



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/11.27.20.22-TDI

**UMA CONTRIBUIÇÃO À MODELAGEM DE  
AEROSSOL E COMPONENTES DA RADIAÇÃO SOLAR  
NO MODELO GL**

Anthony Carlos Silva Porfirio

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Juan Carlos Ceballos, aprovada em 29 de novembro de 2017.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3Q4PAHH>>

INPE  
São José dos Campos  
2017

**PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GBDIR)

Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

E-mail: pubtc@inpe.br

**COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO  
DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):****Presidente:**

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

**Membros:**

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CGCEA)

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia Espacial (CGETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra (CGOBT)

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CGCPT)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

**BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

**REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

Simone Angélica Del Duca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

**EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/11.27.20.22-TDI

**UMA CONTRIBUIÇÃO À MODELAGEM DE  
AEROSSOL E COMPONENTES DA RADIAÇÃO SOLAR  
NO MODELO GL**

Anthony Carlos Silva Porfirio

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Juan Carlos Ceballos, aprovada em 29 de novembro de 2017.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3Q4PAHH>>

INPE  
São José dos Campos  
2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Porfirio, Anthony Carlos Silva.

P825c Uma contribuição à modelagem de aerossol e componentes da radiação solar no modelo GL / Anthony Carlos Silva Porfirio. – São José dos Campos : INPE, 2017.  
xxii + 99 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/11.27.20.22-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2017.  
Orientador : Dr. Juan Carlos Ceballos.

1. Radiação solar. 2. Aerossóis atmosféricos. 3. Componentes da radiação solar. 4. Satélites meteorológicos. I. Título.

CDU 551.521.1

---



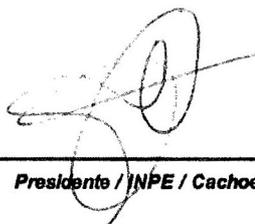
Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **Anthony Carlos Silva Porfiro**  
Título: "UMA CONTRIBUIÇÃO À MODELAGEM DE AEROSSOL E COMPONENTES DA RADIAÇÃO SOLAR NO MODELO GL".

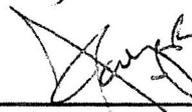
Aprovado (a) pela Banca Examinadora  
em cumprimento ao requisito exigido para  
obtenção do Título de **Doutor(a)** em  
**Meteorologia**

Dra. Simone Marilene Sievert da Costa  
Coelho



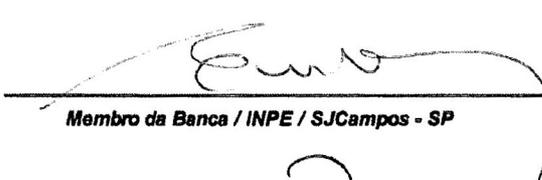
Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Juan Carlos Ceballos



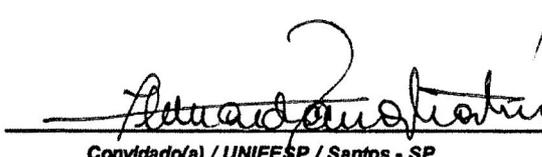
Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Enio Bueno Pereira



Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dr. Fernando Ramos Martins



Convidado(a) / UNIFESP / Santos - SP

Dr. Nilton Manuel Évora do Rosário



Convidado(a) / UNIFESP / Diadema - SP

*Este trabalho foi aprovado por:*

( ) maioria simples

(x) unanimidade

São José dos Campos, 29 de novembro de 2017.



*"Quem quer o brilho do Sol tem de adquirir habilidade para superar as tempestades, tem de ser resiliente para atravessar o breu da soturna noite. Não há milagres. A vida é uma grande aventura onde noites e dias se alternam."*

*Augusto Cury*



*A minha mãe Nadjá "in memoriam" e a minha avó Jovenília "in memoriam".*



## AGRADECIMENTOS

A Deus por estar sempre ao meu lado e pelo dom da vida.

A todos da família Porfirio, irmãos, tios, primos, pelo carinho e, em especial, meu querido pai, pelos ensinamentos, oportunidade de estudo e apoio ao longo da minha vida.

A minha Marcela pelo incentivo, compreensão, companheirismo e amor em todos os momentos, muito obrigado.

Ao Dr. Juan Ceballos pela orientação, amizade, incentivo e apoio durante o desenvolvimento desta pesquisa. Agradeço a oportunidade de trabalhar sob sua orientação por todos esses anos.

A Dra. Simone Costa pela amizade e incentivo ao longo destes anos.

Aos membros da banca examinadora pelas críticas e sugestões que permitiram a melhoria do documento.

Ao Dr. José Leonaldo pela amizade e conselhos dados desde a graduação, e pela supervisão do meu estágio docência na Universidade Federal de Alagoas.

Ao Dr. Istvan Laszlo e equipe pela orientação e oportunidade de realizar o doutorado sanduíche no *Center for Satellite Applications and Research* (STAR/NESDIS/NOAA).

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de doutorado sanduíche no exterior, processo 201370/2015-8.

Ao CNPq e a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo suporte financeiro durante a realização do doutorado.

A todos os colegas da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (DSA/CPTEC/INPE) pelas discussões científicas e pelos momentos de descontração.

## RESUMO

O modelo físico GL é utilizado no CPTEC/INPE para o monitoramento da radiação solar global à superfície no Brasil e na América do Sul com base em imagens do canal visível (VIS) de satélites geoestacionários. As informações geradas pelo modelo têm se mostrado úteis para uma variedade de aplicações, como estudos climáticos, validação de modelos atmosféricos regionais, modelagem da evapotranspiração e levantamento do potencial solar. Devido à sua relevância, esforços científicos com o intuito de investigar a qualidade das estimativas e identificar limitações são fundamentais para propor aperfeiçoamentos e assegurar bons níveis de acurácia. Nesse contexto, o presente estudo teve como objetivo realizar uma contribuição ao modelo GL através da análise do desempenho de suas estimativas, bem como com o aprimoramento de suas hipóteses físicas e com a inclusão de novas parametrizações. Primeiramente, avaliou-se o desempenho do modelo GL aplicado às imagens GOES ( $GL_{G1.2}$ ) e MSG ( $GL_{M1.2}$  e  $GL_{M1.4}$ ) sobre o território brasileiro. As estimativas GL, na base mensal, apresentaram uma boa concordância com a verdade terrestre, sobretudo nas regiões nordeste, sudeste e sul, com erros médios entre  $\pm 10 \text{ W m}^{-2}$ . Maiores discrepâncias nas estimativas GL foram percebidas nas regiões norte e centro-oeste, principalmente na época de maior concentração de aerossóis atmosféricos (agosto-outubro), com desvios médios mensais de 36 e 18  $\text{W m}^{-2}$ , respectivamente. As comparações entre  $GL_G$  e  $GL_M$  mostraram que para a região nordeste as estimativas são bastante semelhantes, o que pode ser creditado ao fato que essa região é observada pelos satélites com ângulo de visada similar. Análise complementar para estações radiométricas localizadas na Espanha, mostraram um excelente desempenho do  $GL_{M1.4}$ , com um MBE de apenas  $-0,2 \text{ W m}^{-2}$  e RMSE de  $13,8 \text{ W m}^{-2}$ . O modelo GL negligencia a presença de aerossóis. Assim, em seguida, investigou-se o impacto dos aerossóis atmosféricos nas estimativas do modelo GL. Ciclos diários medidos e estimados foram comparados para dias de céu claro na época do pico de queimadas na região sul da Amazônia. Tal análise evidenciou a tendência do modelo em superestimar a medida para dias com concentração de aerossóis relevantes. Análises teóricas utilizando o código de transferência radiativa SBDART permitiram o desenvolvimento de parametrizações para os aerossóis no modelo GL. Adotaram-se propriedades ópticas de aerossóis referentes a dois tipos (rural e queimadas). As primeiras validações do novo esquema, denominado de  $GL_{2.0}$ , mostraram um aperfeiçoamento na estimativa dos ciclos diários e da irradiação solar em relação a versão  $GL_{1.2}$ . O impacto na irradiância solar global média diária variou entre  $-50$  e  $-15 \text{ W m}^{-2}$  para profundidades ópticas de 1,0 e 0,3, para um dia com evidente presença da pluma regional de aerossóis de queimada. Por fim, o procedimento aplicado para a estimativa particionada das componentes da radiação solar global, direta e difusa, a partir do  $GL_{2.0}$  e de um modelo de radiação direta por satélite se mostrou promissor. As estimativas de irradiação global, direta e difusa por satélite mostraram boa concordância com as medidas de superfície, com valores médios para o MBE de  $-0,2$ ,  $1,0$  e  $-1,0 \text{ MJ m}^{-2}$  e para o RMSE de  $1,6$ ,  $2,0$  e  $2,0 \text{ MJ m}^{-2}$ , respectivamente. Em geral, os resultados obtidos foram consistentes, e conceberam de maneira natural, duas novas versões com grande potencial para aplicações em pesquisa e para fins operacionais.



# A CONTRIBUTION TO AEROSOL AND SOLAR RADIATION COMPONENTS MODELING ON GL MODEL

## ABSTRACT

The physical model GL is used at CPTEC/INPE for monitoring solar radiation over Brazil and South America based on geostationary satellite VIS imagery. The information generated by GL has shown to be useful for a variety of applications, such as climate studies, validation of regional atmospheric models, evapotranspiration modeling and renewable energy studies. Thus, scientific efforts to investigate the GL's quality and to identify limitations are essential in order to propose refinements and ensure good levels of accuracy. The aim of this work was to contribute to GL model structure through validations studies as well as the improvement of its physical hypotheses and the inclusion of new parametrizations. Firstly, the performance of the GL model applied to GOES (version  $GL_{G1.2}$ ) and MSG (version  $GL_{M1.2}$  and  $GL_{M1.4}$ ) over the Brazilian territory was evaluated. The global solar irradiance estimates on a monthly basis showed good agreement with ground truth (especially in the northeast, southeast and south regions) with mean bias errors lower than  $10 \text{ W m}^{-2}$ . Larger discrepancies in the GL estimates were observed in the north and center-west regions, especially during biomass burning season (August-October), with mean monthly deviations of  $36$  and  $18 \text{ W m}^{-2}$ , respectively. Comparisons between  $GL_G$  and  $GL_M$  showed quite similar estimates in the northeast region, probably due to the fact that this region is observed with similar angle of view from both satellites. Complementary analysis for stations located in Spain showed excellent performance of  $GL_{M1.4}$  estimates, with MBE of  $-0,2 \text{ W m}^{-2}$  and RMSE of  $13,8 \text{ W m}^{-2}$ . GL model neglects the presence of aerosol. So, the next step was to investigate the impact of this atmospheric constituent. Daily cycles for clear sky days during burning biomass peak in the Amazon were considered. This analysis made evident the tendency of the model to overestimate ground truth for days with high aerosol loading. New algorithms were developed for describing this influence. Simulations using the radiative transfer code SBDART allowed to find proper parameterizations for the new variables. Two aerosol optical models were considered (rural and smoke). The first validations of the new scheme (called  $GL_{2.0}$ ) showed an improvement related to previous versions  $GL_{1.2}$ , for estimation of daily cycles as well as daily irradiation. The impact on daily mean global solar irradiance ranged from  $-50$  to  $-15 \text{ W m}^{-2}$  in one day with evident presence of regional aerosol plumes showing aerosol optical depths between  $1,0$  and  $0,3$ , respectively. Last but not least, a method for estimating direct normal irradiance and its daily integral was improved. It allows estimation of diffuse irradiation by a simple partition of global in direct and diffuse irradiance. The results are promising. Validations against four Brazilian stations show mean values for MBE of  $-0,2$ ,  $1,0$  and  $-1,0 \text{ MJ m}^{-2}$  and for RMSE of  $1,6$ ,  $2,0$  and  $2,0 \text{ MJ m}^{-2}$ . In general, the results reported were consistent, generating in a natural way, two new versions with great potential for research and operational purposes.



## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1 - Irradiância solar espectral no topo da atmosfera e no nível da superfície. Atmosfera sem a presença de aerossóis e nuvens. Absorção e espalhamento são indicados pelas regiões em cinza. Não estão indicados os gases que exercem absorção fraca.....	8
Figura 2.2 - Balanço energético médio global anual do sistema Terra-Atmosfera.....	9
Figura 2.3 - (a) Alguns exemplos de partículas de aerossóis atmosféricos com descrição da sua composição química e tamanho; (b) Ilustração esquemática da distribuição de tamanho dos aerossóis dividida pelas modas, fontes, e mecanismos controladores dos processos de emissão, formação e remoção.	25
Figura 2.4 - Distribuição global da espessura óptica do aerossol de partículas de moda fina e grossa, derivados do sensor MODIS a bordo dos satélites Terra e Aqua para setembro de 2000. (a) aerossol de moda fina destacam-se: a poluição nos países da Europa, América do Norte e no sul e leste da Ásia (a, c, e), as queimadas na América do sul e sul da África (b, d); (b) aerossol de moda grossa destacam-se: os aerossóis associados aos desertos na África e no Oriente Médio (a, c) e partículas de sal marinho no sul do Hemisfério Sul (b). .....	26
Figura 3.1 - Propagação da radiação solar na atmosfera conforme hipóteses do modelo $GL_{1.2}$ .....	41
Figura 4.1 - Distribuição espacial das estações com dados de radiação solar: rede INMET (esquerda) e rede AEMET (direita).....	44
Figura 4.2 - Campos médios de água precipitável ( $g\ cm^{-2}$ ) deduzidos pelo modelo global do CPTEC referentes à 1ª quinzena de: (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro de 2011. ....	47
Figura 4.3 - Campos de refletância mínima $R_{min}$ em projeção satélite obtidos a partir do canal 1 do SEVIRI/MSG para: (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro de 2011.....	48
Figura 4.4 - Comparação sazonal entre a irradiância solar média mensal estimada pelo GL a partir de dados GOES ( $GL_{G1.2}$ ) e MSG ( $GL_{M1.2}$ e $GL_{M1.4}$ ) e a medida de superfície para estações da rede INMET em cada região do Brasil, período 2011–2012. ....	51
Figura 4.5 - Série temporal média mensal do MBE e RMSE obtido com o modelo GL usando dados GOES ( $GL_{G1.2}$ ) e MSG ( $GL_{M1.2}$ e $GL_{M1.4}$ ) para cada região do Brasil. ....	54
Figura 4.6 - Série temporal do coeficiente de determinação ( $R^2$ ) para cada região do Brasil: (a) $GL_{G1.2}$ , (b) $GL_{M1.2}$ e (c) $GL_{M1.4}$ . ....	55
Figura 4.7 - Histogramas do desvio entre a irradiância solar média diária estimada pelo modelo GL a partir de imagens GOES ( $GL_{G1.2}$ ) e MSG ( $GL_{M1.2}$ e $GL_{M1.4}$ ) e a medida obtida nas estações da rede INMET para cada região do Brasil. Os valores de MBE e DP encontram-se em $W\ m^{-2}$ . ....	56

Figura 4.8 - Distribuição de frequência da irradiância solar média diária (em $W m^{-2}$ ) modelada pelo GL a partir de imagens GOES ( $GL_{G1.2}$ ) e MSG ( $GL_{M1.2}$ e $GL_{M1.4}$ ) e medida para 5 estações da rede INMET. ....	57
Figura 4.9 - (a) Diagrama de dispersão comparando a irradiância solar média diária (em $W m^{-2}$ ) estimada pelo modelo $GL_{M1.4}$ e a medida de superfície obtida em 43 estações da rede AEMET e (b) histograma dos desvios. ....	59
Figura 4.10 - Distribuição espacial do MBE (esquerda) e RMSE (direita) (em $W m^{-2}$ ) obtido entre a irradiância solar média diária estimada via $GL_{M1.4}$ e medida em 43 estações da rede AEMET. ....	59
Figura 5.1 - Ciclos diários de irradiância global medida e estimada pelo modelo $GL_{1.2}$ para dias de céu claro ocorridos dentro da estação de queimadas. ....	63
Figura 5.2 - Ciclos diários de irradiância global medida e estimada pelo modelo $GL_{1.2}$ para dias de céu claro ocorridos fora da estação de queimadas. ....	64
Figura 5.3 - Variação espectral da eficiência de extinção, albedo simples e parâmetro de assimetria para aerossol do tipo rural conforme Shettle e Fenn (1975). ....	67
Figura 5.4 - Variação espectral da eficiência de extinção, albedo simples e parâmetro de assimetria para aerossol de queimadas conforme Procópio et al. (2003). ....	68
Figura 5.5 - Absorção troposférica (em $W m^{-2}$ ) na condição de céu claro (Aclear) para o intervalo UV+VIS do GL considerando: (a) modelo de aerossol rural e (b) modelo de aerossol de queimadas, albedo de superfície de 0,20. ....	69
Figura 5.6 - Absorção troposférica (em $W m^{-2}$ ) na condição de céu encoberto (Acloudy) para o intervalo UV+VIS do GL considerando: (a) modelo de aerossol rural e (b) modelo de aerossol de queimadas, albedo de superfície de 0,20. ....	70
Figura 5.7 - Desvio médio (em $MJ m^{-2}$ ) associado à estimativa de irradiação solar global com o $GL_{1.2}$ e $GL_{2.0}$ para dias de céu claro em quatro estações da rede SolRadNet. ....	73
Figura 5.8 - Ciclo diário de irradiância solar global medida e estimada pelo modelo $GL_{1.2}$ e $GL_{2.0}$ para o dia de céu claro 29/08/2013 em Alta Floresta. ....	74
Figura 5.9 - Série temporal da irradiação solar global (em $MJ m^{-2}$ ) estimada pelo modelo $GL_{1.2}$ e $GL_{2.0}$ e medida para as estações de Alta Floresta e Cuiabá-Miranda, mês de setembro de 2013. ....	75
Figura 5.10 - (a) Distribuição espacial da AOD (em 550 nm), destacando as áreas com $AOD > 0,3$ . (b) Desvio entre as irradiâncias médias diárias $GL_{2.0}$ e $GL_{1.2}$ (em $W m^{-2}$ ), denotando o impacto provocado pela inclusão dos aerossóis, para o dia 17/09/2013. ....	76
Figura 6.1 - Relações diárias entre a irradiação solar global, direta e difusa medida e estimada por satélite ( $MJ m^{-2}$ ) para 4 meses de 2014 em Petrolina (a,b,c), Brasília (d,e,f), Florianópolis (g,h,i) e São Martinho da Serra (j,k,l). Equações de ajuste linear e o coeficiente de determinação ( $R^2$ ) são incluídos. ....	79
Figura 6.2 - Histogramas do desvio entre a irradiação solar diária (global, direta e difusa) estimada por satélite e a medida ( $MJ m^{-2}$ ) para 4 estações da rede SONDA, período 4 meses de 2014. ....	80
Figura 6.3 - Resultados estatísticos médios de MBE e RMSE (em $MJ m^{-2}$ ) obtidos entre a irradiação solar global, direta e difusa estimada por satélite e medida para 4 estações da rede SONDA, período 4 meses de 2014. ....	81

## LISTA DE TABELAS

	<b><u>Pág.</u></b>
Tabela 2.1 - Composição química, mecanismos de formação, fontes e tempo de vida dos aerossóis das modas fina e grossa.....	27
Tabela 4.1 - Parâmetros estatísticos médios sazonais associados à estimativa da irradiância solar média mensal pelo GL com dados GOES (GL <sub>G1.2</sub> ) e MSG (GL <sub>M1.2</sub> e GL <sub>M1.4</sub> ), para cada região do Brasil. Os valores de MBE, RMSE e DP encontram-se em W m <sup>-2</sup> .....	52
Tabela 5.1 - Sítios experimentais adotados na avaliação da influência dos aerossóis de queimada nas estimativas de irradiância solar à superfície obtidas pelo GL <sub>1.2</sub> . São inseridas as coordenadas geográficas e o número total de dias de céu claro utilizados. ....	62
Tabela 5.2 - Características das LUTs utilizadas para armazenar valores da absorção troposférica (em W m <sup>-2</sup> ) no intervalo UV+VIS.....	65



## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ABI	Advanced Baseline Imager
AEMET	Agência Estatal de Meteorologia
AOD	Profundidade Óptica do Aerossol
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DNI	Irradiância Direta Normal
DNI <sub>clear</sub>	Irradiância Direta Normal sob céu claro
DSA	Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
GL	Modelo GL
GL <sub>G</sub>	Modelo GL aplicado a imagens GOES
GL <sub>G1.2</sub>	Modelo GL versão 1.2 aplicado a imagens GOES
GL <sub>M</sub>	Modelo GL aplicado a imagens MSG
GL <sub>M1.2</sub>	Modelo GL versão 1.2 aplicado a imagens MSG
GL <sub>M1.4</sub>	Modelo GL versão 1.4 aplicado a imagens MSG
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GSIP	GOES Surface and Insolation Products
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
MBE	Mean Bias Error
METEOSAT	Satélite Meteorológico
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MSG	Meteosat Second Generation
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCDC	National Climatic Data Center
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NEB	Nordeste do Brasil
NESDIS	National Environmental Satellite, Data, and Information Service

NIR	Infravermelho próximo
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OMI	Ozone Monitoring Instrument
REST	Reference Evaluation of Solar Transmittance
RMSE	Root Mean Square Error
SBDART	Santa Bárbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer
SONDA	Sistema de Organização Nacional de Dados Ambientais
STAR	Center for Satellite Applications and Research
UV	Ultravioleta
VIS	Visível

## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
1.1. Objetivos .....	6
<b>2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....</b>	<b>7</b>
2.1. Alguns aspectos da radiação solar na atmosfera .....	7
2.2. Modelagem da radiação solar por satélite .....	10
2.2.1. Métodos estatísticos .....	10
2.2.2. Métodos físicos .....	12
2.2.3. Modelo Brasil-SR .....	15
2.3. Estimativa da radiação solar direta e difusa por satélite .....	18
2.4. Aerossóis atmosféricos.....	23
2.4.1. Parâmetros ópticos inerentes aos aerossóis atmosféricos .....	30
<b>3. MODELO GL .....</b>	<b>35</b>
3.1. Radiação ultravioleta.....	37
3.2. Radiação visível .....	37
3.3. Radiação infravermelha.....	39
3.4. Parametrizações de absorção por gases (H <sub>2</sub> O e CO <sub>2</sub> ) .....	41
<b>4. DESEMPENHO ATUAL DO MODELO GL: USO DE IMAGENS GOES E MSG .....</b>	<b>43</b>
4.1. Dados.....	43
4.1.1. Medidas de superfície .....	43
4.1.2. Estimativas GL <sub>1,2</sub> e GL <sub>1,4</sub> .....	45
4.1.3. Controle de qualidade dos dados.....	48
4.2. Resultados .....	49
4.2.1. Avaliação do modelo GL sobre o Brasil .....	50
4.2.1.1. Análise na escala mensal.....	50
4.2.1.2. Análise na escala diária .....	55
4.2.2. Avaliação do modelo GL sobre a Espanha .....	58
<b>5. INFLUÊNCIA DOS AEROSSÓIS NA ESTIMATIVA DE RADIAÇÃO SOLAR NO MODELO GL .....</b>	<b>61</b>
5.1. Avaliação da influência dos aerossóis no modelo GL <sub>1,2</sub> .....	61
5.2. Nova configuração do modelo GL: Modelagem do efeito dos aerossóis .....	64
5.3. Validação do esquema.....	73

<b>6. ESTIMATIVA DAS COMPONENTES DA RADIAÇÃO SOLAR .....</b>	<b>77</b>
6.1. Estimativa da radiação direta e difusa .....	77
6.2. Validação das componentes da radiação solar .....	78
<b>7. CONCLUSÕES.....</b>	<b>83</b>
7.1. Sugestões para trabalhos futuros .....	86
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>89</b>
<b>ANEXO A - ARTIGO PUBLICADO .....</b>	<b>99</b>

## 1. INTRODUÇÃO

A radiação solar é a fonte de energia predominante para o sistema Terra-atmosfera e diretamente ou indiretamente participa de todos os fenômenos meteorológicos desse sistema. O conhecimento acurado da radiação solar à superfície possui diversas implicações em meteorologia, engenharia, ciências agrárias (particularmente a física do solo e fisiologia de cultivos), ciências da saúde e em muitas outras atividades humanas. Mencionam-se alguns exemplos que mostram a diversidade de aplicações: no cômputo do balanço de radiação e energia global, em modelos de previsão de tempo e clima, na modelagem hidrológica, na modelagem da fotossíntese e processos de evaporação em superfícies líquidas (ou solo) e evapotranspiração em coberturas vegetais, na elaboração de projetos de sistema de aquecimento solar e conversão alternativa para energia elétrica, em pesquisas de saúde humana (como o câncer de pele).

A propagação da radiação solar entre o topo da atmosfera e superfície é de natureza complexa. Essa característica é originada na influência que os variados parâmetros atmosféricos (gases, nuvens e aerossóis) exercem sobre os fluxos radiativos através dos processos de absorção e/ou espalhamento em diferentes comprimentos de onda. A medida à superfície dos fluxos radiativos pode ser realizada por meio de piranômetros, saldo-radiômetros, sensores quânticos, pireliômetros, dentre outros. Embora esse método convencional seja mais preciso, a qualidade dos dados e quantidade de estações solarimétricas instaladas atualmente é, ainda, insuficiente para fornecer o detalhamento espacial e temporal desejado por diversas aplicações meteorológicas, agrometeorológicas e de energias renováveis. Além disso, a qualidade de dados interpolados torna-se consideravelmente comprometida quando a distância entre as estações é superior a 50 km (MARTINS; PEREIRA, 2011). No entanto, é adequado comentar que no Brasil o número de estações automáticas com registros de radiação solar tem aumentado consideravelmente nos últimos anos. As redes do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) basicamente informam a radiação global; enquanto que as redes SONDA (Sistema de Organização Nacional de Dados Ambientais) e SolRadNet (*Solar Radiation Network*) possuem uma dezena de estações medindo maiores detalhes da radiação

solar). A conjunção desses aspectos e a necessidade de maior detalhamento temporal em escalas espaciais mais reduzidas conduziram ao desenvolvimento de métodos que utilizam informações de satélites para prover a estimativa de fluxos de radiação solar à superfície. Os dados de satélites geoestacionários são notadamente adequados para avaliar o ciclo diário de radiação, tendo em vista sua ampla cobertura continental/global, bem como sua alta resolução espacial (inferior a 5 km) e temporal (entre 15 e 30 minutos), quando comparado com as estações observacionais e com os satélites de órbita polar.

Nas últimas três décadas, diversos métodos com distintos graus de complexidade foram desenvolvidos e aplicados na avaliação da radiação solar em superfície em diferentes partes do mundo (alguns exemplos TARPLEY, 1979; GAUTIER et al., 1980; PINKER; EWING, 1985; STUHLMANN et al., 1990; PINKER; LASZLO, 1992; PEREIRA et al., 2000; CEBALLOS et al., 2004). Basicamente, esses algoritmos podem ser classificados em modelos estatísticos, físicos e híbridos. Os primeiros baseiam-se em funções empíricas que relacionam as radiâncias no topo da atmosfera medidas por satélite com dados de radiação solar medidos à superfície. Esse tipo de modelo requer um conjunto razoável de dados de satélite e de superfície para estabelecer os parâmetros do modelo de regressão. Embora com abordagem simples, esse tipo de modelo apresenta resultados consistentes apenas para os locais onde foram ajustados os coeficientes de regressão (SCHMETZ, 1989).

Neste trabalho focamos nossa atenção nos modelos físicos. Tais modelos avaliam explicitamente os processos físicos relevantes à transferência de radiação solar na atmosfera. Tais algoritmos adotam parametrizações que representam os efeitos de espalhamento Rayleigh, absorção por gases ( $O_3$ ,  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $O_2$ ) e absorção e espalhamento por aerossóis e nuvens. A aplicação destes métodos para áreas extensas é condicionada à disponibilidade de informações precisas dos parâmetros atmosféricos e com boa resolução espaço-temporal. Como principais exemplos deste tipo de abordagem, podem ser citados os modelos de Gautier et al. (1980), o modelo IGMK proposto por Stuhlmann et al. (1990) e o modelo de Pinker e Laszlo (1992).

No Brasil, dois modelos físicos são atualmente utilizados para avaliar a distribuição espacial da radiação solar: o modelo Brasil-SR (PEREIRA et al., 2006) e o modelo GL versão 1.2 (CEBALLOS et al., 2004). O BRASIL-SR foi desenvolvido com base no modelo IGMK, utiliza o método de dois fluxos na solução da equação de transferência radiativa e combina o uso de imagens do satélite GOES e dados climatológicos de parâmetros atmosféricos e de superfície. Esse método foi empregado para gerar o Atlas Brasileiro de Energia Solar e tem subsidiado diversas pesquisas com o enfoque no levantamento do potencial solar para fins de planejamento energético (PEREIRA et al., 2006; 2017; MARTINS et al., 2008; VIANA et al., 2011).

O modelo GL, objeto central deste trabalho, é de origem nacional e sua primeira versão foi idealizada na Universidade Federal da Paraíba utilizando imagens do canal VIS do Meteosat para estimar a radiação solar global à superfície (CEBALLOS; MOURA, 1997). Posteriormente, o modelo GL versão 1.2 (GL<sub>1.2</sub>) foi adaptado no CPTEC para aplicação a imagens GOES e fornecer o monitoramento da radiação solar à superfície (global e faixa UV+VIS) em caráter operacional na América do Sul (CEBALLOS et al., 2004). O modelo possui saídas instantâneas e médias diárias (ver página <http://satellite.cptec.inpe.br/radiacao/>), gerando arquivos com resolução espacial de 0,04° e temporal ~ 15 minutos. O GL caracteriza-se por necessitar de apenas um canal (VIS) de satélites geoestacionários para realizar o cômputo de fluxos radiativos em dois intervalos de banda-larga (visível e infravermelho). No intervalo visível, o modelo avalia o fluxo de radiação à superfície através de um simples balanço de radiação. No intervalo infravermelho, considera-se que à superfície incide apenas fluxo direto que atravessa entre nuvens, ou fluxo difuso gerado pela multireflexão entre a superfície e a base das nuvens.

A modelagem da radiação solar no sistema Terra-atmosfera apresenta diversos graus de complexidade que podem afetar sensivelmente a acurácia dos modelos físicos. Uma das questões é a parametrização adequada dos processos de absorção e/ou espalhamento em bandas espectrais por aerossóis, nuvens, vapor d'água, dióxido de carbono, ozônio, dentre outros. Outra questão relevante é que a maioria dos parâmetros atmosféricos é altamente variável no tempo e no espaço (notadamente a água precipitável, as nuvens e

a concentração de aerossóis). As nuvens cobrem grande parte do globo, e quando presentes na atmosfera atuam como o principal modulador da radiação solar à superfície (LIOU, 2002). Na condição de céu claro, o aerossol geralmente é a maior fonte de atenuação da radiação solar na baixa atmosfera, quando presente em quantidade relevante, seguido pelo vapor d'água (GUEYMARD, 1993). É típico introduzir simplificações na parametrização de efeitos complexos ou com variação desconhecida. No caso do GL, a versão 1.2 assume como constante no espaço e no tempo o conteúdo total de ozônio ( $u_{O_3} = 0,28$  cm-atm), a concentração do dióxido de carbono (360 ppm), e a água precipitável ( $w = 3,5$  g cm<sup>-2</sup>, em latitudes subtropicais e  $w = 4,5$  g cm<sup>-2</sup>, em latitudes tropicais). A versão denominada de GL<sub>1.4</sub> inclui a variabilidade espacial e temporal da água precipitável e da refletância típica de superfície  $R_{min}$  e foi implementada no momento apenas para imagens MSG (*Meteosat Second Generation*). Espera-se que esta definição mais objetiva desses parâmetros promova avanços na qualidade das estimativas.

Um fator importante que o GL desconsidera em suas parametrizações é o efeito do aerossol, aceitando que sua profundidade óptica seja muito baixa e sem mudanças regionais. Essa hipótese pode até ser válida para regiões rurais remotas; entretanto, para áreas próximas às queimadas e em grandes complexos industriais pode implicar em erros consideráveis na estimativa dos fluxos. Trabalhos precedentes identificaram o incremento no desvio do modelo em relação às medidas em atmosferas com alta carga de aerossol (CEBALLOS et al., 2004; SOUZA, 2004). Em conexão com a radiação solar e o clima regional os aerossóis modificam os fluxos radiativos: diretamente, atuando como partículas espalhadoras e absorvedoras de luz solar na atmosfera, alterando o albedo planetário (SEINFELD; PANDIS, 1998; JACOBSON, 2005); e indiretamente, eles têm influência sobre a microfísica de nuvens (formação e ciclo de vida), e assim impactando a precipitação e ciclos hidrológicos (CHARLSON et al., 1987; KAUFMAN, 1995). Ainda, há os efeitos semi-diretos associados com a absorção da radiação solar pelos aerossóis. Esse processo pode alterar a estrutura vertical da temperatura na atmosfera e, deste modo, a termodinâmica (HANSEN et al., 1997; ACKERMAN et al., 2000).

Diversos estudos têm sido realizados em todo o mundo com a finalidade de analisar o impacto provocado pelos aerossóis nos níveis de radiação solar (YAMASOE, 1999; SCHAFER et al., 2002; YABE et al., 2003; PROCÓPIO et al., 2004; MOON et al., 2009; EL-METWALLY et al., 2011; ROSÁRIO et al., 2011; GOTO et al., 2012; ROSÁRIO et al., 2013). Yamasoe (1999) sugere que em regiões de queimada no Brasil a forçante radiativa (FR) pode atingir até  $45 \text{ W m}^{-2}$ . Schafer et al. (2002), em estudo realizado em três locais na Amazônia, perceberam que os níveis de redução da radiação solar provocada por aerossóis de queimada são comparáveis aos provocados pela cobertura de nuvens na época chuvosa da região. Os autores evidenciam que aerossóis de queimada reduzem os níveis de PAR (*Photosynthetically Active Radiation*) instantâneos entre  $86$  e  $200 \text{ W m}^{-2}$ , o que pode exercer implicações na produtividade agrícola. Ainda, estudos têm demonstrado que a presença de aerossóis pode reduzir os níveis de radiação ultravioleta (UV) à superfície em cerca de 5-30% (LIU et al., 1991; KYLLING et al., 1998; XIA et al., 2008; KIM et al., 2013).

As parametrizações necessárias para o aerossol num modelo de radiação solar não são óbvias. Os efeitos que os aerossóis (troposféricos e estratosféricos) exercem dependem de parâmetros ópticos altamente variáveis no tempo, no espaço, e com as condições meteorológicas, notadamente, a concentração, forma, tamanho, tipo e seus perfis verticais. Essa heterogeneidade deve-se principalmente à distribuição geográfica das fontes emissoras e ao curto tempo de residência dos aerossóis na atmosfera (HAYWOOD; BOUCHER, 2000). Informações detalhadas desses parâmetros ópticos espectrais como o coeficiente de turbidez ( $\beta$ ), expoente de Angstrom ( $\alpha$ ), profundidade óptica do aerossol (AOD, em inglês *Aerosol Optical Depth*), são necessárias para sua adequada modelagem. No entanto, por um lado, iniciativas de observação como as da rede AERONET-NASA (*AErosol RObotic NETwork*) têm contribuído para dirimir essa deficiência de informações a nível global. A rede AERONET mede um extenso conjunto de propriedades ópticas de aerossóis em mais de 200 locais de mensuração. Por outro lado, o método adotado pela comunidade científica é o do uso combinado de observações diretas, técnicas via sensores remotos e modelagem numérica (CHARLSON, 2001). A variabilidade regional das propriedades ópticas dos aerossóis e

seu padrão de transporte sobre a América do Sul são detalhadamente descritos por Rosário (2011) e Longo et al. (2009).

### **1.1. Objetivos**

O modelo GL roda operacionalmente na DSA/CPTEC avaliando irradiância solar à superfície com alta definição espacial e temporal, utilizando-se de imagens de satélites geostacionários. Destaca-se que a série temporal produzida abrange atualmente mais de 20 anos de informações sobre a América do Sul e oceanos circundantes. Dessa forma, constitui uma valiosa base de dados para estudos associados com o tempo e o clima regionais. O objetivo principal desta pesquisa é aperfeiçoar o modelo GL tanto do ponto de vista de suas hipóteses físicas como da inclusão de novas variáveis e parametrizações. Dada a importância de suas aplicações, também é considerada a partição da radiação global em suas componentes direta e difusa. Para tal, alguns objetivos específicos se fazem relevantes:

- Caracterizar o desempenho do modelo GL aplicado às imagens GOES e MSG, com o intuito de aprimorar o diagnóstico do comportamento do modelo sobre o território brasileiro;
- Avaliar a influência dos aerossóis nas estimativas de radiação solar obtidas pelo modelo GL e incluí-los na estrutura do modelo;
- A partir do mesmo conjunto de informações básicas sobre a atmosfera, obter a radiação global e sua partição em direta e difusa.

Como resultado final desta pesquisa devem ser obtidas duas novas versões, um GL<sub>2.0</sub> que inclui o efeito dos aerossóis no cômputo da radiação global, e um GL<sub>2.1</sub> que avalia e particiona a radiação global nas suas componentes direta e difusa.

## 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1. Alguns aspectos da radiação solar na atmosfera

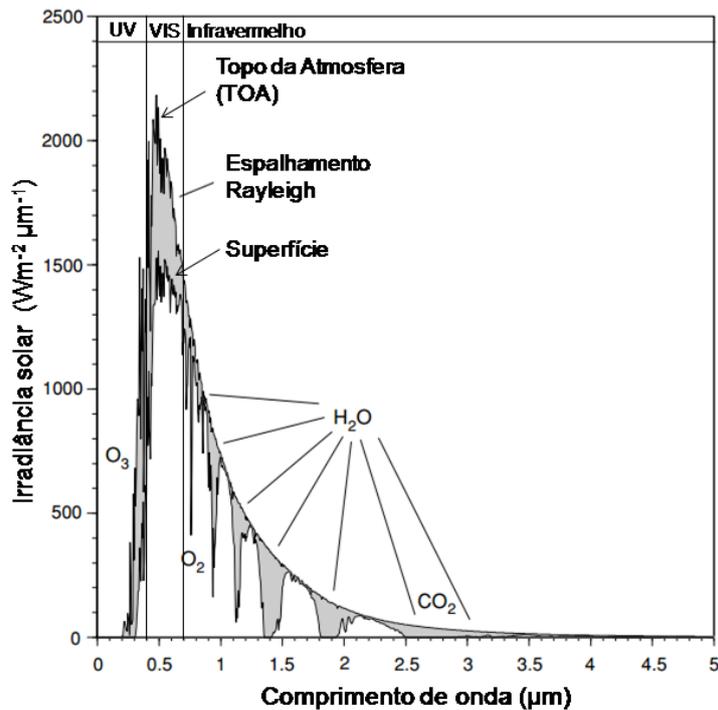
A fonte de energia primária para os diversos processos dinâmicos e termodinâmicos ocorrentes na atmosfera e na interface atmosfera-superfície provém da radiação solar. Portanto, a avaliação de seu potencial e o entendimento de sua variabilidade no espaço e no tempo são de importância fundamental no estudo do tempo e do clima regional e global, dentre outros aspectos.

A radiação emitida pelo Sol se distribui em comprimentos de onda ( $\lambda$ ) que abrangem desde os raios gama até as ondas de rádio. Entretanto, a maior parte da radiação solar encontra-se nos comprimentos inferiores a  $4 \mu\text{m}$  (99%), com pico de intensidade (emissão) no comprimento de  $0,5 \mu\text{m}$ . Em função disso a radiação solar é comumente conhecida como de ondas curtas. Os fluxos relevantes para muitas aplicações práticas se situam em três faixas principais: ultravioleta ( $0,1 \leq \lambda \leq 0,4 \mu\text{m}$ ), visível ( $0,4 < \lambda \leq 0,7 \mu\text{m}$ ) e infravermelha solar ( $0,7 < \lambda \leq 4 \mu\text{m}$ ) (IQBAL, 1983).

A Figura 2.1 combina algumas importantes informações sobre o espectro solar e sua interação com a atmosfera, não incluído o efeito de nuvens. Representam-se duas curvas de radiação solar, ou seja, irradiância solar espectral incidente no topo da atmosfera e a irradiância observada ao nível de superfície. Nota-se que alguns gases presentes na atmosfera destacam-se por absorverem mais intensamente a radiação solar, são eles: oxigênio molecular ( $\text{O}_2$ ), ozônio ( $\text{O}_3$ ), dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) e vapor d'água ( $\text{H}_2\text{O}$ ). Tais gases atuam seletivamente em determinadas bandas espectrais. No intervalo ultravioleta os principais absorvedores são o  $\text{O}_2$  e  $\text{O}_3$ , sendo que a absorção pelo  $\text{O}_2$  é dominante para  $\lambda < 0,2 \mu\text{m}$  e o  $\text{O}_3$  absorve intensamente até  $0,36 \mu\text{m}$ . No espectro visível, o  $\text{O}_3$  permanece como o principal absorvedor, em função da banda Chappuis que se estende desde  $0,42 \mu\text{m}$  até o infravermelho próximo  $0,74 \mu\text{m}$ , com pico de absorção em  $0,6 \mu\text{m}$  (LIOU, 2002). Além disso, atua com linhas fracas de absorção o  $\text{O}_2$  e gases minoritários como o  $\text{NO}_2$  (não incluída na Figura). Contudo, a maior atenuação neste intervalo está associada à dispersão Rayleigh. Na faixa infravermelha o

absorvedor principal é o vapor d'água com contribuições do dióxido de carbono (IQBAL, 1983).

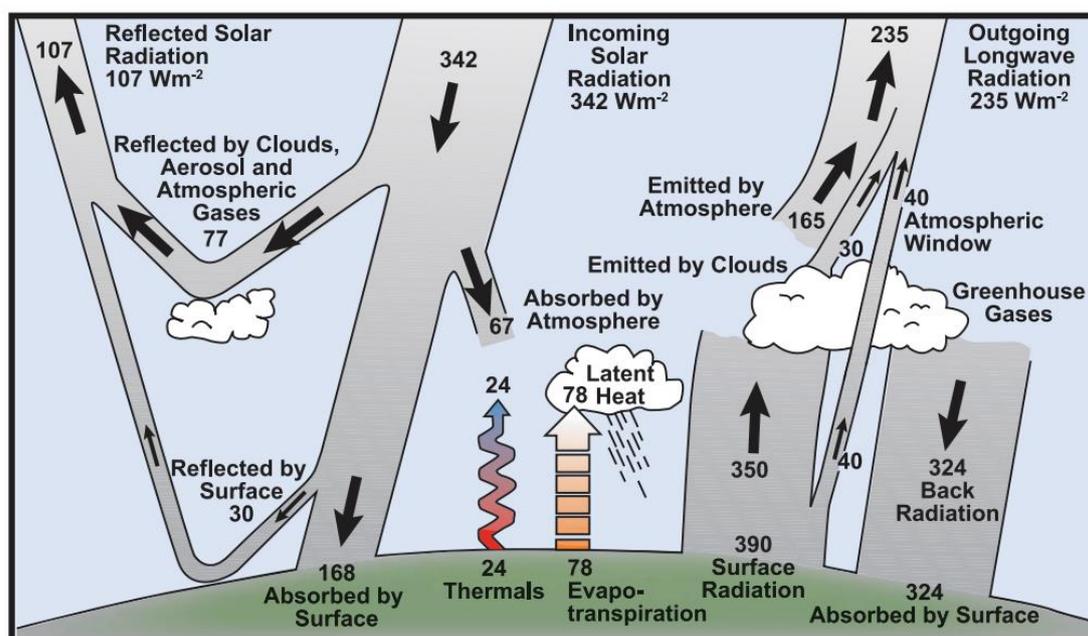
Figura 2.1 - Irradiância solar espectral no topo da atmosfera e no nível da superfície. Atmosfera sem a presença de aerossóis e nuvens. Absorção e espalhamento são indicados pelas regiões em cinza. Não estão indicados os gases que exercem absorção fraca.



