



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/08.09.17.57-TDI

ESTIMATIVA DE IRRADIAÇÃO SOLAR DIRETA NORMAL MEDIANTE SATÉLITE: UM ESTUDO PARA O NORDESTE BRASILEIRO

Anthony Carlos Silva Porfirio

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Juan Carlos Ceballos, aprovada em 24 de agosto de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3CE2KPB>>

INPE
São José dos Campos
2012

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):

Presidente:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Membros:

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/08.09.17.57-TDI

ESTIMATIVA DE IRRADIAÇÃO SOLAR DIRETA NORMAL MEDIANTE SATÉLITE: UM ESTUDO PARA O NORDESTE BRASILEIRO

Anthony Carlos Silva Porfirio

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Juan Carlos Ceballos, aprovada em 24 de agosto de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3CE2KPB>>

INPE
São José dos Campos
2012

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Porfirio, Anthony Carlos Silva.

P825e Estimativa de irradiação solar direta normal mediante satélite: um estudo para o nordeste brasileiro / Anthony Carlos Silva Porfirio. – São José dos Campos : INPE, 2012.

xxviii + 135 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/08.09.17.57-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.

Orientador : Dr. Juan Carlos Ceballos.

1. irradiação solar direta normal. 2. insolação. 3. radiação solar. 4. satélites meteorológicos. 5. nordeste brasileiro I.Título.

CDU 551.521.31(812/813))

Copyright © 2012 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2012 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

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

Dr. Enio Bueno Pereira




Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Juan Carlos Ceballos



Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Leonardo de Faria Peres



Convidado(a) / UFRJ / Rio de Janeiro - RJ

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

Aluno (a): **Anthony Carlos Silva Porfirio**

São José dos Campos, 24 de Agosto de 2012

“Quem avança confiante na direção de seus sonhos e se empenha em viver a vida que imaginou para si encontra um sucesso inesperado em seu dia-a-dia”.

Henry David Thoreau

“As nuvens mudam sempre de posição, mas são sempre nuvens no céu. Assim devemos ser todo dia, mutantes, porém, leais com o que pensamos e sonhamos; lembre-se: tudo se desmancha no ar, menos os pensamentos”.

Paulo Baleki

Primeiramente a Deus, fonte de toda sabedoria, a minha mãe Nadja “in memoriam” e a minha avó Jovenilia “in memoriam”

Ofereço e dedico

AGRADECIMENTOS

A Deus por estar sempre presente em minha vida, guiando-me e por ser minha fortaleza nos momentos de adversidade. Toda honra e toda glória a ti Senhor.

A minha família, meu pai, meus irmãos, meus tios, por todo o carinho, em especial meu querido pai, pelos ensinamentos, apoio e incentivo ao longo da minha vida.

Ao meu orientador Dr. Juan Carlos Ceballos, pela oportunidade de fazer parte do Grupo de Radiação Solar e Terrestre da DSA/CPTEC/INPE, onde com seu apoio, orientação, ensinamentos, amizade, contribuiu para a minha formação científica e pessoal. Obrigado pela confiança e incentivo ao longo desta jornada.

Aos membros da Banca examinadora da proposta de mestrado, composta pelos doutores Juan Carlos Ceballos, Enio Bueno Pereira e Carlos Frederico de Angelis pelas valiosas considerações expressas para o desenvolvimento deste trabalho.

Aos meus amigos do mestrado, pelo companheirismo, amizade e momentos de descontração.

Aos amigos Rômulo Augusto, Simone Sievert, Diego Enoré, Marcos Rodrigues, Wagner Flauber, Mercel José, pela amizade, discussões científicas e todo o apoio durante o desenvolvimento deste trabalho.

À amiga Marcela Ferreira, pelo carinho, confiança, e principalmente pelos momentos sinceros de felicidade.

A toda a equipe da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais do CPTEC/INPE, pelo espaço físico, suporte técnico e fornecimento de dados.

Ao professor Dr. José Leonaldo de Souza, pelos ensinamentos desde a graduação, incentivo e amizade. Ainda, pelo fornecimento de dados e oportunidade de estágio no Laboratório de Agrometeorologia e Radiometria Solar (LARAS) da UFAL (LARAS/UFAL) ao longo deste trabalho.

Ao Grupo de Fontes Alternativas de Energia da UFPE, em particular ao Dr. Chigueru Tiba, pelo fornecimento de documentações sobre usinas solares termoeletricas e tecnologia de concentração solar.

Ao 3º DISME do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), em particular ao Meteorologista Raimundo Jaildo dos Anjos, pelo reprocessamento e fornecimento de dados.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo suporte financeiro concedido durante o mestrado.

RESUMO

O foco científico desta pesquisa foi desenvolver um método de estimativa de irradiância direta normal (DNI) e irradiação (Q_N) à superfície baseando-se em informações meteorológicas e satelitais. O método foi aplicado para a região Nordeste do Brasil (NEB). Para o desenvolvimento e validação do método diversas informações regionais foram utilizadas, incluindo dados medidos à superfície (insolação, componentes da radiação solar, pressão atmosférica), dados atmosféricos de radiossondas e do modelo numérico de previsão de tempo do CPTEC, além de imagens e produtos derivados dos satélites EOS (Aura/Terra/Aqua) e GOES. Foram avaliados, através de análise teórica e experimental, o desempenho de cinco modelos físicos de estimativa de DNI sob condição de céu claro (DNI_{cc}), quatro deles difundidos na literatura e o quinto (denominado PC12) desenvolvido neste trabalho. De maneira geral os resultados corroboram o bom desempenho dos modelos REST, Yang e PC12 (nessa ordem), que podem ser recomendados para aplicação na estimativa de DNI_{cc} nas condições atmosféricas do NEB. O modelo REST foi selecionado para avaliar DNI_{cc} . A insolação diária é um parâmetro que fornece informação sobre a cobertura de nuvens; além disso, pode apresentar correlação elevada com Q_N . Sendo assim, as estimativas de insolação por satélite (*nsat*) fornecidas pela DSA/CPTEC/INPE foram validadas através de comparações com dados heliográficos e pireliométricos. Verificou-se que as estimativas *nsat* são coerentes com as observações pireliométricas *nef* (baseadas no tempo efetivo de DNI), enquanto que diferem da insolação por heliógrafo *nhelio*. A insolação *nhelio* demonstrou bom desempenho com a definição da WMO, que considera DNI superiores a 120 W m^{-2} . A estimativa de Q_N diária foi avaliada pela integração de valores DNI_{cc} ponderadas com o tempo efetivo de céu claro, que por sua vez, é avaliado a partir de imagens do canal VIS do GOES. As estimativas de DNI e Q_N por satélite foram comparadas com medidas obtidas em estações solarimétricas da rede SONDA no NEB (Petrolina-PE, Natal-RN e São Luís-MA) para o período 2007/2008. Os resultados indicaram que o modelo representa satisfatoriamente o ciclo diário de DNI, tanto em dias claros como em dias parcialmente nublados, com erros médios variando entre -18,4 a $22,4 \text{ W m}^{-2}$. Evidenciou-se uma relação estritamente linear entre a Q_N estimada e medida, com altos valores do coeficiente de determinação ($R^2 > 0,84$). Médias de MBE e RMSE referentes a todos os sítios foram de -1,74% e 18,7%, respectivamente. Finalmente, mapas de irradiação direta normal no NEB foram elaborados para o ano de 2008. A análise indicou que as condições meteorológicas sazonais desempenham importante papel na variabilidade espaço-temporal dos níveis de Q_N . O valor máximo médio diário anual foi da ordem de 22 MJ m^{-2} . Esses mapas revelam que as regiões que se destacam por apresentarem maiores valores de Q_N localizam-se no semi-árido do NEB. Em geral, o modelo desenvolvido mostra-se uma promissora ferramenta para prover informações precisas de Q_N , especialmente em regiões desprovidas de medições *in situ*.

ESTIMATION OF DIRECT NORMAL SOLAR IRRADIATION FROM SATELLITE DATA: A STUDY FOR THE NORTHEASTERN BRAZIL

ABSTRACT

The scientific focus of this research was to develop a method to estimate the direct normal irradiance (DNI) and irradiation (Q_N) at the surface based on satellite and weather information. The focus of application was on Northeast Brazil region (NEB). For development and validation of the method a number of regional informations were used, including measured surface data (sunshine duration, solar radiation components, atmospheric pressure), atmospheric data from radiosondes and numerical weather forecasting models as well as imagery and derived products from EOS (Aura/Terra/Aqua) and GOES satellites. Five physical models for estimation of DNI under clear sky conditions (DNI_{cc}) were evaluated through analysis of their theoretical and experimental performance; four of them were previously published and the fifth (labeled PC12) was developed in this work. Overall, the results confirmed the good performance of the REST, Yang and PC12 models (in that order) so that they can be recommended for use in estimating DNI_{cc} in the NEB atmospheric conditions. The REST model was chosen to assess DNI_{cc} . Daily sunshine duration is a parameter which provides information on cloud cover and can exhibit high correlating with Q_N . Thus, the satellite-based estimate ($nsat$) provided by DSA/CPTEC/INPE was validated, by comparison with pyrhelimetric and heliographic records. It was found that $nsat$ is coherent with pyrhelimetric observations nef (based on effective DNI time duration), while differs from heliographic sunshine duration $nhelio$. These last are coherent with WMO definition, which considers DNI higher than 120 W m^{-2} . Modelled daily Q_N was evaluated by integrating DNI_{cc} values weighted with effective clear-sky time intervals, which were in turn assessed from GOES VIS channel images. Resulting DNI and Q_N were compared with data from SONDA network stations within NEB (Petrolina-PE, Natal-RN and Sao Luís-MA) for the 2007/2008 period. It was found that the model represents satisfactorily the daily cycle of DNI, both on clear days and partially cloudy days, with average daily errors ranging from $-18,4$ to $22,4 \text{ W m}^{-2}$. A strictly linear relationship was found between the estimated Q_N and the measurements, with a high determination coefficient ($R^2 > 0,84$). The average MBE and RMSE for all of the sites were $-1,74\%$ and $+18,7\%$, respectively. Finally, direct normal irradiation maps were built for NEB in 2008. The analysis indicated that seasonal weather conditions in the region play an important role in the spatio-temporal variability of Q_N strength. Considering annual average of Q_N distribution, the highest observed value is about 22 MJ m^{-2} . These maps reveal that higher values are located in the inland semi-arid NEB. Overall, it is apparent that the satellite-based model is a promising tool for providing Q_N accurate estimates, particularly in regions with scarce in situ measurements.

LISTA DE FIGURAS

Pág.

Figura 2.1 - Principais tipos de CSP.	8
Figura 2.2 - Relação entre irradiação direta normal e produção de energia elétrica.	9
Figura 2.3 - Irradiação direta normal no globo.....	9
Figura 2.4 - Irradiação direta normal: a) média diária anual (MARTINS et al., 2007) e b) total médio anual (VIANA et al., 2011).....	10
Figura 2.5 - Irradiância solar espectral no topo da atmosfera, ao nível do mar e comparação com a do corpo negro a 5900 K. Depressões na curva da irradiância ao nível do mar representam as regiões de absorção pelos gases atmosféricos.....	12
Figura 3.1 - (a) Distribuição espacial de 53 estações utilizadas no estudo com dados de insolação por heliógrafo no NEB. Círculos vermelhos representam estações do INMET e círculo azul representa a estação da UFAL. (b) Heliógrafo do tipo Campbell-Stokes e (c) modelos de heliogramas utilizados na região Tropical.	26
Figura 3.2 - (a) Localização geográfica das estações e (b), (c) e (d) fotos representativas de alguns instrumentos de cada estação. A numeração corresponde à tabela 3.2.	29
Figura 3.3 - Distribuição espacial de 137 estações do INMET utilizadas no estudo com dados de pressão atmosférica no NEB e estados limítrofes.	31
Figura 3.4 - Distribuição espacial de 6 estações meteorológicas de ar superior utilizadas no estudo. A numeração corresponde à tabela 3.3.	33
Figura 4.1 - Comparação entre a água precipitável medida por radiossondagens e estimada pelo modelo global do CPTEC, em 4 estações meteorológicas de ar superior no NEB. Ajuste linear é representado pela linha vermelha.	50
Figura 4.2 - Histograma de frequência acumulada de tipos de nebulosidade para o semiárido do NEB, durante os meses de janeiro e fevereiro de 2007.	59
Figura 5.1 - Comparação entre diferentes modelos: a) Transmitância combinada Rayleigh/ozônio e b) Diferença percentual entre modelos e PC12.	64
Figura 5.2 - Água precipitável efetiva em função da água precipitável estimada para uso em diferentes modelos atmosféricos: (a) Lacis e Hansen (1974), Davies (1982) e Ramaswamy e Freidenreich (1992); (b) Briegleb (1992) e (c) Chou e Lee (1996). Dados de água precipitável obtidos de radiossondagens em São Luís, Fortaleza, Natal, Petrolina, Brasília e Belém.....	65
Figura 5.3 - Comparação entre diferentes modelos: (a) Absorção referente à constante solar ($= 1367 \text{ W m}^{-2}$) e (b) Diferença entre modelos e a referência RF92 (em W m^{-2}).	67
Figure 5.4 - Comparação entre diferentes modelos: (a) Transmitância do vapor d'água para um valor de $w = 3,5 \text{ g cm}^{-2}$ e (b) Diferença percentual entre modelos e a referência RF92.....	67

Figura 5.5 - Irradiância espectral direta normal simulada pelo SBDART numa atmosfera tropical padrão considerando separadamente o efeito de absorção do dióxido de carbono (CO ₂) para: (a) Z = 0°, (b) Z = 45°, (c) Z = 60° e (d) Z = 75°....	69
Figure 5.6 - Comparação entre diferentes modelos: (a) Transmitância do aerossol para uma turbidez muito baixa ($\beta = 0,025$) e (b) Diferença percentual entre a transmitância dos modelos e PC12.....	70
Figura 5.7 - Comparação entre diferentes modelos: (a) Transmitância do aerossol para uma turbidez moderada ($\beta = 0,15$) e (b) Diferença percentual entre modelos e PC12.....	71
Figura 5.8 - Irradiância direta normal (DNI, W m ⁻²) estimada por diferentes modelos para condições atmosféricas específicas: (a) $w = 2 \text{ g cm}^{-2}$ e (b) $w = 5 \text{ g cm}^{-2}$	72
Figura 5.9 - Irradiância direta normal (DNI, W m ⁻²) estimada por diferentes modelos para condições atmosféricas específicas: (a) $\beta = 0,025$ e (b) $\beta = 0,15$	73
Figura 5.10 - Ciclo diário de irradiância direta normal medida e estimada por diferentes modelos e desvios (estimado - medido) em condição predominante de céu claro, para os sítios experimentais de Petrolina, Natal e São Luís.	75
Figura 5.11 - Comparação entre valores de DNI estimados pelos modelos e medidos sob condição de céu claro para todos os sítios experimentais.	81
Figura 5.12 - Erros médios e desvio padrão dos modelos em relação às medidas combinadas de todos os sítios sob condição de céu claro. Foram utilizados para o cômputo do erro médio e desvio padrão intervalos de 50 W m ⁻²	82
Figura 5.13 - Relações diárias entre a insolação medida por heliógrafo (<i>nhelio</i>) e estimada por satélite (<i>nsat</i>) em 6 capitais do NEB para o ano de 2008. A estimativa <i>nsat</i> média (quadrado vermelho) e desvio padrão calculados em intervalos fixos de 1 h são ilustrados.	84
Figura 5.14 - Distribuição espacial do coeficiente de determinação (a) e MBE (b) para 53 estações no NEB para o ano de 2008.	87
Figura 5.15 - Comparação entre a insolação diária calculada por pireliômetro e pireliômetro equivalente em Petrolina-PE no período 2007/2008: (a) insolação <i>npir</i> e (b) insolação efetiva <i>nef</i>	90
Figura 5.16 - Comparação da insolação diária obtida por diferentes métodos: (a) heliógrafo (<i>nhelio</i>) versus pireliômetro (<i>npir</i>) e (b) efetiva (<i>nef</i>) versus heliógrafo e satélite (<i>nsat</i>) para Petrolina-PE, durante o período 2007/2008.	91
Figura 5.17 - Comparação da insolação diária obtida por diferentes métodos: (a) heliógrafo (<i>nhelio</i>) versus pireliômetro (<i>npir</i>) e (b) efetiva (<i>nef</i>) versus heliógrafo e satélite (<i>nsat</i>) para Natal-RN, durante o período 2007/2008... ..	91
Figura 5.18 - Variação anual do albedo VIS obtido pelo sensor MODIS para o ano de 2008 em Natal, RN. Linhas horizontais correspondem ao valor médio anual. Barra de erros (em vermelho) representa o desvio padrão dos valores de 3x3 pixels.	93
Figura 5.19 - Comparação entre a insolação diária obtida por diferentes métodos: heliógrafo (<i>nhelio</i>), pireliômetro (<i>npir</i>), satélite (<i>nsat</i>) e efetiva (<i>nef</i>) para Petrolina (a) e Natal (b) para o período 2007/2008. Ajustes lineares entre a	

	<i>n_{helio}</i> , <i>n_{pir}</i> , <i>n_{sat}</i> em função da <i>n_{ef}</i> são representados pela linha vermelha, preta e verde, respectivamente.	94
Figura 5.20	- Ciclo diário de irradiância direta normal medida e estimada por satélite e diferença (estimado – medido) em condição predominante de céu claro para os sítios experimentais de Petrolina, Natal e São Luís.	97
Figura 5.21	- Ciclo diário de irradiância direta normal medida e estimada por satélite e diferença (estimado – medido) em condição de céu parcialmente nublado para os sítios experimentais de Petrolina, Natal e São Luís.	98
Figura 5.22	- Irradição direta normal medida e estimada por satélite para: (a) Petrolina, (b) Natal e (c) São Luís, durante o período 2007-2008.	100
Figure 5.23	- Distribuição espacial da irradiação direta normal média mensal (MJ m^{-2}) (Continua).....	102
Figure 5.24	- Distribuição espacial da média sazonal da irradiação direta normal (MJ m^{-2}).....	106
Figure 5.25	- Distribuição espacial da irradiação direta normal média anual (MJ m^{-2}).	107

LISTA DE TABELAS

Pág.

Tabela 3.1 - Descrição de 53 estações com dados heliográficos empregados no estudo em 6 estados do NEB. São inseridos a localização geográfica, período e instituição associada.	27
Tabela 3.2 - Sítios experimentais com dados das componentes da radiação solar empregados no estudo. São inseridos a localização geográfica, período e instituição associada.	29
Tabela 3.3 - Informações de 6 estações meteorológicas de ar superior empregadas no estudo. São inseridos o número de radiossondagens utilizadas e o período em que os lançamentos foram realizados.....	33
Tabela 4.1. - Coeficientes de absorção espectral para o ozônio.	42
Tabela 4.2 - Diferentes funções de escala adotadas para o cálculo da água precipitável efetiva. δ é um fator empírico determinado por tentativa e erro (= 0,0017); $T(P')$ e $q(P')$ representam a temperatura do ar e umidade específica no nível P' , respectivamente.....	48
Tabela 5.1 - Totais de irradiância direta normal absorvida ($W m^{-2}$) pelo dióxido de carbono estimados pelo código SBDART e parametrização PC12 para diferentes ângulos zenitais. Erro avaliado pela diferença entre PC12 e SBDART (em $W m^{-2}$).	69
Tabela 5.2 - Valores médios (Méd.) e desvio padrão (DP) das medidas de DNI e variáveis atmosféricas para todos os sítios experimentais sob condição de céu claro. Número de observações pontuais é indicado entre parênteses. ...	76
Tabela 5.3 - Performance estatística de todos os modelos na estimativa de DNI em Petrolina. MBE e RMSE em percentual são obtidos do valor médio observado de DNI (ver Tabela 5.2); valores mínimos (Mín.), máximos (Máx.), médios (Méd.), desvio padrão (DP) e coeficiente de determinação (R^2) são inseridos.....	78
Tabela 5.4 - Assim como a Tabela 5.3, porém, para Natal.	78
Tabela 5.5 - Assim como a Tabela 5.3, porém, para São Luís.....	78
Tabela 5.6 - Assim como a Tabela 5.3, porém, para todos os sítios experimentais.	79
Tabela 5.7 - Equações de ajuste linear entre a insolação medida por heliógrafo (<i>nhelio</i>) e estimada por satélite (<i>nsat</i>) para 6 capitais do NEB em 2008. R^2 e N representam o coeficiente de determinação e número de dias, respectivamente.	85
Tabela 5.8 - Equações de ajuste linear entre a insolação medida por heliógrafo (<i>nhelio</i>) e estimada por satélite (<i>nsat</i>) em 53 estações no NEB, para o ano de 2008. R^2 , MBE, DP e N representam o coeficiente de determinação, mean bias error, desvio padrão e número de dias, respectivamente.....	88
Tabela 5.9 - Equações de ajuste da insolação obtida por diferentes métodos. R^2 e N representam o coeficiente de determinação e número de dias, respectivamente.	95

Tabela 5.10 - Parâmetros estatísticos associados à estimativa de DNI por satélite. MBE e RMSE são obtidos do valor médio medido de DNI. Méd., b , R^2 e N representam o valor médio de DNI (medido), coeficiente de inclinação da regressão linear ($DNI_{sat} = b * DNI$), coeficiente de determinação e número de dias, respectivamente. 101

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AERONET	Aerosol Robotic Network
ANEEL	Agência Nacional de Energia Elétrica
BSRN	Baseline Solar Radiation Network
CAPES	Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior
CL96	Chou e Lee (1996)
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CSP	Concentrating Solar Power
D82	Davies (1982)
DP	Desvio Padrão
DSA	Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
IEA	Internacional Energy Agency
EUA	Estados Unidos da América
EOS	Earth Observation System
GEF	Global Environment Facility
GOES	Geostationaty Operational Enviromental Satellite
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IV	Infravermelho
LH74	Lacis e Hansen (1974)
MBE	Mean Bias Error
METEOSAT	Satélite Meteorológico
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NEB	Nordeste do Brasil
NSRDB	National Solar Radiation Data Base
OMI	Ozone Monitoring Instrument
PC12	Porfirio e Ceballos (2012)
PNM	Pressão ao Nível Médio do Mar

POA	Profundidade Óptica do Aerossol
RF92	Ramaswamy e Freidenreich (1992)
RMSE	Root Mean Square Error
SBDART	Santa Bárbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer
SEGS	Solar Electric Generating Stations
SIG	Sistema de Informação Geográfica
SONDA	Sistema de Organização Nacional de Dados Ambientais
SWERA	Solar and Wind Energy Resource Assessment
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer
UFAL	Universidade Federal de Alagoas
UNEP	United Nations Environment Programme
UV	Ultravioleta
VIS	Visível
WMO	World Meteorological Organization
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

a_g	Absortância por gases (H ₂ O e CO ₂)
C	Cobertura fracional por nuvens
CH ₄	Gás Metano
CO ₂	Dióxido de Carbono
C_{eff}	Cobertura de nuvens efetiva
DNI	Irradiância direta normal (W m ⁻²)
DNI _{cc}	Irradiância direta normal sob condição de céu claro (W m ⁻²)
DNI _{sat}	Irradiância direta normal por satélite (W m ⁻²)
E_g	Irradiância solar global (W m ⁻²)
E_d	Irradiância solar difusa (W m ⁻²)
g	Aceleração da gravidade
H ₂ O	Vapor d'água
K_b	Transmitância dos raios solares diretos
K_t	Transmitância atmosférica
L	Radiância
L_{min}	Radiância mínima
L_{max}	Radiância máxima
m	Massa óptica do ar por (Kasten e Young, 1989)
ma	Massa óptica do ar
MW	Megawatt
MWe	Megawatt elétrico
NO ₂	Dióxido de Nitrogênio
n	Insolação por heliógrafo (horas)
n_{ef}	Insolação efetiva (horas)
n_{pir}	Insolação por pireliômetro (ou pireliômetro equivalente) (horas)
n_{sat}	Insolação por satélite (horas)
N	Fotoperíodo
O ₂	Molécula de Oxigênio

O_3	Gás ozônio
P	Pressão atmosférica
P_o	Pressão atmosférica ao nível médio do mar
P_r	Pressão atmosférica de referência
Q_N	Irradiação direta normal ($MJ\ m^{-2}$ ou $kWh\ m^{-2}$)
Q_{Nsat}	Irradiação direta normal estimada por satélite
r	Razão de mistura
R	Refletância no canal VIS do GOES
R_{max}	Refletância de transição entre nuvens tipo cumuliformes e estratiformes
R_{min}	Refletância esperada para céu claro
S	Irradiância a incidência normal no topo da atmosfera corrigida pela distância Terra-Sol
S_o	Constante Solar
S_{oh}	Irradiância solar sobre uma superfície horizontal no topo da atmosfera
S_{OM}	irradiância direta normal no topo da atmosfera corrigida pela distância Terra-Sol (1-4 μm)
T	Transmitância
T_a	Transmitância por aerossol
T_g	Transmitância por gases
T_o	Transmitância por ozônio
T_R	Transmitância Rayleigh
T_r	Temperatura do ar de referência
T_w	Transmitância por vapor d'água
u_{o3}	Conteúdo total de ozônio
w	Água precipitável
w_{ef}	Água precipitável efetiva
Z	Ângulo zenital
α	Expoente de Angstrom
β	Coefficiente de turbidez de Angstrom
β_o	Coefficiente de absorção por ozônio
ΔS	Soma da absorção pelo vapor d'água e dióxido de carbono

ΔS_{CO_2}	Absorção pelo dióxido de carbono
ΔS_{H_2O}	Absorção pelo vapor d'água
λ	Comprimento de onda (μm)
τ_a	Profundidade óptica do aerossol
Φ	Símbolo para irradiância direta normal
Φ_{OC}	Símbolo para irradiância direta normal (0,25-1,0 μm)
Φ_{OM}	Símbolo para irradiância direta normal (1,0-4,0 μm)

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Objetivos.....	4
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
2.1. Alguns aspectos do funcionamento de uma Usina Solar Termoelétrica	7
2.2. Alguns aspectos da radiação solar e sua interação na atmosfera	10
2.3. Métodos de avaliação de irradiância direta normal à superfície	14
2.3.1. Métodos observacionais	14
2.3.2. Métodos de modelagem empírica e física	16
2.4. Estimativa de irradiação direta normal por satélite.....	19
3. DADOS	25
3.1. Dados solarimétricos	25
3.1.1. Insolação	25
3.1.2. Componentes da radiação solar.....	28
3.2. Dados de profundidade óptica do aerossol.....	30
3.3. Dados de pressão atmosférica.....	31
3.4. Dados de modelo de previsão numérica de tempo.....	31
3.5. Dados de radiossondas	32
3.6. Dados de satélite	33
3.6.1. Dados de ozônio.....	34
3.6.2. Dados de profundidade óptica do aerossol.....	34
3.6.3. Dados de albedo VIS da superfície	35
3.6.4. Dados do GOES-10 e GOES-12	36
3.6.5. Dados de classificação de nuvens	36
4. METODOLOGIA	39
4.1. Um modelo de estimativa de irradiância direta normal	39
4.2. Avaliação de modelos de estimativa de irradiância direta normal	46
4.3. Análise e validação do método de estimativa de insolação por satélite.....	52
4.4. Modelo de estimativa de irradiação direta normal por satélite.....	56
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	63

5.1. Avaliação de modelos físicos na estimativa de DNI_{cc}	63
5.1.1. Avaliação teórica.....	63
5.1.1.1. Transmitância combinada Rayleigh/ozônio.....	63
5.1.1.2. Absorção pelo vapor d' água	64
5.1.1.3. Absorção pelo Dióxido de carbono	68
5.1.1.4. Transmitância do aerossol	70
5.1.1.5. Curvas teóricas de DNI_{cc}	71
5.1.2. Avaliação experimental	73
5.1.2.1. Ciclos diários de DNI	73
5.1.2.2. Qualidade da estimativa de DNI	76
5.2. Análise de métodos de avaliação de insolação	83
5.2.1. Insolação <i>nhelio</i> versus <i>nsat</i>	83
5.2.2. Insolação <i>nhelio</i> versus <i>npir</i> , <i>nef</i> e <i>nsat</i>	89
5.3. Avaliação da estimativa de DNI por satélite	96
5.3.1. Ciclos diários de DNI: medida vs satélite	96
5.3.2. Irradiação direta normal: medida vs satélite	99
5.3.3. Mapas de irradiação direta normal.....	101
6. CONCLUSÕES	109
6.1. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	113
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	117
APÊNDICE A – EQUAÇÕES DE MODELOS DE ESTIMATIVA DE DNI	131
A.1. Modelo Iqbal C	131
A.2. Modelo METSTAT	132
A.3. Modelo Yang	133
A.4. Modelo REST	134

1. INTRODUÇÃO

Em nossos dias, a sociedade humana necessita cada vez mais de um elevado consumo energético para sua subsistência. Esse aumento do uso da energia é decorrente do avanço tecnológico e de melhorias na qualidade de vida. Para suprir suas necessidades ao longo da história, as civilizações sempre desenvolveram diversos processos de transformação, transporte e armazenamento de energia. Desde a revolução industrial, o suprimento energético baseia-se predominantemente em combustíveis fósseis, tais como carvão mineral, petróleo e gás natural. Esses recursos têm sérias limitações, visto que suas reservas apresentam diminuição contínua; além disso, eles aumentam as emissões industriais de CO₂ para a atmosfera e, conseqüentemente, provocam impacto sobre o clima. Este contexto tem motivado a pesquisa científica e tecnológica de novas fontes de energia que sejam menos poluidoras e provoquem pouco impacto ambiental, conhecidas como energias alternativas (renováveis), tais como a solar, a eólica, a de biomassa, a geotérmica e a hidráulica.

No Brasil (diferentemente de outros países) a geração de energia é obtida principalmente através das hidroelétricas, uma vez que o país dispõe de vastos recursos hídricos. Essa energia é considerada limpa e renovável; porém, produz impactos ambientais que vão desde inundações de grandes áreas afetando a fauna e flora, inundações de belezas naturais, áreas indígenas e locais arqueológicos (STIVARI et al., 2005; SHAYANI e OLIVEIRA, 2008), até a emissão para a atmosfera de gases do efeito estufa como o metano (CH₄) (FEARNSIDE, 2005). Outro fator complicador deste sistema, observado no evento conhecido como “crise do apagão”, é a vulnerabilidade a longos períodos de estiagem (variabilidades climáticas), o que causa redução dos níveis de água dos reservatórios e, conseqüentemente, diminuição no fornecimento de energia elétrica. É válido salientar que a capacidade de geração de energia hidroelétrica no Brasil próximo a grandes centros consumidores encontra-se quase saturada (PEREIRA et al., 2006), tendo como principal alternativa para expansão a região Amazônica, afastada portanto dos grandes centros (GOLDEMBERG e LUCON, 2007). Estima-se que para manter o ritmo de crescimento do país, a geração de energia elétrica deverá ser duplicada ou triplicada nas próximas duas décadas (MME, 2007); logo, provavelmente não será possível gerar toda essa energia por meio de usinas hidroelétricas.

A conversão da energia solar em energia elétrica é uma das alternativas atualmente propostas para complementar a matriz energética. Os principais processos de aproveitamento da energia solar atualmente são: o processo fotovoltaico e o processo heliotérmico. No primeiro, os fótons contidos na luz solar (principalmente entre 0,4 e 1 μm) são convertidos diretamente em energia elétrica, por meio do uso de células solares. O segundo utiliza a energia solar (virtualmente o espectro total) para o aquecimento de fluidos através de coletores ou concentradores solares.

Por estar localizado na região intertropical, a maior parte do território brasileiro é caracterizada por alta incidência de radiação solar ao longo do ano; portanto, o país apresenta grande potencial disponível para o aproveitamento dessa forma de energia renovável (PEREIRA et al., 2006). Na região Sul e Sudeste do Brasil, o uso maior é dado aos coletores solares para fins de aquecimento de água, devido a suas características climáticas; já no caso de comunidades isoladas da rede elétrica nas regiões Norte e Nordeste, o uso maior é de painéis fotovoltaicos (ANEEL, 2002). De todo modo, o recurso solar ainda é muito pouco aproveitado no nosso país apesar do grande potencial existente. Os principais entraves quanto ao seu aproveitamento são o fator econômico e a baixa eficiência dos dispositivos de captação.

Há perspectiva de difusão da energia solar termoelétrica de grande porte com tecnologia heliotérmica (plantas da ordem de 100 MW) dentro de um prazo de 10 anos, isto é, em 2020 (SARGENT e LUNDY, 2003). Essas usinas utilizam coletores solares concentradores, tecnologia usualmente conhecida como Concentrating Solar Power (CSP), assim denominados porque concentram a radiação solar. As primeiras plantas comerciais desse sistema iniciaram operação entre 1984 e 1991 no sul da Califórnia, com nove coletores solares parabólicos da ordem de 14 a 80 MW, que totalizam 354 MW de potência instalada (BRAKMANN et al., 2005; IEA, 2010). Na atualidade, os países que se destacam em capacidade instalada de CSP são a Espanha e os Estados Unidos, com aproximadamente 95% do potencial total no mundo (PIRES, 2010). Entretanto, diversos outros países têm investido em grandes projetos com tecnologia CSP, entre eles: Argélia, Marrocos, Índia, Austrália, Itália, Alemanha, China. Com incentivo financeiro apropriado, nos países com alta incidência solar a tecnologia CSP pode suprir as cargas de pico em 2020 e na base entre 2025 e 2030;

espera-se que em 2050, 11,3% da eletricidade no mundo seja produzida por esse sistema (IEA, 2010). Neste contexto, estudos do potencial solar brasileiro são de extrema relevância.

A única componente da radiação solar passível de ser concentrada é a irradiância direta normal DNI (¹); assim, faz-se necessário o seu conhecimento acurado para o planejamento e operação eficiente desses projetos. Colle et al. (2001) têm mostrado que a incerteza na produção de energia é proporcional à incerteza dos dados solarimétricos.

A DNI pode ser medida diretamente por meio de um pireliômetro acoplado a um rastreador solar, ou indiretamente, através de medidas de irradiância global (E_g) e difusa (E_d). Entretanto, as componentes DNI e E_d são pouco monitoradas na maioria das estações meteorológicas do Brasil, devido ao custo instrumental elevado e à complexidade de seu registro. Assim, uma alternativa para a estimativa de DNI é o uso de dois tipos diferentes de modelos: (i) modelos baseados em processos físicos e (ii) modelos que relacionam a DNI com outras medidas de radiação solar, especialmente a irradiância solar global e insolação (BATLLES et al., 2000; LÓPES et al., 2000). Os primeiros baseiam-se em funções parametrizadas de cinco processos de atenuação da radiação na atmosfera: espalhamento Rayleigh, atenuação por aerossol, absorção pelo ozônio, absorção pelo vapor d'água e absorção por gases com concentração constante (sobretudo O_2 e CO_2) (BIRD e HULSTROM, 1980; IQBAL, 1983; GUEYMARD, 1989). Tais modelos são úteis para estimativas de irradiância direta normal sob condições de céu claro DNI_{cc} . Parametrizações de transmitância das nuvens devem ser introduzidas para estender o uso desses modelos a todas as condições meteorológicas (MAXWELL, 1998).

No parágrafo precedente foi colocada a atenção sobre estimativas da irradiância direta normal. Entretanto, a avaliação da disponibilidade de energia solar relaciona-se com a integração temporal da irradiância, isto é, com a irradiação direta normal (Q_N) e, portanto, também depende do ciclo diário de nebulosidade. Em particular, a insolação local (número de horas com DNI) é uma variável importante e que pode ser correlacionada com a Q_N (STANHILL, 1998). A escassez de medidas de DNI à superfície impossibilita a avaliação de sua qualidade em extensas áreas. Uma alternativa para esse problema é o uso de modelos de

¹ Na literatura são utilizadas diversas terminologias sobre irradiância direta normal. No presente texto a terminologia adotada será irradiância direta normal DNI (do inglês, Direct Normal Irradiance) ou símbolo matemático Φ , e irradiação direta normal Q_N . O termo “irradiância direta” será utilizado para a componente da irradiância global $E_D = \Phi \cos Z$, Z é o ângulo zenital solar.

estimativa a partir de dados satelitais, principalmente os geoestacionários GOES e METEOSAT (INEICHEN et al., 2000; PEREZ et al., 2002; SCHILLINGS et al., 2004a; MARTINS et al., 2007; VIGNOLA et al., 2007). Esses dados possuem uma cobertura contínua no espaço (resolução 4 x 4 km) e no tempo (intervalo de 15 minutos), cobrem grandes áreas e possuem séries longas de medição. É válido ressaltar que o mapeamento das componentes da radiação solar à superfície por métodos de interpolação/extrapolação é possível, mas, geralmente, conduz a grandes erros, exceto se a rede de radiômetros for bastante densa, com estações distantes entre si 50 km ou menos (PEREZ et al., 1997; MARTINS e PEREIRA, 2011).

Assim, o mapeamento e análise da disponibilidade de irradiação direta normal mediante satélites são fundamentais para o conhecimento científico e para tomadas de decisões seguras que visem o aproveitamento eficiente desse recurso energético abundante em nosso território. Destaque especial, a região Nordeste do Brasil (NEB) apresenta insolação (ou duração do brilho solar) média entre 7 e 8 horas. Segundo Tiba (2000), áreas do NEB apresentam valores de irradiação solar global diária e média anual comparáveis com regiões desérticas de alto potencial solar: Dangola (Sudão) e Dagget (EUA). Além disso, o autor resalta que as variações sazonais do NEB são menores, o que pode implicar em importantes vantagens técnicas e econômicas para possíveis sistemas solares instalados nesta região.

O presente trabalho visa elaborar uma contribuição para a estimativa da irradiação solar direta normal no NEB. É parte integrante do Projeto CAPES Pró-Engenharias nº 871/2009 “Sistema de informação geográfica (SIG) para localização de centrais termoelétricas solares de grande porte (100 MWe) no semi-árido nordestino”.

1.1. Objetivos

O objetivo principal desta pesquisa foi desenvolver um método de estimativa de irradiação direta normal baseado em dados meteorológicos e satelitais, aplicado à região NEB. O método pode contribuir para desenvolver futuras atividades operacionais de avaliação e monitoramento desse potencial solar.

Para tal fim fez-se necessário estimar e analisar insolação e irradiância direta normal, e compará-las com medidas disponíveis de variadas fontes à superfície. Dessa forma, foram objetivos específicos:

- 1) Analisar o desempenho de alguns métodos de estimativa de irradiância direta normal com medidas à superfície para condição atmosférica de céu claro;
- 2) Analisar a qualidade da estimativa de insolação mediante satélite geoestacionário, que se encontra operacional na DSA/CPTEC/INPE, através de comparações com medidas à superfície;
- 3) Estimar a irradiação direta normal à superfície integralmente baseada em informações meteorológicas e satelitais;
- 4) Com base na informação disponível (satélite e variáveis atmosféricas) aplicar o método a um biênio de dados na região NEB (2007-2008).

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Alguns aspectos do funcionamento de uma Usina Solar Termoelétrica

As centrais termoelétricas solares se expandiram significativamente nos últimos anos, tornando-se uma opção 40% mais barata que usinas fotovoltaicas para produção de energia em grande escala (PIRES, 2010). Elas utilizam sistemas de concentração solar, tecnologia usualmente conhecida como Concentrating Solar Power (CSP) com a finalidade de captar a irradiância solar incidente numa área e concentrá-la numa área muito menor, de modo que seja possível aquecer um fluido a altas temperaturas. O calor associado ao fluido é suscetível de produzir vapor; dessa forma é transformado em energia mecânica (através de turbinas) e, então, em eletricidade (ANEEL, 2002; IEA, 2010). Assim, as usinas com tecnologia CSP produzem energia através de duas etapas: a) coletam a energia proveniente do sol e convertem em calor, e b) transformam o calor em eletricidade. As usinas possuem capacidade de atuar em sistemas híbridos, os quais operam com auxílio de outro tipo de energia, como combustíveis fósseis, gás natural, para atender a demanda em horários com baixa incidência de radiação solar.

As tecnologias CSP são classificadas pela forma de concentração dos raios solares (tipo de foco) e tecnologia de recepção utilizada. Atualmente destacam-se quatro modelos: refletor linear de Fresnel, torre solar central, coletor cilíndrico parabólico e discos parabólicos (RICHTER et al., 2009) (Figura 2.1). O coletor cilíndrico parabólico utiliza refletores com forma parabólica para concentrar os raios solares em um receptor localizado na linha óptica focal do coletor. O tipo de receptor móvel segue continuamente o percurso aparente do Sol na atmosfera. Refletores lineares Fresnel se assemelham aos coletores parabólicos, mas utilizam espelhos planos ou ligeiramente curvados para refletir os raios solares num refletor linear fixo. O sistema solar torre central utiliza centenas de refletores pequenos (heliostatos) que seguem o movimento aparente do sol e que direcionam os raios solares para um receptor fixo localizado no topo de uma torre central. Por fim, o sistema coletor através de discos (antenas) parabólicos capta a radiação solar e reflete para um ponto focal sustentado acima da antena. Todo o sistema acompanha a trajetória do Sol. Dentre eles, o coletor cilíndrico parabólico é o mais empregado nas usinas solares em operação do mundo, correspondendo a 95% da capacidade total instalada (BRAKMANN et al., 2005; IEA, 2010; PIRES, 2010).

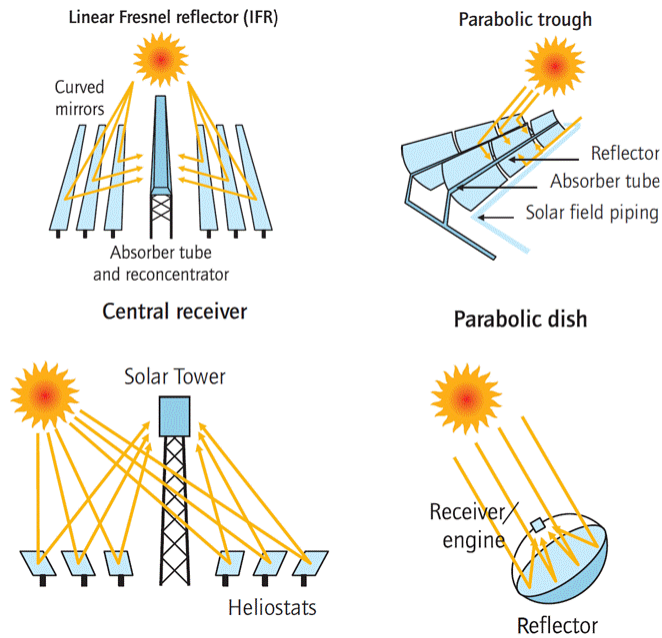


Figura 2.1 - Principais tipos de CSP.
Fonte: IEA (2010).

A componente da radiação solar de interesse para os sistemas com tecnologia CSP de alta temperatura é a irradiância direta normal, pois é a única passível de ser concentrada em pequenas áreas. Pharabod e Philibert (1991) mostraram que a produção de energia é fortemente ligada ao total diário de DNI, ou seja, irradiância direta normal como observado na Figura 2.2. Neste contexto, as localidades propícias a CSP são aquelas com predominância de céu claro e alta disponibilidade de energia, geralmente encontradas em regiões áridas e semi-áridas em latitudes entre 15° e 40° em cada hemisfério (IEA, 2010). Desta forma, as maiores áreas do mundo para uso da tecnologia CSP estão localizadas no Norte da África, África do Sul, Oriente Médio, Noroeste da Índia, parte ocidental da China e Austrália, Sudoeste dos Estados Unidos e partes da América do Sul observadas na Figura 2.3 (BREYER e KNIES, 2009). Segundo Trieb et al. (2005), áreas com níveis de Q_N superiores a $2000 \text{ kWh m}^{-2} \text{ ano}$ são necessárias para centrais CSP, devido às limitações econômicas. No Brasil, as áreas em destaque situam-se na região Nordeste com valores de Q_N superiores aos $2000 \text{ kWh m}^{-2} \text{ ano}$.

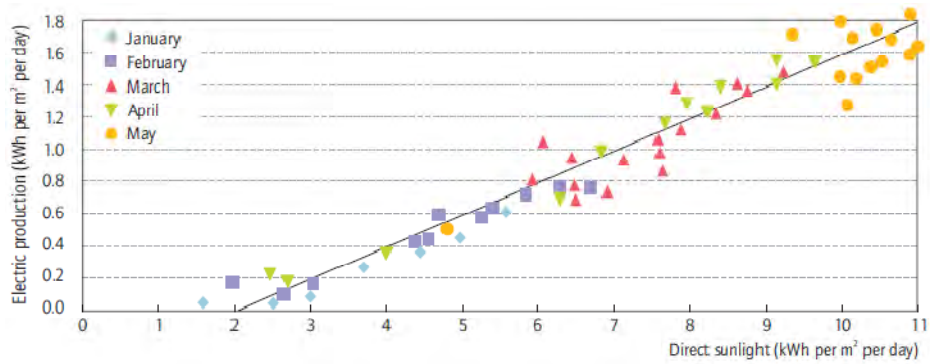


Figura 2.2 - Relação entre irradiação direta normal e produção de energia elétrica.
 Fonte: Pharabod e Philibert (1991).

