

Universidade de São Paulo
Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”

Calibração e avaliação de modelos para estimativa da radiação solar global para o
Brasil

João Paulo Augusto Ramos

Dissertação apresentada para obtenção do título de
Mestre em Ciências. Área de concentração: Engenharia de
Sistemas Agrícolas

Piracicaba
2017

João Paulo Augusto Ramos
Licenciado em Física

Calibração e avaliação de modelos para estimativa da radiação solar global para o Brasil

Orientador:
Prof. Dr. **FÁBIO RICARDO MARIN**

Dissertação apresentada para obtenção do título de
Mestre em Ciências. Área de concentração: Engenharia de
Sistemas Agrícolas

Piracicaba
2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
DIVISÃO DE BIBLIOTECA – DIBD/ESALQ/USP

Ramos, João Paulo Augusto

Calibração e avaliação de modelos para estimativa da radiação solar global para o Brasil / João Paulo Augusto Ramos. -- Piracicaba, 2017.

70 p.

Dissertação (Mestrado) - - USP / Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz".

1. Irradiância 2. Energia solar 3. Parametrização 4. Validação 5. Agrometeorologia. I. Título

DEDICATÓRIA

A todos meus familiares, em especial às mulheres de minha vida, minha mãe Vergínia Maria Ramos e minha esposa amada Rita Aparecida do Nascimento Ramos. E também aos homens de minha vida, meu pai Rogério Augusto Ramos e a meus queridos e amados filhos, Eduardo Augusto Nascimento Ramos e Heitor Augusto Nascimento Ramos, que, independente da forma que fizeram, me apoiaram em todos estes anos de estudo e dedicação, incondicionalmente, DEDICO.

AGRADECIMENTOS

Agradeço todos àqueles que, de alguma forma, participaram da elaboração deste trabalho, em especial, ao meu orientador Dr. Fábio Ricardo Marin, por acreditar e me incentivar em todos os momentos.

À Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, ao Departamento de Engenharia de Biosistemas e ao PPG em Engenharia de Sistemas Agrícolas pela oportunidade de realização do mestrado.

Agradeço também à todos meus companheiros de estudo, Leandro Garcia da Costa, Murilo dos Santos Vianna, Bruno Araújo, Helena Maria Soares Pinto, Daniel Silveira Pinto Nassif, Kassio Carvalho e Alexandre Ortega, que me auxiliaram em vários momentos que precisei.

Aos meus companheiros professores e a todos os meus alunos, que sempre me apoiaram nessa longa empreitada.

A todos os meus familiares e amigos por acreditarem, mesmo diante de todas as dificuldades, ser possível a conclusão deste trabalho.

Em especial agradeço aos meus filhos, Eduardo Augusto Nascimento Ramos e Heitor Augusto Nascimento Ramos, por darem toda energia e força para que eu nunca desistisse, e à minha querida e amada esposa Rita Aparecida do Nascimento Ramos, por estar sempre ao meu lado em todos os momentos, suportando todas as dificuldades e fortalecendo ainda mais nossa união.

SUMÁRIO

RESUMO	6
ABSTRACT	7
LISTA DE FIGURAS	8
LISTA DE TABELAS	9
1. INTRODUÇÃO	11
2. OBJETIVOS	13
2.1. Geral	13
2.2. Específicos	13
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	15
3.1. Radiação	15
3.2. Leis da Radiação.....	17
3.2.1. Lei dos cossenos de Lambert	17
3.2.2. Lei de Planck	18
3.2.3. Lei de Wien	19
3.2.4. Lei de Stefan-Boltzman	19
3.2.5. Lei de Beer	20
3.3. Radiação Global (RG)	21
3.4. Radiação solar extraterrestre	23
3.4.1. Interações radiação solar-atmosfera	25
3.5. Estimando a radiação solar global	26
4. MATERIAL E MÉTODOS	35
4.1. Descrição dos modelos	38
4.1.1. Hargreaves e Samani.....	38
4.1.2. Bristow e Campbell	38
4.2. Calibração de parâmetros e avaliação de desempenho	38
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	41
5.1. Caracterizando a Radiação Solar Global no Brasil	41
5.2. Desempenho dos modelos considerando a média global dos dados	42
5.3. Desempenho dos modelos considerando os dados na escala diária	45
5.4. Ajuste dos parâmetros do modelos Bristow Campbell e Hargreaves Samani	58
6. CONCLUSÕES	65
REFERÊNCIAS	67

RESUMO

Calibração e avaliação de modelos para estimativa da radiação solar global para o Brasil

A radiação solar global (RG) é uma das variáveis meteorológicas mais importantes para a compreensão de processos biofísicos em ferramentas ao suporte de decisão na agricultura. Atualmente, ela pode ser medida por diferentes sensores de custo relativamente baixos e, de modo geral, apenas estações meteorológicas instaladas mais recentemente registram RG. Na falta de dados observados, torna-se necessário estimá-la através de modelos tão simples quanto possível e baseados em dados de entrada de fácil obtenção. O presente trabalho teve por objetivo analisar dois modelos (Bristow e Campbell (1984) (BC) e Hargreaves e Samani (1982) (H)) e otimizá-los estatisticamente, ajustando seus parâmetros, tomando como referência uma base de dados observados de 32 localidades pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais em todas as regiões brasileiras. O desempenho de cada modelo foi avaliado através do erro médio (EM), erro médio absoluto (EAM), coeficiente de determinação (R^2), coeficiente de correlação (r), índice de concordância de Willmott (d) e raiz do erro médio quadrático (RMSE). Utilizando os parâmetros originais, o modelo H apresentou melhor desempenho, analisando RMSE, para todas as regiões brasileiras, com valores de $4.24 \text{ MJ.m}^{-2}\text{d}^{-1}$ para a região Norte, $4.55 \text{ MJ.m}^{-2}\text{d}^{-1}$ para a região Nordeste, $4.39 \text{ MJ.m}^{-2}\text{d}^{-1}$ para a região Centro Oeste, $4.61 \text{ MJ.m}^{-2}\text{d}^{-1}$ para a região Sul e $4.21 \text{ MJ.m}^{-2}\text{d}^{-1}$ para a região Sudeste. Após a otimização, o melhor desempenho foi dado pelo modelo BC, em todas as regiões do Brasil, com RMSE de $3.44 \text{ MJ.m}^{-2}\text{d}^{-1}$ para a Região Norte, $3.70 \text{ MJ.m}^{-2}\text{d}^{-1}$ para a região Nordeste, $3.62 \text{ MJ.m}^{-2}\text{d}^{-1}$ para a região Centro Oeste, $4.43 \text{ MJ.m}^{-2}\text{d}^{-1}$ para a região Sul e $3.50 \text{ MJ.m}^{-2}\text{d}^{-1}$ para a região Sudeste.

Com a otimização dos parâmetros, encontraram-se valores médios para KT , utilizada pelo modelo de H: $0.152 \text{ }^\circ\text{C}^{-0.5}$ para a região Norte, $0.173 \text{ }^\circ\text{C}^{-0.5}$ para a região Nordeste, $0.145 \text{ }^\circ\text{C}^{-0.5}$ para a região Centro Oeste, $0.163 \text{ }^\circ\text{C}^{-0.5}$ para a região Sul e $0.152 \text{ }^\circ\text{C}^{-0.5}$ para a região Sudeste. Para os parâmetros adimensionais "A", "B" e "C" do modelo BC obteve-se para cada região, respectivamente, os seguintes valores: 0.619, 0.026 e 1.845 para a região Norte, 0.694, 0.074 e 1.489 para a região Nordeste, 0.635, 0.029 e 1.697 para a região Centro Oeste, 0.671, 0.044 e 1.580 para a região Sul e 0.702, 0.025 e 1.747 para a região Sudeste.

Palavras-chave: Irradiância; Energia solar; Parametrização; Validação; Agrometeorologia

ABSTRACT

Calibration and evaluation of models for estimating of global solar radiation for Brazil

Global solar radiation (RG) is one of the most important weather variables for understanding the biophysical processes in agricultural support tools. Currently, it can be measured by different low cost sensors. In Brazil, weather stations just recently start to record RG values. In the absence of long term observed data, models for estimating RG are needed, and the objective of this study was to analyse two Bristow and Campbell (1984) (BC) and Hargreaves and Samani (1982) (H) models for different regions in Brazil against a reference database of 32 places collected the National Institute of Space Research (INPE) through the coefficient of determination (R^2), correlation coefficient (r), Willmott concordance index (d), modelling efficiency (E), and root mean square error (RMSE). They were also statistically optimized based on an iterative approach. Using the original parameters, the H model presented the best performance for all Brazilian regions, with values with RMSE of 4.24 MJ.m⁻²d⁻¹ for a North region, 4.55 MJ.m⁻²d⁻¹ for the Northeast Region, 4.39 MJ.m⁻²d⁻¹ for a Midwest region, 4.61 MJ.m⁻²d⁻¹ for a South region and 4.21 MJ.m⁻²d⁻¹ for a Southeast region. After the optimization process, the best performance was given by the BC model for all Brazilian regions, with RMSE of 3.44 MJ.m⁻²d⁻¹ for a North Region, 3.70 MJ.m⁻²d⁻¹ for a Northeast region, 3.62 MJ.m⁻²d⁻¹ for a Midwest region, 4.43 MJ.m⁻²d⁻¹ for a South region and 3.50 MJ.m⁻²d⁻¹ for a Southeast region.

After the parameter optimization, mean values for KT for H model were 0.152 °C^{-0.5} for the North region, 0.173°C^{-0.5} for the Northeast region, 0.145°C^{-0.5} for the Midwest region, 0.163 °C^{-0.5} for the South region and 0.152°C^{-0.5} for the Southeast region. For the BC's dimensionless parameters "A", "B" and "C" it was found the following values, respectively: 0.619, 0.026 and 1.845 for the North region, 0.694, 0.074 and 1.489 for the Northeast region, 0.635, 0.029 and 1.697 for the Midwest region, 0.671, 0.044 and 1.580 for the South region, and 0.702, 0.025 and 1.747 for the Southeast region.

Keywords: Irradiance; Solar energy; Parametrization; Validation; Agrometeorology

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Parte do espectro eletromagnético e seus respectivos nomes, com ênfase para a radiação na faixa do visível. Fonte: www.infoescola.com/fisica/espectro-eletromagnetico	16
Figura 2. Representação da incidência da radiação: a) com ângulo θ em relação à normal. b) com incidência perpendicular à superfície, resultando em máxima irradiância. Fonte: Marin, 2015.	18
Figura 3. Distribuição espacial das localidades estudadas. Fonte: ArcMap 10.0.....	36
Figura 4. Fluxograma mostrando as etapas realizadas.	38
Figura 5. Distribuição espacial da média anual da radiação solar no Brasil (FONTE: Atlas Brasileiro de Energia Solar)	41
Figura 6. Distribuição espacial da média anual da radiação solar no Brasil para as 32 estações estudadas.....	42
Figura 7. Correlação entre as médias das radiações solar global observada pelo INPE (RGO) e estimada pelo modelo de Hargreaves e Samani (RGH).....	43
Figura 8. Correlação entre as médias das radiações solar global observada pelo INPE (RGO) e estimada pelo modelo Bristow Campbel (RGBC).....	43
Figura 9. Correlação entre as médias das radiações solar global observada (RGO) e estimada pelo modelo de Hargreaves e Samani (RGH), após otimização.	44
Figura 10. Correlação entre as médias das radiações solar global observada pelo INPE (RGO) e estimada pelo modelo de Bristow e Campbell (RGBC), após otimização.....	44
Figura 11. Valores médios de raiz do erro médio quadrático (RMSE – MJ.m ⁻² .dia ⁻¹) para o modelos de Hargreaves e Samani e Bristow e Campbell antes da otimização.	48
Figura 12. Valores médios de raiz do erro médio quadrático (RMSE – MJ.m ⁻² .dia ⁻¹) para os modelos de Hargreaves e Samani e Bristow e Campbell após otimização.....	48
Figura 13. (A) Espacialização do erro médio (EM) antes da otimização pelo modelo de Hargreaves e Samani.....	50
Figura 13. (B) Espacialização do erro médio (EM) após otimização pelo modelo de Hargreaves Samani.	51
Figura 14. (A) Espacialização do erro médio (EM) antes da otimização pelo modelo de Briatow e Campbell.....	52
Figura 14. (B) Espacialização do erro médio (EM) após otimização pelo modelo de Bristow e Campbell.	53
Figura 15. Distribuição espacial do índice de confiança “c” para o modelo de Hargreaves e Samani antes da otimização.....	55
Figura 16. Distribuição espacial do índice de confiança “c” para o modelo de Hargreaves e Samani após otimização.	56
Figura 17. Distribuição espacial do índice de confiança “c” para o modelo de Bristow e Campbell antes da otimização.....	57
Figura 18. Distribuição espacial do índice de confiança “c” para o modelo de Britow e Campbell após otimização. .	58
Figura 19. Representação espacial da variação do parâmetro KT utilizado pelo modelo de Hargreaves Samani, após o processo de otimização de parâmetros.....	59
Figura 20. Espacialização do parâmetro “A” utilizado pelo modelo de Bristow e Campbell, após otimização dos parâmetros.	60
Figura 21. Espacialização do parâmetro “B” utilizado pelo modelo de Bristow e Campbell, após otimização dos parâmetros.	61
Figura 22. Espacialização do parâmetro “C” utilizado pelo modelo de Bristow e Campbell, após otimização dos parâmetros.	62

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Intervalos espectrais com seus respectivos comprimentos de onda. Onde as medidas são dadas por: metro (m), milímetro (mm), nanômetro (nm) e picômetro (pm). Fonte: Revista Brasileira de Terapia Intensiva, 2011.	16
Tabela 2. Desvios observados para as estimativas fornecidas pelo modelo BRASIL-SR. Fonte: Atlas Brasileiro de Energia Solar.....	33
Tabela 3. Período, coordenadas geográficas e altitude para as 32 localidades estudadas.	37
Tabela 4. Comparação entre as médias das radiações estimadas pelos modelos de Hargreaves e Samani (RGH) e Bristow e Campbell (RGBC), e média da radiação observada (RGO), e valores estatísticos antes da otimização.	45
Tabela 5. Comparação entre as médias das radiações estimadas pelos modelos de Hargreaves e Samani (RGH) e Bristow e Campbell (RGBC) e média da radiação observada (RGO), e valores estatísticos após otimização. ...	46
Tabela 6. Valores médios do coeficiente de correlação “r” para os modelos de Hargreaves e Samani e Bristow e Campbell, para todas as regiões, antes e após otimização dos parâmetros.	53
Tabela 7. Critério de interpretação da precisão da estimativa da radiação global (RG) pelo coeficiente de correlação “r”. Fonte: Hoppinks (2002).	54
Tabela 8. Índice de confiança “c” antes e após otimização dos parâmetros utilizados pelos modelos de Hargreaves e Samani e Bristow e Campbell.	54
Tabela 9. Critério de interpretação do desempenho dos modelos de estimativas da radiação global (RG) pelo índice de confiança “c” de Camargo e Sentelhas (1997).	55
Tabela 10. Tabela 10: Valores dos parâmetros empíricos dos modelos de Hargreaves e Samani e Bristow e Campbell por região.....	59
Tabela 11. Parâmetros empíricos dos modelos de Hargreaves e Samani e Bristow e Campbell por localidade.....	63

1. INTRODUÇÃO

A radiação solar global (RG) é uma variável meteorológica de grande importância em estudos agrometeorológicos e o agente direto para diversos processos físico-químicos e biológicos ocorridos no sistema Terra-atmosfera, além de uma variável importante para a gestão e avaliação do risco agrícola (Borges et al, 2010; Conceição e Marin, 2007). É tida como variável chave em estudos de necessidade hídrica de culturas irrigadas, modelagem do crescimento e produção vegetal, mudanças climáticas, entre outros. A RG pode também ser considerada como fator meteorológico, uma vez que condiciona outras variáveis meteorológicas, notadamente a temperatura do ar e do solo, dos processos de evapotranspiração e dos modelos de simulação de crescimento e produtividade de uma cultura (Silva et al, 2012).

Ao atravessar a atmosfera, a RG interage com seus constituintes e parte dessa radiação é espalhada em outras direções, sendo dividida em radiação solar difusa e radiação solar direta. Somando a radiação difusa com a direta obtém-se RG, que é medida por um radiômetro específico denominado Piranômetro. A radiação terrestre (ou radiação líquida) é medida por um radiômetro denominado Pirgeômetro e a radiação fotossinteticamente ativa por um Radiômetro PAR (Photosynthetically Active Radiation).

Atualmente, a medida de RG em estações meteorológicas pode ser feita com custo relativamente baixo e certa simplicidade. No Brasil, contudo, ainda há algumas limitações para a constituição de longas séries de dados para estudos agroclimáticos notadamente nas principais regiões agrícolas do país, onde a cobertura da rede pública de estações meteorológicas é ainda insuficiente (Tanaka, 2013).

Para suprir tal limitação, diversos autores propuseram alternativas de estimativa de RG baseados em umidade do ar (Yang & Koike, 2002), precipitação (Hunt et al., 1998; Liu & Scott, 2001; Rivington et al., 2005), nebulosidade (Davies & McKay, 1989; Hunt et al., 1998; Munner & Gul, 2000), insolação (Angstron, 1924; Wong & Chow, 2001; Almorox & Hontoria, 2004; Trnka et al., 2005; Chen et al., 2006) e amplitude térmica diária (Hargreaves e Samani, 1982; Bristow & Campbell, 1984). Dentre esses, destaca-se os modelos propostos para estimativa de RG com base na temperatura do ar como uma estratégia interessante para o Brasil, uma vez que boa parte dos locais que não apresentam séries históricas de RG tem dados disponíveis de temperatura máxima (T_{max}) e temperatura mínima (T_{min}) do ar. Além disso, a literatura aponta forte relação entre a amplitude térmica diária e a nebulosidade para determinadas regiões do globo (Allen et al., 1997), o que os torna bastante promissoras para o caso brasileiro.

Angström (1924) foi um dos primeiros a quantificar a RG através de modelos empíricos envolvendo a radiação solar extraterrestre (RA, $MJ\ m^{-2}\ d^{-1}$), fotoperíodo (h) e em dados de insolação (h) medidos em heliógrafos. Modelos que estimam RG baseados na insolação possuem melhores resultados quando comparados a modelos que se utilizam de outras variáveis meteorológicas, como temperatura do ar e precipitação (Abraha e Savage, 2008), mas dados de insolação nem sempre estão disponíveis, especialmente em áreas de fronteira agrícola, onde o monitoramento meteorológico é relativamente recente e espacialmente esparso.

Em geral, estações meteorológicas convencionais e automáticas apresentam medidas de temperatura do ar e precipitação, tornando-se mais interessante o uso de modelos que estimem RG através do uso dessas variáveis (Abraha & Savage, 2008). Neste sentido, dois modelos bastante utilizados para estimativa de RG com base na amplitude térmica diária são os propostos por Hargreaves e Samani (1982) (Equação 1) e Bristow e Campbell (1984) (Equação 2). Trabalhos analisaram o desempenho desses dois modelos em diferentes regiões do mundo, indicando bom desempenho no Canadá (Hunt et al. (1998); em diferentes localidades dos EUA (Goodin et al. (1999) e Ball et al. (2004)); e na Áustria e República Tcheca (Trnka et al. (2005)).

$$RG = KT \cdot RA \cdot (Tmax - Tmin)^{\frac{1}{2}} \quad (1)$$

$$RG = RA \cdot A [1 - \exp(-B \cdot (Tmax - Tmin)^C)] \quad (2)$$

em que RG é a radiação global na superfície ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$), RA é a radiação solar extraterrestre ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$), $Tmax$ é a temperatura máxima ($^{\circ}\text{C}$), $Tmin$ é a temperatura mínima ($^{\circ}\text{C}$), KT é o coeficiente de temperatura ($^{\circ}\text{F}$) e, A , B e C são parâmetros do modelo BC.