Fonte: Adaptado de Liou (2002).

Sendo assim, o fluxo de energia solar ao incidir e penetrar na atmosfera interage com a mesma e sofre atenuação através dos processos físicos de absorção e espalhamento, ocasionados pelos constituintes atmosféricos e aerossóis. As nuvens, que cobrem grande parte do globo (em torno de 50%) (LIOU, 2002), também contribuem com a reflexão e absorção da radiação solar. O impacto exercido por elas varia em função de suas características, tais como tipo, espessura óptica e número de camadas, raio efetivo das gotas, dentre outras. Depreende-se o papel importante da atmosfera no balanço energético do sistema climático. Uma visão esquemática dos principais processos de interação entre a radiação solar, radiação de ondas longas e o sistema Terra-Atmosfera é ilustrada na Figura 2.2.

Figura 2.2 - Balanço energético médio global anual do sistema Terra-Atmosfera.



Fonte: Adaptado de IPCC (2007).

Para um longo período de tempo, a quantidade de radiação solar absorvida pelo sistema Terra-atmosfera é equivalente à quantidade de radiação de ondas longas (comprimentos de onda superiores a  $4 \mu\text{m}$ ) emergente no topo da atmosfera. Na parte superior da atmosfera incidem aproximadamente  $342 \text{ W m}^{-2}$  de radiação solar. Em torno de 30% desse valor ( $107 \text{ W m}^{-2}$ ) é refletido de volta ao espaço pelos componentes atmosféricos nuvens, aerossóis e gases ( $77 \text{ W m}^{-2}$ ) e pela superfície ( $30 \text{ W m}^{-2}$ ). A porção absorvida pela superfície ( $168 \text{ W m}^{-2}$ ) provoca o seu aquecimento e, conseqüentemente, essa energia é transferida para a atmosfera por meio dos fluxos turbulentos (calor sensível - termal e calor latente - evapotranspiração) e pela radiação de onda longa, que pode ser absorvida por nuvens e gases do efeito estufa ou transmitida diretamente até o topo. Por sua vez, a atmosfera também irradia radiação de ondas longas no sentido da superfície e topo da atmosfera conforme sua temperatura de equilíbrio. O sistema climático é susceptível a perturbações provocadas por agentes internos (mudanças na concentração de gases, aerossóis, propriedades de nuvens e vegetação) e externos (alteração na radiação solar incidente no topo da atmosfera) (IPCC, 2007).

Torna-se evidente que a modelagem da propagação da radiação solar na atmosfera é de relativa complexidade, devido principalmente às diversas interações com os

componentes atmosféricos tais como gases, nuvens e aerossóis, e a variabilidade espaço-temporal deles. Ainda, os processos de absorção e espalhamento da radiação dependem do comprimento de onda.

A irradiância solar que atinge a superfície terrestre é composta por duas componentes: i) porção do fluxo radiante que não foi espalhado nem absorvido pelos constituintes atmosféricos, ou seja, proveniente diretamente do disco solar, definida como irradiância direta normal (*DNI*) e ii) porção que modifica seu percurso original ao ser espalhada pelos constituintes atmosféricos e/ou aerossóis, denominada irradiância solar difusa. O produto entre a irradiância direta normal e o cosseno do ângulo zenital somado com a irradiância solar difusa constitui a irradiância solar global (BADESCU, 2008).

## **2.2. Modelagem da radiação solar por satélite**

Nas últimas três décadas foram desenvolvidos vários algoritmos e modelos para estimar a radiação solar à superfície através de imagens de satélite (alguns exemplos, TARPLEY, 1979; GAUTIER et al., 1980; PINKER; EWING 1985; CANO et al., 1986; DEDIEU et al., 1987; STUHLMANN et al., 1990; PINKER; LASZLO, 1992; NUNES, 1993; PEREIRA et al., 2000; CEBALLOS et al., 2004). Basicamente, os modelos podem ser agrupados em modelos estatísticos e modelos físicos. Faz-se conveniente comentar brevemente sobre alguns modelos publicados na literatura.

### **2.2.1. Métodos estatísticos**

Os modelos estatísticos são baseados no uso de expressões empíricas que relacionam a radiação observada por satélite com a irradiância solar medida por instrumentos à superfície. Este tipo de modelo é relativamente simples, por requerer menor quantidade de informações sobre a composição da atmosfera. Entretanto, salienta-se que a abordagem estatística é dependente de dados solarimétricos de superfície e o seu uso é restrito à região onde as relações foram estabelecidas (SCHMETZ, 1989). Com esse tipo de abordagem destacam-se os modelos clássicos de Tarpley (1979) e Cano et al. (1986).

Tarpley (1979) desenvolveu um método empírico de estimativa de irradiância solar através de dados do sensor VISSR (*Visible and Infrared Spin Scan Radiometer*) do GOES e observações de piranômetros na região das grandes planícies nos Estados Unidos. Utilizou-se de dados no canal VIS (0,55-0,75  $\mu\text{m}$ ) com resolução espacial de 8 km no ponto sub-satélite. Uma expressão empírica que combina informações dos ângulos zenital e azimutal foi empregada para avaliar a radiância de céu claro esperada para cada pixel. O método exige o uso de equações diferentes para cada tipo de condição de céu (claro, parcialmente nublado e nublado). As estimativas na base diária apresentaram bom desempenho na condição de céu claro, com erros médios da ordem de 10%. Entretanto, discrepâncias significativas foram encontradas na condição de céu parcialmente nublado e nublado, com desvios de 30 e 50%, respectivamente. Alonso Suárez et al. (2012) propuseram e validaram um modelo estatístico para o Uruguai baseado no original de Tarpley (1979). Os autores mostraram que a inclusão da dependência do brilho nas parametrizações do modelo original permitiu reduzir o valor de RMSE (*Root Mean Square Error*) em 25 e 45% nas bases horária e diária, respectivamente.

O modelo desenvolvido por Cano et al. (1986) considera que a quantidade de nuvens em uma dada área determina estatisticamente a irradiância global para essa área. Em primeira análise é gerado um mapa de referência do albedo da superfície para céu claro a partir do processamento de uma sequência de imagens de satélite. A comparação entre imagens de satélite para um dado horário com o mapa de albedo conduz a determinação de um índice de cobertura de nuvens, para cada pixel de 5 km. Em seguida, o índice de cobertura de nuvens é correlacionado com o fator de transmitância atmosférica, sendo que os parâmetros de regressão são determinados através de um conjunto de dados medidos à superfície. Os resultados destacam uma boa correlação linear (coeficiente de correlação superior a 0,80) e um RMSE de cerca de  $83 \text{ Wh m}^{-2}$ , para valores horários. O modelo clássico de Cano et al. (1986) é utilizado até hoje como base conceitual para os modelos SUNY e HELIOSAT (com alguns aperfeiçoamentos), amplamente conhecidos pela comunidade de pesquisadores (PEREZ et al., 2002; 2004; HAMMER et al., 2003; RIGOLLIER et al., 2004).

### 2.2.2. Métodos físicos

Os modelos físicos estimam a irradiância solar através da consideração explícita dos processos físicos relevantes à transferência radiativa e componentes do sistema Terra-atmosfera. Em contrapartida aos modelos estatísticos, os modelos com fundamentação física são independentes de dados piranométricos de superfície, têm potencial aplicação para áreas extensas e, em tese, para quaisquer cenários atmosféricos. Entretanto, esse tipo de abordagem necessita de informações precisas dos parâmetros atmosféricos e com bom detalhamento no espaço e no tempo. A acurácia destes métodos é comprometida quando estas bases de dados não são disponíveis ou não apresentam a qualidade necessária. Claramente, os produtos atmosféricos e de superfície provenientes de satélites ambientais podem contribuir de forma efetiva, desde que apresentem acurácia aceitável. A seguir, faz-se menção a alguns métodos físicos.

Gautier et al. (1980) propuseram um modelo físico capaz de estimar a irradiância solar global à superfície a partir de imagens de refletância do GOES-2. O modelo contabiliza os efeitos de espalhamento Rayleigh, absorção pelo vapor d'água e nuvens. Adotam-se abordagens distintas para as condições de céu claro e nublado. A influência associada aos aerossóis nos fluxos radiativos não é incluída. Considera-se que os efeitos de espalhamento e absorção por nuvens estão linearmente relacionados com a refletância observada pelo satélite. O modelo de Gautier também utiliza um mapa de referência do albedo da superfície. Este mapa é elaborado a partir do processamento de imagens com valores mínimos de refletância para um horário específico. Discrimina-se céu com a presença de nuvens se o valor de refletância observado pelo satélite for maior do que o valor esperado de céu claro acrescido de uma margem de confiança que estaria associada a pequenas mudanças no albedo de superfície, e variações sazonais de parâmetros atmosféricos, tais como umidade atmosférica, concentração de aerossóis. As estimativas foram comparadas com medidas de três piranômetros situados no Canadá (Toronto, Montreal e Ottawa), para a primavera e verão de 1978. Os resultados mostraram erros médios da ordem de 9% com relação às medidas de irradiação diária para todas as condições de nebulosidade.

Posteriormente, Diak et al. (1982) discutiram as fontes de erro associadas as considerações do modelo de Gautier. Em seguida, Diak e Gautier (1983) realizaram algumas modificações nas parametrizações associadas ao espalhamento Rayleigh e absorção do vapor d'água e incluíram a absorção pelo ozônio, anteriormente negligenciada. Adicionalmente, uma correção empírica foi introduzida para nuvens com pequena dimensão geométrica. Os autores reportaram superestimativas da irradiância solar à superfície quando a atmosfera encontrava-se com nuvens esparsas de pouco desenvolvimento vertical. As novas considerações reduziram o erro em 1% em relação ao modelo original.

Dedieu et al. (1987) desenvolveram um modelo físico para estimar irradiância solar e albedo da superfície utilizando dados do canal solar (0,40 - 1,1  $\mu\text{m}$ ) do satélite Meteosat-1. A transmitância atmosférica foi deduzida considerando as absorções pertinentes ao ozônio e vapor d'água, espalhamento Rayleigh e espalhamento Mie. O método aplica formulações propostas por Lacis e Hansen (1974) para a modelagem da absorção dos gases ( $\text{O}_3$  e  $\text{H}_2\text{O}$ ). Adotam-se valores climatológicos de latitudes médias para a concentração do vapor d'água (1,0  $\text{g cm}^{-2}$  no inverno e 2,5  $\text{g cm}^{-2}$  no verão), enquanto que o conteúdo de ozônio é mantido constante e igual a 0,35 cm-atm. O modelo de transferência radiativa proposto por Tanré et al. (1979) foi aplicado para avaliar a influência dos aerossóis. O espalhamento Mie foi avaliado assumindo uma concentração de aerossóis típica, em que a profundidade óptica em 1,0  $\mu\text{m}$  é ajustada para um valor de 0,132. Os autores mencionam que esse valor pode não ser adequado para outras regiões e períodos. Contudo, o erro associado ao parâmetro não seria crítico, uma vez que as nuvens exercem maior influência nos níveis de radiação solar à superfície. Desse modo, o modelo de Dedieu et al. aborda os efeitos dos aerossóis de duas formas: i) assume um valor climatológico de base "*background*" no cômputo da transmitância atmosférica de céu claro; e ii) considera uma camada densa de aerossóis como uma nuvem, aumentando assim a refletância observada pelo satélite. As nuvens são consideradas não absorvedoras e nenhum limiar para distinguir condições de céu claro e nublado é necessário. O método assume que o espalhamento por nuvens e reflexão da superfície são isotrópicos e que não apresentam dependência espectral. No entanto, os autores reportam que essas hipóteses são fontes de erros para nuvens finas

(do tipo cirrus) e nuvens espaçadas. A atenuação provocada pelas nuvens nos fluxos radiativos à superfície é introduzida através do monitoramento contínuo do albedo planetário observado pelo satélite. O albedo da superfície é calculado a partir do valor mínimo de refletância observado pelo satélite em uma série temporal extensa no intuito de remover a presença de nuvens no pixel considerado.

A validação do modelo de Dedieu et al. (1987) foi realizada com dados de três meses do ano 1979 para vinte e seis estações pertencentes ao Serviço Meteorológico Francês. Comparações horárias entre medidas e estimativas evidenciaram larga dispersão, principalmente na condição de céu parcialmente nublado. A avaliação estatística para irradiâncias horárias mostrou um RMSE médio de  $109 \text{ W m}^{-2}$  (19,5% da irradiância solar média) e coeficiente de correlação de 0,92. Resultados superiores foram encontrados para valores médios mensais com RMSE da ordem de  $36,7 \text{ W m}^{-2}$  (6,4%).

Pinker e Ewing (1985) desenvolveram um modelo físico de baixa resolução espectral para a estimativa de irradiância solar global, direta e difusa através de imagens de satélite. Posteriormente, Pinker e Laszlo (1992) realizaram uma série de modificações no algoritmo original para permitir a aplicação na escala global a partir dos dados do ISCCP (*International Satellite Cloud Climatology Project*). Este algoritmo foi adotado pela NESDIS/NOAA no contexto do GSIP (*GOES Surface and Insolation Product*) (PINKER et al., 2002) e no algoritmo ABI de radiação solar (LASZLO et al., 2008).

O modelo Pinker particiona a atmosfera em três camadas plano-paralelas e verticalmente não-homogêneas (com bases na superfície, em 2 km e 5,5 km), sendo que no nível intermediário situa-se uma camada de nuvens. O método divide o espectro solar entre 0,3 a 0,7  $\mu\text{m}$  em quatro intervalos espectrais igualmente espaçados (0,3-0,4, 0,4-0,5, 0,5-0,6 e 0,6-0,7  $\mu\text{m}$ ); enquanto que a região entre 0,7 a 4  $\mu\text{m}$  é dividida em oito intervalos baseados em uma distribuição de probabilidades discreta para coeficientes de absorção do vapor d'água (LACIS; HANSEN, 1974). Este algoritmo faz uso da aproximação  $\delta$ -Eddington para resolver a equação de transferência radiativa numa atmosfera absorvedora, espalhadora e não homogênea na vertical. A técnica  $\delta$ -Eddington apresenta vantagens reconhecidas pela comunidade científica, como boa

precisão e baixa demanda de tempo computacional (LENOBLE, 1985). O modelo aplica parametrizações para as propriedades ópticas do espalhamento Rayleigh, absorção pelo vapor d'água, absorção e espalhamento pelos aerossóis e nuvens. O fluxo absorvido pelo ozônio para os intervalos espectrais relevantes é calculado e diminuído do fluxo solar incidente, seguindo metodologia de Lacis e Hansen (1974). Em cada faixa espectral são calculados a espessura óptica ( $\tau$ ), albedo simples ( $\omega_0$ ) e fator de assimetria ( $g$ ) considerando os processos e constituintes atmosféricos relevantes do intervalo. O método Pinker fundamenta-se na relação existente entre a transmitância atmosférica e a refletância planetária e contempla basicamente três etapas principais. Primeiramente, o modelo é executado para definir relações teóricas entre o albedo planetário e a espessura óptica de nuvens para diversos ângulos zenitais. Em seguida, observações por satélite da refletância planetária no canal VIS são utilizadas para avaliar uma espessura óptica de nuvem equivalente. Por fim, realiza-se o cômputo da transmitância atmosférica e irradiância solar à superfície a partir da combinação entre as informações de espessura óptica da nuvem equivalente, características atmosféricas (vapor d'água, ozônio, aerossóis) e ângulo zenital.

As validações foram realizadas através de dois experimentos distintos denominados: i) experimento A, em que utilizou imagens de satélite para inferir a espessura óptica da nuvem; e ii) experimento B, que empregou observações de superfície para determinar o tipo e a cobertura de nuvens. Nas validações foram utilizadas medidas de irradiância solar obtidas em Toronto durante o período de maio a agosto de 1982. A metodologia empregada no experimento A mostrou melhor desempenho, com coeficiente de correlação de 0,94 e um erro médio de 12,5%. O experimento B reportou um menor coeficiente de correlação de 0,91 e um maior erro médio 16%.

### **2.2.3. Modelo Brasil-SR**

Möser e Raschke (1984) desenvolveram o modelo IGMK (*Institut für Geophysik Meteorologie - Universität zu Köln*) para estimar radiação solar global através de dados do satélite geostacionário Meteosat. Este modelo foi posteriormente aperfeiçoado por Stuhlmann et al. (1990). As melhorias incluíram um novo tratamento para a

transmitância de nuvens, variações espaço-temporais dos constituintes atmosféricos, dependência com a elevação do terreno e implementação de múltiplas reflexões entre as camadas atmosféricas e superfície e estimativa das componentes direta e difusa da radiação solar global.

O modelo físico de transferência radiativa BRASIL-SR tem como base o modelo IGMK descrito por Stuhlmann et al. (1990). Uma versão do modelo IGMK foi adaptada e aperfeiçoada no Brasil por meio de convênio estabelecido entre o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e a Universidade Federal de Santa Catarina (LABSOLAR/UFSC) (MARTINS, 2001). O BRASIL-SR estima a irradiação solar à superfície combinando a utilização de uma abordagem de “Dois Fluxos” na solução da equação de transferência radiativa, parâmetros determinados a partir de imagens do satélite GOES (canal VIS), e dados climatológicos de temperatura e umidade do ar, visibilidade atmosférica e albedo da superfície (PEREIRA et al., 2006).

O modelo considera que a cobertura de nuvens é o principal fator modulador da transmitância atmosférica e que a atenuação exercida pelos constituintes atmosféricos (aerossóis, vapor d'água e ozônio) e superfície (albedo) é de caráter secundário, necessitando simplesmente do uso de valores climatológicos mensais. A transmitância de nuvens é calculada por meio das imagens de satélite (STUHLMANN et al., 1990). De modo geral, as etapas de obtenção do fluxo de radiação solar na superfície são: i) tratamento dos dados climatológicos e das imagens de satélite; ii) solução da equação de transferência radiativa utilizando a aproximação de dois fluxos; e iii) cômputo das componentes da radiação solar (direta, difusa e global).

O modelo faz uso de um banco de dados climatológico de variáveis ambientais para modelar a propagação da radiação solar na condição de céu claro. As variáveis meteorológicas/ambientais e suas respectivas bases de dados são: i) temperatura do ar e visibilidade, proveniente do "*Global Surface Summary of Day Data*" desenvolvida e mantida pelo NCDC (*National Climatic Data Center*); ii) albedo da superfície obtido seguindo a metodologia de Sellers et al. (1995), que calcula o albedo em vários intervalos espectrais e utiliza medidas de NDVI (*Normalized Difference Vegetation*

*Index*) deduzidas por satélite e outros parâmetros biofísicos associados ao tipo de vegetação; iii) umidade relativa do ar, proveniente do IRI (*International Research Institute for Climate Prediction*); e iv) altitude, obtida da base de dados GTOPO30 disponibilizada pelo EROS/USGS (*Earth Resources Observation and Science/Data Center/United States Geological Survey*) (PEREIRA et al., 2006).

Imagens do canal VIS do satélite GOES são utilizadas pelo modelo BRASIL-SR para deduzir um coeficiente de cobertura de nuvens ( $C_{eff}$ ) segundo a formulação

$$C_{eff} = \left( \frac{L - L_{min}}{L_{max} - L_{min}} \right) \quad (2.1)$$

em que  $L$  refere-se a radiância instantânea medida pelo satélite,  $L_{min}$  é a radiância esperada para céu claro e  $L_{max}$  corresponde a um valor máximo de radiância esperado para cobertura de nuvens espessas. O método pondera que o índice  $C_{eff}$  descreveria dois tipos de informações: a fração de cobertura de nuvens e a espessura óptica das nuvens. Adicionalmente, o método considera que a transmitância do campo de nuvens é igual a 1 para céu claro, e igual a 0,05 para situações com  $L \geq L_{max}$ . Os mapas de  $L_{max}$  e  $L_{min}$  são determinados através de análises estatísticas dos dados de satélite para o período de um mês.

O BRASIL-SR parametriza a transmitância do aerossol assumindo que a transmitância do fluxo solar direto pode ser calculada pelo método de Angstrom (ÅNGSTROM, 1964); adota o perfil vertical de aerossóis continental proposto por McClatchey et al. (1972); e calcula a espessura óptica do aerossol através da visibilidade horizontal seguindo metodologia de Iqbal (1983). Segundo Martins (2001), essa abordagem não é suficiente para realizar estimativas precisas em regiões com grandes cargas de aerossol como áreas urbanas industrializadas e em áreas com eventos sazonais de incêndios florestais. Estudos desenvolvidos por Pereira et al. (1999) e Pereira et al. (2000) observaram que a acurácia do modelo é comprometida em regiões com elevada carga de aerossóis para dias de céu claro, com tendência a superestimar as medidas de superfície. Valores de MBE (*Mean Bias Error*) tão altos como 44% foram reportados para estações localizadas próximas a áreas de queima de biomassa.

Uma nova parametrização de aerossóis para uso no modelo BRASIL-SR foi desenvolvida por Martins e Pereira (2006). Foram utilizadas informações de propriedades ópticas dos aerossóis de queima de biomassa utilizando o software OPAC. Adotaram-se três diferentes razões de mistura para o aerossol *black carbon*, contemplando todo intervalo de valores medidos típicos. Os perfis de aerossol foram obtidos do modelo de transporte atmosférico SMOKE. A validação foi realizada para seis sítios experimentais na região amazônica. Com a nova parametrização, a correlação entre os valores medidos e estimados melhoraram por volta de 2,5 vezes. Martins et al. (2007) realizaram validações entre a estimativa de irradiância solar global obtida pelo Brasil-SR e medidas à superfície. Os autores reportaram a tendência do modelo em superestimar a verdade terrestre e um valor de RMSE de 11,4%, na base diária. As parametrizações simples adotadas para avaliar os efeitos das nuvens e aerossóis foram apontadas como determinantes para os desvios encontrados. O BRASIL-SR foi aplicado para gerar as duas versões do Atlas Brasileiro de Energia Solar (PEREIRA et al., 2006; PEREIRA et al., 2017).

Recentemente, Costa et al. (2016) atualizaram a base de dados de visibilidade horizontal empregada no Brasil-SR a partir de dados METAR (*METEorological Aerodrome Report*) e realizaram comparações com medições à superfície de radiação solar global, direta normal e difusa. Com os novos campos de visibilidade, o modelo Brasil-SR mostrou significativo aperfeiçoamento para a irradiação global diária, porém melhorias menos significativas foram encontradas para as demais componentes. Os autores comentaram que a presença de aerossóis pode estar induzindo uma estimativa inadequada do índice de cobertura de nuvens efetiva  $C_{eff}$ , e que o aperfeiçoamento do índice em situações com alta carga de aerossóis se faz necessário.

### **2.3. Estimativa da radiação solar direta e difusa por satélite**

As componentes direta e difusa da radiação solar global são altamente variáveis no espaço e no tempo, principalmente pelo efeito forte que exerce a nebulosidade. A *DNI* pode ser medida de duas formas: direta, através de um pireliômetro acoplado a um rastreador solar, ou indireta, por meio de piranômetros medindo irradiância solar global

e difusa. Uma extensa rede de estações com medidas sistemáticas dessas variáveis seria necessária para a avaliação precisa dessas componentes radiativas em grandes áreas. Entretanto, isso não ocorre na maioria dos países, fato proporcionado principalmente pelo alto custo agregado dos instrumentos de medida e a complexidade do registro com qualidade (manutenção, visita periódica aos sítios experimentais, dentre outros). Os modelos de estimativa que empregam dados de satélites geoestacionários surgem como uma ferramenta alternativa viável na avaliação dessas componentes, mostram-se com boa resolução temporal e espacial e têm mostrado resultados promissores nas últimas duas décadas (STUHLMANN et al., 1990; INEICHEN et al., 2000; PEREZ et al., 2002; SCHILLING et al., 2004a,b; COGLIANI et al., 2007, 2008; MARTINS et al., 2007; VIGNOLA et al., 2007; JANJAI, 2010; PORFIRIO; CEBALLOS, 2017). Breve resumo dos resultados e locais de validação para alguns estudos é apresentado a seguir.

Ineichen et al. (2000) desenvolveram um modelo no qual a *DNI* é função da irradiância global e do índice de nebulosidade, obtidos por imagens GOES no canal visível. Comparações com medições na base horária mostraram RMSE elevado de 50%. Logo após, Perez et al. (2002) apresentaram um modelo capaz de estimar a irradiância solar global e direta normal por meio de imagens do canal visível do satélite GOES. O modelo empregado para avaliar a irradiância global é uma versão melhorada do original de Cano et al. (1986). As estimativas de *DNI* na base horária foram obtidas mediante um modelo que converte a irradiância global em *DNI* (PEREZ et al., 1992). Os resultados das comparações entre as estimativas de *DNI* derivadas do GOES-East e GOES-West com 13 estações nos EUA mostraram RMSE variando entre 112 a 207  $W m^{-2}$ , na base horária.

Posteriormente, Vignola et al. (2007) avaliaram o desempenho das estimativas de *DNI* e difusa por satélite através de comparações com um ano de medidas de alta qualidade em Kimberly-Idaho (EUA). Os autores empregaram o modelo elaborado por Perez et al. (2002) para avaliar a irradiância global e *DNI*. A componente difusa foi deduzida pela diferença entre a componente global e direta na horizontal. Os resultados mostraram melhores resultados para a *DNI* com MBE de 2% e RMSE de 41%. Para a componente difusa, a avaliação estatística mostrou 15,4% de MBE e 54,2% de RMSE. Os autores

mencionam o fenômeno de multireflexão entre a superfície e a base das nuvens como uma potencial fonte de erro para o cômputo da radiação difusa.

Schillings et al. (2004a) desenvolveram um método de estimativa de *DNI* independente de medidas obtidas à superfície através do uso de dados do satélite Meteosat. O método possui duas etapas principais. Na primeira, utiliza-se o modelo desenvolvido por Bird e Hulstrom (1981) e modificado por Iqbal (1983) para estimar a *DNI* esperada na superfície sob condição de céu claro. Na segunda, avalia-se o efeito atenuante da nebulosidade através de um índice de nebulosidade que utiliza dados do canal infravermelho e visível do Meteosat. Após a conclusão dessas duas etapas, a estimativa de *DNI* pode ser realizada para qualquer condição atmosférica. A validação foi realizada com dados do ano de 2002 para oito estações na Península Arábica (SCHILLINGS et al., 2004b). Os resultados mostraram um RMSE médio de 36,1% na base horária e um valor inferior (8,1%) na base anual.

Cogliani et al. (2007) desenvolveram o modelo físico SOLARMET que simula o efeito da atmosfera na radiação solar através de dados do satélite Meteosat, logo, pode ser usado para determinar a irradiância global e irradiância direta normal à superfície. O modelo SOLARMET baseia-se num anterior elaborado por Marullo et al. (1987) que foi um aprimoramento do método proposto de Gautier et al. (1980). O código SBDART (*Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer*) foi utilizado para calcular a transmitância atmosférica, coeficiente de reflexão da superfície, e outros parâmetros essenciais. As comparações entre as estimativas de *DNI* e medidas obtidas em três estações na Itália (Casaccia, Montalto di Castro e Specchia) mostraram um valor anual de MBE da ordem de 3%.

Janjai (2010) propôs um método de estimativa de irradiância global e difusa através de dados do canal visível do satélite MTSAT-1R e dados complementares de superfície. A metodologia empregada para o cômputo da irradiância difusa tem como base a formulação de uma relação empírica entre a fração difusa (razão entre a radiação difusa e a radiação global), originada através de medidas à superfície em quatro estações, e a refletância planetária observada por satélite. Logo, a *DNI* foi deduzida pela subtração

entre a radiação global e difusa dividida pelo cosseno do ângulo zenital. O desempenho do método foi analisado através de comparações com medidas obtidas em sete estações na Tailândia. As estimativas de *DNI* por satélite mostraram um MBE de -1,6% e RMSE de 16%, em relação aos valores médios mensais observados à superfície.

No Brasil-SR, o cômputo da *DNI* é realizado através do produto entre a transmitância atmosférica de céu claro (que combina os efeitos de absorção pelo vapor d'água e ozônio, espalhamento Rayleigh e absorção/espalhamento por aerossóis) e a transmitância da nuvem, que por sua vez é deduzida por uma expressão exponencial similar a lei de Beer (STUHLMANN et al., 1990). Ainda, a espessura óptica das nuvens é deduzida como função do coeficiente de cobertura de nuvens. Martins et al. (2007) realizaram comparações entre as estimativas de *DNI* inferidas via BRASIL-SR e medidas na superfície provenientes de oito estações da rede SONDA. Os resultados mostraram uma tendência à superestimativa, com valores de 3,5% para o MBE e 23,9% para o RMSE. A parametrização simples utilizada para avaliar a transmitância da nuvem para a *DNI* foi apontada pelos autores como o principal motivador dos desvios observados. Além disso, os autores ressaltaram que o modelo BRASIL-SR subestimou a transmitância das nuvens para a componente direta, o que provocou uma superestimativa de *DNI*, principalmente em dias nublados.

Recentemente, Porfirio e Ceballos (2017) desenvolveram uma metodologia de estimativa de *DNI* por satélite e validaram para a região Nordeste do Brasil (NEB). Os autores buscaram esquematizar um método com base física consistente, relativa simplicidade e boa acurácia e, assim sendo, aplicável para a avaliação e o monitoramento desse recurso solar. O método faz uso de imagens do satélite GOES no canal VIS e de informações meteorológicas como o conteúdo total de ozônio, água precipitável, pressão atmosférica e carga de aerossóis. De modo geral, para o cômputo da *DNI*, sob todas as condições de cobertura de nuvens, são realizadas duas etapas principais. A primeira dedica-se a avaliar a *DNI* sob céu claro ( $DNI_{clear}$ ) através do uso do modelo físico de banda-larga REST (GUEYMARD, 2003a,b). O modelo REST (do inglês *Reference Evaluation of Solar Transmittance*) foi adotado devido a apresentar melhor desempenho nas análises teóricas e experimentais realizadas por PORFIRIO

(2012). Esse modelo adota seis funções de transmitância do fluxo direcional correspondentes aos seguintes processos: absorção pelo ozônio ( $T_o$ ), absorção por gases com distribuição uniforme ( $O_2$ ,  $CO_2$ , entre outros) ( $T_g$ ), absorção pelo dióxido de nitrogênio ( $T_N$ ), absorção pelo vapor d'água ( $T_w$ ), espalhamento Rayleigh ( $T_R$ ) e atenuação pelo aerossol ( $T_a$ ), representados como funções de transmitância ( $T$ ). A  $DNI_{clear}$  pode ser avaliada como segue,

$$DNI_{clear} = S T_R T_o T_g T_N T_w T_a \quad (2.2)$$

onde  $S$  é a constante solar corrigida pela distância Terra-Sol. Entretanto, a  $T_N$  não foi considerada devido a sua pequena influência.

Na segunda, a cobertura de nuvens é caracterizada seguindo uma metodologia similar à adotada pelo modelo  $GL_{1.2}$  (CEBALLOS et al. 2004). Diferentemente do índice  $C_{eff}$  utilizado em modelos tradicionais (como, Brasil-SR, Heliosat-2, etc.), Ceballos et al. assumem que o conceito de nebulosidade parcial na escala de pixel pode ser aplicado unicamente no caso de nuvens cumuliformes, uma vez que outros tipos de nuvens (estratiformes, cumulonimbus, cirrus) têm tamanho suficiente para cobrir por completo o pixel. Sendo assim, a cobertura de nuvens, ou nebulosidade efetiva, pode ser deduzida por meio dos parâmetros  $R_{min}$ , refletância típica da superfície na condição de céu claro, e  $R_{max}$ , refletância de transição entre campos de nuvens do tipo cumuliforme e do tipo estratiforme. Maiores detalhes podem ser encontrados em Ceballos et al. (2004) e Porfirio e Ceballos (2017).

Porfirio e Ceballos (2017) realizaram a validação do modelo com medições provenientes de três estações solarimétricas da rede SONDA (São Luís, Natal e Petrolina) no NEB. Os resultados encontrados foram encorajadores, pois mesmo sendo simplificado, o modelo exibiu acurácia equivalente e por vezes superior à de modelos com maior complexidade e esforço computacional. Os valores médios de MBE e RMSE foram de -1,7 e 18,7%, para a irradiação diária. Contudo, os autores identificaram algumas fontes de erro que introduziram um desvio às estimativas em dias de céu claro. Num primeiro estudo exploratório, os autores utilizaram dados médios mensais de AOD MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) e desconsideraram a variação diária de  $R_{min}$ . Uma análise adicional utilizando uma base de dados de melhor

qualidade de AOD (AERONET), na escala diária, e considerando o ciclo diário de  $R_{min}$ , levou o modelo a aperfeiçoar consideravelmente suas estimativas para dias de céu claro, decrescendo o MBE de -4,8 para 1,1% e RMSE de 33,8 para 11,2%. De fato percebeu-se, por um lado, que mesmo no NEB onde a variabilidade anual da AOD não é tão grande quando comparada com outras regiões, a informação precisa das propriedades dos aerossóis é de extrema relevância. Por outro lado, delimitações precisas no ciclo diurno e na escala sazonal dos parâmetros de cobertura de nuvens ( $R_{min}$  e  $R_{max}$ ), devem ser consideradas para melhor descrever a nebulosidade.

#### **2.4. Aerossóis atmosféricos**

Na descrição da estimativa de radiação solar por satélite (seções 2.2 e 2.3) fica claro que a interação de aerossóis com a radiação tem sido objeto de uma variedade de aproximações, que dependem da informação disponível e das parametrizações dessa interação. Um objetivo central deste trabalho é a inclusão dos aerossóis no modelo GL. Assim sendo, é conveniente uma descrição mais detalhada de suas propriedades físicas (especialmente as radiativas) e parametrizações básicas.

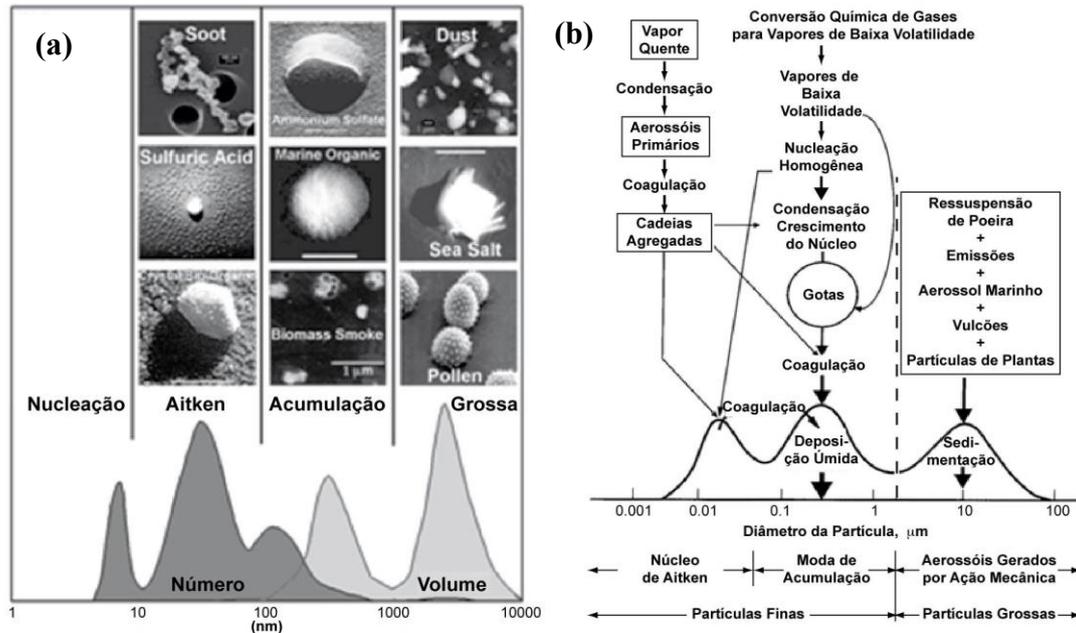
Os aerossóis atmosféricos são definidos como partículas sólidas ou líquidas suspensas na atmosfera, com tamanho da ordem de dezenas de nanômetros ( $10^{-9}$  m) a centenas de micrômetros ( $10^{-6}$  m) (SEINFELD; PANDIS, 1997; WALLACE; HOBBS, 2006). Partículas de aerossol apresentam diferentes formatos e composição química devido às diferentes fontes emissoras e processos pelos quais são submetidos na atmosfera. Aerossóis são provenientes de fontes e processos naturais, como a ressuspensão de poeira do solo e spray marinho pela ação do vento, atividades vulcânicas e os gerados por incêndios florestais naturais, ou de atividades antrópicas, como a queima de combustíveis fósseis, queima de biomassa, entre outros. Partículas que são emitidas diretamente na atmosfera são denominadas de aerossóis primários, enquanto aquelas que são formadas através de processos de conversão gás-partícula na atmosfera são referenciadas de aerossóis secundários (ANDRADE, 2006; WALLACE; HOBBS, 2006).

O tamanho peculiar das partículas exerce impacto no tempo de permanência dos aerossóis na atmosfera e na eficiência em interagir com a radiação solar. As partículas de aerossol atmosférico podem ser classificadas de acordo com seu tamanho em: i) partículas finas (com diâmetro  $< 2,5 \mu\text{m}$ , PM<sub>2.5</sub>), com tempo de permanência de dias até semanas; e ii) partículas grossas (com diâmetro  $> 2,5 \mu\text{m}$ ) que geralmente possuem tempo de vida entre minutos até dias (SEINFELD; PANDIS, 2006). Uma outra classificação subdivide as partículas em três modas, moda de nucleação ou partículas de Aitken (partículas com diâmetro menor que  $0,1 \mu\text{m}$ ), moda de acumulação (entre  $0,1$  e  $2,5 \mu\text{m}$ ) e a moda grossa ( $> 2,5 \mu\text{m}$ ) (Figura 2.3). Partículas de Aitken são formadas a partir da condensação de vapores supersaturados, e possuem curto tempo de residência. Os componentes desta moda podem ser incorporados às partículas da moda de acumulação. Os processos de combustão são as principais fontes dos núcleos de Aitken (PROSPERO et al., 1983). As partículas da moda de acumulação permanecem mais tempo na atmosfera (de dias a semanas) e são normalmente originadas pela condensação do vapor em partículas já existentes e pela coagulação entre as partículas da moda de nucleação e a moda de acumulação (SEINFELD; PANDIS, 2006). Já as partículas pertencentes à moda grossa, geralmente produzidas por processos mecânicos como poeira do solo e spray marinho, possuem tamanhos maiores. Em função de seu tamanho, estas partículas grossas são removidas rapidamente da atmosfera através dos processos de remoção seca (sedimentação) e úmida (precipitação). Segundo Rosário (2011), a moda de acumulação é a mais importante em termos radiativos devido à sua baixa constante de difusão (ao contrário da moda Aitken) e à baixa eficiência de impacto e velocidade de sedimentação (ao contrário das partículas da moda grossa). Essas características favorecem o transporte destes particulados a longas distâncias, o que aumenta sua interação com a radiação e potencialmente com as nuvens.

A remoção dos aerossóis atmosféricos envolve dois processos básicos: deposição seca e úmida. Os primeiros são associados à remoção de material pela rugosidade da superfície e destacam-se os seguintes processos: sedimentação (devido à ação gravitacional), difusão (partículas colidem com as demais, o que pode acarretar em colisões com outros obstáculos e/ou superfície) e turbulência. Por outro lado, a deposição úmida refere-se

aos processos de remoção que ocorrem dentro e abaixo das nuvens (SEINFELD; PANDIS, 1998; YAMASOE, 1999; HORVATH, 2000).

Figura 2.3 - (a) Alguns exemplos de partículas de aerossóis atmosféricos com descrição da sua composição química e tamanho; (b) Ilustração esquemática da distribuição de tamanho dos aerossóis dividida pelas modas, fontes, e mecanismos controladores dos processos de emissão, formação e remoção.

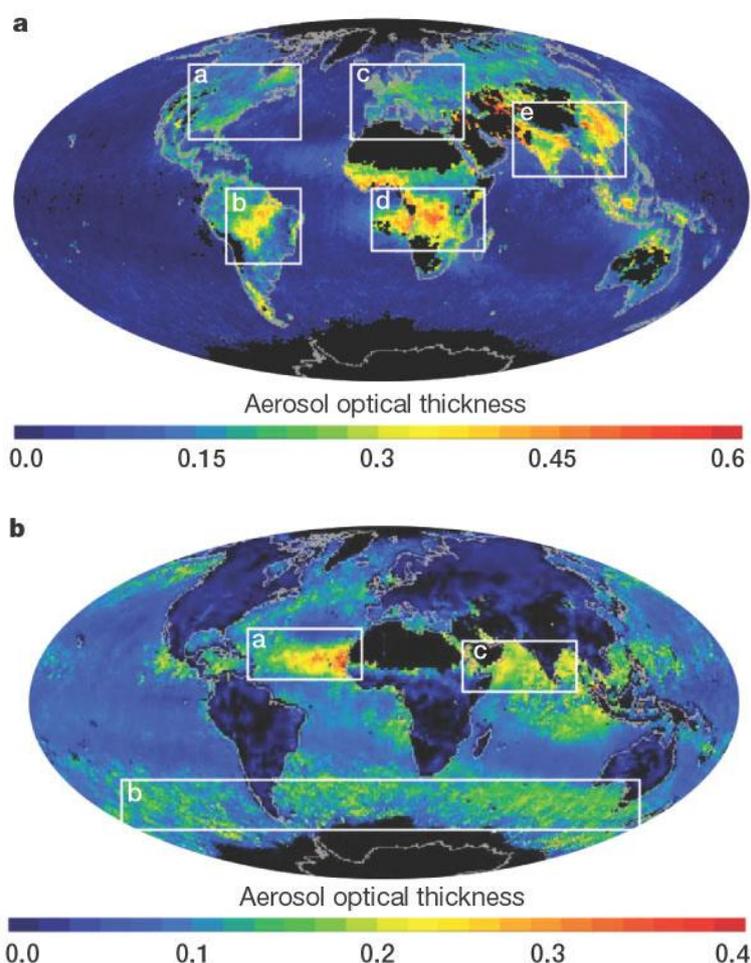


Fonte: Adaptado de Seinfeld e Pandis (1997).

Na escala global, os processos naturais de emissão são dominantes, porém, em ambientes urbanos, áreas industriais e regiões de queimada, a contribuição da atividade antropogênica pode superar a porção relativa aos processos naturais (HORVATH, 2000). Segundo Textor et al. (2006), a contribuição antropogênica representa aproximadamente 10% dos aerossóis globais. A Figura 2.4 ilustra a distribuição global da espessura óptica dos aerossóis para as partículas de moda fina e grossa, além de caixas que representam áreas com predomínio de um dado tipo de aerossol. Pode-se destacar, por exemplo, regiões com grande concentração de aerossóis de moda fina provenientes de queimadas na América do Sul (Floresta Amazônica), África (Floresta do Congo e o Sahel) (regiões *b* e *d*); poluição nos países da Europa, América do Norte e no sul e leste da Ásia (regiões *a*, *c* e *e*). Por outro lado, aerossóis de moda grossa são observados fortemente em áreas oceânicas que sofrem advecção de aerossóis

provenientes de regiões desérticas na África e no Oriente Médio (regiões *a* e *c*) e partículas de sal marinho no sul do Hemisfério Sul (região *b*). Regiões mais escuras correspondem a superfícies impróprias para aplicar o algoritmo de inversão do MODIS (KAUFMAN et al., 2002).