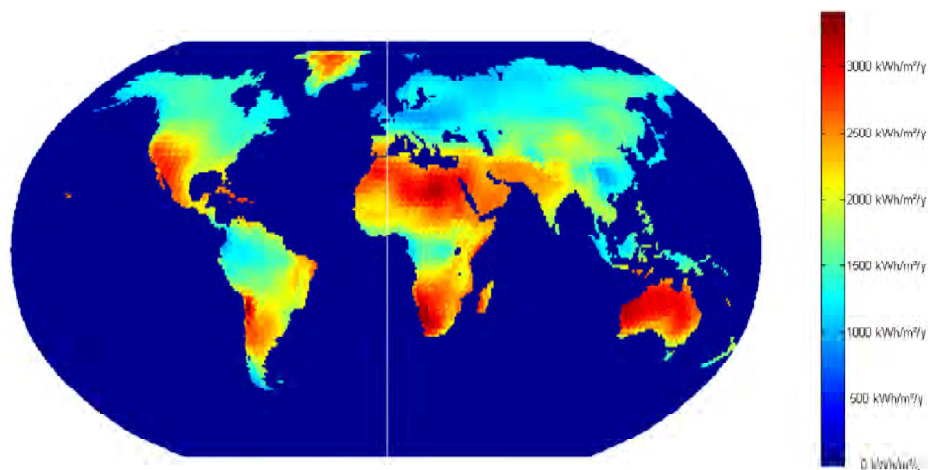


Figura 2.3 - Irradiação direta normal no globo.
 Fonte: Breyer e Knies (2009).

Martins et al. (2007) elaboraram mapas de irradiação global e irradiação direta normal para o Brasil utilizando o modelo BRASIL-SR (Figura 2.4a). Os autores observaram que em grande parte do território brasileiro os níveis de irradiação global são superiores aos observados para a maioria dos países europeus. Além disso, mencionaram que mesmo com essa disponibilidade de energia poucos são os projetos voltados para o aproveitamento desse recurso quando comparado com alguns países europeus, como Alemanha, Espanha e França. Do mesmo modo, Viana et al. (2011) utilizando dados do BRASIL-SR constataram que 25% da área total do Brasil apresenta valores de Q_N superiores a $2000 \text{ kWh m}^{-2} \text{ ano}$ (Figura 2.4b), ou seja, condições propícias à instalação de sistemas que necessitem concentrar a radiação solar, entre eles: sistemas fotovoltaicos de concentração, usinas solares termoeletricas. Maiores detalhes sobre esses estudos serão abordados no item 2.4.

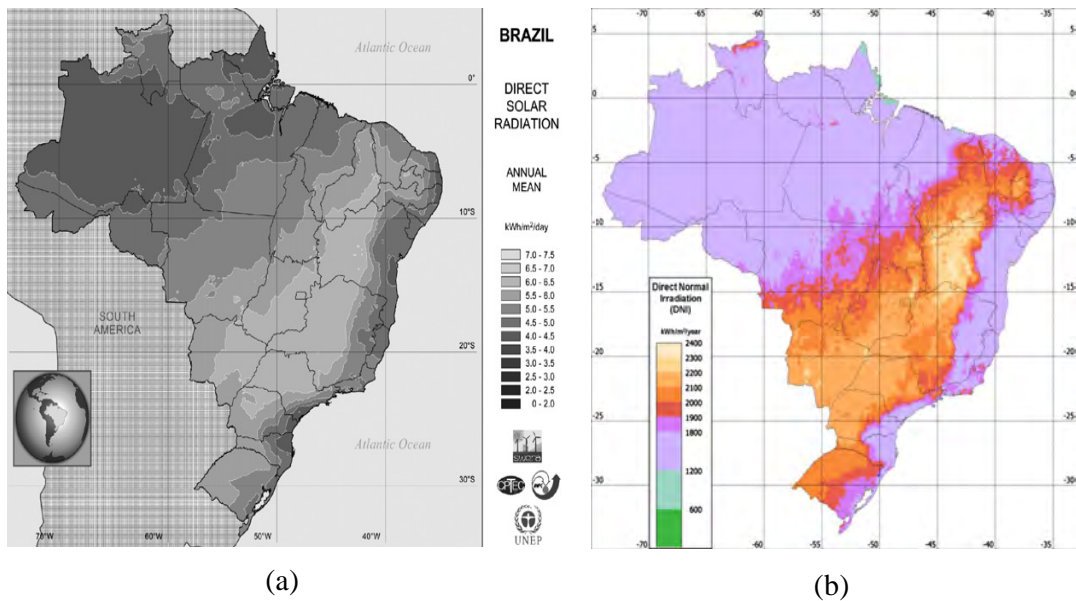


Figura 2.4 - Irradiação direta normal: a) média diária anual (MARTINS et al., 2007) e b) total médio anual (VIANA et al., 2011).

2.2. Alguns aspectos da radiação solar e sua interação na atmosfera

A radiação solar funciona como a energia de partida para diversos processos físico-químicos e dinâmicos que ocorrem na superfície terrestre e na interação atmosfera-superfície. A sua variabilidade no espaço e no tempo ocasiona diferentes respostas do ambiente.

A radiação eletromagnética emitida pelo Sol se distribui em comprimentos de onda (λ) que abrangem desde os raios gama até as ondas de rádio. Os fluxos relevantes para muitas aplicações 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).

Na literatura internacional, a terminologia utilizada para quantificar a radiação solar não é uniforme. Para melhor compreensão dos termos empregados neste estudo, é conveniente definir alguns conceitos específicos. As grandezas radiativas definidas seguem o Sistema Internacional de Unidades (SI).

- A energia solar mede-se em Joule (J).

- A energia por unidade de tempo que incide sobre uma superfície denomina-se fluxo radiante e é expresso em watt (W).
- O fluxo radiante por unidade de área atingindo uma superfície denomina-se irradiância, e é expressa em $W m^{-2}$. Se a energia é emitida por um corpo, a irradiância emergente é denominada de emitância.
- Irradiação é definida como a quantidade de energia radiante que atravessa uma superfície por unidade de área durante um período de tempo Δ . Sendo assim, corresponde à integral temporal da irradiância em Δ . Essa grandeza é expressa em $J m^{-2}$; para períodos de um dia, pode resultar conveniente utilizar $MJ m^{-2} = 10^6 J m^{-2}$. Para aplicações tecnológicas é usual expressar a irradiação em $kWh m^{-2}$ ($1 kWh m^{-2} = 3,6 MJ m^{-2}$).
- A distribuição da radiação solar segundo o comprimento de onda é descrita por densidades espectrais: fluxo radiante espectral (medido em $W \mu m^{-1}$), irradiância espectral ($W m^{-2} \mu m^{-1}$), irradiação espectral ($J m^{-2} \mu m^{-1}$).

O fluxo de energia radiante por unidade de área proveniente do Sol que incide sobre uma superfície normal aos raios solares e a uma distância média Terra-Sol ($\approx 149,5 \times 10^6$ km) é definido como constante solar (S_0), é medido em $W m^{-2}$ e conceitualmente é uma DNI no topo da atmosfera. Diversos estudos foram realizados para determinar o valor mais preciso da constante solar. Segundo Iqbal (1983), medições em locais de grande altitude indicaram valores entre $S_0 = 1338$ e $S_0 = 1368 W m^{-2}$, enquanto a NASA adotava $S_0 = 1353 W m^{-2}$ em 1956. Também segundo Iqbal, Frohlich (1977) avaliou diversas medidas realizadas com satélite, aeronaves, foguetes, balões e sondas espaciais entre 1970 e 1975, recomendando o valor de $S_0 = 1373 W m^{-2}$. Entretanto, Frohlich (1988) indicou valores decrescentes de $S_0 = 1368,4$ a $1367 W m^{-2}$ para o período de 1980 a 1985. Liou (2002) menciona $S_0 = 1366 \pm 3 W m^{-2}$ como atualmente aceito pela comunidade científica. O valor recomendado pela WMO é de $1367 W m^{-2}$.

A constante solar pode variar com a mudança da atividade solar (manchas solares), mas também com a variação anual da distância Terra-Sol. Pelo que a bibliografia indica (LIOU, 2002) o fator predominante é a sazonalidade, atingindo $\pm 3,5\%$ de S_0 (ou $\pm 33 W m^{-2}$).

A radiação solar ao atravessar a atmosfera interage com a mesma, e, sofre atenuação através dos processos físicos de absorção e espalhamento, ocasionado pelos constituintes atmosféricos. As nuvens também contribuem com a reflexão e absorção, variando em função de suas características, tais como, grau de nebulosidade, gênese e tipo, espessura e número de camadas, quantidade de vapor d'água, diâmetro das gotas.

A razão entre a irradiância solar na superfície terrestre e a irradiância solar no topo da atmosfera é definida como transmitância atmosférica ou índice de claridade. A transmissão da radiação solar na atmosfera desprovida de nuvens é avaliada separando as contribuições dos constituintes em três componentes: espalhamento pelas moléculas, absorção pelos gases e atenuação devido às partículas de aerossóis (IQBAL, 1983). A porção da radiação solar absorvida é integrada à entalpia do ar e eventualmente reemitida em outros comprimentos de onda, no espectro térmico, enquanto que a parte espalhada é apenas distribuída em todas as direções. A absorção da radiação pelos gases atmosféricos (moléculas de ar seco, outros gases e vapor d'água) é variável com o comprimento de onda, processo conhecido como absorção seletiva. A distribuição da irradiância solar em função do comprimento de onda é ilustrada na Figura 2.5 para os seguintes casos: irradiância correspondente a um corpo negro com a temperatura bolométrica do Sol, irradiância medida no topo da atmosfera e irradiância observada ao nível médio do mar.

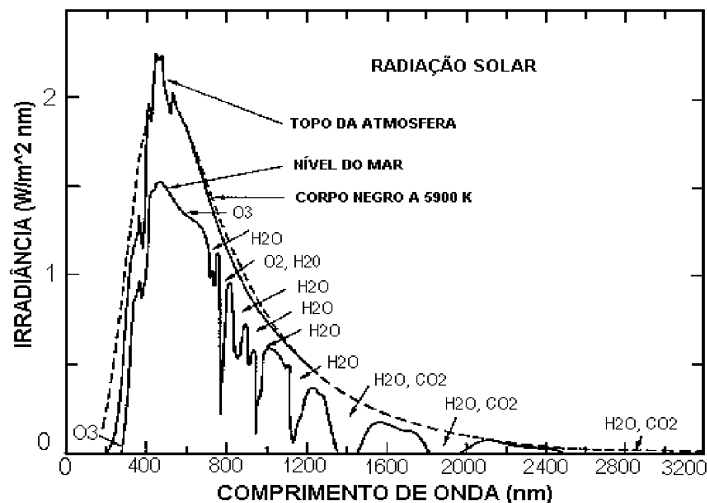


Figura 2.5 - Irradiância solar espectral no topo da atmosfera, ao nível do mar e comparação com a do corpo negro a 5900 K. Depressões na curva da irradiância ao nível do mar representam as regiões de absorção pelos gases atmosféricos.

Fonte: Brasseur e Solomon (1986).

Nota-se que alguns gases presentes na atmosfera absorvem mais intensamente a radiação solar, são eles: oxigênio molecular (O₂), ozônio (O₃), dióxido de carbono (CO₂) e vapor d'água (H₂O). Observa-se que esses gases são seletivos em determinadas bandas espectrais específicas. No intervalo ultravioleta os principais absorvedores são o O₂ e O₃, entretanto, a absorção pelo O₂ é dominante para $\lambda < 0,2 \mu\text{m}$ e O₃ absorve intensamente até $0,36 \mu\text{m}$. No espectro visível o O₃ também continua sendo 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 máximo em $0,6 \mu\text{m}$ (LIOU, 2002). Além disso, atua com linhas fracas de absorção o O₂ e gases minoritários como o NO₂. Na faixa infravermelha destaca-se a absorção associada ao H₂O e CO₂ (IQBAL, 1983).

Diversas parametrizações da absorptância desses gases podem ser encontradas na literatura (LACIS e HANSEN, 1974; PARTRIDGE e PLATT, 1976; CEBALLOS e PLANA-FATTORI, 1984; CHOU e LEE, 1996; PLANA-FATTORI et al., 1997; CHOU e SUAREZ, 1999). O uso de algumas delas é descrito com detalhes nas seções 4.1, 4.2, 5.1.1.1-5.1.1.3.

Diferentemente ao processo de absorção pelos gases, o espalhamento não é seletivo com relação a bandas espectrais distintas, porém apresenta dependência espectral. O processo de espalhamento consiste na interação da radiação solar com as partículas presentes na atmosfera, entre elas aerossóis, moléculas de gases, gotículas em nuvens e cristais de gelo, que alteram sua direção de origem (incidência). O espalhamento molecular ou Rayleigh ocorre quando a partícula possui raio muito menor que o comprimento de onda. Essa teoria tem sido aplicada no estudo do espalhamento causando pelas moléculas do ar. A essência da teoria afirma que a eficiência de espalhamento monocromático é inversamente proporcional à quarta potência do λ (WALLACE e HOBBS, 2006). Isso implica afirmar que a radiação com comprimento de onda menor é espalhada mais eficazmente que a de λ maior. Diversas fórmulas empíricas para estimativa da transmitância Rayleigh têm sido propostas na literatura (HANSEN e TRAVIS, 1974; FRÖHLICH e SHAW, 1980; IQBAL, 1983). A equação proposta por Iqbal (1983) é descrita a seguir

$$T_R(\lambda) = \exp\left(-0,008735 \lambda^{-4,08} m_a\right) \quad (2.1)$$

onde m_a é massa óptica relativa do ar que por sua vez é função da pressão a superfície e ângulo zenital solar.

Para partículas cujo raio é superior ao comprimento de onda considera-se a Teoria Mie, que é geralmente efetivada em níveis baixos da atmosfera, por causa da maior concentração de aerossóis (VIANELLO e ALVES, 2000). Os efeitos de espalhamento e absorção pelos aerossóis foram estudados por Angstrom (1929) que encontrou a relação de dependência espectral, conhecida como fórmula de turbidez de Angstrom, descrita pela Equação 2.2

$$\tau_a(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (2.2)$$

em que $\tau_a(\lambda)$ representa a profundidade óptica do aerossol (POA), β é o coeficiente de turbidez de Angstrom que expressa a quantidade de aerossol presente na coluna atmosférica, e α é o expoente de Angstrom que relaciona-se com o tamanho dos aerossóis. Os parâmetros β e α podem ser determinados simultaneamente a partir da POA obtida em dois comprimentos de onda distintos (medidos por fotômetros solares).

Devido a esses processos a irradiância solar que atinge a superfície terrestre é composta por duas componentes: i) porção que não sofre interação com os constituintes atmosféricos, ou seja, proveniente diretamente do disco solar, definida como irradiância direta normal e ii) porção que modifica seu percurso original ao ser espalhada pelos constituintes atmosféricos e/ou aerossóis, denominada irradiância solar difusa. Logo, o produto entre a irradiância direta normal e o cosseno do ângulo zenital somado com a irradiância solar difusa constitui a irradiância solar global.

2.3. Métodos de avaliação de irradiância direta normal à superfície

2.3.1. Métodos observacionais

A medida de irradiância direta normal pode ser obtida direta ou indiretamente. No primeiro caso utiliza-se instrumento denominado pireliômetro acoplado a um rastreador solar

(RERHRHAYE et al., 1995). Segundo Myers (2005), erros em dados pireliométricos são da ordem de $\pm 25 \text{ W m}^{-2}$ em condição de céu claro. Em condições próximas a isotropia (céu nublado) e céu parcialmente nublado esperam-se erros de menor magnitude. No segundo caso determina-se através de medidas de irradiância solar global e difusa na superfície horizontal, estimando DNI como

$$\Phi = \frac{(E_g - E_d)}{\cos Z} \quad (2.3)$$

onde E_g é a irradiância global (W m^{-2}) e E_d é a irradiância difusa (W m^{-2}) e Z é o ângulo zenital solar. A E_g geralmente é medida por um piranômetro, enquanto a componente difusa utiliza-se um piranômetro com anel de sombreamento acoplado para obstruir DNI. Após o registro da E_d , geralmente, realiza-se correção mediante um fator multiplicativo que leva em conta a largura e o raio do anel de sombreamento, a latitude do local, a declinação solar, o ângulo azimutal do sol no nascer e um fator para a condição de nebulosidade (OLIVEIRA et al., 2001). Este método ainda é utilizado em muitos países, porém normalmente apresenta erros superiores aos das medidas diretas, dependendo do tipo de piranômetro e anel de sombreamento (GUEYMARD e MYERS, 2009).

Diversos estudos têm sido realizados em todo o mundo, com medidas diretas (CHAVES e ESCOBEDO, 2000; RAHOMA, 2001; DRECHMER e RICIERI, 2006; GOMES, 2006; ISLAM et al., 2010) e indiretas (BATLLES et al., 2000; LÓPEZ et al., 2000) em diversas escalas de tempo, tais como: instantâneas, horárias e diárias. A principal finalidade é avaliar os níveis de incidência de DNI à superfície e sua relação com parâmetros meteorológicos e fatores atmosféricos como a nebulosidade, ozônio e aerossóis. É necessário medir de forma continuada, e assim viabilizar análises dos níveis de DNI sob diversas condições atmosféricas. Entretanto, no Brasil (e isso é válido em outros países), medidas dessa variável não são disponíveis em séries longas de dados e muitas vezes são inexistentes nas estações meteorológicas. Assim, faz-se necessário o uso de modelos para suprir essa carência de informações.

2.3.2. Métodos de modelagem empírica e física

A estimativa de DNI à superfície pode ser realizada mediante dois tipos de modelos: modelos empíricos e modelos físicos. Os modelos empíricos visam obter funções de correlação por técnicas de regressão linear ou polinomial entre DNI e uma componente da radiação solar comumente medida, geralmente utilizam-se a irradiância solar global ou insolação. Tais relações podem ser realizadas mediante o uso de frações radiométricas entre $K_b = \text{DNI}/S$ (onde S é a irradiância a incidência normal no topo da atmosfera corrigida pela distância Terra-Sol) e a transmitância atmosférica $K_t = E_g/S_{oh}$ (onde S_{oh} é a irradiância solar a uma superfície horizontal no topo da atmosfera) ou K_b e a razão de insolação n/N (onde n é insolação e N fotoperíodo) (SEARS et al., 1980; SOLER, 1985; VIGNOLA e MCDANIELS, 1986; JETER et al., 1990; RERHRHAYE et al., 1995; STANHILL, 1998; LÓPEZ et al., 2000).

Rerhrhaye et al. (1995) desenvolveram equações de estimativa polinomiais de segundo grau, correlacionando K_b com a razão de insolação e transmitância atmosférica em três períodos do ano: inverno, primavera/outono e verão no Marrocos. O uso das três equações sazonais mostrou resultados mais precisos que uma única expressão anual, com exceção no período do verão devido ao elevado grau de turbidez.

Algum tempo depois Stanhill (1998), relacionou medidas de DNI desde o intervalo horário até médio anual com a insolação, para uma estação em Israel e outra na Irlanda. Ambas as estações apresentaram diferentes regimes de radiação solar, enquanto uma situava-se em local elevado e predominância de céu claro (Israel), a outra estava em local com baixa altitude e maior cobertura de nuvens (Irlanda). O autor destacou que as medidas de insolação foram realizadas mediante heliogramas padrões. Os resultados mostraram comportamento linear significativo entre Q_N e n , com coeficiente de determinação (R^2) variando entre 0,7 e 0,9 de acordo com o período de estimativa. Na estação em Israel as estimativas tiveram erros da ordem de 10% em valores médios mensais e anuais; e inferiores a 20% para valores diários. Erros ligeiramente superiores ocorreram para o outro local.

López et al. (2000) avaliaram o desempenho de dois modelos que incorporam o ângulo zenital nas relações horárias entre DNI e Kt para 6 locais da Espanha com outros três modelos descritos em Maxwell (1987), Louche et al. (1991) e Rerhrhaye et al. (1995). Os resultados apresentaram reduções no RMSE e melhores coeficientes de determinação. Adicionalmente, demonstraram que versões sazonais não proporcionam melhorias na estimativa de irradiância direta normal.

Já os modelos com princípios físicos estimam a DNI com base em equações parametrizadas dos principais processos de atenuação da radiação solar na atmosfera (desprovida de nuvens), que são eles: absorção pelo ozônio (T_o), absorção por gases com distribuição uniforme (O_2 , CO_2 , entre outros) (T_g), absorção pelo vapor d'água (T_w), espalhamento Rayleigh (T_R) e atenuação pelo aerossol (T_a), representados como funções de transmitância T. A irradiância direta normal sob condição de céu claro (DNI_{cc}) pode ser obtida mediante o produto das transmitâncias, como segue

$$\Phi = S T_R T_o T_g T_w T_a \quad (2.4)$$

onde S é a irradiância a incidência normal no topo da atmosfera corrigido pela distância Terra-Sol. Essas funções de transmitância são dependentes da pressão atmosférica, total de ozônio, água precipitável, parâmetros de turbidez β e α e a massa óptica do ar (IQBAL, 1983).

Diversos modelos com essa abordagem em diferentes níveis de complexidade podem ser encontrados na literatura principalmente para a condição de céu claro (KING e BUCKIUS, 1979; BIRD e HULSTROM, 1981; CHOUDHURY, 1982; IQBAL, 1983; BIRD e RIORDAN, 1986; DAVIES et al., 1988; DAVIES e MCKAY, 1989; GUEYMARD, 1989, 1993; MAXWELL, 1998; YANG et al., 2001; GUEYMARD, 2003).

Gueymard (1993) avaliou 11 modelos de estimativa de DNI sob céu claro (DNI_{cc}) e comparou com quatro estações ao redor do mundo. Entre eles os que se destacaram foram CPCR2, Iqbal C, CEE e PSI (nessa ordem) com erros RMSE abaixo de 9%. O autor ressaltou que há necessidade de boas estimativas dos parâmetros de turbidez para obter resultados

precisos de irradiância direta normal. O modelo CPCR2 e Iqbal C tiveram desempenho comparáveis a sofisticados códigos espectrais, porém com menor esforço computacional. Algum tempo depois, Batlles et al. (2000) realizaram comparações entre 6 modelos de estimativa de irradiância direta normal e medidas a superfície para quatro estações na Espanha. Os melhores desempenhos foram obtidos pelo modelo Iqbal C e CPCR2. O modelo Iqbal C utiliza parametrizações simples dos processos de atenuação da radiação solar na atmosfera, enquanto o CPCR2 possui um esquema de banda dupla.

Gueymard (2003) investigou a performance de 21 modelos de estimativa de DNI_{cc} e comparou com o código radiativo espectral SMARTS. O resultado da avaliação teórica apresentou sete modelos com RMSE abaixo de 8%, e recomendou quatro modelos de alta qualidade: CPCR2, MLWT2, REST e Yang (em ordem alfabética). O modelo MLWT2 baseia-se no conceito de *multilayer spectral weighting*, enquanto o REST e YANG utilizam equações simples de transmitância. Na Índia, Alam (2006) analisou três modelos físicos (Yang, CPCR2 e REST) de estimativa de DNI_{cc} , para quatro estações com diferentes condições climáticas. O modelo REST realizou melhores estimativas com RMSE máximo de 6,5%. Para o Yang e CPCR2 o RMSE foi de 15 e 11%, respectivamente.

No Egito, Madkour et al. (2006) comparou medidas de DNI em quatro locais com estimativas realizadas por sete modelos de banda larga e dois modelos espectrais. A avaliação estatística mostrou 2% de RMSE para os modelos espectrais, e 3% para os modelos de banda larga. MLWT1, MLWT2, REST e YANG (excluindo modelos espectrais) forneceram melhores resultados para todos os testes. Algum tempo depois, Rizwan et al. (2008) examinaram as estimativas de três modelos paramétricos CPCR2, REST e REST2 para quatro estações na Índia em condição de céu claro. O modelo REST2 é um modelo de banda dupla derivado do modelo CPCR2 com algumas melhorias. As melhores estimativas foram realizadas pelo REST2, REST e CPCRC2 com RMSE da ordem de 3,4, 5 e 10%, respectivamente. Logo após, Gueymard (2010) avaliou o desempenho de cinco modelos físicos de banda larga e 18 modelos empíricos de estimativa de DNI_{cc} . Baseado em vários testes, três modelos físicos apresentaram melhores desempenhos, REST2, METSTAT e modelo Ineichen. Estes modelos foram recomendados para quaisquer aplicações, mesmo as de alta frequência (por exemplo, intervalos de 1 minuto). No caso dos modelos empíricos, apenas quatro (Perez, Skartveit, Boland e Posadillo) tiveram desempenho satisfatório em todos os locais. O modelo

METSTAT tem sido usado para produzir irradiâncias em 239 locais dos Estados Unidos para o National Solar Radiation Data Base (NSRDB) (MAXWELL et al., 1991).

No Brasil, Sucharov e Rosa (1994) avaliaram dados horários e diários de DNI_{cc} para Januária-MG, utilizando o modelo parametrizado Iqbal C. Os resultados mostraram erros da ordem de 4% entre o período de 9 a 16 horas e 1% para valores diários. Na década seguinte, Ceconi et al. (2010) comparou o mesmo modelo com medidas de DNI obtidas na estação de referência do Projeto SONDA em Santa Maria-RS, sob condição de céu claro. Os valores obtidos de RMSE estiveram entre 2 a 14%.

2.4. Estimativa de irradiação direta normal por satélite

A irradiação direta normal (Q_N) é altamente variável no espaço e no tempo, principalmente pelo efeito forte que exerce a nebulosidade. Uma extensa rede de estações com medidas sistemáticas seria necessária para a avaliação precisa dessa componente radiativa em extensas áreas. Entretanto, isso não ocorre na grande maioria dos países do mundo, fato proporcionado principalmente pelo alto custo agregado dos instrumentos de medida e manutenção. Os dados contínuos de satélites meteorológicos surgem como uma alternativa viável na avaliação da nebulosidade e irradiação direta normal; mostram-se com boa resolução temporal e espacial e têm mostrado resultados encorajadores na última década (INEICHEN et al., 2000; PEREZ et al., 2002; SCHILLING et al., 2004a,b; COGLIANI et al., 2007, 2008; VIGNOLA et al., 2007; JANJAI, 2010; VIANA et al., 2011). Breve resumo dos resultados e locais de validação será abordado em seguida.

Ineichen et al. (2000) propuseram um modelo cuja 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 à superfície mostraram RMSE de 50%. Logo após, Perez et al. (2002) apresentaram um modelo capaz de estimar irradiância direta normal e global por meio de imagens do canal visível do satélite GOES. O modelo proposto de irradiância global é uma versão melhorada do original de Cano et al. (1986). A irradiância direta normal horária foi obtida mediante um modelo que converte 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 $W m^{-2}$.

Posteriormente, Vignola et al. (2007) testaram o mesmo modelo com um ano de medidas de alta qualidade em Kimberly-Idaho (EUA), e perceberam um valor de 40,9% de RMSE.

Schillings et al. (2004a) desenvolveram um método de estimativa horária de DNI independente de medidas a superfície a partir de dados do satélite METEOSAT. Basicamente, o método contempla duas etapas principais: i) utilizam o modelo desenvolvido por Bird e Hulstrom (1981) e modificado por Iqbal (1983) para estimar a irradiância direta normal esperada na superfície sob condição de céu claro; ii) avaliam 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 autores reportaram que para todos os sítios avaliados o RMSE médio foi de 36,1% na base horária e decresce para 8,1% na soma anual, para todas as condições atmosféricas.

Na Itália, 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. Esse modelo é baseado num anterior elaborado por Marullo et al. (1987) que foi um aprimoramento do método proposto de Gautier et al. (1980). A transmitância atmosférica, coeficiente de reflexão da superfície, e outros parâmetros essenciais na estimativa foram determinados pelo modelo de transferência radiativa SBDART. Validações entre a estimativa de DNI e medidas obtidas em três estações na Itália mostraram valor anual de MBE da ordem de 3%. Posteriormente, Cogliani et al. (2008) elaboraram mapas horários e mensais de irradiância global e DNI para o período de 1996 a 2002 para a Itália, entretanto comparações apenas foram realizadas para a componente global devido a escassez de dados de DNI.

Janjai (2010) formulou um modelo de estimativa de DNI através de dados do canal visível do satélite MTSAT-1R e dados complementares de superfície. Nesse método DNI é obtido pela estimativa da componente global, difusa e ângulo zenital. O desempenho do método foi avaliado através de medidas de sete estações na Tailândia. Os resultados mostraram um MBE de -1,6% e RMSE de 16%, em relação aos valores médios horários. Em seguida, foram

elaborados mapas médios horários e o total anual para o período de junho de 2005 a dezembro de 2008.

Martins et al. (2007) descreveram a metodologia utilizada para produzir os mapas solares elaborados pelo modelo BRASIL-SR. Os autores apresentam ainda mapas médios mensais, sazonais e anual da irradiação solar global, irradiação direta normal e irradiação no plano inclinado obtidos para o período 1995-2002. Esses mapas foram desenvolvidos dentro do escopo do projeto SWERA (Solar and Wind Energy Resource Assessment) financiado pela GEF/UNEP (Fundo Global para o Meio Ambiente/Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente) que visa proporcionar informações precisas para auxiliar no planejamento e desenvolvimento das áreas de energias renováveis no país. O modelo físico 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 de satélite GOES (canal VIS), e dados climatológicos de temperatura, visibilidade, umidade relativa e albedo da superfície (PEREIRA et al., 2006). Este modelo foi desenvolvido com base no modelo IGMK descrito por Stuhlman et al. (1990). A metodologia utilizada na estimativa da irradiância direta normal assume que as nuvens não absorvem significativamente a radiação solar, e que a contribuição por espalhamento provocado pelas nuvens pode ser adicionada à transmitância atmosférica de céu claro. Desta forma, a transmitância da nuvem para a componente direta normal é função de um índice de cobertura efetiva proposto por Stuhlman et al. (1990). Comparações entre as estimativas de DNI realizada pelo BRASIL-SR e medidas na superfície mostraram larga dispersão e superestimativa, com valores de 3,5% para o MBE e 23,9% para o RMSE. Segundo os autores, a parametrização simples utilizada para avaliar a transmitância da nuvem para a DNI foi o que proporcionou os largos desvios. Além disso, 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.

Viana et al. (2011) avaliaram o potencial de sistemas fotovoltaicos de alta concentração utilizando dados de irradiação direta normal do modelo BRASIL-SR. Em princípio compararam-se as estimativas de DNI com medidas experimentais de três sítios da rede SONDA localizadas em Petrolina, Florianópolis e São Martinho da Serra, com distintas condições meteorológicas. Os resultados mostraram maiores diferenças para Florianópolis

(RMSE = 29%), cujo se encontra em uma região litorânea. Melhores resultados foram percebidos para São Martinho da Serra e Petrolina, com RMSE de 20 e 18%, respectivamente. Em seguida, mapas do recurso solar foram elaborados para o período de 1995 a 2005. Com base na análise dos mapas os autores afirmaram que em 25% do território brasileiro, desde o Nordeste (3° S) até o Sul (33° S), a tecnologia fotovoltaica de alta concentração pode ser competitiva em relação à fotovoltaica convencional.

Faz-se válido esclarecer que o índice de cobertura efetiva definido para o IGMK é avaliado como segue,

$$C_{eff} = (L - L_{min}) / (L_{max} - L_{min}) \quad (2.5)$$

Nesta equação L é a radiância observada de um pixel, L_{min} é a radiância esperada de céu claro e L_{max} corresponde a radiância de cobertura de nuvens espessas. Este coeficiente responde às necessidades do modelo IGMK, e C_{eff} deve conter informação sobre a transmitância parcial por nuvens; portanto não se corresponderia exatamente com a fração de área coberta por nuvens C . Adicionalmente, o método considera a transmitância do campo de nuvens igual a 1 para céu claro, e igual a 0,05 para $L \geq L_{max}$ (STUHLMANN et al., 1990).

O modelo GL de estimativa de radiação solar (CEBALLOS et al., 2004) considera separadamente as contribuições no visível e infravermelho solar. Utiliza a mesma expressão (2.5), mas em termos de refletância R no canal VIS, como segue

$$C = (R - R_{min}) / (R_{max} - R_{min}) \quad (2.6)$$

onde R_{min} e R_{max} são valores extremos e C_{eff} é interpretado como uma medida da nebulosidade real C (cobertura fracional por nuvens). $R_{min} = 0,09$ é o valor para céu claro, e $R_{max} = 0,465$ representa a refletância de transição entre cobertura de tipo cumuliforme e estratiforme; para $R > R_{max}$ a cobertura é $C = 1$, a transmitância no infravermelho é nula e no visível é $T_{vis} = 1 - R > 0$. Esta estimativa é também utilizada para avaliar insolação na DSA/CPTEC/INPE; neste caso C é interpretado tanto como área fracional coberta por nuvens

como tempo fracional coberto por elas. Neste contexto o produto $DNI_{cc} (1 - C)$ pode ser interpretado como uma irradiância direta normal média na área de um pixel.

3. DADOS

A presente pesquisa utilizou-se de dados medidos à superfície e atmosféricos, modelo de previsão numérica de tempo, e dados de sensoriamento remoto. Neste tópico serão descritos todos os dados, e suas respectivas fontes e período.

3.1. Dados solarimétricos

3.1.1. Insolação

Os dados de insolação que foram utilizados neste trabalho são provenientes de três fontes: i) estação Radiométrica/Agrometeorológica da UFAL (situada na grande Maceió), ii) estações do INMET (14 estações convencionais do estado do Piauí, 12 do estado do Ceará, 7 do estado do Rio Grande do Norte, 6 do estado da Paraíba, 9 do estado de Pernambuco e 4 do estado de Alagoas); e iii) dados estimados pela DSA/CPTEC/INPE. A distribuição espacial dessas estações (total de 53 estações) e detalhes de altitude, coordenadas geográficas e período utilizado estão inseridas na Figura 3.1a e Tabela 3.1, respectivamente.

As medidas de insolação nas estações da Tabela 3.1 são obtidas a partir de heliogramas de um heliógrafo convencional padrão do tipo Campbell-Stokes (Figura 3.1b,c). Para o caso de Maceió têm-se valores horários de insolação, e, por conseguinte diários, enquanto que as informações disponibilizadas pelo INMET são apenas de caráter diário.

As estimativas de insolação baseadas em satélite meteorológico foram fornecidas pelo Grupo de Radiação Solar e Terrestre da DSA/CPTEC/INPE. Maiores detalhes do método de estimativa de insolação por satélite serão abordados na seção 4.3. Os arquivos disponibilizados consistem de arquivos binários (formato inteiro de 1 byte) correspondentes a 1800x1800 pixels, entre as coordenadas 21,96°N a -50°S e -100°W a -28,04°W, em projeção regular de resolução espacial de 0,04° (≈ 4 km).

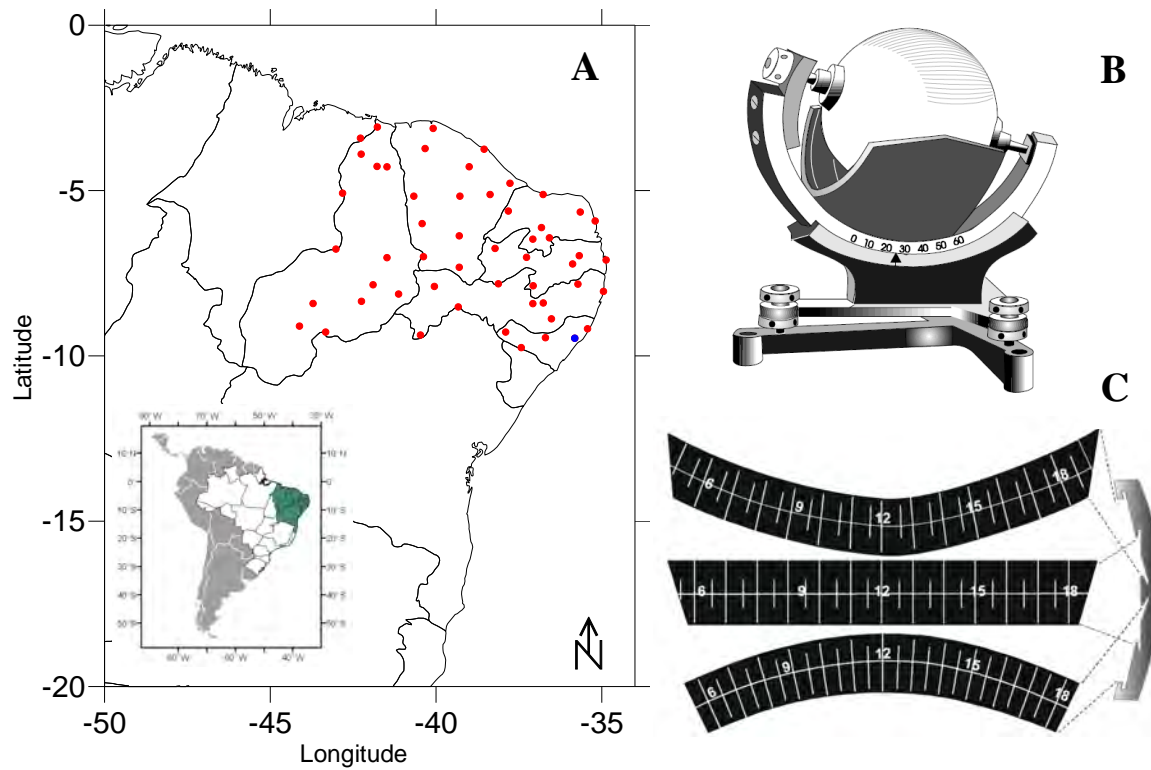


Figura 3.1 - (a) Distribuição espacial de 53 estações utilizadas no estudo com dados de insolação por heliógrafo no NEB. Círculos vermelhos representam estações do INMET e círculo azul representa a estação da UFAL. (b) Heliógrafo do tipo Campbell-Stokes e (c) modelos de heliogramas utilizados na região Tropical.
 Fonte: Adaptado de Varejão (2005).

Tabela 3.1 - Descrição de 53 estações com dados heliográficos empregados no estudo em 6 estados do NEB. São inseridos a localização geográfica, período e instituição associada.

N	Estação - UF	Lat.	Lon.	Alt.(m)	Período	Fonte	N	Estação - UF	Lat.	Lon.	Alt.(m)	Período	Fonte
1	Maceió - AL	9°28'S	35°49'W	127	2008	UFAL	28	Ouricuri - PE	7°54'S	40°03'W	459,3	2008	INMET
2	Água Branca - AL	9°17'S	37°54'W	605,3	2008	INMET	29	Pesqueira - PE	8°24'S	36°46'W	639,0	2008	INMET
3	Palmeira dos Índios - AL	9°27'S	36°42'W	274,9	2008	INMET	30	Petrolina - PE	9°22'S	40°28'W	370,5	2007-2008	INMET
4	Pão de Açúcar - AL	9°45'S	37°26'W	19,1	2008	INMET	31	Surubim - PE	7°50'S	35°43'W	418,3	2008	INMET
5	Porto de Pedras - AL	9°11'S	35°26'W	50,0	2008	INMET	32	Triunfo - PE	7°49'S	38°07'W	1105,0	2008	INMET
6	Acaraú - CE	3°07'S	40°05'W	16,6	2008	INMET	33	Bom Jesus - PI	9°06'S	44°07'W	331,7	2008	INMET
7	Barbalha - CE	7°19'S	39°18'W	409,0	2008	INMET	34	Caldeirão - PI	4°17'S	41°29'W	160,0	2008	INMET
8	Campos Sales - CE	7°00'S	40°23'W	583,5	2008	INMET	35	Caracol - PI	9°17'S	43°20'W	522,8	2008	INMET
9	Cratêus - CE	5°10'S	40°40'W	296,8	2008	INMET	36	Esperantina - PI	3°54'S	42°16'W	65,0	2008	INMET
10	Fortaleza - CE	3°45'S	38°33'W	26,5	2008	INMET	37	Floriano - PI	6°46'S	43°01'W	123,3	2008	INMET
11	Guaramiranga - CE	4°17'S	39°00'W	870,6	2008	INMET	38	Luzilândia - PI	3°25'S	42°17'W	49,0	2008	INMET
12	Iguatú - CE	6°22'S	39°18'W	217,7	2008	INMET	39	Morro d. Cavalos - PI	7°51'S	41°54'W	242,0	2008	INMET
13	Jaguaruana - CE	4°47'S	37°46'W	11,7	2008	INMET	40	Parnaíba - PI	3°05'S	41°46'W	79,5	2008	INMET
14	Morada Nova - CE	5°07'S	38°22'W	43,6	2008	INMET	41	Paulistana - PI	8°08'S	41°08'W	374,2	2008	INMET
15	Quixeramobim - CE	5°10'S	39°17'W	79,5	2008	INMET	42	Picos - PI	7°02'S	41°29'W	207,9	2008	INMET
16	Sobral - CE	3°44'S	40°20'W	109,6	2008	INMET	43	Piripiri - PI	4°16'S	41°47'W	161,1	2008	INMET
17	Tauá - CE	6°00'S	40°25'W	398,7	2008	INMET	44	São João Piauí - PI	8°21'S	42°15'W	235,3	2008	INMET
18	Areia - PB	6°58'S	35°41'W	574,6	2008	INMET	45	Teresina - PI	5°05'S	42°49'W	74,4	2008	INMET
19	Campina Grande - PB	7°13'S	35°53'W	547,6	2008	INMET	46	Vale do Gurgueia - PI	8°25'S	43°43'W	265,0	2008	INMET
20	João Pessoa - PB	7°06'S	34°52'W	7,4	2008	INMET	47	Apodi - RN	5°37'S	37°49'W	150,0	2008	INMET
21	Monteiro - PB	7°53'S	37°04'W	603,7	2008	INMET	48	Ceará Mirim - RN	5°39'S	35°39'W	61,4	2008	INMET
22	Patos - PB	7°01'S	37°16'W	249,1	2008	INMET	49	Cruzeta - RN	6°26'S	36°35'W	226,5	2008	INMET
23	São Gonçalo - PB	6°45'S	38°13'W	233,1	2008	INMET	50	Florânia - RN	6°07'S	36°49'W	324,5	2008	INMET
24	Arco Verde - PE	8°25'S	37°05'W	680,7	2008	INMET	51	Macau - RN	5°07'S	36°46'W	3,4	2008	INMET
25	Cabrobró - PE	8°31'S	39°20'W	341,5	2008	INMET	52	Natal - RN	5°55'S	35°12'W	48,6	2007-2008	INMET
26	Recife - PE	8°03'S	34°57'W	10,0	2008	INMET	53	Seridó - RN	6°28'S	37°05'W	169,9	2008	INMET
27	Garanhuns - PE	8°53'S	36°31'W	822,8	2008	INMET							

3.1.2. Componentes da radiação solar

As medidas de irradiância direta normal DNI foram obtidas de estações pertencentes (ou parceiras) à rede SONDA (Sistema de Organização Nacional de Dados Ambientais). Especificamente, foram consideradas três estações que continham medidas de DNI ou E_g e E_d entre os anos de 2007 e 2008 no NEB, sendo elas: Petrolina-PE, NATAL-RN e São Luís-MA. Na ausência de um pireliômetro com rastreador solar, as observações da irradiância solar global (E_g) e irradiância solar difusa (E_d) são necessárias para a determinação de DNI, formando assim um *pireliômetro equivalente*. A distribuição espacial desses locais pode ser observada na Figura 3.2. Detalhes adicionais de localização e série de dados disponível no período 2007-2008 são alocados na Tabela 3.2.

Na estação de Petrolina (considerada de referência pela rede SONDA), DNI foi medida mediante um pireliômetro NIP da Eppley acoplado a um rastreador solar 2AP da Kipp & Zonen. O pireliômetro NIP é considerado um instrumento de primeira classe pela Organização Meteorológica Mundial (WMO). O erro relativo ao NIP é estimado de $\pm 0,5\%$, no intervalo 0 a 1400 W m^{-2} , de acordo com a informação do fabricante (vide <http://www.eppleylab.com>). Medições de E_g e E_d obtidas por piranômetros da Kipp & Zonen também foram utilizadas. Nas estações de São Luís e Natal (qualificadas como solar básica pela rede SONDA), DNI foi determinada a partir da E_g e E_d obtidas por dois piranômetros CM11 da Kipp & Zonen ($0,305\text{-}2,800\mu\text{m}$). Para aquisição da E_d um anel de sombreamento CM121 da Kipp & Zonen está acoplado a um desses piranômetros. A WMO classifica o CM11 como piranômetro padrão secundário com medidas de elevada precisão. Os erros associados às medições do CM11 são inferiores a $\pm 0,6\%$, no intervalo de 0 a 1000 W m^{-2} (vide <http://www.kippzonen.com>). As medições fornecidas por estes sensores foram armazenadas num sistema automático de aquisição de dados (CR10X, Campbell Scientific, EUA).