A equação proposta por Hargreaves e Samani (1982) assume que a amplitude térmica está diretamente relacionada à fração da radiação solar extraterrestre que atinge a superfície do solo, no entanto existem outros fatores como nebulosidade e umidade que podem influenciar a amplitude térmica em determinado local (Samani, 2000). Esses fatores, segundo Samani (2000), incluem latitude, altitude, topografia, padrão de tempestade, advecção e a proximidade de grandes massas de água.

Para quatro localidades na região noroeste do estado de Minas Gerais, após a calibração do modelo, obteve-se o coeficiente KT variando entre de 0,166 a 0,186, com média de 0,176 (Silva et al., 2012).

Para tanto, Allen (1997) propõe uma correção para o coeficiente de temperatura (KT), que visa diminuir os impactos dessas influências, de modo que para regiões situadas no interior passa a ser $0,17 \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-0,5}$ e para localidades próximas a grandes massas de água $0,20 \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-0,5}$.

Segundo Allen (1997), quando se trata de períodos de tempo maiores, como de um mês, as medidas tendem a acompanhar os valores médios, resultando, quando consideradas a escala temporal, fatores geográficos e a dinâmica climática local, em estimativas consistentes para RG , utilizando a amplitude térmica.

O presente estudo tem como hipóteses:

- 1) É possível estimar RG a partir de dados de amplitude térmica diária como indicadora da transmitância atmosférica.
- 2) Os valores dos parâmetros dos modelos BC e H variam espacialmente e seu ajuste regional reduz o erro de estimativa de RG .

2. OBJETIVOS

2.1. Geral

O objetivo geral desta dissertação foi otimizar os parâmetros empíricos utilizados pelos modelos de Hargreaves e Samani (1982) e Bristow e Campbell (1984) para diminuição das incertezas na estimativa da radiação solar global.

2.2. Específicos

O presente trabalho pretende contribuir para a estimativa de dados de RG para o Brasil analisando dois modelos propostos na literatura, considerando os seguintes objetivos específicos:

- a) Avaliar o desempenho dos modelos BC e H para as 32 estações do Brasil;
- b) Calibrar os coeficientes de ambos os modelos através de um método iterativo;
- c) Avaliar o desempenho de ambos os modelos após este procedimento de calibração e apresentar os valores dos parâmetros calibrados para as diferentes regiões brasileiras.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1. Radiação

Radiação em termos físicos é definida como sendo a transferência de energia no espaço por meio da propagação de partículas ou campos, podendo ser de natureza corpuscular ou ondulatória. Quando a natureza da radiação é corpuscular, suas características são determinadas pela carga, massa de repouso e velocidade das partículas que a compõe, sendo neste caso transmitida em pequenos pacotes de energia chamados fótons. Prótons, nêutrons e elétrons ejetados de núcleos atômicos exemplificam bem esse tipo de radiação.

Radiação de natureza ondulatória é constituída por campos eletromagnéticos que variam no espaço e no tempo, e, na maioria das vezes é denominada de radiação eletromagnética. Tais ondas eletromagnéticas são capazes de se propagarem sem a necessidade de um meio material à máxima velocidade possível no vácuo igual a 3.10^8 m.s^{-1} , sendo diminuída conforme sua propagação em meios materiais.

Em meteorologia ou climatologia, o enfoque está em estudá-la sob características ondulatórias e, segundo às leis da mecânica quântica alicerçadas durante a primeira metade do século XX por cientistas renomados como Max Planck, Werner Heisenberg e Albert Einstein, a radiação pode ser descrita segundo a equação 3.

$$E = \frac{h.c}{\lambda} = h.f \quad (3)$$

em que h é a constante de Planck ($h = 6,62606957.10^{-4} \text{ J.s}$), c é a velocidade da luz (3.10^8 m.s^{-1}), λ é o comprimento de onda (m) e f é frequência (Hz).

Define-se λ como sendo a distância consecutiva entre duas cristas ou dois vales de uma onda e f como sendo o número de oscilações ocorridas em um determinado período de tempo. A radiação eletromagnética é dividida em vários intervalos espectrais de acordo com o comprimento de onda e frequência que cada radiação possui, sendo o conjunto dado por todas as faixas ou intervalos espectrais chamado de espectro eletromagnético. A figura 1, bem como a tabela 1 mostram as diferentes faixas do espectro mostrando a nomenclatura mais comum relacionada aos comprimentos de onda de cada banda espectral.

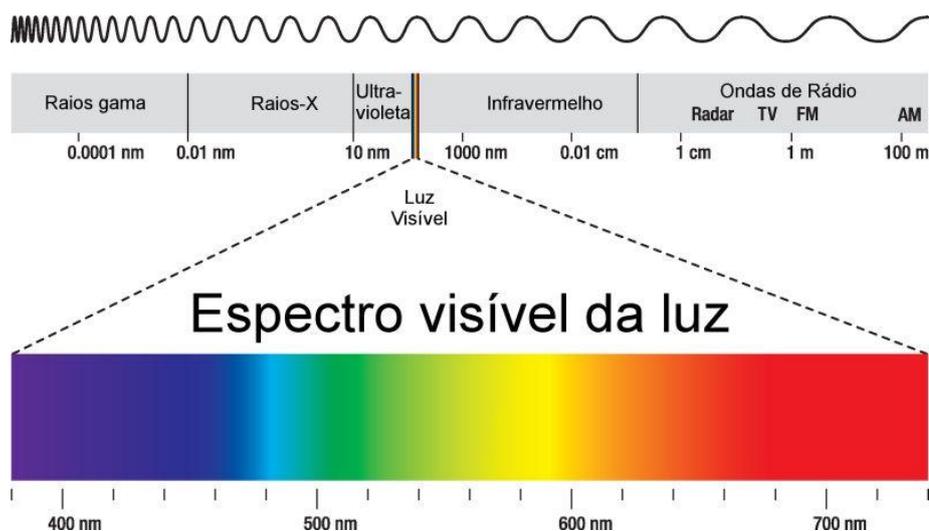


Figura 1. Parte do espectro eletromagnético e seus respectivos nomes, com ênfase para a radiação na faixa do visível. Fonte: www.infoescola.com/fisica/espectro-eletromagnetico

Designação	Comprimento de onda (λ)		
Ondas de rádio	Superior	a	0,3m
Microondas	0,3m	a	1 mm
Infravermelho	1 mm	a	789 nm
Visível	Vermelho	789 nm	a
	Laranja	625 nm	a
	Amarelo	600 nm	a
	Verde	577 nm	a
	Azul	491 nm	a
	Violeta	455 nm	a
Ultravioleta	390 nm	a	8,82 nm
Raio X	8,82 nm	a	6 pm
Raios gama	Inferior	a	6 pm

Tabela 1. Intervalos espectrais com seus respectivos comprimentos de onda. Onde as medidas são dadas por: metro (m), milímetro (mm), nanômetro (nm) e picômetro (pm). Fonte: Revista Brasileira de Terapia Intensiva, 2011.

Didaticamente, o espectro eletromagnético pode ser dividido em dois grandes grupos, utilizando como referência para essa divisão a radiação emitida pelo Sol. Por ter temperatura muito alta se comparada à Terra, o Sol emite radiação em comprimentos de onda predominantemente menores que 4000 nm. Devido a isso, convencionou-se denominar radiações com comprimento de ondas maiores que 4000 nm (emitidas pela superfície terrestre) de radiação de onda longa, enquanto à radiação emitida pelo Sol de radiação de onda curta (Marin, 2015).

A energia radiante interage com a matéria através da reflexão, absorção e emissão, e essa interação depende da direção da radiação incidente e do comprimento de onda da radiação. Essa interação pode ser descrita através das seguintes propriedades do meio:

- Absortividade: fração do fluxo radiante incidente num determinado comprimento de onda que é absorvido pelo material;
- Emissividade: fração da emitância de um corpo negro num dado comprimento de onda emitido pelo material;
- Refletividade: fração do fluxo radiante incidente num determinado comprimento de onda que é refletido pelo material;
- Transmissividade: fração do fluxo radiante incidente num determinado comprimento de onda que é transmitido pelo material.

3.2. Leis da Radiação

Para se entender o regime radioativo de uma superfície, se torna necessário o conhecimento de algumas leis que regem o comportamento da radiação absorvida por diferentes corpos.

3.2.1. Lei dos cossenos de Lambert

Johann Heinrich Lambert (1728-1777) foi um matemático, físico, astrônomo e filósofo com importantes contribuições científicas. Em seu livro *Photogrammetria, seu de mensura et gradibus luminis colorum et umbras*, publicado em 1760, estabeleceu a doutrina da medição da intensidade luminosa como ciência, relacionando a absorção da luz com as propriedades do material, introduzindo para isso, pela primeira vez o termo albedo. Segundo Lambert (1760) a irradiância em uma superfície varia de acordo com o cosseno do ângulo em relação à normal da superfície em que ocorre a incidência. Entende-se por irradiância (Q) ou densidade de fluxo de energia radiante, o fluxo radiante vindo de todas as direções, incidente em uma superfície plana (Cardoso, 2009). Assim, a irradiância será maior ou menor de acordo com a inclinação em que os raios incidentes estarão da superfície receptora. A equação 4 descreve a irradiância segundo Lambert.

$$Q = Q_n \cdot \cos \theta = Q_n \cdot \sin \beta \quad (4)$$

em que Q é a irradiância incidente sobre a superfície, Q_n é a irradiância total, ou seja, aquela que supostamente incidiria perpendicularmente à superfície, θ é o ângulo formado entre a direção predominantemente da radiação e a normal à superfície e β é o ângulo complementar de θ , formado em relação à superfície (Figura 2).

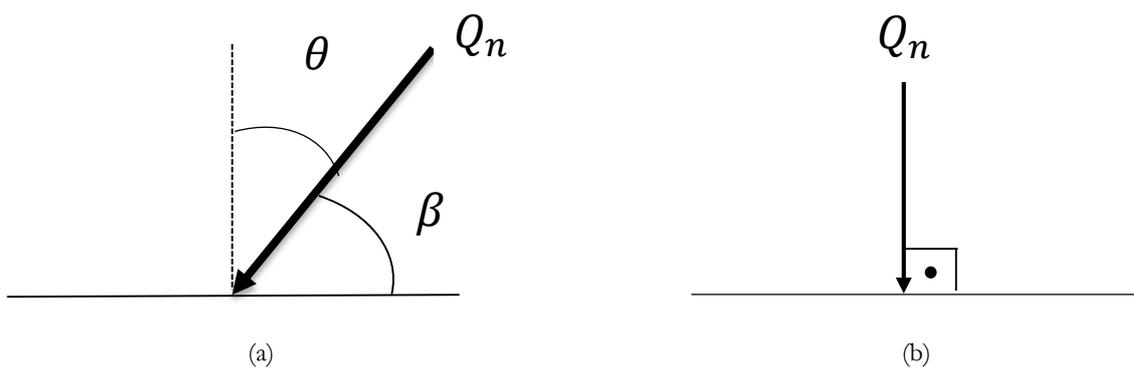


Figura 2. Representação da incidência da radiação: a) com ângulo θ em relação à normal. b) com incidência perpendicular à superfície, resultando em máxima irradiância. Fonte: Marin, 2015.

Para efeito de visualização, se tomarmos um lanterna com uma lâmpada com potência conhecida em uma sala escura e direcionarmos o feixe de luz que dela parte em uma superfície plana, de maneira que esse feixe fique perpendicular à superfície, veremos como resultado uma área atingida circular. Agora, mantendo as condições iniciais da lanterna, com mesma altura inicial e direcionarmos o feixe que dela parte com um certo ângulo β ($0^\circ < \beta < 90^\circ$) com relação à superfície, perceberemos uma área elíptica, ou seja, maior que a primeira. Com isso, segundo a equação de Lambert, teremos uma irradiância total menor na segunda situação (Marin, 2015).

O exemplo acima ilustra o efeito da inclinação dos raios solares ao atingir a superfície terrestre ao longo do dia e ao longo do ano. Nos horários ou períodos do ano que os raios solares atingem a superfície com menor inclinação, tem-se como resultado devido à concentração dos raios solares em uma menor área, um aumento da temperatura do ar entre outros efeitos.

3.2.2. Lei de Planck

Max Karl Ernst Ludwig Planck (1858-1947) foi um físico alemão considerado um dos cientistas mais importantes do século XX por suas contribuições e descobertas relacionadas à física quântica. Estima-se que o nascimento da mecânica quântica tenha se dado entre os anos de 1900 e 1920 quando a ciência atingiu um avanço tecnológico capaz de fazer com que os cientistas pudessem investigar o comportamento das partículas minúsculas. Com isso, uma das primeiras contribuições desse novo ramo da física moderna foi dada pelo físico alemão Max Planck, quando em 1900 propôs que a energia emitida por corpos aquecidos não poderia ser emitida em qualquer quantidade, mas apenas em quantidades bem definidas, denominadas por ele de quanta. O termo quantização da energia se deu quando Planck explicou o comportamento da radiação emitida por um corpo aquecido ao se considerar altas frequências.

Em 1901 Max Planck contribuiu de maneira significativa à física moderna quando estudou o comportamento da distribuição espectral de um corpo negro. Entende-se por corpo negro um corpo hipotético capaz de absorver por completo a radiação incidente sobre ele, e emitir toda radiação produzida em seu interior. Essa radiação é isotrópica, ou seja, pode se dar em todas as direções e independe da forma ou constituição desse corpo e sim apenas, de sua temperatura e do comprimento de onda da radiação emitida. Na natureza não existe um corpo que se enquadre nessas características, sendo as estrelas uma boa aproximação de seu entendimento. Por suas descobertas sobre a radiação

emitida por corpos negros, em 1918 Planck foi condecorado com o prêmio Nobel de física. A lei da radiação de Planck fornece a irradiância espectral emitida por um corpo negro, descrita matematicamente pela equação 5.

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

em que E é emitância espectral ($\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$), h é a constante de Planck ($(h = 6,62606957 \cdot 10^{-4} \text{ J}\cdot\text{s})$), c é a velocidade da luz ($3 \cdot 10^8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), λ é comprimento de onda (m), K é a constante de Boltzmann ($1,38 \cdot 10^{-23} \text{ J}\cdot\text{K}^{-1}$) e T é a temperatura (K).

3.2.3. Lei de Wien

Wilhelm Carl Werner Otto Fritz Franz Wien (1864-1928) foi um físico alemão que, em 1893, através das teorias sobre o calor e eletromagnetismo deduziu a lei do deslocamento de Wien, que calcula a emissão de radiação por um corpo negro a qualquer temperatura. Segundo essa lei de distribuição de radiação publicada por Wien em 1896, o comprimento de onda para o qual ocorre máxima emissão por um corpo é inversamente proporcional à sua temperatura, assim, quanto maior a temperatura de um corpo, menor será o comprimento de onda de máxima emissão. O produto entre o comprimento de onda da radiação máxima emitida por um corpo negro, em metros, e sua temperatura, em Kelvin resulta em um valor constante e igual a $0,0028977685 \text{ m}\cdot\text{K}$, conhecido como “Constante de Dispersão de Wien”. Através da Lei de Wien (equação 6) percebe-se a diferença entre os comprimentos de onda de máxima emitância de dois corpos com diferentes temperaturas, sendo de fundamental importância para se compreender o balanço de radiação na superfície da Terra (Marin, 2015).

$$\lambda_{M\acute{A}X} \cdot T = 0,0028977685 \quad (6)$$

em que $\lambda_{M\acute{A}X}$ é o comprimento de onda de máxima emitância em metros e T é a temperatura em Kelvin.

A Terra possui temperatura média em torno de 300 K, enquanto o Sol principal provedor de energia para ela, possui média de 6000 K (Pereira et al., 2002). Pela Lei de Wien determina-se que a energia emitida pela Terra se encontra na faixa do infravermelho com $\lambda_{M\acute{A}X} \approx 10\ 000 \text{ nm}$, enquanto que a energia recebida do Sol, na faixa do visível, com $\lambda_{M\acute{A}X} \approx 500 \text{ nm}$. Através desses resultados diz-se que a radiação solar, em função do comprimento de onda da radiação emitida, é de ondas curtas (OC), enquanto que a radiação dos corpos terrestres é de onda longa (OL), sendo o balanço de radiação na superfície da Terra (BR) uma relação existente entre os balanços de ondas curtas e longas.

3.2.4. Lei de Stefan-Boltzman

De maneira independente, o físico alemão Josef Stefan em 1879 e o físico austríaco Ludwig Boltzman em 1894 estabeleceram que a radiação eletromagnética emitida por um corpo negro é diretamente proporcional à quarta potência de sua temperatura absoluta (equação 7). Essa equação permite estimar a emitância de um corpo à temperatura T , com emissividade ε (Marin, 2015).

$$Q_e = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4 \quad (7)$$

em que Q_e é a emitância ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$); ϵ é a emissividade, variável de acordo com a substância que constitui o corpo emissor e constituindo-se num fator de proporcionalidade que dá ideia de quanto o corpo emissor se aproxima do corpo negro; σ é a constante de Stefan-Boltzman ($5,6697\cdot 10^{-8} \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-4}$ ou $4,903\cdot 10^{-9} \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}\cdot\text{K}^{-4}$) e T é a temperatura do corpo (K).

A emissividade ou poder emissivo (ϵ) é a capacidade de um objeto emitir radiação eletromagnética quando o comparamos com um corpo negro para a mesma temperatura e comprimento de onda. Ela pode ter valores que variam de 0 (refletida por um espelho) a 1,0 (corpo negro teórico). A maioria dos objetos naturais tem valores de ϵ variando entre 0,95 a 1,00 (Pereira et al., 2002). Como a composição básica da atmosfera varia com o teor de umidade, o valor da emissividade será estimado levando-se em conta a quantidade de vapor de água presente, portanto, ϵ será variável continuamente ao longo do dia, e dia após dia.

3.2.5. Lei de Beer

Também conhecida como Lei de Beer-Lambert ou Lei de Beer-Lambert-Bouguer, trata-se de uma equação empírica que relaciona a absorção da luz por diferentes materiais de acordo com suas propriedades, como composição e espessura. Foi descoberta independentemente e de maneiras diferentes por Pierre Bouguer em 1729, Johann Heinrich Lambert em 1760 e August Beer em 1852. Bouguer estudou a atenuação da radiação na atmosfera, postulando que *“a intensidade da luz, ao atravessar diferentes meios com espessuras variadas, pode ser representado por uma curva logarítmica num gráfico em que a intensidade da luz está no eixo das ordenadas e a espessura do meio no eixo das abscissas”* (Marin, 2015). Lambert observou a relação existente entre a quantidade de luz transmitida e a espessura da camada do meio absorvente. Assim, ele percebeu que quando um feixe de luz monocromática atravessava um meio transparente homogêneo, independente da intensidade da luz incidente, cada camada do meio absorve de maneira igual a fração de luz que a atravessava. Lambert postulou que *“a intensidade da luz emitida decresce exponencialmente à medida que a espessura do meio absorvente aumenta aritmeticamente”*. Por sua vez, Beer aplicou a lei de Lambert para descrever a atenuação da luz em uma solução, relacionando a transmissão com a concentração do meio pelo qual se incidia um feixe de luz. Segundo ele, uma certa solução absorve a luz proporcionalmente à concentração molecular do soluto que nela se encontra. Beer postulou que *“a intensidade de um feixe de luz monocromática decresce exponencialmente à medida que a concentração da substância absorvente aumenta aritmeticamente”*.