Figura 2.4 - Distribuição global da espessura óptica do aerossol de partículas de moda fina e grossa, derivados do sensor MODIS a bordo dos satélites Terra e Aqua para setembro de 2000. (a) aerossol de moda fina destacam-se: a poluição nos países da Europa, América do Norte e no sul e leste da Ásia (a, c, e), as queimadas na América do sul e sul da África (b, d); (b) aerossol de moda grossa destacam-se: os aerossóis associados aos desertos na África e no Oriente Médio (a, c) e partículas de sal marinho no sul do Hemisfério Sul (b).



Fonte: Adaptada de Kaufman et al. (2002).

Em particular, é importante identificar e quantificar a composição química e as propriedades ópticas dos aerossóis para um melhor entendimento de seus impactos no ambiente, na saúde humana, na modelagem climática e hidrológica, na qualidade do ar e nos fluxos radiativos. A composição química dos aerossóis é de vital importância em

estudos cujo objetivo é avaliar os processos associados às fontes de emissão, processos de transformação/deposição, além dos processos de transporte. Senfield e Pandis (1997) relataram que mais de 40 elementos químicos são comumente identificados em amostras de material particulado coletadas na atmosfera. Um resumo da composição química para aerossóis de moda fina e grossa é apresentado na Tabela 2.1. Normalmente, em modelagem climática, a composição química dos aerossóis é classificada em 5 componentes: sulfatos, carbono orgânico, carbono elementar ou negro (do inglês *black carbon*), poeiras minerais (do termo, *mineral dust aerosol* - fortemente associados a poeiras do deserto) e sais marinhos (KINNE et al., 2006; IPCC, 2007).

Tabela 2.1 - Composição química, mecanismos de formação, fontes e tempo de vida dos aerossóis das modas fina e grossa.

	<b>Moda fina</b>	<b>Moda grossa</b>
Formação	Reações químicas Nucleação Condensação Coagulação Processamento por nuvens	Ação mecânica Suspensão de poeiras
Composição	Sulfato Nitrato Amônia Carbono elementar Compostos orgânicos Água Metais (Pb, Cd, V, Ni, Cu, Zn, Mn, Fe, entre outros)	Poeira suspensa Cinzas Elementos da crosta (Si, Al, Ti, Fe) CaCO <sub>3</sub> , NaCl Pólen, restos de vegetação
Fontes	Combustão (carvão, gasolina, diesel, madeira) Conversão gás-partícula de NO <sub>x</sub> , SO <sub>2</sub> , VOC's Mineradoras	Ressuspensão de poeira industrial e do solo Fontes biogênicas Spray marinho
Tempo de vida	Dias a semanas	Minutos a dias
Distância	Centenas a milhares de km	< dezenas de km

Fonte: Adaptado de Senfield e Pandis (1997).

Aerossóis de sulfato são produzidos por reações em fase aquosa dentro de gotículas de nuvens, oxidação do SO<sub>2</sub> (dióxido de enxofre) e pelo crescimento por condensação em partículas pré-existentes. Esse tipo de aerossol está associado às emissões de SO<sub>2</sub> pela queima de combustíveis fósseis (72%), biosfera marinha (19%), erupções vulcânicas (7%) e queima de biomassa (2%) (IPCC, 2007). Os aerossóis orgânicos são formados a partir da queima de combustíveis fósseis e bicompostíveis e emissões biogênicas naturais. O *Black Carbon* (BC) é um aerossol primário emitido durante processos de combustão incompleta, tais como a queima de combustíveis fósseis e biomassa e, portanto, majoritariamente proveniente de atividades antropogênicas. Por fim, os principais fatores meteorológicos e ambientais que modulam a dispersão dos aerossóis são a velocidade do vento e estabilidade atmosférica.

O aerossol atmosférico interage com a radiação solar através dos processos de absorção e espalhamento e, desse modo, afeta o saldo energético entre as camadas atmosféricas. Nesse contexto, o dimensionamento adequado do impacto do aerossol nos fluxos radiativos (ascendentes e descendentes) torna-se essencial na modelagem do sistema climático. O IPCC relata que as estimativas associadas aos aerossóis antropogênicos no clima apresentam grandes incertezas, embora tenham sido observados progressos nos últimos anos (IPCC, 2001; 2007). As maiores dificuldades estão relacionadas com a representação da distribuição espacial, das suas propriedades físicas e químicas, de seu estado de mistura e de seu ciclo de vida na atmosfera.

Diversos estudos têm avaliado o impacto dos aerossóis no sistema climático com o foco na análise dos efeitos diretos e indiretos destes no balanço radiativo terrestre (HANSEN et al., 1997; RAMANATHAN et al., 2001; SATHEESH; MOORTHY, 2005; IPCC, 2001, 2007). Os efeitos diretos são aqueles associados a interação das partículas com a radiação solar na atmosfera. O feixe de luz solar ao incidir em uma partícula de aerossol sofre atenuação através dos processos físicos de absorção e espalhamento, o que, por sua vez, diminui os níveis de radiação solar à superfície. Essa redução energética pode exercer potenciais alterações na temperatura e umidade do ar e do solo, evapotranspiração e circulação atmosférica. Os tipos de aerossóis mencionados anteriormente sulfato, material orgânico, *black carbon*, poeira do deserto e partículas

marinhas afetam a transferência radiativa na atmosfera. Parâmetros fundamentais para o cálculo do efeito direto são as propriedades ópticas dos aerossóis (albedo de espalhamento simples, parâmetro de assimetria, função de fase, entre outros), que variam em função do comprimento de onda, umidade atmosférica, da quantidade e do tipo de aerossol (HAYWOOD; BOUCHER, 2000; RAMASWAMY et al., 2001).

Os efeitos indiretos estão associados com os mecanismos através dos quais os aerossóis modificam as propriedades microfísicas das nuvens e, portanto, suas propriedades radiativas, a quantidade e o seu tempo de vida na atmosfera. Grande parte dos aerossóis atua como núcleos de condensação (NC), que é uma função do tamanho das partículas, composição química e das condições ambientais (PENNER et al., 2001). A maior concentração de NC favorece o aumento do número de gotas com menor diâmetro. Gotas menores interagem mais eficientemente com a radiação solar e, conseqüentemente, aumentam o albedo das nuvens (TWOMEY, 1977; WANG et al., 2008). Por outro lado, ocorre modificação no ciclo de vida das nuvens. Nuvens com gotas menores levam maior tempo para precipitar, o que pode aumentar seu tempo de permanência na atmosfera, sua área de cobertura e seu desenvolvimento vertical e, conseqüentemente, a sua influência no balanço radiativo (ALBRECHT, 1989; ROSENFELD; LENSKY, 1998). O saldo resultante destes efeitos (direto e indireto) é de resfriamento do sistema climático (IPCC, 2007). Além disso, a absorção direta de energia radiante pelos aerossóis na troposfera leva ao aquecimento da camada, que por sua vez muda o perfil vertical de temperatura, umidade e a estabilidade da troposfera e, assim, influencia a formação (e ciclo de vida) das nuvens – um fenômeno que tem sido rotulado como o efeito semi-direto (HANSEN et al., 1997; ACKERMAN et al., 2000; KOREN et al., 2004).

Os efeitos direto e indireto dos aerossóis no sistema climático são normalmente quantificados em termos de forçante radiativa dos aerossóis. De modo geral, Forçante Radiativa (FR) refere-se à medida de influência que um fator tem de alterar os fluxos radiantes (saldo de fluxos ascendentes e descendentes) do balanço radiativo no sistema Terra-atmosfera (HANSEN et al., 1997; IPCC, 2007). A FR positiva na troposfera

indica acréscimo de energia no sistema (ou seja, efeito de aquecimento), enquanto que a FR negativa indica saldo negativo de energia (ou seja, efeito de resfriamento).

Vale mencionar que os efeitos radiativos exercidos pelos aerossóis numa atmosfera com nuvens dependem do tipo e altitude das nuvens e aerossóis (HEINTZENBERG et al., 1997; SATHEESH, 2002). Basicamente, duas situações podem ser simplificadas: i) quando a camada de aerossóis situa-se abaixo das nuvens e ii) quando a camada de aerossóis localiza-se acima da camada de nuvens. No primeiro caso, a maior parte da radiação solar incidente será refletida de volta ao espaço e somente uma fração vai interagir com a camada de aerossóis. Entretanto, no segundo caso, as partículas de aerossóis, podem interagir com a radiação solar incidente e também com a porção de radiação refletida pelas nuvens. Esta configuração atmosférica deve elevar o impacto associado aos aerossóis nos fluxos radiativos (SATHEESH; MOORTHY, 2005).

#### **2.4.1. Parâmetros ópticos inerentes aos aerossóis atmosféricos**

Nesta seção são apresentadas as definições básicas dos principais parâmetros microfísicos/ópticos geralmente utilizados para a determinação dos efeitos dos aerossóis na radiação solar.

A **profundidade óptica do aerossol** é um indicativo da quantidade e da eficiência de extinção da radiação solar pela matéria opticamente ativa num dado comprimento de onda ( $\lambda$ ). Os efeitos de espalhamento e absorção pelos aerossóis foram estudados por Ångström (1929) que encontrou a relação de dependência espectral conhecida como fórmula de turbidez de Ångström, descrita como

$$\tau_a(\lambda) = \beta\lambda^{-\alpha} \quad (2.3)$$

em que  $\tau_a(\lambda)$  representa a profundidade óptica do aerossol (AOD),  $\beta$  é o coeficiente de turbidez de Ångström que expressa a quantidade de aerossol presente na coluna atmosférica, e  $\alpha$  é o expoente de Ångström que relaciona-se com o tamanho dos aerossóis.

O **expoente de Ångström** ( $\alpha$ ) é um parâmetro utilizado para caracterizar a dependência espectral da profundidade óptica das partículas de aerossol na atmosfera. Esse parâmetro geralmente é interpretado como um indicativo do tamanho das partículas em suspensão na atmosfera. Para  $\alpha$  com valores próximos do zero têm-se partículas grandes (tais como, poeiras do deserto), enquanto valores altos  $\approx 2$  representam partículas menores (tais como, partículas originadas de queimadas). Pode-se calcular  $\alpha$  entre dois comprimentos de onda distintos, como segue

$$\alpha(\lambda_1, \lambda_2) = -\frac{\ln(\tau_{a1}/\tau_{a2})}{\ln(\lambda_1/\lambda_2)} \quad (2.4)$$

A **distribuição de tamanho** de partículas pode ser representada em termos do volume de partículas ( $dV(r)/d \ln r$ ), e se relaciona com a distribuição numérica de partículas da seguinte forma

$$\frac{dV(r)}{d \ln r} = V(r) \frac{dN(r)}{d \ln r} = \frac{4}{3} \pi r^3 \frac{dN(r)}{d \ln r} \quad (2.5)$$

onde  $N$  é o número de partículas por unidade de volume e  $r$  é o raio das partículas.

Com a informação da distribuição de tamanho, pode-se definir um outro parâmetro que descreve a distribuição de partículas e independe de modelos e ajustes matemáticos, o **raio efetivo**  $r_{eff}$  (LIOU, 2002),

$$r_{eff} = \frac{\int_{r_{min}}^{r_{max}} r^3 \frac{dN(r)}{d \ln r} d \ln r}{\int_{r_{min}}^{r_{max}} r^2 \frac{dN(r)}{d \ln r} d \ln r} \quad (2.6)$$

O **índice de refração** complexo do aerossol é um parâmetro microfísico associado à mudança de velocidade das ondas eletromagnéticas em um meio em relação ao vácuo e depende do comprimento de onda. Os índices de refração das partículas e das moléculas são compostos por uma parte real  $n(\lambda)$  e uma parte imaginária  $k(\lambda)$ , que correspondem, respectivamente, às propriedades de espalhamento e absorção da radiação pelo meio material, dado como

$$m(\lambda) = n(\lambda) + ik(\lambda) \quad (2.7)$$

O parâmetro **função de fase** descreve a intensidade de espalhamento da radiação em um dado ângulo com relação ao feixe incidente  $F(\Theta)$ , (ângulo de espalhamento), normalizada pela integral do espalhamento em todas as direções, ou seja, representa a probabilidade de espalhamento em cada direção em relação à incidente (LIOU, 2002)

$$P(\Theta, \lambda) = \frac{F(\Theta)}{\int_0^\pi F(\Theta) \sin \Theta d\Theta} \quad (2.8)$$

O **parâmetro de assimetria** ( $g$ ) quantifica a fração da radiação espalhada na direção frontal em relação ao espalhamento total, dado a seguir

$$g = \frac{1}{2} \frac{\int_0^\pi \cos \Theta F(\Theta) \sin \Theta d\Theta}{\int_0^\pi F(\Theta) \sin \Theta d\Theta} = \frac{1}{2} \int_0^\pi \cos \Theta P(\Theta) \sin \Theta d\Theta \quad (2.9)$$

Este parâmetro pode variar entre -1 a 1. Assume valor nulo para espalhamento simétrico entre pró-espalhamento e o retro-espalhamento. Assume valor positivo caso o pró-espalhamento seja superior ao retro-espalhamento (maior parte do espalhamento for na direção frontal), negativo se o retro-espalhamento for predominante.

O **albedo de espalhamento simples** ( $\omega_o$ ) é definido como a razão entre o coeficiente de espalhamento e o coeficiente de extinção num dado comprimento de onda, devido a interação da radiação com a partícula. Assume valor nulo na ausência de espalhamento (partícula eficaz na absorção do fluxo radiante), e valor unitário na ausência de absorção (partícula eficaz no espalhamento do fluxo radiante):

$$\omega_o(\lambda) = \frac{\tau_{aesp}(\lambda)}{\tau_{aesp}(\lambda) + \tau_{aabs}(\lambda)} = \frac{\tau_{aesp}(\lambda)}{\tau_{aext}(\lambda)} \quad (2.10)$$

Como mencionado na seção anterior, a forçante radiativa foi estabelecida para quantificar o impacto que mudanças em parâmetros atmosféricos e de superfície exercem no clima via alterações no saldo global de energia (GARCÍA et al., 2012). Assim, a forçante radiativa direta do aerossol, indicada como  $\Delta F$ , pode ser definida como a diferença nos níveis de radiação solar entre uma situação com a presença de aerossóis ( $F^A$ ), e numa situação de ausência de partículas de aerossóis ( $F^0$ ), computadas no topo da atmosfera (TOA, do inglês *Top Of Atmosphere*) e/ou na superfície ( $s$ ). Desse modo, a forçante radiativa pode ser definida nesses dois níveis como:

$$\begin{aligned}\Delta F_s &= F_s^{\downarrow A} - F_s^{\downarrow 0} \\ \Delta F_{TOA} &= -(F_{TOA}^{\uparrow A} - F_{TOA}^{\uparrow 0})\end{aligned}\quad (2.11)$$

onde as setas indicam a direção dos fluxos radiativos:  $\downarrow$  = fluxo descendente e  $\uparrow$  = fluxo ascendente. Esse critério de sinais implica que valores negativos de  $\Delta F$  estão associados a efeitos de resfriamento e, conseqüentemente, valores positivos a efeitos de aquecimento.



### 3. MODELO GL

O modelo GL (de radiação solar GLocal) foi idealizado e desenvolvido por pesquisadores brasileiros. Em sua primeira versão, concebida na Universidade Federal da Paraíba, utilizou imagens do canal VIS do Meteosat-4 para estimar a radiação solar global à superfície (CEBALLOS; MOURA, 1997). Nesta versão, o modelo particionou o espectro solar em duas bandas largas: visível (0,4-1,1  $\mu\text{m}$ ) e infravermelho próximo (1,1-2,0  $\mu\text{m}$ ). O modelo considerou os efeitos de espalhamento Rayleigh, absorção e espalhamento por nuvens e absorção pelo vapor d'água. A absorção provocada pelo ozônio e dióxido de carbono e espalhamento e absorção pelos aerossóis não foram incluídas, o que segundo os autores induziu a uma superestimativa de cerca de  $30 \text{ W m}^{-2}$  para a irradiância solar à superfície numa situação de céu claro. Em meados de 1998, no INPE, o modelo GL teve sua primeira adaptação no CPTEC para aplicação a imagens GOES-8 e realizar o monitoramento da radiação solar à superfície em caráter operacional na América do Sul. Uma série de aperfeiçoamentos foi realizada e conduziu o modelo a versão atual GL<sub>1.2</sub>. Tal algoritmo desempenha papel fundamental neste estudo, sendo conveniente comentar suas principais hipóteses e parametrizações. Mais detalhes são descritos por Ceballos et al. (2004).

O GL<sub>1.2</sub> é um modelo físico simplificado que considera conceitos da transferência radiativa e deduz a irradiância solar à superfície a partir da refletância VIS observada pelo satélite GOES. O principal recurso que o diferencia dos demais é o uso de apenas um canal de satélite na dedução de fluxos solares em dois intervalos de banda-larga (visível e infravermelho próximo), sendo que os processos de extinção para cada intervalo são modelados de forma distinta. Duas informações essenciais são deduzidas da refletância VIS: a irradiância solar na faixa espectral VIS e fração de cobertura de nuvens, que modula as flutuações da irradiância solar na faixa do infravermelho próximo NIR (do inglês, *Near Infrared Radiation*). O modelo avalia a propagação da radiação solar em três intervalos espectrais relevantes: ultravioleta (0,1-0,4  $\mu\text{m}$ ), visível (0,4-0,7  $\mu\text{m}$ ) e infravermelho próximo (0,7-2,8  $\mu\text{m}$ ), de modo que:

- (a) No intervalo ultravioleta, ocorre absorção do fluxo direto pelo ozônio na estratosfera, subtraindo energia do fluxo direto incidente no topo da troposfera e do fluxo direcional refletido pelo sistema que emerge na direção do satélite;
- (b) No intervalo visível, considera-se que na estratosfera ocorre absorção fraca pelo ozônio (banda de Chappuis). Na troposfera os processos dominantes são conservativos, reduzindo-se à dispersão Rayleigh e de nuvens. A refletância emergente no topo é assumida isotrópica;
- (c) No intervalo infravermelho, o modelo considera que o efeito Rayleigh da atmosfera é desprezível. Na superfície incide fluxo direto que atravessa a atmosfera entre as nuvens, ou fluxo difuso devido ao efeito de multireflexão entre a superfície e a camada de nuvens. Assume-se que as nuvens absorvem e refletem fortemente, de forma que a transmitância é negligenciável.

O GL adota um balanço simples de radiação de ondas curtas no sistema Terra-atmosfera, que é definido como:

$$\mu_o S_o = E_p + A_a + (1 - R_s)G \quad (3.1)$$

em que  $\mu_o$  é o cosseno do ângulo zenital  $Z$ ,  $S_o$  é a constante solar ( $=1367 \text{ W m}^{-2}$ ). Sendo assim, a irradiância solar incidente no topo ( $\mu_o S_o$ ) é particionada em uma irradiância emergente no topo da atmosfera ( $E_p$ ), uma fração absorvida ( $A_a$ ) e uma irradiância absorvida pela superfície  $(1 - R_s) G$ , onde os termos  $R_s$  e  $G$  referem-se a refletância da superfície e a irradiância incidente à superfície. Salienta-se que esta expressão é uma representação simplificada mas exata do balanço, sendo que não são explicitadas as interações internas do sistema e considera-se apenas o resultado final. Supondo uma atmosfera não absorvente, a Equação 3.1 conduziria a uma relação linear entre a irradiância solar à superfície e a irradiância emergente no topo da atmosfera. Estas características são aproximadamente observadas em determinadas faixas espectrais. Neste contexto, são reproduzidas algumas formulações adotadas para o cômputo da irradiância solar em cada intervalo espectral.

### 3.1. Radiação ultravioleta

No intervalo ultravioleta (0,1-0,4  $\mu\text{m}$ ), o ozônio é considerado como o maior absorvedor. As principais regiões de absorção situam-se na banda de Hartley (0,22-0,30  $\mu\text{m}$ , UV<sub>1</sub>) e na banda de Huggins (0,30-0,40  $\mu\text{m}$ , UV<sub>2</sub>). A primeira exerce forte absorção da radiação solar nesse intervalo enquanto que a UV<sub>2</sub> absorve parcialmente o fluxo direto. Simulações teóricas utilizando o SBDART confirmam que a irradiância à superfície no espectro UV<sub>1</sub> é desprezível. Desse modo, o GL<sub>1.2</sub> adiciona apenas o intervalo UV<sub>2</sub>.

O algoritmo assume as seguintes hipóteses: i) a absorção provocada pelo O<sub>3</sub> é limitada à estratosfera; ii) a refletância da superfície no UV<sub>2</sub> é similar a refletância no visível ( $R_{UV2s} \approx R_{VISs}$ ); e iii) a refletância emergente no topo é dominada pelas nuvens tanto no intervalo UV<sub>2</sub> como no VIS. Com base na Equação 3.1, o balanço radiativo na troposfera é avaliado como

$$T_{UV2}(\mu_o) \mu_o S_{oUV2} = E_{UV2p}(trop) + A_{UV2a} + (1 - R_{UV2s}) G_{UV2} \quad (3.2)$$

A irradiância solar na superfície no UV<sub>2</sub> é determinada pela seguinte expressão:

$$G_{UV2} = \mu_o S_{oUV2} T_{UV2}(\mu_o) \left( \frac{1 - R_{VIS}(trop)}{(1 - R_{VISs})} \right) \quad (3.3)$$

$T_{UV2}$  = é a transmitância no intervalo UV<sub>2</sub>. Esse termo é avaliado segundo parametrização de Lacis e Hansen (1974). Adota-se na versão GL<sub>1.2</sub> uma concentração de ozônio de 0,28 cm-atm sem variações no tempo e no espaço.

### 3.2. Radiação visível

O balanço de radiação no sistema Terra-atmosfera no espectro VIS pode ser representado como

$$\mu_o S_{oVIS} = E_{VISp} + A_{VISa} + (1 - R_{VISs}) G_{VIS} \quad (3.4)$$

A modelagem da absorção pelo ozônio na banda de Chappuis é realizada através da inclusão da transmitância do fluxo solar incidente no topo da camada e do fluxo solar emergente. Por simplicidade, o algoritmo assume a presença de aerossóis com baixa profundidade óptica, desse modo exercendo pouco impacto na estimativa da irradiância à superfície. Essas características podem ser observadas basicamente em regiões rurais afastadas de grandes centros urbanos. Portanto, na condição de céu claro e na ausência de aerossóis, o modelo assume que a atmosfera é conservativa no VIS, ou seja, adota-se o termo  $A_{VISa}$  como nulo. Entretanto, a hipótese não é plausível em áreas com queimadas, áreas que sofrem a influência de aerossóis advectados de regiões com queimadas, áreas próximas a grandes pólos industriais e áreas desérticas.

Para o cômputo da irradiância solar VIS faz-se necessário o uso de algumas parametrizações. A refletância planetária para uma atmosfera seca plano-paralela com espalhamento Rayleigh, absorção por ozônio e superfície negra (sem reflexão) pode ser reproduzida segundo a expressão de Lacis e Hansen (1974)

$$R_{LH} = \frac{0,28}{(1 + 6,43\mu_o)} \quad (3.5)$$

Esta expressão é válida para todo o espectro solar. Assume-se que no intervalo NIR a dispersão Rayleigh e a absorção pelo ozônio sejam desprezíveis. Portanto, para adequar a estrutura do modelo faz-se conveniente ponderar a Equação 3.5 para o intervalo VIS. Deste modo, a irradiância refletida pela atmosfera pode ser expressa como

$$E_{VISp} = R_{LH} \mu_o S_o = R_{VISo} \mu_o S_{oVIS} \quad (3.6)$$

onde

$$R_{VISo} = \gamma R_{LH}, \quad \gamma = S_o / S_{oVIS} \quad (3.7)$$

Uma primeira aproximação da irradiância solar VIS à superfície é definida como:

$$G_{VISo} = \mu_o S_{oVIS} (1 - R_{VISo}) \quad (3.8)$$

A presença de uma superfície com refletância  $R_{VIS_s}$  gera processos de multireflexões entre a superfície e atmosfera, de modo que a irradiância solar é avaliada por

$$G_{VIS} = \frac{\mu_o S_{oVIS}(1 - R_{VIS_o})}{(1 - R_{VIS_s}R^*)} \quad (3.9)$$

em que  $R_{VIS_o}$  refere-se a refletância planetária no espectro VIS supondo isotropia angular; o termo é obtido diretamente pela refletância observada pelo satélite;  $R_{VIS_s}$  é a refletância da superfície e  $R^*$  é a refletância atmosférica para radiação difusa. Lacis e Hansen (1974) indicam um valor de  $R^*=0,065$  como adequado para o intervalo VIS.

Para uma atmosfera com nebulosidade, a absorção provocada pelo ozônio é incluída considerando as seguintes condições de contorno: i) a absorção ocorre exclusivamente na estratosfera; ii) o fluxo solar direto incidente no topo da troposfera é previamente atenuado pelo ozônio; iii) radiação emergente no topo da troposfera em direção ao satélite é atenuada pelo ozônio antes do sinal atingir o satélite. Desta forma, a irradiância solar VIS à superfície é dada por

$$G_{VIS} = \frac{\mu_o S_{oVIS}T(\mu_o)(1 - R_{VIS_o}(trop))}{(1 - R_{VIS_s})} \quad (3.10)$$

em que a transmitância  $T(\mu_o)$  é deduzida a partir da expressão de absorção proposta por Lacis e Hansen (1974), adaptada ao intervalo VIS do GL.

### 3.3. Radiação infravermelha

A irradiância solar no infravermelho próximo acumula cerca de 50,8% da constante solar, sendo fortemente atenuada por nuvens e pela absorção associada ao vapor d'água e dióxido de carbono. Na condição de céu claro considera-se uma atmosfera não dispersiva, dado que o espalhamento Rayleigh é menos eficaz nesse intervalo espectral, ou seja

$$G_{NIR} = \mu_o (S_{oNIR} - \Delta S) \quad (3.11)$$

em que  $S_{oNIR}$  é a irradiância solar no infravermelho próximo no topo da atmosfera e  $\Delta S$  representa a soma do fluxo solar NIR absorvido pelo vapor d'água ( $\Delta SH_2O$ ) e dióxido de carbono ( $\Delta SCO_2$ ).

A presença de nuvens é modelada considerando três hipóteses: i) uma fração da irradiância NIR passa entre as nuvens e incide na superfície, neste caso sendo apenas atenuado pelo H<sub>2</sub>O e CO<sub>2</sub>; e ii) a parcela que incide sobre as nuvens é refletida de volta para o espaço e/ou absorvida nela e a sua transmitância pode ser negligenciada; iii) o fluxo NIR à superfície é incrementado pelas reflexões entre a superfície e a base das nuvens. Desse modo, o modelo GL deduz a irradiância NIR através da seguinte expressão

$$G_{NIR} = \frac{[(1-C)\mu_o(S_{oNIR} - \Delta S) + C\delta G]}{(1 - R_{NIRs} - C R_{NIRc})} \quad (3.12)$$

onde,  $C$  é a cobertura fracional por nuvens,  $\delta G$  é a transmitância de uma nuvem típica e os termos  $R_{NIRs}$  e  $R_{NIRc}$  são as refletâncias da superfície e nuvens, respectivamente. O modelo considera o termo  $\delta G$  como nulo em primeira aproximação.

Na avaliação da nebulosidade ( $C$ ) o GL adota expressão idêntica à proposta por modelos clássicos como Gautier et al. (1980) e Stuhlmann et al. (1990), mas em termos de refletância, como segue

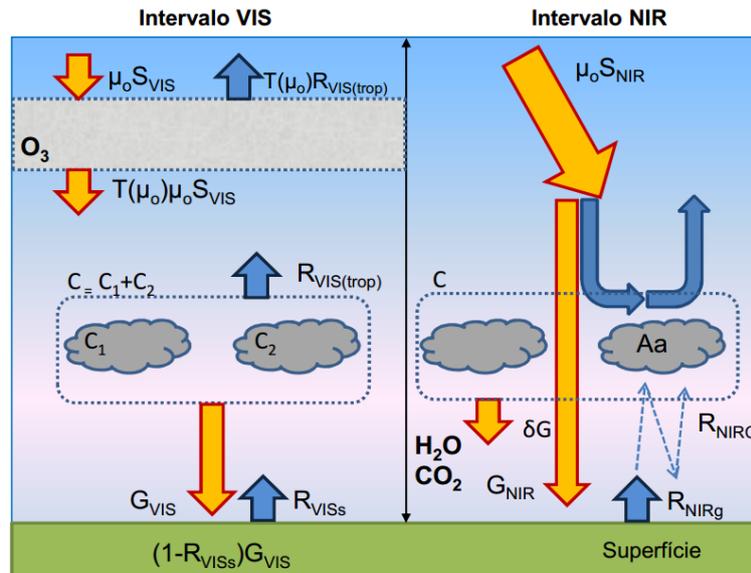
$$C = \frac{(R - R_{min})}{(R_{max} - R_{min})} \quad (3.13)$$

em que  $R$  é a refletância instantânea observada pelo satélite e  $R_{min}$  é o valor típico para céu claro. Análises para o setor Sul-Sudeste do Brasil conduziram a assumir um  $R_{min}=0,09$  (Ceballos et al., 2004). O termo  $R_{max}$  é definido de forma diferente aos modelos tradicionais. Para fins de uso no algoritmo GL, o parâmetro  $R_{max}$  representa o limiar de refletância no qual se assume cobertura total. Estudos estatísticos elaborados por Ceballos et al. (2004) identificaram de forma objetiva que um valor  $R_{max} = 0,46$  caracteriza o limiar de transição entre aglomerados de nuvens cumuliformes para o caso estratiforme. De fato, o conceito de nebulosidade parcial faz sentido apenas na presença de nuvens do tipo cumuliformes, já que outros tipos de nuvens apresentam dimensão geométrica suficiente para cobrir totalmente o pixel. Assim, situações atmosféricas que apresentem valores de refletância superiores a esse limiar são interpretadas como nebulosidade máxima ( $C=1$ ).

A Figura 3.1 resume o conjunto de hipóteses adotadas pelo modelo GL<sub>1,2</sub>. Por fim, a irradiância solar global é avaliada como

$$G = G_{UV2} + G_{VIS} + G_{NIR} \quad (3.14)$$

Figura 3.1 - Propagação da radiação solar na atmosfera conforme hipóteses do modelo GL<sub>1,2</sub>.



Fonte: Adaptado de Ceballos et al. (2004).

### 3.4. Parametrizações de absorção por gases (H<sub>2</sub>O e CO<sub>2</sub>)

O fluxo direcional absorvido pelo vapor d'água é calculado seguindo a expressão

$$\Delta SH_2O = 133 + 92 \log_{10} w^* + 2,1 w^* \quad (3.15)$$

onde  $\Delta SH_2O$  é mensurada em  $W m^{-2}$ ;  $w^*$  é o caminho óptico para o vapor d'água ( $w^* = w/\mu_0$ ). A expressão reportada por Ceballos et al. (2004) foi deduzida com base nas parametrizações de dados experimentais de Howard et al. (1956b). As expressões originais de Howard foram determinadas em condições de umidade absoluta homogênea e pressão atmosférica constante. Entretanto, estas condições não são representativas da atmosfera, pois nem a umidade específica e nem a pressão são constantes num perfil atmosférico "real". O critério adotado por Ceballos et al. (2004) com base em Zuev (1970), refere-se a considerar um valor médio de pressão  $\langle P \rangle$  ponderado com a distribuição vertical de vapor. Os autores assumiram um valor de  $\langle P \rangle \approx 800$  mb. Porfirio (2012) conduziu um estudo de validação desta parametrização através de

comparações com parametrizações de banda-larga e de códigos radiativos mais sofisticados. Os resultados das análises teóricas recomendaram a alteração do termo independente de  $w$  para um valor de 141,5. As diferenças médias foram de apenas  $-0,16 \text{ W m}^{-2}$  para valores de água precipitável entre 2 e 6  $\text{g cm}^{-2}$ . Assim, para o cômputo da absorção pelo vapor d'água utilizando a versão GL<sub>2.0</sub> (seções 5.3 e 6.2) utilizou-se a Equação 3.15 com esta mudança.

A absorção associada ao dióxido de carbono é determinada segundo uma expressão similar à Equação 3.15, tendo como base análises experimentais de Howard et al. (1956a), como segue

$$\Delta SCO_2 = 1,81 + 12,61 \mu_o^{-1/2} - 8,6 \log_{10}(\mu_o) \quad (3.16)$$

A equação foi parametrizada para uma concentração constante do gás de 360 ppm (partes por milhão), adequada para a época. Faz-se conveniente mencionar que a atualização da parametrização considerando concentrações de CO<sub>2</sub> atuais não conduz a significativas mudanças nos níveis de absorção.

## **4. DESEMPENHO ATUAL DO MODELO GL: USO DE IMAGENS GOES E MSG**

Este capítulo dedica-se a avaliar a performance do modelo GL aplicado a imagens GOES (versão  $GL_{G1.2}$ ) e imagens MSG (versões  $GL_{M1.2}$  e  $GL_{M1.4}$ ). Os fundamentos e características do modelo GL em suas versões 1.2 e 1.4 foram descritos no capítulo 3. Imagens do satélite MSG observam uma grande área do Brasil. Em especial, a região NEB é observada pelos satélites GOES e MSG com similar ângulo zenital. Essa característica sugere que o uso de uma mesma versão GL pelas duas plataformas deveria fornecer estimativas de irradiância solar relativamente semelhantes. Faz-se conveniente, também, avaliar o desempenho do GL com dados MSG para outras regiões brasileiras. Com o propósito de avaliar a habilidade na dedução da radiação solar sobre região com distinta condição ambiental, o algoritmo  $GL_{M1.4}$  é aplicado sobre a Espanha. Sendo assim, este capítulo é conduzido a responder as seguintes questões: i) Qual é a acurácia esperável do modelo GL (versões 1.2 e 1.4) sobre o Brasil? ii) Há alguma dependência do desempenho do modelo em função da fonte de informação VIS (GOES ou MSG) e geometrias de observação? Qual é a confiabilidade das estimativas GL sobre a Espanha?

A organização deste capítulo é a seguinte: Seção 4.1 descreve as bases de dados de irradiância solar global medida à superfície e estimada por satélite (modelo GL) e os filtros de qualidade utilizados. Seção 4.2 apresenta e discute os resultados da validação sobre o Brasil e Espanha.

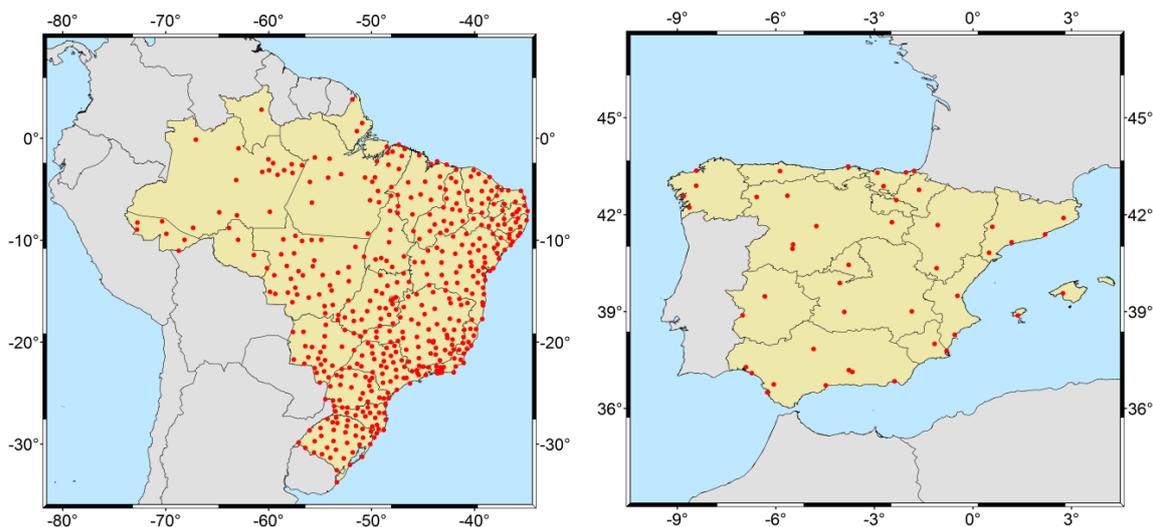
### **4.1. Dados**

#### **4.1.1. Medidas de superfície**

Os dados de irradiância solar global ( $E_G$ ) medidos em superfície no Brasil utilizados neste capítulo são provenientes da rede de estações automáticas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). A Figura 4.1a ilustra a distribuição espacial dessas estações sobre o território brasileiro (total de 471 estações). Percebe-se, por um lado, que as

estações situam-se em áreas caracterizadas por distintos padrões atmosféricos e ambientais. Porém, por outro lado, a distribuição espacial delas não é uniforme, e ainda, existe escassez de estações em áreas importantes, como na região Amazônica.

Figura 4.1 - Distribuição espacial das estações com dados de radiação solar: rede INMET (esquerda) e rede AEMET (direita).



Fonte: Produção do autor.

As medidas de irradiância solar global são obtidas por piranômetros CM6B da Kipp&Zonen (J. E. Rodrigues LAIME/INMET, Comunicação Pessoal, 2015), com faixa espectral sensível entre 0,305–2,800  $\mu\text{m}$ . Os erros esperados do CM6B são da ordem de  $\pm 2\%$  na irradiação diária, segundo as expectativas do fabricante (ver em <http://www.kippzonen.com/>). O piranômetro é programado para realizar registros a cada minuto e armazenar os valores horários de irradiação solar (em  $\text{kJ m}^{-2}$ ) num sistema automático de aquisição de dados ("*data logger*"). Considerou-se uma série temporal de dados horários de irradiação solar para o período 2011–2012. Estas informações foram fornecidas pela DSA/CPTEC, através de seu banco de dados. As medidas horárias foram integradas na escala diária e convertidas para valores de irradiância solar média diária (em  $\text{W m}^{-2}$ ).

A base de dados de radiação solar sobre a Espanha pertence a Agência Estatal de Meteorologia (AEMET). Utilizaram-se dados de irradiação solar global obtidos em 43 estações radiométricas que se situam em diferentes zonas climáticas. A série de dados

disponível refere-se a um período de 8 meses, sendo quatro deles em 2011 (janeiro–abril) e os demais em 2012 (abril, maio, agosto e setembro). As medidas de  $E_G$  são realizadas por meio de piranômetros do tipo CM11 e CM21, que apresentam intervalo espectral sensível de 0,305–2800 $\mu\text{m}$  e incertezas típicas em torno de  $\pm 3\%$ . Medidas da rede radiométrica da AEMET são fornecidas em intervalos horários (em  $\text{kJ m}^{-2}$ ). No intuito de padronizar as unidades, os dados foram convertidos para valores médios diários de irradiância solar (em  $\text{W m}^{-2}$ ). A Figura 4.1b apresenta a localização geográfica das estações solarimétricas da rede AEMET empregadas neste trabalho.

#### 4.1.2. Estimativas $GL_{1.2}$ e $GL_{1.4}$

O modelo GL foi projetado para avaliar campos de radiação solar à superfície com base nas informações do canal VIS de satélites geoestacionários. No presente, a versão 1.2 roda operacionalmente na DSA/CPTEC processando imagens do GOES/Imager e MSG/SEVIRI, enquanto que a versão 1.4 foi implementada apenas para o MSG. Imagens de fator de refletância geradas na DSA/CPTEC são utilizadas pelo modelo como informação básica.

Neste capítulo, as estimativas  $GL_{G1.2}$  foram obtidas utilizando-se de imagens do canal VIS do satélite GOES-12 (60°W, sobre o equador), período 2011–2012. Dados originais do canal VIS (0,55–0,75  $\mu\text{m}$ ) do GOES-12 apresentam uma resolução espacial de 1 km no nadir e resolução temporal típica de 30 minutos. Entretanto, para fins de equivalência com imagens do canal 4 (infravermelho térmico), o modelo GL utiliza arquivos VIS reamostrados com resolução espacial de 4 km. Imagens do canal 1 (0,56–0,71  $\mu\text{m}$ ) do MSG-2 SEVIRI (0°, sobre o meridiano de Greenwich) são empregadas como a fonte primária para as estimativas  $GL_{M1.2}$  e  $GL_{M1.4}$ . Dados VIS SEVIRI permitem frequências de observações a cada 15 minutos com resolução espacial de 3 km no nadir.

O produto de radiação solar global GL baseado no GOES é disponibilizado para uma grade regular de 1800x1800 pixels com 4 km de resolução, entre as latitudes 50°S a 21,96°N e longitudes 100°W a 28,04°W, nas bases instantânea, diária e mensal.

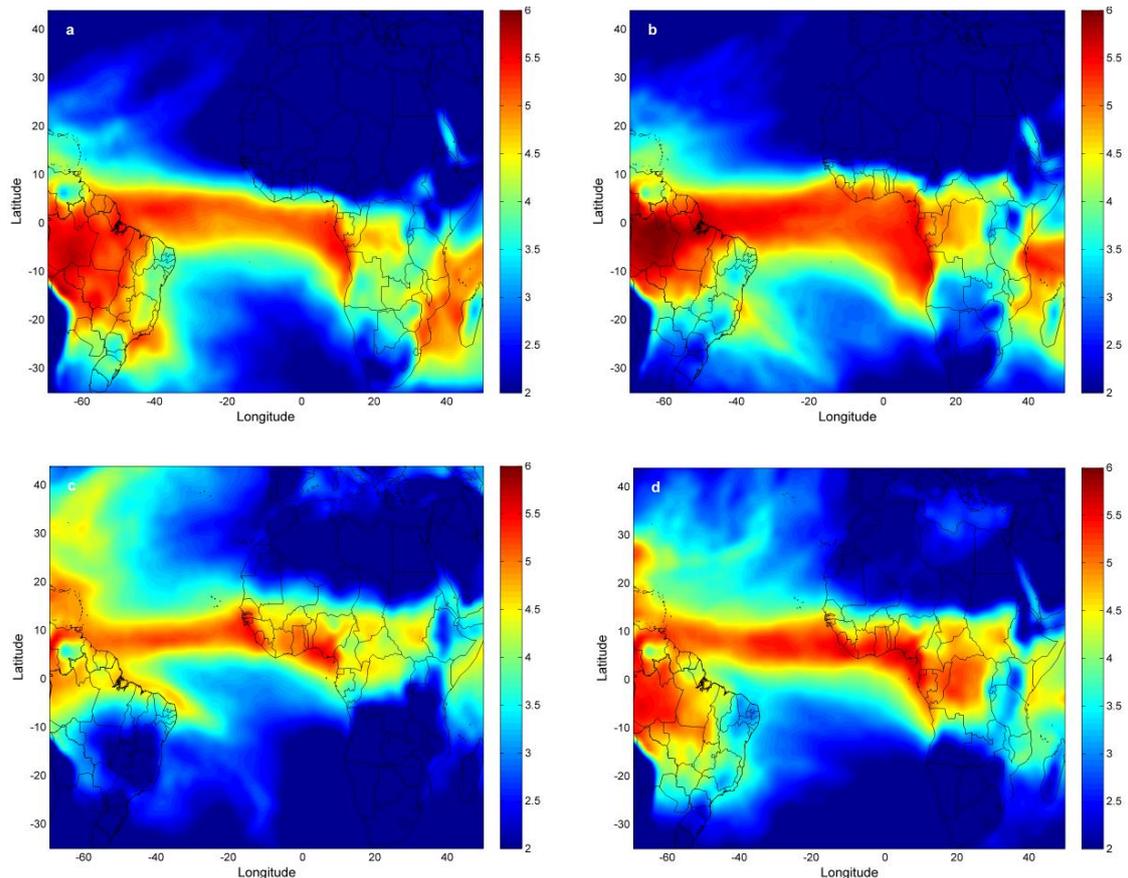
Enquanto que o produto GL a partir das imagens SEVIRI fornece estimativas de radiação solar à superfície para uma área de 2300x3250 pixels com 4 km de resolução e origens ao norte e oeste em 51,96°N e 70°W, respectivamente. É conveniente mencionar que uma imagem de satélite pode apresentar defeitos (falhas) e até sequencial ausência de informação em um determinado pixel. Sendo assim, o modelo GL não realiza o cômputo da integral diária para o pixel que exibir ausência de informação durante um período superior a 3 horas. Ainda, a informação GL para um dado pixel corresponde à média dos pixels em seu entorno (média 3x3).