Os arquivos disponibilizados pela rede SONDA apresentam dados médios a cada minuto e são submetidos a um rígido controle de qualidade que utiliza critérios estabelecidos pela World Meteorological Organization (WMO) para as estações da rede BSRN (**B**aseline **S**olar **R**adiation

Network). Os dados da rede SONDA estão acessíveis no endereço <http://sonda.ccst.inpe.br/> para diferentes períodos de acordo com a estação. As medições de DNI, Eg e Ed a cada minuto foram integradas do nascer ao pôr do Sol a fim de produzir irradiações na base horária e na base diária.

Tabela 3.2 - Sítios experimentais com dados das componentes da radiação solar empregados no estudo. São inseridos a localização geográfica, período e instituição associada.

N	Estação - UF	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Período	Fonte
1	Petrolina - PE	09°04'S	40°19'S	387	1/07 a 12/08 ^a	SONDA
2	Natal - RN	05°50'S	35°12'S	58	7/07 a 4/08	SONDA
3	São Luís - MA	02°35'S	44°12'S	40	1-7/07 e 1-5/08	SONDA

^a X/YY corresponde a mês e ano, respectivamente.

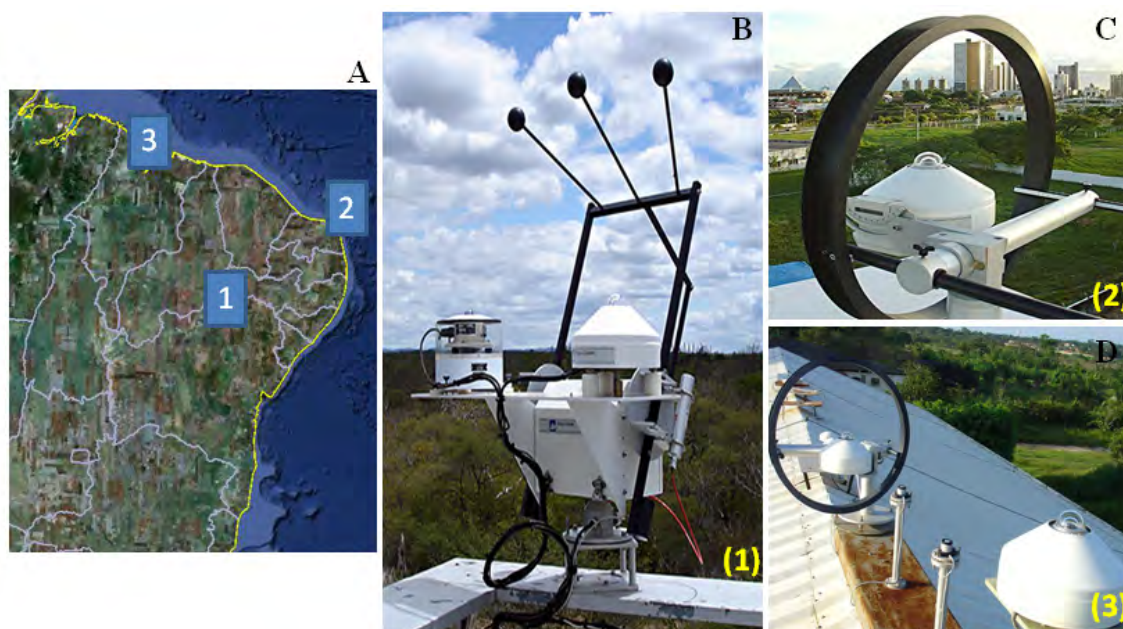


Figura 3.2 - (a) Localização geográfica das estações e (b), (c) e (d) fotos representativas de alguns instrumentos de cada estação. A numeração corresponde à tabela 3.2.

Fonte: Google Earth (2012) e SONDA (2012).

As três estações solarimétricas utilizadas no estudo estão bem distribuídas no NEB, e representam diferentes condições climáticas e ambientais. Um breve resumo de suas características meteorológicas é apresentado a seguir.

O município de Petrolina localiza-se no semiárido do NEB. O clima da região é do tipo BSw^h, segundo a classificação de Köppen, que corresponde a um clima Tropical semi-árido, com maiores concentrações de chuva entre os meses de janeiro a abril (TEIXEIRA et al. 2002). A precipitação média anual é de 577,4 mm (INMET, 2009). Por sua vez, Natal está localizada no extremo nordeste do NEB. Possui um clima caracterizado como tropical quente e úmido, com temperatura média compensada anual de 26° C, e 2968,4 horas de insolação por ano. Em relação à precipitação, a média anual é de 1465,4 mm, e o mês de novembro (abril) com registros médios de 14,7 mm (264,7 mm) se destaca por apresentar menor (maior) total pluviométrico (INMET, 2009). Já o município de São Luís situa-se na zona costeira do norte do NEB. Esta região apresenta clima do tipo tropical úmido com elevadas temperaturas e estações chuvosa (janeiro a junho) e seca (julho a dezembro) bem delimitas ao longo do ano (SANTOS, 2010). A região norte do NEB é fortemente influenciada pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e seu posicionamento ao longo do ciclo anual. Ferreira (1996) informou que a ZCIT situa-se mais ao sul ($\approx 1^\circ$ HN) durante o mês de abril. Este comportamento explica os elevados totais pluviométricos dessa época do ano.

3.2. Dados de profundidade óptica do aerossol

Foram utilizados dados médios diários medidos à superfície de POA, obtidos por um fotômetro solar espectral da rede AERONET (Aerosol Robotic Network) em Petrolina, no período de maio de 2007 a outubro de 2008. O fotômetro solar da AERONET avalia a profundidade óptica do aerossol em 7 canais (0,340, 0,380, 0,440, 0,500, 0,675, 0,870 e 1,020 μm). Entretanto, no período do estudo, não havia registros de POA no canal de 0,340 μm , assim, utilizou-se os canais entre 0,380 e 1,020 μm . Os arquivos de dados são disponíveis na página <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>, em distintos níveis de confiança; Nível 1.0, obtidos quase em tempo real e sem procedimentos de filtragem de erros, como a contaminação por nuvens; Nível 1.5, passam por procedimentos contra erros associados às nuvens e Nível 2.0, qualidade assegurada contra eventuais falhas instrumentais e de nebulosidade. Para assegurar a qualidade das informações foram aproveitadas apenas as medidas do nível 2.0.

3.3. Dados de pressão atmosférica

Os dados de pressão atmosférica P utilizados no estudo são provenientes de duas fontes: i) sítios experimentais da rede SONDA expressos na Tabela 3.2, e ii) estações do INMET distribuídas em todos os estados do NEB e estados limítrofes (137 no total). As medidas de pressão atmosférica das estações pertencentes à rede SONDA são obtidas por barômetros PTB101B da Vaisala (Campbell Scientific, Inc., Logan, Utah). Os arquivos de dados disponibilizados fornecem registros médios a cada minuto. Médias diárias de P em cada sítio experimental (período de dados os mesmos da Tabela 3.2), através das medidas de minuto a minuto, foram elaboradas. Utilizaram-se médias anuais de P obtidas em 137 estações meteorológicas do INMET (INMET, 2009). A distribuição espacial dessas estações está apresentada na Figura 3.3.

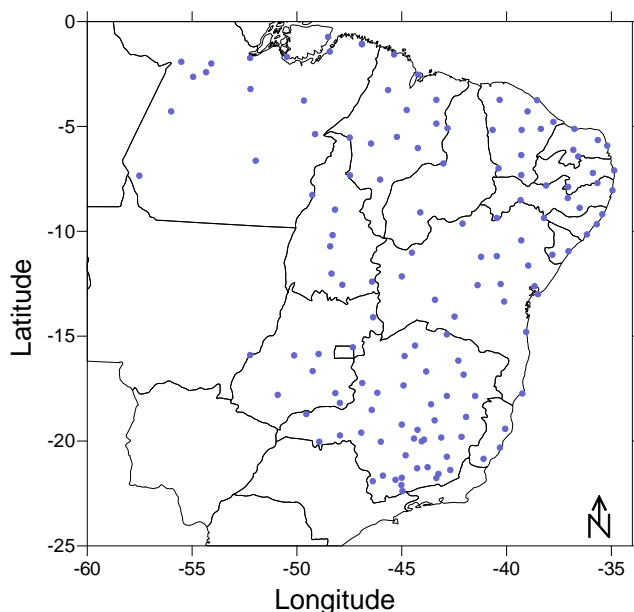


Figura 3.3 - Distribuição espacial de 137 estações do INMET utilizadas no estudo com dados de pressão atmosférica no NEB e estados limítrofes.

3.4. Dados de modelo de previsão numérica de tempo

Foram utilizados dados de água precipitável w obtidos a partir dos perfis atmosféricos do modelo de previsão numérica de tempo Global T213L42 do CPTEC/INPE, para o período de 2007/2008,

fornecidos pelo Grupo de Radiação Solar e Terrestre da DSA/CPTEC/INPE. O modelo global é espectral com resolução horizontal de aproximadamente 60x60 km e 42 níveis na vertical (SAPUCCI et al. 2010); entretanto, operacionalmente são disponibilizados 26 níveis entre 1000 e 10 hPa. Os arquivos de água precipitável fornecidos pela DSA, disponíveis nos horários de 0 e 12 GMT, estão no formato binário, correspondentes a 80x80 pixels, entre as coordenadas 23° N a -51,25°S e -101,25° W a -27° W, em projeção regular com resolução espacial de 0,9375°. Estes dados são gerados a partir dos campos de análise do Modelo Global do CPTEC. No estudo utilizaram-se apenas os arquivos com dados de w nos horários diurnos, ou seja, 12 GMT.

3.5. Dados de radiossondas

Foram utilizados perfis atmosféricos obtidos por radiossondagens em 4 estações do NEB (São Luís- MA, Fortaleza-CE, Natal-RN, Petrolina-PE), e ainda, Brasília-DF e Belém-PA. A Figura 3.4 mostra a distribuição espacial das estações com observações meteorológicas do ar superior utilizadas e na Tabela 3.3 são apresentadas informações adicionais dessas estações, como coordenadas geográficas, número de radiossondagens e o número de identificação. Os arquivos referentes às radiossondagens são disponíveis em <http://weather.uwyo.edu/upperair/sound> para os horários de 0 e 12 GMT em formato texto, entretanto, apenas foram aproveitadas as medidas oriundas das 12 GMT. Fez-se o uso de um total de 186 radiossondagens. No caso de São Luís utilizou-se de radiossondagens obtidas entre os anos de 2006 e 2007, enquanto que para as demais estações os registros foram do ano de 2008. Isso aconteceu, pois, o sítio de São Luís não possui radiossondagens em 2008. Foram selecionados dias de todos os meses do ano.

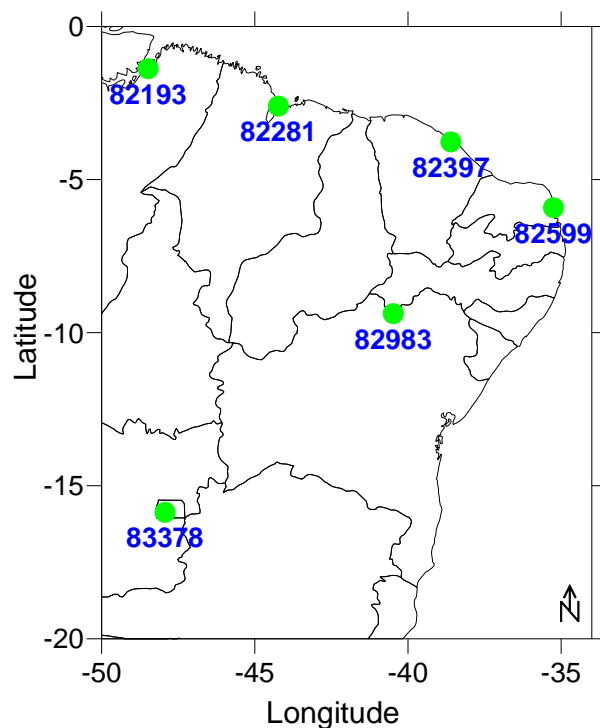


Figura 3.4 - Distribuição espacial de 6 estações meteorológicas de ar superior utilizadas no estudo. A numeração corresponde à tabela 3.3.

Tabela 3.3 - Informações de 6 estações meteorológicas de ar superior empregadas no estudo. São inseridos o número de radiossondagens utilizadas e o período em que os lançamentos foram realizados.

Estação - UF	Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude (m)	Número de identificação	Número de radiossondagens	Ano
Belém - PA	-1,38	-48,48	16	82193	38	2008
Brasília - DF	-15,87	-47,93	1061	83378	34	2008
Fortaleza - CE	-3,77	-38,60	26	82397	26	2008
Natal - RN	-5,92	-35,25	52	82599	26	2008
Petrolina - PE	-9,38	-40,48	370	82983	38	2008
São Luís - MA	-2,60	-44,23	53	82281	24	2006/2007

3.6. Dados de satélite

Foram utilizados dados de cinco satélites: satélite AURA, TERRA e AQUA, GOES-10 e GOES-12. Segue descrição dos dados e o período de estudo utilizado de informações de cada satélite.

3.6.1. Dados de ozônio

Foram utilizados dados diários do conteúdo total de ozônio, entre os meses de janeiro de 2007 a dezembro de 2008, medidos pelo sensor OMI (Ozone Monitoring Instrument) a bordo do satélite Aura, que faz parte do EOS (Earth Observation System). O monitoramento diário global do ozônio pelo sensor OMI tem sido registrado desde meados de 2004 até o presente. Os arquivos de conteúdo total de ozônio são disponíveis no site <http://ozoneaq.gsfc.nasa.gov/OMIOzone.md>, no formato texto, correspondentes a uma matriz de 180x360, com resolução espacial de 1x1°, onde as latitudes e longitudes estão centradas em 89,5° S a 89,5° N e 179,5° W a 179,5° E, respectivamente. Comparações com observações à superfície sugerem erros inferiores a 3% (VEEFKIND et al. 2006).

3.6.2. Dados de profundidade óptica do aerossol

Os dados de profundidade óptica dos aerossóis (POA) em 0,55µm utilizados no trabalho foram provenientes do sensor MODIS a bordo dos satélites Terra e Aqua. Os arquivos diários e médios mensais empregados compreendem o período de janeiro de 2007 a dezembro de 2008, e foram adquiridos através do aplicativo online de visualização e análise de dados Giovanni (<http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni/overview/index.html>), desenvolvido pela GES-DISC (Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center) da NASA. Os arquivos de dados diários de POA em 0,55µm foram obtidos para os sítios experimentais apresentados na Tabela 3.2, enquanto os dados médios mensais foram recortados para a área do NEB limitada entre as latitudes de 0 a -20° S e as longitudes -50° W a -34° W.

Os arquivos disponibilizados estão no formato texto, com resolução espacial de 1°, com nomes iniciando por MOD08 para o sensor a bordo da plataforma Terra e MYD08 para plataforma Aqua. É válido salientar que as informações de ambos os satélites são necessárias, pois se complementam, de forma que o TERRA tem nodo ascendente às 10:30 GMT e o descendente do AQUA ocorre às 13:30 GMT. A avaliação de aerossóis pelo sensor MODIS é realizada através do uso de 7 canais com comprimentos de onda centrados em cada banda em 0,646, 0,855, 0,466,

0,553, 1,243, 1,632 e 2,119 μm , com resolução espacial entre 250 a 500m (variável com o canal) e utiliza outras bandas para correção da nebulosidade (LEVY et al. 2009). Comparações realizadas por Remer et al. (2005), entre o produto de POA em 0,55 μm do MODIS com medidas equivalentes da rede AERONET, indicaram coeficientes de correlação de cerca de 0,8.

3.6.3. Dados de albedo VIS da superfície

Foram utilizados dados de albedo da superfície no canal visível (0,3-0,7 μm) obtidos do produto de albedo do sensor MODIS (MCD43B3), referente ao *tile* h14/v09, para o ano de 2008. O produto MCD43B3 está disponível no site <http://ladsweb.nascom.nasa.gov/data/search.html>, no formato HDF-EOS, para 10 bandas distintas, na projeção senoidal, correspondentes a 1200x1200 pixels, com resolução espacial de 1 km e resolução radiométrica de 16 bits. Os arquivos correspondem a médias obtidas em períodos de 16 dias produzidas pela combinação dos dados mensurados pelos satélites Terra e Aqua. Os arquivos HDF-EOS foram reprojatados e convertidos para o formato TIF (coordenadas geográficas, WGS84) com a utilização da ferramenta MODIS Reprojection Tool (MRT).

O produto MCD43B3 fornece os albedos White-sky albedo e Black-Sky albedo para 7 bandas espectrais do MODIS e 3 bandas largas: 0,3-0,7 μm (albedo no visível), 0,7-5,0 μm (albedo no infravermelho) e 0,3-5,0 μm (albedo de ondas curtas). O albedo Black-Sky (refletância hemisférica) é definido como o albedo na ausência de uma componente difusa, sendo assim uma função exclusivamente do ângulo zenital. Já o albedo White-sky (refletância bihemisférica) é definido como o albedo na ausência de uma componente direta, quando a componente difusa é isotrópica (LUCHT et al. 2000). Assim, esses dois tipos de albedo (Black-Sky e White-sky) marcam os extremos de iluminação direta e difusa (SCHAAF et al. 2002). Neste estudo, para calcular o albedo no visível, foi realizada uma média aritmética entre os dois tipos de albedo.

3.6.4. Dados do GOES-10 e GOES-12

Foram utilizadas imagens de refletância do canal VIS (0,55-0,75 μm) provenientes do satélite GOES-12 Imager, para o período de janeiro de 2007 a meados de março 2007. Os dados foram fornecidos pela DSA/CPTEC/INPE, através de seu banco de dados. Os dados disponibilizados consistem de arquivos binários (2 bytes), correspondentes a 1800x1800 pixels, entre as coordenadas 21,96°N a -50°S e -100°W a -28,04°W, em projeção regular com resolução espacial de 0,04° (\approx 4 km) e temporal de 30 minutos.

Em meados do mês de março de 2007 o satélite geoestacionário GOES-10 substituiu o GOES-12 na observação sobre a América do Sul, assim a partir dessa data a DSA/CPTEC/INPE forneceu essas imagens operacionalmente. Desta forma, entre abril de 2007 a dezembro de 2008 foram utilizados arquivos de refletância do canal VIS oriundos desse satélite. Em geral, as características entre os satélites GOES-12 e GOES-10 são similares, porém houve melhoria na resolução temporal, com imagens de todo o continente sul-americano a cada 15 minutos.

3.6.5. Dados de classificação de nuvens

Foram utilizados dados de classificação de nuvens (período diurno) para os meses de janeiro e fevereiro de 2007. Os arquivos foram disponibilizados pela DSA/CPTEC/INPE, por meio do seu banco de dados. Os arquivos de classificação de nuvens estão no formato binário (1 byte), correspondente a uma quadrícula de 1780 linhas por 1800 colunas, em projeção regular de resolução de 4 km. O produto de classificação de nuvens está disponível em caráter operacional na DSA/CPTEC/INPE (vide <http://satelite.cptec.inpe.br/radiacao/>). O algoritmo de classificação de nuvens baseia-se num método de agrupamento dinâmico que relaciona as características de refletância (canal 1), temperatura de brilho (canais 2 a 5) e textura dos 5 canais do imageador do GOES. Determina-se então, 30 classificações com características particulares de temperatura de brilho, textura e refletância. Por fim, a análise das classificações sugere definir 5 classes que são representativas de diferentes tipos de “nuvens”: superfície, cumuliformes, estratiformes,

cirriformes e situações de multicamadas. Maiores detalhes da técnica de classificação de nuvens podem ser encontrados em Bottino e Ceballos (2000) e Ceballos et al. (2004).

4. METODOLOGIA

A metodologia do presente estudo está dividida em quatro etapas distintas e visa desenvolver um método de estimativa de irradiância (e irradiação) direta normal para qualquer condição de nebulosidade baseando-se em dados meteorológicos e imagens de satélite. A primeira etapa foi dedicada ao desenvolvimento de um modelo de estimativa de DNI_{cc} , que se fundamenta em funções de transmitância espectrais referentes aos principais processos de extinção na atmosfera: espalhamento Rayleigh, extinção por aerossol, absorção por ozônio, e absorção provocada pelo vapor d'água e dióxido de carbono. A segunda etapa teve como foco principal a intercomparação, análise e avaliação do desempenho de cinco modelos físicos na estimativa de DNI_{cc} , para as condições atmosféricas do NEB. A terceira etapa foi realizada com o objetivo de avaliar a qualidade da estimativa de insolação mediante imagens GOES, que se encontra operacional na DSA/CPTEC/INPE, através de comparações com as usuais medidas heliográficas, além de outras duas definições possíveis para insolação que são baseadas no uso de pireliômetro. A quarta e última etapa está relacionada à obtenção e validação das estimativas de irradiância (e irradiação) direta normal obtidas por imagens do satélite geoestacionário GOES. Nesta etapa, o método desenvolvido foi aplicado para elaborar campos de irradiação direta normal à superfície no NEB, para o ano de 2008. Essas quatro etapas são descritas em detalhes nas próximas seções.

4.1. Um modelo de estimativa de irradiância direta normal

Este modelo alternativo de estimativa de irradiância direta normal sob céu claro é denominado PC12 (abreviação de Porfirio e Ceballos, 2012). O fluxo radiante por unidade de área normal aos raios solares à superfície (ou DNI, por “Direct Normal Irradiance”) é simbolizado, por praticidade, como Φ no que segue. Considerando condições de céu claro Φ por λ segue a expressão

$$\Phi_{\lambda} = S_{\lambda} T_{R\lambda} T_{o\lambda} T_{a\lambda} T_{g\lambda} \quad (4.1)$$

onde S_λ é a constante solar ($S_0 = 1367 \text{ W m}^{-2}$) corrigida pela variação da distância Terra-Sol e o símbolo T se refere a funções de transmitância de processos de atenuação da radiação solar na atmosfera; consideram-se aqui, espalhamento Rayleigh, absorção pelo ozônio, extinção por aerossol e absorção por gases como vapor d'água e dióxido de carbono, representados por $T_{R\lambda}$, $T_{o\lambda}$, $T_{a\lambda}$, e $T_{g\lambda}$, respectivamente. A irradiância direta normal é dada por

$$\Phi(\mu) = \int_{\Delta} \Phi_\lambda d\lambda \quad (4.2)$$

onde Δ = intervalo espectral solar entre 0,25 e 4 μm e μ representa o $\cos Z$. A irradiância solar espectral extraterrestre usada aqui foi obtida de Frohlich e Wehrli (IQBAL, 1983). As funções de transmitância são definidas para caminhos ópticos entre a atmosfera e à superfície terrestre, expressadas na forma de massas ópticas m . A transmitância T é obtida pela lei de Beer-Bouguer-Lambert aplicada à atmosfera terrestre como segue

$$T_{i\lambda} = \exp(-\tau_{i\lambda} * m_i) \quad (4.3)$$

onde $\tau_{i\lambda}$ e m_i se referem a profundidade óptica e massa óptica de cada processo atenuador. Neste trabalho, adotou-se por praticidade uma única expressão para a massa óptica referente a todos os constituintes atmosféricos, segundo a aproximação de Kasten e Young (1989), a qual leva em consideração a distribuição vertical da densidade dos gases com a altitude

$$m = \left[\mu + 0,50572 (96,07995 - Z)^{-1,6364} \right]^{-1} \quad (4.4)$$

Os processos atenuantes da radiação solar, explicitados acima, não atuam em todo o espectro solar. A influência do espalhamento Rayleigh é maior nos intervalos ultravioleta e visível, logo, $\lambda < 0,7 \mu\text{m}$. Por um lado, a absorção provocada pelo O_3 situa-se intensamente em $\lambda < 0,36 \mu\text{m}$ e entre $0,42 < \lambda < 0,74 \mu\text{m}$. Por outro lado, o vapor d'água e o dióxido de carbono atuam em

bandas situadas na faixa do infravermelho próximo. Logo, é conveniente particionar a integral 4.2 segundo

$$\Phi(\mu) = \int_{OC} S_{\lambda} T_{R\lambda} T_{a\lambda} T_{o\lambda} d_{\lambda} + \int_{OM} S_{\lambda} T_{a\lambda} T_{g\lambda} d_{\lambda}, \quad \Phi(\mu) = \Phi_{OC} + \Phi_{OM} \quad (4.5)$$

ou seja, dividir o espectro solar em dois intervalos principais: i) onda curta, Φ_{OC} (= UV+VIS+IV próximo, 0.28-1.0 μm), onde a atenuação predominante é devido aos efeitos de absorção pelo ozônio (O_3), espalhamento Rayleigh e aerossol e ii) onda média, Φ_{OM} (= IV próximo, 1.0-4.0 μm), onde, a absorção da radiação direta normal é realizada pelo efeito combinado do vapor d'água e dióxido de carbono. O efeito atenuante do aerossol nessa faixa espectral é de caráter secundário, mais não desprezível.

Espalhamento Rayleigh

A profundidade óptica Rayleigh foi avaliada segundo Paltridge e Platt (1976) e Tanré et al. (1986), que é definida como

$$\tau_{R\lambda} = \left(\frac{P}{P_o} \right) * 0,00888\lambda^{-4,05} \quad (4.6)$$

onde P corresponde a pressão atmosférica do local (hPa ou mb), P_o é a pressão ao nível médio do mar (= 1013mb) e λ é o comprimento de onda em μm .

Aplicando a lei de Beer-Bouguer-Lambert (Equação 4.3), a transmitância Rayleigh é simplesmente determinada por

$$T_{R\lambda} = \exp(-\tau_{R\lambda} * m) \quad (4.7)$$

Absorção por ozônio

A concentração do ozônio é fortemente variável no tempo/espaço e com a altitude, apresentando concentração máxima de $\approx 0,0012\%$ do total dos constituintes da atmosfera (IQBAL, 1983). O ozônio é o fator modulador mais importante na atenuação da radiação solar ultravioleta, principalmente nas faixas espectrais UV_B e UV_C. A transmitância do ozônio pode ser expressa por

$$T_{o\lambda} = \exp(-\tau_{o\lambda} * m) \quad (4.8)$$

onde

$$\tau_{o\lambda} = \beta_{o\lambda} u_{o3} \quad (4.9)$$

sendo que $\tau_{o\lambda}$ é a profundidade óptica referente ao ozônio, $\beta_{o\lambda}$ é o coeficiente de absorção e u_{o3} é o conteúdo total de ozônio (cm-atm). Adotaram-se funções contínuas para o coeficiente de absorção conforme a Tabela 4.1. Estas funções foram interpoladas por Souza (2008) baseando-se em coeficientes de absorção apresentados por Leckner (1978).

Tabela 4.1. - Coeficientes de absorção espectral para o ozônio.

Intervalo espectral (μm)	Coeficientes de absorção ($\beta_{o\lambda}$)
0,300-0,315	$\exp(174,4035 - 996,6964 \lambda + 1410,742 \lambda^2)$
0,315-0,350	$\exp(-4,9971 + 164,173 \lambda - 468,354 \lambda^2)$
0,450-0,565	$2,501 - 2,2428 \lambda^{-1} + 0,5036 \lambda^2$
0,565-0,605	$246109,5297 + 714306,2652\lambda^{-1} - 828956,3995\lambda^{-2} + 480816,2554\lambda^{-3} - 139388,0532\lambda^{-4} + 16156,9571\lambda^{-5}$
0,605-0,790	$\exp(-18,253 + 65,0446 \lambda - 63,283 \lambda^2)$

Fonte: Adaptada de Souza (2008).

Espalhamento e absorção do aerossol

Os aerossóis exercem forte impacto nos níveis de radiação direta normal à superfície. Este constituinte atmosférico possui origem natural, através do efeito dos ventos sobre as superfícies, ou antropogênica, geralmente observados em ambientes urbanos. Os efeitos que os aerossóis (troposféricos e estratosféricos) exercem nos níveis de radiação solar dependem de parâmetros ópticos que são altamente variáveis no tempo, no espaço e com as condições meteorológicas, notadamente, a concentração, forma, tamanho, tipo e seus perfis verticais. Informações detalhadas desses parâmetros ópticos como o coeficiente de turbidez β , obtidos por fotômetro solar ou espectro-radiômetro, são relativamente escassas. Em alguns casos apenas dados climatológicos são disponíveis, ou estimativas indiretas de turbidez com base em medidas de irradiância global e difusa ou dados de visibilidade. Este fato dificulta a estimativa precisa dos efeitos radiativos em escala regional e global. Sendo assim, a limitação de dados detalhados justifica o uso de uma metodologia simplificada para o cômputo da transmitância do aerossol

$$T_{a\lambda} = \exp(-\tau_{a\lambda} * m) \quad (4.10)$$

onde $\tau_{a\lambda}$ e β são dados pela formulação de Angstrom (Equação 2.2); α é assumido = 1,3, um valor típico para diferentes tipos de aerossóis como sugerido por Iqbal (1983).

Com base nestas expressões, a integração referente Φ_{OC} é simples de se realizar. Em relação ao fluxo no intervalo de onda média, a influência do aerossol pode ser representada “em primeira ordem” por meio de uma transmitância média $\langle T_{a\lambda} \rangle$ e retirada da integral

$$\Phi_{OM} = \langle T_{a\lambda} \rangle \int_{OM} S_{\lambda} T_{g\lambda} d\lambda, \quad \langle T_{a\lambda} \rangle = \frac{\int_{OM} S_{\lambda} T_{a\lambda} d\lambda}{\int_{OM} S_{\lambda} d\lambda} \quad (4.11)$$

Admitindo-se que $T_{g\lambda} = 1 - a_{g\lambda}$, sendo que $a_{g\lambda}$ refere-se à absorptância espectral dos gases, H₂O e CO₂; a Equação 4.11 pode ser rapidamente modificada como segue

$$\Phi_{OM} = \langle T_{a\lambda} \rangle \left(\int_{OM} S_{\lambda} d\lambda - \int_{OM} S_{\lambda} a_{g\lambda} d\lambda \right), \quad \Phi_{OM} = \langle T_{a\lambda} \rangle (S_{OM} - \Delta S_{OM}) \quad (4.12)$$

onde S_{OM} é a irradiância direta normal no topo da atmosfera corrigida pela distância Terra-Sol (1-4 μm) e ΔS é a soma da absorção efetuada pelo vapor d'água (ΔS_{H_2O}) e dióxido de carbono (ΔS_{CO_2}).

Absorção por vapor d'água

O vapor d'água é um gás absorvedor significativo da radiação solar, especialmente no espectro infravermelho e na radiação de onda longa. A absorção proferida pelo vapor d'água não é contínua no espectro infravermelho, mais sim, ocorre em regiões específicas denominadas de bandas de absorção. Estas bandas de absorção consistem de linhas cuja intensidade varia fortemente com o λ . Este comportamento aleatório não permite que a transmitância seja descrita por uma função exponencial do caminho óptico do gás (lei de Beer). Uma alternativa é o uso de parametrizações obtidas a partir de informações fornecidas por determinações espectroscópicas em intervalos “largos” que incluem por completo uma banda. Ceballos et al. (2004) avaliaram as contribuições de diversas bandas de absorção, com base nas parametrizações de dados experimentais de Howard et al. (1956b). As expressões originais de Howard et al. 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 $\langle P \rangle$ ponderado com a distribuição vertical de vapor, como segue

$$\langle P \rangle = \frac{\int_0^w P dw}{\int_0^w dw} \quad (4.13)$$

Os autores assumiram um valor de pressão equivalente $\langle P \rangle \approx 800$ mb, baseando-se em perfis verticais de diversas regiões do Brasil. A absorção do vapor d'água é obtida através da seguinte expressão

$$\Delta S_{H_2O} = 133 + 92 \log_{10} w^* + 2,1w^* \quad (4.14)$$

onde ΔS_{H_2O} é mensurada em $W m^{-2}$; w^* é o caminho óptico para o vapor d'água. Aqui, assume-se como $w^* = m \times w$.

Este trabalho avaliou a acurácia desta equação para o cômputo da absorção pelo vapor d'água mediante comparação com parametrizações de banda-larga e de códigos radiativos mais sofisticados. Verificou-se nesta análise que seria conveniente alterar na Equação 4.14 o termo independente de w para 141,5. Maiores detalhes desta análise são apresentados na seção 4.2 e 5.1.1.2. Assim, para o cômputo da absorção pelo vapor d'água utilizou-se a Equação 4.14 com esta mudança.

Absorção pelo dióxido de carbono

A contribuição do dióxido de carbono na absorção da radiação solar é de ordem inferior aquelas obtidas pelo vapor d'água. Entretanto, uma estimativa acurada da absorção provocada pelos gases absorvedores (incluindo CO_2) acoplado com medidas pireliométricas permite, em princípio, avaliar a espessura óptica associada aos aerossóis. Ceballos et al. (2004), apresentaram uma expressão similar a equação 4.14 para absorção do CO_2 , tendo como base determinações experimentais de Howard et al. (1956a). A parametrização sugerida pelos autores foi definida para uma concentração constante do gás de 360 ppm (partes por milhão). Optou-se, neste trabalho, reparametrizar a equação proposta pelos autores para níveis de concentração de CO_2

atuais, da ordem de 390 ppm (vide <http://co2now.org/>). Sendo assim, a absorção pelo CO₂ foi avaliada como

$$\Delta S_{CO_2} = 1,81 + 12,61\mu^{-1/2} - 8,6\log_{10}(\mu) \quad (4.15)$$

A acurácia desta parametrização foi verificada, por comparação, com as estimativas realizadas pelo código de transferência radiativa SBDART. Maiores detalhes do procedimento de validação e seus resultados são abordados nas seções 4.2 e 5.1.1.3, respectivamente.

4.2. Avaliação de modelos de estimativa de irradiância direta normal

Esta etapa foi realizada no intuito de avaliar e verificar a qualidade das estimativas de DNI_{cc} na região NEB. Inicialmente, uma revisão de literatura foi realizada no intuito de identificar modelos físicos de estimativa de DNI_{cc}, que se baseiem em esquema de banda-larga e tenham apresentado bons resultados em pesquisas anteriores. Com base nessa avaliação (vide seção 2.3.2), quatro modelos foram selecionados: Iqbal C (IQBAL, 1983), METSTAT (MAXWELL, 1998), REST (GUEYMARD, 2003) e Yang (YANG et al. 2001). O Modelo REST inclui parametrização da transmitância devido ao dióxido de nitrogênio. Neste estudo não foi considerada essa transmitância devido a sua pequena influência. A descrição completa destes modelos está apresentada no Apêndice A. Foi realizada a seguinte metodologia: i) avaliação teórica, onde, as formulações de transmitância individuais são comparadas com a estimativa realizada pelo PC12, e ii) avaliação experimental, onde, a estimativa de DNI_{cc} realizada pelos modelos são comparadas com medidas obtidas em sítios experimentais no NEB. As análises teóricas foram realizadas para ângulos zenitais entre 0 e 86°, correspondente a massas ópticas de aproximadamente 1 e 14,4.

Foram elaboradas curvas de transmitância do efeito combinado Rayleigh/ozônio. Adotaram-se nessas análises o valor de pressão à superfície de $P = 1013$ mb e uma carga de O₃ (= 0,25 cm-atm) típica da região tropical, conforme biblioteca do código SBDART. As diferenças

percentuais entre os modelos e a “referência” PC12 foram determinadas e representadas por meio de ciclos diários.

As parametrizações de absorção pelo vapor d’água na atmosfera foram avaliadas com parametrizações usualmente utilizadas em códigos radiativos de modelos atmosféricos como os esquemas propostos por Lacis e Hansen (1974) e Davies (1982); e parametrizações mais recentes ajustadas com resultados de códigos radiativos que (teoricamente) são capazes de avaliar o impacto isolado de cada linha de absorção como Briegleb (1992), Ramaswamy e Freidenreich (1992) e Chou e Lee (1996). Os algoritmos de transmitância costumam ser construídos como somas de exponenciais decrescentes com a massa óptica atravessada. Teoricamente, quanto maior o número de termos exponenciais, maior seria a acurácia na estimativa da absorção. Sendo assim, adotou-se nessa análise como referência o esquema de Ramaswamy e Freidenreich (1992). Este método utiliza 11 termos exponenciais, incorpora melhorias em observações espectroscópicas do vapor d’água e ajusta seus coeficientes de absorção a cálculos “line-by-line”.

A absorptância ao longo de um caminho óptico depende fortemente da variação da pressão e da temperatura do ar. A abordagem clássica para avaliar a absorção do vapor d’água em uma condição idealizada é denominada de aproximação de escala, que fixa uma temperatura e pressão de referência (T_r e P_r , respectivamente) e define um caminho óptico equivalente a essa T_r e P_r (PLANA-FATTORI et al. 1997). Em outras palavras, os modelos necessitam de perfis verticais de pressão e temperatura do ar para aplicar uma correção a água precipitável w , e assim, por sua vez, avaliar uma água precipitável efetiva w_{ef} . As funções de escala adotadas pelos modelos são apresentadas na Tabela 4.2. Assim, para o cálculo da w e w_{ef} , utilizou-se perfis verticais de 4 locais no NEB (Petrolina-PE, Fortaleza-CE, Natal-RN, São Luís-MA) e ainda em Brasília-DF e Belém-PA, obtidos entre os anos de 2006 e 2008 (ver Tabela 3.3). A água precipitável foi determinada segundo a formulação

$$w = \frac{1}{g} \int_{P_{topo}}^{P_0} r dp = \frac{1}{g} \sum_{n=1}^N \frac{[(r)_{n+1} + (r)_n]}{2} [(P)_n - (P)_{n+1}] \quad (4.16)$$

em que g é a aceleração da gravidade, r é a razão de mistura (\approx umidade específica q), P é a pressão e N é o número de camadas da superfície até o topo.

Diagramas de dispersão entre a w_{ef} (para cada modelo) e w (radiossondagens) foram elaborados. Seus resultados permitiram desenvolver uma parametrização da relação entre w_{ef} e w . Realizaram-se também comparações da absorção estimada por cada modelo, referente à constante solar, em função de w .

Tabela 4.2 - Diferentes funções de escala adotadas para o cálculo da água precipitável efetiva. δ é um fator empírico determinado por tentativa e erro ($= 0,0017$); $T(P')$ e $q(P')$ representam a temperatura do ar e umidade específica no nível P' , respectivamente.

Modelo-Abreviação	Equação w_{ef}	Tr (K)	Pr (hPa)
Lacis e Hansen (1974) – LH74	$w_{ef}(P) = \frac{1}{g} \int_{P_{topo}}^P \left(\frac{P'}{Pr} \right) \left(\frac{Tr}{T(P')} \right)^{0.5} q(P') dP'$	273	1013
Davies (1982) – D82			
Ramaswamy e Freidenreich (1992) – RF92			
Briegleb (1992) – B92	$w_{ef}(P) = \frac{1}{g} \int_{P_{topo}}^P \left(\frac{P'}{Pr} \right) + \delta \left(\frac{\mu}{q(P')} \right)^{0.5} q(P') dP'$	-	1013
Chou e Lee (1996) – CL96	$w_{ef}(P) = \frac{1}{g} \int_{P_{topo}}^P \left(\frac{P'}{Pr} \right)^{0.8} \exp(0,00135 \times (T(P') - Tr)) q(P') dP'$	240	300

A parametrização utilizada pelo modelo PC12 para o cálculo da absorção pelo dióxido de carbono foi validada com estimativas realizadas pelo código de transferência radiativa SBDART (Santa Barbara Distort Atmospheric Radiative Transfer). As simulações teóricas realizadas pelo SBDART permitiram avaliar quanta energia é absorvida pelo CO_2 ao considerar o espectro solar entre 1,0 a 4,0 μm , em quatro ângulos zenitais (0, 45, 60 e 75°). O perfil atmosférico utilizado nas simulações foi o correspondente a uma atmosfera tropical. O SBDART adota uma concentração padrão de 360 ppm para o CO_2 , entretanto, nas simulações realizadas neste estudo,

este valor foi modificado conforme níveis atuais de concentração da ordem de 390 ppm (vide <http://co2now.org/>). Inicialmente foram realizadas simulações para duas situações distintas. A primeira refere-se à estimativa da irradiância espectral direta normal considerando apenas a presença do dióxido de carbono; a segunda considera informação do vapor d'água, dióxido de carbono e ozônio (atmosfera padrão).

A análise da transmitância do aerossol foi realizada através da comparação entre a transmitância estimada pelos modelos e a inferida pelo PC12. Ciclos diários de transmitância do aerossol foram elaborados para duas condições de turbidez: i) turbidez muito baixa ($\beta = 0,025$) e ii) turbidez moderada ($\beta = 0,15$), conforme Iqbal (1983).

Na última parte desta etapa, foram elaborados ciclos diários de DNI_{cc} obtidos pelo uso dos cinco modelos. Esta análise teve o intuito de avaliar a sensibilidade dos modelos para diferentes valores de água precipitável e turbidez atmosférica. Consideraram-se fixos os seguintes parâmetros atmosféricos: $P = 1013$ mb, $u_{O_3} = 0,25$ cm-atm e $\alpha = 1,3$. Em seguida, simularam-se duas condições atmosféricas distintas: i) $\beta = 0,025$ e dois valores para w (2 e 5 g cm⁻²), e ii) $w = 3,5$ g cm⁻² e dois valores para β (0,025 e 0,15).

Posteriormente, uma avaliação experimental foi conduzida. A acurácia das estimativas de DNI_{cc} realizadas pelos modelos foi verificada (e quantificada) através de comparações com medições à superfície obtidas em sítios experimentais no NEB (Petrolina-PE, Natal-RN e São Luís-MA). Para tal, foram utilizados dados médios diários de pressão atmosférica (mensurados nos sítios), carga de O₃ obtida pelo sensor OMI, w estimada pelo modelo Global do CPTEC referente às 12 GMT, $\alpha = 1,3$, que é um valor que corresponde bem a aerossóis rurais e/ou continentais e é amplamente utilizado e β determinado por medidas do fotômetro da AERONET (em Petrolina) e via produtos MODIS/GIOVANNI (para as outras estações).

Fez-se conveniente avaliar a qualidade das estimativas de w realizadas pelo modelo global do CPTEC. Para tal, compararam-se as estimativas de w via modelo global do CPTEC com dados medidos por radiossondagens, em quatro estações meteorológicas de ar superior no NEB (ver Tabela 3.3). A Figura 4.1 mostra os valores de w estimados contra os dados medidos. Verifica-se

claramente que existe uma boa linearidade entre os valores de w estimados e medidos. Este resultado credencia o uso das estimativas de w realizadas pelo modelo global do CPTEC.

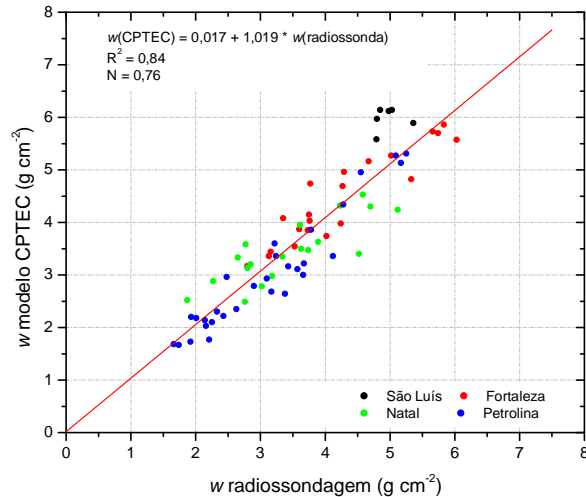


Figura 4.1 - Comparação entre a água precipitável medida por radiossondagens e estimada pelo modelo global do CPTEC, em 4 estações meteorológicas de ar superior no NEB. Ajuste linear é representado pela linha vermelha.

Em Petrolina, utilizaram-se as medidas de POA para determinar α e β . Foram realizados ajustes através do método de mínimos quadrados após atribuir um logaritmo natural na equação 2.2 como segue

$$\ln \tau_{a\lambda} = \ln \beta - \alpha \ln \lambda \quad (4.17)$$

onde $\tau_{a\lambda}$ é a POA em um dado λ . As informações dos 6 canais entre 0,38 e 1,02 μm foram utilizados para o ajuste. Nas demais estações, β foi determinado pelos dados de POA em 0,55 μm obtidos pelo MODIS/GIOVANNI e assumindo $\alpha = 1,3$ na equação de turbidez de Angstrom, ou seja

$$\tau_{a(0.55)} = \beta (0.55)^{-1,3} \quad (4.18)$$

Nesta análise, selecionaram-se apenas os dias com valores de α entre 1,2 a 1,4.