No processo de absorção, que ocorre quando a radiação eletromagnética atravessa um meio qualquer, parte ou toda energia radiante é transferida para as moléculas que compõem o meio, assim, a absorção está sempre associada à uma alteração física desse meio (Marin, 2015). No caso da atmosfera, a alteração mais significativa resulta em aumento da temperatura, porém, além da absorção pode ocorrer também reflexão – espelhamento da radiação ao hemisfério de origem – ou transmissão – quando a radiação, ainda que em diferentes direções, mantém seu sentido original.

A lei de Beer descreve a atenuação de um feixe de luz monocromático ao atravessar um meio homogêneo, como mostra a equação 8.

$$I = I_0 \cdot e^{-k \cdot x} \quad (8)$$

em que I é a intensidade do fluxo monocromático depois de atravessar a camada atenuante x ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), I_0 é a intensidade do fluxo antes de atingir a camada ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), k é um coeficiente adimensional que descreve a habilidade do meio em atenuar a radiação solar.

3.3. Radiação Global (RG)

Denomina-se RG a densidade de fluxo de energia eletromagnética proveniente do Sol que atinge a superfície do solo, seu valor é dependente da radiação solar extraterrestre (RA), bem como do estado da atmosfera, sendo composta por dois componentes classificados didaticamente como radiação solar direta e radiação solar difusa.

Dentre os elementos meteorológicos que influenciam os estudos ecológicos e ambientais, tais como: temperatura, pressão, vento, chuva, umidade, RG possui um papel extremamente importante, pois, sendo ela considerada a maior fonte de energia para a Terra, desencadeia todo o processo meteorológico afetando todos os demais elementos. Trata-se, portanto, de um elemento primordial no entendimento da variação dos demais (Pereira et al., 2002).

Valores de RG tem importância em meteorologia devido sua influência na formação de fenômenos como furacões e tempestades, circulação geral da atmosfera e oceanos, bem como elemento fundamental da manutenção da vida da forma que conhecemos, pois grande parte da energia disponível da Terra advém da radiação proveniente do Sol.

Devido à distância Terra-Sol (cerca de $1,5 \times 10^{11}$ m) assume-se a energia radiante do Sol como sendo proveniente de uma fonte pontual, ou seja, a energia solar é emanada em todas as direções, e apenas uma pequena fração da energia emitida atinge a superfície terrestre através de um feixe de raios paralelos entre si distribuídos em um área igual a $4\pi R^2$, sendo R a distância Terra-Sol. Dessa maneira, através da lei do inverso do quadrado da distância, é possível definir uma densidade de fluxo como sendo I/R^2 , ou seja, a energia recebida em uma superfície é inversamente proporcional ao quadrado da distância entre a fonte e a superfície receptora (Pereira et al., 2002).

Como a aquisição de equipamentos de medida da radiação solar são normalmente de alto custo, demandando manutenção e calibração, emprega-se para a estimativa de seu valor modelos empíricos que façam uso de outros elementos meteorológicos disponíveis (Tanaka, 2013).

Registros diários de temperaturas, precipitação e radiação solar são variáveis de entrada dos modelos de simulação de culturas, utilizados como ferramentas de pesquisa e de apoio à tomada de decisão, porém dados de radiação solar dependem de estações meteorológicas, que, por demandarem alto custo de instalação e manutenção apresentam problemas e estão restritas a poucos locais (Hunt et al., 1998).

Dentre os modelos, talvez o mais utilizado seja o de Angstrom, que propôs uma relação entre a radiação solar na superfície com o número de horas em que se tem radiação solar direta ou brilho solar (Almorox e Hontoria, 2004). Contudo, dados da radiação solar (ou mesmo de insolação) não são tão facilmente disponíveis como dados de precipitação e temperatura do ar, podendo ocorrer em localidades onde a radiação solar é observada, falhas na leitura diária decorrentes de uma falta de manutenção do equipamento ou outros problemas como calibração e sombreamento do sensor (Abraha & Savage, 2008). Em geral, estações meteorológicas convencionais e automáticas apresentam medidas de temperatura do ar e precipitação, tornando viáveis modelos que estimem a radiação solar através do uso dessas variáveis (Abraha & Savage, 2008).

Os modelos mais conhecidos, que se baseiam em temperatura do ar são os propostos por Hargreaves e Samani (1982) e Bristow e Campbell (1984), que além da amplitude térmica diária, possuem como variável de entrada a radiação solar extraterrestre.

Para que se possa caracterizar a RG, torna-se necessário descrever a posição e o movimento do Sol em relação à Terra e as superfícies coletoras dessa radiação (Rosa, 2003). Para tanto, alguns conceitos fundamentais são necessários:

- **Latitude:** Define-se latitude (ϕ) como sendo a descrição da localização, ou coordenadas geográficas de um determinado lugar na Terra. Essa descrição se dá por um valor angular compreendido entre a linha do equador e a superfície de referência. Linha do equador é o nome dado ao paralelo que divide a Terra em dois hemisférios, norte e sul. Convencionou-se que acima da linha do equador – hemisfério norte – os valores de ϕ são positivos, enquanto abaixo da linha do equador – hemisfério sul – se tem valores de ϕ negativos, sendo que sobre a linha do equador tem-se latitude nula;
- **Estações do ano:** As estações do ano são caracterizadas por épocas em que a incidência de radiação solar sobre nosso planeta varia, ou seja, devido à órbita elíptica da Terra em relação ao Sol, a seu movimento de translação e à inclinação de seu eixo de $23^{\circ}27'$, tem-se uma variação da quantidade de radiação solar recebida. Dessa maneira, em períodos específicos do ano a Terra assume posições diferentes no que se refere à incidência de energia radiante nos seus hemisférios, fazendo com que o ângulo de incidência dos raios solares influencie na potência da radiação recebida. Com base no movimento da Terra em relação ao Sol adotaram-se algumas posições referenciais conhecidas como efemérides, que estão sempre associadas ao início oficial de cada estação;
- **Declinação solar (δ):** Esse parâmetro pode ser definido como sendo a posição angular do Sol, ao meio dia, em relação ao plano do equador (Rosa, 2003). Assim como a latitude, δ também varia de 0° a 90° para o norte e para o sul, sendo considerada negativa quando o Sol está ao sul da linha do equador, e positiva quando o Sol se encontra ao norte da linha do equador. Ao passar bem acima do equador, em dias de equinócio tem-se $\delta = 0$, máximo valor de $23^{\circ}27'$ no solstício de inverno e mínimo valor de $-23^{\circ}27'$ no solstício de verão, para o hemisfério sul. Para os cálculos envolvendo RG torna-se necessário calcular a declinação solar para o dia em questão, esse cálculo se dá de acordo com a equação 9.

$$\delta = 23,45 \cdot \text{sen.} \left[360 \cdot \frac{(NDA-80)}{365} \right] \quad (9)$$

em que δ é a declinação solar (graus) e NDA é o número do dia do ano, variando entre 1 e 365 (sendo igual a 366 nos anos bissextos) contado continuamente do primeiro dia ao último dia do ano;

- **Fotoperíodo:** Entende-se por fotoperíodo (N) o intervalo de tempo entre o nascer e pôr do Sol em um determinado dia, assim, em virtude da simetria da trajetória do Sol com relação ao meio dia, o fotoperíodo caracteriza a duração em horas de um dado dia (Pereira et al., 2002). Pode ser visualizado como sendo o arco descrito pelo Sol ao longo de um dia no horizonte geográfico de um local, e como existe uma simetria em relação ao meio dia ele é calculado em função do dobro do horário do nascer do Sol, como mostra a equação 10.

$$N = \frac{2 \cdot h_n}{15^{\circ}} \quad (10)$$

em que h_n é o ângulo horário do nascer do Sol. Durante os equinócios o fotoperíodo é considerado máximo e igual a 12 horas, pois nesses períodos o Sol se encontra sobre a linha do equador em todos os locais da Terra, fazendo com que a área iluminada seja a mesma (Pereira et al., 2002). Contudo, o valor de h_n está associado ao ângulo de incidência dos raios solares no nascer do Sol, denominado de ângulo zenital (Z_n). Esse ângulo mensura

a inclinação que os raios solares possuem em relação à vertical – denominado de zênite. Quanto maior o valor do ângulo zenital (Z_n), maior será a interação da radiação com a atmosfera, devido à maior massa de ar que os raios solares terão de atravessar (Rosa, 2003). Para o cálculo de Z_n em qualquer horário do dia faz-se uso da equação 11.

$$\cos Z_n = \text{sen}\varnothing \cdot \text{sen}\delta + \text{cos}\varnothing \cdot \text{cos}\delta \cdot \text{cosh} \quad (11)$$

em que \varnothing é a latitude do local (graus e décimos), δ é a declinação solar (graus e décimos) e h é o ângulo horário relacionado ao instante do dia para o qual se deseja conhecer o ângulo zenital (graus e décimos). O valor de h é determinado através da hora local de interesse, como sendo uma proporção da quantidade angular em um período de 12 horas (equação 12).

$$h = (\text{hora de interesse} - 12) \cdot 15^\circ \quad (12)$$

Como o fotoperíodo é dependente do ângulo horário do nascer do Sol (h_n), e esse por sua vez depende do ângulo zenital (Z_n), no momento em que o Sol nasce tem-se $Z_n = 90^\circ$ e portanto, $\cos Z_n = 0$, reduzindo assim, a equação 11 nas equações 13 e 14.

$$\text{cosh}_n = -\frac{(\text{sen}\varnothing \cdot \text{sen}\delta)}{(\text{cos}\varnothing \cdot \text{cos}\delta)} = -\text{tg}\varnothing \cdot \text{tg}\delta \quad (13)$$

$$h_n = \arccos(-\text{tg}\varnothing \cdot \text{tg}\delta) \quad (14)$$

Conhecido o fotoperíodo, é possível se determinar o horário do nascer do Sol (HNS) e do pôr do Sol (HPS), equações 15 e 16.

$$HNS = \frac{N}{2} - 12 \quad (15)$$

$$HPS = \frac{N}{2} + 12 \quad (16)$$

3.4. Radiação solar extraterrestre (RA)

RA varia continuamente ao longo do dia e do ano, e também com a latitude, assim, com a integração da irradiância ao longo de um dia, tem-se a radiação solar extraterrestre diária no topo da atmosfera (Q_0). Essa irradiância diária pode ser calculada pela equação 17, que mostra em determinado instante do dia (h) a relação entre a latitude do local (\varnothing) e a declinação solar (δ).

$$I_h = J_o \cdot \left(\frac{d}{D}\right)^2 \cdot \cos Z_h \quad (17)$$

em que J_o é o valor da constante solar ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{dia}^{-1}$); d/D é a razão entre a distância Terra-Sol no dia considerado (d), e a distância média (D) entre a Terra e o Sol.

Denomina-se constante solar como a quantidade de energia proveniente do Sol por unidade de tempo, interceptada por uma superfície plana de área unitária, perpendicular à incidência dos raios solares e situada acima da atmosfera, à uma distância do Sol igual à distância média Terra-Sol (D) (Varejão, 2006). O valor de J_o pode ser determinado de maneira simples através da equação 18.

$$J_o = \frac{P_{Sol}}{A_{Terra-Sol}} \quad (18)$$

em que P_{Sol} é a potência dissipada pelo Sol nas 4π direções (W); $A_{Terra-Sol}$ a área da esfera cujo raio equivale à distância Terra-Sol (m^2).

Admitindo que a temperatura média do Sol seja de 5570 K, que seu diâmetro seja $1,4 \cdot 10^9$ m e que a potência irradiada pelo Sol possa ser dada pelo produto da área do Sol (equação 19) pela equação de Stefan-Boltzman (equação 5), como mostra a equação 20.

$$A_{Sol} = 4 \cdot \pi \cdot r^2 \quad (19)$$

$$P_{Sol} = A_{Sol} \cdot (\sigma \cdot T^4) \quad (20)$$

Substituindo os valores conhecidos de raio e temperatura do Sol e utilizando $\sigma = 5,6697 \cdot 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$ obtêm-se: $A_{Sol} = 6,15752 \cdot 10^8 \text{ m}^2$ e $P_{Sol} = 3,8669 \cdot 10^{26} \text{ W}$.

Supondo o valor da distância média (D) entre a Terra e Sol como $1,5 \cdot 10^{11}$ m, e utilizando novamente a equação 19, obtêm-se: $A_{Terra-Sol} = 2,8274 \cdot 10^{23} \text{ m}^2$.

Por fim, utilizando a equação 18, tem-se que $J_o = 1367 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ou $J_o = 118,11 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ quando se converte para uma unidade de área por unidade de tempo.

Pereira et al. (2002) mostra que a relação $\left(\frac{d}{D}\right)^2$ pode ser expressa pela equação 21.

$$\left(\frac{d}{D}\right)^2 = 1 + 0,033 \cdot \cos\left(\frac{360 \cdot NDA}{365}\right) \quad (21)$$

O total diário da radiação incidente sobre uma superfície horizontal no topo da atmosfera (Q_o) será dado através da integração de I_h desde o nascer até pôr do Sol (equação 22).

$$Q_o = \int_{tn}^{tp} J_o \cdot \left(\frac{d}{D}\right)^2 \cdot \cos(Z_n) dt = J_o \cdot \left(\frac{d}{D}\right)^2 \int_{tn}^{tp} \cos(Z_n) dt \quad (22)$$

Para que a integração da equação 22 seja efetuada, torna-se necessário transformar a variável t (horas) em ângulo horário, para tanto, é sabido que a velocidade angular da Terra é $\omega = \frac{2\pi \text{ rad}}{\text{dia}} = \frac{dh}{dt}$. Logo, $dt = \frac{dh}{\omega}$. Fazendo-se as devidas substituições, obtêm-se a equação 23:

$$Q_o = J_o \cdot \left(\frac{d}{D}\right)^2 \cdot \frac{1}{\omega} \int_{hns}^{hps} \cos(Z_n) dh \quad (23)$$

em que hns e hps correspondem aos horários de nascer e pôr do Sol respectivamente. Substituindo a equação 11 na equação 23, têm-se as equações que se seguem de números 24, 25, 26 e 27.

$$Q_o = J_o \cdot \left(\frac{d}{D}\right)^2 \cdot \frac{1}{\omega} \int_{hns}^{hps} (\text{sen}\phi \cdot \text{sen}\delta + \text{cos}\phi \cdot \text{cos}\delta \cdot \text{cosh}) dh \quad (24)$$

$$Q_o = J_o \cdot \left(\frac{d}{D}\right)^2 \cdot \frac{1}{\omega} \left[\int_{hns}^{hps} \text{sen}\phi \cdot \text{sen}\delta dh + \int_{hns}^{hps} \text{cos}\phi \cdot \text{cos}\delta \cdot \text{cosh} dh \right] \quad (25)$$

$$Q_o = J_o \cdot \left(\frac{d}{D}\right)^2 \cdot \frac{1}{\omega} \left[\text{sen}\phi \cdot \text{sen}\delta \int_{hns}^{hps} dh + \text{cos}\phi \cdot \text{cos}\delta \int_{hns}^{hps} \text{cosh} dh \right] \quad (26)$$

$$Q_o = J_o \cdot \left(\frac{d}{D}\right)^2 \cdot \frac{1}{\omega} \left[\text{sen}\phi \cdot \text{sen}\delta \cdot (hps - hns) + \text{cos}\phi \cdot \text{cos}\delta \cdot (\text{sen } hps - \text{sen } hns) \right] \quad (27)$$

Pela equação 12 observa-se através da simetria existente na trajetória diária do Sol com relação ao meridiano local, que $hps = -hns$ ($-hn$) e que $\text{sen } hps = -\text{sen } hns$ ($-\text{sen } hn$), assim, realizando as devidas substituições, a equação 27 pode ser descrita como:

$$Q_o = J_o \cdot \left(\frac{d}{D}\right)^2 \cdot \frac{1}{\pi} \left[\left(\frac{\pi}{180^\circ}\right) \cdot h_n \cdot \text{sen}\phi \cdot \text{sen}\delta + \text{cos}\phi \cdot \text{cos}\delta \cdot \text{sen}h_n \right] \quad (28)$$

Equação 28: Q_o a radiação solar extraterrestre expressa em $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ e o fator $\frac{\pi}{180^\circ}$ utilizado para converter h_n de graus para radiano.

Assim, a RG total no dia é dependente da latitude do local em estudo, bem como da época do ano, através da declinação solar. Q_o representa portanto, o máximo de energia solar que incidiria em uma superfície paralela ao plano do horizonte local, caso não houvesse a influência da atmosfera (Pereira et al., 2002). Porém, a absorção e a difusão da radiação solar pela atmosfera promovem perdas, de maneira que o valor de Q_o é maior quando comparado ao valor de radiação solar recebido por uma superfície horizontal paralela ao plano do horizonte na Terra (Pereira et al., 2002).

3.4.1. Interações radiação solar-atmosfera

A partir do momento em que a radiação solar atinge a atmosfera terrestre, ela passa a sofrer diversas interações como transmissão, reflexão e absorção (Rosa, 2003).

Segundo Pereira et al. (2002), os valores de Q_o sofrem grandes variações temporais em função das condições atmosféricas e da época do ano. Para os autores a fração Q_g/Q_o , denominada de transmitância global (T_g), representa a quantidade de radiação solar que efetivamente chega à superfície terrestre, sendo variável ao longo dia, devido à espessura da atmosfera a ser atravessada pelos raios solares. Essa variação ocorre, pois, a espessura da atmosfera é função do ângulo zenital, assim, possui valores menores no nascer e pôr do sol, e maiores durante a passagem meridiana. Ao atingir o topo da atmosfera alguns fatores como composição (oxigênio, CO_2 , vapor de água etc.), presença de nuvens e partículas presentes atenuam a radiação solar implicando em espalhamento, absorção e reflexão (Vianello & Alves, 1991). Da radiação solar que penetra a atmosfera terrestre, uma parte é absorvida ou espalhada, sendo que, da fração absorvida – radiação que atinge o solo – tem-se uma parte absorvida e outra refletida por este. A

atmosfera ao absorver parte da radiação incidente, o faz de maneira seletiva, assim, o ozônio é responsável pela absorção do espectro ultravioleta, e o gás carbônico absorve intensamente a banda do espectro infravermelho (Assunção, 1994). Após sofrer as interações com a atmosfera, no período de um ano, aproximadamente 50 % da radiação solar extraterrestre atinge o solo.

Devido ao fenômeno da refração, ao atingir a interface entre dois meios com refringências diferentes, no caso vácuo e atmosfera terrestre, a radiação eletromagnética desvia-se de sua trajetória inicial, fazendo inclusive com que parte seja refletida ao vácuo interestelar. A interação com as partículas presentes na atmosfera se dá através do espalhamento dos raios solares, ou seja, embora a trajetória da radiação ao penetrar na atmosfera seja retilínea, as partículas causam um espalhamento em todas as direções da radiação solar. As nuvens que absorvem no máximo 7% do total, tem como principal fator de interação a reflexão dos raios solares (Vianello & Alves, 1991). O fenômeno da absorção, ao contrário da reflexão e do espalhamento, que apenas mudam a direção dos raios solares, é responsável pela conversão da energia solar em fluxo de energia, tendo como principais absorvedores da radiação solar na atmosfera os gases oxigênio, ozônio, vapor de água e gás carbônico (Rosa, 2003).

3.5. Estimando a radiação solar global

Diversos trabalhos foram realizados analisando modelos de estimativa de RG. Em diferentes localidades do mundo foram realizados estudos comparativos entre valores diários de RG medidos e estimados, empregando alguns modelos de estimativa como Hargreaves e Samani (1982), Bristow e Campbell (1984), Thornton-Running (1999), Weiss e Hays (2004), Reddy (1971), entre outros.