A estrutura conceitual do modelo GL para cálculos de radiação global à superfície está detalhada no capítulo 3. A versão 1.2 assume como homogênea a refletância de céu claro sobre o continente ( $R_{min} = 0,09$ ) e como constante a água precipitável sobre largas áreas e sem variações sazonais, com valor de 4,5 g cm<sup>-2</sup> nos trópicos e de 3,5 g cm<sup>-2</sup> nos subtropicais. Claramente são hipóteses bastante genéricas, pois a água precipitável pode apresentar variações consideráveis, por exemplo, entre regiões da Amazônia e do Nordeste (Figura 4.2), bem como áreas semi-áridas do Nordeste podem apresentar valores de  $R_{min}$  superiores aos da floresta ou regiões agrícolas. A versão GL<sub>1.4</sub> utilizada neste capítulo, incluiu distribuições geográficas destes parâmetros. Foram utilizadas as análises para as 12 UTC fornecidas pelo modelo de Modelo de Circulação Geral Atmosférico do CPTEC, com resolução espacial de ~0,94°, para gerar campos médios quinzenais de água precipitável. A Figura 4.2 ilustra alguns campos de água precipitável utilizados pelo modelo GL<sub>M1.4</sub>. Os campos mostram variações sazonais significativas, especialmente entre os meses de janeiro e julho.

A construção de campos  $R_{min}$  é normalmente realizada através da análise de uma série de imagens. Com o objetivo de caracterizar as variações sazonais, optou-se por construir campos mensais de  $R_{min}$  baseando-se nas imagens VIS do SEVIRI. Os campos mensais foram construídos para o horário do meio dia local para dois principais setores: América do Sul (setor 1) e Europa e África (setor 2). Em algumas áreas em determinadas épocas do ano o uso de apenas 30 imagens ao longo do mês não permite a obtenção adequada do valor  $R_{min}$  devido a persistência de pixels com presença de nuvens. Esta característica estimulou estender em 1 hora o intervalo de imagens para a determinação dos campos.

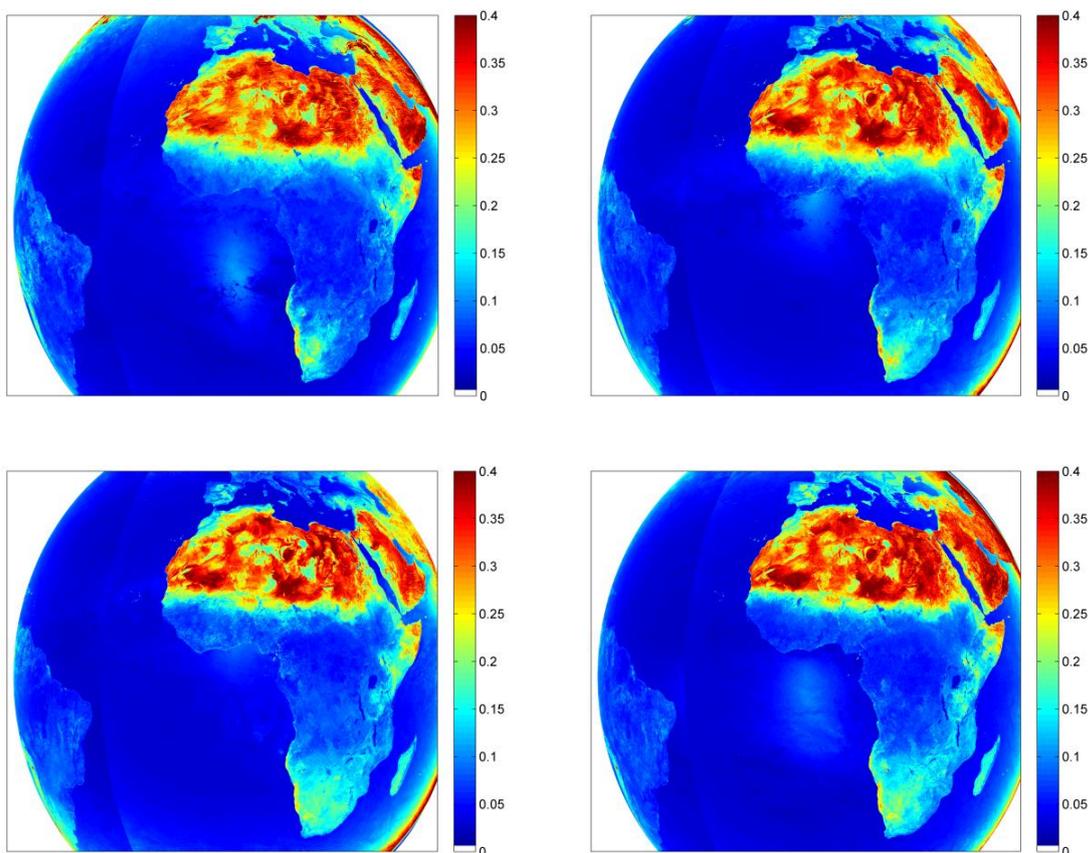
Por exemplo, os campos mensais de  $R_{min}$  para o setor 1 (setor 2) foram derivados a partir das imagens entre 14:30 e 15:30 UTC (11:30 e 12:30 UTC). Considerou-se como valor  $R_{min}$ , na escala de pixel, o valor mínimo observado para o conjunto de imagens disponíveis ao longo do mês. A composição entre os setores foi realizada na longitude de 32°W. Uma deficiência dessa abordagem é considerar como mínimo um valor produzido para uma situação com presença de sombras de nuvens. Porém, espera-se que essa problemática tenha pouco efeito nos campos de  $R_{min}$  construídos aqui, tendo em vista que foram gerados para ângulos de elevação do Sol elevados. Exemplos dos campos  $R_{min}$  construídos são apresentados na Figura 4.3.

Figura 4.2 - Campos médios de água precipitável ( $\text{g cm}^{-2}$ ) deduzidos pelo modelo global do CPTEC referentes à 1° quinzena de: (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro de 2011.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.3 - Campos de refletância mínima  $R_{min}$  em projeção satélite obtidos a partir do canal 1 do SEVIRI/MSG para: (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro de 2011.



Fonte: Produção do autor.

#### 4.1.3. Controle de qualidade dos dados

Conforme apresentado anteriormente, as redes do INMET e AEMET possuem um número considerável de estações com medidas de radiação solar, o que permite a validação de modelos em diferentes condições ambientais. Apesar dos esforços destas instituições para garantir registros contínuos e confiáveis, observaram-se ocasionais períodos com medidas de qualidade duvidosa e ausência de registros, o que pode ter ocorrido por diversas razões. Deste modo, antes de realizar as validações fez-se conveniente submeter os dados radiométricos a um procedimento de controle de qualidade.

Segundo Gueymard (2016), atualmente não há um procedimento de controle de qualidade de dados de irradiância solar ideal ou amplamente aceito. Isto faz com que tipicamente cada instituição implemente seu próprio método, o que implica que alguns podem ser mais rigorosos do que outros. Nesse contexto, e com o propósito de discutir a acurácia do modelo GL para a estimativa da irradiância solar global nas escalas diária e mensal, foi aplicado o procedimento de controle de qualidade para a série de dados do modelo GL e de verdade terrestre descrito em Ceballos et al. (2010), que segue os seguintes critérios:

Para os valores horários:

- Os valores de irradiância solar negativos foram removidos;
- Dados de irradiância solar superiores à irradiância extraterrestre foram descartados;

Para os valores diários:

- Os valores diários foram calculados para dias que apresentaram ao menos 70% de dados horários válidos ao longo do período diurno;
- A irradiância média diária necessariamente deve situar-se no intervalo  $[20,400]$   $\text{W m}^{-2}$ ;
- A diferença entre o valor diário modelado e observado não deve exceder  $100 \text{ W m}^{-2}$ , ou seja,  $|\text{GL} - \text{verdade terrestre}| < 100 \text{ W m}^{-2}$ ;
- O desvio entre o valor estimado e medido não deve ser superior a um limite de dois desvios padrões;

Por fim, o cômputo da média mensal foi realizado para as estações que apresentaram ao menos 20 pares (GL, verdade terrestre) remanescentes no mês. No geral, esses filtros, de moderado rigor, permitiram a exclusão de séries de dados de radiação solar suspeitas, ou seja, de qualidade duvidosa.

## **4.2. Resultados**

Nesta seção apresentam-se resultados de um estudo de validação das estimativas de radiação solar obtidas pelo modelo GL com o uso das imagens VIS do GOES e MSG.

Esta análise visa, por um lado, a caracterização regional e temporal da qualidade do modelo GL, versão 1.2 para ambos e versão 1.4 para o MSG. Por outro lado, o estudo permite examinar a performance do modelo para diferentes geometrias de observação. Inicialmente, avalia-se a acurácia do modelo em diferentes escalas temporais (mensal e diária) sobre as regiões do Brasil (seção 4.2.1). Em seguida, apresentam-se resultados da validação sobre a Espanha (seção 4.2.2), afim de avaliar sua potencial aplicação sobre áreas com diferentes condições ambientais.

#### **4.2.1. Avaliação do modelo GL sobre o Brasil**

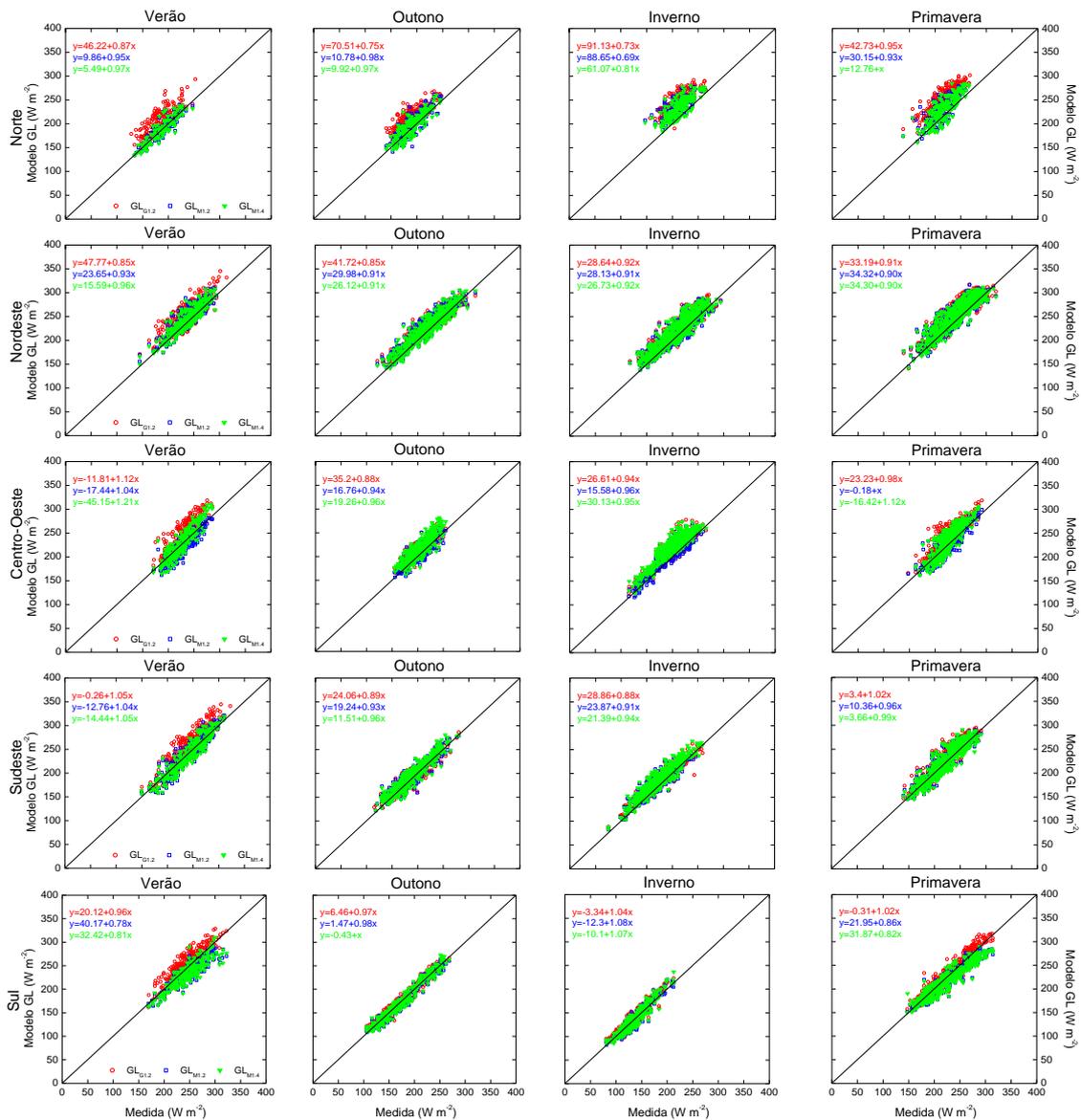
##### **4.2.1.1. Análise na escala mensal**

A Figura 4.4 apresenta comparações sazonais entre a irradiância solar global média diária medida em estações automáticas da rede INMET e a estimada pelo GL, com base em dados GOES e MSG, na escala mensal, para cada região do Brasil. Nos diagramas são incluídas equações lineares na forma  $y=a+bx$ , sendo  $y$  o valor de satélite,  $x$  o valor medido,  $a$  o coeficiente linear (ou intercepto) e  $b$  o coeficiente angular. Estimativas mais precisas resultam em valores de  $a$  próximos do nulo e  $b$  próximos da unidade. As cores associam-se com a versão do modelo e o satélite utilizado como fonte de informação VIS. Considerou-se como verão, outono, inverno e primavera os meses entre dezembro–fevereiro, março–maio, junho–agosto e setembro–novembro, respectivamente.

Pode-se observar na Figura 4.4 que, no geral, existe uma pequena dispersão entre os valores estimados por satélite e medidos. Em contrapartida, na região norte o modelo GL tende a superestimar a verdade terrestre bem como uma dispersão de pontos mais pronunciada, especialmente o  $GL_{G1.2}$ . Por outro lado, as regiões nordeste, sudeste e sul mostram uma menor dispersão e estimativas distribuídas próximas da reta diagonal (1:1). Nota-se que na região nordeste as estimativas  $GL_{G1.2}$  e  $GL_{M1.2}$  sugerem comportamentos similares, o que pode ser creditado ao fato de que esta região é imageada com ângulos zenitais de satélites parecidos. Um aspecto que corrobora esta hipótese é que nas regiões norte e sul, onde se presencia uma maior discrepância entre

as geometrias de observação, a relação entre elas sofre modificações. Contudo, é interessante fazer notar que em cerca de 72% dos casos o coeficiente angular da regressão linear ( $b$ ) esteve entre 0,9 e 1,1, indicando que existe uma boa concordância entre a irradiância média mensal modelada e observada.

Figura 4.4 - Comparação sazonal entre a irradiância solar média mensal estimada pelo GL a partir de dados GOES ( $GL_{GL1.2}$ ) e MSG ( $GL_{MI.2}$  e  $GL_{MI.4}$ ) e a medida de superfície para estações da rede INMET em cada região do Brasil, período 2011–2012.



Fonte: Produção do autor.

Um resumo estatístico das comparações entre as medidas e as estimativas obtidas com as versões do GL analisadas, época do ano e região do Brasil é mostrado na Tabela 4.1.

De modo geral, os resultados sugerem que o modelo apresenta tendência média de superestimar a verdade terrestre. Porém, é importante fazer notar que elevados valores de MBE (superiores a  $20 \text{ W m}^{-2}$ ) correspondem a aproximadamente 10% dos casos e são observados, sobretudo, na região norte. Nota-se também que as estimativas GL através do MSG subestimam, em média, às medidas de superfície na região sul, uma vez que o MBE é negativo na maioria das vezes. Considerando o conjunto total das estatísticas da Tabela 4.1, percebe-se que em cerca de 67% dos casos, excluindo a região norte, os valores de MBE oscilaram entre  $\pm 10 \text{ W m}^{-2}$ , o que comprova a boa qualidade do modelo GL.

Tabela 4.1 - Parâmetros estatísticos médios sazonais associados à estimativa da irradiância solar média mensal pelo GL com dados GOES ( $GL_{G1.2}$ ) e MSG ( $GL_{M1.2}$  e  $GL_{M1.4}$ ), para cada região do Brasil. Os valores de MBE, RMSE e DP encontram-se em  $\text{W m}^{-2}$ .

	$GL_{G1.2}$			$GL_{M1.2}$			$GL_{M1.4}$		
	MBE	RMSE	DP	MBE	RMSE	DP	MBE	RMSE	DP
<i>Norte</i>									
Verão	17,1	27,6	20,2	2,4	24,5	22,5	1,6	24,9	22,5
Outono	22,8	29,2	16,3	5,9	25,5	21,0	3,9	24,4	20,4
Inverno	33,5	35,8	11,7	25,1	30,2	14,5	21,0	27,0	14,2
Primavera	33,4	38,9	17,7	16,9	28,7	19,9	12,6	25,6	17,8
<i>Nordeste</i>									
Verão	9,6	23,6	18,2	9,5	22,7	17,7	8,1	21,9	17,5
Outono	9,6	18,6	13,1	10,0	20,9	15,4	6,6	19,7	15,1
Inverno	11,2	17,5	9,7	10,0	19,3	11,9	11,0	19,4	12,2
Primavera	10,9	21,2	14,3	10,7	21,8	15,5	8,9	20,8	14,3
<i>Centro-Oeste</i>									
Verão	12,3	26,3	21,7	-6,5	28,0	25,8	2,5	30,4	27,8
Outono	12,1	20,1	13,5	5,8	22,1	18,0	12,5	26,6	19,4
Inverno	14,0	18,1	8,5	8,6	16,8	10,0	21,2	25,4	12,2
Primavera	18,4	27,2	17,6	3,3	22,9	20,3	12,5	28,0	20,4
<i>Sudeste</i>									
Verão	8,9	26,3	21,8	0,2	24,6	21,8	0,6	24,6	21,7
Outono	5,0	16,8	13,6	6,4	20,5	16,8	5,6	20,4	16,4
Inverno	8,0	15,0	10,2	8,6	17,7	12,0	11,7	18,9	12,6
Primavera	6,7	21,5	17,6	3,7	22,3	18,8	2,5	21,9	17,6
<i>Sul</i>									
Verão	7,1	23,6	20,9	-13,8	26,6	20,9	-13,5	26,6	21,0
Outono	2,7	12,6	10,6	-1,3	14,6	13,0	-0,5	15,2	13,4
Inverno	5,5	11,0	8,6	1,3	12,5	10,8	3,8	13,3	12,1
Primavera	7,3	18,4	15,8	-5,2	19,3	16,6	-4,5	19,7	16,3

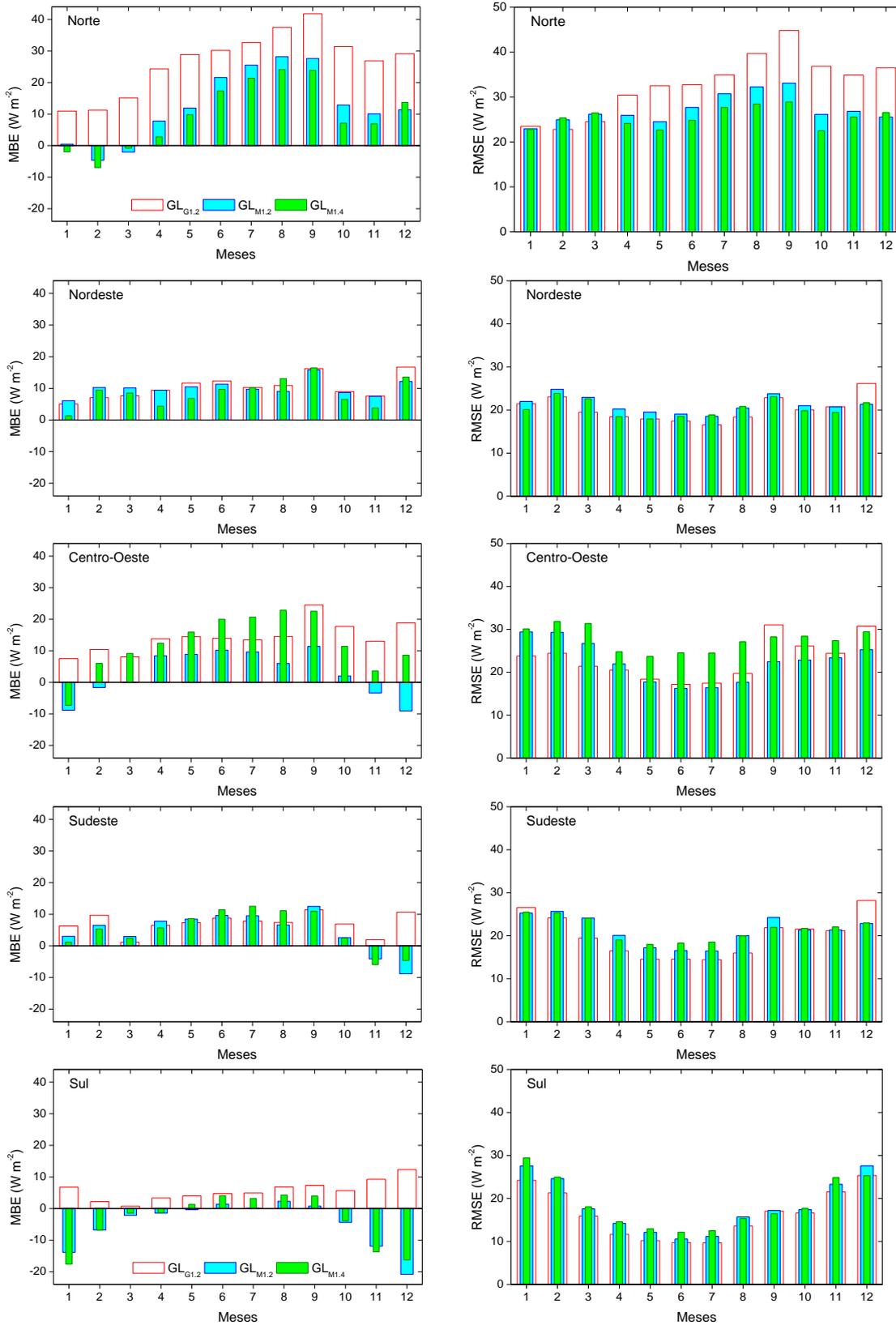
A Figura 4.5 permite uma melhor compreensão sobre a evolução temporal mensal dos parâmetros MBE e RMSE para cada versão GL e região do Brasil. Conforme já

mencionado (Figura 4.4 e Tabela 4.1), as estimativas com o  $GL_{G1.2}$  superestimam na média mensal a irradiância medida, porém a magnitude é variável ao longo do ano. No caso das estimativas com o MSG, há predominância de valores negativos de MBE, sobretudo, durante os meses de verão nas regiões norte, centro-oeste, sudeste e sul. Este comportamento pode ser parcialmente explicado pelo fato que o conceito de cobertura de nuvens é mais realístico para ângulos de visada vertical, uma vez que nuvens quando visualizadas em ângulos inclinados podem provocar um aumento aparente da área coberta. Entre as versões  $GL_{M1.4}$  e  $GL_{M1.2}$ , percebe-se uma melhoria das estimativas para as regiões norte, nordeste e sul da ordem de 23, 14 e 20%, respectivamente, enquanto que houve uma piora dos resultados na região centro-oeste. Contudo, os valores médios anuais de MBE foram de  $12,8 \text{ W m}^{-2}$  ( $GL_{G1.2}$ ),  $5 \text{ W m}^{-2}$  ( $GL_{M1.4}$ ) e de  $6,4 \text{ W m}^{-2}$  ( $GL_{M1.4}$ ).

Na análise do RMSE verifica-se, no geral, uma variação sazonal mais pronunciada, com máximos ocorrendo durante o verão e mínimos durante o inverno. Tal fato era esperado, tendo em vista que a principal fonte de incertezas na modelagem dos fluxos radiativos por satélite é a nebulosidade. Complementarmente, parece existir uma tendência de aumento do RMSE nas regiões norte e centro-oeste para o mês de setembro, o que pode estar sendo induzido pela maior presença de aerossóis na atmosfera. No entanto, destaca-se que os valores médios anuais do RMSE são relativamente similares, com valores de  $22,4$  ( $GL_{G1.2}$ ),  $22,1$  ( $GL_{M1.2}$ ) e  $22,7 \text{ W m}^{-2}$  ( $GL_{M1.4}$ ).

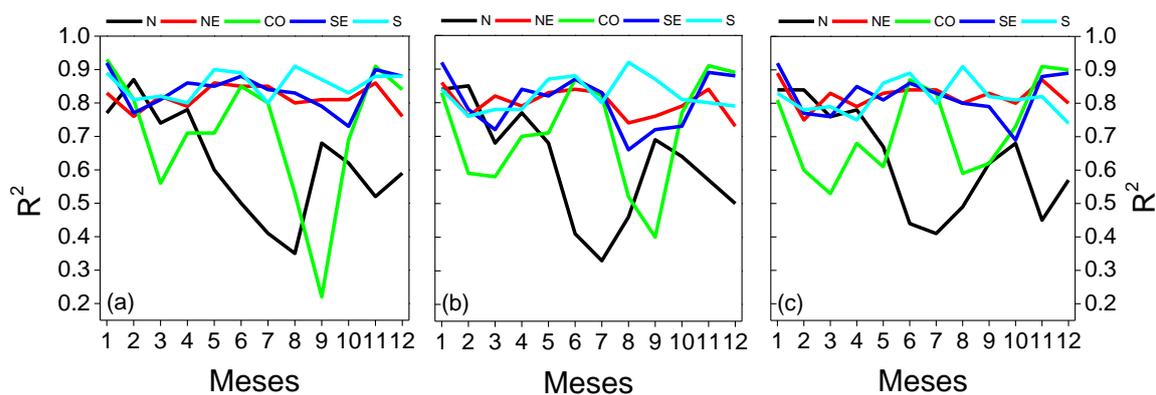
A Figura 4.6 mostra a série temporal do coeficiente de determinação ( $R^2$ ) entre a irradiância solar média mensal calculada pelas distintas versões GL e as medidas de superfície obtidas nas estações da rede INMET para cada região do Brasil. As maiores flutuações de  $R^2$  ao longo do ano foram observadas para as regiões norte e centro-oeste. Já as demais regiões exibem valores de  $R^2$  mais estáveis. Os resultados revelam que em 77% dos meses os valores de  $R^2$  foram superiores a 0,7.

Figura 4.5 - Série temporal média mensal do MBE e RMSE obtido com o modelo GL usando dados GOES (GL<sub>G1.2</sub>) e MSG (GL<sub>M1.2</sub> e GL<sub>M1.4</sub>) para cada região do Brasil.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.6 - Série temporal do coeficiente de determinação ( $R^2$ ) para cada região do Brasil: (a)  $GL_{G1.2}$ , (b)  $GL_{M1.2}$  e (c)  $GL_{M1.4}$ .



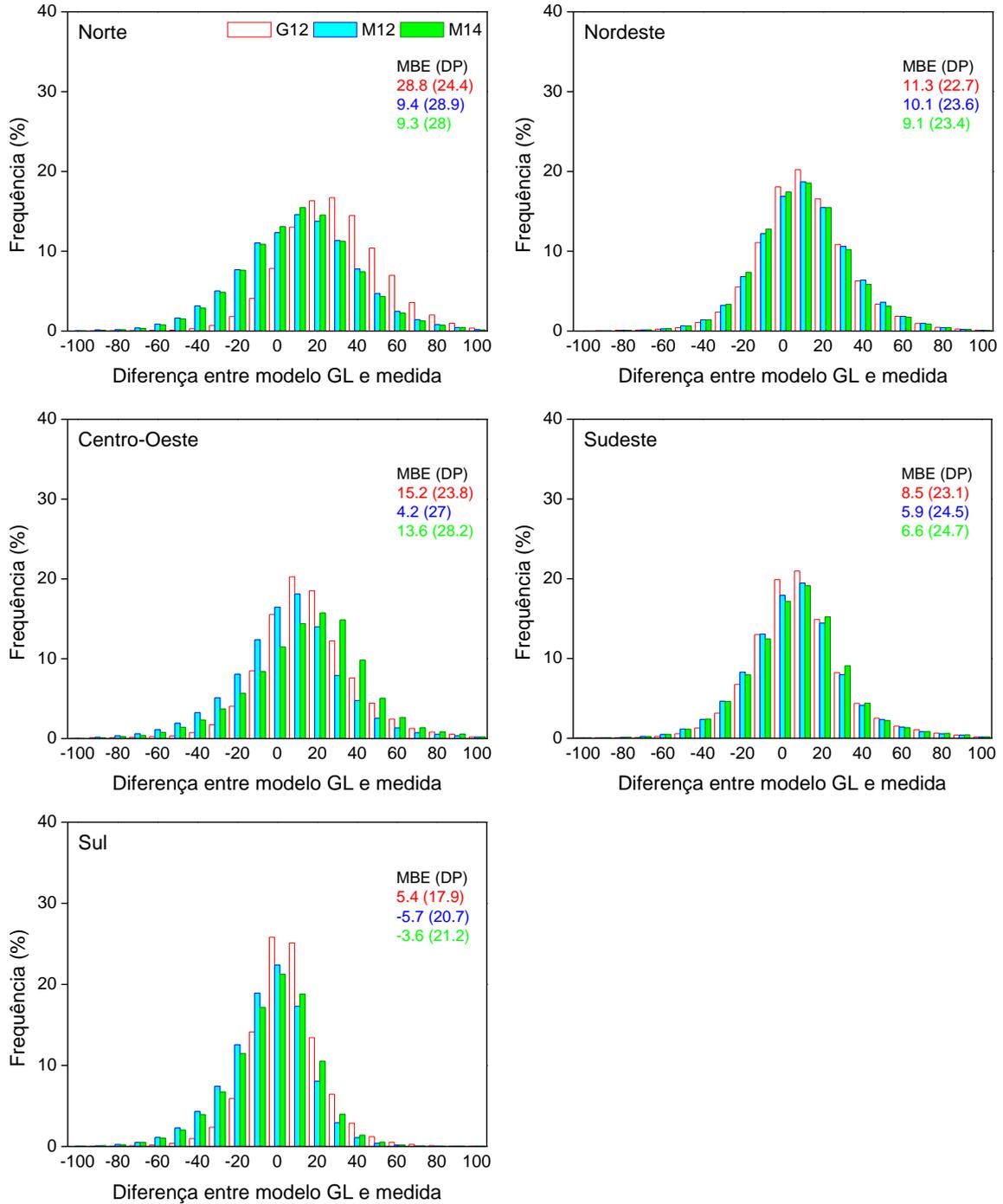
Fonte: Produção do autor.

#### 4.2.1.2. Análise na escala diária

É importante caracterizar a performance do modelo no cômputo da irradiância média diária. A Figura 4.7 apresenta histogramas do desvio entre a irradiância global diária estimada (modelo GL) e a medida para cada uma das regiões do Brasil. Incluem-se nos gráficos os valores médios do MBE e do desvio padrão DP (entre parênteses). Observa-se claramente que as distribuições são muito próximas da normal, porém, na maior parte dos casos levemente deslocadas para a direita. Os valores do MBE para as versões  $GL_{G1.2}$ ,  $GL_{M1.2}$  e  $GL_{M1.4}$  oscilaram entre 5,4 a 28,8  $W m^{-2}$  (13,8  $W m^{-2}$ ), entre -5,7 a 10,1  $W m^{-2}$  (4,8  $W m^{-2}$ ) e -3,6 a 13,6  $W m^{-2}$  (7  $W m^{-2}$ ), respectivamente. Entre parênteses são reportados os valores médios de MBE. Os valores do desvio padrão estiveram entre 17,9 e 28,9  $W m^{-2}$  e valor médio de 24,1  $W m^{-2}$ , considerando as três versões.

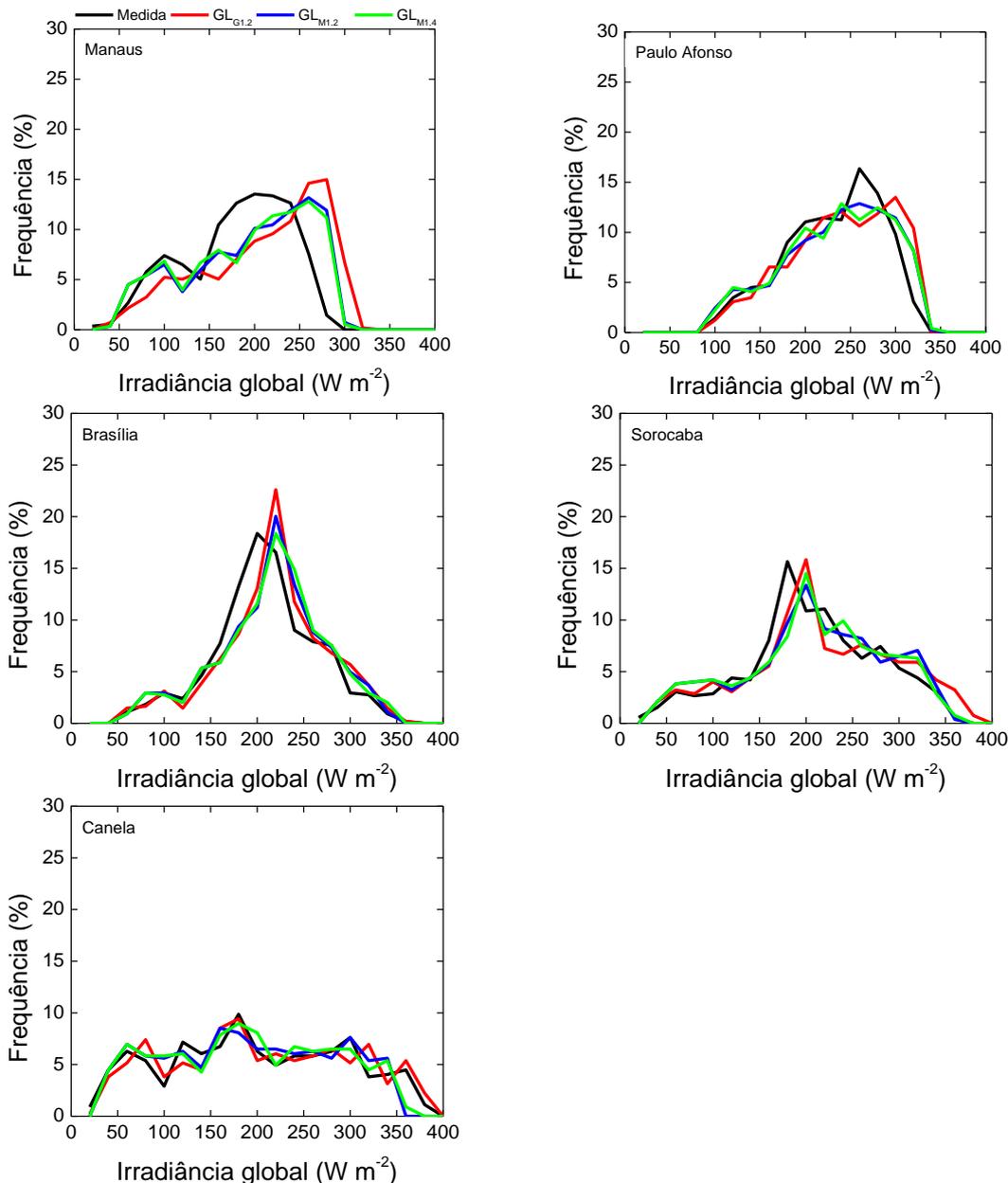
A Figura 4.8 compara a frequência de ocorrência dos valores de irradiância solar medidos e os estimados pelas distintas versões do modelo GL. Tal análise permite identificar se o modelo reproduz apropriadamente os diferentes regimes de irradiância. As bases de dados são distribuídas entre 0 e 400  $W m^{-2}$  em intervalos de 20  $W m^{-2}$ . A presente análise concentrou-se em 5 estações solarimétricas que razoavelmente representam cada região.

Figura 4.7 - Histogramas do desvio entre a irradiância solar média diária estimada pelo modelo GL a partir de imagens GOES ( $GL_{G1.2}$ ) e MSG ( $GL_{M1.2}$  e  $GL_{M1.4}$ ) e a medida obtida nas estações da rede INMET para cada região do Brasil. Os valores de MBE e DP encontram-se em  $W m^{-2}$ .



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.8 - Distribuição de frequência da irradiância solar média diária (em  $\text{W m}^{-2}$ ) modelada pelo GL a partir de imagens GOES ( $\text{GL}_{\text{G1.2}}$ ) e MSG ( $\text{GL}_{\text{M1.2}}$  e  $\text{GL}_{\text{M1.4}}$ ) e medida para 5 estações da rede INMET.



Fonte: Produção do autor.

De um modo geral, a tendência de superestimativa do modelo é refletida nos gráficos. Os resultados sugerem que o modelo superestima o número de ocorrência para níveis de irradiância superiores a  $260 \text{ W m}^{-2}$  em Manaus e a  $300 \text{ W m}^{-2}$  em Paulo Afonso. Observa-se um padrão similar para Brasília, para valores acima de  $220 \text{ W m}^{-2}$ . Não se observa um padrão claro para a estação de Sorocaba. Para Canela, as estimativas com o

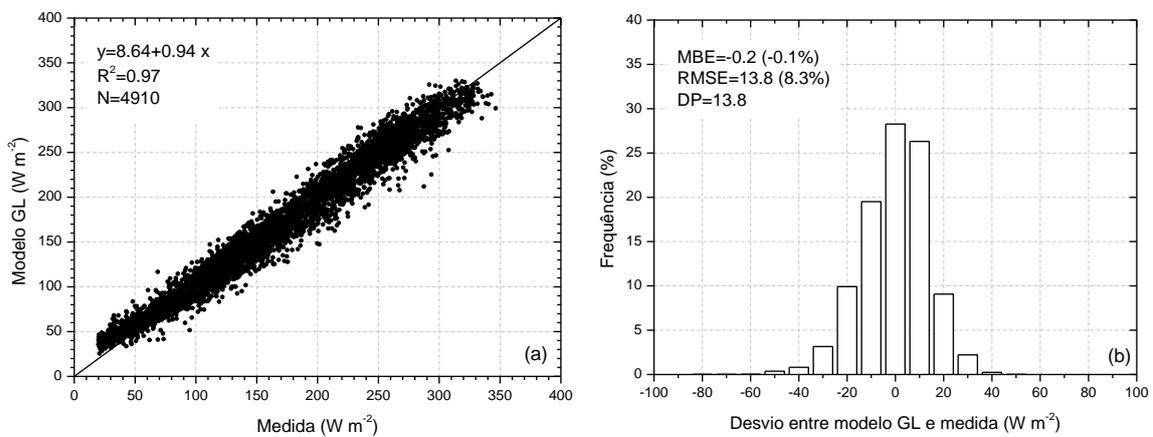
GL<sub>M1.2</sub> e GL<sub>M1.4</sub> apresentam um MBE médio de  $-6,5 \text{ W m}^{-2}$ , sendo que as maiores diferenças em relação à medida ocorrem para irradiâncias superiores a  $360 \text{ W m}^{-2}$ . Isto provavelmente deve estar associado com deficiências na determinação da cobertura de nuvens para ângulos zenitais de satélites elevados. Não se observa significativas diferenças para baixos e intermediários valores de irradiância.

#### 4.2.2. Avaliação do modelo GL sobre a Espanha

Nesta seção são apresentados os resultados da validação do modelo GL usando dados MSG (versão 1.4) através de comparações com medidas de superfície obtidas em 43 estações da rede AEMET. A Figura 4.9a apresenta o diagrama de dispersão entre os valores diários de irradiância solar estimados e medidos e a Figura 4.9b mostra o histograma dos desvios. Os valores de MBE, RMSE, DP e  $R^2$  foram incluídos nos gráficos. Os resultados estatísticos mostram um MBE de  $-0,2 \text{ W m}^{-2}$  ( $-0,1\%$  do valor médio), um RMSE de  $13,8 \text{ W m}^{-2}$  ( $8,3\%$ ) e um coeficiente de determinação de 0,97, o que demonstra a boa performance do modelo.

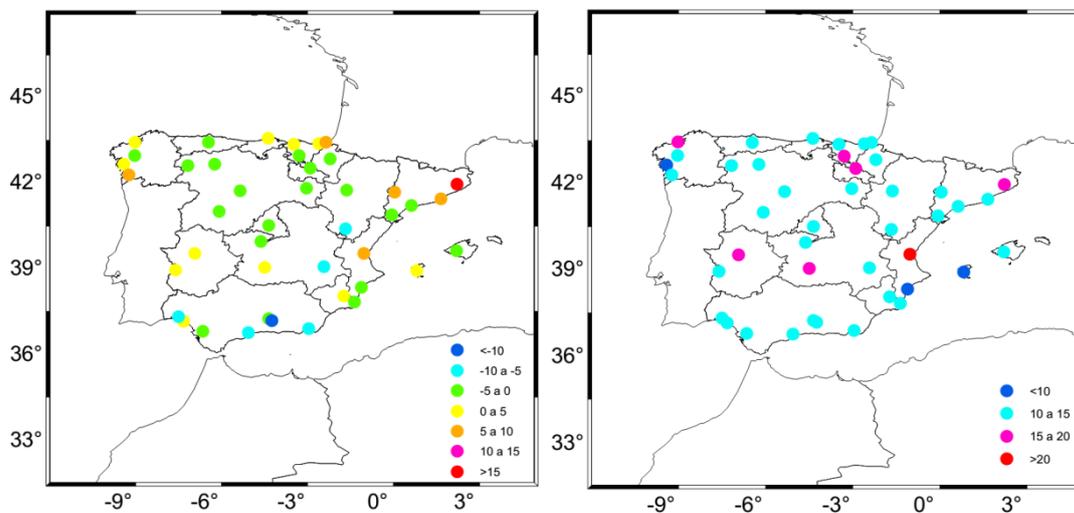
A distribuição espacial do MBE e RMSE é apresentada na Figura 4.10. Percebe-se uma clara predominância de estações com valores negativos de MBE ( $\approx 60\%$ ). A estação de Granada exibiu o valor mínimo de MBE ( $-10,3 \text{ W m}^{-2}$ ), enquanto que o máximo ocorreu em Girona ( $17,9 \text{ W m}^{-2}$ ). Os valores de RMSE correspondentes para as duas estações foram de  $14,2$  e  $19,8 \text{ W m}^{-2}$ . Notou-se também que em  $72\%$  das estações o MBE esteve entre  $\pm 5 \text{ W m}^{-2}$ . Em relação ao RMSE, verificou-se que a maior parte das estações ( $\approx 77\%$ ) apresentou RMSE entre  $10$  a  $15 \text{ W m}^{-2}$ . Em adição, não foi percebido um padrão claro que sugira a dependência da qualidade do modelo de acordo com a região.

Figura 4.9 - (a) Diagrama de dispersão comparando a irradiância solar média diária (em  $W m^{-2}$ ) estimada pelo modelo  $GL_{M1.4}$  e a medida de superfície obtida em 43 estações da rede AEMET e (b) histograma dos desvios.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.10 - Distribuição espacial do MBE (esquerda) e RMSE (direita) (em  $W m^{-2}$ ) obtido entre a irradiância solar média diária estimada via  $GL_{M1.4}$  e medida em 43 estações da rede AEMET.



Fonte: Produção do autor.