Em seguida, foram selecionados dias com predominância de céu claro para os três sítios no NEB. Ciclos diários de DNI medido e estimado e o desvio (estimado – medido) foram elaborados e analisados. Para garantir a não contaminação por nuvens no conjunto de dados, os dias selecionados passaram por uma inspeção visual através da análise do ciclo diário das irradiâncias direta normal, difusa e global registradas a cada minuto. Assim, foi possível descartar os horários com a presença parcial ou total de nuvens. Depois de produzido esse conjunto de dados “livre” de nuvens, foram realizadas aplicações de algumas técnicas estatísticas para a determinação da acurácia das estimativas de DNI_{cc} realizadas pelos modelos físicos em relação a DNI_{cc} medida. Foram tomadas como base para esses cálculos as metodologias propostas por Gueymard (2003b), Alam (2006) e Madkour et al. (2006), onde foram realizados os cálculos de desvio padrão (DP), coeficiente de determinação (R^2), MBE e RMSE. As equações dos dois últimos são descrita a seguir

$$MBE = \frac{\sum_{i=1}^N (y_i - x_i)}{N} \quad (4.19)$$

$$RMSE = \left(\frac{\sum_{i=1}^N (y_i - x_i)^2}{N} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (4.20)$$

onde y é o valor estimado, x é o valor medido e N é o número total de medições. O MBE (Mean Bias Error) é um indicador do desvio médio da estimativa em relação aos valores medidos e pode ser positivo ou negativo. O RMSE (Root Mean Square Error) refere-se ao desvio da estimativa em relação às medições e é sempre positivo. O primeiro permite a detecção de tendências sistemáticas de subestimativa/superestimativa. Já o segundo permite detectar as diferenças entre os valores estimados e medidos. Neste estudo, o DP e o R^2 foram calculados para um nível de confiança de 95 e 97,5%, respectivamente. É interessante notar que o nível de confiança é a probabilidade de que parâmetros populacionais, como a média e desvio padrão, posicionem-se

inseridos dentro de um intervalo (de confiança) de valores numéricos supondo que a população obedeça à distribuição normal de Gauss.

Diagramas de dispersão entre os valores de DNI_{cc} estimados por cada modelo e os valores medidos foram confeccionados. Por fim, foram calculados o desvio médio e o DP das estimativas em intervalos de 50 W m^{-2} de DNI medida. Esta análise permite aferir em que intervalo e com qual intensidade os modelos apresentam maiores erros em relação às medidas.

4.3. Análise e validação do método de estimativa de insolação por satélite

Esta parte do trabalho foi realizada com a finalidade de avaliar e verificar a qualidade das estimativas de insolação diária mediante satélite; produto este que se encontra operacional na DSA/CPTEC/INPE. Para tal, realizaram-se as seguintes análises: i) avaliação da relação existente entre a insolação estimada por satélite e a insolação medida por heliógrafo, e ii) comparação entre diferentes definições possíveis para insolação, baseadas no uso de medidas de heliógrafo e pireliômetro (ou pireliômetro equivalente) à superfície.

Inicialmente, foram elaborados diagramas de dispersão entre a insolação por satélite e a insolação por heliógrafo para o período de 2008 em 53 estações bem distribuídas no NEB (ver Figura e Tabela 3.1). Foram calculados valores médios de $nsat$ e seu desvio padrão em intervalos correspondentes de 1 h de $nhelio$. Determinaram-se relações lineares por meio de regressão linear segundo dois critérios: i) equação linear simples do tipo ($Y = a + bX$), e ii) equação linear forçada a passar pela origem, ou seja, intercepto à origem nula ($a = 0$). O desempenho de $nsat$ foi avaliado por meio do MBE e R^2 . Foram elaboradas figuras de distribuição espacial para o MBE e o R^2 . Esta análise foi realizada com o intuito de aferir uma possível sensibilidade do modelo de estimativa de $nsat$ para distintas condições geográficas e atmosféricas.

Em seguida, uma avaliação de algumas definições possíveis para insolação foi efetuada. A insolação (ou duração do brilho solar) é definida como o tempo em que o disco solar permanece sem obstrução por nuvens (ou seja, da percepção de tempo com feixe de radiação solar direta),

entre o nascer e ocaso do Sol. Apresenta-se a seguir uma breve descrição dos quatro métodos de avaliação de insolação utilizados no presente estudo:

Insolação por heliógrafo (*nhelio*)

O heliógrafo é um dos primeiros instrumentos empenhados em medir a radiação solar. Atualmente suas medidas ainda possuem grande importância devido à grande quantidade de heliógrafos instalados ao redor do mundo. O princípio de medida do heliógrafo (modelo Campbell-Stokes) é a queima de uma faixa de papel por concentração de raios solares e a observação do registro resultante (heliograma). Assim, em princípio, a leitura do heliograma informaria o tempo durante o qual houve incidência de raios solares diretos; a radiação difusa não deveria produzir queima no heliograma. O processo de medição é simples e apresenta alta correlação com todas as componentes da radiação solar (global, difusa, direta) (AZEVEDO e MARQUES, 1987).

Contudo, a estimativa de insolação diária obtida por este método apresenta diversas limitações. O patamar de radiação solar direta necessário para provocar queima do heliograma é relativamente indefinido e depende da qualidade do papel e da umidade atmosférica (IQBAL, 1983). Em condição de céu claro e baixa umidade do ar seriam necessários 70 W m^{-2} para a queima, porém, com céu nublado e umidade elevada seriam 280 W m^{-2} (COULSON, 1975). Algumas de suas limitações são discutidas por Painter (1981) e Ceballos et al. (1992) que apontam que em dias com altos níveis de radiação solar e/ou intermitente passagens de nuvens a queima do heliograma pode se espalhar, assim, levando a uma superestimativa da insolação. No período do amanhecer, fenômenos meteorológicos que ocorrem em algumas regiões, como o orvalho ou a geada, podem cobrir a esfera, reduzindo a radiação solar nesses momentos. Segundo Kerr e Tabony (2004), essas limitações são conhecidas desde quando o instrumento foi implantado. No entanto, as mesmas não são facilmente superadas e conduzem a um grau relativamente elevado de subjetividade, o que afeta as medidas de insolação.

Insolação por pireliômetro (*npir*)

A evolução da instrumentação meteorológica para equipamentos eletrônicos, e o armazenamento de dados na forma digital, impulsionou a necessidade de avaliar uma definição física “precisa” que permitisse que os sensores automáticos representassem as usuais medições de heliôgrafo. A Organização Meteorológica Mundial (WMO, 1985) adotou o pireliômetro como instrumento de referência para avaliar insolação, propondo 120 W m^{-2} de DNI como patamar de queima de heliograma, admitindo 20% de flutuação em torno desse valor. Sendo assim, o método de insolação por pireliômetro (*npir*) é baseado nessa definição da WMO, onde a insolação em um determinado período é a soma de sub-períodos para os quais a DNI seja superior a 120 W m^{-2} . A WMO sugere que a medida de insolação seja realizada com uma incerteza de $\pm 0,1 \text{ h}$ e uma resolução de 0,1 h, ou seja, aproximadamente 6 minutos. Neste estudo, a insolação *npir* (em horas) é obtida de médias registradas minuto a minuto de DNI, e o limiar de 120 W m^{-2} como representativo de minuto com Sol.

Insolação efetiva (*nef*)

Este método considera a hipótese de que as nuvens possuam espessura óptica elevada, de forma que a $\langle DNI \rangle$ num intervalo de tempo δt é representativo da fração de tempo f com raios solares diretos nesse intervalo, definindo assim uma insolação efetiva *nef* como

$$nef = \sum_i f_i \delta t_i = \sum_i \left(\frac{\langle DNI \rangle_i}{DNI_{cc_i}} \right) \delta t_i \quad (4.21)$$

ou seja a soma dos intervalos efetivos com céu claro. A Equação 4.21 considera que a passagem de nuvens em δt inibe a queima do papel heliográfico (CEBALLOS et al., 1992; PORFIRIO et al., 2011). O modelo físico que irá prover informações sobre DNI_{cc} será o que apresentar melhor acurácia na seção 5.1 dos resultados. É interessante notar que o intervalo de tempo com $DNI < 120 \text{ W m}^{-2}$ também é incluído nesta definição. De fato, pode-se esperar que a insolação *nef* apresente uma relação estreita com a disponibilidade de energia de uma localidade. É

importante fazer notar que esta definição é independente da sensibilidade da fita heliográfica. Portanto, no presente estudo, a insolação efetiva que se baseia em conceitos físicos claros foi adotada como referência.

Insolação satélite (*nsat*)

As estimativas de insolação por satélite, descritas por Ceballos e Rodrigues (2008) e Porfirio et al. (2011), baseiam-se em imagens de radiação refletida no intervalo visível. Imagens do canal VIS de satélites geoestacionários como o GOES (canal 1, centrado em $0,55\mu\text{m}$) do sensor GOES Imager, com resolução temporal de 15 minutos e resolução espacial de 4 km, são adequadas para integrar a informação ao longo do período diurno. A estimativa adota uma relação linear entre a cobertura local de nuvens C e a refletância R observada no canal VIS do GOES. Considera-se que a refletância R avaliada para um pixel represente um valor intermediário entre o sinal de superfície sem nuvens (R_{\min}) e o sinal com cobertura total (apenas nuvem, R_{\max}). O algoritmo para estimar C consiste em reconhecer que para uma cobertura (em área) C no pixel ($0 \leq C \leq 1$), então a refletância R observada é dada por

$$R = C R_{\max} + (1 - C)R_{\min} \Rightarrow C = \left(\frac{R - R_{\min}}{R_{\max} - R_{\min}} \right) \quad (4.22)$$

Esta expressão representa a cobertura média para um local que se encontra dentro do pixel considerado (entre 3 e 5 km). Claramente, dentro dessa dimensão ela se refere à cobertura por nuvens do tipo cumuliformes; outras coberturas (estratiformes, cumulonimbus, entre outras) têm localmente uma nebulosidade $C = 1$. Ceballos et al. (2004) encontraram que a transição entre cobertura cumuliforme e estratiforme apresenta um valor bem definido de aproximadamente $R_{\max} = 0,465$. Este valor é utilizado na Equação 4.22; valores superiores implicam em $C = 1$. A insolação diária corresponde à integração da informação de uma sequência de imagens, como segue

$$nsat = \sum_i (1 - C_i) \delta t_i \quad (4.23)$$

C_i é a nebulosidade característica do intervalo de tempo δt_i entre duas imagens sucessivas (usualmente 15 minutos). Claramente, a qualidade desta integração pode ser afetada por eventuais falhas na recepção de imagens e pelos valores assumidos para $Rmin$ (= 0,09) e $Rmax$. A insolação estimada com base em imagens GOES Imager VIS é disseminada pela DSA/CPTEC/INPE na página internet <http://satelite.cptec.inpe.br/radiacao/>.

Os quatro métodos de insolação acima descritos foram comparados para os sítios de Petrolina-PE e Natal-RN entre o período 2007-2008. A comparação das medições heliográficas de insolação com as obtidas por pireliômetro (ou pireliômetro equivalente) servem para determinar critérios acerca da qualidade e validade dos registros heliográficos. Para o cálculo da *nef* foram utilizados dados de P , u_{O3} , w e β das fontes citadas anteriormente. A estação experimental de Petrolina possui medidas de pireliômetro e de E_g e E_d . Assim fez-se conveniente avaliar as possíveis diferenças ao utilizar pireliômetro ou pireliômetro equivalente no cômputo da *npir* e *nef*. Dados de albedo VIS do sensor MODIS (MCD43B3) para o ano de 2008, foram utilizados para averiguar uma refletância de superfície $Rmin$ mais precisa para o sítio de Natal-RN. Em seguida, foi analisada a coerência entre os métodos na avaliação da insolação num intervalo decendial (10 dias). Por fim, foram desenvolvidos ajustes lineares e quadráticos entre os quatro métodos por meio de informações de insolação diária e decendial.

4.4. Modelo de estimativa de irradiação direta normal por satélite

Esta etapa teve o objetivo de desenvolver uma metodologia alternativa de estimativa de irradiância (e irradiação) direta normal por satélite. O método desenvolvido neste estudo baseia-se no uso combinado de um modelo físico de estimativa de DNI_{cc} , informações meteorológicas auxiliares e imagens de refletância no canal VIS do satélite GOES; o mesmo é independente das medidas à superfície. O método foi desenvolvido para contribuir na avaliação e no monitoramento desse recurso solar. É importante ressaltar que a componente solar direta normal

não é mensurada usualmente nas estações meteorológicas do Brasil. A aplicação deste método para o cálculo da irradiação direta normal foi realizado para a região NEB. Medidas de DNI obtidas em estações solarimétricas pertencentes à rede SONDA em Petrolina-PE, Natal-RN e São Luís-MA, foram utilizadas para uma validação regional no período 2007/2008. Em seguida, a distribuição geográfica da Q_N foi apresentada por meio de campos médios mensais, sazonais e médio anual (ano de 2008). Estes campos são necessários para avaliar o potencial de energia solar na região, informações especialmente úteis em projetos de energia solar. A área selecionada para o estudo está limitada entre as latitudes de 0 a -20°S e as longitudes de -50°W a -34°W .

O cálculo da DNI_{cc} é baseado no uso de um modelo físico de banda-larga que avalia através de funções de transmitância a influência dos principais processos atenuantes da radiação solar na atmosfera. O modelo adotado será o que apresentar melhores resultados na avaliação teórica e experimental (seção 5.1). Os parâmetros atmosféricos necessários para o cálculo da DNI_{cc} são: P , u_{O_3} , w e β . Assim, fez-se necessário elaborar campos para cada parâmetro. Esses campos foram gerados com base nos seguintes bancos de dados:

Pressão Atmosférica (P): Dados médios anuais de 153 estações meteorológicas bem distribuídas no NEB e estados circunvizinhos obtidos das Normais Climatológicas do Brasil 1961-1990 (INMET, 2009). Estas informações foram empregadas para a geração de um campo médio anual de P mediante interpolação por meio do inverso do quadrado da distância. No presente estudo, adotaram-se as estações mais próximas da localidade a ser interpolada. Assim, admitiram-se as estações que estivessem dentro de um raio de alcance espacial de 5° ;

Ozônio (u_{O_3}): Dados diários do conteúdo total de ozônio, para o período de 2007/2008 estimados pelo sensor OMI a bordo do satélite Aura (NASA). Elaboraram-se campos médios mensais de u_{O_3} no NEB;

Coefficiente de turbidez (β): Dados médios mensais de POA em $0,55\mu\text{m}$ no período 2007/2008, provenientes do sensor MODIS a bordo do satélite Terra e Aqua (NASA), foram utilizados para determinar β através da Equação 4.18. Os campos médios mensais foram construídos por meio de médias aritméticas entre a POA obtida para os dois satélites;

Água precipitável (w): Dados diários de w referente às 12 GMT provenientes de perfis atmosféricos do modelo global do CPTEC para o período 2007/2008.

Para estabelecer uma correspondência preliminar, os dados de P , u_{03} , w e β foram reamostrados por interpolação bilinear, para uma resolução espacial equivalente a resolução das imagens GOES 4x4 km ($\approx 0,04^\circ$).

O principal fator modulador da incidência de DNI à superfície é a nebulosidade. Seu efeito é tal que em condições de nebulosidade elevada os níveis de DNI registrados à superfície podem se anular ($= 0 \text{ W m}^{-2}$). Em contrapartida, a irradiância global é sempre superior a 0 W m^{-2} , pois a componente difusa aumenta nessas condições atmosféricas. Sendo assim, a nebulosidade foi caracterizada seguindo uma metodologia similar a adotada por Ceballos et al. (2004), para o modelo GL (Equação 2.6) e Ceballos e Rodrigues (2008), para a estimativa de insolação (Equação 4.22). Portanto, adotou-se uma relação linear entre a cobertura local de nuvens e a refletância observada no canal VIS do GOES. Algumas mudanças foram realizadas no algoritmo. Adota-se para o cálculo da radiação global via modelo GL e produto de insolação da DSA/CPTEC/INPE uma refletância de superfície sob céu claro R_{min} ($= 0,09$); uma refletância de transição entre nuvens tipo cumuliformes (associada a céu parcialmente nublado) e estratiformes (associada a condições de céu totalmente coberto) R_{max} ($= 0,465$), consideradas constantes.

Neste estudo, optou-se por construir campos sazonais de R_{min} para o NEB, baseando-se em imagens de refletância no VIS do GOES durante o período de 2007 e 2008. Para a construção de uma imagem (campo) de referência é preciso comparar um conjunto de imagens e, em seguida, armazenar na imagem de “referência” o valor mínimo observado em cada pixel. Detalhes de como esses campos foram construídos são apresentados abaixo:

1. Construção de campos horários de R_{min} entre 12:00 as 18:00 GMT para cada mês do ano;
2. Construção de campos mensais de R_{min} comparando os arquivos referentes aos campos horários;

3. Construção de campos sazonais de R_{min} comparando os arquivos referentes aos campos mensais.

Para os campos sazonais foram considerados os meses de dezembro, janeiro e fevereiro (DJF, verão); março, abril e maio (MAM, outono); junho, julho e agosto (JJA, inverno); setembro, outubro e novembro (SON, primavera) como representativos das estações do ano.

Uma verificação do valor R_{max} foi realizada a partir do uso combinado de imagens de refletância no canal VIS e imagens de classificação de nuvens para os meses de janeiro e fevereiro de 2007. A área de estudo selecionada está compreendida entre as latitudes -5°S a -10°S e longitude -40°W a -45°W , que abrange boa parte do semi-árido dos estados do Maranhão, Piauí, Ceará, Pernambuco e Bahia. Foi elaborado um histograma de frequência acumulada classificando quatro tipos fundamentais: superfície, cumulus, estratiformes e outros tipos de cobertura de céu. A Figura 4.2 ilustra este resultado.

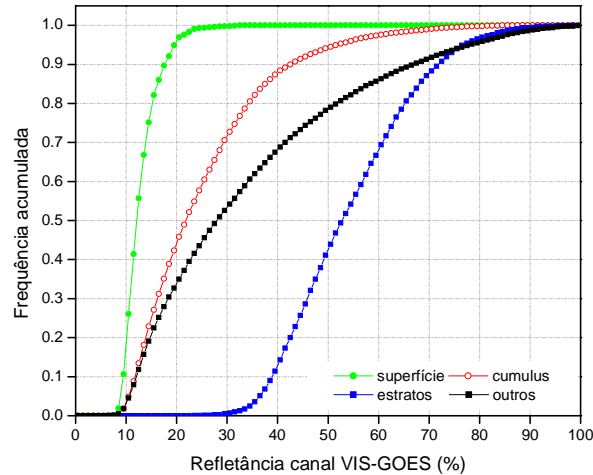


Figura 4.2 - Histograma de frequência acumulada de tipos de nebulosidade para o semiárido do NEB, durante os meses de janeiro e fevereiro de 2007.

Percebe-se, por um lado, que os 10% superiores do histograma de frequência da refletância do tipo cúmulos começam em torno de 0,42. Por outro lado, os primeiros 10% para o tipo estratos apresentam refletância entre 0,3 e 0,395. Portanto, esta análise sugere que o valor de $R_{max} = 0,40$ seria o mais adequado na representação de uma região de transição entre nuvens

cumuliformes e estratiformes. Neste trabalho, este valor de R_{max} foi o adotado para a caracterização da nebulosidade no método de estimativa de DNI.

A partir desse conjunto de informações, as estimativas de DNI e Q_N foram realizadas. Dada a hipótese que as nuvens não transmitem radiação direta normal, a DNI_{sat} pode ser avaliada segundo a expressão

$$DNI_{sat_i} = (1 - C_i) DNI_{cc_i} \quad (4.24)$$

onde o subscrito i refere-se a cada horário. Esta expressão pode ser interpretada como uma irradiância média na área de um pixel. A definição para C_i foi mencionada anteriormente na seção 4.3. O modelo que irá prover estimativas de DNI_{cc} será o que apresentar melhor acurácia na seção 5.1 dos resultados. A irradiação direta normal por satélite é dada por

$$Q_{Nsat} = \sum_i (1 - C_i) (DNI_{cc})_i \delta t_i \quad (4.25)$$

ou seja Q_{Nsat} é a integração do fluxo DNI_{cc} (Equação 4.24) ponderado com a fração de céu claro teórico $(1-C)$. A Figura 4.3 apresenta um diagrama esquemático do método de estimativa de DNI por satélite elaborado neste estudo.

Sendo assim, foi avaliada a acurácia deste método na estimativa da irradiância e irradiação direta normal à superfície. Primeiramente, uma análise minuciosa foi realizada no intuito de remover os dias com ausência de 1,5h de imagens no período diurno e apresentassem inconsistências nas curvas medidas de E_g , E_d e DNI. Em seguida, selecionaram-se dias com predominância de céu claro e parcialmente nublado para os três sítios experimentais. Foram elaborados ciclos diários de DNI medida e estimada e o desvio (satélite - medido). Diagramas de dispersão entre a irradiação direta normal por satélite e a irradiação direta normal medida foram gerados. O grau da acurácia do método foi inferido através dos índices estatísticos R^2 , MBE e RMSE. Por fim, foram elaborados mapas de irradiação direta normal médios mensais, sazonais e anual.

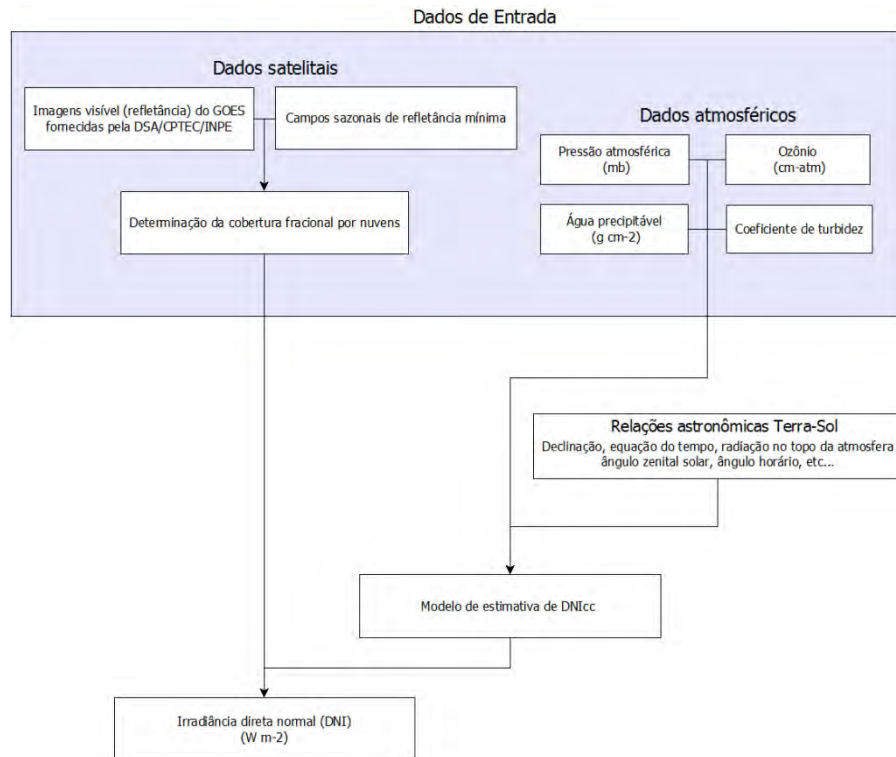


Figura 4.3 – Diagrama esquemático do modelo de estimativa de DNI por satélite.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1. Avaliação de modelos físicos na estimativa de DNI_{cc}

A presente seção tem o objetivo principal de verificar o desempenho de 5 modelos físicos na estimativa de DNI_{cc} . As avaliações de qualidade são verificadas e quantificadas e são apresentadas em duas etapas. Inicialmente, as formulações adotadas para a transmitância devido ao efeito do ozônio, Rayleigh, vapor d'água, dióxido de carbono e aerossol foram comparadas com o modelo alternativo PC12 (desenvolvido neste estudo) que estima a transmitância espectral da radiação solar em intervalos convenientes (avaliação teórica). Em seguida, medições à superfície obtidas em sítios experimentais no NEB da rede SONDA em Petrolina, São Luís e Natal são utilizadas para uma validação regional (avaliação experimental).

5.1.1. Avaliação teórica

5.1.1.1. Transmitância combinada Rayleigh/ozônio

A curva teórica da transmitância para uma atmosfera espalhadora Rayleigh com ozônio, limpa e seca, ou seja, desprovida de aerossóis e vapor d'água é ilustrada na Figura 5.1a. Adotou-se um intervalo de ângulo zenital Z entre 0 e 86° , valor de pressão atmosférica à superfície $P = 1013$ mb (pressão atmosférica média ao nível do mar, PNM) e carga de $O_3 = 0,25$ cm-atm, característico de uma atmosfera tropical (baseado na biblioteca do código radiativo SBDART). O modelo Iqbal C e METSTAT são representados com a mesma simbologia, pois unicamente diferem na massa óptica relativa do ar mr . O último utiliza a equação de mr apresentada por Kasten e Young (1989). Nota-se que os modelos apresentam transmitâncias bem semelhantes entre si (Figura 5.1a); porém, de modo geral, subestimam levemente a transmitância quando comparados ao modelo PC12. A diferença percentual entre a transmitância estimada pelos diferentes modelos e a estimada de referência PC12 está representada na Figura 5.1b. Verifica-se que os modelos mostram uma diferença negativa média de aproximadamente 0,8%, para o range de 0 a 60° de Z .

Essa diferença incrementa a medida que eleva-se o Z para os modelos Iqbal C/METSTAT e Yang. O modelo REST obteve melhor desempenho quando comparado ao PC12; sua diferença percentual média foi de 0,86%.

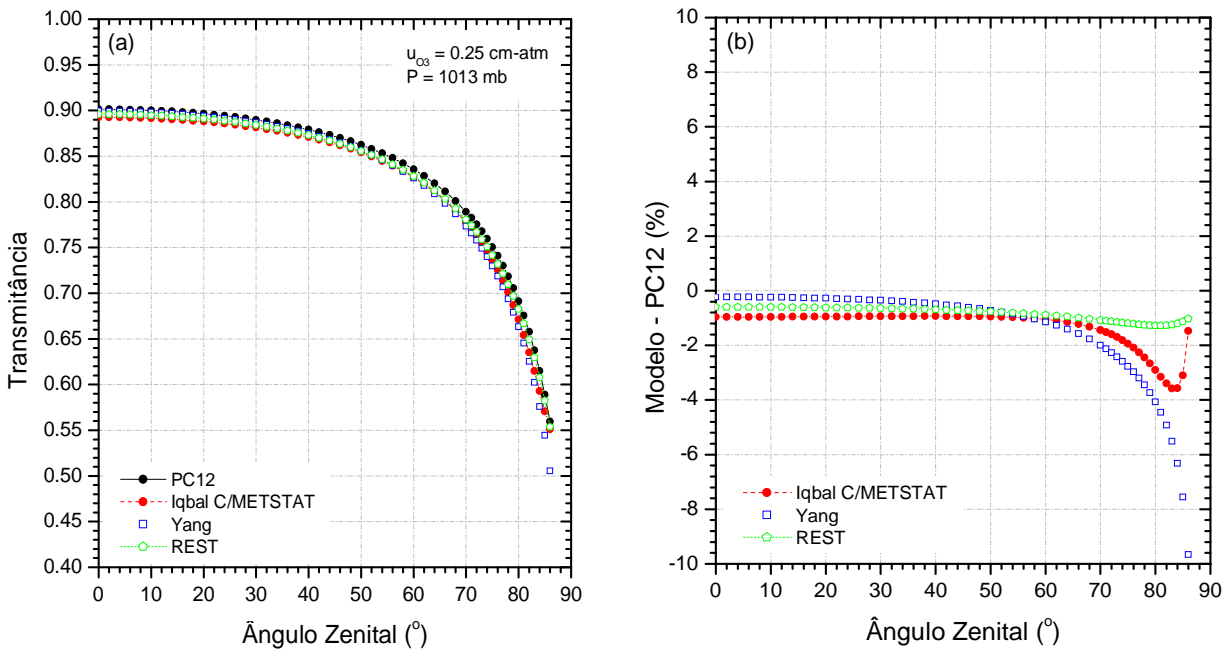


Figura 5.1 - Comparação entre diferentes modelos: a) Transmitância combinada Rayleigh/ozônio e b) Diferença percentual entre modelos e PC12.

5.1.1.2. Absorção pelo vapor d'água

O vapor d'água exerce forte absorção na banda infravermelha do espectro solar, tornando-se assim fundamental no cômputo do aquecimento e transmitância da atmosfera. Neste contexto, a transmitância/absortância provocada pelo vapor d'água foi comparada com parametrizações usualmente utilizadas em códigos radiativos de modelos atmosféricos, além dos modelos de DNI_{cc} abordados neste estudo. Tais modelos avaliam absortância num caminho óptico de w para uma temperatura e pressão de referência (usualmente, $P_r = 1013 \text{ mb}$ e $T_r = 273 \text{ K}$) e necessitam de perfis verticais de temperatura do ar e pressão atmosférica para introduzir uma correção à água precipitável w ; e avaliar uma água precipitável efetiva w_{ef} . Segundo Lacis e Hansen (1974), existe pouca justificativa teórica para o uso dessa correção para todo o espectro de bandas de vapor d'água; mas, concluem que provavelmente é melhor do que não aplicar nenhum tipo de correção na pressão e temperatura. A Figura 5.2 apresenta a relação entre w obtida por

radiossondagens em sítios do NEB (São Luís, Petrolina, Fortaleza, Natal), Norte (Belém) e Centro Oeste (Brasília), e w_{ef} estimada para diferentes modelos radiativos atmosféricos. Observa-se o mesmo comportamento linear entre w e w_{ef} para todos os sítios e modelos. No intervalo total de w (entre 0,9 a 6,75 g cm⁻²) o coeficiente de determinação R^2 atingiu patamares elevados 0,99. De modo geral, a w_{ef} estimada pelos modelos LH74, D82, RF92 e B92 é inferior a w . Estes modelos utilizam uma temperatura do ar e pressão de referência de 273 K e 1013 mb, respectivamente. Comportamento inverso é notado no ajuste para o modelo CL96, ou seja, w_{ef} mostrando-se superior a w . Tal fato é devido ao uso de uma temperatura (240 K) e pressão (300 mb) de referência de um nível superior da atmosfera. A justificativa da adoção desses novos limiares pode ser encontrada com detalhes em Chou e Arking (1981).

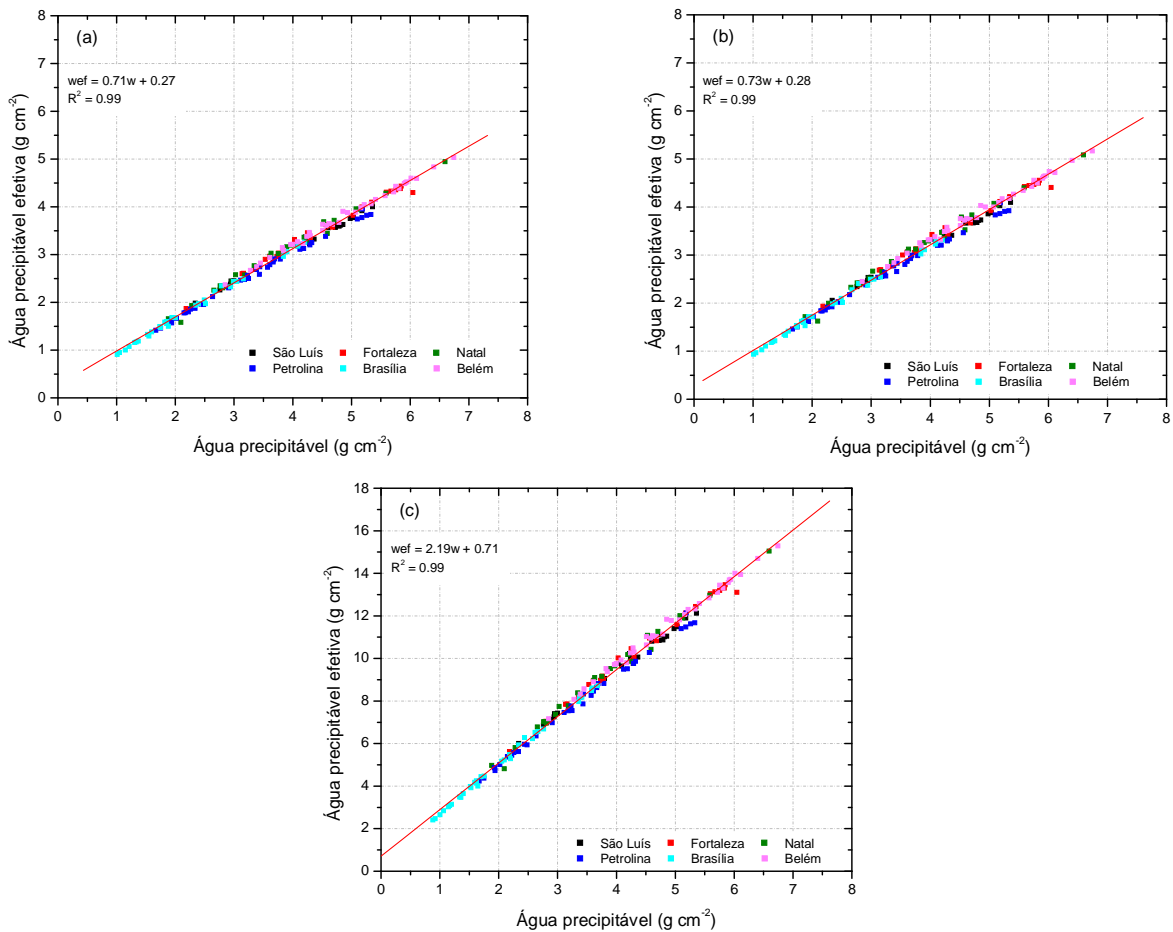


Figura 5.2 - Água precipitável efetiva em função da água precipitável estimada para uso em diferentes modelos atmosféricos: (a) Lacis e Hansen (1974), Davies (1982) e Ramaswamy e Freidenreich (1992); (b) Briegleb (1992) e (c) Chou e Lee (1996). Dados de água precipitável obtidos de radiossondagens em São Luís, Fortaleza, Natal, Petrolina, Brasília e Belém.

A Figura 5.3a mostra uma comparação entre a absorção referente à constante solar ($= 1367 \text{ W m}^{-2}$) em função de distintos valores de água precipitável (caso hipotético, $Z = 0^\circ$ e $P = 1013 \text{ mb}$). Pode ser notado que a absorção avaliada pelo modelo Iqbal C é inferior aos demais modelos. As quantidades de radiação absorvidas pelos modelos METSTAT e Yang são bem similares para w superior a 2 g cm^{-2} . O modelo REST apresentou características peculiares: por um lado, maiores absorções para w superiores a $4,5 \text{ g cm}^{-2}$, por outro lado, menores absorções para $w < 1,8 \text{ g cm}^{-2}$. A formulação adotada pelo PC12 é coerente com o estimador relativamente recente de RF92. RF92 utiliza para avaliar a absorção da radiação solar um método da soma de exponenciais, ajustados para coincidir com cálculos line-by-line (RAMASWAMY e FREIDENREICH, 1992; PLANA-FATTORI et al., 1997).

No intuito de avaliar o aspecto quantitativo, a Figura 5.3b apresenta a diferença entre a absorção estimada pelos diversos modelos versus RF92 considerado como referência. No range de w característico da região NEB (2 a 6 g cm^{-2}) o modelo Iqbal C mostra diferenças entre $-14,7$ a $-30,7 \text{ W m}^{-2}$. No caso dos modelos METSTAT e Yang, a subestimativa da absorção esteve entre $-6,5$ e $-11,6 \text{ W m}^{-2}$ e $-14,6$ e -15 W m^{-2} , respectivamente. Em relação ao modelo REST foi observada uma subestimativa de cerca de $-15,4 \text{ W m}^{-2}$ e leve superestimativa $5,3 \text{ W m}^{-2}$. Por fim, o modelo PC12 se ajustou adequadamente à referência RF92, para o mesmo intervalo de w , com uma pequena diferença média de $-0,16 \text{ W m}^{-2}$.

O ciclo diário da transmitância do vapor d'água estimado para todos os modelos para um valor de $w = 3,5 \text{ g cm}^{-2}$ representativo do NEB ao nível do mar ($P = 1013 \text{ mb}$) é representado na Figura 5.4. Baseado na análise anterior era esperável que a transmitância dos modelos Iqbal C, METSTAT e Yang (REST) exibissem valores superiores (inferiores) quando comparados a RF92. A Figura 5.4b mostra a diferença percentual entre a transmitância de cada modelo e a estimada de referência RF92. Basicamente, as diferenças aumentam com o incremento da massa óptica (aumento de Z). O modelo PC12 aparentemente não apresentou sensibilidade aos distintos ângulos zenitais, fato evidenciado pela sua diferença percentual mínima. Adicionalmente, o modelo REST foi o que exibiu melhor desempenho, entre os demais modelos, com uma diferença média de -1% .

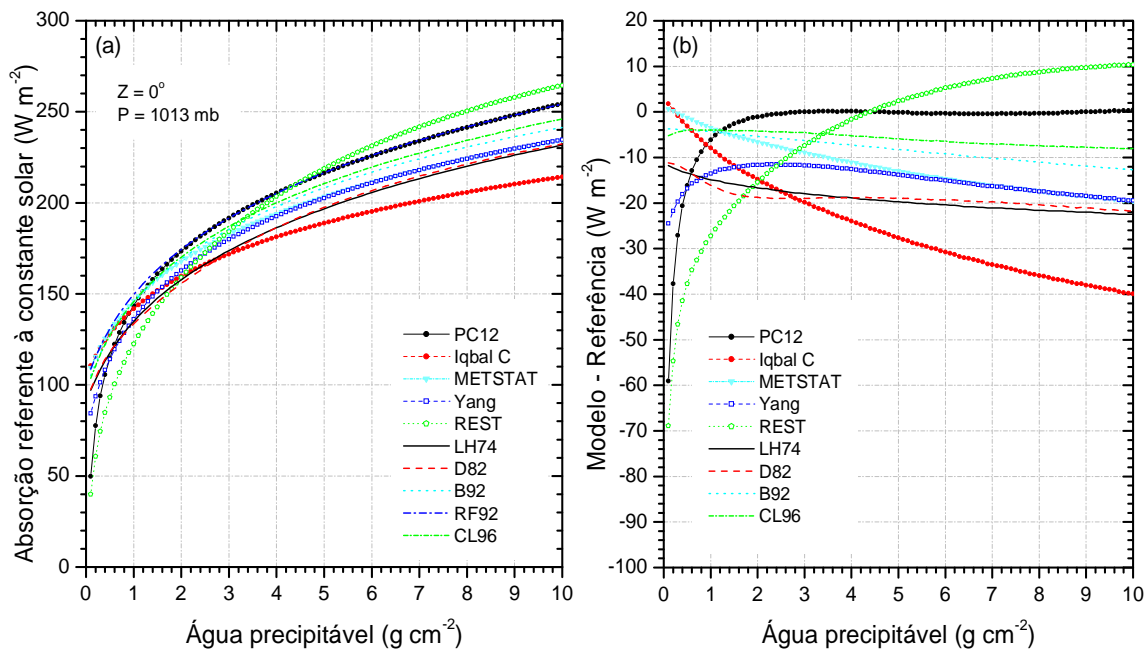


Figura 5.3 - Comparação entre diferentes modelos: (a) Absorção referente à constante solar ($= 1367 W m^{-2}$) e (b) Diferença entre modelos e a referência RF92 (em $W m^{-2}$).

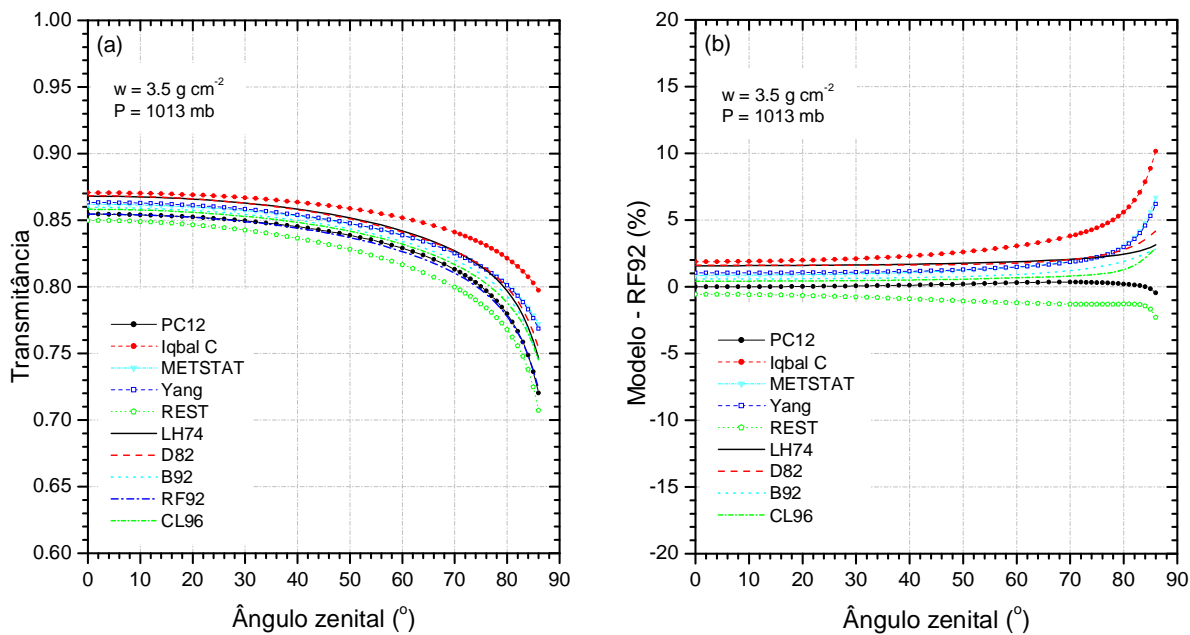


Figure 5.4 - Comparação entre diferentes modelos: (a) Transmitância do vapor d'água para um valor de $w = 3,5 g cm^{-2}$ e (b) Diferença percentual entre modelos e a referência RF92.

5.1.1.3. Absorção pelo Dióxido de carbono

A qualidade da parametrização utilizada pelo modelo PC12 foi avaliada através do código de transferência radiativa SBDART (Santa Barbara Disort Atmospheric Radiative Transfer). O código foi utilizado para simular a absorção provocada pelo CO₂ no intervalo espectral de 1 - 4 μm. O perfil atmosférico adotado foi o correspondente a uma atmosfera tropical que melhor representa as condições climatológicas do NEB. Maiores detalhes sobre perfis atmosféricos padrões utilizados pelo SBDART são encontrados em McClatchey et al. (1972) e Ricchiazzi, (1998). A comparação da parametrização do modelo PC12 com o SBDART foi realizada considerando 4 ângulos zenitais distintos (Z = 0, 45°, 60°, 75°). A motivação para essa análise foi identificar possíveis sensibilidades para os diferentes ângulos de incidência de radiação.

A Figura 5.5 mostra a irradiância espectral direta normal à superfície simulada para uma atmosfera tropical padrão e uma atmosfera contendo apenas CO₂ (excluiu-se vapor d'água e O₃) em diferentes ângulos zenitais de incidência. Podem-se observar nitidamente as bandas de absorção do CO₂ centradas em 1,4, 1,6, 2,0 e 2,7 μm. É possível também notar que às bandas de CO₂ apresentam intensidade secundária quando comparadas as bandas de absorção de uma atmosfera padrão. É válido lembrar que o vapor d'água exerce efeito majoritário na absorção da radiação solar neste intervalo espectral.

O total de irradiância direta normal absorvida pelo SBDART e estimada pelo modelo PC12 além do erro associado à estimativa em distintos ângulos zenitais é mostrado na Tabela 5.1. Os resultados indicam uma absorção oscilando entre 14,42 e 31,64 W m⁻² para o modelo PC12, enquanto para a simulação via SBDART obteve 18,1 e 34,39 W m⁻² para Z de 0 e 75°, respectivamente. Contudo, o erro médio do modelo PC12 é da ordem de -3 W m⁻².