Hunt; Kuchar E Swanton (1998), analisaram a precisão e aplicabilidade de cinco modelos de estimativa de RG através de temperatura máxima e mínima do ar e precipitação, em oito estações de Ontário, Canadá. Os modelos utilizados no estudo foram: Hargreaves et al. (1985) (equação 1), Bristow e Campbell, (1984) (equação 2), (Reddy, 1987) (equação 29) e equações 30 e 31 desenvolvidas com base em análise de regressão com base nos dados da estação meteorológica de Eleora, Canadá.

$$S = a_0 + a_1 l + a_2 P^{0.33} \quad (29)$$

$$S = a_0 S_0 (t_{max} - t_{min})^{0.5} + a_1 t_{max} + a_2 P + a_3 P^2 + a_4 \quad (30)$$

$$S = a_0 S_0 (1 - \exp(-a_1 (t_{max} - t_{min})^{0.5} - a_2 (t_{max} - t_{min}) - a_3 (t_{max} - t_{min})^2)) \quad (31)$$

em que a_0 , a_1 , a_2 , a_3 , a_4 são coeficientes, l é a latitude, P é a precipitação diária (mm), S é a radiação solar diária ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$), S_0 é a radiação solar acima da atmosfera ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$), t_{max} e t_{min} são as máximas e mínimas temperaturas diárias ($^{\circ}\text{C}$).

Os autores observaram melhor desempenho para a estimativa de RG através da equação 30, com um erro quadrado médio (RMSE) de $4.1 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, desvio padrão de $0.29 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ e coeficiente de determinação (R^2) igual a 0,77. Hunt et al. (1998) constataram ainda que quando se utilizava coeficientes de um local para outros locais, o valor de RMSE aumentava linearmente com a distância entre eles.

Goodin et al. (1999) realizaram um estudo para avaliar a precisão do modelo BC para a estimativa da radiação solar global, no que diz respeito à confiança do modelo em regiões afastadas do local de calibração. Para tanto, os

objetivos deste estudo foram dois: primeiro avaliar a capacidade do modelo BC para calcular radiação solar em um local (Manhattan, KS); segundo, avaliar a generalidade espacial e temporal dos parâmetros do modelo, comparando valores de radiação solar estimados usando o modelo BC calibrado em Manhattan aos valores de radiação solar medidos em 10 locais espalhados por todo o estado de Kansas. Seguindo sugestões de Bristow e Campbell (1984) e Donatelli e Marletto (1994), os autores avaliaram o modelo BC sob duas versões: a primeira usando a equação base (equação 32), e a segunda agregando dados diários de radiação solar extraterrestre (equação 33).

$$T_t = A(1 - \exp(-B\Delta T^C)) \quad (32)$$

$$T_t = A[1 - \exp\{-B \frac{\Delta T_c}{Q_0}\}] \quad (33)$$

em que T_t é o coeficiente de transmissividade diário, determinado pela razão entre a radiação solar diária (R_s) (MJ dia^{-1}) e a R_G extraterrestre (Q_0) (MJ dia^{-1}), “A”, “B” e “C” são parâmetros empíricos e ΔT é a variação entre as temperaturas diárias máxima e mínima ($^{\circ}\text{C}$). Como os valores de ΔT apresentam alta variabilidade durante o ano, Goodin et al. (1999) dividiram o conjunto de dados em dois períodos: um período de alta elevação solar ao meio dia (NDA 121-273), e um período de baixa elevação solar ao meio dia, correspondente ao restante do ano (NDA 1-120 e 274-365). Os resultados do estudo indicaram que nem latitude, nem a distância do local de calibração afetaram significativamente a precisão das estimativas da radiação solar pelo modelo BC, sendo que o modelo modificado de BC apresentou maior precisão nos valores de radiação, com erro médio quadrático (RMSE) e coeficiente de determinação (R^2) de: $3.9 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ e 0.69 anualmente, $5.2 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ e 0.67 para o período de alta elevação solar ao meio dia e de $3.6 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ e 0.69 para o período de baixa elevação solar ao meio dia. Para os 10 locais espalhados pelo estado do Kansas os resultados variaram de 2.0 a $6.2 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ para RMSE com erro variando entre 26 e 47% . Em diferentes localidades brasileiras, alguns trabalhos apontam variabilidade com relação aos parâmetros empíricos utilizados pelo modelo BC, mostrando que seus valores estão atrelados à localização. Para a região noroeste de Minas Gerais, em quatro municípios, os valores médios dos coeficientes foram 0.721 , 0.013 e 2.099 para “A”, “B” e “C” respectivamente (Silva et al., 2012). Para quatro localidades do estado de São Paulo, utilizando 2245 pontos de dados diários, utilizou-se como parâmetros do modelo de Bristow e Campbell, valores de 0.7812 , 0.00515 e 2.2 para os coeficientes “A”, “B” e “C” respectivamente (Marin et al., 2012). Em 12 localidades das regiões Metropolitana, Vale do Rio Doce e Zona da Mata para o estado de Minas Gerais, os valores médios encontrados foram de 0.735 para o coeficiente “A”, de 0.018 para “B” e 1.843 para o coeficiente “C” (Silva et al., 2012).

Meza; Varas (2000) avaliaram para 20 localidades do Chile dois modelos empíricos baseados na temperatura do ar, Bristow e Campbell (1984) e Allen (1997) (equação 34), e comparam com o modelo de Angstrom (1924) (equação 35) baseado na insolação.

$$\frac{R_G}{R_A} = K_r(T_M - T_m)^{0.5} \quad (34)$$

em que K_r é um coeficiente empírico determinado pela razão entre a pressão atmosférica no local (P , KPa) e a pressão atmosférica ao nível do mar (P_0 , KPa), T_M e T_m as temperaturas máxima e mínima respectivamente ($^{\circ}\text{C}$).

$$\frac{R_G}{R_A} = a + b \frac{n}{N} \quad (35)$$

em que a e b são coeficientes empíricos que recebem valores sugeridos por Angstrom de 0.2 e 0.5 respectivamente, mas que segundo outros autores podem variar de local para local, n é chamada insolação, que determina o número de horas com radiação solar direta ou de brilho solar observada ao longo de um dia e N é o fotoperíodo (h).

A conclusão obtida pelos autores, após calibração dos modelos para as 20 localidades do Chile, o que representa grande variabilidade nas características climáticas, foi a de que os modelos empíricos com base na temperatura apresentaram coeficiente de determinação maior que o modelo de Angstrom, e, embora os dois modelos testados apresentem limitações quando aplicados a dados diários, o modelo BC apresentou melhor desempenho.

Trnka et al. (2005), analisaram sete modelos de estimativa para a RG em 10 localidades da Europa Central (terras baixas da Áustria e República Tcheca). Os modelos analisados foram: Angstrom (1924) modificado por Prescott (1940) (equação 36), Klabzuba et al. (1999) (equação 37), Hargreaves et al. (1985) (equação 38), Donatelli and Campbell (1998) (equação 39), Supit e van Kappel (1998) (equação 40), Thornton e Running (1999) (equação 41) e Winslow et al. (2001) (equação 42).

$$R_G = R_A(a_A + b_A \frac{n}{N}) \quad (36)$$

em que a_A e b_A são coeficientes empíricos determinados para o local estudado, R_G e R_A referem-se à RG e radiação solar extraterrestre respectivamente, n é a insolação e N o fotoperíodo.

$$R_G = 7.19 + 0.258 \frac{n}{N} - 9.28 \times 10^{-6} (\frac{n}{N} + 22.9)(D - 174.7)^2 \quad (37)$$

em que D é o dia do ano.

$$R_G = R_A a_H \sqrt{(T_{max} - T_{min})} + b_H \quad (38)$$

sendo a_H e b_H constantes empíricas, e T_{max} e T_{min} temperaturas máxima e mínima diárias (°C).

$$R_G = R_A \tau [1 - \exp(-b_D f(T_{avg}) \Delta T^2 f(T_{min}))] \quad (39)$$

em que τ representa a transmissividade para céus claros (ajustado para 0.75), ΔT , $f(T_{avg})$ e $f(T_{min})$ são funções com base na temperatura média diária e temperatura mínima e b_D é um coeficiente empírico.

$$R_G = R_A \left[a_S \sqrt{(T_{max} - T_{min})} + b_S \sqrt{\left(1 - \frac{c_w}{8}\right)} \right] + c_S \quad (40)$$

em que a_S , b_S e c_S são constantes empíricas e c_w é a cobertura média de nuvens durante as observações diurnas.

$$R_G = R_A \tau_{t,max} \tau_{f,max} \quad (41)$$

em que $\tau_{t,max}$ é a máxima de transmissão total diária (sem nuvens) em um local com uma dada elevação dependente da pressão de vapor de água perto da superfície em um determinado dia do ano, e $\tau_{f,max}$ representa a proporção de $\tau_{t,max}$, observada em um determinado dia.

$$R_G = \tau_{cf} D_l \left[1 - \frac{\beta e_s(T_{min})}{e_s(T_{max})} \right] R_A \quad (42)$$

em que $e_s(T_{min})$ e $e_s(T_{max})$ são pressões de vapor de saturação, τ_{cf} é a variável responsável pela transmitância atmosférica e é estimada a partir latitude local, altitude e temperatura média anual, D_l é a função que corrige o efeito das diferenças do sítio da duração do dia, o que provoca uma variação entre o momento da temperatura máxima (e humidade mínima) e pôr do sol e β é um coeficiente que se mantém estável, exceto por regiões montanhosas com grandes amplitudes térmicas.

Os autores concluíram que o modelo de Angstrom-Prescott apresentou melhor desempenho, com erro quadrado médio (RMSE) de $1.6 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ e erro médio (MBE) de $0.1 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$. Onde não havia dados de insolação, o modelo incluindo cobertura de nuvens e amplitude térmica diária produziu melhores estimativas, com RMSE igual a $2.3 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, coeficiente determinação (R^2) de 0.91 e MBE de $0.2 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$. Para os locais com sem dados cobertura de nuvens, o modelo foi indicado e alcançou RMSE de $3.1 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, MBE de $0.2 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ e R^2 de 0.86. Onde dados de precipitação não eram disponíveis a alternativa foi o uso de um modelo que se baseia em temperatura apresentando RMSE de $3.5 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, MBE de $0.3 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ e R^2 de 0.82.

White et al. (2011), fizeram um estudo comparativo entre valores de radiação solar diária observada e estimada para 295 localidades dos Estados Unidos com intervalo de tempo considerado entre 1983 e 2004. Dados de radiação solar observados (SRADOB) foram obtidos a partir de sites de redes climáticas estaduais e regionais, que comunicam esses dados de forma automatizada através de estações meteorológicas que utilizam piranômetros de silício. Esses dados observados foram comparados a dados de radiação estimados através do modelo NASA/POWER (SRADNP), gerados pelo Departamento da NASA de Previsão e Recursos Energéticos Mundiais e obtidos pelo site power.larc.nasa.gov, que permite a descarga diária de dados em vários formatos e através da utilização do programa WGENR (Weather Generator for Solar Radiation), que utiliza a abordagem de Richardson para estimar os valores diários de radiação solar. O programa WGENR foi usado para a obtenção de duas estimativas baseadas em temperaturas diárias do ar, máximas e mínimas (T_{max} e T_{min}), e precipitação diária: a primeira estimativa (SRADWG) foi obtida utilizando T_{max} e T_{min} e precipitação, através de registros das bases de dados dos valores observados, coincidindo, portanto, com os locais de origem do SRADOB; a segunda estimativa (SRADCO) foi obtida utilizando também T_{max} , T_{min} e precipitação a partir de 855 estações terrestres individuais do Programa de Observação Cooperativa (COOP). Os autores concluíram através dos resultados obtidos para as 295 localidades consideradas que SRADNP exibiu maior correlação com a variação diária em SRADOB, com valores iguais ou superiores a 0.9. As correlações entre SRADOB e SRADWG tiveram valores entre 0.8 e 0.9, enquanto as correlações entre SRADOB e SRADCO eram ligeiramente mais baixas. Os valores de erro médio quadrático (RMSE) para a previsão de SRADOB por SRADNP ficou entre 2 e $3 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, enquanto que o RMSE para SRADOB por SRADCO ficou entre 4 e $5 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$. Esses resultados sugerem que os dados de RG estimados pelo modelo NASA/POWER representaram variação nos dados de radiação solar observados melhor se comparados aos dados estimados pelo programa WGENR.

Beruski; Pereira; Sentelhas (2015), compararam medidas diárias de RG estimadas por quatro modelos, no período de 2008 a 2011, no município de Ponta Grossa (PR). Os modelos analisados estiveram em função da transmitância global, sendo que no 1º modelo a estimativa de RG se deu em função da transmitância global média para dias limpos e totalmente nublados, o 2º modelo se deu pela estimativa de RG em função da transmitância global média diária para dias limpos em conformidade com o 1º modelo, o 3º modelo foi baseado na transmitância global máxima obtida a partir de uma única medida radiométrica feita na passagem meridiana do Sol e o 4º modelo foi baseado na proposição de Glover e McCulloch (1958). Os autores encontraram para valores médios de RMSE ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{dia}^{-1}$) 1.64

para o primeiro modelo, 1.21 para o segundo, 3.56 para o terceiro e 3.27 para o quarto modelo. Para valores do índice de concordância de Willmott (d) os valores encontrados foram de 0.982 e 0.989 para os dois primeiros modelos, e para o 3º e 4º modelos de estimativa, embora menores se comparados aos dois primeiros modelos, obtiveram índices estatísticos também elevados para atingindo valores próximos a 1. Os autores concluíram que o primeiro e o segundo modelos de estimativa da RG apresentaram valores mais próximos aos dados observados.

Conceição; Marin (2007), avaliaram o desempenho de dois modelos de estimativa da RG baseados na temperatura do ar em quatro localidades do Brasil, Campinas (SP), Jales (SP), Petrolina (PE) e Teresina (PI). Os modelos avaliados foram os de Hargreaves e Samani (1982) conforme apresentado por Allen et al. (1998) e Bristow e Campbell (1984).

Os valores estimados pelos modelos foram comparados a valores medidos de radiação solar global, que junto às variáveis de temperaturas máxima e mínima, foram coletados por estações meteorológicas automáticas disponibilizados na base de dados climáticos da Embrapa. Por nem sempre serem contínuas, as sequências de dias utilizados nas análises variaram de acordo com a localidade sendo de 438 dias para Teresina e 238 dias para Petrolina, entre os anos de 2004 e 2005, de 921 dias para Campinas entre os anos de 2003 e 2005 e de 907 dias para Jales entre 2003 e 2006.

A comparação entre dados estimados e medidos se deu através do coeficiente de determinação (R^2) e pelo coeficiente de confiança (c), sendo o desempenho classificado como ótimo para valores de “ c ” maiores que 0.85, como muito bom para valores entre 0.76 e 0.85, como bom para valores 0.66 e 0.75, regular para valores entre 0.51 e 0.65, como ruim para valores entre 0.41 e 0.50 e como péssimo para valores inferiores a 0.40. A conclusão obtida pelos autores foi que o modelo de Bristow e Campbell apresentou valores médios de R^2 e “ c ” de 0.70 e 0.75 respectivamente, o que indicou valores superiores aos do modelo de Hargreaves com valores médios de 0.61 para R^2 e de 0.64 para o coeficiente “ c ”. Com isso, o desempenho do modelo de Bristow e Campbell foi classificado como “bom” para Campinas, Petrolina e Teresina e “muito bom” para Jales, enquanto que o desempenho do modelo de Hargreaves foi “regular” para Campinas e Petrolina, e “bom” para Jales e Teresina.

Macêdo et al (2016) avaliaram modelos de estimativa de RG, utilizando dados de temperatura máxima e mínima para as cidades de Barbalha, Campos Sales, Crateús, Iguatu, Jaguaribe e Quixeramobim, pertencentes ao estado do Ceará. Foram usados dados de radiação solar observada e temperatura máxima e mínima da Estação Meteorológica Automática, pertencente ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET).

Os autores obtiveram como resultados menores erros na estimativa de RG, com valores variando de 1.55 a 2.16 MJ.m⁻².dia⁻¹ utilizando os modelos de Hargreaves e Samani modificado por Richardson (1985) e Ball et al (2004). Para o modelo de Chen et al (2004) o erro na estimativa de RG variou de 1.57 a 2.17 MJ.m⁻².dia⁻¹, valores de 1.60 a 2.38 MJ.m⁻².dia⁻¹ para o modelo de Bristow e Campbell (1984).

A conclusão obtida pelos autores foi que os piores valores de erros encontrados na estimativa de RG, no entanto, ocorreu através dos modelos de Donatelli e Campbell (1998) e Hargreaves e Samani (1982) com valores variando entre 4.38 e 5.67 MJ.m⁻².dia⁻¹ e 2.63 e 4.62 MJ.m⁻².dia⁻¹ respectivamente, sendo recomendados para a estimativa de RG para as cidades avaliadas os modelos de Hargreaves e Samani modificado por Richardson (1985) e Ball et al. (2004).

Borges et al. (2010), avaliaram o desempenho de três modelos de estimativa da RG no período de 2004 a 2006, através da comparação com dados medidos por uma estação meteorológica automática pertencente ao INMET (Instituto Nacional de Meteorologia), instalada em Cruz das Almas, Bahia. Os modelos avaliados foram: Hargreaves e Samani (1982), Thornton-Running (1999) (equação 43) e Weiss (2001) (equação 44), e os indicadores de desempenho

de cada modelo foram: coeficiente de determinação (R^2), razão média (RM), erro absoluto médio (EAM), raiz quadrada do quadrado médio do erro (RQME) e índice de concordância de Willmott (d).

$$R_s = R_{so}[1 - 0,9\exp(-B(T_x - T_n)^{1,5})] \quad (43)$$

em que B é um coeficiente empírico determinado com base nas normais climatológicas do local, R_{so} é a radiação solar em dia claro ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) determinado de acordo com a equação 45.

$$R_{so} = (K_B + K_D)R_a \quad (45)$$

em que K_D coeficiente de transmissividade atmosférica para radiação difusa e K_B coeficiente de transmissividade atmosférica para radiação direta, determinado como se segue na equação 46.

$$K_B = 0,98\exp\left[\frac{-0,00146P}{K_{tb}\text{sen}\beta} - 0,075\left(\frac{W}{\text{sen}\beta}\right)^{0,4}\right] \quad (46)$$

em que P a pressão atmosférica estimada na altitude local (kPa), K_{tb} é o coeficiente de turbidez atmosférica (igual a 1,0 para o local em estudo), β é o ângulo do Sol acima do horizonte (radianos) e W é a água precipitável na atmosfera (mm). O valor de K_D é dependente de K_B através da equação 47.

$$K_D = 0,35 - 0,36K_B \quad (47)$$

$$R_s = 0,75\left[1 - \exp\left(-0,226\frac{(\Delta T)^2}{R_a}\right)\right]R_a \quad (44)$$

em que ΔT nesse caso é definido através da equação 48.

$$\Delta T = T_{xi} - \left(\frac{T_{n(i)} + T_{n(i+1)}}{2}\right) \quad (48)$$

em que i é um subscrito indicando o dia atual.

Os autores concluíram que o modelo H é melhor recomendado para regiões costeiras por apresentar o valor de RM mais próximo de 1 (1.01), menor EAM ($2.54 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$), menor RQME ($3.13 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) e o maior d (0.90).

Massignam (2007), comparou o desempenho de três diferentes modelos: Richardson (1985), Hargreaves e Samani (1982) e Bristow e Campbell (1984), para estimar RG em função da amplitude térmica para quatorze locais do Estado de Santa Catarina. Os dados meteorológicos utilizados foram obtidos das estações meteorológicas automáticas da Epagri (Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina S.A.), e a performance dos modelos avaliada pelo teste F, coeficiente de determinação (R^2), inclinação da reta da equação de regressão entre os valores medidos e estimados, índice d e o índice de confiança.