## **5. INFLUÊNCIA DOS AEROSSÓIS NA ESTIMATIVA DE RADIAÇÃO SOLAR NO MODELO GL**

Os aerossóis exercem influência significativa na modelagem de fluxos radiativos. As versões GL<sub>1.2</sub> e GL<sub>1.4</sub> não avaliam explicitamente os efeitos de atenuação provocados por eles. De fato, os resultados apresentados no capítulo 4 sugerem que a acurácia do modelo decresce nas regiões onde existe quantidade considerável de aerossol na atmosfera, por exemplo, na estação de queimadas da Amazônia. Neste contexto, inicialmente, este capítulo reporta o comportamento do modelo GL<sub>1.2</sub> em dias de céu claro para quatro estações SolRadNet (agosto-outubro). A análise visa dimensionar o erro do modelo para a época de maior concentração de aerossóis no Brasil. Em seguida, descreve-se sobre simulações teóricas com o código de transferência radiativa SBDART que conduziram a idealização de uma proposta de parametrização do efeito dos aerossóis no modelo GL. Por fim, analisa-se a nova versão do modelo GL que inclui a modelagem do aerossol, denominada de GL<sub>2.0</sub>, através de comparações com dados de superfície.

### **5.1. Avaliação da influência dos aerossóis no modelo GL<sub>1.2</sub>**

Foram utilizados dados de irradiância global medidos em quatro sítios experimentais da rede SolRadNet (Alta Floresta, Cuiabá-Miranda, Ji-Paraná e Rio Branco), período agosto-outubro de 2013-2014. No intuito de melhor quantificar o impacto dos aerossóis na performance do GL<sub>1.2</sub>, incluíram-se nesta análise apenas dias com predominância de céu claro. Na discriminação da condição de céu, empregou-se o índice comumente chamado de transmitância atmosférica global,  $K_T$  (ou índice de claridade), que é definido pela razão entre a irradiação global à superfície e a irradiação solar no topo da atmosfera. Valores de  $K_T$  superiores a 0,65 são característicos de dias de céu claro (ESCOBEDO et al., 2009; LARA-FANEGO et al., 2012). A Tabela 5.1 apresenta as coordenadas geográficas das estações e o número de dias claros utilizados na análise.

Tabela 5.1 - Sítios experimentais adotados na avaliação da influência dos aerossóis de queimada nas estimativas de irradiância solar à superfície obtidas pelo GL<sub>1.2</sub>. São inseridas as coordenadas geográficas e o número total de dias de céu claro utilizados.

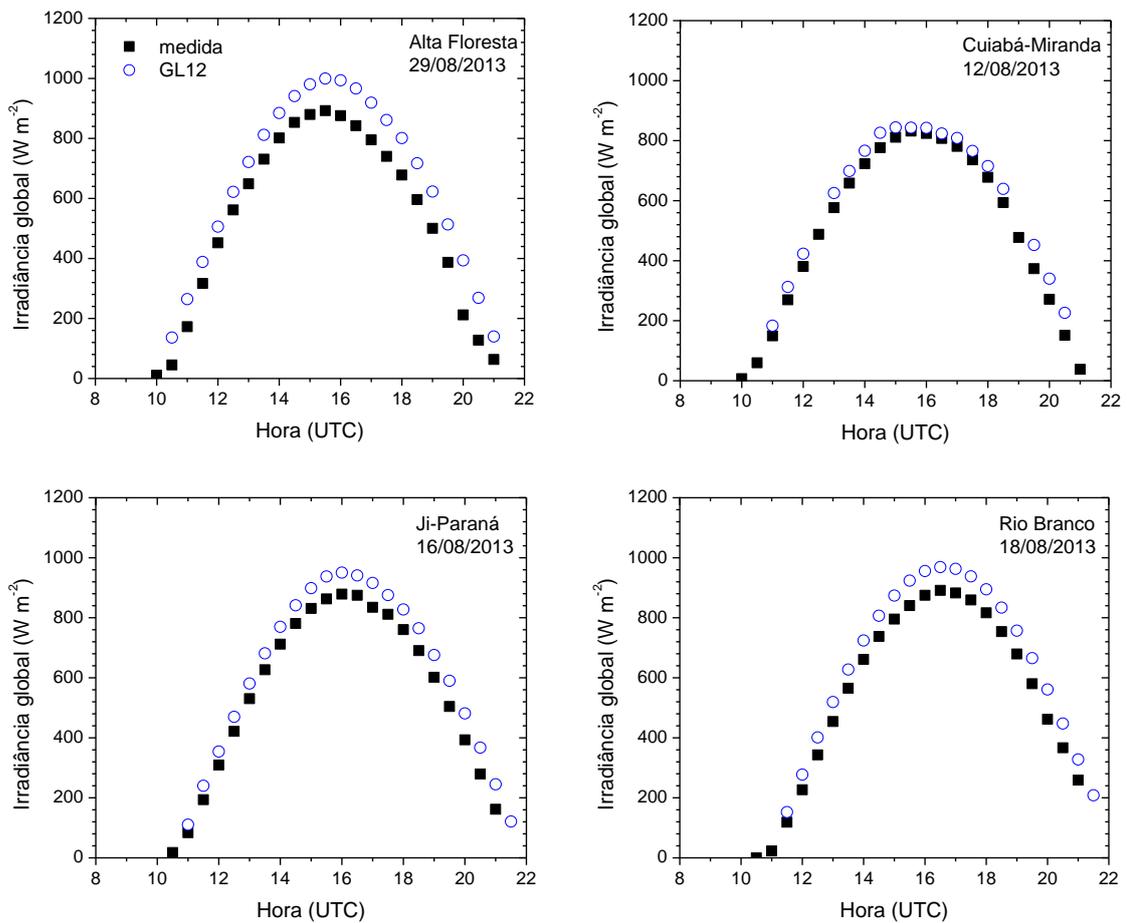
Estação	Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude (m)	Dias de céu claro
Alta Floresta	-9.871	-56.104	277	20
Cuiabá-Miranda	-15.729	-56.021	210	20
Ji-Paraná	-10.934	-61.852	218	7
Rio Branco	-9.957	-67.869	212	10

A Figura 5.1 ilustra exemplos da evolução diária da irradiância solar medida e estimada pelo GL<sub>1.2</sub> para dias de céu claro durante a estação de queimadas. Os valores medidos representam médias considerando um intervalo de 30 min em torno do horário central, enquanto que os valores de satélite são médias para uma grade de 3x3 pixels, centrada na estação. Considerando apenas os horários com máximos de radiação (entre 12 e 18 UTC), observam-se que os desvios (GL<sub>1.2</sub> - medida) oscilaram entre 53 e 123 W m<sup>-2</sup> (Alta Floresta), 11 e 49 W m<sup>-2</sup> (Cuiabá-Miranda), 44 e 80 W m<sup>-2</sup> (Ji-Paraná) e 50 e 83 W m<sup>-2</sup> (Rio Branco). Os valores medidos (estimados) de irradiação solar diária foram de 21,9 MJ m<sup>-2</sup> (26 MJ m<sup>-2</sup>), 20,6 MJ m<sup>-2</sup> (22,1 MJ m<sup>-2</sup>), 21,9 MJ m<sup>-2</sup> (24,5 MJ m<sup>-2</sup>) e 22,2 MJ m<sup>-2</sup> (24,4 MJ m<sup>-2</sup>) para as estações de Alta Floresta, Cuiabá-Miranda, Ji-Paraná e Rio Branco, respectivamente. Os valores entre parênteses referem-se a irradiação solar estimada pelo GL<sub>1.2</sub>. O maior desvio na irradiação diária foi obtido para Alta floresta com um valor de 4,1 MJ m<sup>-2</sup> (correspondente a 47,4 W m<sup>-2</sup> na média diária).

A Figura 5.2 mostra ciclos diários com predominância de céu claro para as estações de Alta Floresta e Cuiabá-Miranda para épocas com baixo número de eventos de queimadas. Claramente, percebe-se que os desvios instantâneos são de menor magnitude em relação aos observados na Figura 5.1. Para o intervalo entre 12 e 18 UTC, os desvios variaram entre 2,3 a 76,3 W m<sup>-2</sup> e -10,9 a 27,1 W m<sup>-2</sup>, para Alta Floresta e Cuiába-Miranda, respectivamente. Os desvios médios diários foram de 18,4 W m<sup>-2</sup> (Alta Floresta) e 8,4 W m<sup>-2</sup> (Cuiába-Miranda). Nota-se uma variação abrupta na curva de irradiância solar medida entre 19 e 20 UTC para a estação de Cuiabá-Miranda,

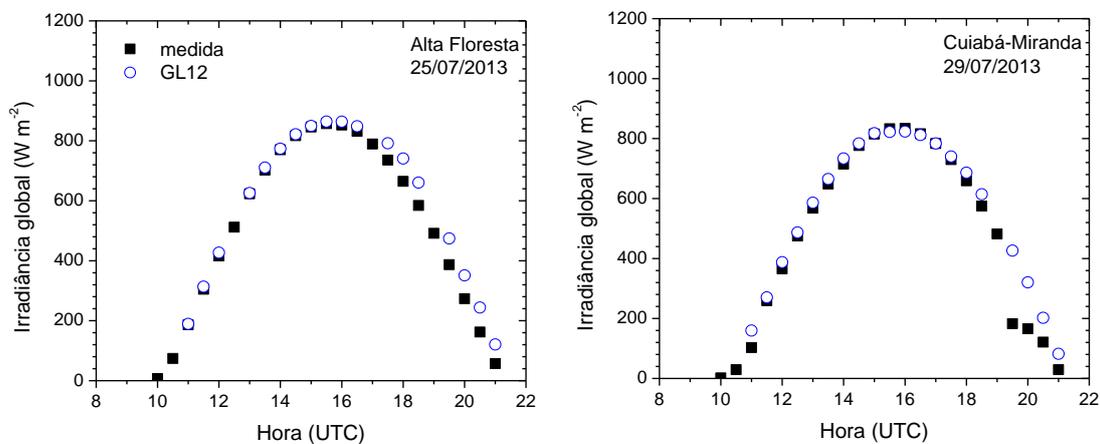
causado provavelmente pela passagem de uma nuvem ou eventuais problemas de sombreamento. Para as estações Rio Branco e Ji-Paraná não houve dias de céu claro, portanto não são apresentados aqui.

Figura 5.1 - Ciclos diários de irradiância global medida e estimada pelo modelo GL<sub>1.2</sub> para dias de céu claro ocorridos dentro da estação de queimadas.



Fonte: Produção do autor.

Figura 5.2 - Ciclos diários de irradiância global medida e estimada pelo modelo GL<sub>1.2</sub> para dias de céu claro ocorridos fora da estação de queimadas.



Fonte: Produção do autor.

Os resultados apresentados nesta seção sugerem que a qualidade das estimativas GL<sub>1.2</sub> estão comprometidas em épocas com maior concentração de aerossóis na atmosfera. Isto confirma a necessidade da modificação do algoritmo para a inclusão do efeito dos aerossóis.

## 5.2. Nova configuração do modelo GL: Modelagem do efeito dos aerossóis

O algoritmo GL<sub>1.2</sub> destaca-se por apresentar uma estrutura física simplificada capaz de deduzir fluxos radiativos à superfície com bons níveis de acurácia. Por esta razão, objetivou-se desenvolver parametrizações do efeito dos aerossóis sem alterar profundamente a estrutura do modelo. O novo esquema introduz o impacto dos aerossóis nos dois intervalos largos adotados pelo GL (ultravioleta+visível e infravermelho próximo) de forma separada. As Equações 3.2 e 3.4 descrevem o balanço radiativo na troposfera para o intervalo UV+VIS. Nelas, o termo  $A$  refere-se a absorção troposférica, que é sobretudo ocasionada pelo aerossol quando presente em concentrações relevantes ( $O_3$  e outros gases possuem importância secundária). O parâmetro  $A$  tem sido adotado como nulo ( $A=0$ ) nas versões GL<sub>1.2</sub> e GL<sub>1.4</sub>. No presente estudo, esse parâmetro foi previamente modelado utilizando o código radiativo SBDART (RICCHIAZZI et al., 1998). Sendo assim, para o intervalo UV+VIS do GL, a

influência dos aerossóis foi incluída através de sua capacidade de absorção da radiação solar na troposfera.

Simulações através do SBDART considerando uma atmosfera tropical permitiram a construção de tabelas de referência (em inglês *Look-Up-Tables*, LUTs) contendo a absorção troposférica para uma variedade de ângulos zenitais e condições atmosféricas. A Tabela 5.2 resume as características das LUTs confeccionadas.

Tabela 5.2 - Características das LUTs utilizadas para armazenar valores da absorção troposférica (em  $W m^{-2}$ ) no intervalo UV+VIS.

Parâmetros	Número de valores	Intervalo
Ângulo zenital	9	0 a 80°
Ozônio	1	0,25 cm-atm
Vapor d'água	1	4,1 g cm <sup>-2</sup>
Albedo de superfície	6	0 a 0.4
Profundidade óptica do aerossol	41	0 a 4
Tipo de aerossol	2	rural e queimadas
Profundidade óptica da nuvem no VIS	1	64

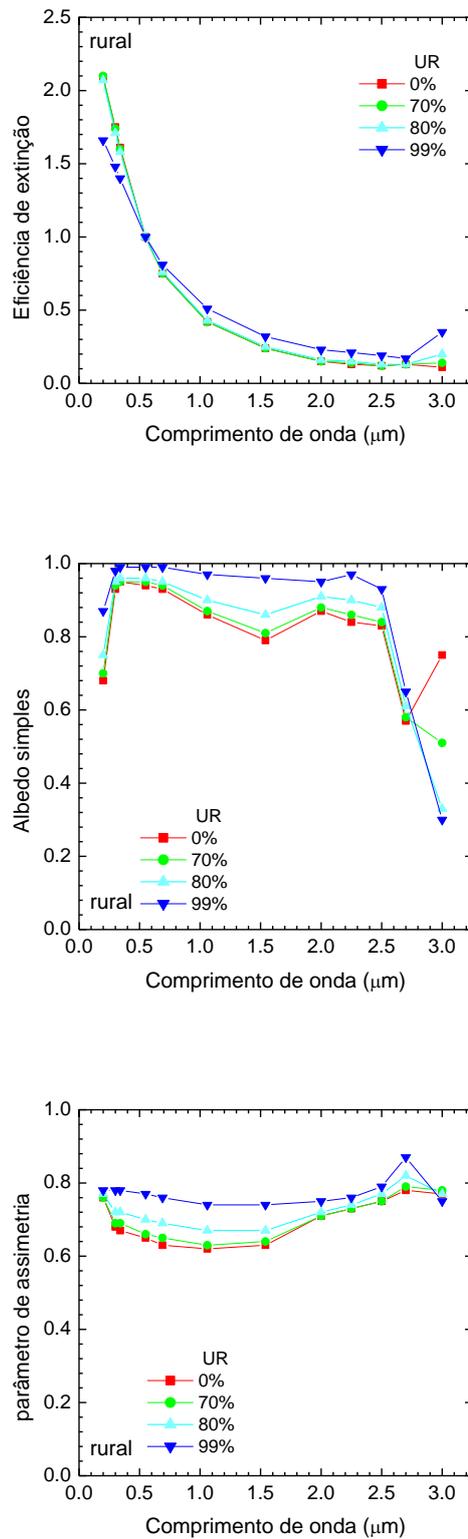
Uma problemática na representação dos aerossóis em modelos de transferência radiativa reside no fato de que os mesmos são originados por diversas fontes e, assim, apresentam diferentes formas, tamanhos, dentre outros. Uma forma de contornar essa problemática é a adoção de modelos de aerossóis e suas respectivas propriedades ópticas que representem condições ambientais típicas. No presente estudo, foram empregados dois tipos de aerossóis: rural e queimadas. O primeiro foi obtido da biblioteca do SBDART, que se baseia em Shettle e Fenn (1975) e o último adotou o modelo proposto por Procópio et al. (2003). Os modelos de aerossóis são geralmente descritos em função de três principais parâmetros ópticos: albedo simples ( $\omega_0$ ), parâmetro de assimetria ( $g$ ) e o coeficiente de extinção ( $Q_{ext}$ ), conforme foi relatado na seção 2.4.1.

As propriedades ópticas dos modelos de aerossóis definidos por Shettle e Fenn (1975) são reportadas em função da umidade relativa (entre 0 e 99%). A Figura 5.3 apresenta a dependência espectral dos parâmetros  $w_o$ ,  $g$  e  $Q_{ext}$  para o modelo rural, para vários valores de umidade relativa. Observa-se claramente que o aumento da umidade leva a um incremento do albedo simples e do parâmetro de assimetria. Por outro lado, nota-se que se a umidade atmosférica não excede 80%, os parâmetros  $Q_{ext}$ ,  $w$  e  $g$ , são razoavelmente semelhantes no espectro solar. Tal comportamento conduziu a adotar um valor médio para o intervalo 0-80% de umidade.

Procópio et al. (2003) desenvolveram um modelo de aerossóis de queimadas a partir de medições de fotômetro para duas estações localizadas na Bacia Amazônica (Alta Floresta e Abracos Hill). As propriedades ópticas foram deduzidas utilizando-se de um código Mie e considerando distribuições de tamanho médias para 12 intervalos de AODs (em 500 nm) e índice de refração complexo de  $1.50 - 0.012i$ . No presente estudo, optou-se por adotar propriedades ópticas médias obtidas para o primeiro intervalo ( $AOD < 0,2$ ) e último intervalo ( $AOD > 1,6$ ) (Figura 5.4), devido às incertezas associadas com a distribuição de tamanho.

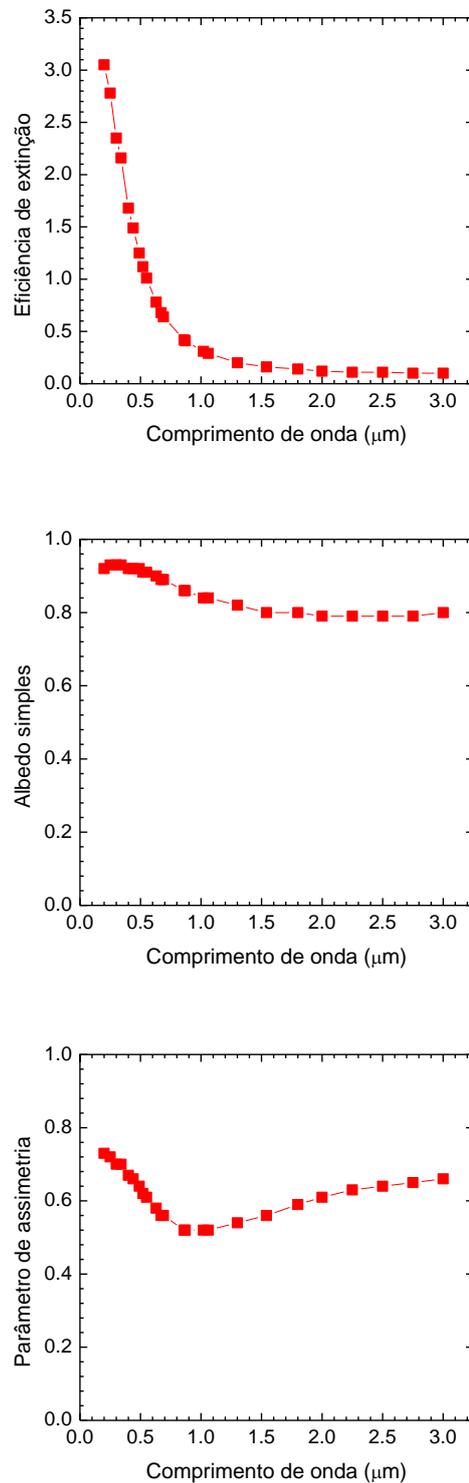
A Figura 5.5 ilustra a absorção na troposfera (em  $W m^{-2}$ ) para um albedo de superfície de 0,2 para os dois modelos de aerossóis. Como esperado, aerossóis de queimadas absorvem uma maior quantidade de radiação do que os do tipo rural. Por exemplo, para uma unidade de AOD e um ângulo zenital de  $50^\circ$ , o modelo de aerossóis de queimadas reporta uma absorção de aproximadamente  $80 W m^{-2}$  enquanto que o rural apresenta um valor de  $50 W m^{-2}$ .

Figura 5.3 - Variação espectral da eficiência de extinção, albedo simples e parâmetro de assimetria para aerossol do tipo rural conforme Shettle e Fenn (1975).



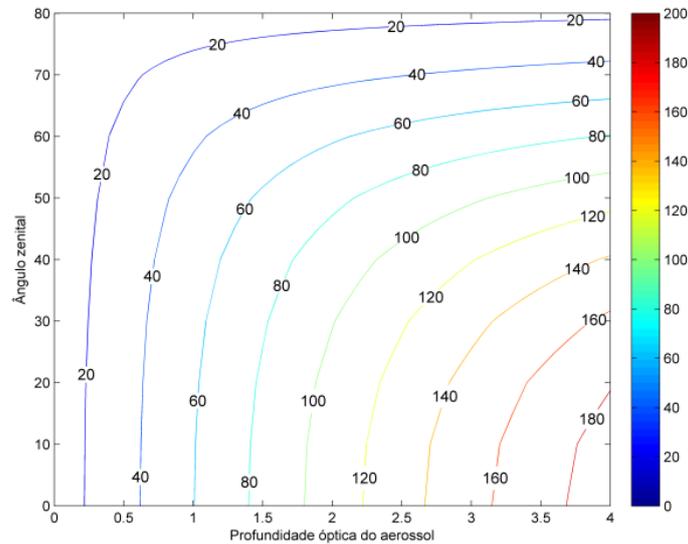
Fonte: Produção do autor.

Figura 5.4 - Variação espectral da eficiência de extinção, albedo simples e parâmetro de assimetria para aerossol de queimadas conforme Procópio et al. (2003).

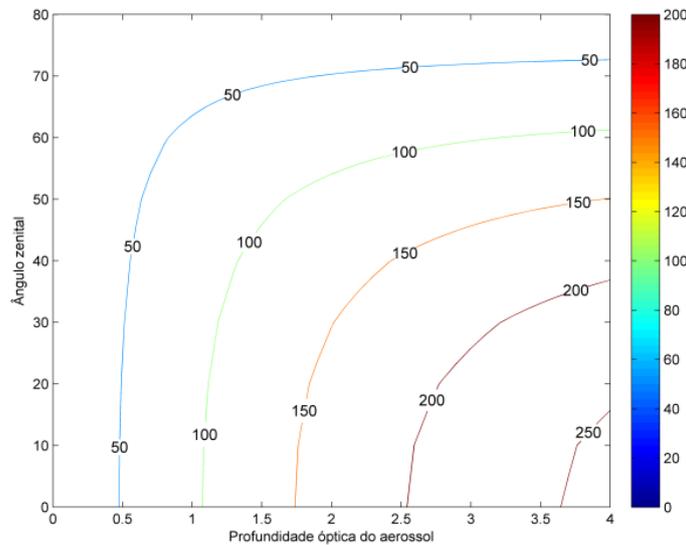


Fonte: Produção do autor.

Figura 5.5 - Absorção troposférica (em  $W m^{-2}$ ) na condição de céu claro (Aclear) para o intervalo UV+VIS do GL considerando: (a) modelo de aerossol rural e (b) modelo de aerossol de queimadas, albedo de superfície de 0,20.



(a)



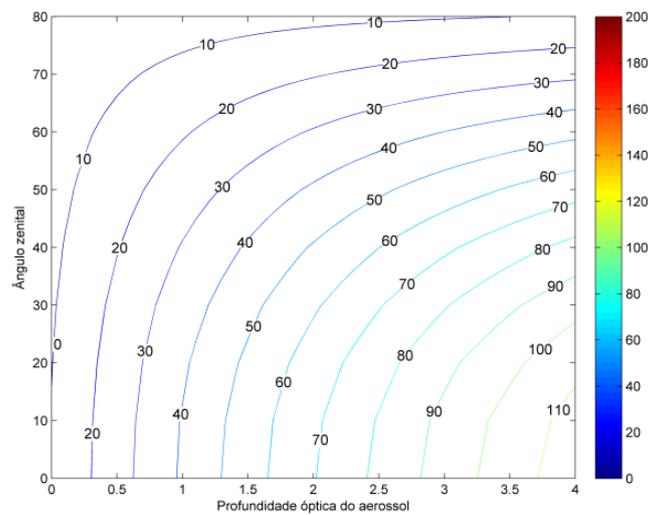
(b)

Fonte: Produção do autor.

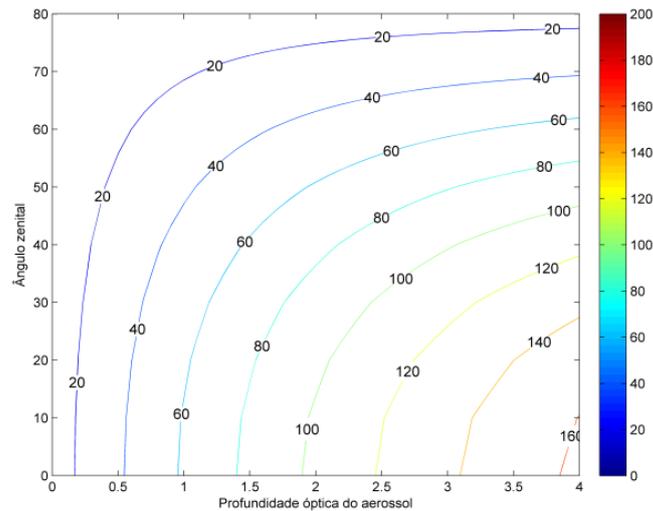
A Figura 5.6 mostra a LUT para céu encoberto. Adota-se uma nuvem com profundidade óptica no visível de 64 com base em 2 km. O perfil de aerossóis foi mantido abaixo da base da nuvem, ou seja, em níveis inferiores a 2 km. Observa-se que a presença da

nuvem ocasionou uma diminuição nos níveis de absorção. De fato, uma parte da radiação solar é refletida pela nuvem de volta ao espaço, o que, por sua vez, diminui o fluxo de radiação que interage com os aerossóis abaixo da nuvem. No caso de uma AOD=1 e ângulo zenital de 50°, a absorção para o modelo rural (queimada) foi de aproximadamente 30 W m<sup>-2</sup> (40 W m<sup>-2</sup>).

Figura 5.6 - Absorção troposférica (em W m<sup>-2</sup>) na condição de céu encoberto (Acloudy) para o intervalo UV+VIS do GL considerando: (a) modelo de aerossol rural e (b) modelo de aerossol de queimadas, albedo de superfície de 0,20.



(a)



(b)

Fonte: Produção do autor.

Informações de AOD (em 550 nm), da refletância de superfície e da cobertura de nuvens ( $C$ ), na escala de pixel, são utilizadas como input no algoritmo GL para se encontrar o campo de absorção na troposfera. Através de um raciocínio simples, pode-se presumir que a absorção para um pixel com cobertura parcial está entre os extremos, ou seja, é deduzida através da ponderação entre a absorção na ausência de nuvens ( $A_{clear}$ ) e a absorção com cobertura completa ( $A_{cloudy}$ ):  $A = (1 - C) A_{clear} + C A_{cloudy}$ .

A estimativa da irradiância solar no infravermelho próximo é deduzida pelo GL através da Equação 3.12. Esta expressão foi modificada para a inclusão do efeito dos aerossóis no NIR como segue,

$$G_{NIR} = \frac{(1 - C) \mu_o (S_{NIR} \bar{T}_{aer} - \Delta S \bar{T}_{aer}) + C \delta G}{1 - R_{NIRs} (R_{atmNIR} + C R_{NIRc} \bar{T}_{atmb}^2)} \quad (5.1)$$

em que  $\bar{T}_{aer}$  representa uma transmitância média associada sobretudo ao aerossol;  $\bar{T}_{atmb}$  é a transmitância da camada abaixo da nuvem e  $R_{atmNIR}$  é a refletância atmosférica no NIR. Basicamente, a Equação 5.1 descreve, no numerador, que o fluxo direcional que atravessa entre camada de nuvens sofre atenuação pelos aerossóis e absorção por gases. O termo do denominador associa-se aos efeitos de múltiplas reflexões entre atmosfera com cobertura de nuvens  $C$  e uma superfície com refletância  $R_{NIRs}$ .

As parametrizações deduzidas a partir das simulações com SBDART são apresentadas a seguir.

A refletância atmosférica no NIR foi parametrizada da seguinte forma:

$$R_{atmNIR} = 0.003 * AOD^3 - 0.029 * AOD^2 + 0.116 * AOD + 0.013 \quad \text{rural} \quad (5.2)$$

$$R_{atmNIR} = 0.002 * AOD^3 - 0.026 * AOD^2 + 0.104 * AOD + 0.012 \quad \text{queimada} \quad (5.3)$$

A transmitância média do aerossol no intervalo NIR do GL é obtida através das seguintes expressões

Tipo rural (5.4)

$$\begin{aligned} \bar{T}_{aer} &= 0.983 - 0.06 * AOD & Z < 20^\circ \\ \bar{T}_{aer} &= 0.981 - 0.065 * AOD & 20 < Z < 30^\circ \\ \bar{T}_{aer} &= 0.985 \exp^{(-0.08AOD)} & 30 < Z < 40^\circ \\ \bar{T}_{aer} &= 0.98 \exp^{(-0.10AOD)} & 40 < Z < 50^\circ \\ \bar{T}_{aer} &= 0.97 \exp^{(-0.12AOD)} & 50 < Z < 60^\circ \\ \bar{T}_{aer} &= 0.016 * AOD^2 - 0.182 * AOD + 0.966 & 60 < Z < 70^\circ \\ \bar{T}_{aer} &= 0.032 * AOD^2 - 0.263 * AOD + 0.929 & Z > 70^\circ \end{aligned}$$

Tipo queimadas (5.5)

$$\begin{aligned} \bar{T}_{aer} &= 0.983 - 0.055 * AOD & Z < 20^\circ \\ \bar{T}_{aer} &= 0.981 - 0.06 * AOD & 20 < Z < 30^\circ \\ \bar{T}_{aer} &= 0.984 \exp^{(-0.08AOD)} & 30 < Z < 40^\circ \\ \bar{T}_{aer} &= 0.98 \exp^{(-0.09AOD)} & 40 < Z < 50^\circ \\ \bar{T}_{aer} &= 0.972 \exp^{(-0.11AOD)} & 50 < Z < 60^\circ \\ \bar{T}_{aer} &= 0.013 * AOD^2 - 0.164 * AOD + 0.968 & 60 < Z < 70^\circ \\ \bar{T}_{aer} &= 0.028 * AOD^2 - 0.244 * AOD + 0.937 & Z > 70^\circ \end{aligned}$$

A transmitância de uma camada abaixo da base da nuvem na presença de aerossol é avaliada como

$$\bar{T}_{atmb} = 0.901 * \exp(-0.18 * AOD) \quad \text{rural} \quad (5.6)$$

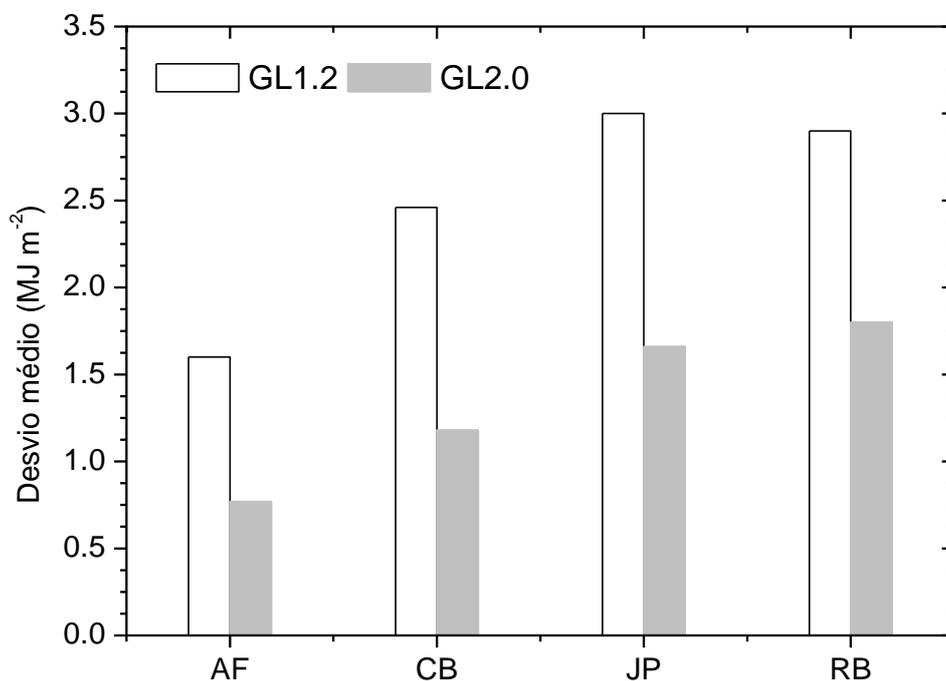
$$\bar{T}_{atmb} = 0.902 * \exp(-0.19 * AOD) \quad \text{queimada} \quad (5.7)$$

### 5.3. Validação do esquema

O GL<sub>2.0</sub> além de considerar explicitamente o efeito dos aerossóis, também faz uso de distribuições geográficas de ozônio, água precipitável e refletância da superfície. Aqui, as fontes de informação para o conteúdo de ozônio, água precipitável e AOD foram o sensor OMI, as análises finais do *Global Forecast System* (FNL/GFS) do NCEP e o produto MODIS/GIOVANNI.

Inicialmente, o modelo GL na versão 2.0 foi validado para dias de céu claro nos quatro sítios experimentais SolRadNet reportadas na seção 5.1. A Figura 5.7 compara os desvios médios (em MJ m<sup>-2</sup>) entre as estimativas de irradiação global via GL e medida. Nitidamente, percebe-se um aperfeiçoamento das estimativas com o GL<sub>2.0</sub>. Verificou-se um desvio médio cerca de 50% inferior àqueles obtido com o GL<sub>1.2</sub>.

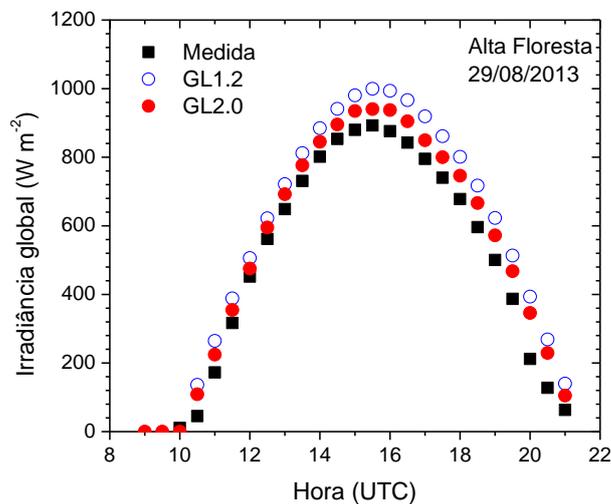
Figura 5.7 - Desvio médio (em MJ m<sup>-2</sup>) associado à estimativa de irradiação solar global com o GL<sub>1.2</sub> e GL<sub>2.0</sub> para dias de céu claro em quatro estações da rede SolRadNet.



Fonte: Produção do autor.

A Figura 5.8 compara os ciclos diários de irradiância solar global via GL<sub>1.2</sub>, GL<sub>2.0</sub> e medida para 1 dia de céu claro dentro da estação de queimadas em Alta Floresta. Embora o valor médio diário de AOD = 0,35 (em 500 nm) não seja tão elevado, é superior ao valor típico de *background*. De fato, os resultados evidenciam uma melhor ajuste entre o GL<sub>2.0</sub> e a medida. Por outro lado, ainda se observa um desvio entre as estimativas GL<sub>2.0</sub> e medida da ordem de 40 W m<sup>-2</sup>. Uma das fontes de erro pode ser a qualidade da informação de AOD. Parece conveniente, em estudos futuros, utilizar como dado input de AOD as medidas de superfície AERONET.

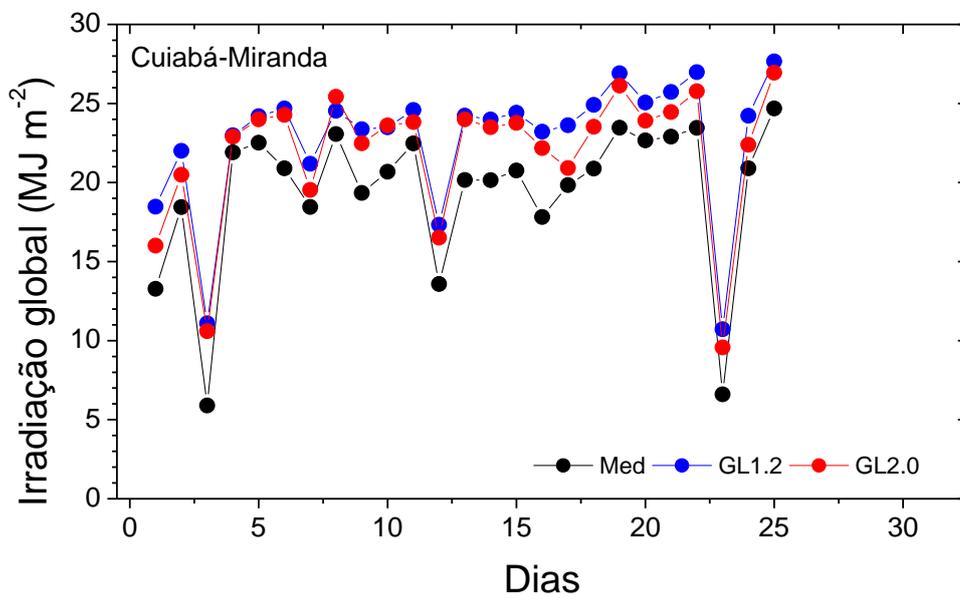
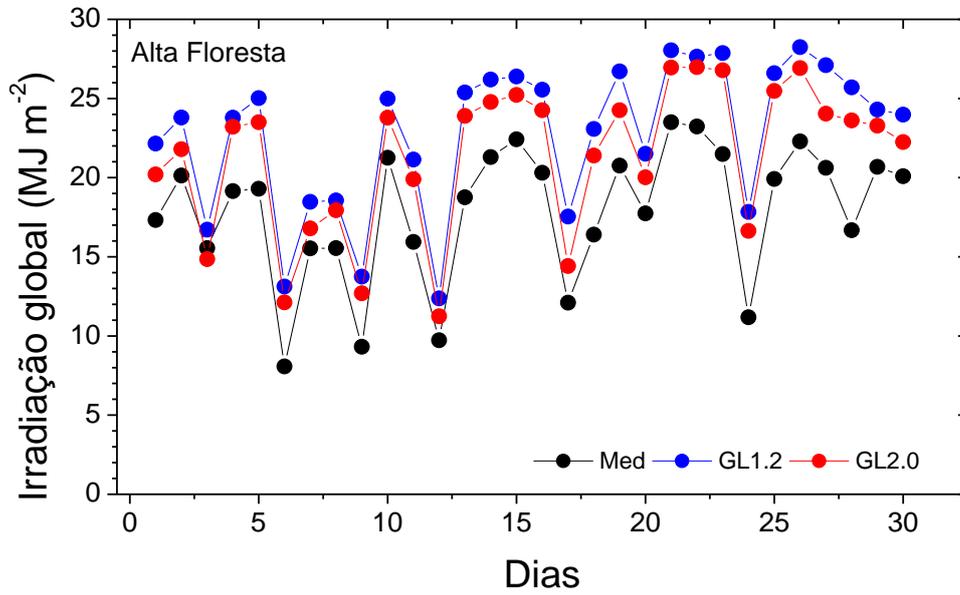
Figura 5.8 - Ciclo diário de irradiância solar global medida e estimada pelo modelo GL<sub>1.2</sub> e GL<sub>2.0</sub> para o dia de céu claro 29/08/2013 em Alta Floresta.



Fonte: Produção do autor.

No intuito de avaliar a performance do GL<sub>2.0</sub> para outras condições de nebulosidade, apresenta-se na Figura 5.9 a variabilidade diária da irradiação global estimada por satélite (modelo GL<sub>1.2</sub> e GL<sub>2.0</sub>) e medida para o mês de setembro de 2013 nas estações Alta Floresta e Cuiabá-Miranda. Os resultados sugerem: i) as estimativas por satélite GL possuem uma tendência sistemática de superestimativa, ii) GL<sub>2.0</sub> apresenta melhores resultados quando comparados com o GL<sub>1.2</sub> também para dias com diferentes condições de nebulosidade; os desvios médios para Alta Floresta foram de 4,9 e 3,2 MJ m<sup>-2</sup> e para Cuiabá-Miranda de 3,3 e 2,3 MJ m<sup>-2</sup> para o GL<sub>1.2</sub> e GL<sub>2.0</sub>, respectivamente.

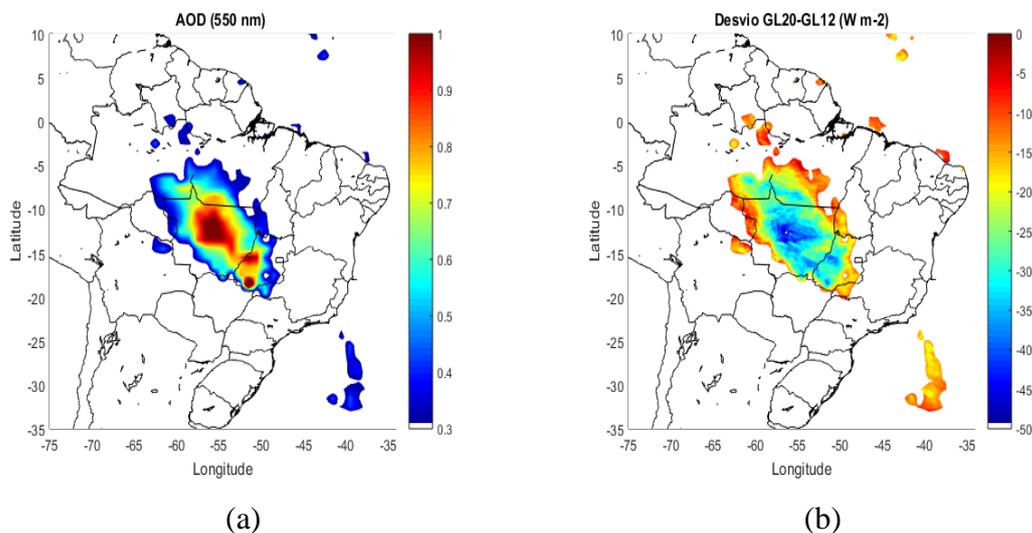
Figura 5.9 - Série temporal da irradiação solar global (em  $\text{MJ m}^{-2}$ ) estimada pelo modelo  $\text{GL}_{1.2}$  e  $\text{GL}_{2.0}$  e medida para as estações de Alta Floresta e Cuiabá-Miranda, mês de setembro de 2013.



Fonte: Produção do autor.

Por fim, a Figura 5.10a mostra a distribuição espacial da AOD (em 550 nm) para um dia com a presença da pluma regional de aerossóis na região central do continente. Destacam-se na Figura as áreas com valores de AOD acima de 0,3. A Figura 5.10b ilustra a diferença entre as irradiâncias médias diárias (em  $W m^{-2}$ ) do  $GL_{2.0}$  e  $GL_{1.2}$ , ou seja, o impacto provocado pela inclusão dos aerossóis dentro da estrutura conceitual do modelo. O impacto provocado pelos aerossóis foi de  $-15 W m^{-2}$  para áreas com  $AOD \approx 0,3$ , enquanto que atingiram um valor de  $-50 W m^{-2}$  nas áreas com  $AOD \approx 1,0$ . Os resultados encontrados corroboram a importância deste trabalho no aspecto da inclusão dos aerossóis na estrutura conceitual do GL. De fato, o  $GL_{2.0}$  demonstrou realizar estimativas mais apropriadas de irradiação solar para uma atmosfera com presença razoável de aerossóis. Estudos com modelos ópticos de aerossóis mais recentes podem ser de utilidade, potencialmente conduzindo a estimativas mais precisas.