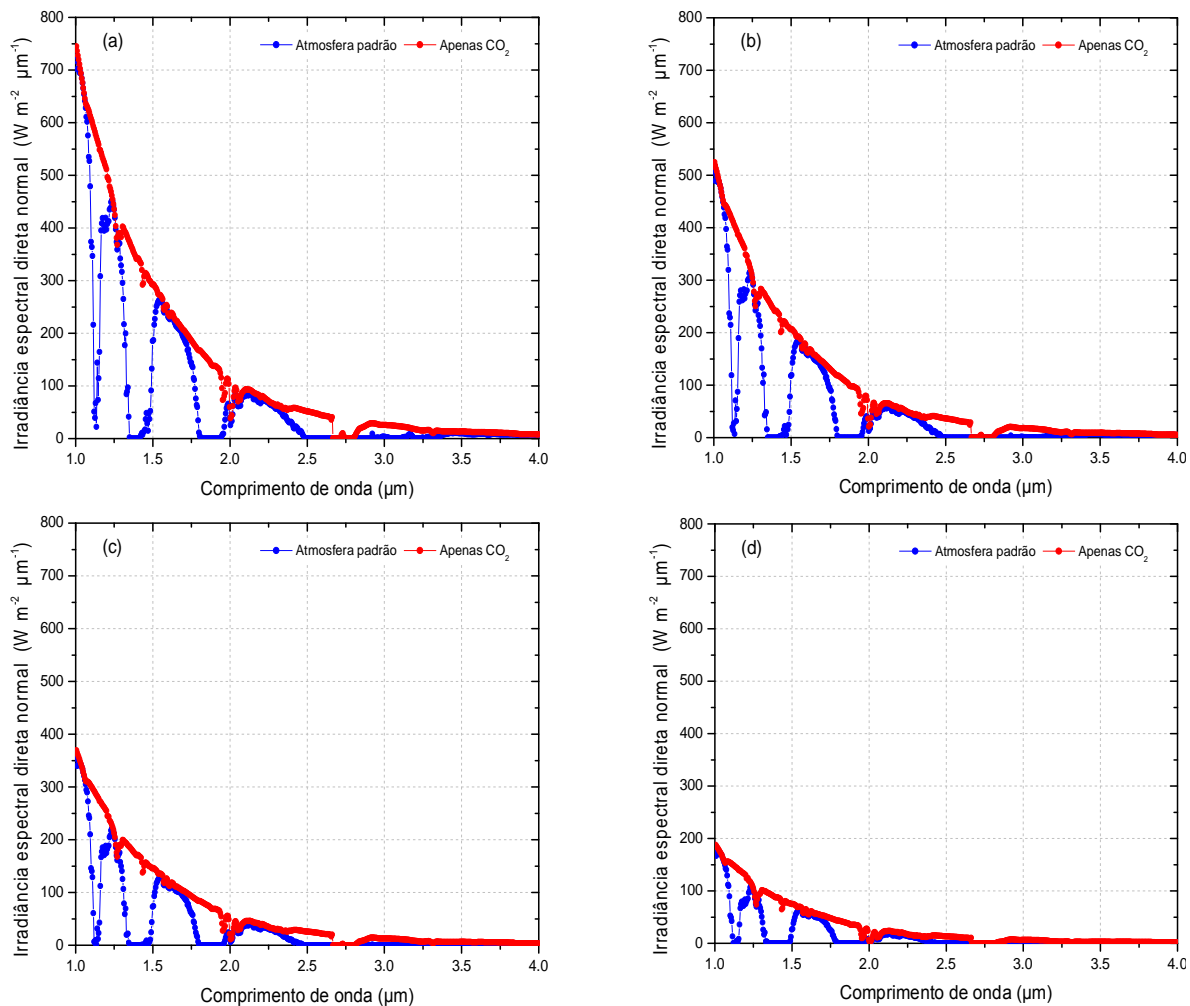


Figura 5.5 - Irradiância espectral direta normal simulada pelo SBDART numa atmosfera tropical padrão considerando separadamente o efeito de absorção do dióxido de carbono (CO₂) para: (a) Z = 0°, (b) Z = 45°, (c) Z = 60° e (d) Z = 75°.

Tabela 5.1 - Totais de irradiância direta normal absorvida (W m⁻²) pelo dióxido de carbono estimados pelo código SBDART e parametrização PC12 para diferentes ângulos zenitais. Erro avaliado pela diferença entre PC12 e SBDART (em W m⁻²).

Modelo	Ângulo zenital				
	0°	30°	45°	60°	75°
SBDART	18.1	19.31	21.17	24.90	34.39
PC12	14.42	15.9	18.1	22.23	31.64
Erro	-3.68	-3.41	-3.07	-2.67	-2.74

5.1.1.4. Transmitância do aerossol

Em condições de céu claro, o aerossol e vapor d'água são as maiores fontes de extinção da radiação solar na atmosfera. Segundo Gueymard (1993), a avaliação indevida do aerossol constitui a maior fonte de erros na estimativa acurada de DNI_{cc} e irradiância difusa. As Figuras 5.6 e 5.7 ilustram o efeito do ângulo zenital, altitude (ao nível médio do mar, $P = 1013$ mb) e turbidez atmosférica na transmitância do aerossol. A transmitância do aerossol com um valor de turbidez considerado muito baixo ($\beta = 0,025$) é visualizado na Figura 5.6a. Percebe-se que o modelo REST e Yang apresentam transmitâncias semelhantes à estimativa integrada espectralmente realizada pelo modelo PC12. Por outro lado, os modelos METSTAT e Iqbal C subestimam a transmitância do aerossol em relação aos demais modelos. Os maiores erros percentuais em relação à referência PC12 são observados em ângulos zenitais elevados (Figura 5.6b). Os resultados mostram que a parametrização utilizada pelo REST é acurada indicando erros nulos para $Z \leq 80^\circ$. Pequena margem de erro foi obtida via Yang, com valor médio de $-0,93\%$ (para o mesmo intervalo de Z). Percebe-se que o METSTAT obteve erros percentuais menores em relação ao Iqbal C; o que sugere uma melhor simulação do efeito do aerossol numa baixa carga de turbidez. Os erros médios cometidos pelo METSTAT e Iqbal C são de $-4,35$ e $-3,54\%$ ($Z \leq 80^\circ$).

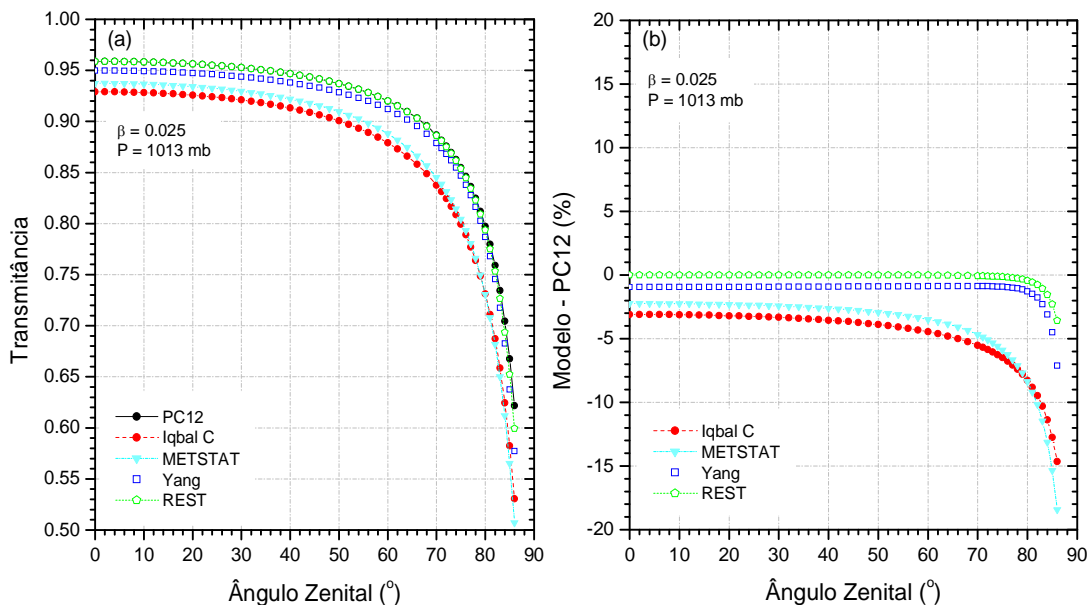


Figure 5.6 - Comparação entre diferentes modelos: (a) Transmitância do aerossol para uma turbidez muito baixa ($\beta = 0,025$) e (b) Diferença percentual entre a transmitância dos modelos e PC12.

Complementarmente, uma comparação entre a transmitância do aerossol para uma turbidez considerada moderada ($\beta = 0,15$, valor extremo de β para o NEB baseado em dados MODIS/GIOVANNI) é assumida na Figura 5.7. Neste caso, a transmitância do aerossol apresentou forte diminuição em relação à situação analisada anteriormente (Figura 5.6). Do mesmo modo, os modelos REST e Yang apresentaram comportamento semelhante à integração espectral PC12; podendo assim considerá-los acurados. O modelo METSTAT não conseguiu representar com propriedade a transmitância do aerossol nessa condição de turbidez, agregando um erro médio percentual de -18,2%, para $Z \leq 80^\circ$ (Figura 7b).

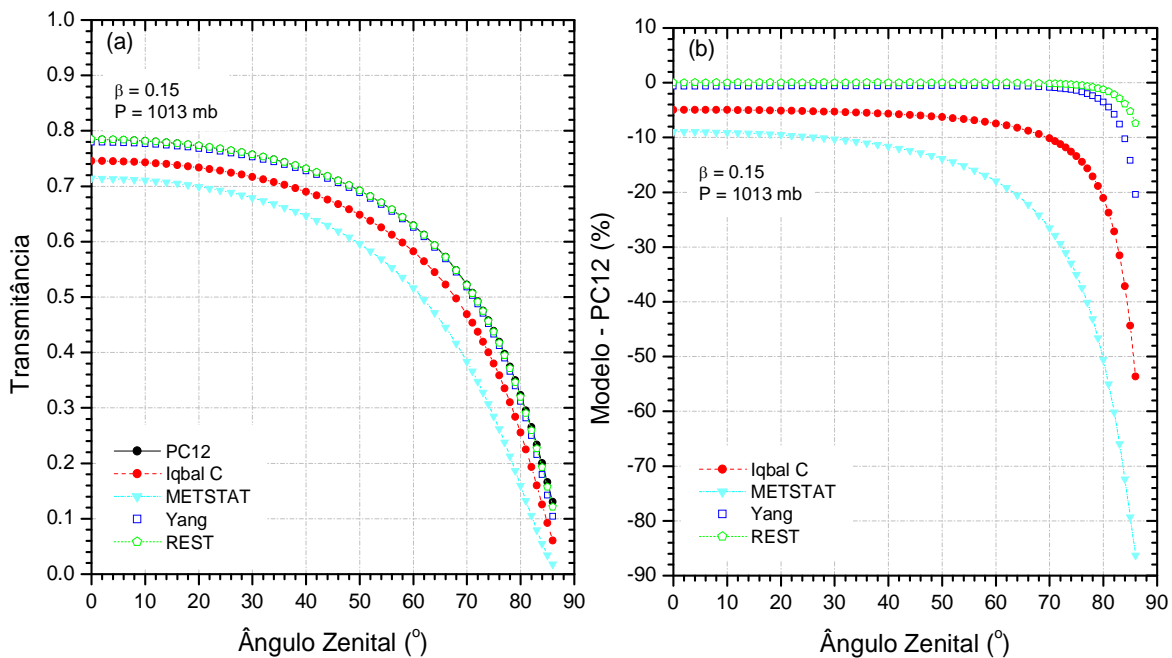


Figura 5.7 - Comparação entre diferentes modelos: (a) Transmitância do aerossol para uma turbidez moderada ($\beta = 0,15$) e (b) Diferença percentual entre modelos e PC12.

5.1.1.5. Curvas teóricas de DNI_{cc}

Foi realizada uma avaliação da sensibilidade de cada modelo na estimativa de irradiância direta normal em condições atmosféricas distintas. Exemplos de curvas teóricas de DNI_{cc} variando a água precipitável w e o coeficiente de turbidez β são ilustrados nas Figuras a seguir. Os parâmetros atmosféricos fixados na Figura 5.8a,b foram: $S = 1367 \text{ W m}^{-2}$, $P = P_0 = 1013$ mb, $u_{03} = 0,25$ cm-atm, $\alpha = 1,3$, $\beta = 0,025$ e $w = 2$ e 5 g cm^{-2} . Tais valores podem ser considerados

característicos para a região NEB; valores de w correspondem a típicos valores extremos. Basicamente, os resultados sugerem que nessas condições os modelos são bem similares, com uma variação máxima da ordem de $\pm 30 \text{ W m}^{-2}$ para $Z \leq 70^\circ$. O incremento das diferenças foi observado para $Z > 70^\circ$. O modelo alternativo PC12 subestimou a DNI_{cc} em relação aos demais modelos para ângulos zenitais elevados. A diferença cometida corresponde a cerca de 80 W m^{-2} . Tal fato sugere que a parametrização do efeito do vapor d'água adotado pelo modelo PC12 superestima a absorção em elevados Z .

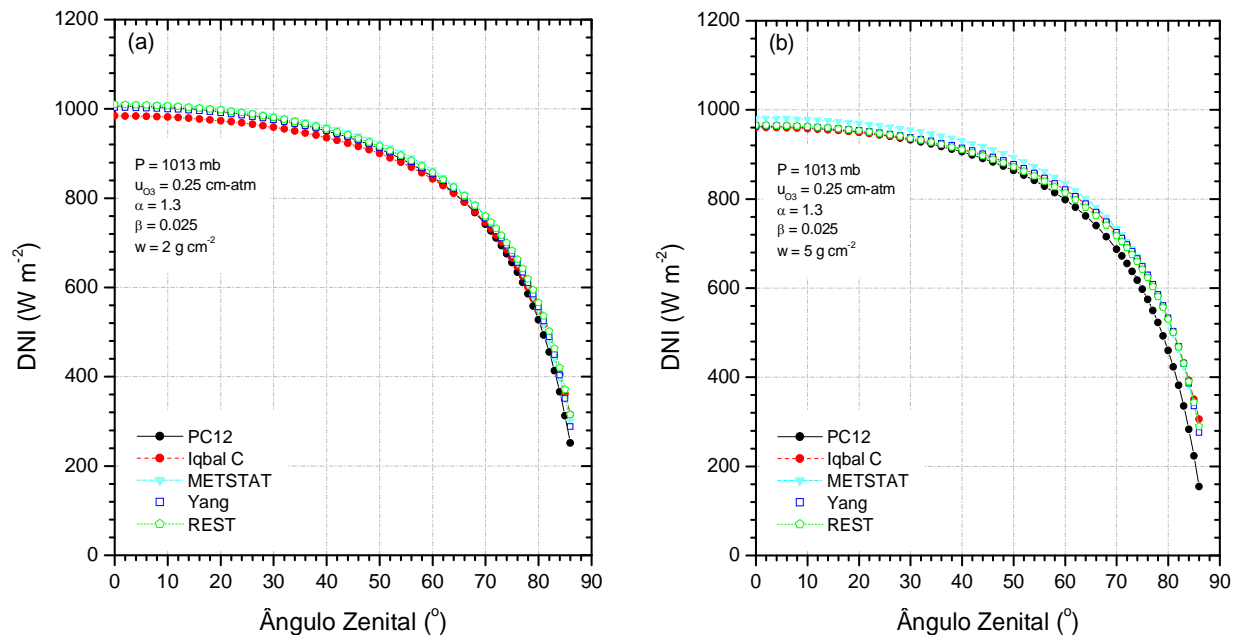


Figura 5.8 - Irradiância direta normal (DNI, W m^{-2}) estimada por diferentes modelos para condições atmosféricas específicas: (a) $w = 2 \text{ g cm}^{-2}$ e (b) $w = 5 \text{ g cm}^{-2}$.

A influência do aerossol na estimativa de DNI_{cc} avaliada pela variação do coeficiente de turbidez de Angstrom β é ilustrada na Figura 5.9. Assumiram-se nessa análise os seguintes parâmetros atmosféricos: $S = 1367 \text{ W m}^{-2}$, $P = P_0 = 1013 \text{ mb}$, $u_{O_3} = 0,25 \text{ cm-atm}$, $\alpha = 1,3$, $w = 3,5 \text{ g cm}^{-2}$ e $\beta = 0,025$ (turbidez muito baixa) e $\beta = 0,15$ (turbidez moderada). Os resultados indicam que os modelos são semelhantes entre si para uma condição de baixa turbidez (Figura 5.9a). No entanto, em condição de turbidez moderada, o modelo METSTAT tende a subestimar a DNI_{cc} em relação à avaliação espectral obtida pelo PC12.

Percebe-se claramente que β exerce forte efeito na estimativa de DNI_{cc} . A sua variação foi responsável por uma diminuição de cerca de 180 W m^{-2} (baseando-se no PC12) para o Sol no zênite. Por conseguinte, é válido reafirmar a necessidade de boas estimativas da carga de aerossol para uma acurada determinação de DNI_{cc} . Conclui-se que o modelo REST e Yang (nessa ordem) são os mais qualificados na estimativa de DNI_{cc} , baseado na análise teórica realizada neste estudo.

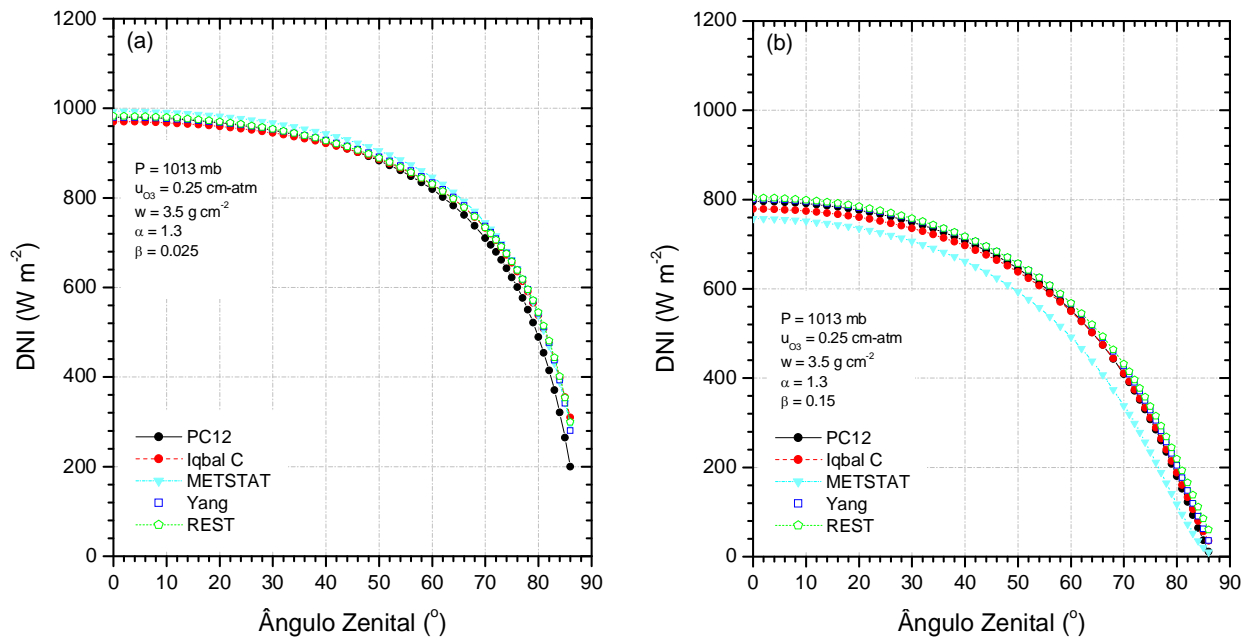


Figura 5.9 - Irradiância direta normal ($DNI, \text{W m}^{-2}$) estimada por diferentes modelos para condições atmosféricas específicas: (a) $\beta = 0,025$ e (b) $\beta = 0,15$.

5.1.2. Avaliação experimental

5.1.2.1. Ciclos diários de DNI

O desempenho dos 5 modelos abordados neste estudo tem sido avaliado para condições reais medidas no período 2007/2008 em sítios experimentais da rede SONDA no NEB em Petrolina, Natal e São Luís. Os sítios estão bem distribuídos geograficamente, de tal modo que permitem cobrir distintas condições atmosféricas, astronômicas e geográficas. Nesta análise foram usados dados de pressão atmosférica mensurados nos sítios, carga de ozônio obtida por dados convencionais do sensor OMI da NASA, água precipitável estimada pelo modelo global do

CPTEC, $\alpha = 1,3$, considerado fixo para todas as estações e β obtido por medidas do fotômetro da AERONET em Petrolina e via produto MODIS/GIOVANNI para os demais sítios experimentais.

O ciclo diário de irradiância direta normal medida e modelada e os desvios entre eles (Modelo – Medida) em dias com condição predominante de céu claro é ilustrado na Figura 5.10. De modo geral, é notado que a variação da DNI medida é acompanhada adequadamente pela estimativa realizada pelos modelos; em momentos sem flutuações na curva de DNI medida, o que sugere a ausência de nuvens. No caso de Petrolina, os modelos superestimaram a DNI medida em até 40 W m^{-2} (entre 12 e 17 GMT). A variação ao longo do dia da água precipitável w e coeficiente de turbidez de Angstrom β podem ser uma fonte de erros na estimativa. Vale salientar que nesta análise foram utilizados dados das 12 GMT de w e médios diários de β . O modelo Iqbal C e METSTAT apresentaram inconsistências na DNI estimada no nascer e por do Sol (pequenos ângulos de elevação), provavelmente associadas às limitações nas estimativas das massas ópticas de cada modelo. As Figuras com a representação dos erros permitem traduzir com mais detalhes a diferença entre os modelos e a DNI medida. O modelo PC12, entre 11 e 19 GMT, apresentou resultados semelhantes e por vezes mais acurado que os demais modelos. Por outro lado, suas estimativas são propensas a subestimar a DNI medida nos horários fora desse intervalo. Os erros associados ao PC12 variaram entre -9 e 40 W m^{-2} em Petrolina (entre 10 e 19 GMT), entre -40 e $-2,5 \text{ W m}^{-2}$ em Natal (entre 13 e 19 GMT) e oscilaram de -16 a 30 W m^{-2} em São Luís (entre 10 e 14 GMT).

Conforme os resultados discutidos anteriormente (Figura 5.3 e 5.4), o modelo Iqbal C indicou tendências a superestimar a DNI à superfície para todos os ciclos analisados. Os erros médios associados a sua estimativa foram de 55 W m^{-2} (Petrolina), 10 W m^{-2} (Natal) e 37 W m^{-2} (São Luís). Por fim, percebe-se que os modelos METSTAT, REST e Yang mostraram bons resultados quando comparados com a verdade terrestre (menores erros médios). De todo modo, os dois últimos são mais consistentes, pois não apresentaram erros na estimativa associados à inclinação dos raios solares.

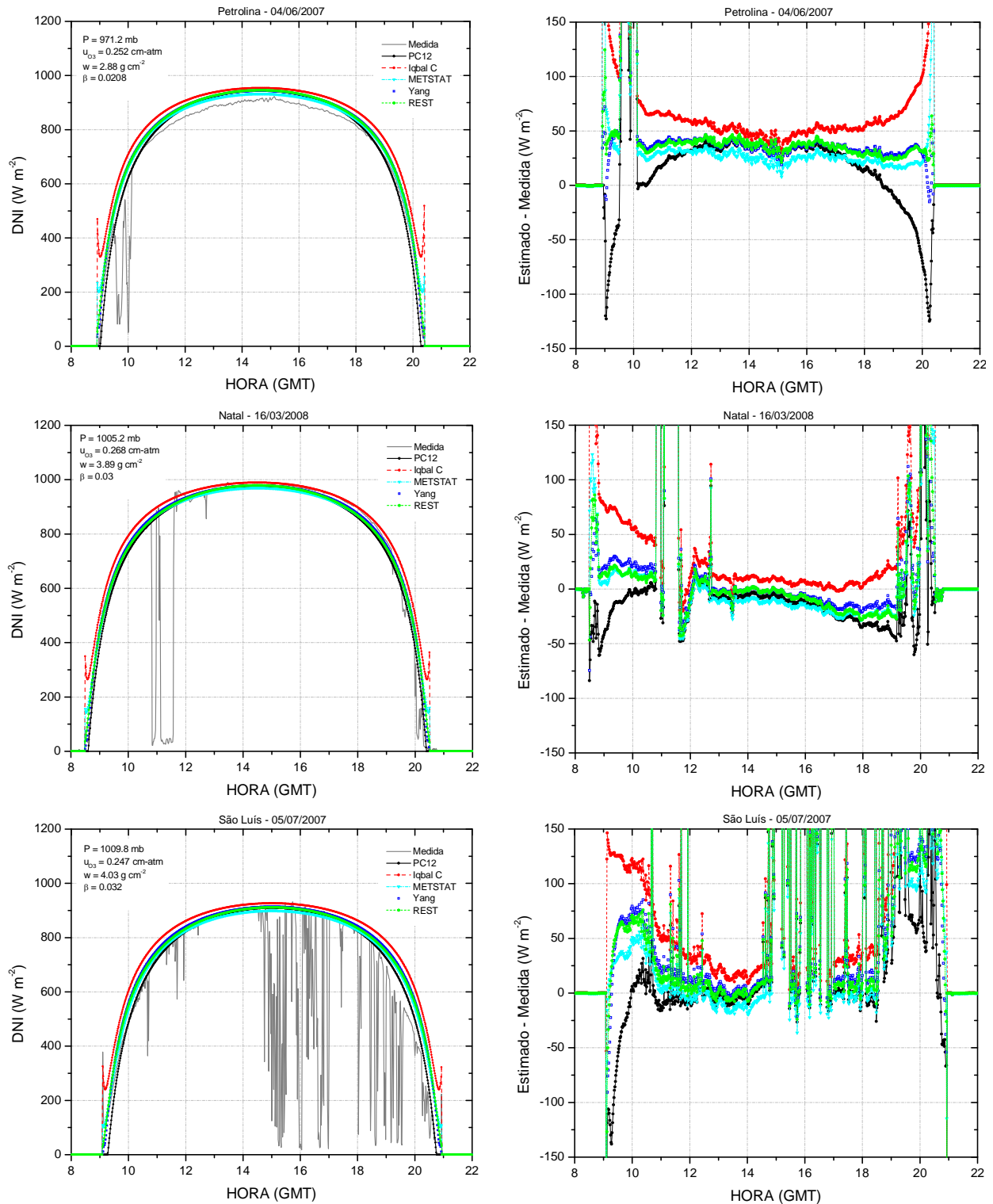


Figura 5.10 - Ciclo diário de irradiância direta normal medida e estimada por diferentes modelos e desvios (estimado - medido) em condição predominante de céu claro, para os sítios experimentais de Petrolina, Natal e São Luís.

5.1.2.2. Qualidade da estimativa de DNI

Uma avaliação estatística mais aprofundada foi realizada para cada sítio experimental. Nesta análise, foram selecionados dias com predominância de céu claro; ainda, descartaram-se momentos com provável passagem de nuvens. A Tabela 5.2 mostra resumidamente a estatística das medidas consideradas nos sítios experimentais. Como era esperado, os sítios de Natal e São Luís apresentaram maiores valores de w , em decorrência da proximidade do litoral. O valor médio de $\beta = 0,030$, considerando todos os sítios, sugere uma ocorrência de baixa turbidez atmosférica. Em relação à quantidade de O_3 , o valor médio observado $u_{O_3} = 0,254$ cm-atm é típico de uma atmosfera tropical.

Tabela 5.2 - Valores médios (Méd.) e desvio padrão (DP) das medidas de DNI e variáveis atmosféricas para todos os sítios experimentais sob condição de céu claro. Número de observações pontuais é indicado entre parênteses.

Estação		P	u_{O_3}	w	β	DNI
Petrolina (2178)	Méd.	970.8	0.249	2.965	0.026	802.5
	DP ^a	1.707	0.004	0.215	0.005	118.2
Natal (2090)	Méd.	1004.8	0.266	3.49	0.032	875.1
	DP	1.451	0.008	0.573	0.010	153.4
São Luís (571)	Méd.	1007.8	0.246	4.037	0.037	681.8
	DP	1.823	0.002	0.200	0.005	183.3
Todos (4839)	Méd.	989.8	0.254	3.374	0.030	819.6
	DP	18.389	0.010	0.553	0.008	155.2

^a Desvio padrão para um nível de confiança de 95%.

O desempenho dos modelos na estimativa de DNI_{cc} foram avaliados através de algumas técnicas estatísticas como: MBE, RMSE, R^2 e desvio padrão (DP). Para cada modelo, os índices MBE e RMSE foram representados em porcentagem em relação ao valor médio observado de DNI (informado na Tabela 5.2). Estes resultados são exibidos nas Tabelas 5.3 a 5.5, para cada sítio experimental, e na Tabela 5.6 para todas as medidas combinadas. Os melhores modelos são caracterizados por: $R^2 \geq 0,98$, MBE e RMSE ≈ 0 . Pode-se notar que os modelos apresentaram

melhores resultados para os sítios de Natal e Petrolina (nessa ordem); o último apresentou leve incremento no RMSE. Maiores diferenças foram obtidas para São Luís.

No caso de Petrolina, os modelos mostraram tendência a superestimar a DNI observada ($MBE > 0$); além disso, a maioria dos modelos apresentou RMSE inferior a 4%. Iqbal C indicou valores superiores de MBE (6,49%) e RMSE (6,77%). Para Natal, nota-se que a maior parte dos modelos teve tendência de subestimar os valores observados; a exceção foi o modelo Iqbal C. Os valores de MBE oscilaram entre -1,92 a 2,14%. Yang e REST apresentaram menores valores de MBE (-0,19 e -0,53%) e RMSE (2,16 e 2,14%), o que indica boa acurácia em suas estimativas. Já para São Luís, a maioria dos modelos superestimou a medida de DNI oscilando entre 0,36% (METSTAT) e 8,7% (Iqbal C); exceto PC12 ($MBE = -1,95\%$). Ainda, percebeu-se um pequeno incremento no RMSE para todos os modelos, o que pode ser creditado a diferenças exibidas no w e β exibidos entre os sítios (ver Tabela 5.2), ou pelas diferentes posições solares (DNI média de São Luís é inferior, isso sugere maioria de dados em Z elevados). É importante ressaltar que a dificuldade em avaliar o desempenho de modelos de DNI, em condições experimentais, reside da necessidade de elevada quantidade de informações que não são usualmente mensuradas na maioria das estações meteorológicas.

De modo geral, os resultados estatísticos para todos os sítios experimentais (Tabela 5.6) confirmam que o modelo Iqbal C teve o pior desempenho, o que sugere que este não se aplica corretamente às condições atmosféricas da região NEB. Em contrapartida, os modelos METSTAT, PC12, REST e Yang (nessa ordem) mostraram bons resultados com MBE inferiores a $\pm 2\%$ e RMSE inferiores a 3,5%. Os valores de R^2 geralmente estiveram superiores a 0,98. É válido lembrar que o modelo METSTAT não apresentou bom desempenho na avaliação teórica realizada neste estudo, mais precisamente em condições de elevada turbidez (ver item 5.1.1.4 e 5.1.1.5). Gueymard (2003 a, b), investigando a performance de 21 modelos de DNI_{cc} , no aspecto teórico e experimental, ressaltou que condições experimentais são menos rígidas do que condições teóricas.

Tabela 5.3 - Performance estatística de todos os modelos na estimativa de DNI em Petrolina. MBE e RMSE em percentual são obtidos do valor médio observado de DNI (ver Tabela 5.2); valores mínimos (Mín.), máximos (Máx.), médios (Méd.), desvio padrão (DP) e coeficiente de determinação (R^2) são inseridos.

Modelo	Mín.	Máx.	Méd.	DP ^a	MBE (%)	RMSE (%)	R^{2b}
PC12	283.16	940.48	813.67	138.70	1.40	3.23	0.992
Iqbal C	446.64	951.41	854.59	106.28	6.49	6.77	0.992
METSTAT	357.06	929.46	817.79	120.08	1.91	2.35	0.991
Yang	375.66	940.43	831.56	118.40	3.62	3.82	0.993
REST	378.62	942.84	830.58	119.59	3.50	3.71	0.993

^a Desvio padrão para um nível de confiança de 95%.

^b Coeficiente de determinação para um nível de confiança de 97,5%.

Tabela 5.4 - Assim como a Tabela 5.3, porém, para Natal.

Modelo	Mín.	Máx.	Méd.	DP ^a	MBE (%)	RMSE (%)	R^{2b}
PC12	84.34	1008.51	858.29	158.02	-1.92	2.71	0.989
Iqbal C	295.75	1029.94	893.79	132.04	2.14	3.94	0.981
METSTAT	204.82	1011.53	859.83	146.60	-1.74	3.17	0.978
Yang	159.75	1020.33	873.38	145.06	-0.19	2.16	0.987
REST	185.71	1021.42	870.37	146.29	-0.53	2.14	0.987

Tabela 5.5 - Assim como a Tabela 5.3, porém, para São Luís.

Modelo	Mín.	Máx.	Méd.	DP ^a	MBE (%)	RMSE (%)	R^{2b}
PC12	128.76	909.38	668.52	194.81	-1.95	3.81	0.989
Iqbal C	311.34	926.43	740.00	152.14	8.70	10.30	0.985
METSTAT	206.20	899.02	684.46	173.60	0.36	3.33	0.984
Yang	235.83	913.82	708.81	165.87	3.94	5.55	0.986
REST	243.86	911.64	702.45	165.92	2.91	4.67	0.987

Tabela 5.6 - Assim como a Tabela 5.3, porém, para todos os sítios experimentais.

Modelo	Mín.	Máx.	Méd.	DP ^a	MBE (%)	RMSE (%)	R ^{2b}
PC12	84.34	1008.51	815.81	165.08	-0.46	3.05	0.980
Iqbal C	295.75	1029.94	858.00	132.44	4.69	5.98	0.980
METSTAT	204.82	1011.53	820.21	148.91	0.08	2.90	0.977
Yang	159.75	1020.33	835.13	145.45	1.90	3.34	0.981
REST	185.71	1021.42	832.65	146.75	1.59	3.18	0.980

A Figura 5.11 mostra a relação entre a estimativa de DNI realizada para todos os modelos versus as medidas sob a condição de céu claro selecionadas para todos os sítios experimentais. Ajustes através de equações lineares na forma $DNI_{est} = a + b DNI_{med}$ são inseridos. Observa-se que o modelo PC12 subestima a medida para valores inferiores a $DNI < 500 \text{ W m}^{-2}$, e, se aproxima da reta 1:1 para valores superiores. Isto sugere erros sistemáticos em momentos de elevação baixa do sol (fato já observado na Figura 5.10). O modelo Iqbal C superestima a DNI observada na maioria dos pontos ($DNI < 900 \text{ W m}^{-2}$), provavelmente causado devido a limitações em suas funções de transmitância, principalmente vapor d'água e aerossóis (ver seção 5.1.1). A estimativa realizada pelo METSTAT se ajusta a reta 1:1, o que confirma os valores baixos de MBE e RMSE encontrados na Tabela 5.6. Os modelos Yang e REST mostraram-se bem similares (confirmado pelos coeficientes da função de ajuste); se aproximando da reta 1:1 na maioria dos seus pontos e com leve supestimação em valores inferiores a $DNI < 600 \text{ W m}^{-2}$.

Claramente, a análise da Figura 5.11 sugere que os modelos reproduzem bem a DNI a superfície. Entretanto, o desvio entre a estimativa e a medida indica ser variável com o valor observado de DNI. Neste contexto, o erro médio e desvio padrão foram contabilizados para intervalos fixos de 50 W m^{-2} . Em princípio, a maioria dos modelos aparenta realizar estimativas insatisfatórias de DNI para valores inferiores a 200 W m^{-2} (note que existem poucos pontos $< 200 \text{ W m}^{-2}$). Uma causa possível seria os elevados valores de massa óptica envolvidos neste intervalo. Resultados semelhantes foram relatados por Gueymard (2003b) e Madkour et al. (2006), entretanto, para valores abaixo de 300 W m^{-2} e 200 W m^{-2} , respectivamente. Contudo, esse intervalo não será considerado no que segue.

O modelo PC12 indicou erros médios de $\approx 50 \text{ W m}^{-2}$ no intervalo de $200\text{-}400 \text{ W m}^{-2}$; menores desvios (-35 a -13 W m^{-2}) para valores intermediários de radiação $400\text{-}600 \text{ W m}^{-2}$, e, leves erros acontecem para $\text{DNI} > 600 \text{ W m}^{-2}$, entre -14 a 15 W m^{-2} . Elevadas superestimativas foram associadas ao modelo Iqbal C. Os erros médios mostraram relação inversamente proporcional com as medidas. O erro máximo de 125 W m^{-2} ocorreu no intervalo $200\text{-}250 \text{ W m}^{-2}$, enquanto o mínimo 7 W m^{-2} foi presenciado entre $950\text{-}1000 \text{ W m}^{-2}$. METSTAT mostrou erros praticamente constantes entre $200\text{-}900 \text{ W m}^{-2}$, indicando superestimar na ordem de 15 W m^{-2} . Acima de 900 W m^{-2} houve uma subestimativa média de -14 W m^{-2} . REST e Yang apresentaram leves tendências de superestimar a medida de DNI em 26 e 30 W m^{-2} no range de $200\text{-}950 \text{ W m}^{-2}$. Ambos os modelos apresentam subestimativa de -4 W m^{-2} em valores de DNI superiores a 950 W m^{-2} .

Na análise realizada nesta seção o modelo METSTAT demonstra bom desempenho na estimativa de DNI. Isto pode sugerir sua aplicação exclusiva em condições de baixa turbidez atmosférica. É válido ressaltar as limitações intrínsecas no método sob condição de moderada/elevada turbidez atmosférica. Este comportamento foi observado no item 5.1.1. do presente estudo e anteriormente por Gueymard (2003 a, b).

Os resultados apresentados nas Tabelas 5.3 a 5.6 e Figuras 5.10 a 5.12 indicam que a DNI_{cc} pode ser estimada com razoável acurácia. Os erros inerentes estão dentro das incertezas associadas às medidas obtidas por piranômetros e pireliômetros e dados de parâmetros atmosféricos. As análises apresentadas tanto de caráter teórico quanto de aspecto experimental corroboram o bom desempenho dos modelos REST, Yang e PC12 (nessa ordem); assim, podem ser recomendados para aplicação na estimativa de DNI nas condições atmosféricas do NEB. O modelo REST foi adotado para avaliar a DNI_{cc} nas análises posteriores.

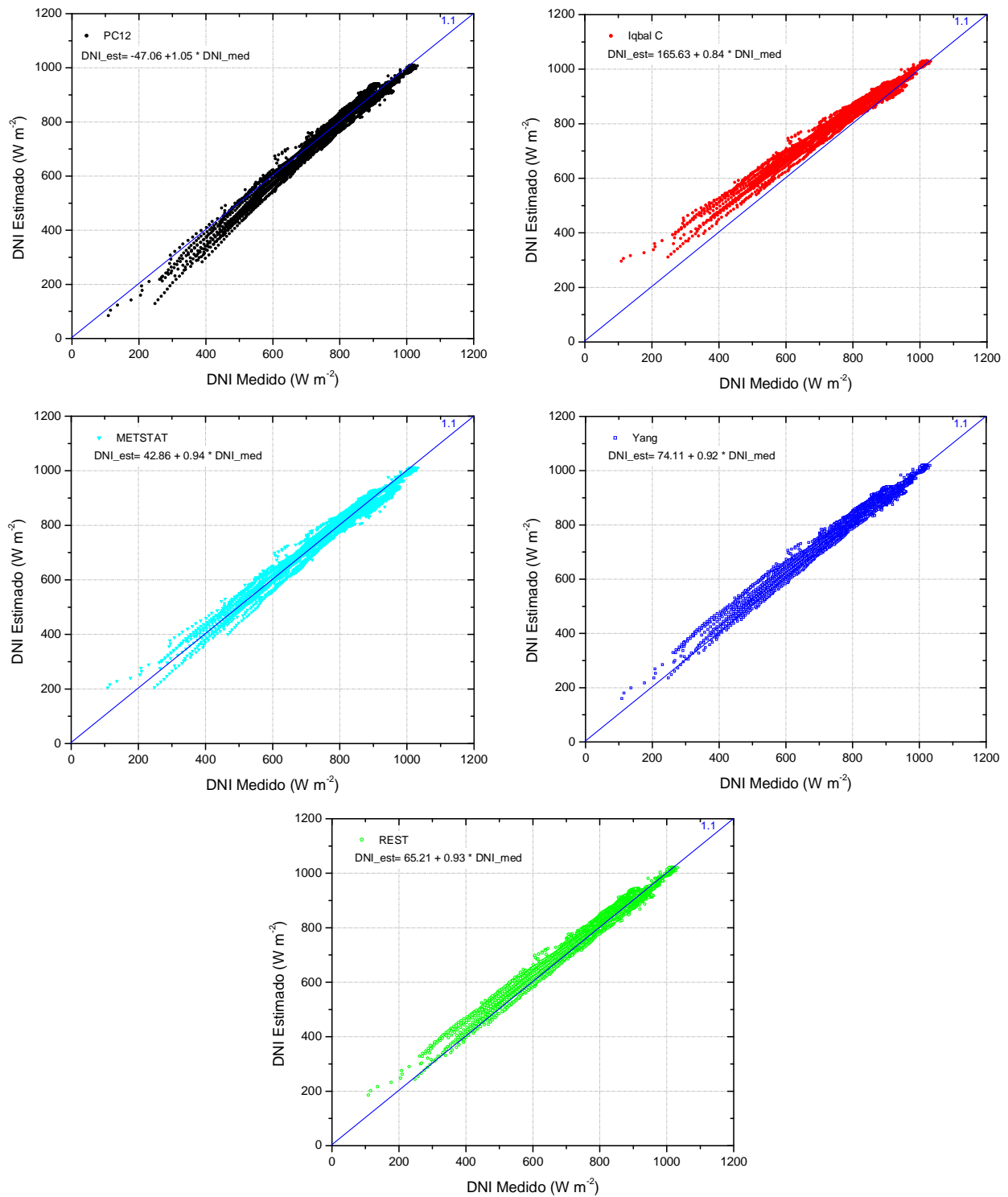


Figura 5.11 - Comparação entre valores de DNI estimados pelos modelos e medidos sob condição de céu claro para todos os sítios experimentais.

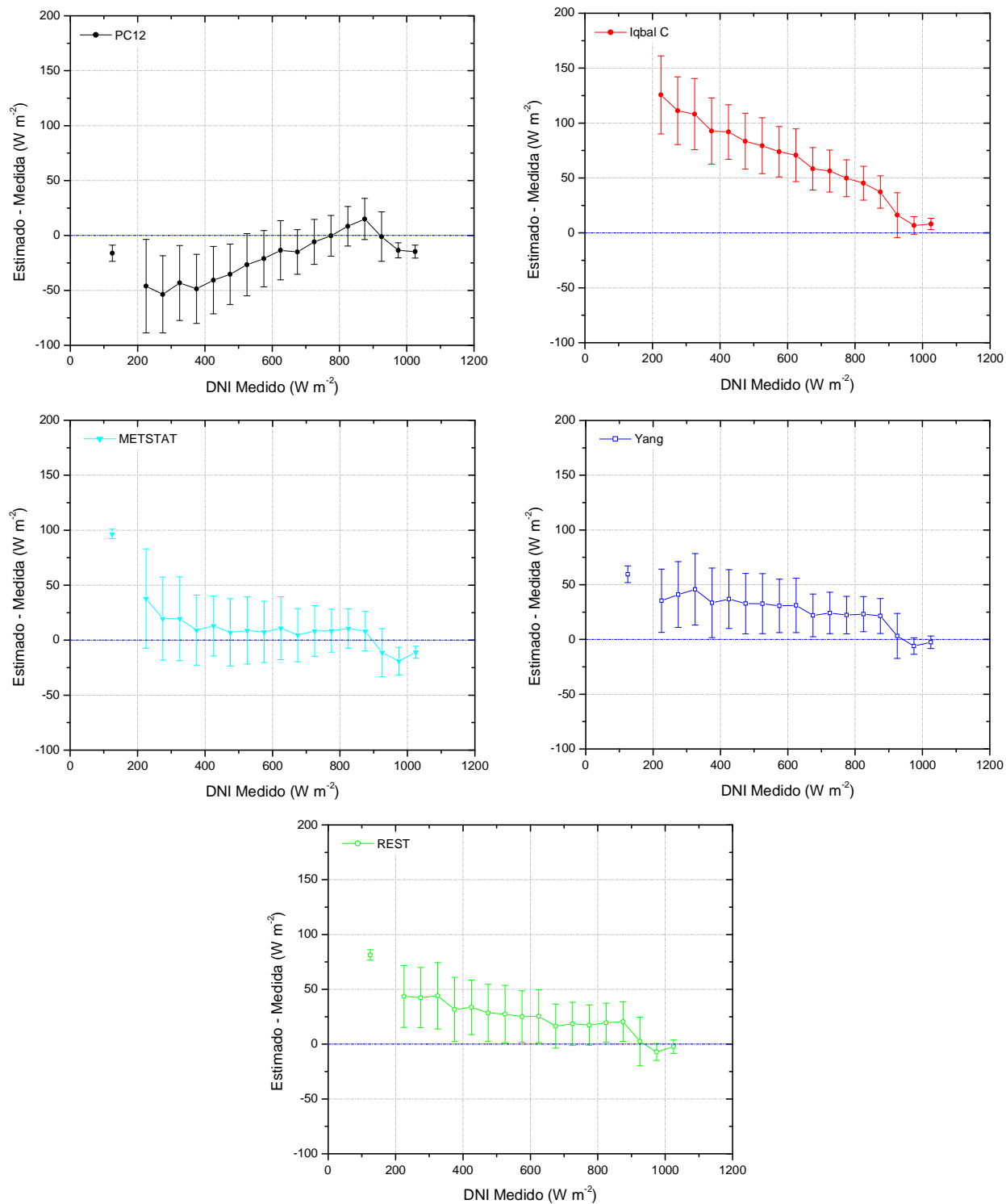


Figura 5.12 - Erros médios e desvio padrão dos modelos em relação às medidas combinadas de todos os sítios sob condição de céu claro. Foram utilizados para o cômputo do erro médio e desvio padrão intervalos de 50 W m⁻².