O autor encontrou para os coeficientes R^2 , d e c para os modelos de Richardson (1985) valores médios de 0.64, 0.76 e 0.62, para o modelo de Hargreaves e Samani (1982) 0.62, 0.77 e 0.61 e para o modelo de Bristow e Campbell

(1984) os valores médios encontrados foram 0.63, 0.81 e 0.68, concluindo que os três modelos são ferramentas adequadas para a estimativa de RG em função da amplitude térmica.

Medeiros; Pinto; Marin (2012), compararam dados de radiação solar estimados pelo modelo NASA/POWER, gerados pelo Departamento da NASA de Previsão e Recursos Energéticos Mundiais, com dados observados, gerados e disponíveis através do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) para 18 estações localizadas no Brasil.

Os dados diários de radiação solar estimados foram obtidos através do site da NASA, gerados para o Brasil a partir de atenuação atmosférica de radiação extraterrestre, enquanto os dados diários de radiação solar observados pelo INPE, num período médio considerado de oito anos. A comparação entre valores estimados e observados de radiação solar se deu através das relações: coeficiente de determinação (R^2) e índice de concordância de Willmott (d), usado na avaliação da eficiência da comparação entre dados observados e estimados, mostrando que os dados de radiação solar estimados foram superiores aos dados observados, com exceção de cinco localidades, porém com diferença inferior à $1.5 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$. O índice d resultou em valores superiores a 0.65 em cerca de 75% das localidades estudadas, enfatizando a confiabilidade dos dados estimados pelo modelo NASA/POWER, e constatando sua eficiência na estima diárias dos dados de radiação.

Pereira et al. (2006) publicaram o Atlas Solarimétrico do Brasil, que faz uso de dados estimados de RG a partir do modelo físico BRASIL-SR, inicialmente desenvolvido na Alemanha, e posteriormente adaptado e aperfeiçoado no Brasil por meio do convênio estabelecido entre LABSOLAR/UFSC e o INPE, combinando a utilização da aproximação de “Dois-Fluxos” na solução da equação de transferência radiativa com o uso de informações climatológicas e parâmetros determinados a partir de imagens de satélite. Para tanto, essa obtenção se dá em três etapas: 1) tratamento dos dados climatológicos e das imagens de satélite; 2) solução da equação de transferência radiativa utilizando a aproximação de “Dois-Fluxos”; 3) cálculo de cada uma das componentes do fluxo de radiação solar (global, direta e difusa). A etapa 1 tem como finalidade preparar os dados de entrada necessários ao modelo. Essa base de dados é constituída de 6 variáveis: temperatura do ar, albedo de superfície, umidade relativa, visibilidade atmosférica, cobertura efetiva de nuvens e elevação da superfície. Nas etapas 2 e 3 o modelo assume três hipóteses: ele utiliza valores climatológicos das variáveis atmosféricas para estimar as demais propriedades óticas da atmosfera, para isso, tem-se a cobertura de nuvens como principal fator de modulação da transmitância atmosférica; duas condições atmosféricas extremas: céu claro e completamente encoberto ditam a distribuição linear do fluxo da radiação solar no topo da atmosfera; o modelo assume a existência de uma relação linear entre o fluxo de RG na superfície e o fluxo de radiação refletida no topo da atmosfera. Assim, o modelo descreve o fluxo de RG incidente na superfície (Φ_g) de acordo com a equação 49.

$$\Phi_g = \Phi_0 \{ (\tau_{clear} - \tau_{cloud}) (1 - C_{eff}) + \tau_{cloud} \} \quad (49)$$

em que Φ_0 é a radiação extraterrestre, τ_{clear} e τ_{cloud} são as transmitâncias atmosféricas em condições de céu claro e céu completamente nublado respectivamente e C_{eff} é a cobertura efetiva de nuvens dada pelas imagens de satélite, determinada através da equação 50.

$$C_{eff} = \frac{L - L_{clear}}{L_{cloud} - L_{clear}} \quad (50)$$

em que L representa a leitura instantânea para um pixel da imagem realizada pelo satélite, sendo os índices “clear” e “cloud” leituras nas condições de céu claro e céu encoberto por nuvens, respectivamente.

A determinação do fluxo de RG incidente na superfície pode ser então estimada, com base em duas componentes independentes: através da condição de céu claro, onde a componente τ_{clear} é função do albedo de superfície, do ângulo zenital e da espessura ótica dos constituintes atmosféricos e através da condição de céu totalmente encoberto, sendo a componente τ_{cloud} função do ângulo zenital, da espessura e propriedades ótica das nuvens.

Os níveis de confiabilidade do modelo BRASIL-SR foram analisados através dos desvios apresentados pelos valores estimados para o fluxo de radiação solar em relação aos valores medidos na superfície, apresentando um desempenho similar em todas as regiões geográficas do país (Tabela 2).

Tabela 2. Desvios observados para as estimativas fornecidas pelo modelo BRASIL-SR.

Região Brasileira	Desvio Médio em Wh/m² (MBE)	Desvio-padrão do MBE em Wh/m²	Desvio Médio relativo (rMBE)	Desvio Quadrático Médio Relativo (rRMSE)	Fator de Correlação
Norte	353.48	640.29	0.07	0.15	0.85
Nordeste	306.75	631.10	0.06	0.13	0.97
Centro-Oeste	272.11	669.80	0.05	0.13	0.89
Sudeste	249.10	662.74	0.05	0.14	0.93
Sul	259.49	546.71	0.05	0.12	0.97

FONTE: Atlas Brasileiro de Energia Solar

O LABSOL (Laboratório de Energia Solar) da UFRGS (Universidade Federal do Rio Grande do Sul) implementou um software que gera dados de radiação solar em sequências horárias para superfícies horizontais e inclinadas chamado RADIASOL2 (Krenzinger e Bugs, 2010). Esse software faz parte de um pacote de programas chamado SOLOCARD que visa a oferecer subsidio a projetos de sistemas de geração de energia elétrica a partir de energia solar. O RADIASOL2 tem como finalidade processar dados meteorológicos inseridos, assim, com a inserção de valores de inclinação, temperatura e umidade, podem ser obtidos dados de radiação global horizontal, inclinada, difusa e direta, no período desejado e ângulo de inclinação para a região escolhida (Freire, 2013). O software utiliza como um dos principais métodos para estimar sequências de radiação solar diária o método das Matrizes de Transição de Markov (MTM), que possibilita a sintetização de sequências de radiação solar diária tendo como único dado de entrada a série de 12 valores médios mensais de radiação (Krenzinger e Bugs, 2010).

4. MATERIAL E MÉTODOS

Utilizou-se para a realização deste trabalho, dados observados de RG gerados e disponíveis pelo INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) para 32 localidades distribuídas em diferentes regiões do Brasil, em um período variável para cada localidade que compreende os anos de 1999 a 2016. Para a cidade de Piracicaba foram utilizados dados diários de RG e de temperaturas máximas e mínimas do posto meteorológico da ESALQ (Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz) da Universidade de São Paulo. Para tanto, os dados observados de RG foram comparados com valores estimados pelos modelos H e BC, que utilizaram dados de T_{max} e $T_{mín}$ provenientes do Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP) do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET).

Optou-se na utilização de dados de $T_{máx}$ e $T_{mín}$ provenientes do INMET devido à confiabilidade e regularidade dos dados, perante aos dados gerados pelo INPE. Os dados diários de RG foram obtidos a partir do banco de dados históricos do INPE através do site: <http://sinda.crn2.inpe.br/PCD/SITE/novo/site/index.php>. Após uma análise de consistência da série de dados, selecionou-se as estações que contavam com ao menos dois anos de dados observados disponíveis.

Para estimativa de valores de RG pelos modelos H e BC, foram selecionadas 290 localidades do BDMEP com a finalidade de se obter valores diários de temperatura mínima e máxima, variáveis de entrada requeridas pelos modelos, através do site: <http://www.inmet.gov.br/projetos/rede/pesquisa/inicio.php>.

Através do software ArcMap, fez-se um cruzamento de informações, baseado nas latitudes e longitudes das 250 estações do INPE com as 290 localidades do BDMEP, resultando em 31 localidades com valores de $T_{máx}$ e $T_{mín}$ espalhadas por todo território nacional, próximos, em um raio de 10 km à uma estação meteorológica com dados observados de RG (Figura 3). A Tabela 3 apresenta os locais considerados neste estudo, o período de dados utilizados para avaliações e suas respectivas coordenadas geográficas e altitude e o fluxograma da Figura 4 ilustra as etapas deste trabalho.

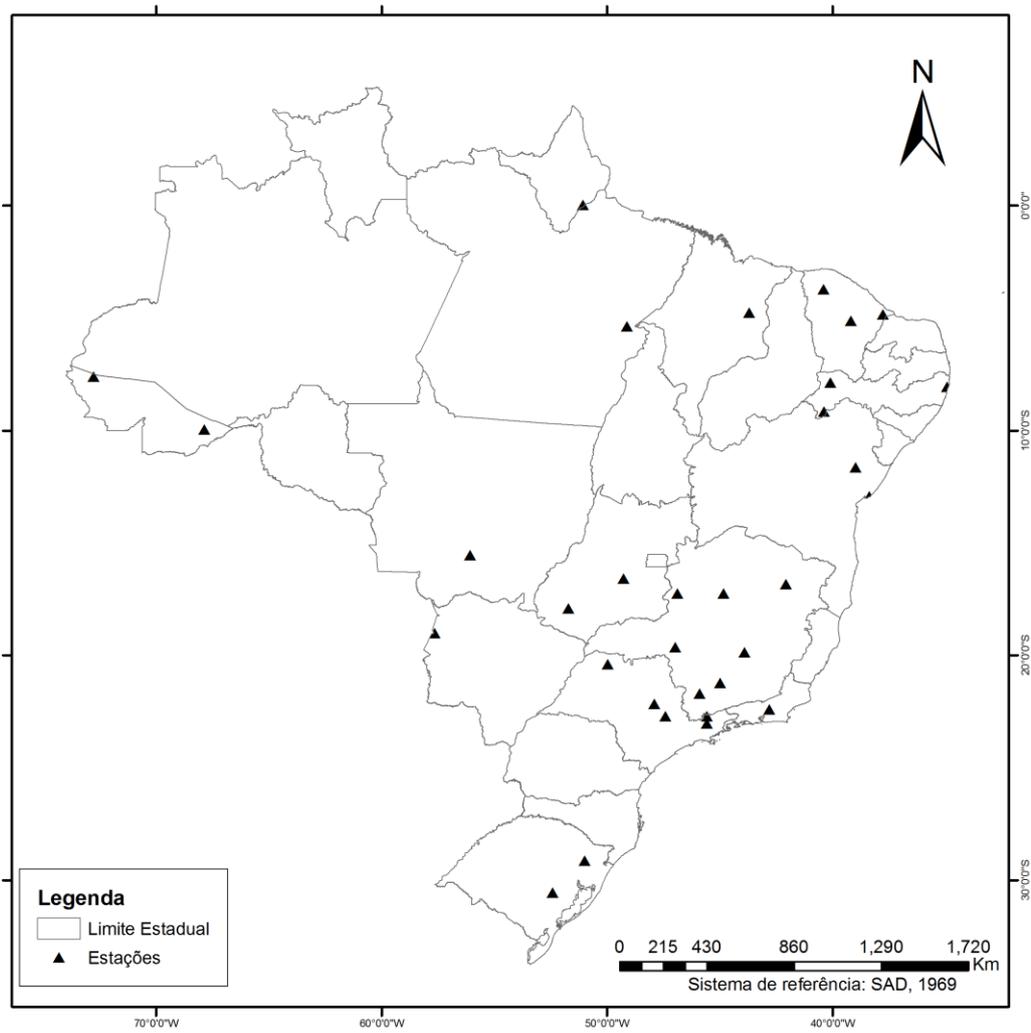


Figura 3: Distribuição espacial das localidades estudadas. FONTE: ArcMap 10.0.

Tabela 3: Período, coordenadas geográficas e altitude para as 32 localidades estudadas.

Locais	Período (anos)	Latitude	Longitude	Altitude (m)
Araçuaí	8	-16.840	-42.069	318
Araxá	7	-19.639	-46.967	1004
Belo Horizonte	7	-19.877	-43.909	884
Campos do Jordão	4	-22.718	-45.568	1590
Caxias do Sul	6	-29.139	-50.985	760
Caxias	10	-4.767	-43.683	96
Corumbá	4	-19.022	-57.652	118
Cruzeiro do Sul	7	-7.600	-72.767	183
Cuiabá	5	-15.553	-56.069	176
Encruzilhada do Sul	7	-30.552	-52.404	420
Goiânia	6	-16.592	-49.273	759
Jaguaruana	8	-4.840	-37.754	14
Jataí	9	-17.921	-51.717	675
Lavras	16	-21.224	-44.972	924
Macapá	7	0.037	-51.060	17
Machado	13	-21.700	-45.888	919
Marabá	3	-5.360	-49.122	91
Ouricuri	11	-7.874	-40.088	453
Paracatu	5	-17.251	-46.885	694
Petrolina	11	-9.150	-40.367	366
Piracicaba	19	-22.708	-47.410	580
Pirapora	12	-17.254	-44.836	519
Quixeramobim	6	-5.121	-39.176	192
Recife	7	-8.059	-34.922	10
Rio Branco	9	-9.952	-67.857	185
Salvador	2	-12.926	-38.357	23
São Carlos	8	-22.169	-47.893	863
Serrinha	4	-11.642	-38.976	379
Sobral	2	-3.724	-40.386	69
Taubaté	6	-23.033	-45.567	597
Teresópolis	7	-22.407	-42.793	871
Votuporanga	4	-20.405	-49.967	510

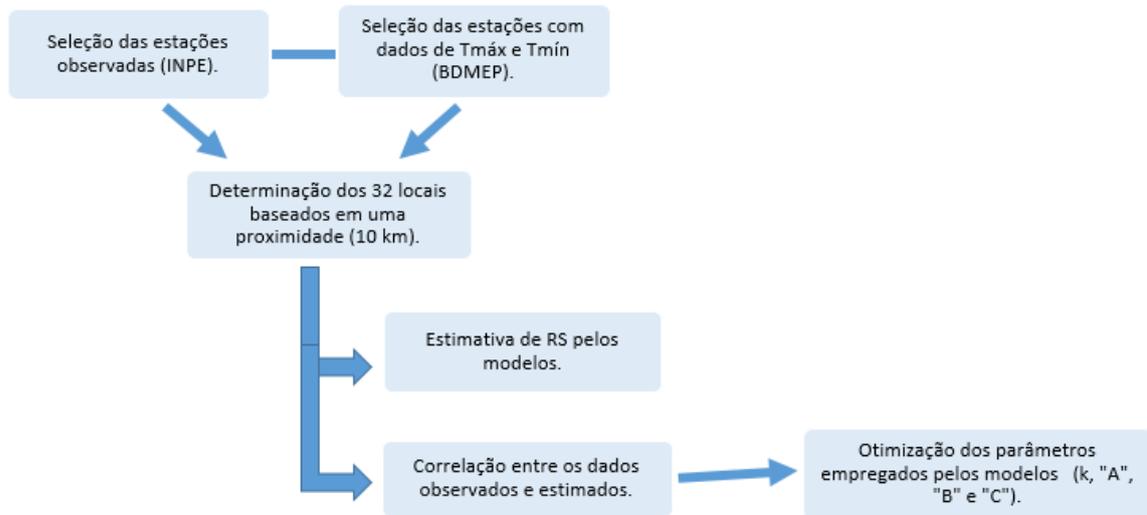


Figura 4: Fluxograma mostrando as etapas realizadas.

Com as localidades definidas, estimou-se o valor de RG diário através dos modelos H (1982) e BC (1984), para tanto, estimou-se a radiação extraterrestre (Q_0) diária para cada localidade (equação 28).

Com os valores estimados e observados de RG, foi realizada uma análise exploratória dos dados baseada em cálculos e interpretação estatística. A avaliação do desempenho dos modelos se deu através dos indicadores: erro médio (EM), erro médio absoluto (EAM), coeficiente de determinação (R^2), coeficiente de correlação (r), índice de concordância de Willmott (d) e raiz do erro médio quadrático (RMSE).

O processo de otimização dos parâmetros dos modelos H e BC foram feitos com o módulo solver do software Microsoft Excel™, pelo método GRG (Gradação Reduzida Generalizada) não linear dos parâmetros convergindo para o menor valor de RMSE. Com os valores dos parâmetros otimizados para as 32 localidades estudadas.

Para confecção dos mapas apresentados, utilizou-se o processo de krigagem, seguindo as recomendações de Soares (2015), onde através do aplicativo ArcMap foi possível ter acesso a todas funcionalidades das ferramentas de geoprocessamento oferecidas pelo ArcGis.

4.1. Descrição dos modelos

4.1.1. Hargreaves e Samani

O modelo de Hargreaves e Samani (1982) está apresentada na equação 1. De acordo com os autores, o valor de KT varia com a umidade relativa do ar (RH), sendo que para 18 locais nos Estados Unidos ele pôde ser descrito de acordo com a equação 51.

$$KT = 0.035 \times (100 - RH)^{\frac{1}{3}} \quad (51)$$

em que KT é o coeficiente de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e RH é a umidade relativa média mensal em porcentagem para valores de RH iguais ou maiores que 54%. Para valores menores que 54% não há variações significativas de KT .

Na falta de dados de umidade relativa, como foi o caso deste estudo, sugere-se assumir que coeficiente de temperatura (KT) varie de acordo com a localização geográfica, adotando valores fixos de $0.16 \text{ }^{\circ}\text{C}^{-0.5}$ para localidades

situadas no interior, distantes do oceano, e de $0.19 \text{ }^\circ\text{C}^{-0.5}$ para regiões litorâneas ou próximas a grandes corpos de água (Hargreaves e Samani, 1982). A nebulosidade é um fator determinante para a radiação solar que atinge a superfície terrestre, assim, segundo o modelo proposto, a amplitude térmica de um local é um fator que promove um indicativo de nebulosidade, pois dias com céu nublado tendem a apresentar decréscimo na temperatura máxima do ar (Tanaka, 2013).

4.1.2. Bristow e Campbell

O modelo elaborado por Bristow e Campbell (1984) é uma relação empírica que se utiliza de elementos meteorológicos facilmente disponíveis como a temperatura do ar, como mostra a equação 2. Os parâmetros empíricos podem ser determinados de acordo com a localização, diversos pesquisadores modificaram e avaliaram este modelo em outros trabalhos (Goodin et al., 1999; Weiss et al., 2001), na tentativa de minimizar a necessidade da calibração local.

4.2. Calibração de parâmetros e avaliação de desempenho

Para a avaliação das estimativas empregou-se os seguintes indicadores: (a) erro médio (EM) (equação 52); (b) erro médio absoluto (EAM) (equação 53); (c) coeficiente de determinação (R^2) (equação 54); (d) coeficiente de correlação (r) (equação 55); (e) índice de concordância de Willmott (d) (equação 56) e (f) raiz do erro médio quadrático (RMSE) (equação 57).

$$EM = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N Y_i - \hat{Y}_i \quad (52)$$

em que Y_i e \hat{Y}_i são valores observados e estimados respectivamente ($\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{dia}^{-1}$) e N é o número de observações.

$$EAM = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |Y_i - \hat{Y}_i| \quad (53)$$

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Y_i - \hat{Y}_i)^2}{\sum_{i=1}^N (Y_i - \bar{Y})^2} \quad (54)$$

em que \bar{Y} é a média da radiação observada ($\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{dia}^{-1}$).