Figura 5.10 - (a) Distribuição espacial da AOD (em 550 nm), destacando as áreas com  $AOD > 0,3$ . (b) Desvio entre as irradiâncias médias diárias  $GL_{2.0}$  e  $GL_{1.2}$  (em  $W m^{-2}$ ), denotando o impacto provocado pela inclusão dos aerossóis, para o dia 17/09/2013.



Fonte: Produção do autor.

## 6. ESTIMATIVA DAS COMPONENTES DA RADIAÇÃO SOLAR

Um dos objetivos deste trabalho é propor uma metodologia para a estimativa das componentes da radiação solar (global, direta e difusa) dentro do algoritmo GL. Para alcançar este objetivo, procurou-se utilizar uma abordagem que não altera-se significativamente a estrutura do GL. Sendo assim, o procedimento consiste em fazer uso do modelo GL na sua versão aperfeiçoada (GL<sub>2.0</sub>), para o cômputo da irradiação global, assim como do modelo para cômputo da irradiação direta, proposto inicialmente em Porfírio (2012) e discutido e aperfeiçoado por Porfírio e Ceballos (2017); a partir dessas duas irradiações é obtida a irradiação difusa. Este capítulo dedica-se a apresentar e avaliar o desempenho da estimativa das componentes global, direta e difusa por satélite através de comparações com medidas à superfície.

### 6.1. Estimativa da radiação direta e difusa

A essência do método de estimativa de fluxo direto normal à superfície  $DNI(t)$  foi descrito na seção 2.3, e seus detalhes se encontram em Porfírio e Ceballos (2017) no Anexo A. Basicamente, a partir de uma sequência de imagens de canal VIS a irradiação diária a incidência normal  $Q_n$  é avaliada como a soma de contribuições

$$Q_n = \sum_i S T_a(\mu_{oi})(1 - C_i)\Delta_i \quad (6.1)$$

onde  $\Delta$  representa o intervalo entre duas imagens sucessivas,  $C$  a nebulosidade associada (idêntica à avaliada pelo GL para estimar radiação global), e  $T_a$  a transmitância direta pela atmosfera sem nuvens (fornecida pelo modelo REST). A irradiação direta será

$$Q_{DIR} = \sum_i DNI_i \mu_{oi} \quad (6.2)$$

e a irradiação difusa

$$Q_{DIF} = Q_G - Q_{DIR} \quad (6.3)$$

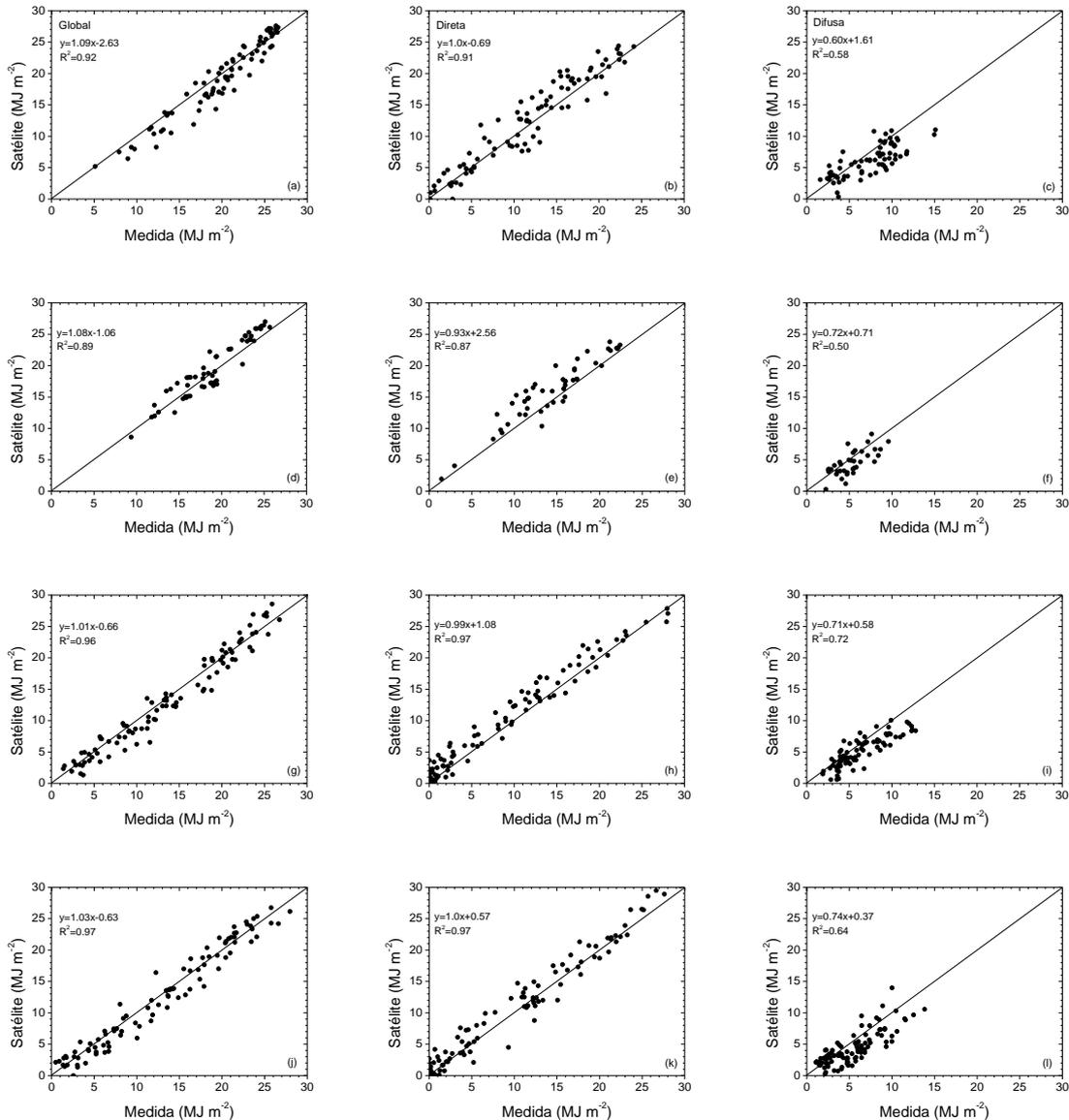
em que  $Q_G$  é a irradiação global fornecida pelo GL<sub>2.0</sub>.

## 6.2. Validação das componentes da radiação solar

As validações foram realizadas para 4 estações radiométricas (Petrolina, Brasília, Florianópolis e São Martinho da Serra) pertencentes à rede SONDA localizadas em regiões com distintas condições climáticas/ambientais. As estações são equipadas com piranômetros não sombreados e sombreados, para registro de irradiância global ( $E_G$ ) e difusa ( $E_{DIF}$ ) e pireliômetros, para medir irradiância direta normal ( $DNI$ ). As medidas instantâneas (1 min em  $W m^{-2}$ ) foram integradas entre o nascer e o pôr do Sol a fim de produzir irradiações na base diária (em  $MJ m^{-2}$ ). Especificamente, foram consideradas medidas para os meses de março, junho, setembro e dezembro de 2014.

A Figura 6.1 mostra a relação existente entre as componentes global, direta e difusa medidas e as inferidas por satélite. Nos diagramas de dispersão são incluídas equações de ajuste linear e o coeficiente de determinação ( $R^2$ ) correspondente. Nota-se boa concordância entre as estimativas por satélite e as medidas, especialmente para as componentes global e direta. Este comportamento foi ressaltado pelos elevados valores de  $R^2$ , superiores a 0,86. Valores menores foram encontrados para a radiação difusa ( $0,50 \leq R^2 \leq 0,72$ ). Verifica-se que em Florianópolis e São Martinho da Serra as estimativas das componentes por satélite foram de melhor qualidade, conduzindo a uma menor dispersão entre os pontos e a maiores valores de  $R^2$ , quando comparados com aqueles das demais estações. Este resultado concorda com os apresentados previamente na seção 4.2.1.

Figura 6.1 - Relações diárias entre a irradiação solar global, direta e difusa medida e estimada por satélite ( $\text{MJ m}^{-2}$ ) para 4 meses de 2014 em Petrolina (a,b,c), Brasília (d,e,f), Florianópolis (g,h,i) e São Martinho da Serra (j,k,l). Equações de ajuste linear e o coeficiente de determinação ( $R^2$ ) são incluídos.

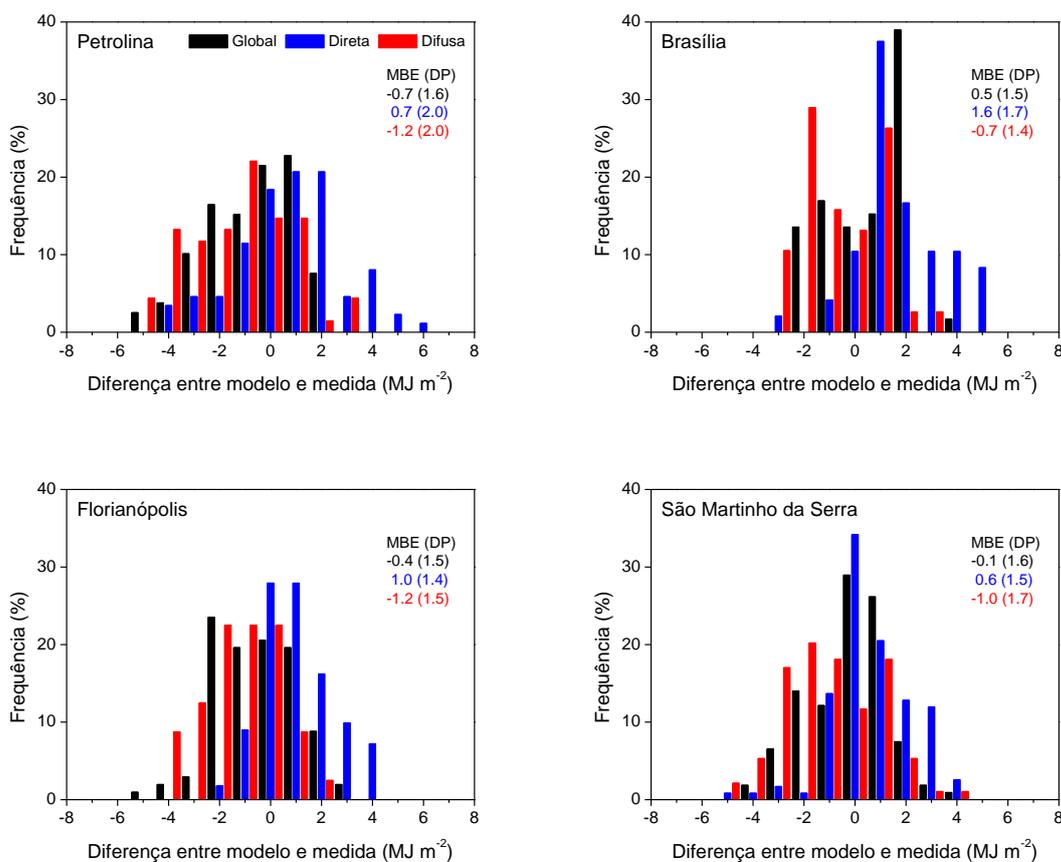


Fonte: Produção do Autor.

A Figura 6.2 mostra histogramas das diferenças entre os fluxos (global, direta e difusa) estimados por satélite e medidos. Valores estatísticos médios de MBE e do desvio padrão (em  $\text{MJ m}^{-2}$ ) foram inseridos. Os resultados sugerem uma maior frequência dos desvios entre  $\pm 2 \text{ MJ m}^{-2}$  ( $\approx 60\%$  dos casos), para as componentes global e direta. Por outro lado, a distribuição para a irradiação difusa mostra uma predominância de desvios

negativos. Os valores de MBE oscilaram entre  $-0,7$  e  $0,5 \text{ MJ m}^{-2}$ , entre  $0,6$  e  $1,6 \text{ MJ m}^{-2}$  e entre  $-0,7$  e  $-1,2 \text{ MJ m}^{-2}$  para os fluxos global, direto e difuso, respectivamente. Os valores do desvio padrão foram similares para todas as componentes, mostrando um valor médio  $1,6 \text{ MJ m}^{-2}$ .

Figura 6.2 - Histogramas do desvio entre a irradiação solar diária (global, direta e difusa) estimada por satélite e a medida ( $\text{MJ m}^{-2}$ ) para 4 estações da rede SONDA, período 4 meses de 2014.

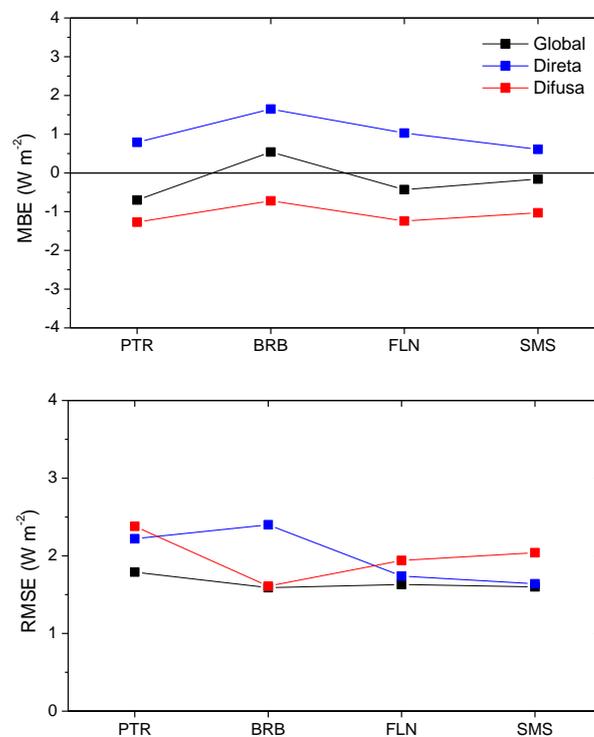


Fonte: Produção do autor.

Complementando a Figura 6.2, a Figura 6.3 apresenta os valores médios de MBE e RMSE (em  $\text{MJ m}^{-2}$ ) para as componentes da radiação solar nas estações de Petrolina (PTR), Brasília (BRB), Florianópolis (FLN) e São Martinho da Serra (SMS). Os valores de RMSE variam de  $1,5$ - $1,7 \text{ MJ m}^{-2}$  (8,3-9,0%) para a irradiação global, de  $1,6$ - $2,6$  (16,8-17,7%) para a irradiação direta e  $1,6$ - $2,3$  (31,5-31,7%), para a irradiação difusa. Os resultados descritos nesta seção, por um lado, sugerem que as estimativas por satélite

de irradiação direta apresentam uma tendência a superestimar a medida de superfície, o que, por sua vez, induz a subestimativa da componente difusa. Porfirio e Ceballos (2017) descreveram as diversas fontes de erro associadas com a modelagem de radiação direta por satélite. Entretanto, por outro lado, os resultados sugerem que a abordagem aplicada pode ser utilizada para fornecer informações regionais das componentes da radiação solar com acurácia similar à de modelos mais complexos (VIGNOLA et al., 2007; LIU; PINKER, 2008; AMILLO et al., 2014; HABTE et al., 2017).

Figura 6.3 - Resultados estatísticos médios de MBE e RMSE (em  $\text{MJ m}^{-2}$ ) obtidos entre a irradiação solar global, direta e difusa estimada por satélite e medida para 4 estações da rede SONDA, período 4 meses de 2014.



Fonte: Produção do autor.

A qualidade do ciclo diário obtido para  $Q_G$  foi discutida na seção 5.3; com relação a  $Q_{DIR}$ , discussão é realizada em Porfirio e Ceballos (2017). Obviamente, o ciclo diário de  $Q_{DIF}$  não deve apresentar o mesmo nível de qualidade. Suas características deverão ser objeto de estudos posteriores, e sua acurácia dependerá dos aperfeiçoamentos de  $Q_G$  e  $Q_{DIR}$ .



## 7. CONCLUSÕES

O trabalho foi baseado no modelo físico simplificado GL de estimativa de irradiância solar global à superfície com base nas imagens VIS de satélites geoestacionários. Este modelo roda operacionalmente no CPTEC/INPE, gerando uma base de dados que tem sido amplamente utilizada pela comunidade meteorológica. Atualmente, o modelo possui duas versões. A primeira,  $GL_{1.2}$ , desconsidera a heterogeneidade espaço-temporal dos constituintes atmosféricos (são eles, ozônio e vapor d'água) e aplica um valor típico para a refletância de céu claro  $R_{min}$ . Por sua vez, a segunda,  $GL_{1.4}$ , inclui distribuições geográficas dos constituintes atmosféricos e de  $R_{min}$ . Ambas as versões não contemplam na estrutura do modelo parametrizações para o efeito direto dos aerossóis atmosféricos. De fato, alguns estudos prévios mostraram que a acurácia do modelo é comprometida para regiões com elevada concentração de aerossóis. Adicionalmente, o algoritmo GL não avalia as componentes da radiação solar direta e difusa. Estas componentes são especialmente relevantes para diversos estudos agrometeorológicos e de energias renováveis. Neste contexto, este trabalho teve como objetivo contribuir para o aperfeiçoamento do algoritmo GL tanto do ponto de vista de suas hipóteses físicas como da inclusão de novas variáveis e parametrizações. As principais conclusões referentes aos resultados obtidos nesta pesquisa são resumidas e descritas a seguir.

Primeiramente, realizou-se um diagnóstico da qualidade das versões do GL aplicadas às imagens GOES ( $GL_{G1.2}$ ) e MSG ( $GL_{M1.2}$  e  $GL_{M1.4}$ ) sobre o território brasileiro. As estimativas por satélite GL foram comparadas com dados medidos nas estações automáticas operadas pelo INMET. No geral, as estimativas GL na base mensal apresentam uma boa concordância com a verdade terrestre, sobretudo nas regiões nordeste, sudeste e sul. Para essas regiões, os erros médios mensais geralmente situam-se entre  $\pm 10 \text{ W m}^{-2}$  e um desvio padrão médio de  $16 \text{ W m}^{-2}$ . Maiores discrepâncias nas estimativas GL foram percebidas nas regiões norte e centro-oeste, principalmente na época de maior concentração de aerossóis atmosféricos (agosto-outubro). Considerando o  $GL_{G1.2}$ , os valores médios mensais do desvio foram de 36 e  $18 \text{ W m}^{-2}$  para a região norte e centro-oeste, respectivamente, durante a estação de queimadas. Os resultados corroboram a importância da inclusão da modelagem dos aerossóis na estrutura do GL.

As comparações entre  $GL_G$  e  $GL_M$  mostraram que para a região nordeste as estimativas são bastante semelhantes, o que pode ser creditado ao fato que essa região é observada pelos satélites com ângulo de visada similar. Por outro lado, para a região sul, notou-se que as estimativas  $GL_M$  reproduzem uma forte tendência sazonal, com maiores desvios em relação à medida durante o verão. Este fato sugere futuros aperfeiçoamentos no algoritmo de cobertura de nuvens do GL para regiões com elevado ângulo de visada do satélite. As análises com as versões  $GL_{M1.2}$  e  $GL_{M1.4}$  sugerem uma diferença significativa apenas para a região norte. Acredita-se que esse comportamento associa-se, por um lado, com a grande quantidade de vapor d'água existente nessa região, valores típicos de  $6 \text{ g cm}^{-2}$  são observados o que difere razoavelmente do valor  $4,5 \text{ g cm}^{-2}$  utilizado no  $GL_{M1.2}$ , e por outro lado, com a melhor caracterização dos valores  $R_{min}$ . Análises adicionais na base diária mostraram que as versões  $GL_G$  e  $GL_M$  fornecem estimativas com erro médio de  $13,8$  e  $6 \text{ W m}^{-2}$ , e com desvio padrão de  $22,4$  e  $25 \text{ W m}^{-2}$ , respectivamente.

Com o propósito de avaliar a performance do modelo para regiões com diferentes condições ambientais do que aquelas observadas no Brasil, as estimativas  $GL_{M1.4}$  foram comparadas com dados medidos à superfície obtidos em estações da Espanha. Excelentes resultados foram obtidos para o modelo GL, com um MBE de apenas  $-0,2 \text{ W m}^{-2}$  (que corresponde a  $-0,1\%$ ) e RMSE de  $13,8 \text{ W m}^{-2}$  ( $8,3 \%$ ). Acredita-se que dois aspectos contribuíram para estes resultados: a menor quantidade de estações, o que em teoria permite uma melhor eficiência na calibração/manutenção dos instrumentos; e a razoável simetria ao longo do dia da geometria de iluminação.

Outro importante objetivo deste trabalho foi o de avaliar a influência dos aerossóis na acurácia do modelo GL e implementar parametrizações deste constituinte atmosférico na estrutura do modelo. Na análise experimental, utilizaram-se medidas provenientes de quatro estações SolRadNet que sofrem influência de aerossóis de queimadas. Os resultados sugerem que o ciclo diário de irradiância solar é superestimado pelo GL para dias de céu claro dentro da estação de queimadas, enquanto que apresenta melhor ajuste para dias fora da época de queimadas. Simulações com o código de transferência radiativa SBDART foram confeccionadas e permitiram o desenvolvimento de

parametrizações para o impacto dos aerossóis. Adotaram-se dois modelos ópticas de aerossóis: rural proposto por Shettle e Fenn (1975) e queimadas proposto por Procópio et al. (2003). O efeito dos aerossóis foi implementado sem grandes alterações na estrutura do GL. No intervalo UV+VIS, basicamente, foram construídas duas tabelas de referência *LUTs* (do inglês, *Look-up Tables*) que armazenam valores da quantidade de radiação solar absorvida na troposfera (antes negligenciada) para as situações de céu claro e com nebulosidade total. No intervalo infravermelho próximo, adotou-se que o fluxo direto que atravessa entre camadas de nuvens antes de incidir à superfície sofre atenuação por gases e aerossóis. O modelo GL<sub>1.4</sub> com a introdução da modelagem de aerossóis define uma versão GL<sub>2.0</sub>. As estimativas de irradiação global com o GL<sub>2.0</sub> apresentaram melhores resultados em relação às do GL<sub>1.2</sub>, diminuindo os desvios médios em cerca de 50% para dias de céu claro dentro da estação de queimadas. Verificaram-se também aperfeiçoamentos nas estimativas de 35% para Alta Floresta e 30% para Cuiabá-Miranda, para dias com diferentes condições de nebulosidade do mês de setembro de 2013. O impacto provocado pela inclusão dos aerossóis no algoritmo, obtido pela diferença GL<sub>2.0</sub>-GL<sub>1.2</sub>, foi avaliado para um dia com a presença da pluma regional de aerossóis de queimada na região central do continente. O impacto na irradiância solar global média diária variou entre -50 e -15 W m<sup>-2</sup> para profundidades ópticas de 1,0 e 0,3, respectivamente.

A metodologia aplicada para a estimativa das componentes da radiação solar global, direta e difusa, a partir do GL<sub>2.0</sub> e do modelo proposto por Porfirio e Ceballos (2017) se mostrou promissora. As validações foram conduzidas utilizando medidas obtidas em quatro estações da rede SONDA. De modo geral, as estimativas de irradiação global, direta e difusa por satélite mostraram boa concordância com as medidas de superfície, com valores médios para o MBE de -0,2, 1,0 e -1,0 MJ m<sup>-2</sup> e para o RMSE de 1,6, 2,0 e 2,0 MJ m<sup>-2</sup>, respectivamente. É válido salientar que o GL<sub>2.0</sub> e o modelo de direta utilizam o mesmos parâmetros atmosféricos e de nuvens. Assim, de maneira simplificada, o modelo de direta pode ser introduzido na estrutura do GL, definindo uma nova versão GL<sub>2.1</sub>.

Diante do exposto, conclui-se que este trabalho apresenta uma contribuição relevante ao modelo GL de radiação solar por satélite do CPTEC/INPE. A estrutura conceitual do modelo foi aperfeiçoada através da inclusão da modelagem dos aerossóis e a partição da radiação direta e difusa que, de maneira natural, acaba gerando duas novas versões do modelo. O baixo esforço computacional das versões permite a implementação em modo operacional.

### **7.1. Sugestões para trabalhos futuros**

Como uma continuidade natural deste trabalho, sugerem-se as seguintes linhas de pesquisa:

- Estudar as fontes de erro que induzem maiores discrepâncias no modelo GL para as regiões Norte e Centro-Oeste;
- Incluir no GL modelos ópticos de aerossóis representativos de outras condições ambientais, tais como aerossóis de moda grossa (e.g., *dust*);
- Realizar estudos do ciclo diurno de  $R_{min}$  e AOD sobre o território brasileiro e avaliar o impacto na estimativa de radiação direta por satélite;
- Investigar em quais condições ambientais é conveniente utilizar o modelo GL<sub>2.0</sub> ao invés do GL<sub>1.4</sub>.

Tendo em vista a desativação do GOES-13, e iniciando-se o uso da nova geração de satélites meteorológicos geoestacionários sobre o continente americano, é importante considerar a adaptação do GL a essa nova fonte multiespectral de dados. Nesse contexto, pode-se prever como necessários e úteis os seguintes âmbitos de estudo e aplicação:

- Implementar as versões GL<sub>1.2</sub>, GL<sub>1.4</sub> e GL<sub>2.0</sub> as imagens do sensor ABI (*Advanced Baseline Imager*) do GOES-16;
- Avaliar o impacto da melhor resolução espacial e temporal do canal VIS do ABI/GOES-16 sobre a acurácia do modelo GL;

- Estudar a qualidade dos produtos ambientais ABI/GOES-16 através de comparações com as bases de dados atuais, visando sua futura inclusão no código GL;
- Investigar o uso dos diversos canais ABI para aprimorar a obtenção de parâmetros físicos do GL, por exemplo: i) O canal 6 permite uma melhor estimativa da cobertura de nuvens ( $C$ ), vista a semi-transparência dos aerossóis neste canal e ii) A combinação dos canais 2 e 3 permite aprimorar a informação sobre o albedo da superfície nas faixas espectrais VIS e NIR.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACKERMAN, A. S. et al. Reduction of tropical cloudiness by soot. **Science**, v. 288, p. 1042-1047, 2000.

ALBRECHT, B. Aerosols, cloud microphysics and fractional cloudiness. **Science**, v. 245, p. 1227-1230, 1989.

ALONSO SUÁREZ, R. et al. Brightness-dependent Tarpley model for global solar radiation estimation using GOES satellite images: Application to Uruguay. **Solar Energy**, v. 86, p. 3205-3215, 2012.

AMILLO, A.G. et al. A New Database of Global and Direct Solar Radiation Using the Eastern Meteosat Satellite, Models and Validation. **Remote Sensing**, v. 6, p. 8165-8189, 2014.

ANDRADE, M. F. **Caracterização das fontes de material particulado e ozônio troposféricos na Região Metropolitana de São Paulo**. Tese de Livre-Docente. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo. São Paulo - SP. 2006.

ÅNGSTROM, A. On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air. **Geografic. Annal**, v. 2, p. 156-166, 1929.

ÅNGSTROM, A. The parameters of atmospheric turbidity. **Tellus**, v. 16, p. 64-75, 1964.

BIRD, R. E.; HULSTROM, R. L. **A Simplified clear sky model for direct and diffuse insolation on horizontal surfaces**. Golden, CO: Solar Energy Research Institute (SERI/ NREL), 1981. (SERI/TR-642-761).

CANO, D.; MONGET, J. M.; AUBUISSON, M.; GUILLARD, H.; REGAS, N.; WALD L. A method for the determination of global solar radiation from meteorological satellite data. **Solar Energy**, v. 37, p. 31-39, 1986.

CEBALLOS, J. C.; MOURA, G. B. A. Solar Radiation Assessment Using Meteosat 4-VIS Imagery. **Solar Energy**, v. 60, p. 209-219, 1997.

CEBALLOS, J. C.; BOTTINO, M. J.; SOUZA, J. M. A simplified physical model for assessing solar radiation over Brazil using GOES 8 visible imagery. **J. Geophys. Res.** v. 109, D02211, doi:10.1029/2003JD003531, 2004.

CHARLSON, R. J. et al. Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate. **Nature**, v. 326, p. 655–661, 1987.

CHARLSON, R. J. **Extending atmospheric aerosol measurements to the global scale**, IGAC Newsletter, v. 25, 2001.

COGLIANI, E.; RICCHIAZZI, P.; MACCARI, A. Physical model SOLARMET for determining total and direct solar radiation by meteosat satellite images. **Solar Energy**, v. 81, p. 791–798, 2007.

COGLIANI, E.; RICCHIAZZI, P.; MACCARI, A. Generation of operational maps of global solar irradiation on horizontal plan and of direct normal irradiation from Meteosat imagery by using SOLARMET. **Solar Energy**, v. 82, p. 556-562, 2008.

COSTA, R. S.; MARTINS, F. R.; PEREIRA, E. B. Atmospheric aerosol influence on the Brazilian solar energy assessment: Experiments with different horizontal visibility bases in radiative transfer model. **Renewable Energy**, v. 90, 120-135, 2016.

DEDIEU, G.; DESCHAMPS, P. Y.; KERR, Y. H. Satellite Estimation of Solar Irradiance at the Surface of the Earth and of Surface Albedo Using a Physical Model Applied to Meteosat Data. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 26, p. 79-87, Jan. 1987.

DIK, G. R.; GAUTIER, C.; MASSE, S. An operational system for mapping insolation from GOES satellite data. **Solar Energy**, v. 28, N.5, p. 371-376, 1982.

DIK, G. R.; GAUTIER, C. Improvements to a simple physical model for estimating insolation from GOES data. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, p. 505-508, 1983.

EL-METWALLY, M. et al. Aerosol properties and associated radiative effects over Cairo (Egypt). **Atmospheric Research**, v. 99, p. 263-276, 2011.

ESCOBEDO, J. F. et al. Modeling hourly and daily fractions of UV, PAR and NIR to global solar radiation under various sky conditions at Botucatu, Brazil. **Appl. Energy**, 86, 299–309, 2009.

GARCÍA, O. E. et al. Aerosol radiative forcing: AERONET-based estimates. In: DRUYAN L. (ed.). **Climate models**. In tech, 2012. p. 275-296, doi: 10.5772/32287.

GAUTIER, C.; DIK, G.; MASSE, S. A Simple Physical Model to Estimate Incident Solar Radiation at the Surface from GOES Satellite Data. **Journal of Applied Meteorology**, v. 19, p. 1005-1012, Aug. 1980.

GOTO, D. et al. Evaluation of a relationship between aerosols and surface downward shortwave flux through an integrative analysis of modeling and observation. **Atmospheric Environment**, v. 49, p. 294-301, 2012.

GUEYMARD, C. Critical analysis and performance assessment of clear sky solar irradiance models using theoretical and measured data. **Solar Energy**, v. 51, n. 2, p. 121-138, 1993.

GUEYMARD, C. A. Direct solar transmittance and irradiance predictions with broadband models. Part I: detailed theoretical performance assessment. **Solar Energy**, v. 74, p. 355–379, 2003a.

GUEYMARD, C. A. Direct solar transmittance and irradiance predictions with broadband models. Part II: validation with high quality measurements. **Solar Energy**, v. 74, p. 381–395, 2003b.

HABTE, A. et al. **Evaluation of the National Solar Radiation Database (NSRDB): 1998–2015**. NREL/TP-5D00-67722, Golden, CO, 207. Technical Report.

HANSEN, J.; SATO, M.; RUEDY, R. Radiative forcing and climate response. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, NoD6, p. 6831-6864, 1997.

HAMMER, A. et al. Solar Energy Assessment Using Remote Sensing Technologies. **Remote Sens. Environ.**, v. 86, p. 423–432, 2003.

HAYWOOD, J.; BOUCHER, O. Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: a review. **Reviews of Geophysics**, v. 38, p. 513–543, 2000.

HEINTZENBERG, J. et al. Measurements and modeling of aerosol single scattering albedo: progress, problems and prospects. **Beitr. Physics Atmosphere**, v. 70, p. 249-263, 1997.

HORVATH, H. Aerosols – an introduction. **Journal of Environment Radioactivity**, v. 51, p. 5-25, 2000.

HOWARD, J. N.; BURCH, D. E.; WILLIAMS, D. Infrared transmission in synthetic atmospheres. II: Absorption by carbon dioxide. **J. Opt. Soc. Am.**, v. 46, p. 237-241, 1956a.

HOWARD, J. N.; BURCH, D. E.; WILLIAMS, D. Infrared transmission in synthetic atmospheres. III: Absorption by absorption by water vapor. **J. Opt. Soc. Am.**, v. 46, p. 242-245, 1956b.

INEICHEN, P.; PEREZ, R.; KMIĘCIK, M.; RENNE, D. Modeling direct irradiance from GOES visible channel using generalized cloud indices. In: PROCEEDING OF AMS ANNUAL MEETING, 80., Long Beach, CA. **Proceedings...**2000. p. 133–136.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). **Climate Change 2001**: the third assessment report to the intergovernmental panel on climate change. Cambridge, New York, 2001. Technical Report.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). **Climate Change 2007**: the fourth assessment report to the intergovernmental panel on climate change. Cambridge, New York. Technical Report.

IQBAL, M. **An introduction to solar radiation**. New York: Academic Press, 1983.

JACOBSON, M. Z. **Fundamentals of atmospheric modeling**. 2.ed. New York: Cambridge Univ. Press, 2005.

JANJAI, S. A method for estimating direct normal solar irradiation from satellite data for a tropical environment. **Solar Energy**, v. 84, p. 1685–169, 2010.

KAUFMAN, Y. J. Remote sensing of direct and indirect aerosol forcing. In: CHARLSON, R. J.; HEINTZENBERG, J. (eds.). **Aerosol forcing of climate**. New York: John Wiley, 1995. p. 297-332.

KAUFMAN, Y. J.; TANRÉ, D. BOUCHER, O. A satellite view of aerosols in the climate system. **Nature**, v. 419, p. 215 – 223, 2002.

KIM, J. et al. Effects of ozone and aerosol on surface UV radiation variability. **Journal of Photochemistry and Photobiology B: Biology**, v. 119, p. 46–51, 2013.

KINNE, S. et al. An AeroCom initial assessment - optical properties in aerosol component modules of global models. **Atmos. Chem. Phys.**, v. 6, p. 1815-1834, 2006.

KOREN, I. et al. Measurement of the Effect of Amazon Smoke on Inhibition of Cloud Formation. **Science**, v. 303, p. 1342-1345, 2004.

KYLLING, A. et al. Effect of aerosols on solar UV irradiances during the photochemical activity and solar ultraviolet radiation campaign. **J. Geophys. Res.** 103 (D20), p. 26051–26060, 1998.

LACIS, A. A.; HANSEN, J. E. A parameterization for the absorption of solar radiation in the Earth's atmosphere. **J. Atmos. Sci.**, v. 31, p. 118-133, 1974.

LARA-FANEGO, V. et al. Evaluation of the WRF model solar irradiance forecasts in Andalusia (southern Spain). **Sol. Energy**, v. 86, p. 2200–2217, 2012.

LASZLO, I. et al. Remote sensing of aerosol and radiation from geostationary satellites. **Advanced in Space Research**, v. 41, p. 1882-1893, 2008.

LENOBLE, J. **Radiative transfer in scattering and absorbing atmospheres: standard computational procedures**. Virginia: A. Deepak Publishing, 1985.

LIU, K. N. **Introduction to atmospheric radiation**. 2. ed. Los Angeles, Califórnia, 2002.

LIU, C.; McKEEN, S.A.; MADRONICH, S. Effect of anthropogenic aerosols on biologically active ultraviolet radiation. **Geophys.Res. Lett.**, v. 18, n. 12, p. 2265–2268, 1991.

LIU, H.; PINKER, R.T. Radiative fluxes from satellites: Focus on aerosols. **J. Geophys. Res.**, v. 113, D08208, p. 1-10, 2008.

LONGO, K. M.; FREITAS, S. R.; ANDREAE, M. O.; YOKELSON, R.; ARTAXO, P. Biomass burning in Amazonia: Emissions, long-range transport of smoke and its regional and remote impacts. In: KELLER, M.; Bustamante, M.; GASH, J.; DIAS, P. S. (eds.). **Amazonia and Global Change**. Washington, D. C: American Geophysical Union Press, 2009. p. 207–232. Published Online: 21 MAR 2013; Published Print: 1 jan 2009. ISBN 9780875904764, 9781118670347. DOI: <10.1029/2008GM000717>. (INPE--/). Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2008GM000717>>.

MARTINS, F. R. **Influência do processo de determinação da cobertura de nuvens e dos aerossóis de queimada no modelo físico de radiação BRASIL-SR**. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) - INPE. São José dos Campos - SP. 2001.

MARTINS, F. R.; PEREIRA, E. B. Parameterization of aerosols from burning biomass in the Brazil-SR radiative transfer model. **Solar Energy**, v. 80, p.231-239, 2006.

MARTINS, F. R.; PEREIRA, E. B.; ABREU, S. L. Satellite-derived solar resource maps for Brazil under SWERA project. **Solar Energy**, v. 81, p. 517–528, 2007.

MARTINS, F. R.; PEREIRA, E. B.; SILVA, S. A. B.; ABREU, S. L.; COLLE, S. Solar energy scenarios in Brazil, Part one: Resource assessment. **Energy Policy**, v. 36, p. 2853-2864, 2008.

MARTINS, F. R.; PEREIRA, E. B. Estudo comparativo da confiabilidade de estimativas de irradiação solar para o sudeste brasileiro obtidas a partir de dados de

satélite e por interpolação/extrapolação de dados de superfície. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 29, n.2, p. 265-276, 2011.

MARULLO, S.; DALU, G.; VIOLA, A. Incident short-wave radiation at surface from Meteosat data. **Il Nuovo Cimento C**, v. 10, n. 1, p. 77–90, 1987.

MCCLATCHEY, R. A. et al. **Optical properties of the atmosphere**. 3. ed. AFCRL Environ. Res. N. 411, 1972.

MOON, K. J. Effect of aerosol optical depth on diffuse photosynthetically active solar irradiance. **Asia-Pacific Journal of Atmospheric sciences**, v. 45, n.3, p. 307-317, 2009.

MÖSE, W.; RASCHKE, E. Incident Solar-Radiation over Europe Estimated from Meteosat Data. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 23(1), p. 166-170, 1984.

NUNEZ, M. The development of a satellite-based insolation model for the tropical western Pacific Ocean. **International Journal of Climatology**, v.13, p. 607–627, 1993.

PENNER, J. E. et al. **Climate change 2001: the scientific basis**. Cambridge University Press, 2001.

PEREIRA, E. B. et al. Biomass burning controlled modulation of the solar radiation in Brazil. **Adv. Space Res.** v. 24, N. 7, p. 971-975, 1999.

PEREIRA, E. B. et al. Effects of burning of Biomass on satellite estimations of solar irradiation in Brazil. **Solar energy**, v. 68, N.1, p. 91-107, 2000.

PEREIRA, E. B. et al. **Atlas brasileiro de energia solar**. 1. ed. São José dos Campos: INPE, 2006. 66p.

PEREIRA, E. B. et al. **Atlas brasileiro de energia solar**. 2. ed. São José dos Campos: INPE, 2017. 88p.

PEREZ, R.; INEICHEN, P.; MAXWELL, E.; SEALS R.; ZELENKA, A. Dynamic global-to-direct irradiance conversion models. **ASHRAE Transactions-Research Series**, p. 354–369, 1992.

PEREZ, R.; INEICHEN, P.; MOORE, K.; KMIETIK, M.; CHAIN, C.; GEORGE, R.; VIGNOLA, F. A new operational model for satellite-derived irradiances: description and validation. **Solar Energy**, v. 73, p. 307–317, 2002.

- PEREZ, R. et al. Producing satellite-derived irradiances in complex arid terrain. **Solar Energy**, v. 77, p. 367-371, 2004.
- PINKER, R.T.; LASZLO, I.; TARPLEY, J. D.; MITCHELL, K. Geostationary satellite products for surface energy balance models. **Adv. Space Res.** v. 30, p. 2427-2432, 2002.
- PINKER, R. T.; EWING, J. A. Modeling Surface Solar Radiation: Model Formulation and Validation. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 24, n. 5, p. 389-401, Maio 1985.
- PINKER, R. T.; LASZLO, I. Modeling surface solar irradiance for satellite applications on a global scale. **Journal of Applied Meteorology**, v. 31, p. 194-211, 1992.
- PORFIRIO, A. C. S. **Estimativa de irradiação solar direta normal mediante satélite: um estudo para o nordeste brasileiro.** 165f. Dissertação de Mestrado. INPE. São José dos Campos - SP, 2012.
- PORFIRIO, A. C. S.; CEBALLOS, J. C. A method for estimating direct normal irradiation from GOES geostationary satellite imagery: Validation and application over Northeast Brazil. **Solar Energy**, v. 155, p. 178–190, 2017.
- PROCÓPIO, A. S. et al. Modeled spectral optical properties for smoke aerosols in Amazonia. **Geo. Res. Letters**, v. 30, N. 24, 2265, doi:10.1029/2003GL018063, 2003.
- PROCÓPIO, A. S. et al. Multiyear analysis of Amazonian biomass burning smoke radiative forcing of climate. **Geophys. Res. Lett.**, v. 31, L3108, 2004.
- PROSPERO, J. M. et al. The atmospheric aerosol system - an overview. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v. 21, p. 1607–1629 1983.
- RAMANATHAN, V. et al. Aerosol, climate, and hydrological cycle. **Science**, v. 294, p. 2119-2124, 2001.
- RAMASWAMY, V. et al. **Climate Change 2001: The Scientific Basis Working Group I to the Third Assessment Report of the IPCC.** Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2001. p. 349-416.
- RAMASWAMY, V.; FREIDENREICH, S. M. A study of broadband parameterizations of the solar radiative interactions with water vapor and water drops. **J. Geoph. Res.**, v. 97, n. D11, p. 11487-11512, 1992.

RIGOLLIER, M. et al. The method Heliosat-2 for deriving shortwave solar radiation from satellite images. **Solar Energy**, v.77, p. 159-169, 2004.

ROSÁRIO, N. E. et al. Downwelling solar irradiance in the biomass burning region of the southern Amazon: Dependence on aerosol intensive optical properties and role of water vapor. **Journal of Geophysical Research**, v. 116, D18304, 2011.  
doi:10.1029/2011JD015956.

ROSÁRIO, N. M. E. **Estudo da Variabilidade das Propriedades Ópticas dos Aerossóis sobre a América do Sul e dos Impactos do Efeito Radiativo Direto das Partículas de Queimadas**. Tese de Doutorado. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo, SP, 2011.

ROSÁRIO, N. E. et al. Modeling the South American regional smoke plume: aerosol optical depth variability and surface shortwave flux perturbation. **Atmos. Chem. Phys.**, v. 13, p. 2923–2938, 2013;

ROSENFELD, D.; LENSY, I. M. Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 79, p. 2457–2476, 1998.

SATHEESH, S.K. Radiative forcing by aerosols over Bay of Bengal region. **Geophysics Research Letters**, v. 29, n. 22, p. 2082, 2002.

SATHEESH, S.K, MOORTHY, K. K. Radiative effects of natural aerosols: A review. **Atmospheric Environment**, v. 39, p. 2089-2110, 2005.

SCHAFER, J. S. et al. Atmospheric effects on insolation in the Brazilian Amazon: Observed modification of solar radiation by clouds and smoke and derived single scattering albedo of fire aerosols. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, 8074, 2002. doi:10.1029/2001JD000428.

SCHILLINGS, C.; MANNSTEIN, H.; MEYER, R. Operational method for deriving high resolution direct normal irradiance from satellite data. **Solar Energy**, v. 76, p. 475–484, 2004a.