5.2. Análise de métodos de avaliação de insolação

A presente seção dedica-se a analisar a qualidade da estimativa de insolação mediante satélite geostacionário, que se encontra operacional na DSA/CPTEC/INPE, através de comparações com medições à superfície. Para tanto, são analisadas diferentes definições possíveis para a insolação, baseadas no uso de pireliômetro (ou pireliômetro equivalente) e registros heliográficos. Esta seção foi estruturada em duas etapas. Na primeira etapa são mostradas as características e desempenho da insolação *nsat* em relação às usuais medidas heliográficas. Na segunda etapa apresentam-se uma análise comparativa entre 4 métodos de avaliação da insolação, são eles: heliógrafo, pireliométrico, efetivo e satélite.

5.2.1. Insolação *nhelio* versus *nsat*

A Figura 5.13 permite avaliar a relação existente entre a insolação medida por heliógrafo e a inferida por satélite. Por praticidade serão aqui apresentadas e discutidas as relações entre *nhelio* e *nsat* apenas para as estações pertencentes às capitais, visto que as 53 estações mostraram comportamentos similares. Nos diagramas de dispersão são ilustrados os valores médios de *nsat* e seu desvio padrão, grupados por correspondência com intervalos de 1 h de insolação *nhelio* (quadrados vermelhos e barra de erros). Este procedimento permite equalizar a “dispersão” observada, para fins estatísticos, e conservar o comportamento de cada intervalo. Nota-se que a relação entre *nhelio* e *nsat* aparenta ser sistemática e afetada apenas pela dispersão dos pontos. A estimativa *nsat* subestima, da ordem de $\approx 1,5$ h, a medida do heliógrafo para valores relativamente elevados de insolação (*nhelio* > 8 h). Em contrapartida, *nsat* superestima, em cerca de $\approx 0,8$ h, a medida heliográfica numa condição de céu nublado (*nhelio* < 2 h), ou seja, com baixa incidência de radiação solar. Notaram-se razoáveis aglomerações de dados de heliógrafo para *nhelio* superior a 9 h, causadas provavelmente pela queima excessiva no papel heliográfico. É válido ressaltar que a queima apropriada é influenciada pela qualidade do papel e tinta do heliograma (IQBAL, 1983). Para valores intermediários de insolação ($2 < \textit{nhelio} < 6$), a estimativa *nsat* sugere ser estatisticamente equivalente a medida *nhelio*. Isto é verificado pelo cruzamento das barras de desvio padrão de *nsat* com a reta 1x1 (linha azul), na maioria dos casos.

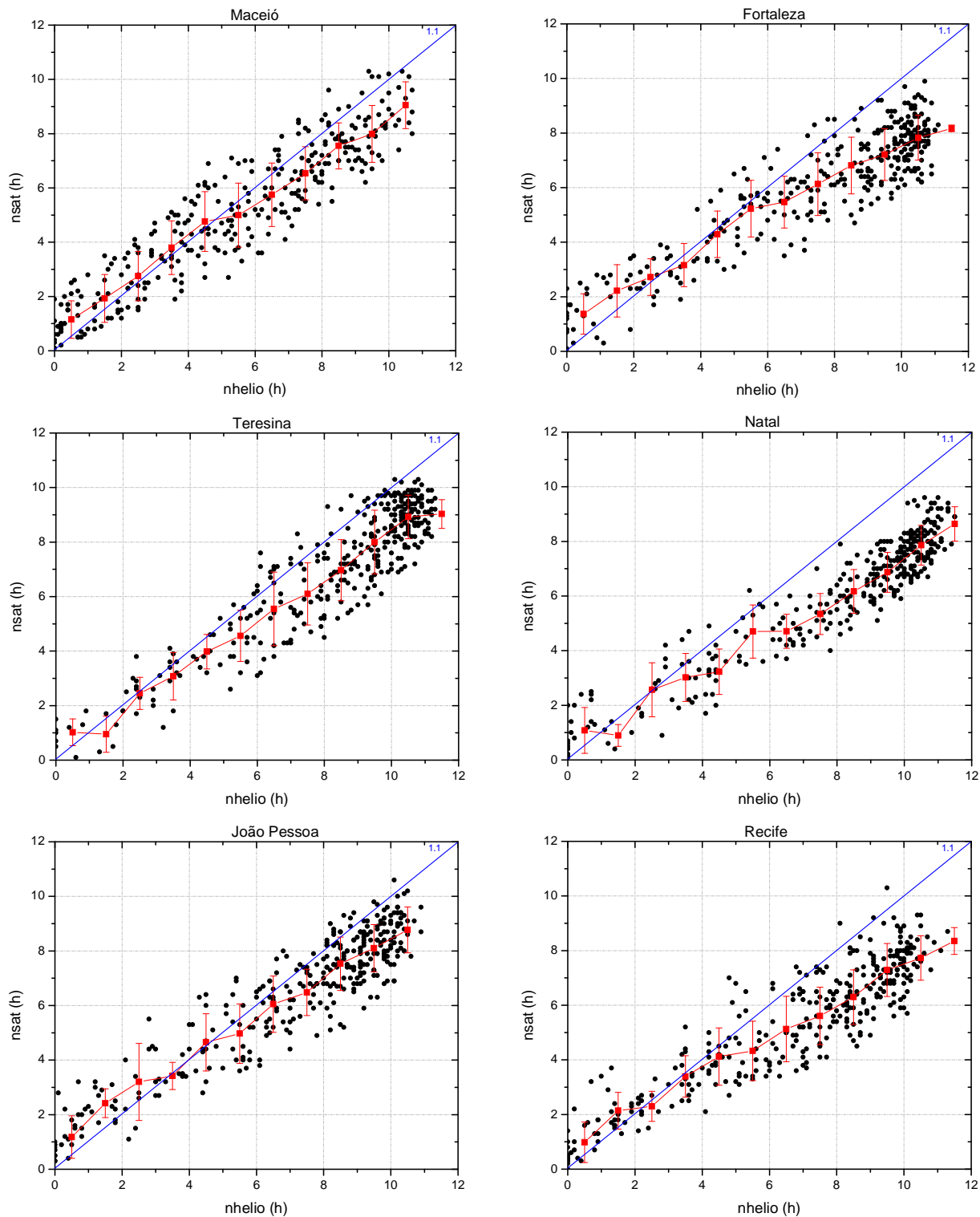


Figura 5.13 - Relações diárias entre a insolação medida por heliógrafo (*nhelio*) e estimada por satélite (*nsat*) em 6 capitais do NEB para o ano de 2008. A estimativa *nsat* média (quadrado vermelho) e desvio padrão calculados em intervalos fixos de 1 h são ilustrados.

Contudo, essa diferença nos extremos de insolação entre *nhelio* e *nsat* pode ser creditada a vários aspectos acumulativos, como: abaixo de certo nível de DNI o heliograma não apresenta queima, umidade excessiva (por exemplo, papel molhado após a ocorrência de precipitação), passagens rápidas de nuvens fragmentadas, ventilação na faixa heliográfica (CEBALLOS, 1992), enquanto que as imagens de satélite descrevem médias instantâneas de céu coberto dentro de 1 pixel; estes fatores podem contribuir na superestimativa de *nsat* em condições nubladas. Os fatores que podem contribuir na subestimativa de *nsat* em condições de céu claro são: i) acima de um certo limiar de DNI o heliograma apresenta queima contínua, nuvens finas (pouco espessas) podem não impedir a queima; ii) passagens intermitente de nuvens (como as cúmulos) provocam perfurações que podem se unir e se assemelhar a uma queima contínua; iii) a R_{min} (= 0,09) adotada na estimativa *nsat* pode não ser a mais adequada para as características de superfície do NEB.

Na Tabela 5.7 verificam-se ajustes lineares de *nsat* com relação à *nhelio* para 6 capitais do NEB segundo dois critérios: i) regressão linear simples; e ii) forçada a passar pela origem (intercepto nulo, $a = 0$). Percebe-se que os dois critérios evidenciam considerável linearidade. Os coeficientes de determinação (R^2) em geral são superiores a 0,80. A estimativa *nsat* subestima a medida do heliógrafo entre 10 (Maceió) e 25% (Natal), com valor médio de 18%. Resultados similares foram obtidos por Ceballos e Rodrigues (2008), com 10% de subestimativa para São Paulo e Fortaleza. Porfirio et al. (2011) em estudo realizado para Maceió noticiaram subestimativas variando entre 8 e 12%.

Tabela 5.7 - Equações de ajuste linear entre a insolação medida por heliógrafo (*nhelio*) e estimada por satélite (*nsat*) para 6 capitais do NEB em 2008. R^2 e N representam o coeficiente de determinação e número de dias, respectivamente.

Estação	$nsat = a + b nsat$	R^2	$nsat = b nhelio$	R^2	N
Maceió	$nsat = 0,925 + 0,767 nhelio$	0,86	$nsat = 0,895 nhelio$	0,83	321
Recife	$nsat = 0,901 + 0,66 nhelio$	0,83	$nsat = 0,77 nhelio$	0,80	346
João Pessoa	$nsat = 1,094 + 0,748 nhelio$	0,87	$nsat = 0,879 nhelio$	0,84	344
Natal	$nsat = 0,554 + 0,685 nhelio$	0,89	$nsat = 0,746 nhelio$	0,89	329
Fortaleza	$nsat = 1,348 + 0,627 nhelio$	0,83	$nsat = 0,778 nhelio$	0,77	342
Teresina	$nsat = 0,319 + 0,808 nhelio$	0,85	$nsat = 0,843 nhelio$	0,85	344

Ajustes lineares entre a insolação *nsat* e *nhelio* para o ano de 2008, por cidade (estação), assim como os coeficientes de determinação, MBE, desvio padrão e número de observações podem ser visualizados na Tabela 5.8. Nota-se que o coeficiente *a* (intercepto) do ajuste linear na maioria das estações foi positivo, com valor médio de 0,64; exceção ocorreu em 3 estações (Água Branca-AL, Sobral-CE e Petrolina-PE, com intercepto igual a -0,092, -0,0117 e -0,135, respectivamente). Este resultado corrobora com o comportamento observado (vide Figura 5.13) e discutido nos parágrafos precedentes.

A Figura 5.14 representa espacialmente o desempenho das estimativas de insolação mediante satélite através do coeficiente de determinação e MBE. A finalidade da figura é aferir se existe mudança no padrão de qualidade da estimativa com a localização geográfica. Os resultados evidenciam boa correlação entre *nhelio* e *nsat*. Foram observados valores de R^2 entre 0,64 e 0,91 (ver Tabela 5.8 e Figura 5.14). Nota-se que apenas 3 estações apresentaram R^2 inferiores a 0,75, sendo elas: Caldeirão-PI (= 0,64), Seridó-RN (= 0,74) e Pesqueira-PE (= 0,65) o que representa 5,6% do total. Por outro lado, 22 estações tiveram R^2 superiores a 0,86, o que contabiliza cerca de 42%. Em relação ao MBE foi observado predominância de valores negativos, assim, indicando subestimativas na estimativa *nsat*. A estação situada em Guaramiranga-CE, com MBE anual de 1,03, foi a única exceção a esse padrão. Verifica-se que a maior parte das estações ($\approx 47\%$) apresentou MBE no intervalo $(-1,92 \leq \text{MBE} < -1,33)$. Menores frequências ocorreram para os intervalos $(-1,33 \leq \text{MBE} < -0,74)$ e $(-0,74 \leq \text{MBE} < -0,15)$, com valores em torno de 38 e 13%, respectivamente. O desvio padrão apresentou um valor médio anual de $\pm 1,26$. Contudo, não foi observado um padrão claro que sugira dependência da qualidade da estimativa *nsat* de acordo a região.

Os resultados apresentados neste trabalho estão de acordo com os disseminados por muitos autores em diversas partes do mundo. Para o Reino Unido, Good (2010) observou para os meses de abril (primavera) e julho (verão) valores de MBE e DP entre -1,2 a -1,3 e 2,3 a $\pm 2,4$, respectivamente. A autora credenciou parte desses erros à tendência de queima excessiva do papel heliográfico, em particular durante o período de fluxo radiante alto e intermitente à superfície. Os valores médios diários de MBE, DP e coeficiente de correlação (R) foram de -0,6, $\pm 2,2$ e 0,82, respectivamente. Kandirmaz (2006) em estudo realizado na Turquia encontrou boa

correlação entre *nhelio* e *nsat*: $R^2 = 0,78$ e $RMSE = 1,66$. Na bacia do sudoeste da Inglaterra, Shamim et al. (2012) noticiaram R^2 oscilando entre 0,68 a 0,91 e $RMSE$ de 1,19 a 2,37.

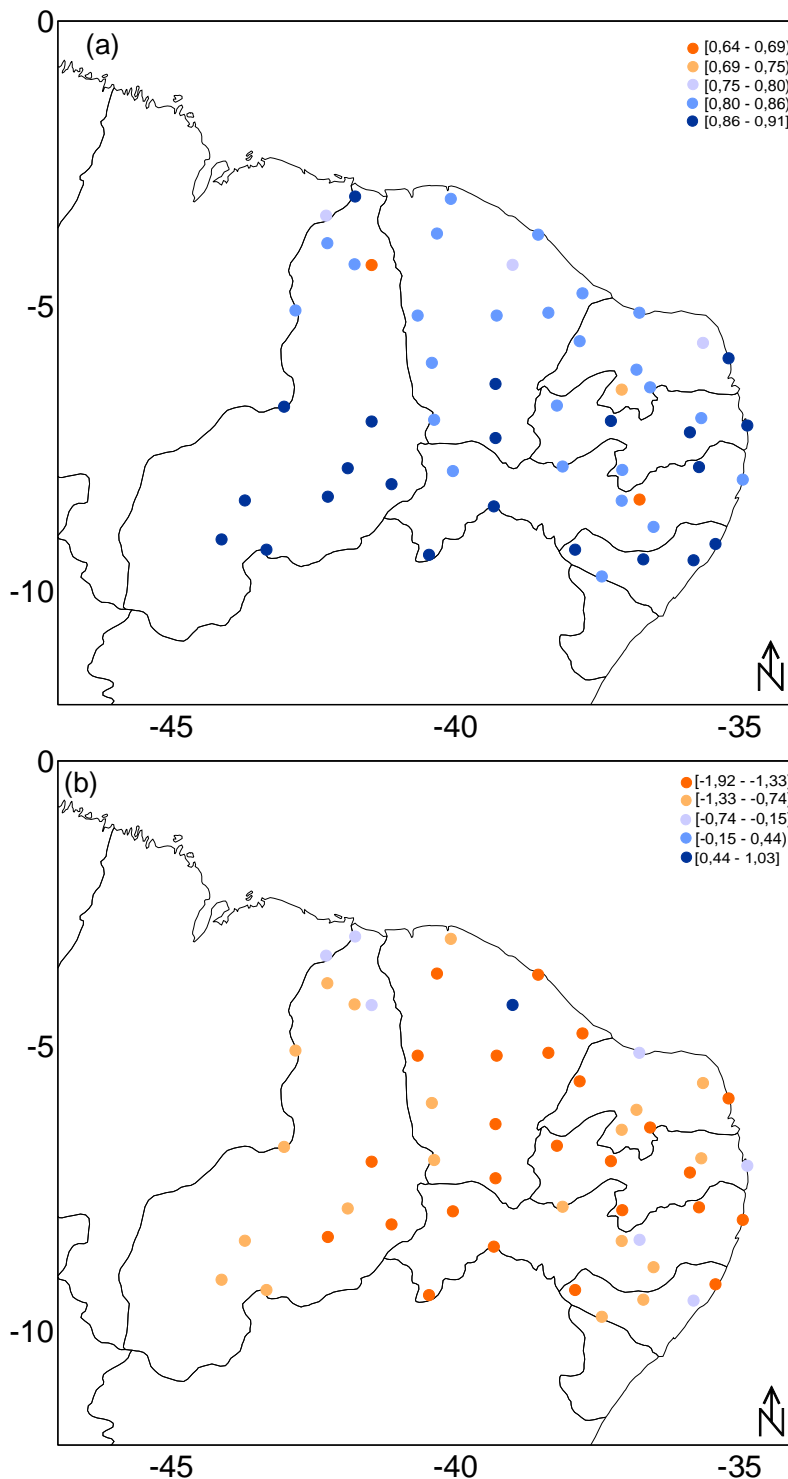


Figura 5.14 - Distribuição espacial do coeficiente de determinação (a) e MBE (b) para 53 estações no NEB para o ano de 2008.

Tabela 5.8 - Equações de ajuste linear entre a insolação medida por heliógrafo (*nhelio*) e estimada por satélite (*nsat*) em 53 estações no NEB, para o ano de 2008. R^2 , MBE, DP e N representam o coeficiente de determinação, mean bias error, desvio padrão e número de dias, respectivamente.

Estação - UF	$nsat = a + b \text{ nhelio}$	R^2	MBE \pm DP	N	Estação - UF	$nsat = a + b \text{ nhelio}$	R^2	MBE \pm DP	N
Maceió – AL	$nsat = 0,925 + 0,767 \text{ nhelio}$	0,86	-0,35 \pm 1,20	321	Ouricuri – PE	$nsat = 0,018 + 0,775 \text{ nhelio}$	0,84	-1,45 \pm 1,25	263
Água Branca – AL	$nsat = - 0,092 + 0,787 \text{ nhelio}$	0,89	-1,48 \pm 1,13	277	Pesqueira – PE	$nsat = 0,759 + 0,776 \text{ nhelio}$	0,65	-0,70 \pm 1,67	206
Palmeira dos Índios – AL	$nsat = 0,773 + 0,69 \text{ nhelio}$	0,87	-1,23 \pm 1,41	303	Petrolina – PE	$nsat = -0,135 + 0,784 \text{ nhelio}$	0,90	-1,88 \pm 1,01	301
Pão de Açúcar – AL	$nsat = 0,536 + 0,749 \text{ nhelio}$	0,85	-1,25 \pm 1,25	303	Surubim – PE	$nsat = 0,173 + 0,697 \text{ nhelio}$	0,86	-1,81 \pm 1,22	239
Porto de Pedras – AL	$nsat = 0,288 + 0,732 \text{ nhelio}$	0,88	-1,71 \pm 1,27	285	Triunfo – PE	$nsat = 0,975 + 0,731 \text{ nhelio}$	0,83	-0,96 \pm 1,39	306
Acaraú – CE	$nsat = 1 + 0,702 \text{ nhelio}$	0,84	-1,15 \pm 1,47	294	Bom Jesus – PI	$nsat = 1,137 + 0,719 \text{ nhelio}$	0,87	-1,12 \pm 1,31	239
Barbalha – CE	$nsat = 0,114 + 0,789 \text{ nhelio}$	0,89	-1,50 \pm 1,03	325	Caldeirão - PI	$nsat = 1,711 + 0,705 \text{ nhelio}$	0,64	-0,69 \pm 1,46	285
Campos Sales – CE	$nsat = 0,887 + 0,727 \text{ nhelio}$	0,84	-1,17 \pm 1,31	307	Caracol – PI	$nsat = 0,152 + 0,837 \text{ nhelio}$	0,91	-1,18 \pm 0,98	348
Cratéus – CE	$nsat = 0,428 + 0,756 \text{ nhelio}$	0,83	-1,38 \pm 1,25	325	Esperantina – PI	$nsat = 0,197 + 0,856 \text{ nhelio}$	0,84	-0,95 \pm 1,05	349
Fortaleza – CE	$nsat = 1,348 + 0,627 \text{ nhelio}$	0,83	-1,48 \pm 1,49	342	Florianópolis – PI	$nsat = 0,893 + 0,738 \text{ nhelio}$	0,89	-1,04 \pm 1,25	338
Guaramiranga – CE	$nsat = 1,63 + 0,883 \text{ nhelio}$	0,75	1,03 \pm 1,37	319	Luzilândia – PI	$nsat = 1,069 + 0,775 \text{ nhelio}$	0,76	-0,29 \pm 1,45	199
Iguatú – CE	$nsat = 0,213 + 0,747 \text{ nhelio}$	0,88	-1,86 \pm 1,04	309	Morro dos Cavalos – PI	$nsat = 0,388 + 0,8 \text{ nhelio}$	0,88	-1,25 \pm 1,07	340
Jaguaruana – CE	$nsat = 0,712 + 0,731 \text{ nhelio}$	0,83	-1,36 \pm 1,26	323	Parnaíba – PI	$nsat = 0,366 + 0,882 \text{ nhelio}$	0,86	-0,49 \pm 1,05	351
Morada Nova – CE	$nsat = 0,648 + 0,7 \text{ nhelio}$	0,85	-1,75 \pm 1,20	262	Paulistana – PI	$nsat = 0,227 + 0,755 \text{ nhelio}$	0,89	-1,78 \pm 1,10	323
Quixeramobim – CE	$nsat = 0,087 + 0,812 \text{ nhelio}$	0,83	-1,36 \pm 1,17	324	Picos – PI	$nsat = 0,172 + 0,81 \text{ nhelio}$	0,86	-1,35 \pm 1,19	331
Sobral – CE	$nsat = -0,117 + 0,788 \text{ nhelio}$	0,85	-1,65 \pm 1,10	307	Piripiri – PI	$nsat = 0,565 + 0,803 \text{ nhelio}$	0,82	-0,97 \pm 1,12	350
Tauá – CE	$nsat = 1,28 + 0,69 \text{ nhelio}$	0,80	-0,89 \pm 1,48	339	São João Piauí - PI	$nsat = 0,244 + 0,774 \text{ nhelio}$	0,89	-1,58 \pm 1,37	322
Areia – PB	$nsat = 1,241 + 0,654 \text{ nhelio}$	0,82	-0,75 \pm 1,38	344	Teresina – PI	$nsat = 0,319 + 0,808 \text{ nhelio}$	0,85	-1,25 \pm 1,09	344
Campina Grande – PB	$nsat = 0,31 + 0,664 \text{ nhelio}$	0,87	-1,69 \pm 1,30	248	Vale do Gurgueia – PI	$nsat = 0,501 + 0,785 \text{ nhelio}$	0,90	-1,14 \pm 1,14	337
João Pessoa – PB	$nsat = 1,094 + 0,748 \text{ nhelio}$	0,87	-0,66 \pm 1,18	344	Apodi – RN	$nsat = 0,427 + 0,762 \text{ nhelio}$	0,84	-1,53 \pm 1,13	281
Monteiro – PB	$nsat = 0,348 + 0,772 \text{ nhelio}$	0,82	-1,36 \pm 1,25	319	Ceará Mirim – RN	$nsat = 1,685 + 0,615 \text{ nhelio}$	0,78	-0,92 \pm 1,68	277
Patos – PB	$nsat = 0,322 + 0,747 \text{ nhelio}$	0,87	-1,87 \pm 1,03	269	Cruzeta – RN	$nsat = 0,093 + 0,767 \text{ nhelio}$	0,85	-1,72 \pm 1,24	277
São Gonçalo – PB	$nsat = 0,28 + 0,792 \text{ nhelio}$	0,83	-1,49 \pm 1,09	296	Florânia – RN	$nsat = 0,765 + 0,728 \text{ nhelio}$	0,83	-1,27 \pm 1,26	312
Arco Verde – PE	$nsat = 0,702 + 0,717 \text{ nhelio}$	0,84	-1,33 \pm 1,35	281	Macau – RN	$nsat = 1,188 + 0,74 \text{ nhelio}$	0,82	-0,67 \pm 1,30	101
Cabrobró – PE	$nsat = 0,635 + 0,735 \text{ nhelio}$	0,88	-1,37 \pm 1,24	292	Natal – RN	$nsat = 0,554 + 0,685 \text{ nhelio}$	0,89	-1,92 \pm 1,26	329
Recife – PE	$nsat = 0,901 + 0,66 \text{ nhelio}$	0,83	-1,38 \pm 1,41	346	Seridó – RN	$nsat = 2,052 + 0,583 \text{ nhelio}$	0,74	-1,03 \pm 1,63	327
Garanhuns – PE	$nsat = 1,143 + 0,642 \text{ nhelio}$	0,84	-0,80 \pm 1,57	296					

5.2.2. Insolação *nhelio* versus *npir*, *nef* e *nsat*

O problema em foco é a estimativa acurada da insolação (duração do brilho solar, ou seja, da percepção de tempo com feixe de radiação solar direta). A subseção 5.2.1. abordou a relação *nhelio* versus *nsat*, visto que na prática a medida de insolação disponível usualmente é obtida por heliógrafos. Evidenciou-se que existem desvios não desprezíveis entre a estimativa por satélite e a medida com heliógrafo. Neste contexto, a presente subseção visa analisar 4 definições possíveis para a insolação (vide item 4.3). Para estimar a insolação efetiva (*nef*), foram usados dados médios mensais de pressão atmosférica (mensurados nos sítios), ozônio (sensor OMI da NASA), dados diários de água precipitável (modelo Global CPTEC), $\alpha = 1,3$, e β médio obtido para cada sítio experimental (vide Tabela 5.2).

A estação situada em Petrolina-PE possui medidas de DNI obtidas por pireliômetro e pireliômetro equivalente. Em princípio, as duas medidas deveriam ser equivalentes na estimativa de *npir* e *nef*. A Figura 5.15 ilustra a diferença na estimativa da insolação *npir* e *nef* ao utilizar um ou outro instrumento. Percebe-se que a insolação *npir* e *nef* obtida por pireliômetro equivalente é levemente inferior à calculada por pireliômetro. A *npir* via pireliômetro equivalente subestima em cerca de 1,5%. No caso de *nef* essa subestimativa é ligeiramente superior, da ordem de 4,9%. Uma possível fonte de erros seria a correção do efeito de sombreamento nas medições de irradiância difusa. É fácil notar que ao exagerar a componente difusa, a componente direta normal é reduzida. Pode-se argüir que os erros associados à estimativa de insolação *npir* e *nef* mediante pireliômetro equivalente são de caráter secundário. Assim, na análise que segue optou-se por utilizar medições de pireliômetro equivalente, devido à maior quantidade de dados válidos.

As Figuras 5.16 e 5.17 permitem comparar os distintos métodos de avaliação de insolação (*nhelio*, *npir*, *nef* e *nsat*) para dias do período 2007-2008 nos sítios experimentais de Petrolina-PE e Natal-RN. A insolação segundo pireliômetro equivalente *npir* se aproxima linearmente da insolação por heliógrafo *nhelio* ($R^2 = 0,88$), sendo modulada apenas pela dispersão dos pontos (Figura 5.16a). Embora tenha ocorrido uma subestimativa de $\approx 6,3\%$ de *npir* em relação à *nhelio*, essa diferença percentual pode ser reduzida a 4,5% se realizar ajuste

para uma insolação n_{pir} obtida por pireliômetro (vide Figura 5.15). Nitidamente, a medida do heliógrafo apresenta valores maiores que n_{pir} (maior parte dos pontos). É de conhecimento que Petrolina-PE localiza-se na região semi-árida do NEB, e apresenta elevado número de dias claros. Tiba (2000) encontrou que a irradiação solar global média em Petrolina é de $19,7 \text{ MJ m}^{-2}$, além disso, informou que essa componente solar apresenta variação pequena ao longo do ano. Estas condições são favoráveis para a queima excessiva do heliograma.

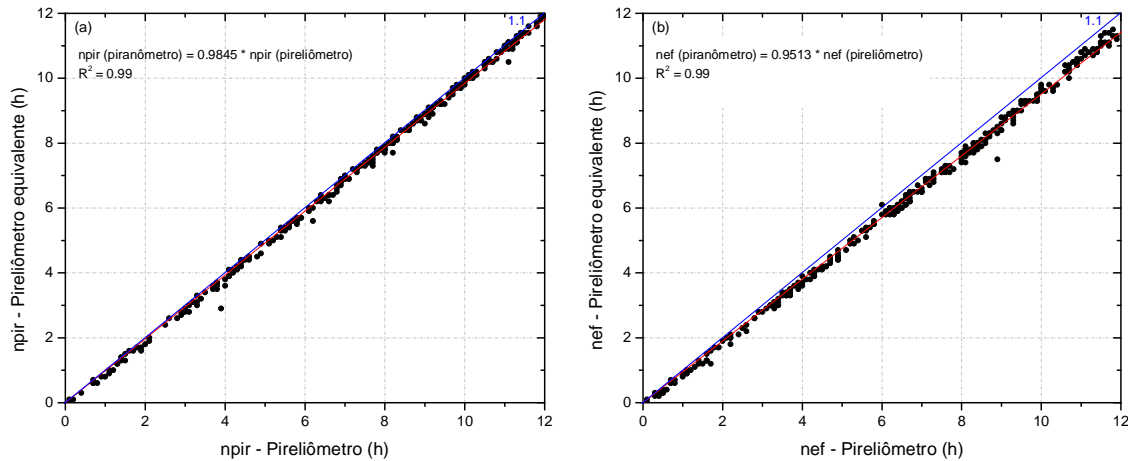


Figura 5.15 - Comparação entre a insolação diária calculada por pireliômetro e pireliômetro equivalente em Petrolina-PE no período 2007/2008: (a) insolação n_{pir} e (b) insolação efetiva n_{ef} .

A relação entre a insolação medida n_{ef} versus n_{helio} e n_{sat} é ilustrada na Figura 5.16b. Parece evidente que a medida do heliógrafo superestima a insolação efetiva; principalmente no intervalo $4 < n_{ef} < 8$ h. Além disso, percebe-se que a relação entre essas duas variáveis pode ser descrita por uma função quadrática. Por outro lado, a estimativa n_{sat} apresentou bom ajuste linear com n_{ef} ($R^2 = 0,87$); porém, a dispersão no eixo das ordenadas evidencia certa imprecisão na estimativa diária de insolação. Isto sugere que a insolação estimada por satélite pode ser mais confiável ao se considerar médias decendiais e/ou mensais. De todo modo, quantitativamente a n_{sat} superestima em torno de 1% a n_{ef} . A mesma análise foi realizada para Natal-RN (Figura 5.17) que, por sua vez, apresenta clima tropical úmido com elevada insolação ao longo do ano. Os resultados expostos são semelhantes aos descritos anteriormente. O comportamento observado de n_{pir} com relação à insolação n_{helio} foi estritamente linear. É interessante notar que o coeficiente de inclinação da regressão linear foi praticamente a unidade ($b \approx 1$), o que corresponde a uma excelência da correlação entre essas

variáveis. Apesar disso, pode-se notar que a *npir* apresentou valores razoavelmente superiores (inferiores) em dias com baixo (alto) brilho solar.

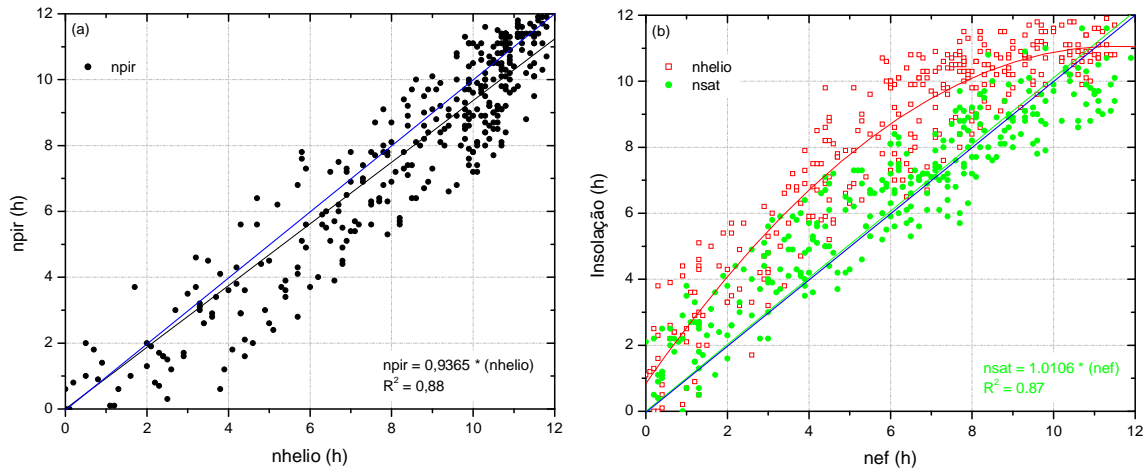


Figura 5.16 - Comparação da insolação diária obtida por diferentes métodos: (a) heliôgrafo (*nhelio*) versus pireliômetro (*npir*) e (b) efetiva (*nef*) versus heliôgrafo e satélite (*nsat*) para Petrolina-PE, durante o período 2007/2008.

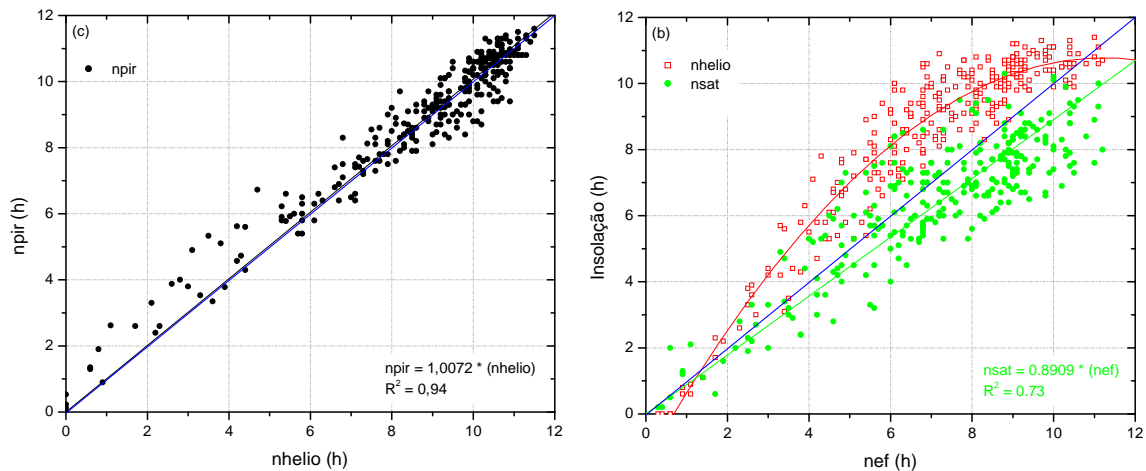


Figura 5.17 - Comparação da insolação diária obtida por diferentes métodos: (a) heliôgrafo (*nhelio*) versus pireliômetro (*npir*) e (b) efetiva (*nef*) versus heliôgrafo e satélite (*nsat*) para Natal-RN, durante o período 2007/2008.

Resultado similar foi observado em Botucatu-SP por Chaves e Escobedo (2000), com supestimativas em dias de céu aberto e subestimativas em dias nublados (não necessariamente chuvosos). Esta diferença é creditada principalmente ao princípio de funcionamento e sensibilidade dos instrumentos em cada condição atmosférica. Em dias

nublados, o pireliômetro é capaz de detectar intervalos de tempo (por menores que sejam) de radiação direta, porém o heliógrafo, na mesma condição atmosférica, registra poucos momentos de queima de papel (ou ausência de queima). Os erros apresentados em dias claros sugerem estar associados ao nível de DNI utilizado como patamar de queima de heliograma. Segundo Coulson (1975), em condições de céu claro e baixa umidade do ar seriam necessários 70 W m^{-2} .

Kerr e Tabony (2004), em análise similar realizado no Reino Unido, noticiaram que durante o verão as medidas *nhelio* excedem em cerca de 20% as medidas *npir*, provocado pela propagação da queima no heliograma. Isso ocorreu principalmente quando a nebulosidade era intermitente e quando o sol encontrava-se em alta elevação. Entretanto, no inverno as medições foram mais próximas, com *nhelio* superestimando em 7% a *npir*. É interessante observar, ainda, que em Maceió-AL os resultados obtidos por Porfirio et al. (2011) não mostraram comportamento linear entre *nhelio* e *npir*, ao ponto de não justificar a busca de um ajuste entre ambas (baseado em valores médios $\langle \text{DNI} \rangle$ de 5 minutos). Os autores ressaltam que a passagem intermitente de nuvens (geralmente cúmulos) provocou constantes variações no ciclo diário de DNI, por vezes oscilando entre valores abaixo do limiar ($< 120 \text{ W m}^{-2}$) e acima dele ($> 600 \text{ W m}^{-2}$) em intervalos de poucos minutos; entretanto, a $\langle \text{DNI} \rangle$ em 5 minutos permaneceu na maioria dos casos acima dos 120 W m^{-2} o que proporcionou uma contagem excessiva da insolação. Neste contexto, o uso de valores médios em intervalos periódicos relativamente “extensos” parece degradar a informação requerida para este tipo de estudo.

Observa-se, ainda, que a insolação *nhelio* permanece com valores superiores à insolação efetiva (Figura 5.17b), confirmando essa relação entre ambas. Do mesmo modo, a relação entre *nef* e *nsat* pode ser descrita linearmente, mesmo com a relativa dispersão. Entretanto, o ajuste linear entre ambas mostrou uma subestimativa de *nsat* da ordem de 11%. Percebe-se que as maiores diferenças foram presenciadas em valores de *nef* superiores a 8 h. Isto sugere, aparentemente, que o método por satélite estaria indicando a presença (falsa) de nuvens no pixel referente ao sítio.

Verificando a estrutura conceitual do método de estimativa por satélite, dois parâmetros podem afetar especialmente a qualidade dos resultados: o valor adotado R_{max} ($= 0,465$) que representa um valor característico da refletância de transição entre cobertura cumuliforme a estratiforme, e uma estimativa acurada da refletância de superfície; o valor considerado genericamente constante é de $R_{min} = 0,09$, mas ele pode ter variações geográficas.

Neste contexto, a Figura 5.18 ilustra o ciclo anual do albedo no canal VIS para Natal obtido pelo sensor MODIS para o ano de 2008. Na figura estão presentes o valor centrado no pixel 1x1 (em preto) e a média (e desvio padrão) de 3x3 pixels (em vermelho). O albedo mostra uma amplitude de 0,41 (0,29), máximo de 0,074 (0,069) e valor médio anual de 0,047 (0,052) em valores centrados (3x3 pixels). Isto sugere que o valor de R_{min} que representaria com maior propriedade à superfície de Natal seria em torno de 0,05. Para avaliar esta hipótese, a estimativa de insolação $nsat$ foi corrigida adotando R_{min} ($= 0,05$). Percebeu-se uma melhoria considerável na estimativa por satélite, com subestimativa $nsat$ associada à referência nef da ordem de 1%. Os resultados obtidos demonstram a necessidade de uma melhor caracterização da R_{min} dentro do modelo. A formulação de campos regionais e/ou variações sazonais monitoradas pode contribuir significativamente na acurácia das estimativas.

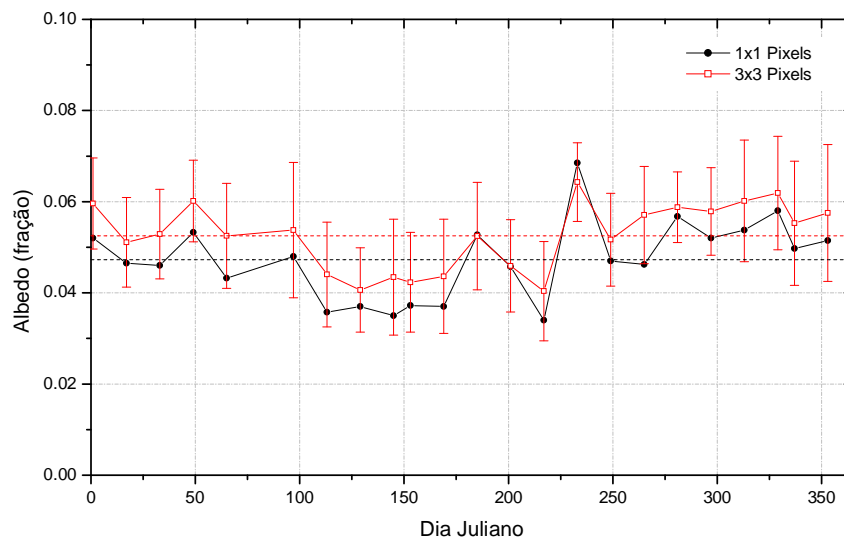


Figura 5.18 - Variação anual do albedo VIS obtido pelo sensor MODIS para o ano de 2008 em Natal, RN. Linhas horizontais correspondem ao valor médio anual. Barra de erros (em vermelho) representa o desvio padrão dos valores de 3x3 pixels.

Informações de insolação acumulada (ou média) num intervalo decêndial são importantes nas atividades agrícolas e estudos agrometeorológicos. Para uma análise qualitativa da coerência nesse intervalo de tempo, a Figura 5.19 apresenta a insolação média decêndial mediante os quatro métodos para Petrolina-PE e Natal-RN, durante o período 2007-2008. Tal como foi observado previamente, a medida *npir* exibe valores semelhantes à obtida por heliógrafo; apenas alguns pontos parecem anômalos. Claramente ambas superestimam a insolação *nef*, visto que seus pontos (e retas de regressão) se afastam da reta diagonal (em azul). De fato, a estimativa por satélite mostrou-se coerente com a insolação efetiva, com menor dispersão e pontos e retas arquetetadas sobre a reta diagonal.

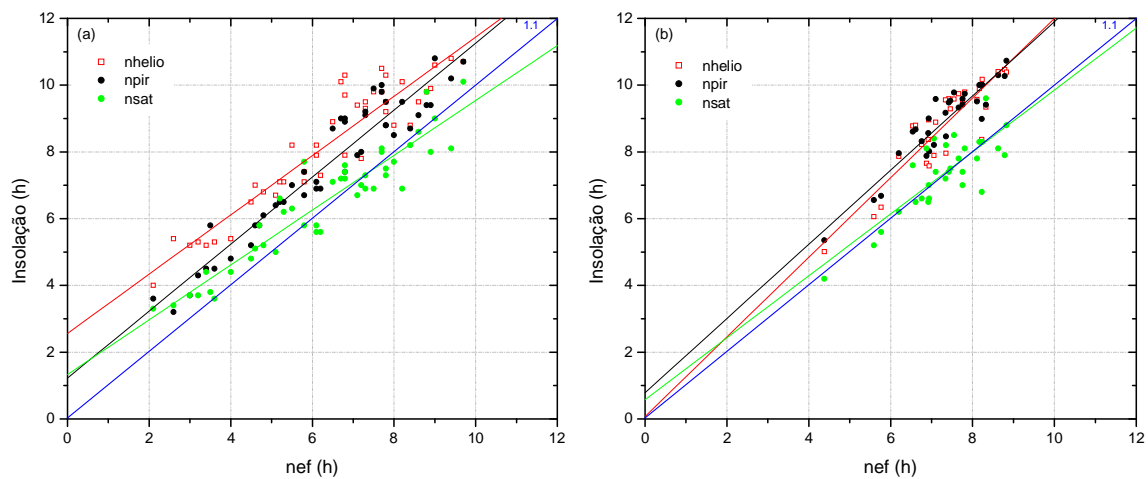


Figura 5.19 - Comparação entre a insolação diária obtida por diferentes métodos: heliógrafo (*nhelio*), pireliômetro (*npir*), satélite (*nsat*) e efetiva (*nef*) para Petrolina (a) e Natal (b) para o período 2007/2008. Ajustes lineares entre a *nhelio*, *npir*, *nsat* em função da *nef* são representados pela linha vermelha, preta e verde, respectivamente.

Os resultados descritos nesta seção sugerem que as estimativas por satélite devem apresentar diferença sistemática com os dados heliográficos (especialmente nos extremos de insolação), porque correspondem a conceitos físicos diferentes. É válido ressaltar que os primeiros integram frações de tempo com céu aberto. Além da sensibilidade a condições meteorológicas (como a umidade), os segundos estão submetidos principalmente a um patamar de irradiância direta normal necessário para iniciar a queima do heliograma (da ordem de 120 W m^{-2}). Além disso, o critério proposto pela WMO de 120 W m^{-2} de DNI como patamar de queima aparenta representar bem a medida heliográfica nas condições climatológicas do NEB. De fato, o método de insolação por satélite demonstra bom

desempenho em relação à insolação efetiva, que é independente da sensibilidade da fita heliográfica e não exclui os primeiros 120 W m^{-2} de DNI. Os métodos de satélite e efetivo demonstram ser mais apropriados na avaliação do tempo de céu claro local. Este resultado indica que ambos podem fornecer informações precisas para estudos de levantamento do potencial energético para uma região, assim como para estimativa de irradiação solar direta mediante imagens de satélite. Finalmente, as equações lineares e quadráticas necessárias para produzir relações entre *nhelio* e *nsat* versus dados de “referência” *npir* e *nef* são apresentadas na Tabela 5.9. Estas equações podem ser de grande utilidade para converter medições convencionais *nhelio* em estimativas mais recentes *npir* e mais “física” *nef*.