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N [(Y_i - \bar{Y})(\hat{Y}_i - \bar{\hat{Y}})]}{\sqrt{\sum_{i=1}^N [(Y_i - \bar{Y})^2] \sum_{i=1}^N [(\hat{Y}_i - \bar{\hat{Y}})^2]}} \quad (55)$$

em que $\bar{\hat{Y}}$ é a média da radiação estimada ($\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{dia}^{-1}$).

$$d_W = 1 - \frac{\sum (Y_i - \hat{Y}_i)^2}{\sum (|\hat{Y}_i - \bar{\hat{Y}}| + |Y_i - \bar{Y}|)^2} \quad (56)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Y_i - \hat{Y}_i)^2} \quad (57)$$

O erro médio (EM) é a média de todos os erros de previsão relacionados aos dados observados, identificando se as estimativas realizadas pelos modelos tendem a superestimar ou subestimar valores observados, indicando assim, superestimativas quando se obtêm valores de EM positivos, e subestimativas para valores de EM negativos (Mendonça, 1999). Valores de EM próximos de zero podem ser consequência de erros do modelo muito pequenas em todas as situações, ou, de grandes erros que acabam por anular mutuamente valores superestimados ou subestimados, não sendo suficiente analisar este indicador de maneira isolada (Wallach et al, 2006).

O indicador erro médio absoluto (EAM) mede o afastamento médio dos valores estimados em relação aos valores observados, constituindo assim, a média dos erros das estimativas de RG pelos modelos. Seu valor ideal seria zero, e à medida que os erros negativos e positivos são compensados, o erro médio tende a ser pequeno (Mentzer e Bienstock, 1998).

O coeficiente de determinação (R^2) é uma medida de ajustamento de um modelo estatístico em relação aos valores observados, indicando o quanto o modelo consegue explicar os valores observados. Varia entre 0 e 1, sendo que quanto maior o seu valor, mais explicativo é o modelo, se ajustando assim, melhor à sua amostra. Contudo, torna-se necessário a utilização de outros critérios para a avaliação da qualidade dos modelos, uma vez que esse método não estabelece o tipo e a magnitude das diferenças entre um valor padrão e um valor previsto por modelos de estimativa.

Outro indicador de análise da relação existente entre dados estimados e observados é o coeficiente de correlação de Person (r), que se mostra confiável quando se faz uso junto a outros indicadores. Trata-se de uma medida do grau de relação linear existente entre duas variáveis quantitativas, variando entre -1 e 1. Quando igual a zero, indica que não há qualquer relação linear entre as variáveis, e quando próxima das extremidades indica uma ótima relação entre o modelo com os dados medidos (Wallach et al, 2006).

O índice de concordância de Willmott (d) condensa todas as diferenças entre as estimativas do modelo e as observações em uma estatística quantitativa, analisando o quão bem o modelo estima o afastamento dos dados da média observada. Tem intervalo variando entre 0 e 1, sendo que valores próximos a 1 mostram uma ótima concordância (Alencar et al, 2011). Este índice representa a proximidade entre o valor estimado e o observado (Vianna, 2014).

O RMSE é uma medida de precisão, pois como eleva ao quadrado a diferença entre os valores previstos e observados, é mais sensível a erros. Também, será sempre um valor positivo. O valor zero indica uma previsão perfeita e este valor aumenta conforme aumenta a diferença entre valores de previsão e observação (Meira, 2010).

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1. Caracterizando a Radiação Solar Global no Brasil

Segundo o Atlas Brasileiro de Energia Solar (Pereira, 2006) o Brasil possui grande potencial para aproveitamento de energia solar durante todo ano, por estar localizado em sua maior parte na região intertropical, com médias anuais de irradiação relativamente altas em todo país. De acordo com o referido Atlas, o valor máximo ocorre no norte do Estado da Bahia, com $23.4 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$, por se tratar de um clima semiárido com baixa precipitação anual. A menor irradiação solar global, de $16.2 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ ocorre no litoral norte de Santa Catarina, por apresentar precipitação bem distribuída ao longo do ano. O Brasil possui uma irradiação solar anual em superfícies horizontais de cerca de 5400 a 8640 $\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$, o que corresponde a um valor superior à países europeus como Alemanha que possui cerca de 3240 a 4320 $\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ e Espanha com cerca de 4320 a 6660 $\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$.

A distribuição das médias de RG por região, ainda segundo o Atlas (2006), para um potencial anual médio de energia solar em um período de 10 anos, apresentou maior disponibilidade energética para a região Nordeste com $21.24 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$, seguido pelas regiões Centro Oeste e Sudeste com 20.52 e 20.16 $\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ respectivamente. As regiões Norte e Sul tiveram potencial energético próximos com valores de 19.8 e 18.72 $\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ (Figura 5).

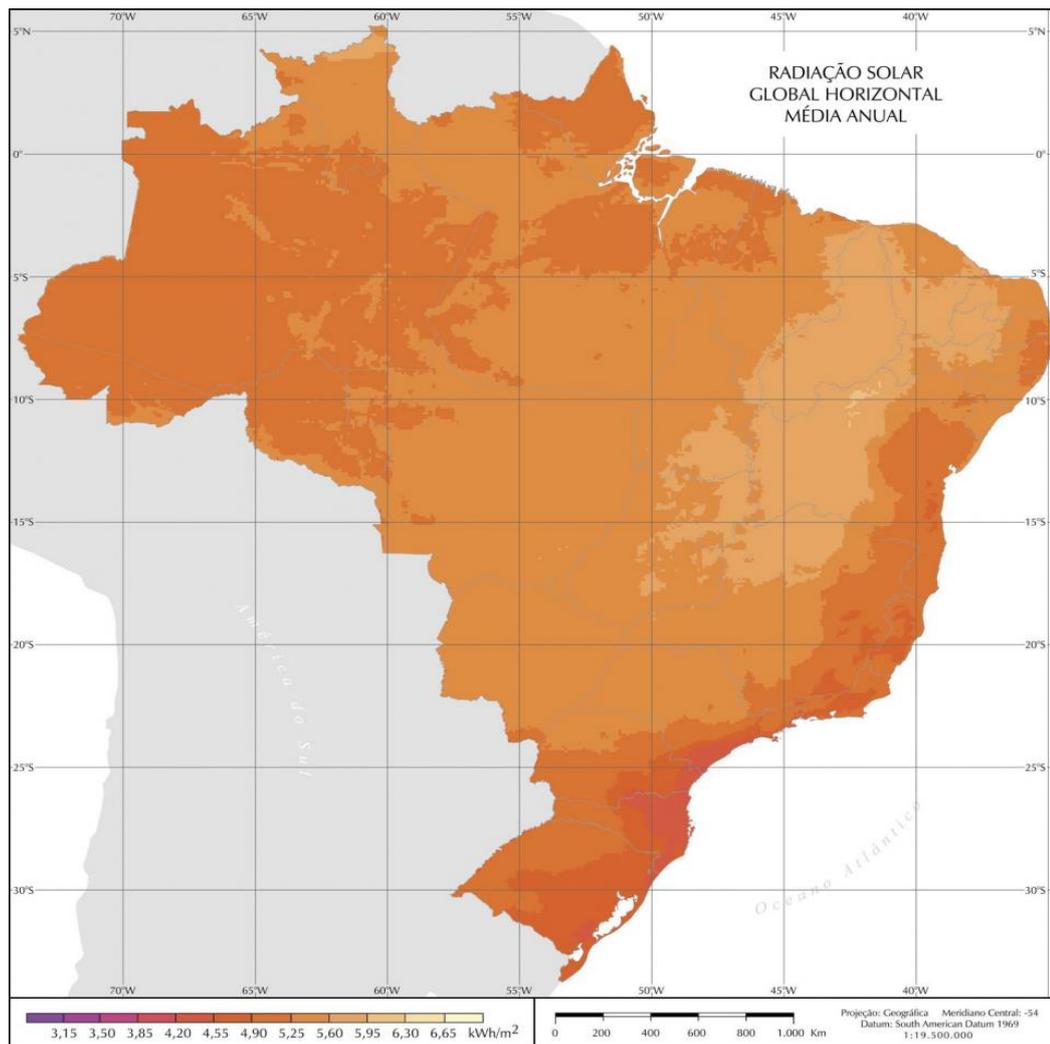


Figura 5: Distribuição espacial da média anual da radiação solar no Brasil (FONTE: Atlas Brasileiro de Energia Solar)

Considerando os dados observados nas 32 localidades consideradas neste estudo, obteve-se média anual da RG observada para a região Nordeste $19 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{dia}^{-1}$, para as regiões Centro Oeste e Sudeste 17.42 e $17.53 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{dia}^{-1}$ respectivamente, e para as regiões Norte e Sul 16.59 e $17.21 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{dia}^{-1}$ (Figura 6).

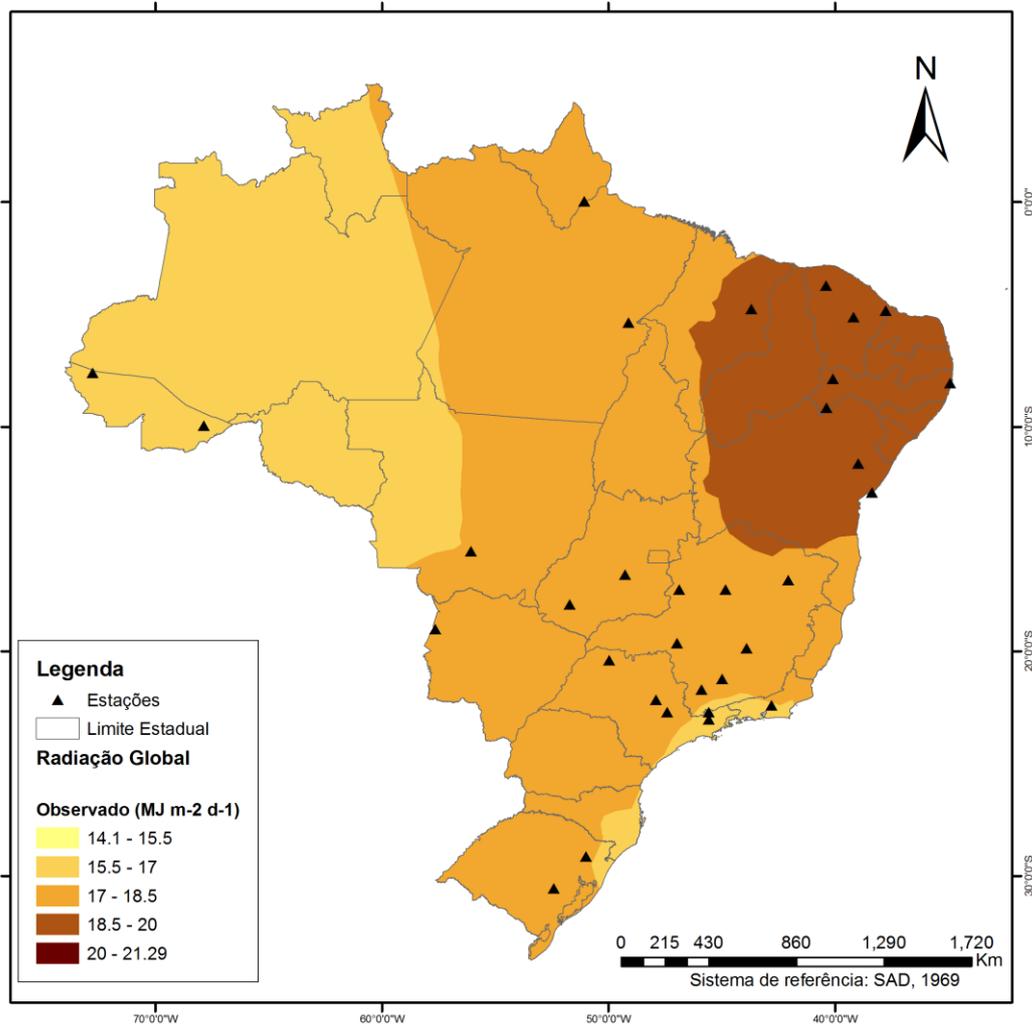


Figura 6: Distribuição espacial da média anual da radiação solar no Brasil para as 32 estações estudadas.

5.2. Desempenho dos modelos considerando a média global dos dados

Antes da otimização dos parâmetros, a comparação entre as médias das radiações observadas (RGO) e estimadas pelos modelos de Hargreaves e Samani (1982) (RGH) e Bristow e Campbell (1984) (RGBC), para as 32 estações estudadas, mostrou-se sofrível para ambos os modelos, com alguma vantagem para o modelo H, com superestimativa média de $0.34 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{dia}^{-1}$ em relação a RGO. O modelo BC, de modo geral, mostrou tendência de subestimativa de $1.6 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{dia}^{-1}$, com 10 estações apresentando valores estimados superiores aos observados com média de $1.54 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{dia}^{-1}$, enquanto que 22 estações apresentaram valores inferiores com média de $3.06 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{dia}^{-1}$. Para o modelo H, 17 estações apresentaram valores médios de RGH superiores à RGO em $1.76 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{dia}^{-1}$ enquanto que 15 estações apresentaram valores médios inferiores em $1.26 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{dia}^{-1}$. As Figuras 7 e 8 ilustram a comparação entre as médias das radiações observadas e estimadas pelos dois modelos nas 32 estações estudadas antes da otimização dos parâmetros.

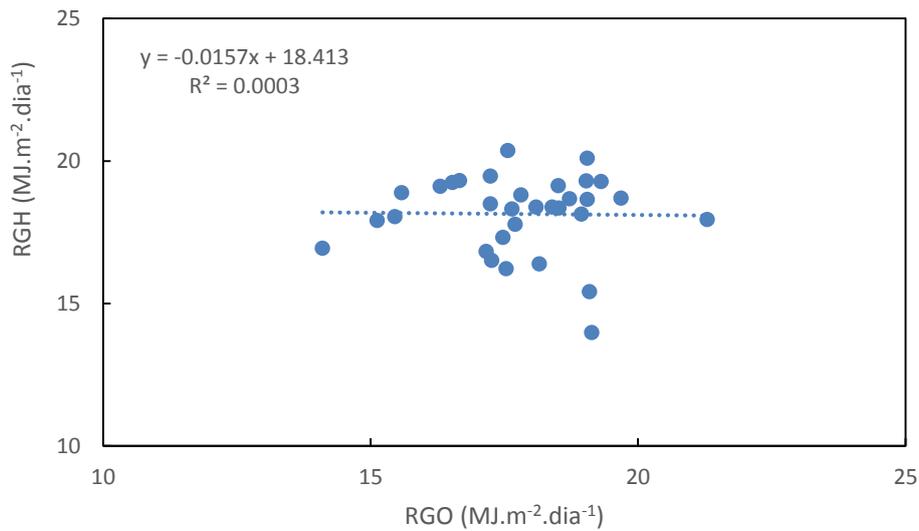


Figura 7: Correlação entre as médias das radiações solar global observada pelo INPE (RGO) e estimada pelo modelo de Hargreaves e Samani (RGH).

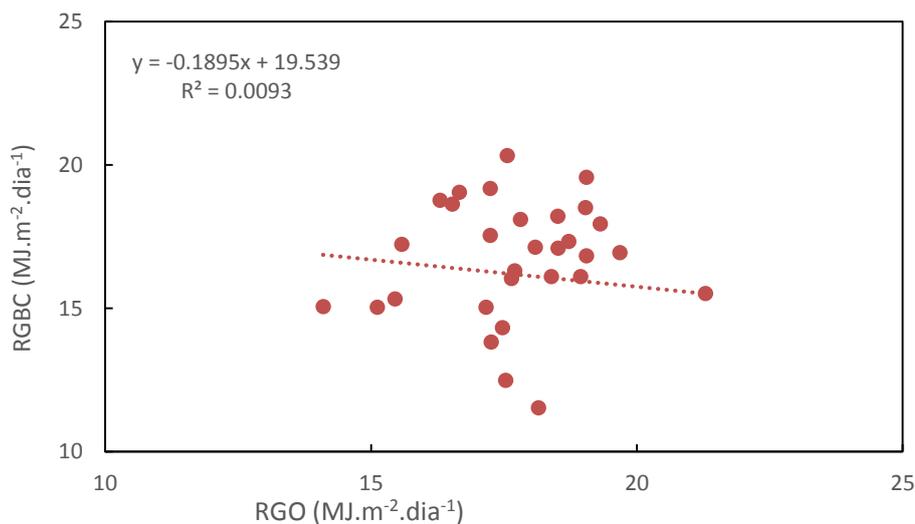


Figura 8: Correlação entre as médias das radiações solar global observada pelo INPE (RGO) e estimada pelo modelo Bristow Campbell (RGBC).

Medeiros; Pinto; Marin (2012), em uma comparação com dados RGO, gerados e disponíveis através do INPE, para 18 estações localizadas no Brasil e dados de radiação solar estimados pelo modelo NASA/POWER, gerados pelo Departamento da NASA de Previsão e Recursos Energéticos Mundiais, mostraram que os dados de radiação solar estimados foram superiores aos dados observados, com exceção de cinco localidades, porém com diferença inferior à 1.5 MJ.m⁻².dia⁻¹, indicando que os valores de erro médio absoluto encontrados neste trabalho são próximas apesar de tratarem de uma fonte de estimativa de dados.

Macêdo et al (2016) através da análise de modelos de estimativa de RG baseados em amplitude térmica para seis cidades do estado do Ceará, obtiveram como resultados menores erros na estimativa de RG variando de 1.55 a 2.16 MJ.m⁻².dia⁻¹ utilizando os modelos de H modificado por Richardson (1985) e Ball et al (2004). Para o modelo de Chen et al (2004) o erro na estimativa de RG variou de 1.57 a 2.17 MJ.m⁻².dia⁻¹, valores de 1.60 a 2.38 MJ.m⁻².dia⁻¹ para

o modelo de Bristow e Campbell (1984), concordando com os resultados encontrados nesta dissertação e possivelmente representando uma tendência universal de superestimativa de RG por parte de H e subestimativa por parte de BC. Os maiores erros encontrados na estimativa de RG, no entanto, ocorreram através dos modelos de Donatelli e Campbell (1998) e Hargreaves e Samani (1982) com valores variando entre 4.38 e 5.67 MJ.m⁻².dia⁻¹ e 2.63 e 4.62 MJ.m⁻².dia⁻¹, respectivamente. Após a otimização dos parâmetros, o desempenho de ambos os modelos melhorou expressivamente, reduzindo a diferença entre as médias a valores na faixa de 0.01 MJ.m⁻².dia⁻¹ entre RGH e RGO, e valores superiores a 0.14 MJ.m⁻².dia⁻¹ entre RGBC e RGO (Figura 9 e 10).

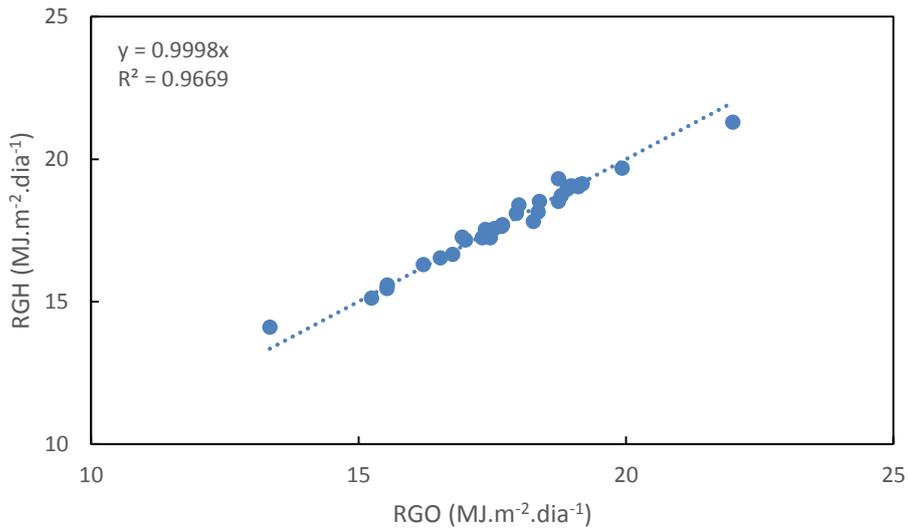


Figura 9. Correlação entre as médias das radiações solar global observada (RGO) e estimada pelo modelo de Hargreaves e Samani (RGH), após otimização.