SCHILLINGS, C.; MEYER, R.; MANNSTEIN, H. Validation of a method for deriving high resolution direct normal irradiance from satellite data and application for the Arabian Peninsula. **Solar Energy**, v. 76, p. 485–497, 2004b.

SCHMETZ, J. Towards a surface radiation climatology: retrieval of downward irradiance from satellites. **Atmospheric Research**, v. 23, p. 287-321, 1989.

SCHMIT, T. J. et al. Introducing the next-generation Advanced Baseline Imager on GOES-R. **Bull. Am. Meteorol. Soc.**, v. 86, n. 8, p. 1079–1096, 2005. doi:10.1175/BAMS-86-8-1079, 2005.

SEINFELD, J. H.; PANDIS, S. N. **Atmospheric chemistry and physics**. New York, NY, USA: John Wiley & Sons, 1997.

SEINFELD, J. H.; PANDIS, S. N. **Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change**. New York, NY, USA: Wiley, 1998.

SEINFELD, J. H. PANDIS, S. N. **Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change**. 2.ed. New York: J. Wiley, 2006.

SELLERS, P. J. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part 2: the generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from satellite data. **Journal of Climate**, v. 9, p.706-737, 1995.

SOUZA, J. M. **Estimativas das componentes do balanço radiativo à superfície mediante satélites meteorológicos**. 2004. 193 p. (INPE-14126 -TDI/1079). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2004. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2004/06.01.13.35>>.

STUHLMANN, R.; RIELAND, M.; RASCHKE, E. An improvement of the IGMK model to derive total and diffuse solar radiation at the surface from satellite data. **Journal of Applied Meteorology**, v. 29, n. 7, p. 586-603, 1990.

TANRÉ, D. HERMAN, M.; DESCHAMPS, P. Y.; LEFFE, A. Atmospheric modeling for space measurements of ground reflectances, including bidirectional properties. **Appl. Opt.**, v. 18, p. 3578-3594, 1979.

TARPLEY, J. D. Estimating incident solar radiation at the Earth's surface from geostationary satellite data. **Journal Applied Meteorology**, v. 18, p. 1172-1181, 1979.

TEXTOR, C. et al. Analysis and quantification of the diversities of aerosol life cycles within AeroCom. **Atmos. Chem. Phys.**, v. 6, p. 1777-1813, 2006.

TWOMEY, S. The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. **J. Atmos. Sci.**, v. 34, p. 1149-1152, 1977.

VIANA, T. S.; RUTHER, R.; MARTINS, F. R.; PEREIRA, E. B. Assessing the potential of concentrating solar photovoltaic generation in Brazil with satellite-derived direct normal irradiation. **Solar Energy**, v. 85.p. 486-495, 2011.

VIGNOLA, F.; HARLAN, P.; PEREZ, R.; KMIĘCIK, M. Analysis of satellite derived beam and global solar radiation data. **Solar Energy**, v. 81, p. 768–772, 2007.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science: an introductory survey**. 2. ed. International Geophysics Series, Academic Press, Elsevier Inc., 09-177, 2006.

WANG, J. et al. Effects of aerosol organics on cloud condensation nucleus (CCN) concentration and first indirect aerosol effect. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, v. 8, p. 9783-9818, 2008.

XIA, X. et al. Analysis of relationship between ultraviolet radiation (295–385) and aerosols as well as shortwave radiation in North China Plain. **Ann. Geophys.** v.26, p. 2043–20552, 2008.

YABE, T. et al. An aerosol climatology at Kyoto: observed local radiative forcing and columnar optical properties. **Journal of Applied Meteorology**, v. 42, p. 841-850, 2003.

YAMASOE, M. A. **Estudo de propriedades ópticas de partículas de aerossóis a partir de uma rede de radiômetros**. 213f. 1999. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 1999.

ZUEV, V. E. **Propagation of visible and infrared radiation in the atmosphere**. John Wiley, Hoboken, N. J, 1970.

**ANEXO A - ARTIGO PUBLICADO**

**SOLAR ENERGY**

***A method for estimating direct normal irradiation from GOES  
geostationary satellite imagery: validation and application over Northeast  
Brazil***

**Anthony C. S. Porfirio<sup>a</sup>, Juan C. Ceballos<sup>a</sup>**

<sup>a</sup> Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais, Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, DSA/CPTEC/INPE, Cachoeira Paulista, São Paulo, Brasil



# A method for estimating direct normal irradiation from GOES geostationary satellite imagery: Validation and application over Northeast Brazil



Anthony C.S. Porfírio\*, Juan C. Ceballos

Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais, Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, DSA/CPTEC/INPE, Cachoeira Paulista, São Paulo, Brazil

## ARTICLE INFO

### Article history:

Received 9 June 2015

Received in revised form 26 May 2017

Accepted 30 May 2017

### Keywords:

Solar radiation  
Direct normal irradiance  
Satellite data  
Satellite-derived DNI

## ABSTRACT

The mapping and monitoring of Direct Normal Irradiance (DNI) is most relevant for the proper installation of solar power plants that use concentrating solar systems. This paper presents a satellite-based method for estimating DNI and daily direct normal irradiation ( $Q_n$ ) that uses a minimal set of regional meteorological information and avoids empirical adjustment with ground-based radiometric data. The focus of the validation and application were on the Northeast Brazil region (NEB), which exhibits high solar radiation levels throughout the year. Two basic parameters for satellite-derived DNI estimates are: (i) DNI under clear-sky conditions  $DNI_{clear}$  (computed from the REST model) and (ii) cloud cover  $C$  (estimated from GOES visible imagery). The first validations were performed by comparison with measurements from three radiometric stations of the SONDA network in the NEB (Petrolina, Natal and São Luís) during 2007–2008. Overall, the results confirmed the good performance of the proposed model. DNI daily cycles in conditions of clear and partially cloudy skies were represented satisfactorily, with daily average errors within  $\pm 25 \text{ W m}^{-2}$ . Good linearity was found between the measured and satellite-estimated  $Q_n$ , with coefficients of determination ( $R^2$ ) ranging from 0.84 to 0.89. The average values of MBE (Mean Bias Error) and RMSE (Root Mean Square Error) over all sites were  $-1.7\%$  and  $18.7\%$ , respectively. In addition, seasonal and annual average maps of direct normal irradiation were generated over NEB for 2008. It was found that the spatial-temporal variability of  $Q_n$  is strongly modulated by meteorological systems acting in the region, such as the ITCZ (Intertropical Convergence Zone). The mapped results reveal that the highest value was approximately  $22 \text{ MJ m}^{-2}$  on an annual average basis, and higher values occurred in areas of semi-arid climate. The proposed satellite-based model may be applied for providing information of DNI (with a spatial resolution of 4 km), particularly over regions without in situ measurements, and suggests good accuracy for climatic and solar resource studies.

© 2017 Elsevier Ltd. All rights reserved.

## 1. Introduction

In contrast with many countries, Brazil possesses enormous hydropower potential. This kind of energy production is considered clean and renewable but also causes negative environmental impacts, including extended floods. These floods can affect flora, fauna, the local population, the landscape and archaeological sites (Shayani and Oliveira, 2008; Stivari et al., 2005) as well as increase emissions of greenhouse gases such as methane (Fearnside, 2005).

\* Corresponding author at: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA), Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), Rodovia Presidente Dutra, Km 40, SP/RJ, Cachoeira Paulista, São Paulo CEP: 12630-000, Brazil.

E-mail address: [anthony.carlos@cptec.inpe.br](mailto:anthony.carlos@cptec.inpe.br) (A.C.S. Porfírio).

Additionally, this resource is vulnerable to climatic variability, including rainfall patterns. Last but not least, the power potential near large urban and industrial centers is almost saturated, and generation in remote areas of the Amazon region seems to be an unavoidable choice (Goldemberg and Lucon, 2007; Pereira et al., 2006). This is a critical issue because Brazilian energy demand will more than double in two decades (MME, 2007), and energy generation based on water resources might no longer be the proper strategy. Solar energy conversion has become one of the possibilities for complementing the national energy matrix. Therefore, a detailed solar resource assessment has become increasingly important.

In the last decade, several scientific efforts have been performed to provide a better characterization of Brazilian solar resources. For example, a nationwide database was built from pyranometer,

actinograph and sunshine duration records, which allowed the generation of a Brazilian Solarimetric Atlas (Tiba, 2000; Tiba et al., 2002). Pereira et al. (2006) published a Brazilian Atlas of Solar Energy based on eleven years of GOES visible (VIS) imagery and the BRASIL-SR radiative transfer model. In addition, daily solar irradiation over South America is currently assessed at the Brazilian Center for Weather Forecast and Climate Studies (CPTEC/INPE) using GOES VIS imagery and the GL1.2 model (Ceballos et al., 2004). Time series for this model extend over more than fifteen years; some results can be found at the website <http://satellite.cptec.inpe.br/radiacao/>. The results of Tiba et al. (2002) and Pereira et al. (2006) showed that Northeast Brazil (hereafter called NEB) exhibits climatic advantages for the profit of solar energy within Brazilian territory, combining the largest values and lower seasonal variations of mean daily irradiation. More recently, Lima et al. (2016) showed that the annual mean of daily solar irradiation is larger in NEB than those observed in areas where solar energy projects are more advanced, such as Germany and the Iberian Peninsula.

Recent progress towards the expansion of automatic meteorological stations has been achieved (see <http://www.inmet.gov.br/portal/> and <http://www.cptec.inpe.br/>), but only global solar irradiance data are measured. This information is not enough for many current solar applications, especially in power plants based on concentrating technologies, such as Concentrating Solar Power (CSP) and Concentrating Photovoltaic (CPV) systems. An important issue is the cost of solar technology; according to Colle et al. (2001), uncertainty in life cycle savings grows with the uncertainty of radiometric data. Sargent and Lundy (2003) have indicated the potential for significant cost reductions in electricity generation by 2020 from large-scale power plants using CSP technology. Thus, proper information will be critical in the coming years. The solar component useful for these devices is direct (or beam) normal irradiance ( $DNI$ ), whose average is neither directly related to global irradiance nor easy to assess, mainly due to the spatial and temporal variability of cloud cover.  $DNI$  monitoring requires instruments such as a pyrheliometer with a sun tracker or a pair of pyranometers (one of them with a shadowband) measuring global ( $E_g$ ) and diffuse ( $E_d$ ) irradiance. The high cost and maintenance effort of a dense network makes this kind of measurement almost unfeasible; therefore, satellite imagery is an attractive tool for  $DNI$  monitoring.

Early studies using geostationary satellite data have been reported by Stuhlmann et al. (1990). The authors used Meteosat imagery and calculated  $DNI$  as the clear-sky  $DNI$  (including transmittance functions for ozone absorption, Rayleigh scattering, water vapor absorption and aerosol extinction) multiplied by the transmittance of an equivalent cloud. In the last decade, a variety of methods have been developed and applied over different countries, for example, United States (Ineichen et al., 2000; Perez et al., 2002; Vignola et al., 2007), Saudi Arabia (Schilling et al., 2004a, 2004b), Italy (Cogliani et al., 2007, 2008), Brazil (Martins et al., 2007) and Thailand (Janjai, 2010). The reported models estimate  $DNI$  by using physical-based or empirical approaches and exhibit various degrees of complexity and accuracy.

The modeling of satellite-based direct normal irradiance is known to have various sources of uncertainty that can affect the accuracy of the models. Basically, the performance of these models depends on the sound structure of the clear-sky model together with the quality of the atmospheric input data (especially aerosol optical depth and water vapor) as well as an appropriate assessment of cloud effects. The uncertainty of various factors that affect the satellite-derived direct and global irradiance using the SolarGIS model was pointed out by Cebecauer et al. (2011). They showed that the main sources of bias are associated with cloud algorithms and aerosol information. Polo et al. (2014) presented a sensitivity study of satellite-based methods and their limitations using different clear-sky models and aerosol inputs. The authors showed that

the uncertainty of input parameters yields different impacts depending on the clear-sky model used. A recent study (Polo et al., 2015) developed a correction factor between satellite-derived and measured  $DNI$  values, which tends to reduce systematic deviations of the model.

Concerning the Brazilian region, Martins et al. (2007) produced  $Q_n$  solar maps using the BRASIL-SR model and GOES-East imagery. The BRASIL-SR model is an evolution of the original algorithm of Stuhlmann et al. (1990), assessing solar radiation through use of a two-stream approach, satellite images and meteorological parameters deduced from a climate database. Comparisons between estimated and measured  $DNI$  showed large deviations and model overestimation for daily values, with average of 3.5% and 23.9% for MBE and RMSE, respectively. According to the authors, the simplified parameterization used by the model to assess effective cloud transmittance was responsible for the larger deviations.

Even showing limitations and accuracy issues, the importance and future impact of  $DNI$  monitoring using geostationary satellite imagery is evident. In this paper, we present a model designed to estimate  $DNI$  under all sky conditions. The proposed model uses GOES-East satellite images (VIS channel) to deduce cloudiness and the REST model (Gueymard, 2003a, 2004) to assess  $DNI$  in clear-sky conditions. It is particularly interesting because of its simple (but physically consistent) assumptions and complete independence from ground data, which allows a notable advantage in regional-scale operational monitoring. The accuracy of the model is assessed through comparison with two years (2007–2008) of  $DNI$  data (“ground truth”) in NEB. In addition, one year (2008) of images was used to illustrate the model results and provide insight into the operational performance and spatial–temporal variability of the  $DNI$  resource.

## 2. The proposed model

In cloudless conditions, the atmosphere attenuates direct solar beam incident at the top of the atmosphere so that the direct irradiance at ground level may be written as  $DNI_{clear} = S T_a$ . Here,  $S$  is the solar constant (corrected for Sun–Earth distance) and  $T_a$  is the transmittance due to atmospheric constituents such as air, gases and aerosols. In cloudy conditions, it is assumed that a part of  $DNI_{clear}$  may pass between clouds and reach the ground. Thus, daily direct normal irradiation  $Q_n$  at a given site may be assessed by the integration of  $DNI_{clear}$  weighted with cloud presence as:

$$Q_n = \int_{day} DNI(t) dt = \int_{day} S T_a(\mu_o) f(t) dt \quad (1)$$

where  $\mu_o$  is the cosine of the solar zenith angle and  $f(t)$  is a function equal to one during direct beam incidence over the site and null during cloud passage. The integral in Eq. (1) can be approximated by a sum of effective values within time intervals  $\Delta_i$ :

$$Q_n = \sum_i S T_a(\mu_{oi}) \delta t_i \quad (2)$$

Within each  $\Delta_i$ , clear sky atmospheric transmittance  $T_a$  can be considered constant, while  $\delta t_i$  represents the “effective interval” with direct beam incidence. This approach is successful for thick clouds but it is less reliable for thin cirrus clouds, whose relatively low VIS reflectance may produce an effect equivalent to a partially cloudy scene.

Evidently, the fraction  $\delta t_i/\Delta_i$  would correspond to the fraction  $\langle DNI \rangle / DNI_{clear}$  (that is, the average  $DNI$  relative to the cloud-free expected value) during the time interval  $\Delta_i$ . This fraction exhibits a remarkable as well as simple correspondence with satellite visible band data. Geostationary satellites allow Earth observation

over the Brazilian region through images provided by GOES Imager (every 15 or 30 min) and Meteosat SEVIRI (every 15 min). Each pixel (*picture element*), typically at a 3–4 km resolution, provides information about the average reflectance in the visible spectrum. If  $C$  is the fractional area covered by clouds within the pixel, it can be argued that the reflectance  $R$  measured by the VIS channel is a linear combination of a cloudless typical reflectance  $R_{min}$  and a maximum value associated with overall cover,  $R_{max}$ , that is:

$$R = CR_{max} + (1 - C)R_{min} \quad (3)$$

$$C = (R - R_{min}) / (R_{max} - R_{min}) \quad (4)$$

Concerning the satellite estimation of shortwave fluxes, different meanings of parameter  $C$  can be introduced. It is usually considered to be a cloud cover index eventually modified or adapted in the context of models, such as Heliosat (Cano et al., 1986), IGMK (Stuhlmann et al., 1990), Brazil-SR (Pereira et al., 2000) and Heliosat-2 (Rigollier et al., 2004). Ceballos et al. (2004) applied Eq. (4) as a tool for estimating cloud cover itself. As a matter of fact, the concept of partial cloudiness at a local scale can be applied only in the case of cumulus clouds, since other type of cloud (stratiform, cumulonimbus, cirrus) has a size large enough to fully cover a pixel. In this context, they found a typical value  $R = 0.465$  for the transition between cumulonimbus and stratiform cover type and assumed this value for  $R_{max}$  in Eq. (4) together with  $R_{min} = 0.09$  for continental environment and the conditions  $C (R < R_{min}) = 0$  and  $C (R > R_{max}) = 1$ .

We introduce an “ergodic hypothesis”; we shall assume that the average cloud cover assessed by  $C$  is also representative of the relative time of cloud passage over a site inside the pixel, that is,  $1 - \delta t / \Delta$  in Eq. (2). This is a sound assumption because the lifetime of fair weather cumulus clouds is lower than half an hour, and the whole life cycle will be accomplished in a displacement shorter than 12 km. Therefore, daily direct normal irradiation can be calculated as follows:

$$Q_n = \sum_i ST_a(\mu_{oi})(1 - C_i)\Delta_i \quad (5)$$

It must be noted that the cloudiness concept implicitly refers to a vertical line of sight. Concerning the definition proposed by Eq. (4) and the application in Eq. (5), lateral illumination increases the interception of solar beam and eventually leads to shadowing between clouds. This effect increases  $C$  and thus decreases  $Q_n$ , especially for larger solar zenith angles. On the other hand, increased reflectance due to lateral illumination tends to overestimate  $C$ ; eventual overlap of cloud images can lead to apparent full cloud cover, especially for larger satellite zenith angles.

It is worth noting that the proposed method does not depend on ground-based radiometric data and does not require (at least in principle) atmospheric corrections for satellite observed reflectances. To assess  $Q_n$ , we need to adopt a clear-sky broadband model for  $DNI_{clear}$  combined with clear sky atmospheric parameter data and (as frequent as possible) satellite VIS imagery.

### 3. Data sets, parameterizations and statistical measures

The present study is focused on Northeast Brazil, which extends between latitudes 1°S and 18.5°S and longitudes 34.5°W and 48.5°W. This region exhibits a noticeable spatial-temporal variability in rainfall patterns, with annual amounts generally within the range of 400 mm in semi-arid inland areas to 2000 mm in humid coastal zones. Cloudiness and rainfall patterns are associated with several meteorological systems throughout the year, such as the Intertropical Convergence Zone (ITCZ), the equatorward penetration of cold fronts, the South Atlantic Convergence Zone (SACZ), easterly wave disturbances, trade winds, land-sea

breezes and local convection (Molion and Bernardo, 2002; Moura and Shukla, 1981). The main climatological characteristics (period 1961–1990) are well documented by INMET (2009).

To estimate  $DNI$  and  $Q_n$  at ground level, we chose the REST model for  $DNI_{clear}$  assessment (Gueymard, 2003a, 2004) and GOES VIS imagery as the source for the estimation of cloudiness. The study period was 2007–2008 due to the availability of ground measurements and GOES satellite data.

#### 3.1. Satellite imagery and products

GOES visible imagery for the South American region in a regular grid of 0.04° resolution (approximately 4 km at satellite nadir) are available at the Satellite Division and Environmental Systems (DSA) at CPTEC/INPE as a by-product of the operational processing of the GL shortwave model (Ceballos et al., 2004). They provide VIS channel reflectance for a grid of 1800 × 1800 pixels within latitudes 50°S to 21.96°N and longitudes 100°W to 28.04°W. Data from two GOES satellites were used: GOES-12 (January–March 2007) and GOES-10 (April 2007–December 2008). Images from GOES-12 (located at 75°W) and GOES-10 (located at 60°W) usually have a temporal resolution of 30 and 15 min, respectively. Reflectance values include a correction for sensor degradation throughout a satellite’s working life.

A study concerning the  $R_{min}$  parameter was performed using two years of reflectance images. To evaluate the proper definition of  $R_{max}$  for NEB, we used cloud classification data at the same resolution of reflectance for the period January–February 2007. The operational cloud classification is currently carried out at DSA/CPTEC based on GOES visible and thermal window channels (1 and 4, respectively). The algorithm is based on a dynamical clustering method described by Bottino and Ceballos (2015), and the results are available at <http://sigma.cptec.inpe.br/nuvens/>. Overall, the cloud type classification (in pixel scale) from the model is presented as cumuliform (Cu), stratiform (St), cirrus (Ci), multi-layered (ML) and cumulonimbus (Cb).

Two-year reflectance data were used in order to calculate instantaneous  $DNI$  and daily  $Q_n$  values (2007–2008). In addition, we selected satellite data from one year (2008) to produce  $Q_n$  maps, as well as to evaluate the operational performance of the model. This year was chosen because of its complete time series, showing statistical averages more robust than those of 2007. The second reason was to produce maps using data from only one satellite.

#### 3.2. Clear-sky DNI model

The REST model (*Reference Evaluation of Solar Transmittance*) reported by Gueymard (2003a, 2004) exhibits several advantages: (i) it assesses  $DNI_{clear}$  with a consistent physical background without a heavy computational effort; (ii) it does not depend on fitting with ground-level data, thus being valid on a regional scale; (iii) input parameters are available; and (iv) its accuracy was previously stated through comparison with ground-based data and robust radiative transfer models in various climatic conditions (e.g., Alam, 2006; Gueymard, 2003a, 2003b; Madkour et al., 2006).

The REST model assumes six attenuation processes: Rayleigh scattering, uniformly mixed gas absorption (in particular O<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>), total NO<sub>2</sub> absorption, ozone and water vapor absorption, and aerosol extinction. Here, we do not consider the NO<sub>2</sub> weak absorption effect.  $DNI_{clear}$  is obtained as a product of transmittances  $T_i$ :

$$DNI_{clear} = ST_R T_g T_o T_w T_a \quad (6)$$

where  $i$  subscripts are  $R$  (Rayleigh),  $g$  (mixed gases),  $o$  (ozone),  $w$  (water vapor) and  $a$  (aerosol). Broadband transmittances are fitted to expressions:

$$T_i = \exp(-\tau_i m_i) \quad (7)$$

where  $\tau_i$  is an equivalent optical depth and  $m_i$  is the specific optical mass for the  $i$ -th type of extinction. All parameterizations can be found in Gueymard (2003a, 2004).

### 3.3. Atmospheric parameters

Four atmospheric parameters are required as inputs to the REST model: atmospheric pressure ( $P$ ), total ozone content ( $u_o$ ), precipitable water ( $w$ ) and Angstrom turbidity coefficient ( $\beta$ ). The database used here as clear sky input parameters and the processing are described as follows.

#### 3.3.1. Atmospheric pressure

The climatological annual average at 153 meteorological stations distributed over NEB and neighboring states were obtained from the Brazilian National Meteorological Institute (INMET, 2009). These data were interpolated over a regular grid (0.04° resolution) using the inverse of the squared distance as a weighting factor. For each grid point, its data universe was limited to stations at distances up to 5°.

#### 3.3.2. Ozone

Solar ultraviolet radiation UV (0.1–0.4  $\mu\text{m}$ ) corresponds to approximately 8% of the solar constant. Wavelengths lower than 0.32  $\mu\text{m}$  are strongly absorbed by ozone; the remaining UV radiation can be detected by pyranometers and pyrheliometers. The ozone column varies seasonally and spatially; among several monitoring systems, the OMI sensor (*Ozone Monitoring Instrument*) aboard the Aura satellite provides data from October 2004. Daily ozone data for the period 2007–2008 (available online at <http://ozoneaq.gsfc.nasa.gov/OMIOzone.md> with 1° resolution) were used to generate monthly geographical distributions over NEB. The comparison of OMI estimates with ground-based measurements suggests an average error of less than 3% (Veefkind et al., 2006).

#### 3.3.3. Water vapor

This gas is an important absorber of near-infrared radiation and can exhibit remarkable spatial and temporal variability. We chose to adopt daily values of precipitable water for the 12 UTC analysis provided by the Atmospheric General Circulation Model (AGCM) used at CPTEC/INPE. The AGCM characteristics are described in Cavalcanti et al. (2002) and Sapucci et al. (2010). Precipitable water data are available at a resolution of 0.9375° for the South American region. To verify the quality of AGCM data, they were compared with radiosonde  $w$  data obtained at three Northeastern upper air stations (Fig. 1). The coherence between the measured and modeled  $w$  is evident (with coefficient of determination  $R^2 = 0.86$ ), suggesting the use of the CPTEC AGCM analysis as a source of  $w$  data.

#### 3.3.4. Angstrom turbidity coefficient

In clear sky conditions, aerosols are normally the main source of DNI extinction, followed by water vapor absorption (Gueymard, 1993). Aerosol properties are highly variable in time and space, but extinction properties may be described by two basic parameters (Iqbal, 1983): Aerosol Optical Depth (AOD) or turbidity ( $\beta$ ) and Angstrom's exponent ( $\alpha$ ). The MODIS sensor aboard Terra and Aqua satellites, launched in 1999 and 2002, respectively, provides spectral radiances that allow global aerosol concentrations and properties to be retrieved (Kaufman et al., 1997; Remer et al., 2005). This study uses the MODIS Level 3 (L3) AOD product (Collection 5.1) at a  $1^\circ \times 1^\circ$  grid resolution. Monthly averages of AOD at 0.55  $\mu\text{m}$  (MOD08\_M3.051 Terra and MYD08\_M3.051 Aqua) were obtained from the NASA website (<http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni/>) for the period 2007–2008. It is important to note that the MODIS L3 AOD product has been created by aggregating MODIS Level 2 AOD data (10 km spatial resolution) (Ruiz-Arias et al., 2013). Although data may not be suitable for the AOD value at the local scale, it is interesting and useful for regional applications (Section 4.3), where extended spatial coverage and computational efficiency are required. Details concerning the accuracy of the MODIS AOD retrievals over the Brazilian region can be found in Hoelzemann et al. (2009). The REST model needs  $\beta$  values for  $T_a$  parameterization, so that

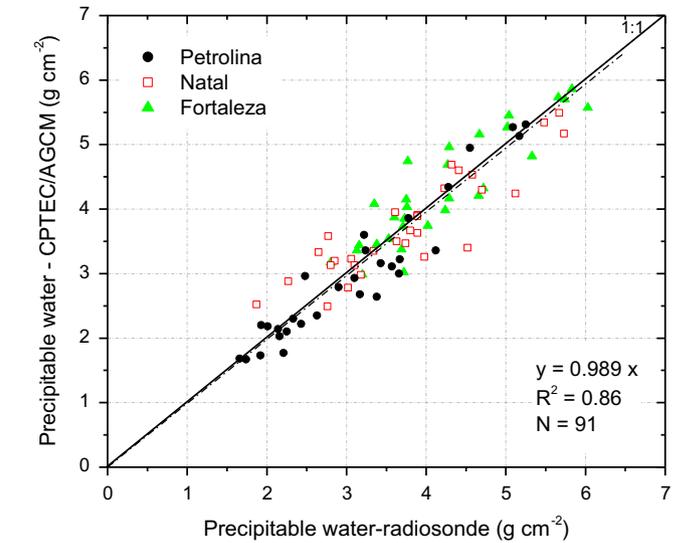


Fig. 1. Comparison of precipitable water derived from radiosonde with CPTEC/AGCM for three stations in NEB. Also shown are the 1:1 line (solid) and the linear fit (dashed line).

where  $\tau_{a_i}$  is the MODIS L3 AOD at  $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$  and  $\alpha = 1.3$ , which is a typical value for rural environments (Iqbal, 1983). Section 4.4 provides a comparison of  $Q_n$  satellite-based estimations using aerosol input data from MODIS and AERONET in order to better understand the possible errors associated with the aerosol information.

$$\beta = \tau_{a_i} \lambda^\alpha \quad (8)$$

where  $\tau_{a_i}$  is the MODIS L3 AOD at  $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$  and  $\alpha = 1.3$ , which is a typical value for rural environments (Iqbal, 1983). Section 4.4 provides a comparison of  $Q_n$  satellite-based estimations using aerosol input data from MODIS and AERONET in order to better understand the possible errors associated with the aerosol information.

### 3.4. Determination of cloud cover parameters

As shown in Eq. (5), parameter C accounts for cloud influence on DNI estimates. In this respect, it is convenient to adapt  $R_{min}$  and  $R_{max}$  parameters to the environment of NEB. Changes in regional  $R_{min}$  values can be expected to be associated mainly with rainfall seasonality, which affects soil and vegetation properties, especially in semi-arid regions. Thus, seasonal  $R_{min}$  fields were obtained by taking the minimal (not null) values observed for each pixel according to the following criteria:

- Monthly  $R_{min}$  fields were built using the available images between 12 and 18 UTC;
- Based on the comparison between monthly  $R_{min}$  fields, we constructed four seasonal fields, defined as summer (December–February), autumn (March–May), winter (June–August) and spring (September–November).

Fig. 2 shows the geographical distribution of  $R_{min}$  values for summer and winter seasons. As expected, there are noticeable differences between seasons, with minimum values in winter and maximum values in summer. In winter, typical values of (0.05–0.06), (0.06–0.08) and (0.07–0.09) are observed over the

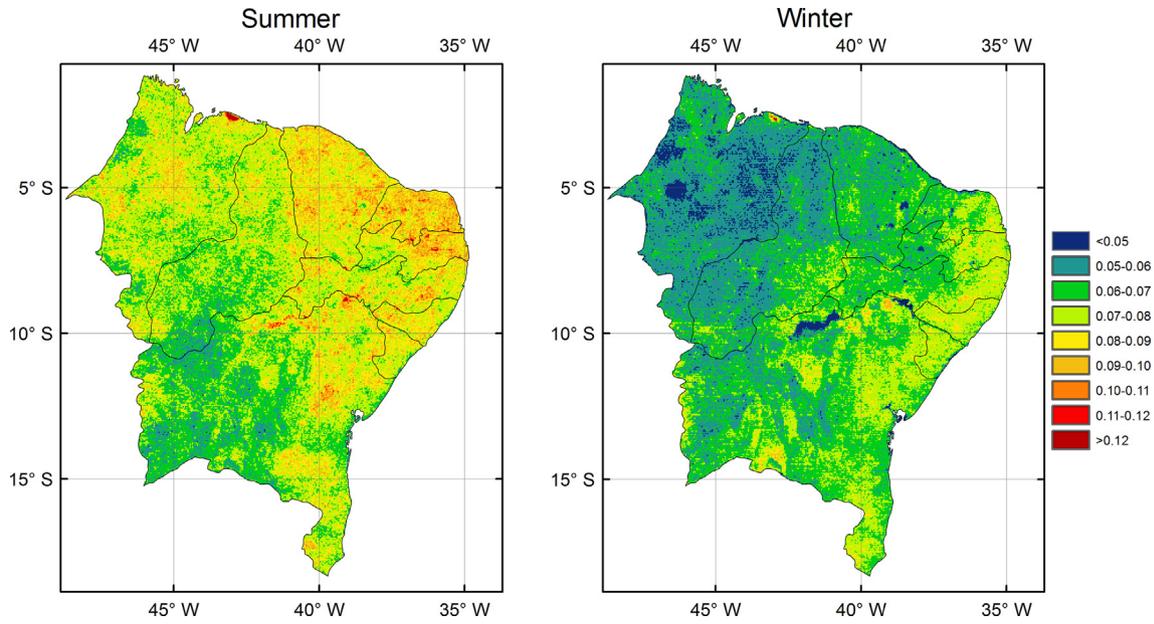


Fig. 2. Geographical distribution of  $R_{min}$  for summer and winter.

western, central and eastern regions, respectively. Indeed, the results show a predominance of brighter pixels (0.08–0.12) during summer, mainly concentrated in eastern and northern sectors. This is likely due to the influence of summer on trade winds, local convection and other meteorological systems responsible for lasting cloudy conditions, which may affect the proper assessment of  $R_{min}$ . Similar patterns for the  $R_{min}$  distribution were noticed by Ceballos and Moura (1997) using Meteosat images.

The extreme value  $R_{max} = 0.465$  was found by Ceballos et al. (2004) for south and southeast Brazilian sectors, being assumed for the entire Brazilian territory. The central sector of NEB shows extended semiarid areas and could be especially interesting for solar technology applications (Tiba et al., 2002). Thus, we performed a specific analysis for  $R_{max}$  within latitudes  $10^{\circ}\text{S}$  to  $5^{\circ}\text{S}$  and longitudes  $45^{\circ}\text{W}$  to  $40^{\circ}\text{W}$ . VIS reflectance and cloud classification images for the period January–February 2007 were employed. Considering reflectance as the reference variable, cumulative histograms were built for the occurrence of each type of cloud throughout the prescribed region (Fig. 3). Concerning Cu and St clouds, on one hand, it is seen that the last tenth of the distribution function for Cu clouds (values 0.9–1) corresponds to reflectances higher than 0.42; on the other hand, the first tenth of St cloud distribution exhibits reflectances between 0.30 and 0.395. These facts suggest the adoption of a value of  $R_{max} = 0.40$  for the transition between cumuliform and stratiform fields; therefore, local overcast conditions ( $C = 1$ ) should be assigned to reflectances  $R > 0.40$ . Hereafter, this  $R_{max}$  value is assumed for NEB.

### 3.5. Radiometric data

The availability of DNI measurements from ground stations in NEB is still quite sparse. For this study, solar radiation measurements from the stations of the SONDA network (*Sistema de Organização Nacional de Dados Ambientais*) were used. We considered three stations located in NEB with measurements of global ( $E_g$ ) and diffuse ( $E_d$ ) solar irradiance: Petrolina, Natal and São Luís (Fig. 4). These stations are representative of different climatic and environmental conditions (Natal and São Luís are coastal and Petrolina lies in inland NEB). Additional details of geographical locations, available time series (for the period 2007–2008) and the number of valid days can be found in Table 1.

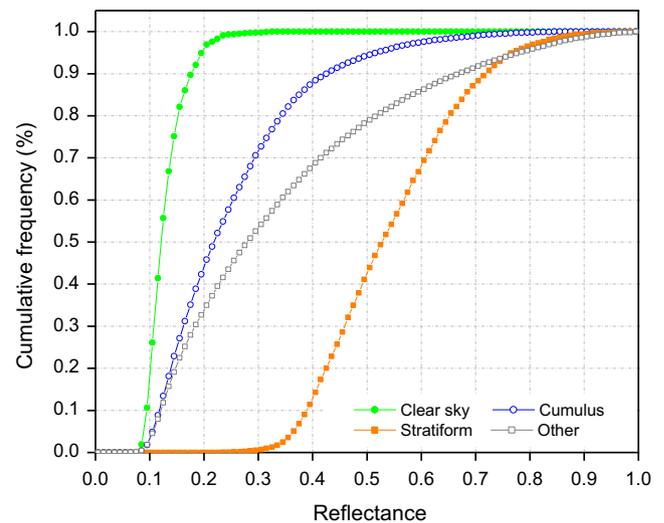


Fig. 3. Histogram of the accumulated frequency of VIS reflectance for four classification types during January–February 2007.

Global and diffuse solar irradiance were measured by means of pairs of Kipp & Zonen CM11 pyranometers (one of them shaded). At the Petrolina station, one CM11 pyranometer is mounted on an automatic sun tracker (Kipp & Zonen 2AP) with a shading ball, while the other two radiometric stations use one CM11 with a shadowband (Kipp & Zonen CM121) for diffuse flux measurements. Global and diffuse irradiance measurements have a typical uncertainty of about 5% (Gueymard and Myers, 2008; WMO, 2008). The measurements provided by these sensors are stored in an automatic data acquisition system (CR10X, Campbell Scientific, USA). Data from the SONDA network are available with a 1-min time step and can be found at the website <http://sonda.ccst.inpe.br/>. The direct normal irradiance was computed according to  $DNI = (E_g - E_d) / \cos \mu_o$ . To avoid problems related to division by the cosine of the solar zenith angle, we have used only DNI values for solar elevation angles higher than  $5^{\circ}$ .

Ground measurements provided by the SONDA network are subjected to quality checks following BSRN (Baseline Solar

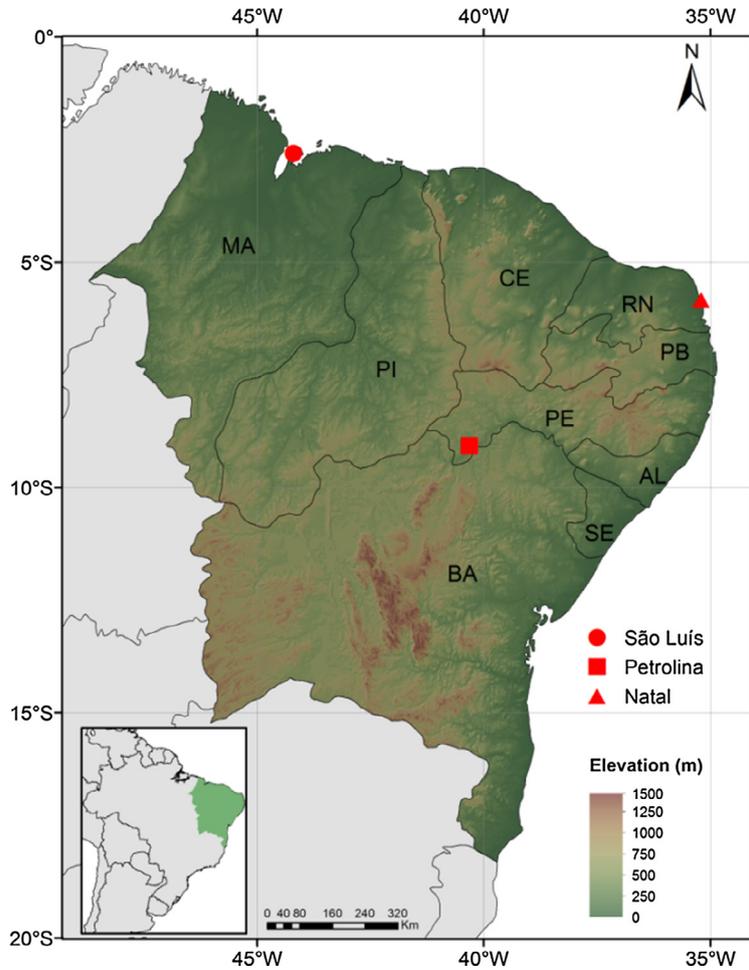


Fig. 4. Geographical distribution of the stations considered in the validation step of the satellite-based model.

Table 1

Radiometric stations used in this study. Geographical information, period of available data, number of valid days and source are included.

Site	State	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Period available	Valid days	Source
Petrolina	PE	09°04'08"S	40°19'11"W	387	01/07 <sup>a</sup> to 12/08	386	SONDA
Natal	RN	05°50'12"S	35°12'23"W	58	07/07 to 04/08	181	SONDA
São Luís	MA	02°35'36"S	44°12'44"W	40	01–07/07 and 01–05/08	125	SONDA

<sup>a</sup> MM/YY corresponds to the month and year, respectively.

Radiation Network) quality check procedures (for more details, see <http://bsrn.awi.de/>). We considered two quality checks: physically possible and extremely rare limits. Only data that passed these checks were used. Systematic records of solar radiation components may have some inconsistencies due to periodic maintenance issues. Thus, additional visual checks were carried out for the daily cycles of  $E_g$  and  $E_d$  in order to remove days with inconsistencies between these irradiances. These procedures allowed the exclusion of days with questionable data quality, such as those with complete or partial misalignment of the shadowband. Afterward, the instantaneous (1 min intervals)  $DNI$  measurements were integrated from sunrise to sunset, yielding the direct normal irradiation ( $Q_n$ ) on a daily basis.

### 3.6. Statistical measures

To quantify the performance of the satellite-based model in comparison with ground data, we computed the Mean Bias Error (MBE) and the Root Mean Square Error (RMSE), which are defined as

$$MBE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - x_i) \tag{9}$$

$$RMSE = \left[ \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - x_i)^2 \right]^{1/2} \tag{10}$$

where  $n$  is the total number of data, and  $y_i$  and  $x_i$  are estimated (satellite-based) and measured (ground-based) daily values (in  $MJ m^{-2}$ ). The first one provides information on the existence of systematic over or underestimation tendencies, while the second denotes the variation between estimated and measured values. These statistical indicators are usually expressed as a percentage of the average measured values at each site. Additionally, the intercept ( $a$ ) and slope ( $b$ ) parameters and the coefficient of determination ( $R^2$ ) of the linear regression between estimated and measured  $Q_n$  values were calculated. We considered linear models of the form  $y = a + bx$  in Fig. 7 and  $y = bx$  in Table 2.

**Table 2**  
Summary statistics between estimated and measured  $Q_n$  values. The MBE and RMSE are shown in absolute ( $\text{MJ m}^{-2}$ ) and in percent of the average ground-measured  $Q_n$ .  $b$  and  $R^2$  are the slope and coefficient of determination, respectively.

Site	Average ( $\text{MJ m}^{-2}$ )	MBE ( $\text{MJ m}^{-2}$ )	MBE (%)	RMSE ( $\text{MJ m}^{-2}$ )	RMSE (%)	$b$	$R^2$
Petrolina	16.4	0.17	1.0	2.92	17.8	0.98	0.89
Natal	20.2	-1.75	-8.7	3.48	17.2	0.90	0.84
São Luís	12	0.29	2.5	2.54	21.2	1.03	0.86
Mean	16.2	-0.43	-1.7	2.98	18.7	0.97	0.86

## 4. Model validation and application

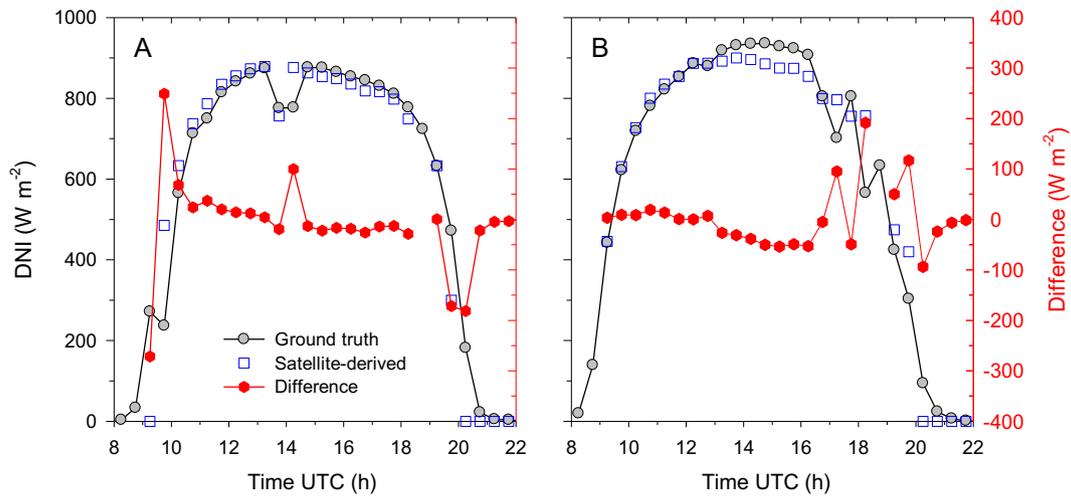
### 4.1. Daily cycles

It is well known that the satellite-derived data result of a progressive scan, with each pixel representing instantaneous average over a limited area ( $\approx 4 \times 4$  km), while the ground data correspond to a single point. To perform a reasonable comparison between both data sets (Figs. 5 and 6), the ground measurements are averaged over 30 min intervals, while the satellite-derived values are averages within a  $3 \times 3$  grid, centered at the ground station.