Tabela 5.9 - Equações de ajuste da insolação obtida por diferentes métodos. R^2 e N representam o coeficiente de determinação e número de dias, respectivamente.

Período	Estação	Equação	R^2	N
Diário				
	Petrolina	$npir = -0.575 + 0.997 \text{ nhelio}$	0.88	400
		$nef = -1.416 + 0.944 \text{ nhelio}$	0.83	381
		$nef = 0.133 + 0.33 \text{ nhelio} + 0.045 \text{ nhelio}^2$	0.85	381
		$nef = -1.019 + 1.095 \text{ nsat}$	0.88	381
	Natal	$npir = 0.888 + 0.912 \text{ nhelio}$	0.95	290
		$nef = -0.347 + 0.87 \text{ nhelio}$	0.84	290
		$nef = 0.807 + 0.406 \text{ nhelio} + 0.035 \text{ nhelio}^2$	0.85	290
		$nef = 0.581 + 0.912 \text{ nsat}$	0.74	283
	Dados combinados	$npir = -0.033 + 0.972 \text{ nhelio}$	0.89	691
		$nef = -1.032 + 0.922 \text{ nhelio}$	0.83	674
		$nef = 0.275 + 0.403 \text{ nhelio} + 0.0388 \text{ nhelio}^2$	0.84	674
		$nef = -0.475 + 1.035 \text{ nsat}$	0.82	674
Decendial				
Petrolina	$npir = -1.334 + 1.087 \text{ nhelio}$	0.94	44	
	$nef = -1.705 + 0.983 \text{ nhelio}$	0.87	44	
	$nef = -0.754 + 1.083 \text{ nsat}$	0.89	44	
Natal	$npir = 1.158 + 0.882 \text{ nhelio}$	0.96	30	
	$nef = 1.401 + 0.672 \text{ nhelio}$	0.81	30	
	$nef = 1.99 + 0.722 \text{ nsat}$	0.70	30	
Dados combinados	$npir = -0.909 + 1.07 \text{ nhelio}$	0.91	74	
	$nef = -1.04 + 0.922 \text{ nhelio}$	0.84	74	
	$nef = -0.266 + 1.017 \text{ nsat}$	0.85	74	

5.3. Avaliação da estimativa de DNI por satélite

Esta seção dedica-se a analisar o desempenho da estimativa de irradiância (e irradiação) direta normal mediante satélite geoestacionário, através de comparações com medições à superfície. Inicialmente, as estimativas de DNI por satélite em dias com condição de céu claro e parcialmente nublado foram comparadas com medições à superfície obtidas em sítios experimentais da rede SONDA em Petrolina-PE, Natal-RN e São Luís-MA. Em seguida, apresenta-se uma análise comparativa entre a irradiação direta normal medida e estimada por satélite. Por fim, mapas médios mensais de irradiância direta normal via satélite são mostrados para exemplificar e mostrar a variabilidade espacial e temporal desse recurso solar na região NEB.

5.3.1. Ciclos diários de DNI: medida vs satélite

A Figura 5.20 descreve ciclos diários de DNI medida, estimada por satélite e a diferença entre eles ($DNI_{sat} - DNI$) em dias com condição predominante de céu claro para os sítios de Petrolina, Natal e São Luís. Valores elevados de irradiação direta normal foram observados: em Petrolina = $29,3 \text{ MJ m}^{-2}$, em Natal = $30,6 \text{ MJ m}^{-2}$ e São Luís = $26,1 \text{ MJ m}^{-2}$. A irradiação direta normal estimada por satélite foi de $28,9 \text{ MJ m}^{-2}$ (Petrolina), $29,9 \text{ MJ m}^{-2}$ (Natal) e $24,6 \text{ MJ m}^{-2}$ (São Luís). Nota-se, nestes casos, que a estimativa por satélite subestimou a medida em cerca de $0,8 \text{ MJ m}^{-2}$. De modo geral, observa-se que a variação da DNI na ausência de nuvens é acompanhada adequadamente pela estimativa por satélite (vide linha vermelha). Ao longo da marcha diária, as diferenças situam-se entre: -270 e 250 W m^{-2} , -94 e 190 W m^{-2} e -223 e 180 W m^{-2} para Petrolina, Natal e São Luís, respectivamente. Contudo, os erros médios associados à estimativa foram de $-11,9 \text{ W m}^{-2}$ (Petrolina), $1,29 \text{ W m}^{-2}$ (Natal) e $-18,4 \text{ W m}^{-2}$ (São Luís).

Independentemente do sítio experimental, as curvas de DNI medida e satélite mostraram oscilações notáveis sob condição de céu parcialmente nublado (Figura 5.21). Nitidamente, a estimativa DNI_{sat} percebe a nebulosidade e segue as variações da medida, porém, por vezes subestima ou superestima. Os erros na DNI estimada variaram entre -167 e 156 W m^{-2}

($5,7 \text{ W m}^{-2}$) em Petrolina, entre -185 e 227 W m^{-2} ($-5,2 \text{ W m}^{-2}$) em Natal e oscilou de -125 a 306 W m^{-2} ($22,4 \text{ W m}^{-2}$) em São Luís; valores entre parênteses representam os erros médios diários. Resultado similar foi encontrado na Arábia Saudita por Schillings et al. (2004), com erros médios de $17,3 \text{ W m}^{-2}$ (todas as condições de céu) e $-24,3 \text{ W m}^{-2}$ (céu claro). De todo modo, tal como na Figura 5.20, a irradiação estimada por satélite mostrou resultados semelhantes às medições. A Q_N e $Q_{N\text{sat}}$ foram, respectivamente, de: $23,1$ e $23,2 \text{ MJ m}^{-2}$ (Petrolina), $19,9$ e $21,8 \text{ MJ m}^{-2}$ (Natal) e $19,9$ e $21,8 \text{ MJ m}^{-2}$ (São Luís).

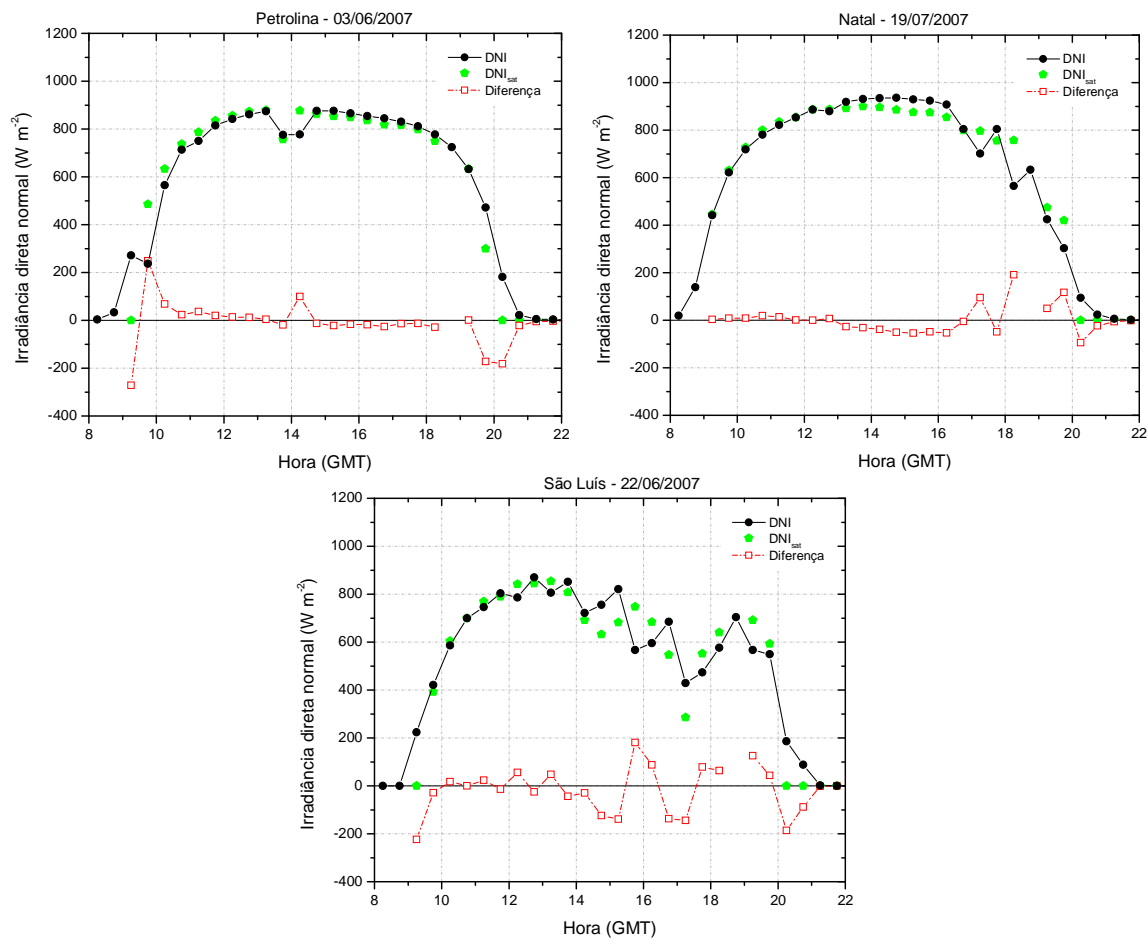


Figura 5.20 - Ciclo diário de irradiação direta normal medida e estimada por satélite e diferença (estimado – medido) em condição predominante de céu claro para os sítios experimentais de Petrolina, Natal e São Luís.

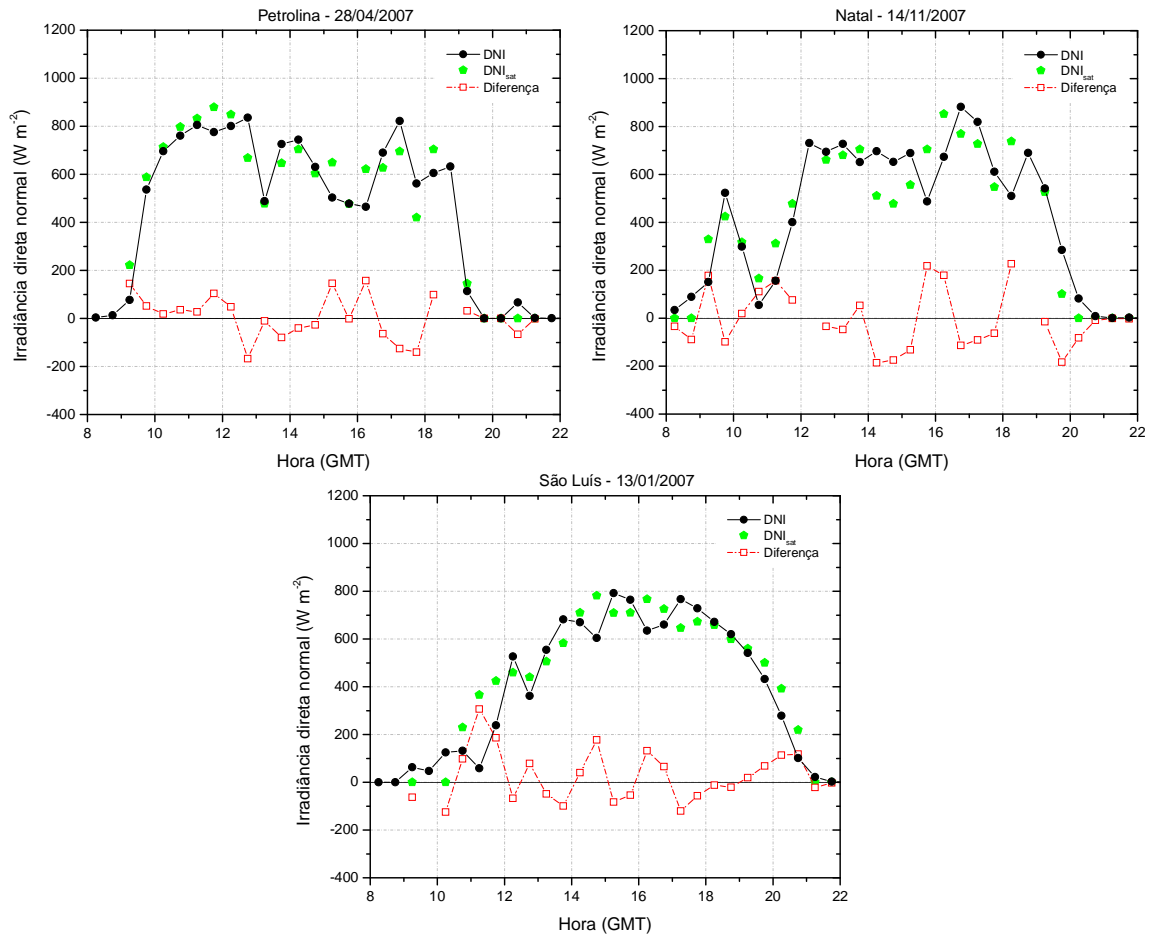


Figura 5.21 - Ciclo diário de irradiância direta normal medida e estimada por satélite e diferença (estimado – medido) em condição de céu parcialmente nublado para os sítios experimentais de Petrolina, Natal e São Luís.

Com base nos resultados descritos nesta seção e estudos de sensibilidade do modelo podem ser enumeradas algumas fontes de erros: i) o desvio observado em condição de céu parcialmente nublado pode estar associado ao valor de R_{max} , de tal forma, que a refletância para cobertura total não seja isotrópica; ii) desvios negativos na estimativa do ciclo diurno, principalmente na condição de céu claro, podem ser provocados pelo valor de R_{min} adotado no pixel considerado, pois este parâmetro pode induzir a presença (falsa) de nuvens; ou seja, uma estimativa acurada da refletância da superfície faz-se necessário; iii) erros na calibração aplicada no canal VIS, e iv) o uso de dados médios mensais de β e apenas 1 valor diário de w (12 GMT) podem agregar erros a estimativa; esses parâmetros possuem alta variabilidade espaço-temporal. Todavia, os resultados obtidos evidenciam a boa estimativa deste método, o que encoraja o seu uso para avaliar irradiação.

5.3.2. Irradiação direta normal: medida vs satélite

Baseando-se nos resultados e análises precedentes, a irradiação direta normal à superfície foi estimada e discussões são apresentadas a seguir. Nesta aplicação, utilizaram-se campos médios mensais de pressão atmosférica, ozônio e coeficiente de turbidez β , além de campos diários de w (12 GMT), para a região NEB. A relação entre os valores diários de Q_N medida e estimada por satélite, para o período 2007-2008, é ilustrada na Figura 5.22. Para avaliar o desempenho do modelo de estimativa em diferentes características geográficas e atmosféricas, a figura apresenta resultados para 3 sítios experimentais bem distribuídos geograficamente (Petrolina-PE, Natal-RN e São Luís-MA). O comportamento observado sugere que o modelo apresentou uma boa concordância com as medições à superfície. Verifica-se, ainda, que se estabelece uma relação funcional de caráter linear entre ambas, sendo modulada apenas pela dispersão dos pontos no eixo das ordenadas. Este comportamento foi ressaltado pelos elevados valores do coeficiente de determinação R^2 , superiores a 0,84. Em Petrolina e Natal, o modelo apresentou leve tendência a superestimar (subestimar) a medida em baixos (altos) valores de Q_N (vide linha vermelha). Comportamento inverso foi notado para o sítio de São Luís; este fato pode estar sendo influenciado pela baixa população de pontos em valores elevados de Q_N ($> 20 \text{ MJ m}^{-2}$). Hipóteses plausíveis referentes às fontes de erros associados ao modelo foram enumeradas na seção anterior, as mesmas podem estar contribuindo com a dispersão observada aqui.

Um resumo estatístico do desempenho do modelo em relação às medições para todos os sítios é exibido na Tabela 5.10. Pode-se notar que o modelo apresentou tendência média de superestimar (subestimar) a medida para os sítios de Petrolina e São Luís (Natal); fato evidenciado pelos valores de MBE. Contudo, o MBE variou entre -8,68 a 2,45%, com valor médio para todos os sítios de -1,74%. Os valores de RMSE estiveram entre 17,25 e 21,27%, e seu valor médio foi de 18,7%. Adicionalmente, o valor médio do coeficiente de inclinação b ($= 0,97$) e R^2 ($= 0,86$) confirmam a boa estimativa de Q_N realizada por satélite.

Os resultados obtidos neste estudo revelam-se consistentes e similares aos reportados por outros pesquisadores. Em particular, Schillings et al. (2004) noticiaram variações do RMSE,

no intervalo diário, da ordem de 19 a 35%, com valor médio sendo de 27,5%. Martins et al. (2007) e Viana et al. (2011) utilizaram saídas do Modelo BRASIL-SR para estimar Q_N à superfície. Os primeiros reportaram superestimativas do modelo, com valores médios de 3,5 e 23,9% de MBE e RMSE, respectivamente. Os últimos observaram valores de MBE (RMSE) oscilando entre 13 a 23% (18 a 29%). Em estudo realizado em ambiente tropical na Tailândia, Janjai (2010) encontrou valores inferiores de MBE e RMSE, -1,6 e 16%, respectivamente.

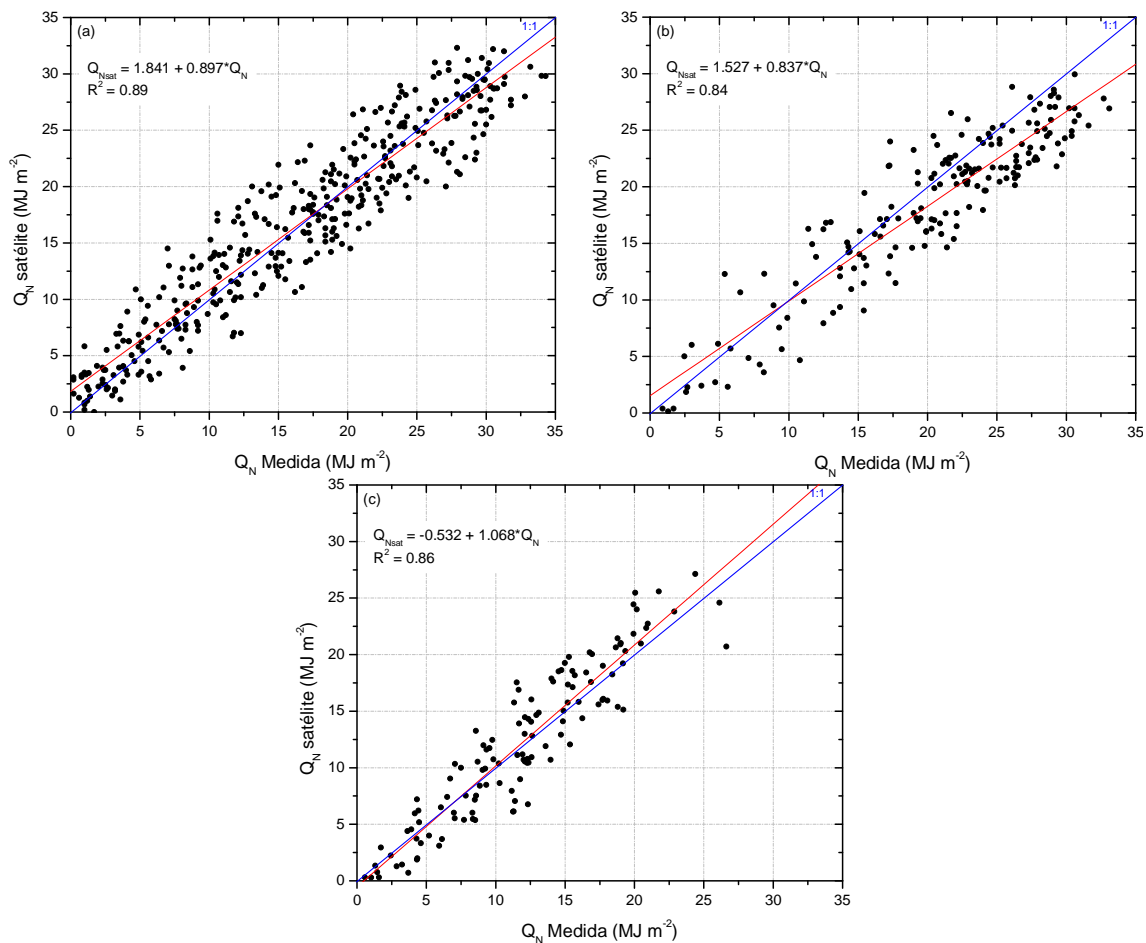


Figura 5.22 - Irradição direta normal medida e estimada por satélite para: (a) Petrolina, (b) Natal e (c) São Luís, durante o período 2007-2008.

De forma geral, os resultados bastante acurados encontrados, para os 3 sítios em diferentes condições climatológicas, indicam que o modelo proposto é adequado para avaliar a componente direta normal da radiação solar. Utilizando-se de arquivos de refletância

calibrados “corretamente”, parâmetros R_{max} e R_{min} representativos da época do ano e da região, parâmetros atmosféricos P , u_{O_3} , e principalmente w e β com melhor resolução temporal e espacial os erros associados às estimativas podem ser dirimidos. A estrutura atual do modelo é de fácil aplicação operacional, obedece a critérios físicos sólidos, e, permite a introdução destes aprimoramentos de forma simples.

Tabela 5.10 - Parâmetros estatísticos associados à estimativa de DNI por satélite. MBE e RMSE são obtidos do valor médio medido de DNI. Méd., b , R^2 e N representam o valor médio de DNI (medido), coeficiente de inclinação da regressão linear ($DNI_{sat} = b \cdot DNI$), coeficiente de determinação e número de dias, respectivamente.

Estação	Méd. (MJ m ⁻²)	MBE (MJ m ⁻²)	MBE (%)	RMSE (MJ m ⁻²)	RMSE (%)	b	R^2	N
Petrolina	16.4	0.17	1.02	2.92	17.8	0.98	0.894	386
Natal	20.15	-1.75	-8.68	3.48	17.25	0.904	0.842	181
São Luís	11.96	0.29	2.45	2.54	21.27	1.033	0.86	125
Méd.	16.17	-0.43	-1.74	2.98	18.77	0.972	0.865	692 ^a

^aNúmero total de dias utilizados.

5.3.3. Mapas de irradiação direta normal

O conhecimento acurado da irradiação direta normal à superfície, e sua variabilidade espaço-temporal, é pré-requisito básico para o planejamento e operação eficiente de projetos que utilizam desse recurso solar, tais como sistemas fotovoltaicos e centrais termoelétricas solares com tecnologia CSP. A avaliação e monitoramento constante dessa componente solar através de produtos operacionais e mapas permitem a seleção de locais ideais (do ponto de vista energético) para o desenvolvimento desses projetos. Nesse contexto, elaboraram-se mapas de Q_N na região NEB, para o ano de 2008. Estes mapas são precursores de uma contribuição à avaliação do ciclo diurno e sazonal de Q_N no período 2000-2012. A Figura 5.23 mostra a distribuição espacial da irradiação direta normal média mensal em MJ m⁻².

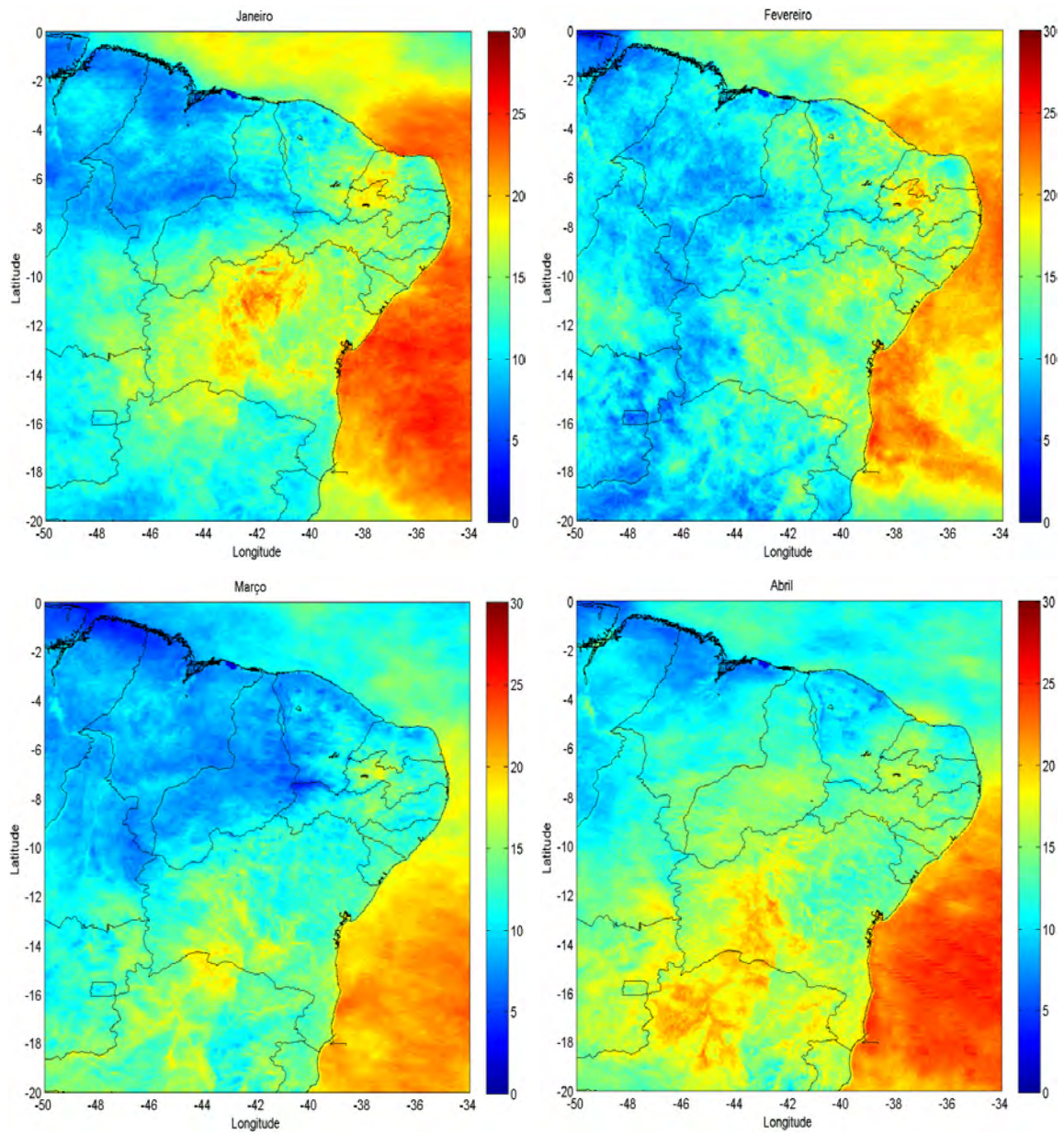


Figure 5.23 - Distribuição espacial da irradiação direta normal média mensal (MJ m^{-2}) (Continua).

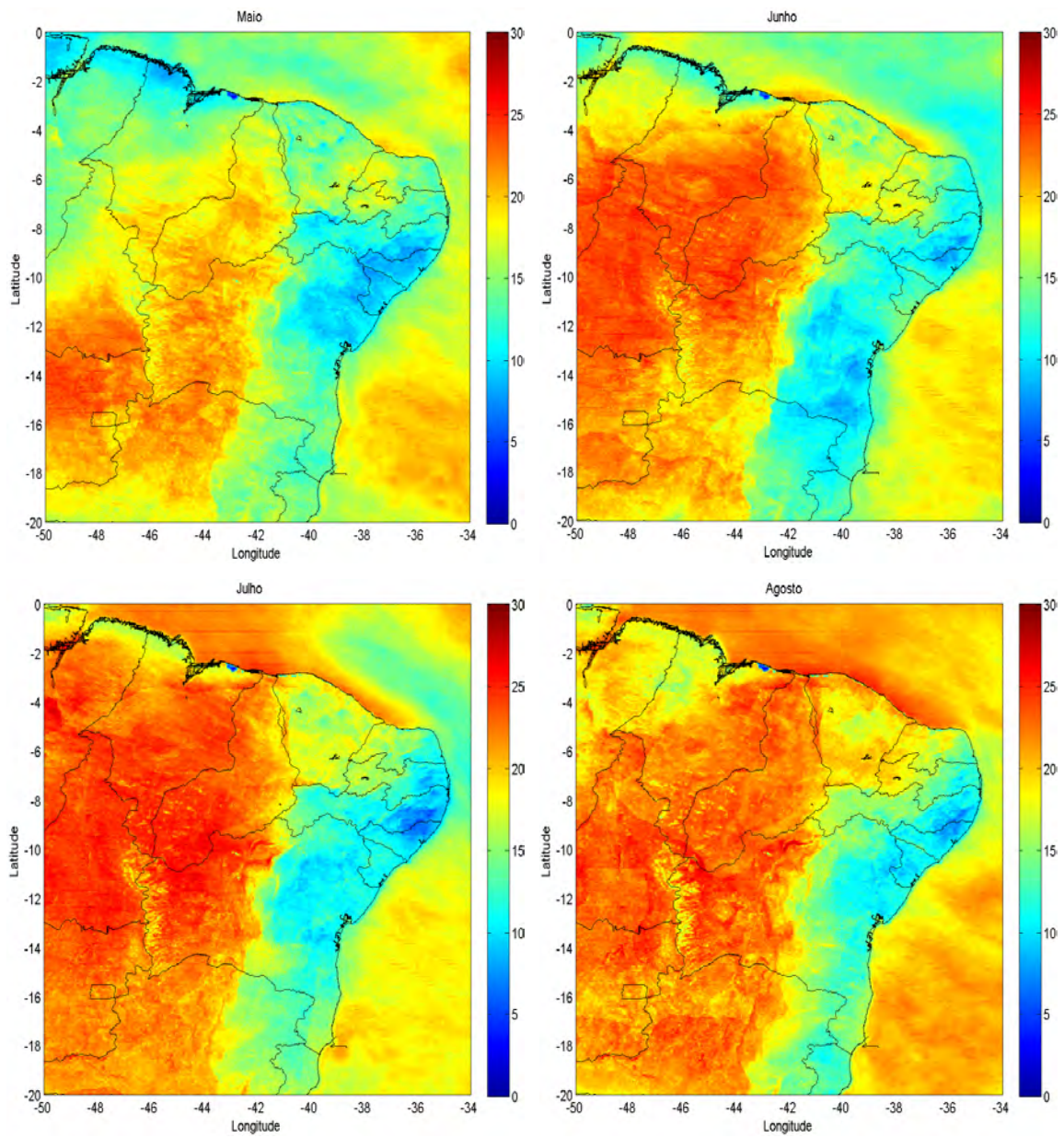


Figure 5.23 - Continua

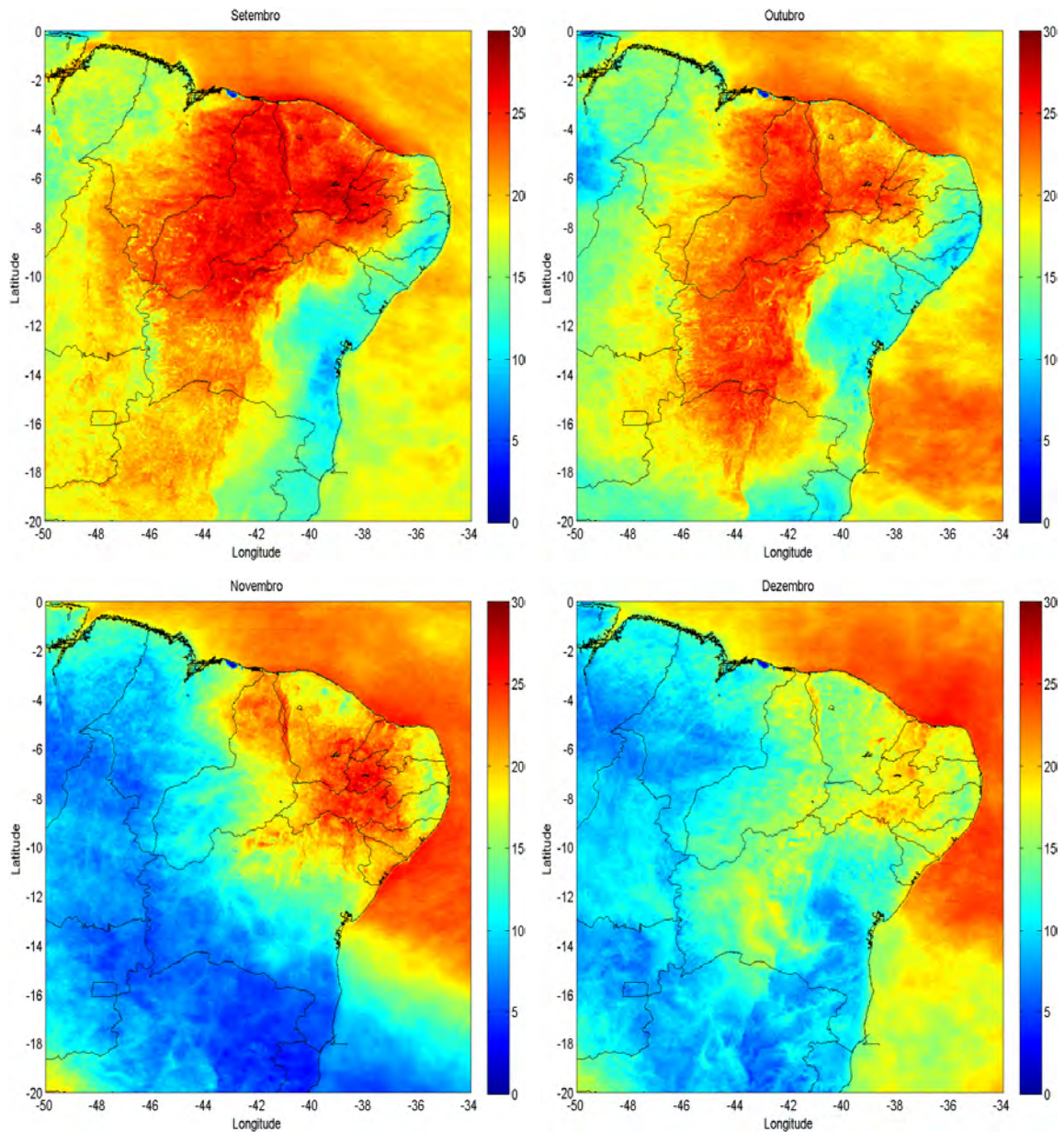


Figure 5.23 - Conclusão.

Observa-se claramente que a distribuição de Q_N apresenta variações sazonais, ou seja, submetidos às condições climáticas locais. De modo geral, por exemplo, no período janeiro-abril percebe-se um regime relativamente baixo de Q_N no norte do NEB; variando entre $\approx 8-14 \text{ MJ m}^{-2}$ (ver o posicionamento das regiões na Figura 5.23). Este comportamento percebido na região norte do NEB, que abrange o Ceará e partes do Rio Grande do Norte, Maranhão, Piauí e oeste da Paraíba e Pernambuco, deve-se principalmente ao efeito da ZCIT,

que é caracterizada por movimentos ascendentes, baixas pressões à superfície, nebulosidade e chuvas abundantes (FERREIRA, 1996). De junho a outubro, a ZCIT está posicionada mais ao norte do equador (em torno de 14°), e conseqüentemente, níveis elevados de Q_N são percebidos nessa região (entre 18 a 30 MJ m^{-2}). Embora, nos meses de novembro e dezembro, a radiação solar extraterrestre seja relativamente alta na região NEB, o setor sul do NEB (que cobre praticamente toda a Bahia, extremo sudoeste de Pernambuco, além de partes do sul do Maranhão e Piauí) teve redução significativa de Q_N , com valores entre 4-22 MJ m^{-2} . Este decréscimo está possivelmente relacionado à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e passagem de sistemas frontais e seus resquícios. Estes sistemas contribuem na intensificação da convecção local nos meses de primavera/verão, principalmente. No mesmo período, no setor nordeste do NEB notou-se altos valores de Q_N , variando entre 15-28 MJ m^{-2} . Nos meses de maio a outubro, dois regimes distintos de Q_N foram evidenciados no NEB. Por um lado, verificam-se altos níveis de Q_N (oscilando entre 15 a 30 MJ m^{-2}) em uma grande área que abrange praticamente todo o norte do NEB e segue na direção norte-sul. Por outro lado, a faixa costeira do NEB (estende-se do Rio Grande do Norte ao sul da Bahia) mostra níveis inferiores de Q_N , variando entre 4-16 MJ m^{-2} . É válido salientar que os picos máximos de precipitação pluviométrica nessa região ocorrem principalmente entre os meses de abril a julho, ou seja, durante o outono-inverno austral. Molion e Bernardo (2002) discutiram os mecanismos dinâmicos que inibem ou produzem precipitação no NEB. Os autores apontam que o leste do NEB tem na incursão de sistemas frontais (que se propagam ao longo da costa), associada à convergência de umidade dos Alísios e das brisas, seu principal produtor de precipitação de grande escala nessa época do ano.

A Figura 5.24 ilustra a distribuição espacial da média sazonal da irradiação direta normal (MJ m^{-2}). No verão, boa parte do nordeste do NEB e centro da Bahia (semi-árido) apresentaram valores elevados de Q_N (entre 15-24 MJ m^{-2}). No outono, a seção sul do NEB, e principalmente o lado oeste da Bahia, receberam maiores níveis de Q_N ($\approx 23 \text{ MJ m}^{-2}$). Já no inverno-primavera, os maiores valores de Q_N (entre 18 a 27 MJ m^{-2}) ocorreram em grande parte do norte do NEB e se estendem na direção norte-sul. Os sistemas atmosféricos que influenciam esse comportamento foram descritos no parágrafo anterior.

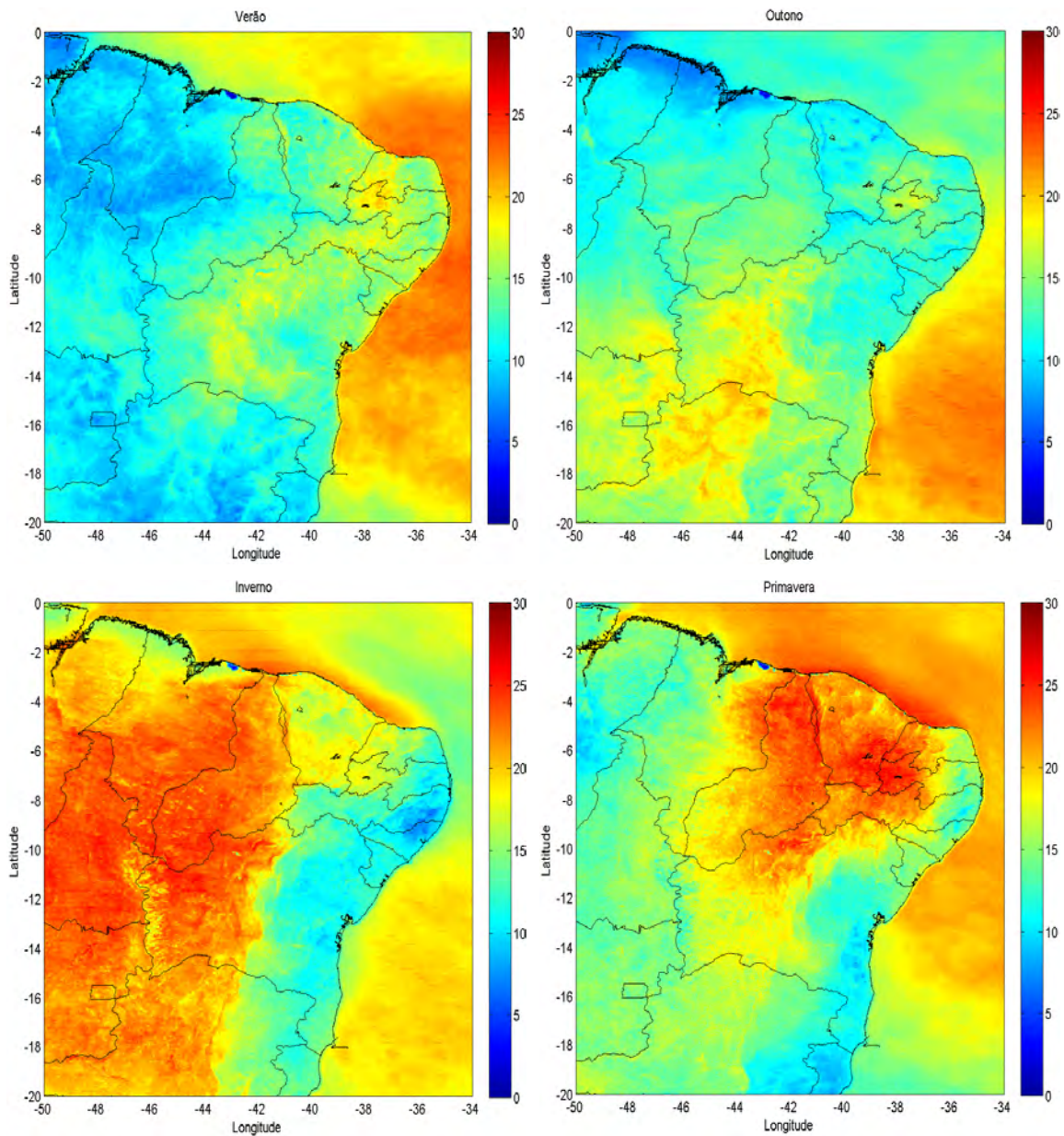


Figure 5.24 - Distribuição espacial da média sazonal da irradiação direta normal (MJ m^{-2}).

A média diária anual da irradiação direta normal (em MJ m^{-2}) é ilustrada na Figura 5.25. Claramente, as áreas que se destacaram por receberem relativamente valores elevados de Q_N (máximo de $\approx 22 \text{ MJ m}^{-2}$, equivalente a $\approx 6 \text{ kWh m}^{-2}$) são, principalmente, o oeste da Paraíba e Rio Grande do Norte, sul do Ceará, boa parte do Piauí, bem como a região central e oeste (semi-árido) da Bahia. Estudos anteriores realizados no Brasil por Martins et al. (2007) e Viana et al. (2010), utilizaram o modelo de radiação por satélite BRASIL-SR para prover

mapas da disponibilidade dessa componente solar no território brasileiro, durante o período 1995-2002 e 1995-2005, respectivamente. O máximo valor médio diário anual de Q_N , em relação ao nordeste, encontrado por ambos, foi equivalente ao reportado por este estudo 6 kWh m^{-2} .

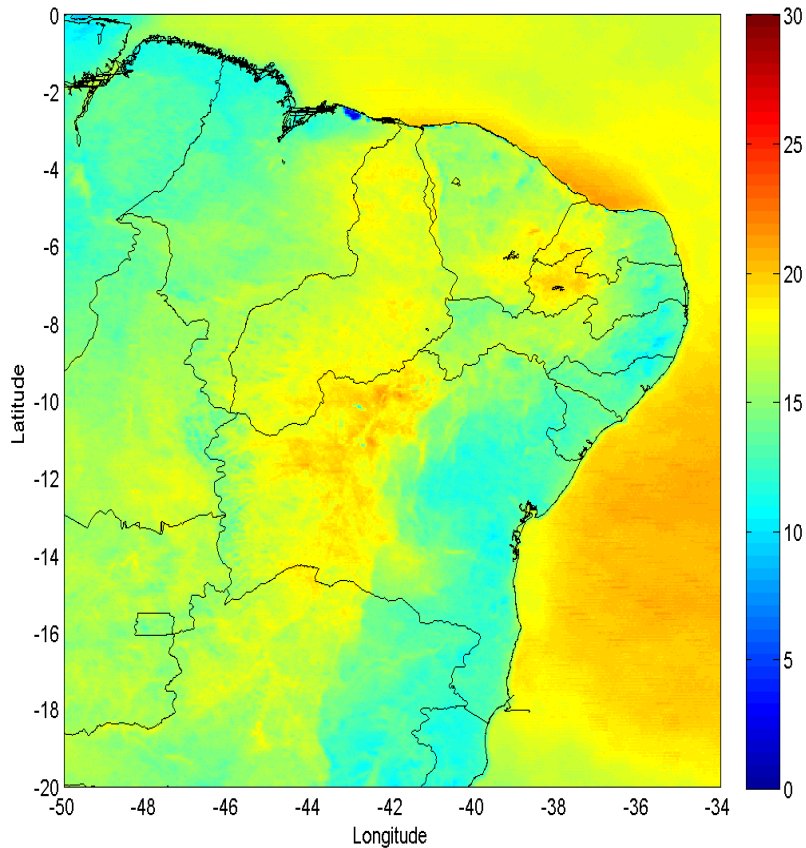


Figure 5.25 - Distribuição espacial da irradiação direta normal média anual (MJ m^{-2}).