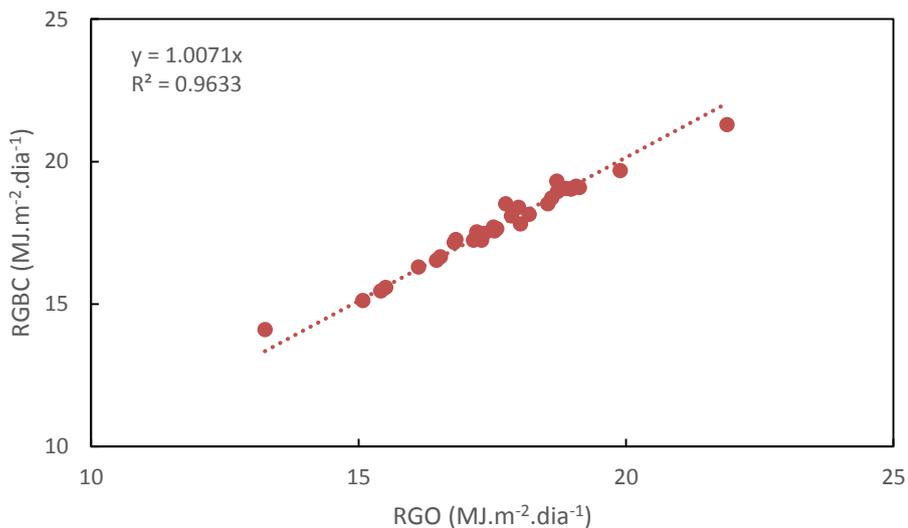


Figura 10: Correlação entre as médias das radiações solar global observada pelo INPE (RGO) e estimada pelo modelo de Bristow e Campbell (RGBC), após otimização.

5.3. Desempenho dos modelos considerando os dados na escala diária

Os indicadores estatísticos coeficiente de determinação (R^2), raiz do erro médio quadrático (RMSE) e índice de concordância de Willmott (d), antes e após otimização dos parâmetros, para as 32 localidades estudadas estão presentes nas Tabelas 4 e 5.

Tabela 4: Comparação entre as médias das radiações estimadas pelos modelos de Hargreaves e Samani (RGH) e Bristow e Campbell (RGBC), e média da radiação observada (RGO), e valores estatísticos antes da otimização.

Estações	Período (Anos)	RGH	RGBC	RGO	Hargreaves e Samani			Bristow e Campbell		
					R^2	RMSE	D	R^2	RMSE	d
Araçuaí	8	19.13	18.21	18.51	0.69	3.57	0.86	0.70	3.41	0.91
Araxá	7	18.13	16.10	18.94	0.41	4.36	0.74	0.57	4.75	0.81
Belo Horizonte	7	16.22	12.49	17.53	0.38	4.34	0.73	0.52	6.31	0.70
Campos do Jordão	4	16.94	15.06	14.10	0.39	5.48	0.70	0.46	5.24	0.79
Caxias do Sul	6	16.51	13.82	17.26	0.47	5.11	0.81	0.50	6.34	0.80
Caxias	10	19.28	17.94	19.31	0.27	3.64	0.68	0.34	4.33	0.75
Corumbá	4	18.35	17.09	18.52	0.41	4.12	0.78	0.46	4.70	0.81
Cruzeiro do Sul	7	17.91	15.04	15.12	0.41	4.63	0.67	0.45	4.07	0.82
Cuiabá	5	18.89	17.23	15.58	0.25	5.24	0.61	0.22	5.46	0.67
Encruzilhada do Sul	7	16.82	15.04	17.16	0.66	4.12	0.89	0.72	4.66	0.90
Goiânia	6	19.24	18.63	16.53	0.36	4.24	0.68	0.44	4.08	0.77
Jaguaruana	8	18.38	16.10	18.39	0.23	3.80	0.65	0.25	4.99	0.69
Jataí	9	20.10	19.57	19.05	0.45	3.98	0.77	0.50	4.02	0.84
Lavras	16	18.49	17.54	17.24	0.58	3.78	0.84	0.70	3.28	0.91
Macapá	7	16.38	11.53	18.15	0.47	4.35	0.63	0.46	7.65	0.60
Machado	13	19.47	19.18	17.24	0.54	4.47	0.80	0.64	4.11	0.87
Marabá	3	18.31	16.04	17.64	0.32	3.25	0.65	0.43	3.71	0.78
Ouricuri	11	18.69	16.94	19.68	0.55	3.70	0.77	0.57	4.66	0.79
Paracatu	5	18.67	17.33	18.72	0.51	3.56	0.79	0.72	3.09	0.90
Petrolina	11	17.94	15.52	21.29	0.41	6.13	0.63	0.45	7.87	0.63
Piracicaba	19	18.81	18.10	17.81	0.67	3.59	0.87	0.72	3.33	0.92
Pirapora	12	19.30	18.51	19.03	0.56	3.77	0.79	0.53	3.97	0.85
Quixeramobim	6	18.65	16.83	19.05	0.29	3.64	0.69	0.31	4.95	0.70
Recife	7	15.41	9.51	19.09	0.40	5.42	0.62	0.29	10.52	0.48
Rio Branco	9	18.04	15.33	15.45	0.37	4.73	0.66	0.37	4.70	0.78
Salvador	2	13.98	6.82	19.13	0.48	6.78	0.62	0.43	13.11	0.46
São Carlos	8	17.78	16.31	17.70	0.55	3.78	0.84	0.62	4.06	0.87
Serrinha	4	17.32	14.32	17.47	0.55	3.27	0.84	0.60	4.94	0.80
Sobral	2	20.36	20.32	17.56	0.30	4.53	0.63	0.29	5.39	0.68
Taubaté	6	19.31	19.04	16.66	0.60	4.74	0.82	0.68	4.54	0.88
Teresópolis	7	19.11	18.76	16.30	0.48	5.03	0.78	0.51	5.51	0.80
Votuporanga	4	18.38	17.13	18.09	0.37	4.23	0.76	0.45	4.46	0.81

Tabela 5: Comparação entre as médias das radiações estimadas pelos modelos de Hargreaves e Samani (RGH) e Bristow e Campbell (RGBC) e média da radiação observada (RGO), e valores estatísticos após otimização.

Estações	Período (Anos)	RGH	RGBC	RGO	Hargreaves e Samani			Bristow e Campbell		
					R ²	RMSE	D	R ²	RMSE	d
Araçuaí	8	18.74	18.54	18.51	0.69	3.55	0.86	0.73	3.08	0.92
Araxá	7	18.90	18.72	18.94	0.41	4.28	0.76	0.55	3.80	0.86
Belo Horizonte	7	17.37	17.21	17.53	0.38	4.16	0.76	0.51	3.82	0.84
Campos do Jordão	4	13.34	13.25	14.10	0.39	4.02	0.76	0.43	3.92	0.80
Caxias do Sul	6	16.94	16.82	17.26	0.47	5.08	0.82	0.50	4.99	0.84
Caxias	10	18.74	18.71	19.31	0.27	3.60	0.68	0.29	3.57	0.71
Corumbá	4	18.38	17.75	18.52	0.41	4.12	0.78	0.45	4.06	0.80
Cruzeiro do Sul	7	15.24	15.08	15.12	0.41	3.76	0.69	0.46	3.54	0.79
Cuiabá	5	15.54	15.51	15.58	0.25	4.00	0.64	0.30	3.87	0.70
Encruzilhada do Sul	7	17.00	16.79	17.16	0.66	4.11	0.89	0.71	3.87	0.92
Goiânia	6	16.53	16.46	16.53	0.36	3.22	0.72	0.47	2.96	0.81
Jaguaruana	8	18.00	17.99	18.39	0.23	3.78	0.65	0.23	3.77	0.65
Jataí	9	18.96	18.88	19.05	0.45	3.82	0.77	0.51	3.61	0.83
Lavras	16	17.31	17.15	17.24	0.58	3.59	0.84	0.70	3.05	0.91
Macapá	7	18.36	18.19	18.15	0.47	3.87	0.67	0.51	3.47	0.82
Machado	13	17.46	17.30	17.24	0.54	3.98	0.81	0.64	3.49	0.89
Marabá	3	17.68	17.58	17.64	0.32	3.19	0.64	0.42	2.95	0.78
Ouricuri	11	19.93	19.89	19.68	0.55	3.49	0.80	0.58	3.29	0.86
Paracatu	5	18.79	18.61	18.72	0.51	3.56	0.79	0.73	2.67	0.92
Petrolina	11	22.00	21.89	21.29	0.41	4.55	0.74	0.45	4.41	0.80
Piracicaba	19	18.27	18.03	17.81	0.67	3.36	0.87	0.72	3.18	0.92
Pirapora	12	19.11	18.97	19.03	0.56	3.77	0.79	0.62	3.37	0.87
Quixeramobim	6	18.99	18.99	19.05	0.29	3.63	0.70	0.29	3.63	0.70
Recife	7	19.13	19.13	19.09	0.40	3.90	0.73	0.43	3.80	0.76
Rio Branco	9	15.53	15.42	15.45	0.37	3.99	0.68	0.42	3.80	0.76
Salvador	2	19.18	19.07	19.13	0.48	4.23	0.79	0.52	4.06	0.84
São Carlos	8	17.69	17.52	17.70	0.55	3.78	0.84	0.63	3.46	0.89
Serrinha	4	17.44	17.35	17.47	0.55	3.27	0.84	0.57	3.23	0.86
Sobral	2	17.54	17.54	17.56	0.30	3.51	0.69	0.30	3.50	0.68
Taubaté	6	16.76	16.53	16.66	0.60	3.96	0.84	0.68	3.50	0.90
Teresópolis	7	16.21	16.12	16.30	0.48	4.06	0.81	0.50	4.00	0.83
Votuporanga	4	17.95	17.86	18.09	0.37	4.21	0.75	0.46	3.97	0.81

O índice de concordância de Willmott (d), após a otimização dos parâmetros, apresentou melhora em praticamente todas as regiões, para os dois modelos analisados, com valores médios superiores utilizando o modelo BC. Os valores médios encontrados foram, antes e após a otimização, respectivamente de 0.65 e 0.67 para a região Norte, 0.68 e 0.74 para a região Nordeste, 0.71 e 0.73 para a região Centro Oeste, 0.85 e 0.85 para a região Sul e 0.79 e 0.81 para a região Sudeste, utilizando o modelo H. Para o modelo BC os valores médios encontrados por região,

antes e após a otimização, foram respectivamente de 0.74 e 0.79 para a região Norte, 0.66 e 0.76 para a região Nordeste, 0.77 e 0.78 para a região Centro Oeste, 0.85 e 0.88 para a região Sul e 0.85 e 0.87 para a região Sudeste.

Borges et al. (2010), através da utilização dos modelos de Hargreaves e Samani (1982) (H), Thornton-Running (1999) (TR) e Weiss (2001) (WS) para o recôncavo Sul da Bahia, encontraram para o coeficiente de Willmott (d) valores iguais 0.83 para o modelo H, 0.88 para o modelo TR e 0.55 para o modelo WS.

Fietz; Fisch (2009), avaliaram modelos de estimativa do saldo de radiação e o modelo de Priestley-Taylor como função da RG para a estimativa da evapotranspiração para a região de Dourados-MS. Foram utilizados quatro modelos de estimativa baseados em temperaturas máxima e mínima, radiação extraterrestre, RG e parâmetros das equações. Os autores para o índice de concordância de Willmott (d) valores iguais a 0.63 para o modelo que se utiliza de temperatura máxima e mínima como variáveis de entrada, 0.83 para o modelo que faz uso da amplitude térmica e da radiação extraterrestre, 0.98 para o modelo que utiliza apenas a RG como variável e 0.98 para o que faz uso das radiações extraterrestre e global como variáveis de entrada.

O coeficiente de determinação R^2 mostrou-se variável entre as regiões brasileiras, com valores médios antes da otimização de 0.39 para a região Norte e Nordeste, 0.37 para a região Centro Oeste, 0.56 para a região Sul e 0.52 para a região Sudeste, através do modelo H. Para o modelo BC os valores médios obtidos foram de 0.43 para a região Norte, 0.39 para a região Nordeste, 0.40 para a região Centro Oeste, 0.61 para a região Sul e 0.60 para a região Sudeste. Após a otimização obteve-se para esse coeficiente valores médios de 0.39 para as regiões Norte e Nordeste, 0.37 para a região Centro Oeste, 0.56 para a região Sul e 0.52 para a região Sudeste, através do modelo H. Pelo modelo BC, os valores médios encontrados foram de 0.45 para a região Norte, 0.41 para a região Nordeste, 0.43 para a região Centro Oeste e 0.61 para a região Sul e Sudeste. Embora a otimização dos parâmetros pouco influenciou nos valores de R^2 , o modelo BC se mostrou mais favorável em todas as regiões analisadas.

Avaliando o desempenho do modelo H para estimativa de RG na cidade de Jaguaruana, estado do Ceará, Nogueira et al. (2012) encontraram também um valor pouco representativo de R^2 , 0.34, mostrando que para o local estudado o método não é uma boa alternativa para a estimativa de RG. De modo contrário e similar ao observado nesta dissertação, Conceição; Marin (2007) através da análise dos modelos H (apresentado por Allen et al. (1999)) e BC para quatro localidades brasileiras, Campinas (SP), Jales (SP), Petrolina (PE) e Teresina (PI), concluíram também que o modelo BC por apresentar valor médio de R^2 igual a 0.70, teve um desempenho melhor se comparado ao modelo H, com valor médio de R^2 igual a 0.61.

Os valores de RMSE apresentaram uma sensível melhora em todas as regiões, para os dois modelos estudados após a otimização dos parâmetros, sendo mais expressiva para o modelo BC. Para o modelo H os valores médios de RMSE antes e após a otimização foram respectivamente 4.24 e 3.70 MJ.m⁻².dia⁻¹ para a região norte, 4.55 e 3.77 MJ.m⁻².dia⁻¹ para a região Nordeste, 4.39 e 3.79 MJ.m⁻².dia⁻¹ para a região Centro Oeste, 4.61 e 4.59 MJ.m⁻².dia⁻¹ para a região Sul e 4.21 e 3.89 MJ.m⁻².dia⁻¹ para a região Sudeste. O modelo BC apresentou valores médios de RMSE antes e após a otimização respectivamente 5.03 e 3.44 MJ.m⁻².dia⁻¹ para a região Norte, 6.75 e 3.70 MJ.m⁻².dia⁻¹ para a região Nordeste, 4.56 e 3.62 MJ.m⁻².dia⁻¹ para a região Centro Oeste, 5.50 e 4.43 MJ.m⁻².dia⁻¹ para a região Sul e 4.31 e 3.50 MJ.m⁻².dia⁻¹ para a região Sudeste. As figuras 11 e 12 mostram a comparação entre valores médios por região, antes e depois da otimização para os modelos H e BC respectivamente.

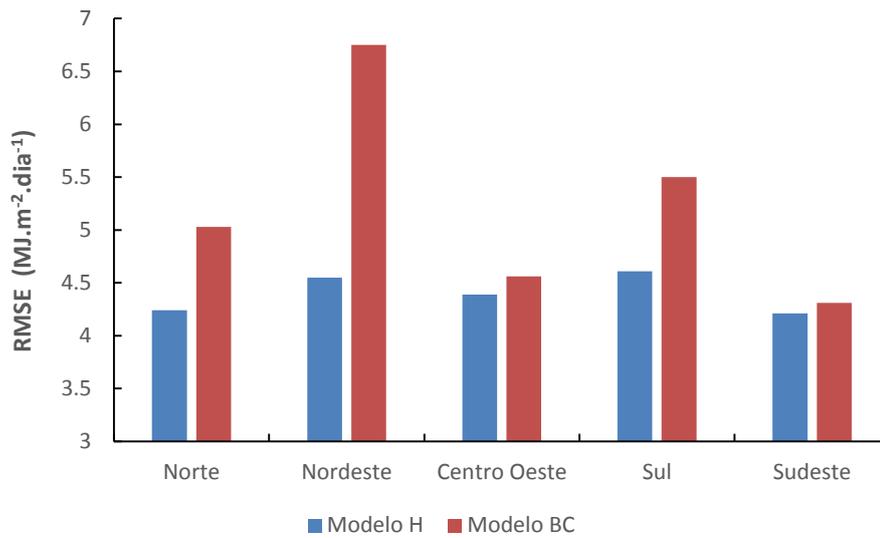


Figura 11: Valores médios de raiz do erro médio quadrático (RMSE – MJ.m⁻².dia⁻¹) para o modelos de Hargreaves e Samani e Bristow e Campbell antes da otimização.

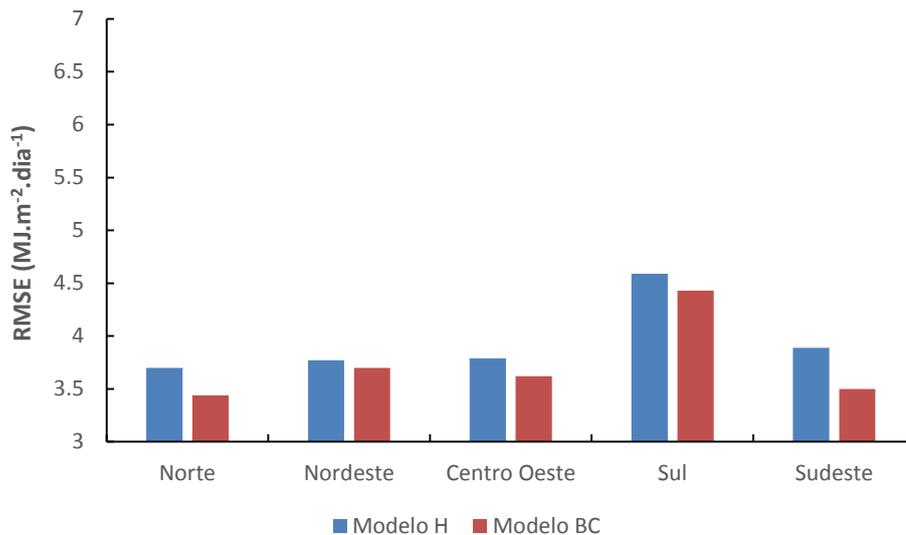


Figura 12: Valores médios de raiz do erro médio quadrático (RMSE – MJ.m⁻².dia⁻¹) para os modelos de Hargreaves e Samani e Bristow e Campbell após otimização.

Silva et al. (2012) analisaram nove modelos de estimativa de RG, entre eles H e BC, para onze cidades localizadas em três regiões de do estado de Minas Gerais. Os autores também encontraram valores de RMSE mais significativos para o modelo BC, com média entre 3.0 e 3.5 MJ.m⁻².dia⁻¹, enquanto que para o modelo H a média encontrada esteve entre 3.5 e 4.0 MJ.m⁻².dia⁻¹. Nesta dissertação, a título de comparação, o indicador estatístico erro médio (EAM) apresentou significativa melhora para os dois modelos analisados antes e após otimização, com valores que passaram de 4.13 a 2.65 MJ.m⁻².dia⁻¹ para a região Norte, 5.81 a 2.85 MJ.m⁻².dia⁻¹ para a região Nordeste, de 3.59 a 2.85 MJ.m⁻².dia⁻¹ para a Região Centro Oeste, 4.37 a 3.46 MJ.m⁻².dia⁻¹ para a região Sul e 3.37 a 2.64 MJ.m⁻².dia⁻¹ para a região Sudeste, utilizando o modelo BC. Com o modelo H antes e após a otimização foram respectivamente de 3.47 MJ.m⁻².dia⁻¹ e 2.95 MJ.m⁻².dia⁻¹, a para a região Norte, 3.72 MJ.m⁻².dia⁻¹ e 2.94 MJ.m⁻².dia⁻¹ para a região Nordeste, 3.50

$\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ e $3.01 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ para a região Centro Oeste, $3.70 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ e $3.66 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ para a região Sul e $3.31 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ e $3.05 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$, para a região Sudeste.