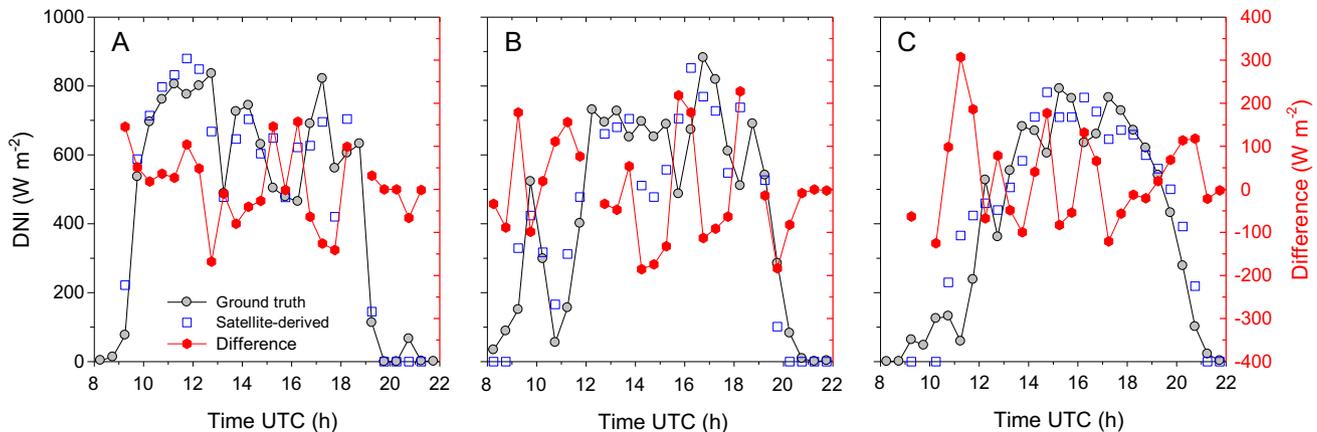
To test the ability of the model for assessing daily cycles, measured and estimated DNI values were compared for some selected days under different cloud cover conditions. Fig. 5 describes the

daily cycles for Petrolina and Natal for days with mostly clear sky conditions, including the difference between estimated and measured values. During the period under review, there were no days with clear sky predominance for São Luís. In general, the results showed that the difference between the estimated and measured DNI values was close to zero during cloudless periods. While DNI differences might attain about  $\pm 250 \text{ W m}^{-2}$  at Petrolina and ranged between  $-94$  and  $+191 \text{ W m}^{-2}$  at Natal, the daily average deviations were  $-11.9 \text{ W m}^{-2}$  (Petrolina) and  $+1.3 \text{ W m}^{-2}$  (Natal).

Fig. 6 illustrates the results for days with variable cloud cover. DNI deviations oscillate mainly between  $\pm 200 \text{ W m}^{-2}$  for all three sites, but daily average values are reduced:  $+5.7$  for Petrolina,  $-5.2$  for Natal and  $+25 \text{ W m}^{-2}$  for São Luís. In fact, some differences



**Fig. 5.** Daily cycles of measured, satellite-derived DNI and difference under mostly clear sky conditions: (a) for Petrolina (June 3rd, 2007) and (b) for Natal (July 19th, 2007).



**Fig. 6.** Daily cycles of measured, satellite-derived DNI and difference under partially cloudy sky conditions: (a) for Petrolina (April 28th, 2007); (b) for Natal (November 14th, 2007) and (c) for São Luís (January 13th, 2007).

could be associated with remaining problems when comparing spatial (satellite) and time (site) averaged data. These results suggest that deviations throughout the day may be of the order of  $\pm 200 \text{ W m}^{-2}$  but tend to be reduced on average, assuming values within  $\pm 25 \text{ W m}^{-2}$ . Based on the figures it can be seen that the model is capable of representing the *DNI* daily cycles well, thus encouraging the estimation of daily irradiation  $Q_n$ .

#### 4.2. Daily irradiation

Fig. 7 compares daily values of measured and estimated  $Q_n$ . It can be clearly seen that there is good agreement between satellite-based model and ground truth, with coefficients of determination  $R^2 \geq 0.84$ . A good correlation for different sites is especially important in order to demonstrate the feasibility of the model over large areas. Nevertheless, for higher  $Q_n$  values, the linear fit suggests that the model underestimates measured irradiation for Petrolina and Natal and overestimates it for São Luís. Under cloudy sky conditions, the model seems to provide more accurate and stable results. In addition, deviations between estimated and measured  $Q_n$  exhibit a somewhat constant standard deviation.

Fig. 8 illustrates the dependence of model deviation on measured values, for which the average and standard deviation were calculated within  $Q_n$  intervals of  $2 \text{ MJ m}^{-2}$ . This criterion highlights

model behavior for different regimes of daily irradiation. We chose to analyze only those intervals with at least 5 data points. It is seen that for a wide range of  $Q_n$  values and for all the sites, the average deviation is not higher than  $\pm 2 \text{ MJ m}^{-2}$ . As a matter of fact, the smaller errors occur for low and intermediate values of  $Q_n$  that correspond to weather situations of overcast and partially cloudy days, respectively. For measured  $Q_n \leq 25 \text{ MJ m}^{-2}$ , the average deviations were only  $+0.59$  (Petrolina),  $-0.73$  (Natal) and  $+0.34$  (São Luís), with an overall average of  $+0.07 \text{ MJ m}^{-2}$ . Nevertheless, it is noticed that the performance of the model seems to decay for  $Q_n$  values higher than  $25 \text{ MJ m}^{-2}$ . Some sources of error and their effects on satellite-derived  $Q_n$  estimates in clear sky conditions are discussed in Section 4.4.

A statistical summary of the model performance related to ground truth is shown in Table 2. Despite the different weather conditions between Petrolina and São Luís stations, the satellite estimates show similar results, with a slight tendency to overestimate the ground truth; this fact is made evident by the positive value of MBE. The best performance is seen for Petrolina (MBE value of 1.0%, corresponding to only  $0.17 \text{ MJ m}^{-2}$ ). On the other hand, Natal shows a negative MBE ( $-8.7\%$ ); it is to be noted that the radiometric station is located close to the coastline ( $\approx 2.7 \text{ km}$ , that is, within one pixel scale). This result clearly shows the importance of the proper definition of the local parameter  $R_{min}$ , especially in areas with a high contrast of surface albedo. Nevertheless, the

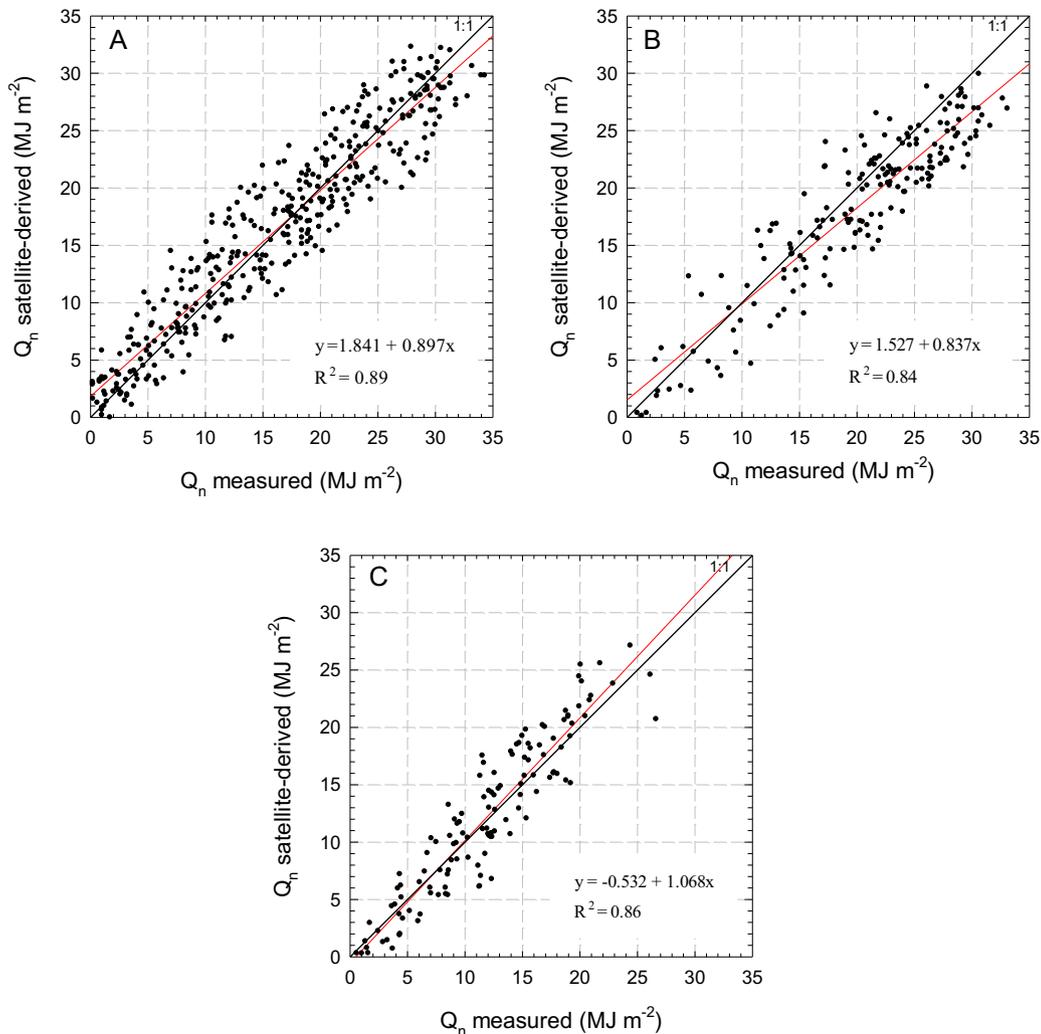
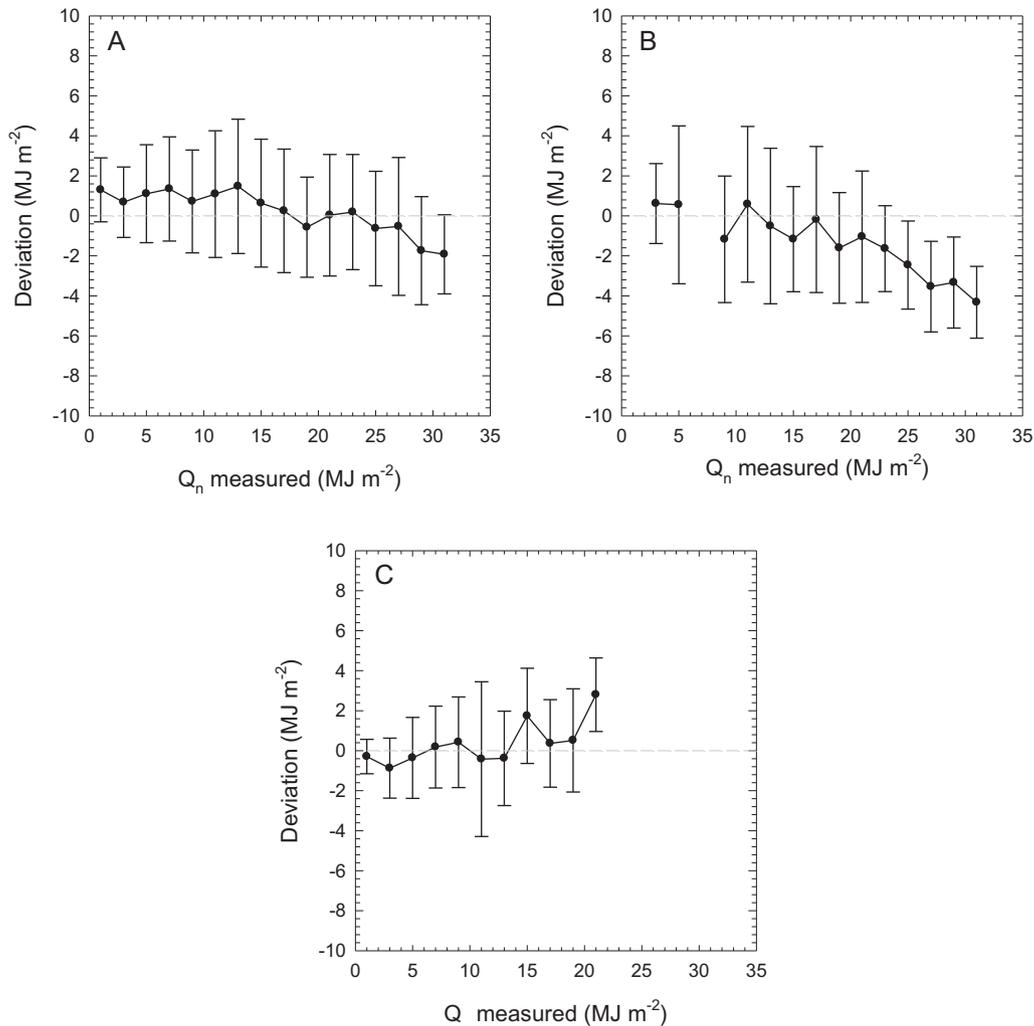


Fig. 7. Scatter plots of satellite-derived versus measured  $Q_n$  values: (a) for Petrolina (b) for Natal and (c) for São Luís, during 2007–2008. The black line represents the 1:1 line and the red line represents a linear fit.



**Fig. 8.** Average deviation between satellite-derived and measured  $Q_n$  values: (a) for Petrolina; (b) for Natal and (c) for São Luís. The averages and standard deviations were generated for intervals  $Q_n$  of  $2 \text{ MJ m}^{-2}$ . Intervals with less than 5 data points are not included.

average value of MBE for all sites was only  $-1.7\%$  ( $-0.43 \text{ MJ m}^{-2}$ ), and the averaged RMSE over all sites was  $18.7\%$  ( $2.98 \text{ MJ m}^{-2}$ ). Additionally, the average values of the slope  $b$  ( $0.97$ ) and  $R^2$  ( $0.86$ ) demonstrate the good performance of the satellite-based model.

The proposed model shows good accuracy when compared to other models reported in the literature: MBE and RMSE of 2 and 41%, respectively, for hourly values (Vignola et al., 2007); MBE and RMSE of 4.3 and 36.1%, respectively, for hourly values and RMSE of 27.5% on a daily basis (Schilling et al., 2004b); MBE of 3% for hourly values (Cogliani et al., 2007); MBE and RMSE of  $-1.6$  and 16%, respectively, for monthly values (Janjai, 2010). Previous work by Martins et al. (2007) using the BRASIL-SR model over the Brazilian region reported MBE and RMSE of 3.5 and 23.9%, respectively, for daily values. Thus, the proposed method can be considered sufficiently accurate for monitoring  $Q_n$ , and assessing regional solar resources.

#### 4.3. Maps of direct normal irradiation

To illustrate the application of the method for representing the  $Q_n$  regime as well as its variability, seasonal and annual average maps are presented for 2008. The procedures employed for constructing maps were the following: (a) computing daily  $Q_n$  (in  $\text{MJ m}^{-2}$ ) by summing of instantaneous  $DNI$  (every 15 min) during

the daytime; it is important to note that the days with lack of images or flaws during the daytime were excluded; (b) computing monthly average  $Q_n$  by using only days considered valid; and (c) computing seasonal  $Q_n$  as the average of the corresponding monthly values. These maps have a 4-km spatial resolution and have not been undergone smoothing procedures.

Fig. 9 clearly shows that the spatial distribution of  $Q_n$  exhibits seasonal variations, being strongly modulated by weather systems acting in this region. These weather systems are responsible for cloud cover variability, the main modulator of  $DNI$  at the ground level. The main meteorological systems are: (i) ITCZ, which acts in the northern sector during summer and autumn (mainly between March and April, when reaches its furthest south position); (ii) SACZ and equatorward penetration of cold fronts or their remains, which promote cloudiness in the southern sector (with higher occurrence in November–March); and (iii) Easterly Wave Disturbances, land-sea breeze circulation, the penetration of cold fronts and trade winds, which influence the cloudiness patterns along the east coast during May–July.

Fig. 9 shows that in summer, the maximum value of  $Q_n$  is about  $22 \text{ MJ m}^{-2}$  and occurs in the northeastern sector, while relatively lower values are seen within the northwestern sector. In autumn, the maximum values of  $Q_n$  of about  $21 \text{ MJ m}^{-2}$  are noted in southern semi-arid areas, while the areas of low incidence are mainly distributed in the northern sector. In winter, it is evident that there

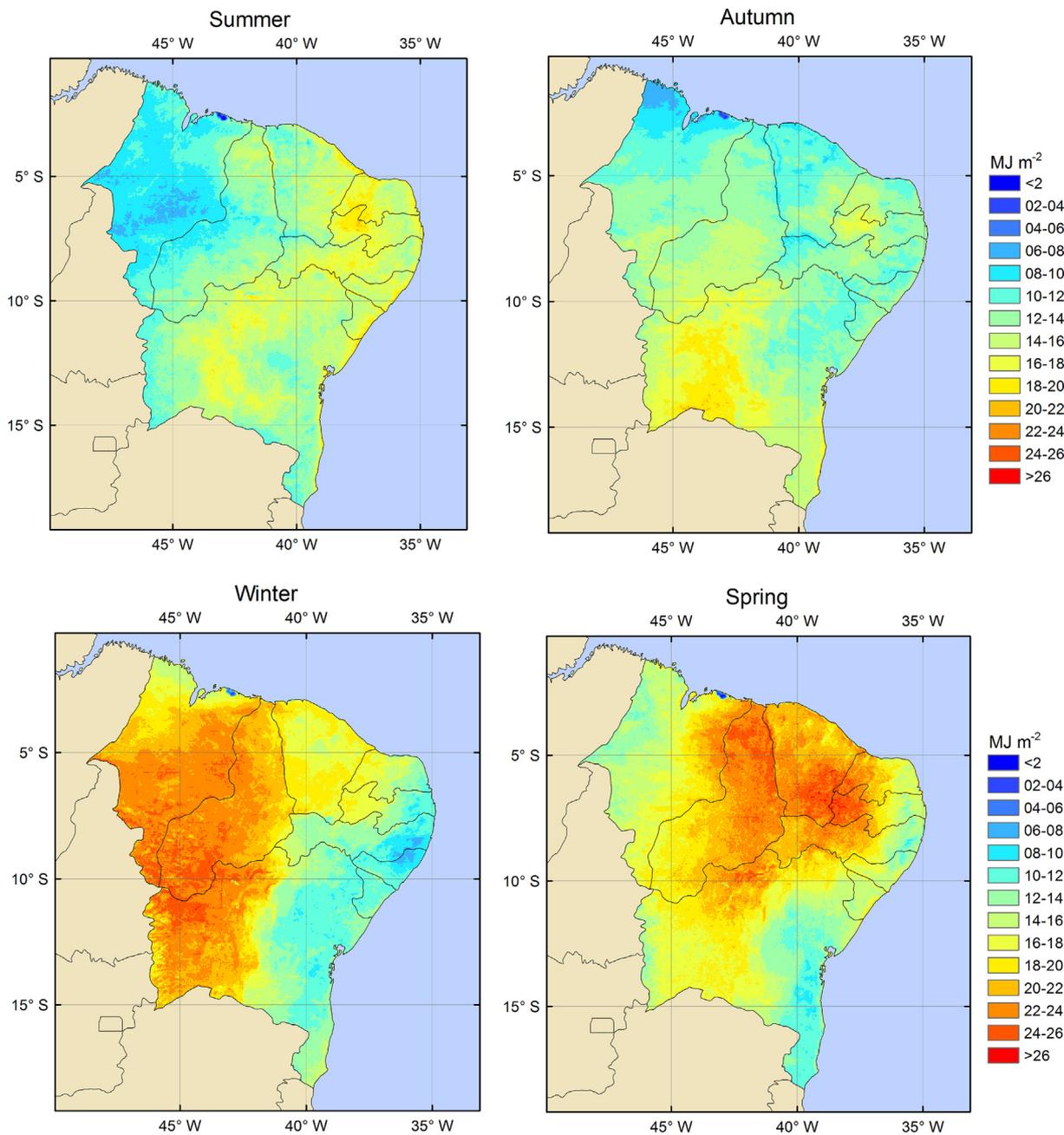


Fig. 9. Seasonal average maps of direct normal irradiation ( $\text{MJ m}^{-2}$ ) for 2008.

are two distinct patterns of spatial distribution for  $Q_n$ . The largest values (maximum around of  $27 \text{ MJ m}^{-2}$ ) are found for a large part of the western sector, while the lower values (ranging from 4 to  $16 \text{ MJ m}^{-2}$ ) are found over eastern NEB. Finally, during the austral spring, the maximum values of  $Q_n$  (around of  $27 \text{ MJ m}^{-2}$ ) occur in central and northern sectors.

Fig. 10 illustrates the spatial distribution of the annual average direct normal irradiation ( $\text{MJ m}^{-2}$ ) for 2008. The map suggests that (1) the maximum value of  $Q_n$  is approximately  $22 \text{ MJ m}^{-2}$ , and (2) the areas with highest  $Q_n$  are located west of Paraíba (PB) and Rio Grande do Norte (RN), south of Ceará (CE) and Piauí (PI) and in the central and western sectors of Bahia (BA). Although it was built for only one year of satellite data, the spatial variability observed here seems to be similar to those previously reported by Martins et al. (2007) and Viana et al. (2011). A more recent satellite-derived solar

radiation data set is available from the National Solar Radiation Database (NSRDB) using the Physical Solar Model (PSM) (<https://nsrdb.nrel.gov/current-version>). It uses the REST2 model to estimate  $DNI_{clear}$  and the DISC model for cloudy conditions. The regional distribution of  $Q_n$  shown by the NSRDB data viewer exhibits spatial patterns very similar to our results. It is important to note that our model needs less input data, and its performance demonstrates the feasibility of  $DNI$  mapping with good accuracy.

#### 4.4. Possible improvements in clear sky conditions

The results shown in Section 4.2 clearly indicate that the disagreement between estimated and measured  $Q_n$  increases in clear sky conditions. Some sources of error may be pointed out.

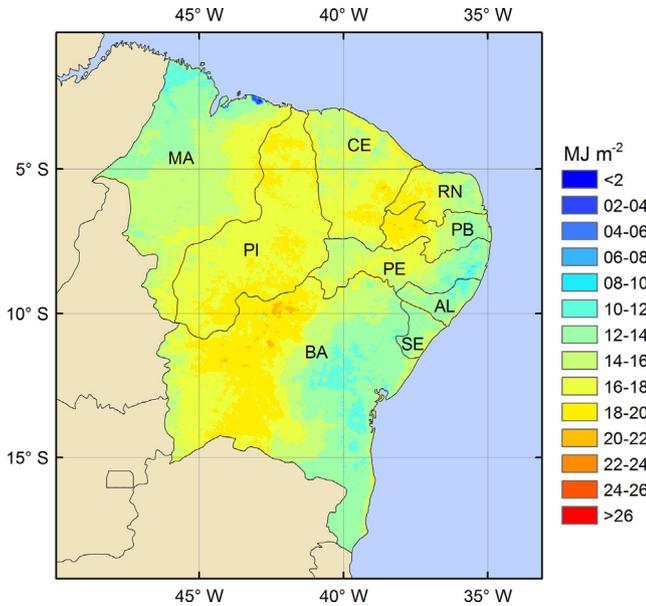


Fig. 10. Annual average map of direct normal irradiation ( $\text{MJ m}^{-2}$ ) for 2008.

First, monthly MODIS AOD values were used as input for the  $DNI_{clear}$  model; they could fail in describing daily variability. It is known that the accurate modeling of  $DNI_{clear}$  is strongly affected by atmospheric information, especially the aerosol load and water vapor content (Gueymard, 1993; 2003a; Zhong and Kleissl, 2015). Gueymard (2012) showed that, on average, monthly AOD data captures only about half of the daily variability. Previous studies have also reported the limitations of the use of monthly AOD data for  $DNI$  modeling (Gueymard, 2011; Gueymard and Wilcox, 2011; Schilling et al., 2004b). In addition, local scale events may not be discriminated by the lower spatial resolution AOD product ( $1^\circ$  or about 100 km).

Second, the cloud cover parameter  $C$  may be affected by  $R_{min}$  assumptions in clear sky conditions. Previous works have reported improvements in satellite-derived  $DNI$  estimates when the cloudless reflectance is well defined (Perez et al., 2004; Nonnenmacher et al., 2014). As explained in Section 3.4, the  $R_{min}$  parameter was assessed at a pixel scale ( $4 \times 4$  km) as the minimal value observed within a season.  $R_{min}$  can be affected by uncertainties in filtering cloud contamination (for example, due to continuous presence of *Cu humilis*) and cloud shadows. The first case induces a lower estimation of  $C$ , while the second has the opposite sign. Thus, our results may have been affected because cloud shadows were not eliminated, which probably induced the underestimation of  $R_{min}$  and the overestimation of cloud cover  $C$  in Eq. (4) under clear-sky conditions. Also note that the methodology used assumes a

constant  $R_{min}$  value during the diurnal period. Third, in cloudy conditions, the stronger modulator is the  $R_{max}$  parameter. As shown in Figs. 7 and 8, the errors induced under predominantly overcast conditions are not as important as those in cloudless conditions. Lower  $DNI$  values in nearly cloudless conditions could be partially induced if the threshold for  $R_{max}$  (currently set at 0.40) was underestimated. Certainly, geographical characteristics may produce different patterns of convection, with  $R_{max}$  depending on geometry and cloud properties during the daytime. Fourth, the current cloud cover scheme may interpret thin cirrus clouds as a partially cloudy atmosphere. Under these conditions, the unrealistic overestimation of  $C$  leads to an underestimation of  $DNI$ . In the future, the scheme will use GOES-R ABI multispectral imagery to improve the cloud cover determination and to better understand the effects of cirrus clouds on the  $DNI$  estimates.

Two main sources of error within the original model were investigated: uncertainty associated with aerosol information and the diurnal variability of the  $R_{min}$  parameter. In the first one, the model was tested using AERONET AOD data as the aerosol input for Petrolina. Daily values of  $\beta$  were derived by fitting the Angstrom law on a logarithmic scale from Level 2 AOD measured between 0.44 and  $0.87 \mu\text{m}$  channels. This is the best available local information. In the second one, after the analysis of diurnal cycles of  $R_{min}$  reflectance and its impact on  $Q_n$  estimates, it was found that the original assumption (without considering the diurnal variations) can lead to non negligible errors, especially near sunrise and sunset. To correct this issue, the same dataset reported in Section 3.1 was used for the generation of diurnal cycles of  $R_{min}$  on a seasonal basis. These two new approaches have been tested for clear sky days. We used the global clearness index  $K_T$  (defined as the ratio of the daily global solar irradiation to the corresponding extraterrestrial solar irradiation on a horizontal surface) to define sky conditions. Daily values of  $K_T$  greater than 0.65 correspond to clear sky days (Escobedo et al., 2009; Lara-Fanego et al., 2012). The analysis focused on two stations (Petrolina and Natal); the other station (São Luís) did not provide clear sky days.

Table 3 summarizes the statistical results of the model performance as a function of the aerosol source and  $R_{min}$  assumption. The main results are the following: (1) with AERONET aerosol data as input instead of MODIS data, the model slightly improves the quality of the estimates, the MBE reduces to  $-1.04 \text{ MJ m}^{-2}$  from  $-1.38 \text{ MJ m}^{-2}$  (original model results) for Petrolina; (2) using a diurnal cycle of  $R_{min}$  reflectance instead of being assumed constant, the model performance improves for Natal, reducing the MBE to  $-1.26 \text{ MJ m}^{-2}$  from  $-2.97 \text{ MJ m}^{-2}$ ; (3) the best results are obtained for Petrolina when using AERONET data as aerosol input and the diurnal cycle of  $R_{min}$  reflectance, with an MBE of  $0.31 \text{ MJ m}^{-2}$  (1.1%) and RMSE of  $3.23 \text{ MJ m}^{-2}$  (11.2%). These results demonstrate that improvement in the  $R_{min}$  assumption and accurate aerosol information significantly improve the model performance.

**Table 3**  
Summary statistics between estimated and measured  $Q_n$  values as a function of two aerosol sources and  $R_{min}$  reflectance approaches for clear sky days. The MBE and RMSE are shown in absolute ( $\text{MJ m}^{-2}$ ) and in percent of the average ground-measured  $Q_n$ .

	$R_{min}$ constant during the diurnal cycle				$R_{min}$ variable during the diurnal cycle			
	$\beta$ (MODIS)		$\beta$ (AERONET)		$\beta$ (MODIS)		$\beta$ (AERONET)	
	$\text{MJ m}^{-2}$	%	$\text{MJ m}^{-2}$	%	$\text{MJ m}^{-2}$	%	$\text{MJ m}^{-2}$	%
<b>MBE</b>								
Petrolina	-1.38	-4.8	-1.04	-3.6	1.01	3.5	0.31	1.1
Natal	-2.97	-11.2	-	-	-1.26	-4.8	-	-
<b>RMSE</b>								
Petrolina	9.71	33.8	4.44	15.4	7.22	25.1	3.23	11.2
Natal	14.31	54.0	-	-	5.44	20.5	-	-

## 5. Summary and conclusions

We have presented a method for estimating *DNI* and integrated direct normal irradiation ( $Q_n$ ) at ground level using GOES satellite data under all sky conditions. The main advantage of this method is its simplified structure, together with a solid physical basis and independence from ground-based data. Its first validation against 2-year ground data yielded satisfactory results over a large area in Northeast Brazil (NEB). Only GOES visible imagery and a minimal set of physical parameters describing the clear sky atmospheric conditions are required. The method evaluates *DNI* under clear sky conditions ( $DNI_{clear}$ ) using the REST broadband model proposed by Gueymard (2003a), which has been widely validated by the scientific community. Concerning the cloudiness assessment, two parameters are needed: a minimum value  $R_{min}$  for cloudless conditions and a maximum  $R_{max}$  associated with the transition between cumuliform and stratiform cloud types.  $R_{min}$  geographical distributions were constructed from GOES visible imagery, while a threshold  $R_{max} = 0.40$  was found. From these considerations, the model is able to assess *DNI* under all sky conditions for the spatial ( $\approx 4$  km) and temporal (between 15 and 30 min) resolution of the GOES Imager visible channel.

Comparisons with ground truth for three radiometric stations with different climate and environmental characteristics in the NEB for the period 2007–2008 showed satisfactory *DNI* daily cycles, with daily average errors of around  $\pm 25 \text{ W m}^{-2}$ . For daily integrations: (1) the model exhibits good agreement with ground truth data, as indicated by the high coefficients of determination ( $R^2 \geq 0.84$ ); (2) the average MBE and RMSE for all stations were  $-1.7$  and  $18.7\%$ , respectively; (3) the stations with better performance were Petrolina and São Luís, while the worst performance was for Natal station; this last station is situated at a distance of 2.7 km from the coastline, where the high contrast of sand dunes and sea reflectance induce errors for estimating minimal reflectance  $R_{min}$ ; and (4) it was found that, in general, the model shows larger discrepancies for clear sky days than for cloudy and partially cloudy days. The main sources of uncertainty are the aerosol input information and the  $R_{min}$  clear sky reflectance. The original model used monthly MODIS AOD data and a constant  $R_{min}$  during the diurnal cycle. Further analysis using accurate AERONET aerosol data as input and considering the diurnal cycle of  $R_{min}$  reflectance have significantly improved the model performance for clear sky days, reducing the MBE to 1.1% from  $-4.8\%$  and the RMSE to 11.2% from 33.8% for Petrolina.

The method was applied to generate maps of the annual and seasonal average direct normal irradiation over NEB for 2008. The results indicate that the meteorological systems (including the annual oscillation of the ITCZ) play an important role in the spatial–temporal variability of  $Q_n$ . In some areas during winter–spring,  $Q_n$  values as high as  $27 \text{ MJ m}^{-2}$  were observed. The maximum annual average daily value is about  $22 \text{ MJ m}^{-2}$ , with highest irradiations situated in the semi-arid interior of NEB.

The results show that the proposed model can provide accurate information for NEB, which presents large areas without in situ measurements. GOES visible imagery stored by the DSA/CPTEC in real time can be employed to perform operational monitoring of *DNI* and  $Q_n$ . The model can be extended to regions with different environmental conditions. The use of wider spectral information provided by GOES-R ABI and/or MSG-SEVIRI should contribute to improve its physical approach. Last but not least, the present availability of a long time series of GOES and Meteosat imagery can be applied in order to produce climatologies of  $Q_n$ .

## Acknowledgments

This work was partially supported by the project “Geographic Information System (GIS) for location of large-scale thermoelectric solar plants (100 MW) in Northeast semiarid region” CAPES (Pró-Engenharias No. 871/2008). The authors thank the *Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos* (DSA/CPTEC) for providing GOES satellite data and infrastructure for the development of this research. They also thank the large availability of data from SONDA network, organized by Dr. Enio Pereira (INPE). A.C.S. Porfirio acknowledges the *Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico* (CNPq) and the *Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior* (CAPES) for the PhD scholarship. We also appreciate the anonymous reviewers and editors for their comments and suggestions that helped to improve the paper.

## References

- Alam, S., 2006. Prediction of direct and global solar irradiance using broadband models: validation of REST model. *Renew. Energy* 31, 1253–1263.
- Bottino, M.J., Ceballos, J.C., 2015. Daytime cloud classification over South American region using multispectral GOES-8 imagery. *Int. J. Remote Sens.* 36 (1), 1–19.
- Cano, D., Monget, J.M., Aubuisson, M., Guillard, H., Regas, N., Wald, L., 1986. A method for the determination of global solar radiation from meteorological satellite data. *Sol. Energy* 37, 31–39.
- Cavalcanti, I.F.A. et al., 2002. Global climatological features in a simulation using CPTEC/COLA AGCM. *J. Climate* 15, 2965–2988.
- Ceballos, J.C., Moura, G.B.A., 1997. Solar radiation assessment using meteosat 4-VIS imagery. *Sol. Energy* 60, 209–219.
- Ceballos, J.C., Bottino, M.J., Souza, J.M., 2004. A simplified physical model for assessing solar radiation over Brazil using GOES 8 visible imagery. *J. Geophys. Res.* 109, D02211.
- Cebecauer, T., Suri, M., Gueymard, C.A., 2011. Uncertainty sources in satellite-derived direct normal irradiance: how can prediction accuracy be improved globally? In: *Proceedings of the SolarPACES Conference*, Granada, Spain.
- Cogliani, E., Ricchiazzi, P., Maccari, A., 2007. Physical model SOLARMET for determining total and direct solar radiation by meteosat satellite images. *Sol. Energy* 81, 791–798.
- Cogliani, E., Ricchiazzi, P., Maccari, A., 2008. Generation of operational maps of global solar irradiation on horizontal plan and of direct normal irradiation from Meteosat imagery by using SOLARMET. *Sol. Energy* 82, 556–562.
- Colle, S., De Abreu, S.L., Ruther, R., 2001. Uncertainty in economic analysis of solar water heating and photovoltaic systems. *Sol. Energy* 70 (2), 131–142.
- Escobedo, J.F. et al., 2009. Modeling hourly and daily fractions of UV, PAR and NIR to global solar radiation under various sky conditions at Botucatu, Brazil. *Appl. Energy* 86, 299–309.
- Fearnside, P.M., 2005. Do hydroelectric dams mitigate global warming? The case of Brazil's Curuá-Una dam. *Mitig. Adapt. Strateg. Glob. Change* 10, 675–691.
- Goldemberg, J., Lucon, O., 2007. Energy and environment in Brazil. *Estud. av.* 21 (59), 7–20.
- Gueymard, C., 1993. Critical analysis and performance assessment of clear sky solar irradiance models using theoretical and measured data. *Sol. Energy* 51 (2), 121–138.
- Gueymard, C.A., 2003a. Direct solar transmittance and irradiance predictions with broadband models. Part I: Detailed theoretical performance assessment. *Sol. Energy* 74, 355–379.
- Gueymard, C.A., 2003b. Direct solar transmittance and irradiance predictions with broadband models. Part II: Validation with high quality measurements. *Sol. Energy* 74, 381–395.
- Gueymard, C.A., 2004. Corrigendum to “Direct solar transmittance and irradiance predictions with broadband models. Part I: detailed theoretical performance assessment”. *Sol. Energy* 76, 513.
- Gueymard, C.A., 2011. Uncertainties in modeled direct irradiance around the Sahara as affected by aerosols: are current datasets of bankable quality? *J. Sol. Energy Eng.* 133, 031024.
- Gueymard, C.A., Wilcox, S.M., 2011. Assessment of spatial and temporal variability in the US solar resource from radiometric measurements and predictions from models using ground-based or satellite data. *Sol. Energy* 85, 1068–1084.
- Gueymard, C.A., 2012. Temporal variability in direct and global irradiance at various time scales as affected by aerosols. *Sol. Energy* 86, 3544–3553.
- Gueymard, C.A., Myers, D.R., 2008. Solar radiation measurement: progress in radiometry for improved modeling solar radiation at the earth's surface. In: *Badescu, V. (Ed.), Springer, Berlin*, pp. 1–27.
- Hoelzemann, J.J. et al., 2009. Regional representativity of AERONET observation sites during the biomass burning season in South America determined by correlation studies with MODIS Aerosol Optical Depth. *J. Geophys. Res.* 114, D13301. <http://dx.doi.org/10.1029/2008jd010369>.

- Ineichen, P., Perez, R., Kmiecik, M., Renne, D., 2000. Modeling direct irradiance from GOES visible channel using generalized cloud indices. In: Proc. 80th of AMS annual Meeting, Long Beach, CA, pp. 133–136.
- INMET, 2009. Normas climatológicas do Brasil 1961–1990. Brasília, Brazil. <<http://www.inmet.gov.br>>.
- Iqbal, M., 1983. An Introduction to Solar Radiation. Academic Press, New York.
- Janjai, S., 2010. A method for estimating direct normal solar irradiation from satellite data for a tropical environment. *Sol. Energy* 84, 1685–2169.
- Kaufman, Y.J. et al., 1997. Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from EOS Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer. *J. Geophys. Res.* 102, 17051–17067.
- Lara-Fanego, V. et al., 2012. Evaluation of the WRF model solar irradiance forecasts in Andalusia (southern Spain). *Sol. Energy* 86, 2200–2217.
- Lima, F.J.L., Martins, F.R., Pereira, E.B., Lorenz, E., Heinemann, D., 2016. Forecast for surface solar irradiance at the Brazilian Northeastern region using NWP model and artificial neural networks. *Renew. Energy* 87, 807–818.
- Madkour, M.A., El-Metwally, M., Hamed, A.B., 2006. Comparative study on different models for estimation of direct normal irradiance (DNI) over Egypt atmosphere. *Renew. Energy* 31, 361–382.
- Martins, F.R., Pereira, E.B., Abreu, S.L., 2007. Satellite-derived solar resource maps for Brazil under SWERA project. *Sol. Energy* 81, 517–528.
- MME, 2007. Plano Nacional de Energia 2030. Brasília, MME/EPE. <[http://www.epe.gov.br/PNE/20080111\\_1.pdf](http://www.epe.gov.br/PNE/20080111_1.pdf)>.
- Molion, L.C.B., Bernardo, S.O., 2002. Uma revisão da dinâmica das chuvas no nordeste brasileiro (in Portuguese). *Revista Brasileira de Meteorologia* 17, 1–10.
- Moura, A.D., Shukla, J., 1981. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *J. Atmos. Sci.* 38, 2653–2675.
- Nonnenmacher, L., Kaur, A., Coimbra, C.F.M., 2014. Verification of the SUNY direct normal irradiance model with ground measurements. *Sol. Energy* 99, 246–258.
- Pereira, E.B., Martins, F.R., Abreu, S.L., Couto, P., Stuhlmann, R., Colle, S., 2000. Effects of burning of biomass on satellite estimations of solar irradiation in Brazil. *Sol. Energy* 68, 91107.
- Pereira, E.B., Martins, F.R., Abreu, S.L., Ruther, R., 2006. Brazilian Atlas of Solar Energy. Brazilian Institute for Space Research, São José dos Campos, Brazil, 66p. ISBN: 978-85-17-00030-0. <<http://sonda.ccst.inpe.br/>>.
- Perez, R. et al., 2002. A new operational model for satellite-derived irradiances: description and validation. *Sol. Energy* 73, 307–317.
- Perez, R. et al., 2004. Producing satellite-derived irradiances in complex arid terrain. *Sol. Energy* 77, 367–371.
- Polo, J., Antonanzas-Torres, F., Vindel, J.M., Ramirez, L., 2014. Sensitivity of satellite-based methods for deriving solar radiation to different choice of aerosol input and models. *Renew. Energy* 68, 785–792.
- Polo, J., Martín, L., Vindel, J.M., 2015. Correcting satellite derived DNI with systematic and seasonal deviations: application to India. *Renew. Energy* 80, 238–243.
- Remer, L.A. et al., 2005. The MODIS aerosol algorithm, products, and validation. *J. Atmos. Sci.* 62, 947–973.
- Rigollier, C., Lefevre, M., Cros, S., Wald, L., 2004. The method Heliosat-2 for deriving shortwave solar radiation from satellite images. *Sol. Energy* 77, 159–169.
- Ruiz-Arias, J.A., Dudhia, J., Gueymard, C.A., Pozo-Vázquez, D., 2013. Assessment of the Level-3 MODIS daily aerosol optical depth in the context of surface solar radiation and numerical weather modeling. *Atmos. Chem. Phys.* 13, 675–692.
- Sapucci, L.F. et al., 2010. Os últimos avanços na previsibilidade dos campos de umidade no sistema global de assimilação de dados e previsão numérica de tempo do CPTEC/INPE (in Portuguese). *Revista Brasileira de Meteorologia* 25 (3), 295–310.
- Sargent & Lundy Consulting Group Chicago, Illinois, October 2003. Assessment of Parabolic Trough and Power Tower Solar Technology Cost and Performance Forecasts. NREL/SR-550-34440.
- Schillings, C., Mannstein, H., Meyer, R., 2004a. Operational method for deriving high resolution direct normal irradiance from satellite data. *Sol. Energy* 76, 475–484.
- Schillings, C., Meyer, R., Mannstein, H., 2004b. Validation of a method for deriving high resolution direct normal irradiance from satellite data and application for the Arabian Peninsula. *Sol. Energy* 76, 485–497.
- Shayani, R.A., Oliveira, M.A.G., 2008. Externalidades da geração de energia com fontes convencionais e renováveis (in Portuguese). In: Proc. of VI Congresso Brasileiro de Planejamento Energético, Salvador, Brazil.
- Stivari, S.M.S., Oliveira, A.P., Soares, J., 2005. On the impact of the local circulation in the Itaipu lake área. *Clim. Change* 72 (1–2), 103–121.
- Stuhlmann, R., Rieland, M., Raschke, E., 1990. An improvement of the IGMK model to derive total and diffuse solar radiation at the surface from satellite data. *J. Appl. Meteor.* 29 (7), 586–603.
- Tiba, C., 2000. Atlas solarimétrico do Brasil – banco de dados terrestres. Recife: Editora Universitária da UFPE, Brazil. <<http://www.cresesb.cepel.br>>.
- Tiba, C., Fraidenaich, N., Grossi Gallegos, H., Lyra, F.J.M., 2002. Solar energy resource assessment – Brazil. *Renew. Energy* 27, 383–400.
- Veeckind, J.P. et al., 2006. Total ozone from the ozone monitoring instrument (OMI) using the DOAS technique. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 44 (5), 1239–1244.
- Viana, T.S., Ruther, R., Martins, F.R., Pereira, E.B., 2011. Assessing the potential of concentrating solar photovoltaic generation in Brazil with satellite-derived direct normal irradiation. *Sol. Energy* 85, 486–495.
- Vignola, F., Harlan, P., Perez, R., Kmiecik, M., 2007. Analysis of satellite derived beam and global solar radiation data. *Sol. Energy* 81, 768–772.
- WMO, 2008. Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation, WMO-No. 8, seventh ed., Switzerland.
- Zhong, X., Kleissl, J., 2015. Clear sky irradiances using REST2 and MODIS. *Sol. Energy* 116, 144–164.