Vignola et al. (2007) usaram imagens GOES, juntamente com informações auxiliares, tais como cobertura de nuvens para produzir um banco de dados de radiação solar referente ao período 1998 a 2002, para a noroeste do Pacífico. Encontraram para a componente direta normal valores médios diários anuais de $5\text{-}6 \text{ kWh m}^{-2}$. Cogliani et al. (2008) utilizaram o modelo físico SOLARMET para estimar a Q_N à superfície no território italiano baseando-se no uso de imagens Meteosat no canal visível. Por sua vez, reportaram valores entre $25\text{-}29 \text{ MJ m}^{-2}$ em junho e $10\text{-}16 \text{ MJ m}^{-2}$ em dezembro; estes meses são correspondentes ao verão e inverno boreal, respectivamente. Em estudo em clima tropical na Tailândia realizado por

Janjai (2010), empregando-se de dados satelitais do MTSAT-1R (satélite geoestacionário da Agência Meteorológica Japonesa) encontrou uma soma anual máxima de 1300 kWh m^{-2} de Q_N , isso equivale a um valor médio diário anual de aproximadamente 13 MJ m^{-2} .

Os resultados apresentados e discutidos nesta seção concordam com os trabalhos difundidos na literatura em diversas partes do mundo. Isto sugere a boa confiabilidade do modelo desenvolvido neste estudo, o que credencia o seu uso em métodos operacionais de avaliação e monitoramento da disponibilidade desse recurso solar, a priori no Nordeste Brasileiro.

6. CONCLUSÕES

O foco científico desta pesquisa foi desenvolver um método de estimativa de irradiância e irradiação direta normal à superfície sob todas as condições de nebulosidade baseando-se em informações meteorológicas e satelitais. O método foi avaliado e aplicado para o NEB. A comprovação da qualidade de seus resultados, mediante comparação com medições à superfície, pode viabilizar um futuro método operacional na DSA/CPTEC/INPE. De tal modo que possa, assim, contribuir no monitoramento e avaliação espaço-temporal dessa componente solar; informações especialmente úteis em diversas áreas da meteorologia, com destaque para energias renováveis e agrometeorologia. Outros objetivos importantes para o êxito desta pesquisa foram a avaliação do desempenho de alguns métodos de estimativa de irradiância direta normal sob condição de céu claro DNI_{cc} e discussão (e análise) de métodos de observação e estimativa de insolação. As principais conclusões referentes aos resultados obtidos nesta pesquisa são resumidas e descritas a seguir.

Inicialmente, realizou-se uma avaliação da qualidade de 5 modelos físicos na estimativa de DNI_{cc} . A acurácia dos modelos foi verificada e quantificada por meio de testes teóricos e experimentais. Os primeiros testes compararam as formulações de transmitância individuais, utilizadas por esses modelos para simular os principais processos atenuantes da radiação solar na atmosfera, com valores de transmitâncias de “referência” reportadas pelo modelo alternativo PC12 (abreviação de Porfirio e Ceballos 2012, desenvolvido neste estudo) que estima a transmitância espectral da radiação solar.

Para a transmitância do efeito combinado Rayleigh/ozônio, notou-se que os modelos mostraram-se muito similares, no intervalo de 0 a 60° de ângulo zenital Z , com diferenças (pequenas) negativas de aproximadamente 0,8%. Ainda, o modelo REST mostrou melhor desempenho com uma diferença média de 0,86%, para o intervalo 0 a 86° de Z . Para aferir a precisão das parametrizações de transmitância/absortância do vapor d'água adotada pelos modelos, as mesmas foram submetidas a comparações com esquemas propostos por Lacis e Hansen (1974) e Davies (1982) usualmente utilizados em códigos radiativos de modelos atmosféricos, como o modelo global do CPTEC, e parametrizações mais recentes ajustadas

com resultados de códigos radiativos que teoricamente são capazes de avaliar o impacto isolado de cada linha de absorção como Ramaswamy e Freidenreich (1992), Briegleb (1992) e Chou e Lee (1996). Ficou evidenciado que o modelo Iqbal C, Lacis e Hansen (1974) e Davies (1982) subestimam a absorção provocada pelo vapor d'água, quando comparado com resultados de referência de Ramaswamy e Freidenreich (1992). Excelentes resultados são obtidos para o modelo PC12, com uma diferença média muito pequena de $-0,16 \text{ W m}^{-2}$ no intervalo de valores de água precipitável característico da região NEB (2 a 6 g cm^{-2}).

Em relação à parametrização da absorção pelo dióxido de carbono, utilizada pelo modelo PC12, a comparação realizada com o código de transferência radiativa SBDART (considerada referência nesta análise) indicou coerência em sua estimativa; o erro médio esperável é da ordem de -3 W m^{-2} .

No caso da transmitância do aerossol, bons resultados são obtidos para a maioria dos modelos. A exceção foi observada para o modelo METSTAT, especialmente numa atmosfera com condição de turbidez de moderada a elevada. Esse resultado está associado à metodologia usada na determinação da profundidade óptica do aerossol por parte do algoritmo, que considera as características específicas da região onde o modelo foi desenvolvido.

Confrontou-se a estimativa de irradiância direta normal sob céu claro DNI_{cc} realizada pelos modelos, em condições atmosféricas idealizadas, com a obtida pelo PC12. As análises indicaram que o modelo PC12 subestimou a DNI_{cc} da ordem de 80 W m^{-2} em relação aos demais modelos, em ângulos zenitais superiores a 70° . A explicação deste comportamento deve ser objeto de estudos mais aprofundados. Ainda, os modelos REST e Yang (nessa ordem) destacaram-se por apresentar resultados consistentes em todos os testes teóricos.

A segunda série de testes limitou-se a abordar o aspecto experimental. Esta etapa consistiu de validar as estimativas de DNI_{cc} com as condições reais medidas em três estações solarimétricas (Petrolina-PE, Natal-RN e São Luís-MA) bem distribuídas geograficamente e em condições atmosféricas distintas no NEB. O ciclo diário de DNI_{cc} foi representado

adequadamente pelos modelos (exceto IQBAL C), principalmente entre os horários de 10 e 18 GMT, com erros predominantes variando entre -25 a 30 W m^{-2} . Provavelmente esses erros poderiam ser dirimidos se fosse utilizada informação do ciclo diurno de água precipitável e coeficiente de turbidez, ao invés de apenas um único valor diário. De todo modo, os erros inerentes estão dentro das incertezas associadas às medidas obtidas por piranômetros e pireliômetros e dados de parâmetros atmosféricos.

Em geral, os resultados estatísticos confirmaram o baixo desempenho do modelo Iqbal C, o que sugere que este não se ajusta às condições atmosféricas da região NEB. No entanto, quatro modelos (METSTAT, PC12, REST e Yang) mostraram considerável acurácia em relação às medições. MBE e RMSE médios, calculados para todas as estações, foram inferiores a ± 2 e $3,5\%$, respectivamente. O bom desempenho apresentado pelo METSTAT foi decorrente aos baixos valores percebidos para a turbidez atmosférica, o que indica sua aplicabilidade apenas nessas condições. Os resultados obtidos, tanto de caráter teórico quanto de aspecto experimental, levam a recomendar que os modelos REST, Yang e PC12 (nessa ordem) podem ser aplicados na estimativa de DNI_{cc} nas condições atmosféricas do NEB. Assim, o modelo REST foi adotado para avaliar DNI_{cc} nas demais etapas do estudo.

A segunda etapa do estudo analisou em caráter diagnóstico a qualidade da estimativa de insolação mediante satélite *nsat*, que se encontra operacional na DSA/CPTEC/INPE, através de comparações com as usuais medidas heliográficas *nhelio* (em 53 estações bem distribuídas no NEB), além de outras definições possíveis para insolação baseadas no uso de pireliômetro (ou pireliômetro equivalente). Nessa análise, a insolação efetiva *nef*, baseada em tempos efetivos de DNI, foi adotada como referência. Os resultados sugerem que as estimativas por satélite devem apresentar diferença sistemática com os dados heliográficos (especialmente nos extremos de insolação), porque correspondem a conceitos físicos diferentes. A hipótese física correspondente é que por um lado o algoritmo por satélite integra frações de tempo com céu aberto. Por outro lado, além da sensibilidade a condições meteorológicas (como a umidade), o heliógrafo está submetido principalmente a um patamar de DNI necessário para iniciar a queima do heliograma, da ordem de 120 W m^{-2} . De todo modo, a insolação *nsat* em comparação com a *nhelio* apresentou subestimativas médias diárias variando entre 10 e 25%; erro médio e desvio padrão médio anual de $-1,2$ e $\pm 1,26$, respectivamente.

A insolação por pireliômetro *npir*, que se baseia no critério proposto pela WMO de 120 W m^{-2} de DNI como patamar de queima, representou bem a medida heliográfica nas condições climatológicas do NEB. De fato, o método de insolação por satélite demonstrou bom desempenho em relação à insolação efetiva, com diferenças médias de $\pm 1\%$. A insolação *nef* é independente da sensibilidade da fita heliográfica e não limita os primeiros 120 W m^{-2} de DNI. Contudo, os métodos de satélite e efetivo demonstram ser mais apropriados na avaliação do tempo de céu claro local. Este resultado indica que ambos podem fornecer informações precisas para estudos correlatos de levantamento do potencial energético para uma região, assim como para estimativa de irradiação solar direta mediante imagens de satélite.

A última etapa do trabalho validou o método de estimativa de irradiância (e irradiação) direta normal, calculado a partir de dados meteorológicos e imagens de satélite, por meio de medições realizadas em três sítios experimentais no NEB. Verificou-se que o modelo representa satisfatoriamente o ciclo diário de DNI, tanto em dias claros como em dias parcialmente nublados, com erros médios diários variando entre $-18,4$ a $22,4 \text{ W m}^{-2}$. Embora os resultados obtidos sejam representativos, esses erros poderiam ser dirimidos com uma avaliação mais detalhada de parâmetros atmosféricos e de nebulosidade adotados pelo algoritmo, como a refletância de transição entre nuvens do tipo cumuliformes e estratiformes, refletância da superfície, água precipitável e turbidez atmosférica. A estimativa da irradiação direta normal mostrou-se eficiente quando comparada com as medidas. A relação entre ambas foi estritamente linear, e, essa tendência foi ratificada nos altos valores do coeficiente de determinação ($R^2 > 0,84$). Médias de MBE e RMSE referentes a todos os sítios foram de $-1,74$ e $18,7\%$, respectivamente. Assim, a acurácia do modelo desenvolvido neste estudo é similar e em alguns casos superior a modelos difundidos na literatura, o que o credencia para aplicações de energia solar.

Mapas médios mensais, sazonais e médio anual de irradiação direta normal foram elaborados para o NEB no ano de 2008, como exemplo de aplicação. Os resultados indicaram que as condições meteorológicas sazonais desempenham importante papel na variabilidade espaço-temporal dos níveis de Q_N . O valor máximo médio diário anual foi da ordem de 22 MJ m^{-2} . As regiões que se destacam por apresentarem maiores valores de irradiação direta normal

localizam-se no semi-árido do NEB, mais especificamente no oeste da Paraíba e Rio Grande do Norte, sul do Ceará, boa parte do Piauí, bem como a região central e oeste da Bahia.

Conclui-se que o modelo desenvolvido neste estudo, que combina informações meteorológicas com imagens de satélite e independe de medidas na superfície, mostra-se uma importante e promissora ferramenta para prover informações precisas de irradiância (e irradiação) direta normal, principalmente em regiões desprovidas de medições in situ. Em especial a utilização de satélites geoestacionários como o GOES e o METEOSAT permite obter informações apropriadas com boa resolução espacial e temporal. A operacionalidade deste método na DSA/CPTEC/INPE é possível, entretanto, os parâmetros físicos adotados no algoritmo necessitam ainda de estudos mais detalhados, sendo assim mais bem compreendidos regionalmente.

6.1. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Embora os resultados mostrados nesta pesquisa evidenciem boa acurácia na estimativa de irradiação direta normal, ainda, avaliações adicionais são extremamente necessárias. Segue algumas sugestões para uma continuação natural do estudo.

Modelos de DNI sob céu claro

- Estudar uma forma de parametrizar o modelo PC12, a fim de tornar a utilização do algoritmo mais simples. Expandir e discutir a qualidade da estimativa de DNI_{cc} realizada pelos cinco métodos físicos para outras regiões do Brasil, com características climáticas distintas, como o Sudeste e Sul. Comparar as estimativas de DNI_{cc} do PC12, e demais modelos, com estimativas de “referência” obtidas com códigos radiativos espectrais como o SBDART e/ou SMARTS.

Avaliação da nebulosidade

- No que se refere à estimativa da refletância da superfície é necessário criar campos sazonais de refletância da superfície (renovados periodicamente) com o canal visível do GOES, baseando-se em arquivos de refletância calibrados “corretamente”, e confrontá-los com campos gerados pelo METEOSAT e campos produzidos a partir do produto de albedo nas bandas do visível do sensor MODIS. Estudar mais precisamente o valor adotado para a transição de campos com cobertura parcial (cumuliformes) e total (estratiformes). Sugere-se avaliar o ciclo diurno desse parâmetro em diferentes áreas do Brasil. Averiguar o impacto da atenuação ao feixe direto de radiação solar por diferentes tipos de nuvens, especialmente as do tipo tênues como cirrus, muito características na região. Estudar mais detalhadamente a influência provocada pelos distintos sistemas sinóticos nos níveis de radiação a superfície tanto para a componente direta normal, como para a difusa, direta na horizontal e global.

Insolação

- Estender a comparação dos métodos de insolação para um número maior de dados e de estações com condições atmosféricas distintas e bem distribuídas pelo Brasil. Desenvolver ajustes entre a insolação estimada por satélite e irradiação direta normal medida à superfície. Isso possibilitará, de forma rápida e prática, estimar a Q_N à superfície através do produto de insolação que se encontra operacional na DSA/CPTEC/INPE.

Modelo de DNI por satélite

- Estudar uma forma de agregar informações sobre o ciclo diurno de água precipitável e coeficiente de turbidez no algoritmo. De fato, espera-se que os erros na estimativa do ciclo diário de DNI sejam minimizados com essa implementação. Aplicar o algoritmo para o satélite geoestacionário METEOSAT e comparar com as estimativas realizadas com o GOES e medições a superfície.

Elaboração de mapas

- Elaborar campos horários médios mensais, sazonais e média anual de DNI e validar com medições a superfície. Elaborar mapas que contribuam à avaliação deste recurso solar para o período 2000-2012.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALAM, S. Prediction of direct and global solar irradiance using broadband models: Validation of REST model. **Renewable Energy**, v. 31, p. 1253-1263, 2006.

AGÊNCIA NACIONAL DE ENERGIA ELÉTRICA (ANEEL). **Atlas de energia elétrica do Brasil**. Brasília, DF: Aneel, p. 153, 2002.

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

AZEVEDO, A. J.; MARQUES, C. V. **Insolação** - Atlas do meio ambiente. Lisboa, Portugal: Secretaria de Estado do Ambiente e Recursos Naturais, 1987. Notícia explicativa.

BATLLES, F. J.; RUBIO, M. A.; TOVAR, J.; OLMO, F. J.; ALADOS-ARBOLEDAS, L. Empirical modeling of hourly direct irradiance by means of hourly global irradiance. **Energy**, v. 25, p. 675-88, 2000.

BIRD, R. E.; HULSTROM, R. L. **Direct insolation models**. Golden, CO: Solar Energy Research Institute (SERI/NREL), 1980. (SERI/TR-335-344).

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).

BIRD, R. E.; RIORDAN, C. Simple solar spectral model for direct and diffuse irradiance on horizontal and tilted planes at the Earth's surface for cloudless atmospheres. **Journal of Climate and Applied Meteorology**. v. 25, p. 87-97, 1986.

BOTTINO, M. J.; CEBALLOS, J. C. Classificação de cenas em imagens GOES multiespectrais mediante um método de agrupamento dinâmico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2000, Rio de Janeiro (RJ). **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2000. p. 3915-3923. CD-ROM. (INPE-10159-PRE/5687).

BRAKMANN, G; ARINGHOFF, R; GEYER, M.; TESKE, S. **Concentrated solar thermal power now**. Amsterdam: Greenpeace, 2005.

- BRASSEUR, G.; SOLOMON, S. **Aeronomy of the middle atmosphere**. Dordrecht: D. Reidel, p. 452, 1986.
- BREYER, C.; KNIES, G. **Global energy supply potential of concentrating solar power**, p. Proceedings SolarPACES 2009, Berlin, September, p. 15–18, 2009.
- BRIEGLEB, B. P. Delta-Eddington approximation for solar radiation in the NCAR Community Climate Model. **J. Geophys. Res.**, v. 97(D7), p. 7603-7612, 1992.
- 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.; PLANA-FATTORI, A. Avaliação de água precipitável a partir de determinações de fluxo direcional solar em banda larga – Um estudo para a região de Bauru (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 3., 1984, Belo Horizonte (BH). **Anais...** Belo Horizonte: SBMet, 1984.
- CEBALLOS, J. C., et al. Desempenho de heliógrafos e actinógrafos na estimativa de insolação e fluxo direcional. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 7(2), p. 563-581, 1992.
- 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.
- CEBALLOS, J.C.; RODRIGUES, M.L. Estimativa de insolação mediante satélite geoestacionário: resultados preliminares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 15., São Paulo. **Anais...** 2008. CD-ROM. (INPE-15501-PRE/10229).
- CECONI, M.; MARTINS, F. R.; SCHUCH, N. J.; LUIZ, E. W.; FAVERA, A. C. D.; PEREIRA, E. B. Emprego de Modelo Parametrizado para Estimativa de Irradiância Solar Direta em Superfície na Ausência de Nuvens. In: CONGRESSO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA E PÓS-GRADUAÇÃO-SUL DO BRASIL – CICPG, 1., Florianópolis. **Anais...** 2010.
- CHAVES, M. A.; ESCOBEDO, J. F. Evaluation of models to estimate average hourly direct from hourly global solar radiation. In: WORLD RENEWABLE ENERGY CONGRESS, 6., 2000, Brighton UK. **Proceedings...** Brighton, 2000.

CHAVES, M. A.; ESCOBEDO, J. F. Correlação entre os valores de insolação e razão de insolação medidos com pireliômetro e heliógrafo. **Energia na Agricultura**, Botucatu, SP, v. 15, n.3, p. 47-54, 2000.

CHOU, M. D.; ARKING, A. An efficient method for computing the absorption of solar radiation by water vapor. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, p. 798-807, 1981.

CHOU, M. D.; LEE, K. T. Parameterizations for the absorption of solar radiation by water vapor and ozone. **J. Atmos. Sci.**, v. 53, p. 1203-1208, 1996.

CHOU, M. D.; SUAREZ, M. J. **A solar radiation parameterization for atmospheric studies** - technical report series on global modeling and data assimilation. NASA/TM-1999, 104606, v.15, 1999.

CHOUDHURY, B.; A parameterized model for global insolation under partially cloudy skies. **Solar Energy**, v. 29, p. 479-486, 1982.

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.

COLLE, S.; DE ABREU, S. L.; RUTHER, R. Uncertainty in economic analysis of solar water heating and photovoltaic systems. **Solar Energy**, v. 70, n. 2, p. 131-142, 2001.

COULSON, K.L. **Solar and terrestrial radiation** – methods and measurements. New York: Academic Press, 1975. 322p.

CENTRO DE REFERÊNCIA PARA A ENERGIA SOLAR E EÓLICA SÉRGIO DE SALVO BRITO (CRESESB). **Energia solar** – princípios e aplicações. 2000. Disponível em: <www.cresesb.cepel.br>. Acesso em: 22 abr. 2011.

DAVIES, R. **Documentation of the solar radiation parameterization in the GLAS climate model**. Greenbelt, MD: Goddard Space Flight Center, 1982. (NASA-TM-83961).

DAVIES, J. A.; MCKAY, D. C.; LUCIANI, G.; ABDEL-WAHAB, M. Validation of models for estimating solar radiation on horizontal surfaces. In: IEA Task IX Final Report, 1988, Downsview, OT. **Proceedings...** Downsview: Atmospheric Environment Service, 1988.

DAVIES, J. A.; MCKAY, D. C. Evaluation of selected models for estimating solar radiation on horizontal surfaces. **Solar Energy**, v. 43, p. 153–168, 1989.

DRECHMER, P. A. O.; RICIERI, R. P. Irradiação global, direta e difusa, para a região de Cascavel, Estado do Paraná. **Acta Scientiarum. Technology**, v. 28, p. 73-77, 2006.

FEARNSIDE, P. M. Do hydroelectric dams mitigate global warming? The case of Brazil's Curuá-Una dam. **Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change**, v. 10, p. 675-691, 2005.

FERREIRA, N. S. Zona de convergência intertropical. **Climanálise Especial**. Comemoração dos 10 anos, 1996. Disponível em <http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/cliesp10a/zcit_1.html>. Acesso em: 31 de outubro de 2012.

FRÖHLICH, C. Contemporary measures of the solar constant. In: WHITE, O. R. (ed.). **The solar output and its variation**. Boulder, Colorado: Colorado Associated Univ. Press, 1977. p. 93-109.

FRÖHLICH, C.; SHAW, G. E. New determination of Rayleigh scattering in the terrestrial atmosphere. **Applied Optics**, v. 19, n. 11, p. 1773–1775. 1980.

FRÖHLICH, C. Solar irradiance variability. In: IRS: CURRENT PROBLEMS IN ATMOSPHERIC RADIATION, 88., 1988, Lille, FR. **Proceedings...** Lille: International Radiation Symposium-IRS'88, 1988.

GAO, B-C.; KAUFMAN, Y. J. **The MODIS near-IR water vapour algorithm**. Algorithm Technical Background Doc. ATBD-MOD- 03, 25p. 1998.

GAUTIER, C.; DIAK, G. R.; MASSE, S. A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from GOES satellite data. **J. Appl. Meteorol**, v. 19, p. 1005-1012, 1980.

GOOD, E. Estimating daily sunshine duration over the UK from geostationary satellite data. **Weather**, v.65, n.12, p. 324-328, 2010.

GOOGLE EARTH. Disponível em: <https://maps.google.com/> . Acesso em: 01 out. 2012.

GOLDEMBERG, J. LUCON, O. Energia e meio ambiente no Brasil. **Estudos Avançados - Dossiê Energia**. Universidade de São Paulo, Instituto de Estudos Avançados, v. 21, n. 59, 2007.

GOMES, E. N. **Medidas e modelos de estimativa da radiação direta na incidência**. 2006. 97p. Tese (Doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Ciências Agrônômicas, Botucatu, 2006.

GUEYMARD, C. A two-band model for the calculation of clear sky solar irradiance, illuminance, and photosynthetically active radiation at the Earth's surface. **Solar Energy**, v. 43, p. 253-265. 1989

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.

GUEYMARD, C. A. Corrigendum to “Direct solar transmittance and irradiance predictions with broadband models. Part I: detailed theoretical performance assessment”. **Solar Energy**, v. 76, p. 513, 2004.

GUEYMARD, C.A.; MYERS, D. R. Evaluation of conventional and high-performance routine solar radiation measurements for improved solar resource, climatological trends, and radiative modeling. **Solar Energy**, v. 83, p. 171–185, 2009.

GUEYMARD, C.A. Progress in direct irradiance modeling and validation. In: SOLAR 2010 CONF., 2010, Phoenix, AZ., American Solar Energy Soc, 2010. Disponível em: <http://www.solarconsultingservices.com/Gueymard-DNI_models_validation-ASES10.pdf>. Acesso em: 31 Oct. 2012.

HANSEN, J. E.; TRAVIS, L. D. Light scattering in planetary atmospheres. **Space Science Reviews**, v. 16, p. 527-610, 1974.

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.; KMIECIK, 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.

INMET – INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. **Normais climatológicas do Brasil 1961-1990**. Brasília, DF, 2009. 465 p.

INTERNACIONAL ENERGY AGENCY (IEA). **Technology roadmap - concentrating solar power**. Paris: OECD/IEA, 2010.

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

ISLAM, M. D; ALILI, A. A.; HUBO, I.; OHADI, M. Measurement of solar-energy (direct beam radiation) in Abu Dhabi, UAE. **Renewable Energy**, v. 35, p. 515–519, 2010.

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.

JETER, S. M, BALARAS, C. A. Development of improved solar radiation models for predicting beam transmittance. **Solar Energy**, v. 44, p. 149-156, 1990.

KANDIRMAZ, H. M. A model for the estimation of the daily global sunshine duration from

meteorological geostationary satellite data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 27 (22), p. 5061-5071, 2006.

KASTEN, F.; YOUNG, A. T. Revised optical air mass tables and approximation formula. **Applied Optics**, v. 28, p. 4735-4738, 1989.

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

KERR, A.; TABONY, R. Comparison of sunshine recorded by Campbell–Stokes and automatic sensors. **Weather**, v. 59, n. 2, p. 90-95, 2004.

KING R.; BUCKIUS, R. O. Direct solar transmittance for a clear sky. **Solar Energy**, v. 22, p. 297–301, 1979.

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.

LECKNER, B. The spectral distribution of solar radiation at the earth's surface-elements of a model. **Solar Energy**, v. 20, p. 143-150, 1978.

LEVY, R. C.; REMER, L. A.; TANRÉ, D.; MATTOO, S.; KAUFMAN, Y. J. **Algorithm for remote sensing of tropospheric aerosol over dark targets from Modis: Collections 005 and 051**. [S,l: s.n], 2009. p.1-96. Product ID: MOD04/MYD04.

LIOU, K. N. **An Introduction to atmospheric radiation**. 2. Ed. San Diego: Academic Press, 2002, 583 p.

LOHMANN, S. **Validation of DLR-ISIS data**. Oberpfaffenhofen: German Aerospace Center, 2006. Disponível em: www.pa.op.dlr.de/ISIS/. Acesso em: 15 de abril de 2011.

LOPEZ, G.; RUBIO, M. A.; BATLLES, F. J. Estimation of hourly direct normal from measured global solar irradiance in Spain, **Renewable Energy**, v. 21, p. 171-86, 2000.

LOUCHE A.; NOTTON G.; POGGY, P.; SIMONNOT, G. Correlations for direct normal and global horizontal irradiation on a French mediterranean site. **Solar Energy**, v.46, p. 261-266, 1991.

LUCHT, W.; SCHAAF, C. B.; STRAHLER, A. H. An algorithm for the retrieval of albedo from space using semiempirical BRDF Models. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 38, p. 977-998, 2000.

MADKOUR, M. A.; EL-METWALLY, M.; HAMED, A. B. Comparative study on different models for estimation of direct normal irradiance (DNI) over Egypt atmosphere. **Renewable Energy**, v. 31, p. 361-382, 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. 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(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.

MAXWELL, A. L. **A quasi-physical model for converting hourly global horizontal to direct normal insolation**. Golden, CO: Solar Energy Research Institute, 1987. (Report SERI/TR-215-3087).

MAXWELL, E.L., et al. Producing a national solar radiation data base. In: ISES SOLAR WORLD CONGRESS, 1991, Denver, CO. **Proceedings...** Denver: Pergamon Press, 1991.

MAXWELL, E. L. METSTAT - The solar radiation model used in the production of the National Solar Radiation Data Base (NSRDB). **Solar Energy**, v. 62, p. 263-279, 1998.

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

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA (MME). **Plano Nacional de Energia 2030**. Brasília: MME, EPE, 2007. Disponível em: <www.mme.gov.br>. Acesso em: 2 de abril 2011.

MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, p.1-10. 2002.

MYERS, D. R. Solar radiation modeling and measurements for renewable energy applications: data and model quality. **Energy**, v. 30, p. 1517-1531, 2005.

OLIVEIRA, A.P; ESCOBEDO, J.F; MACHADO, A.J. A new shadow-ring device for measuring diffuse solar radiation at the surface. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 19, p. 698-708, 2001.

PAINTER, H.E. The performance of a Campbell-Stokes sunshine recorder compared with a simultaneous record of normal incidence irradiance. **Meteorol. Mag.**, v. 110, p. 102-109, 1981.

PALTRIDGE, G.W.; PLATT, C. M. R. 1976. **Radiative processes in meteorology and climatology**. Oxford: Elsevier, Scientific Publishing Company.

PEREIRA, E. B.; MARTINS, F. R.; ABREU, S. L.; RUTHER, R. **Atlas brasileiro de energia solar**. INPE, 1. ed. São José dos Campos, p. 66, 2006.

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.; SEALS, R.; ZELENKA, A. Comparing satellite remote sensing and ground network measurements for the production of site/time specific irradiance data. **Solar Energy**, v. 60(2), p. 89-96, 1997.

PEREZ, R.; INEICHEN, P.; MOORE, K.; KMIECIK, 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.

PHARABOD, F.; PHILIBERT, C. **LUZ solar power plants: success in California and worldwide prospects**. Paris: Action committee for solar energy - 'Energy for the World'. France, 1991.

PIRES, A. Expansão de térmicas a energia solar. **plurale em site**, 2010. Disponível em: <www.plurale.com.br>. Acesso em: 22 de abril de 2011.

PLANA-FATTORI, A.; E. P. de SOUZA.; CHAGAS, J. C. S. Absorption of solar radiation by water vapor in the atmosphere. Part I: A comparison between selected parameterizations and reference results. **Rev. Bras. Geofísica**, v. 15, n. 3, p. 275-290, 1997.

PORFIRIO, A. C. S.; CEBALLOS, J. C.; SOUZA, J. L.; RODRIGUES, M. L. **Uma análise da insolação diária estimada por heliógrafo, pireliômetro equivalente e satélite em Maceió, AL.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 17., 2011, Guarapari, ES. **Anais...** Guarapari: SBagro, 2011.

RAHOMA, U. A. Clearness index estimation for spectral composition of direct and global solar radiations. **Applied Energy**, v. 68, p. 337-346, 2001

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(D11), p. 11487-11512, 1992.

REMER, L. A., et al. The MODIS aerosol algorithm, products, and validation. **Journal of the Atmospheric Sciences – Special Section**, v. 62, p. 947-973, 2005.

RERHRHAYE, A.; ZENAF, M.; FLECHON, J. Estimation of the beam from seasonal correlations. **Renewable Energy**, v. 6, p.779-785, 1995.

RICCHIAZZI, P., et al. SBDART: A research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the earth's atmosphere. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 10, p. 2101-2114, 1998.

RICHTER, C.; TESKE, S.; SHORT, R. **Concentrating solar power: global outlook 09.** Amsterdam, The Netherlands: Greenpeace International, 2009.

RIZWAN, M.; JAMIL, M.; KOTHARI, D. P. Comparison and validation of solar irradiance models against ground measurements for Indian climatic conditions. In: NATIONAL SYSTEMS CONFERENCE, NSC 2008, 32., 2008, December, p. 17-19, Jamia Millia Islamia. **Proceedings...** Jamia Millia Islamia: Department of Electrical Engineering, 2008.

SANTOS, L. E. N. Problemas ambientais urbanos: uma radiografia do espaço Ludovicense. **Território Geográfico Online**, v. 16, p. 1-10, 2010.

SAPUCCI, L. F., et al. Os últimos avanços na previsibilidade dos campos de umidade no sistema global de assimilação de dados e previsão numérica de tempo do CPTEC/INPE. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, p. 295-310, 2010.

SARGENT e LUNDY. **Assessment of parabolic and power tower solar technology Cost and Performance Forecasts**. Chicago: National Renewable Energy Laboratory, 2003. SL-5641.

SCHAAF, C. B., et al. First operational BRDF, albedo nadir reflectance products from MODIS. **Remote Sensing of Environment**, v. 83, p. 135-148, 2002.

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.

SEARS, R. D.; FLOCCHINI, G.; HATFIELD, J. L. Correlation of total, diffuse and direct solar radiation with the percentage of possible sunshine for Davis, California. **Solar Energy**, v. 27, p. 357-360, 1980.

SELBY, J. E. A.; McCLATCHEY, R. A. **Atmospheric transmittance from 0,25 to 28,5microns**. Computer Code Lowtran 3. Cambridge: Air Force Cambridge Research Labs., 1975. AFCRL-TR-75-0255, AD-AOI7734.

SELBY, J. E. A., et al. **Atmospheric transmittance/radiance**: Computer Code Lowtran 4. Cambridge: Air Force Cambridge Research Labs., 1978. AFGL-TR-78-0053.

SHAMIM, M. A., et al. An improved technique for global daily sunshine duration estimation using satellite imagery. **Applied Physics and Engineering**, v. 13, n. 9, p. 717-722, 2012.

SHAYANI, R. A.; OLIVEIRA, M. A. G. Externalidades da geração de energia com fontes convencionais e renováveis. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PLANEJAMENTO ENERGÉTICO, 6., 2008, Salvador. **Anais...** Salvador: SBPE, 2008.

SISTEMA DE ORGANIZAÇÃO NACIONAL DE DADOS AMBIENTAIS (SONDA). **Estações/fotos**. Disponível em: <<http://sonda.ccst.inpe.br/>>. Acesso em: 31 de outubro de 2012.

SOLER, A. On the correlation between normal direct radiation and global radiation for clear and over cast skies. **Solar Energy**, v. 34, p. 517-520, 1985.

SOUZA, J. D. **Modelo físico-matemático de correção atmosférica para imagens TM-LANDSAT 5 e MODIS-TERRA/AQUA**. 200 f. Tese de Doutorado. Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande – PB, 2008.

STANHILL, G. Estimation of direct solar beam irradiance from measurements of the duration of bright sunshine. **Int. J. Climatol**, v. 18, p. 347–354, 1998.

STIVARI, S. M. S.; OLIVEIRA, A. P; SOARES, J. On the impact of the local circulation in the Itaipu lake área. **Climatic Change**, v. 72, n. 1-2, p. 103-121, 2005.

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. **J. Applied Meteorology**, v. 29, n. 7, p. 586-603, 1990.

SUCHAROV, E. C.; ROSA, M. B. Estimativas da Radiação Solar Direta Normal Através de um Modelo Parametrizado, na Ausência de Nuvens. **Climanálise** (São José dos Campos), v. 17, p. 73-92, 1994.

TANRÉ, D., et al. **Simulation of the satellite signal in the solar spectrum**. Lille, France: Lab. d’Opt. Atmos., Univ. des Sci. et Tec., 1986.

TEIXEIRA, A. H. de C., et al. Consumo hídrico da bananeira no Vale do São Francisco estimado pelo método da razão de Bowen. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 10, p. 45-50, 2002.

TIBA, C. **Atlas solarimétrico do Brasil** – banco de dados terrestres. Recife: Editora Universitária da UFPE, 2000.

TRIEB, F. et al. **Concentrating solar power for the mediterranean region**, German Aerospace Center by order of Federal Ministry for the Environment, Berlin, 2005. Disponível em: www.dlr.de/tt/med-csp. Acesso em: 15 de abril de 2011.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e climatologia**. Versão digital, 2006. Disponível em: <<http://www.agritempo.gov.br/publish/publicacoes/livros/>>. Acesso em: 31 de outubro de 2012.

VEEFKIND, J. P.; DE HAAN, J. F.; BRINKSMA, E. J.; KROON, M.; LEVELT, P. F. Total ozone from the ozone monitoring instrument (OMI) using the DOAS technique. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 44, n. 5, 2006.

VIANA, T. S. **Potencial de geração de energia elétrica com sistemas fotovoltaicos com concentrador no Brasil**. 134 f. Tese de Doutorado. Universidade Federal de Santa Catarina. Santa Catarina – SC. 2010.

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.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. 19 ed. Viçosa: UFV, p. 449, 2000.

VIGNOLA, F.; McDANIELS, D. K. Beam-global correlations in the pacific northwest. **Solar Energy**, v.36, p.409-418, 1986.

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

WALLACE, J. M.; HOBBS. V. **Atmospheric science: an introduction survey**. 2. ed. Amsterdam: Elsevier Academic Press, 2006. 483 p.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION (WMO). Dependence on threshold solar irradiance of measured sunshine duration (K. Dehne). In: WMO TECHNICAL CONFERENCE ON INSTRUMENTS AND METHODS OF OBSERVATION (TECIMO III), 3., 1985, Geneva. **Proceedings...** Geneva: WMO, 1985. p. 263-271. Report No. 22, WMO/TD-No. 50.

YANG, K.; HUANG, G.W.; TAMAI, N. A hybrid model for estimating global solar radiation. **Solar Energy**, v. 70, p. 13–22. 2001.

ZUEV, V. E. **Propagation of visible and infrared radiation in the atmosphere.** Traduzido do russo por D. Lederman. Editado por P. Greenberg. New York: Jonh Wiley Sons, 1974. Tradução de: Rasprostranenie vidimykh i infrakrasnykh voln v atmosphere.

APÊNDICE A – EQUAÇÕES DE MODELOS DE ESTIMATIVA DE DNI

A.1. Modelo Iqbal C

Este modelo é descrito em detalhes em Iqbal (1983). O modelo tem por base os estudos desenvolvidos por Bird e Hulstrom (1980,1981). Estes autores realizaram uma comparação detalhada entre vários modelos com o modelo SOLTRAN, que foi construído do LOWTRAN (SELBY e MCCLATCHEY, 1975; SELBY et al., 1978). O modelo Iqbal C adota cinco funções de transmitância da radiação direta normal correspondentes aos seguintes processos: espalhamento por moléculas do ar denominado de espalhamento Rayleigh, espalhamento e absorção pelos aerossóis, absorção por ozônio, absorção por gases com distribuição uniforme (O₂, CO₂, entre outros) e a absorção pelo vapor d'água. O modelo depende da profundidade óptica em 0,38 e 0,5 μm, para o cômputo da transmitância do aerossol. Estes parâmetros ópticos não são disponíveis na maioria das estações meteorológicas. A alternativa utilizada neste estudo, com base em Gueymard (1993), foi substituí-los usando a equação de Angstrom, com $\alpha = 1,3$. As formulações do modelo Iqbal C são apresentadas a seguir:

$$\Phi = 0,9751 S T_R T_o T_g T_w T_a$$

$$T_R = \exp\left[-0,0903 m_a^{0,84} \left(1 + m_a - m_a^{1,01}\right)\right]$$

$$T_o = 1 - \left[0,1611 U_o (1 + 139,48 U_o)^{-0,3035} - 0,002715 U_o \left(1 + 0,044 U_o + 0,0003 U_o^2\right)^{-1}\right]$$

$$T_g = \exp\left(-0,0127 m_a^{0,26}\right)$$

$$T_w = 1 - 2,4959 U_w \left[\left(1 + 79,034 U_w\right)^{0,6828} + 6,385 U_w\right]^{-1}$$

$$T_a = \exp\left[-\tau_a^{0,873} \left(1 + \tau_a - \tau_a^{0,7088}\right) m_a^{0,9108}\right]$$

$$m_a = m_r (P/1013,25)$$

$$m_r = \left[\mu + 0,15(93,885 - Z)^{-1,253}\right]^{-1}$$

$$U_o = u_{o3} m_r$$

$$U_w = w_{ef} m_r$$

$$w_{ef} = w \left(\frac{P}{1013,25} \right)^{3/4} \left(\frac{273}{T} \right)^{1/2}$$

$$\tau_a = 0,2758\tau_{a\lambda=0,38} + 0,35\tau_{a\lambda=0,5}$$

$$\tau_{a\lambda} = \beta\lambda^{-\alpha} \Leftrightarrow \tau_a = 1,832\beta$$

onde S é a irradiância direta normal no topo da atmosfera corrigida pela distância média Terra-Sol, T_i refere-se a transmitância de cada processo atmosférico, m_a é massa óptica relativa do ar corrigida pela pressão atmosférica, m_r é massa óptica relativa do ar, P é a pressão atmosférica, T é a temperatura do ar, μ é o cosseno do ângulo zenital Z , u_{o_3} é o conteúdo total de ozônio, w_{ef} é a água precipitável w corrigida pela pressão e temperatura, τ_a é a profundidade óptica do aerossol e α e β são o expoente e coeficiente de Angstrom, respectivamente.

A.2. Modelo METSTAT

Como o modelo Iqbal C, o modelo METSTAT é baseado no modelo de Bird. Este modelo tem sido utilizado para estimar irradiâncias em 239 locais para a US National Solar Radiation Data Base, NSRDB (MAXWELL et al. 1991). As parametrizações para o espalhamento Rayleigh, absorção por ozônio e absorção por gases com distribuição uniforme são idênticas as utilizadas pelo modelo Iqbal C. Entretanto, as funções de transmitância do vapor d'água e aerossol foram modificadas e são indicadas abaixo:

$$T_w = 1 - 1,668U_w \left[(1 + 54,6U_w)^{0,637} + 4,042U_w \right]^{-1}$$

$$T_a = \exp(-\tau_a m)$$

O modelo utilizada a massa óptica do ar deduzida por Kasten e Young (1989). Maiores detalhes do modelo METSTAT são encontrados em Maxwell (1998).

A.3. Modelo Yang

O modelo Yang é baseado no modelo espectral simplificado de Leckner (1978). O modelo estima a radiação direta normal através do produto de transmitâncias explorando a idéia de comprimentos de onda efetivos (YANG et al. 2001). Este método faz parte de um modelo híbrido desenvolvido por Yang para prover estimativas de irradiação solar global; a sua aplicabilidade foi verificada em estações do Japão. As formulações do modelo são apresentadas abaixo:

$$\Phi = S(T_o T_w T_g T_R T_a - 0,013)$$

$$T_o = \exp(-u_{o3} m k_o)$$

$$T_w = \exp(-c_w)$$

$$T_g = \exp(-c_g)$$

$$T_R = \exp(-0,008735 m \lambda_R^{-4,08} P/P_o)$$

$$T_a = \exp(-\beta m \lambda_a^{-1,3})$$

$$k_o = 0,0365(u_o m)^{-0,2864}$$

$$m = (1 - 0,0001 Z_s) / [\sinh + 0,15(57,296h + 3,885)^{-1,253}]$$

$$c_w = -\ln[0,909 - 0,036 \ln(mw)]$$

$$c_g = 0,0117m^{0,3139}$$

$$\lambda_R = 0,547 + 0,014(m P/P_o) - 0,00038(m P/P_o)^2 + 4,6 \times 10^{-6} (m P/P_o)^3$$

$$\lambda_a = 0,6777 + 0,1464(m\beta) - 0,00626(m\beta)^2$$

onde Z_s é a altitude da superfície, \sinh é o seno da elevação solar h .

A.4. Modelo REST

O modelo REST (Reference Evaluation of Solar Transmittance) foi proposto por Gueymard (2003a). Sua forma funcional é semelhante aos demais modelos, exceto que a absorção provocada pelo dióxido de nitrogênio (NO₂) é analisada separadamente através de uma transmitância específica. Neste estudo, a transmitância pelo NO₂ não foi considerada devido a sua pequena influência. As parametrizações adotadas pelo modelo REST para cada processo de extinção, consideradas de alta precisão, foram obtidas pelo ajuste a cálculos de referência discutidos em Gueymard (2003a,b, 2004).

$$\Phi = ST_R T_g T_o T_w T_a$$

$$T_R = \exp(-m'_R \tau_R)$$

$$T_g = \exp(-m'_g \tau_g)$$

$$T_o = \exp(-m_o \tau_o)$$

$$T_w = \exp(-m_w \tau_w)$$

$$T_a = \exp(-m_a \tau_a)$$

$$m'_R = (P/1013,25) \left[\mu + 0,48353Z^{0,095846} / (96,741 - Z)^{1,754} \right]^{-1}$$

$$m_o = \left[\mu + 1,0651Z^{0,6379} / (101,8 - Z)^{2,2694} \right]^{-1}$$

$$m_w = \left[\mu + 0,10648Z^{0,11423} / (93,781 - Z)^{1,9203} \right]^{-1}$$

$$m_a = \left[\mu + 0,16851Z^{0,18198} / (95,318 - Z)^{1,9542} \right]^{-1}$$

$$\tau_R = \left(0,11005 + 0,014758m'_R + 0,000051409m'^2_R \right) / \left(1 + 0,3269m'_R + 0,012374m'^2_R \right)$$

$$\tau_g = \left(0,028786 + 0,019308m'_R + 0,00046277m'^2_R \right) / \left(1 + 1,9068m'_R + 0,23897m'^2_R \right)$$

$$\tau_o = u_{o3} (c_o + c_1 m_o + c_2 m_o^2) / (1 + c_3 m_o)$$

$$c_o = 0,21877 + 0,1757u_{o3}$$

$$c_1 = (0,0035648 + 0,7597u_{o3}) / (1 - 0,048034u_{o3})$$

$$c_2 = -(0,00063843 + 0,03094u_{o3}) / (1 - 0,17989u_{o3})$$

$$c_3 = (-0,34886 + 23,624u_{o3} - 15,024u_{o3}^2) / (1 - 0,77644u_{o3})$$

$$\tau_w = w' (d_o + d_1 m_w) / (1 + d_2 m_w)$$

$$w' = w \exp\left[\frac{-1,3881q + 0,47598q^2}{1 + 1,5603q}\right]$$

$$q = 1 - P/1013,25$$

$$d_0 = \frac{1,3613 + 0,91385w'}{1 + 5,9651w' + 0,99609w'^2}$$

$$d_1 = \frac{0,049719 + 0,014125w'}{1 + 4,1818w' + 0,29987w'^2}$$

$$d_2 = \frac{w'(29,588 + 3,3427w')}{1 + 16,414w' + 1,1646w'^2}$$