Borges et al. (2010) analisando para o Recôncavo Sul da Bahia três modelos, entre eles o modelo H, encontrou para EAM valores parecidos com os otimizados para a região Nordeste, igual a $2.54 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$, concluindo ser este o melhor método dentre os estudados pelos autores. Fernandes et al. (2011) através da calibração validação de cinco modelos de estimativa de RG, entre eles H e BC, para dez cidades do estado de Goiás obtiveram para o EAM valores médios de $2.84 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ para a calibração e $2.96 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ para a validação, utilizando o modelo H, e $2.55 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ para a calibração e $2.67 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ para a validação, utilizando o modelo BC, valores próximos aos da região Centro Oeste, após otimização dos parâmetros.

Os valores médios de erro médio (EM) por região antes da otimização apresentaram superestimativas de RGH em relação à RGO nas regiões Norte, Centro Oeste e Sudeste com valores respectivamente iguais a $1.06 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$, $1.75 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ e $0.93 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$. E apresentaram subestimativas para as regiões Nordeste e Sul com $1.21 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ e $0.56 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$. Após a otimização dos parâmetros, os valores de EM apresentados foram menores, com superestimativas de RGH em relação à RGO de $0.10 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ e $0.06 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ para as regiões Norte e Sudeste, e subestimativas de $0.04 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ e $0.25 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ para as regiões Centro Oeste e Sul. A região Nordeste não apresentou EM para o modelo H, após a otimização dos parâmetros.

Com a utilização do modelo BC, os valores de EM antes da otimização foram superestimados para a região Centro Oeste em $0.72 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ e subestimados para as regiões Norte, Nordeste, Sul e Sudeste em $2.16 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$, $4.09 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$, $2.81 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ e $0.30 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ respectivamente. Após a otimização dos parâmetros ocorreu subestimativas de RGBC em relação à RGO em todas as regiões com valores de $0.04 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ para a região Norte, $0.05 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ para a região Nordeste, $0.25 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ para a região Centro Oeste, $0.43 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ para a região Sul e $0.13 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ para a região Sudeste. As Figuras 13 A e B e 14 A e B ilustram a espacialização do EM para os dois modelos, antes e após otimização.

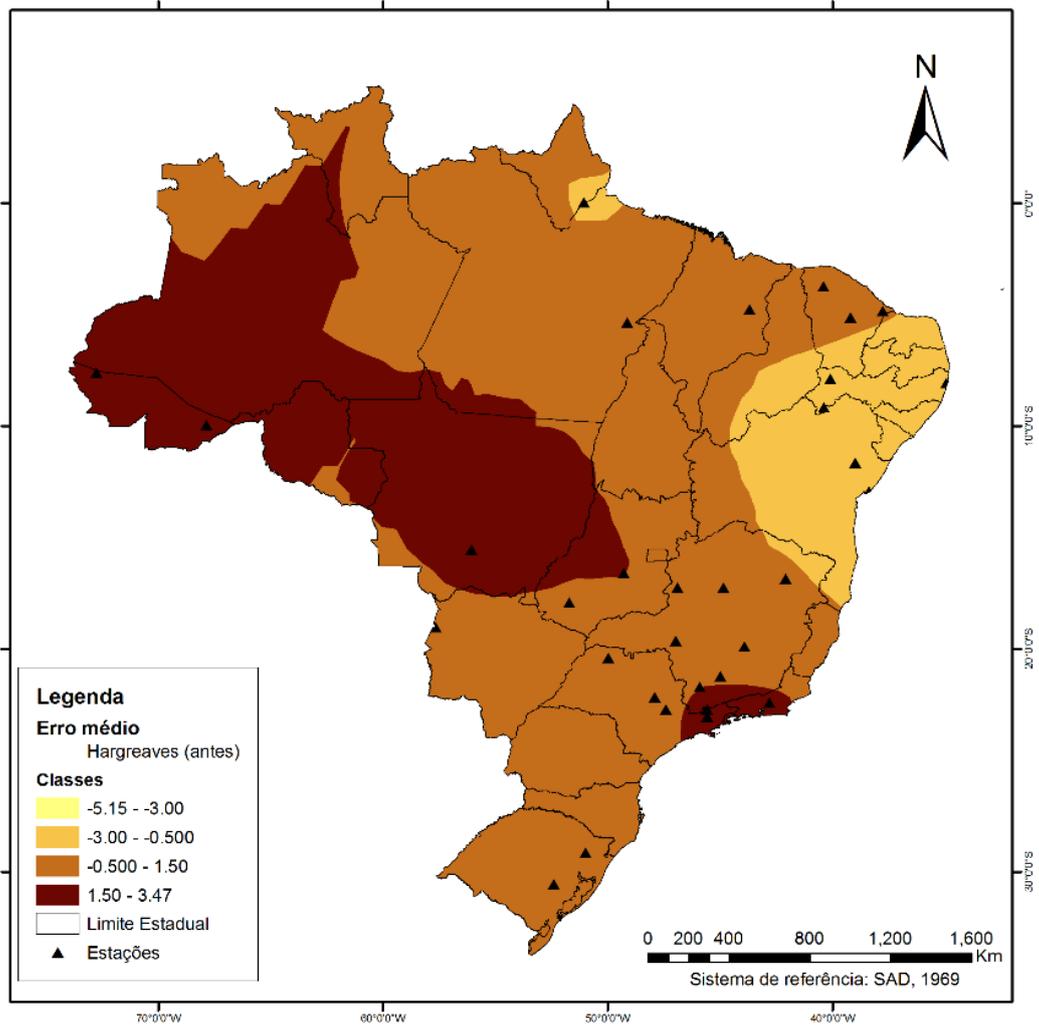


Figura 13 A: Espacialização do erro médio (EM) antes da otimização pelo modelo de Hargreaves e Samani.

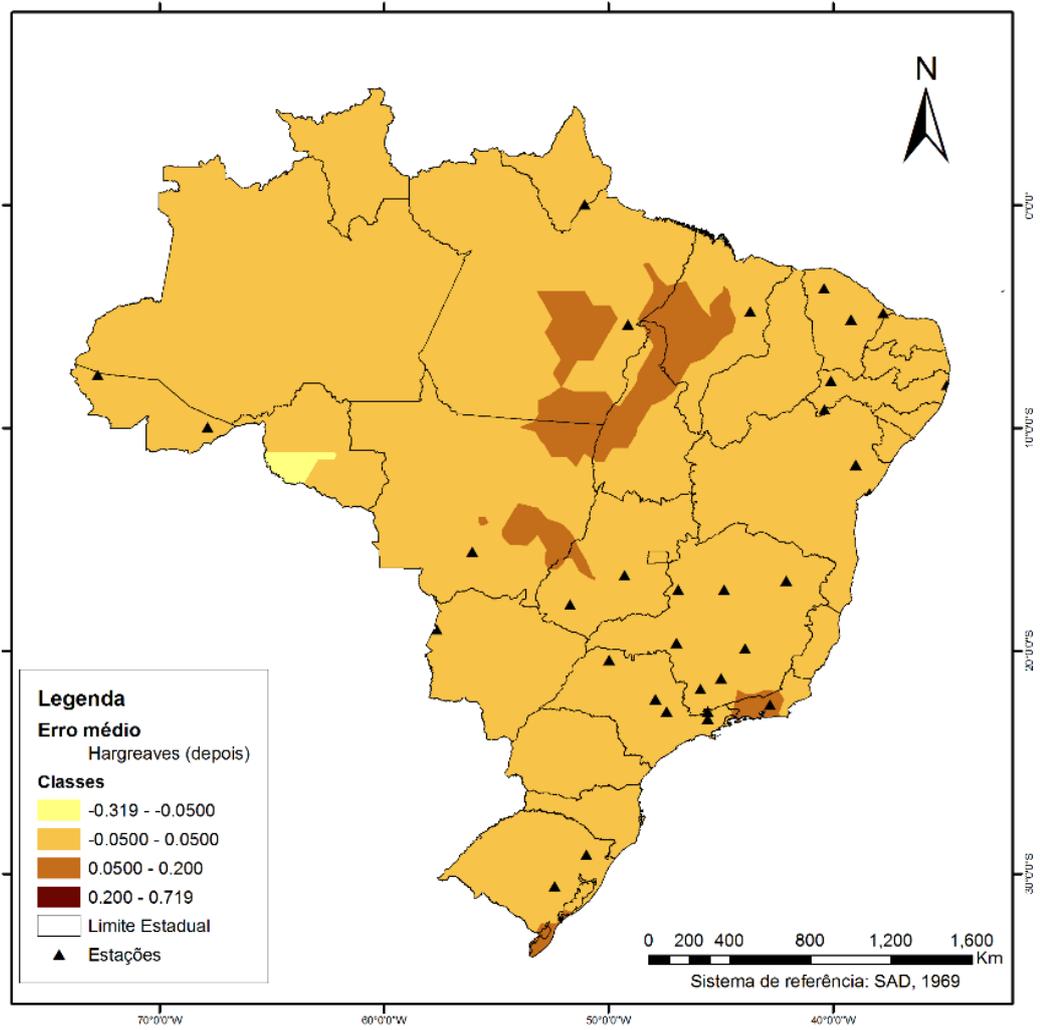


Figura 13 B: Espacialização do erro médio (EM) após otimização pelo modelo de Hargreaves Samani.

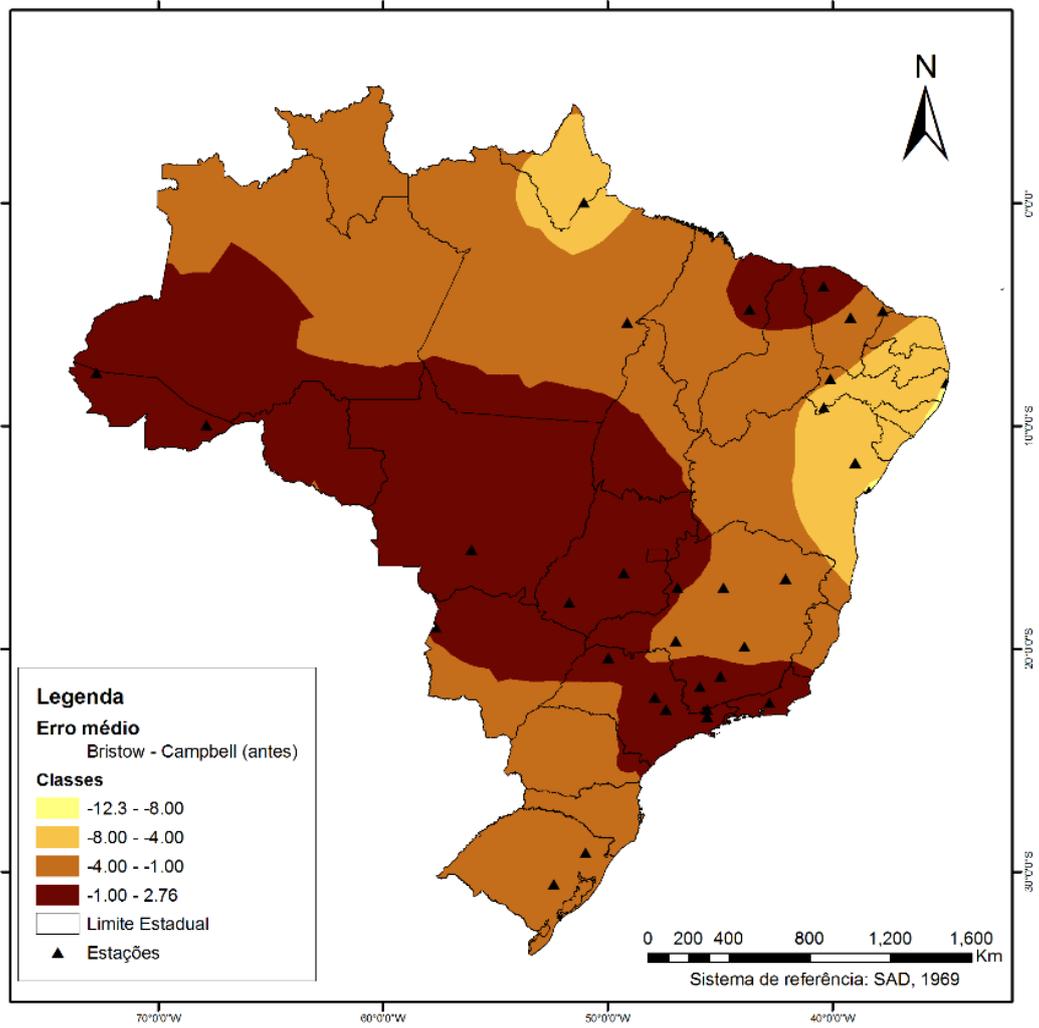


Figura 14 A: Espacialização do erro médio (EM) antes da otimização pelo modelo de Briatow e Campbell.

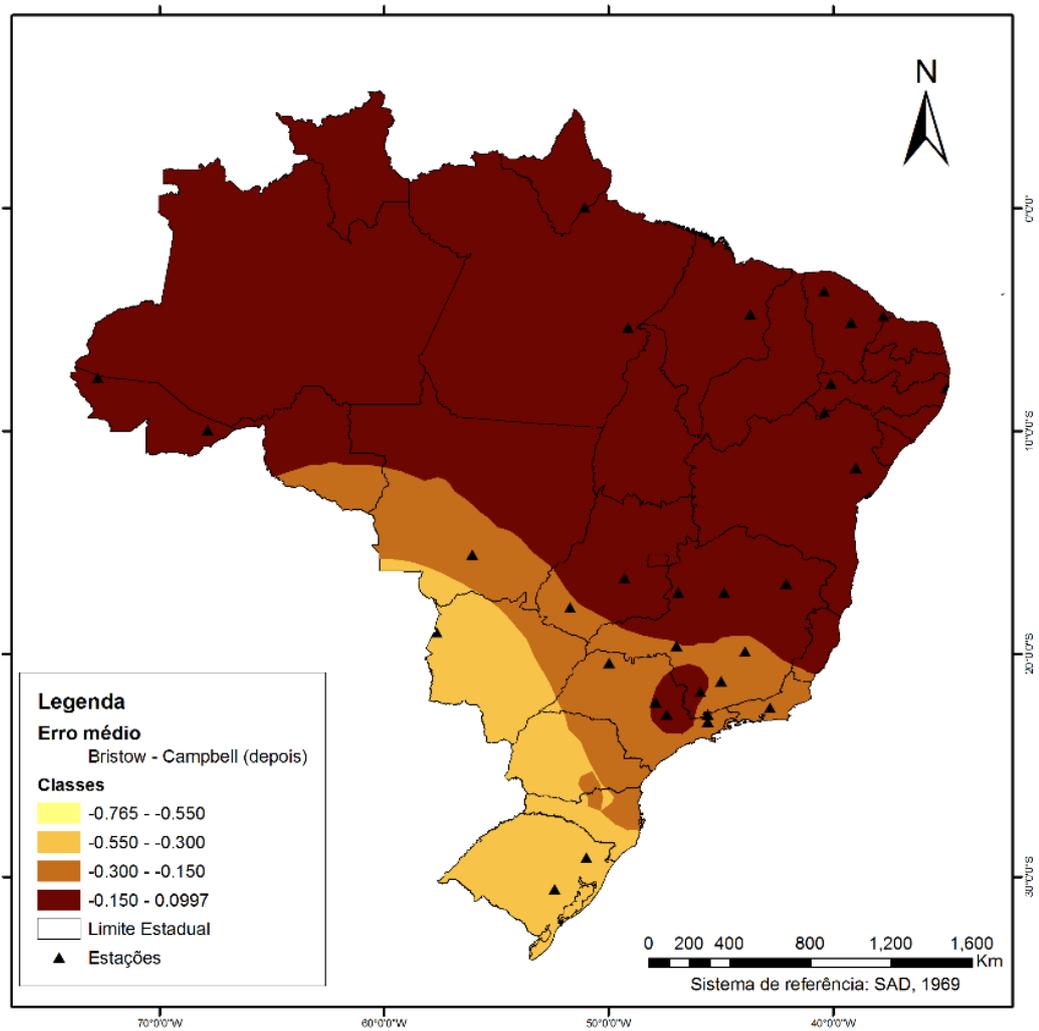


Figura 14 B: Espacialização do erro médio (EM) após otimização pelo modelo de Bristow e Campbell.

A Tabela 6 apresenta os valores do coeficiente de correlação de Person (r), antes e após otimização dos parâmetros, para os dois modelos estudados.

Tabela 6: valores médios do coeficiente do correlação “ r ” para os modelos de Hargreaves e Samani e Bristow e Campbell, para todas as regiões, antes e após otimização dos parâmetros.

Regiões	“ r ” antes		“ r ” depois	
	Modelo H	Modelo BC	Modelo H	Modelo BC
Norte	0.63	0.65	0.63	0.67
Nordeste	0.61	0.62	0.61	0.63
Centro Oeste	0.60	0.63	0.60	0.65
Sul	0.75	0.78	0.75	0.78
Sudeste	0.72	0.77	0.72	0.78

Embora não tenha ocorrido mudanças expressivas dos valores médios do coeficiente “r” após otimização para os dois modelos analisados, são valores considerados com alta precisão, segundo a classificação de Hoppinks (2002) (Tabela 7).

Tabela 7: Critério de interpretação da precisão da estimativa da radiação global (RG) pelo coeficiente de correlação “r”. FONTE: Hoppinks (2002).

“r”	Precisão
0.0 – 0.1	Muito Baixo
0.1 – 0.3	Baixo
0.3 – 0.5	Moderado
0.5 – 0.7	Alto
0.7 – 0.9	Muito Alto
0.9 – 1.0	Quase Perfeito

Nogueira et al. (2012) analisando o desempenho do modelo H na estimativa de RG para Jaguaruana no estado do Ceará encontraram para o coeficiente “r” 0.59, valor muito parecido ao da região Nordeste (tabela 5), com precisão classificada como alta. O índice de confiança “c” mostrou-se variável nas diferentes regiões brasileiras, apresentando pequena melhora após a otimização dos parâmetros (Tabela 8).

Tabela 8: Índice de confiança “c” antes e após otimização dos parâmetros utilizados pelos modelos de Hargreaves e Samani e Bristow e Campbell.

Regiões	Modelo H		Modelo BC	
	Antes da otimização	Após otimização	Antes da otimização	Após otimização
Norte	0,41	0,42	0,48	0,53
Nordeste	0,42	0,46	0,42	0,49
Centro Oeste	0,43	0,44	0,49	0,51
Sul	0,64	0,64	0,66	0,68
Sudeste	0,57	0,58	0,66	0,68

Segundo Camargo e Sentelhas (1997), a classificação do desempenho do modelo se dá através do índice de confiança “c” (Tabela 9). Assim, o modelo H, antes e após a otimização, foi considerado como “Mau” para as regiões Norte, Nordeste e Centro Oeste, como “Sofrível” para a região Sudeste e “Mediano” para a região Sul. O modelo BC foi considerado para as regiões Norte e Centro Oeste “Mau” antes da otimização e “sofrível após a otimização, “Mau” antes e depois da otimização para a região Nordeste e “Bom” para as regiões Sul e Sudeste antes e após a otimização (Figuras 15, 16, 17 e 18).

Tabela 9: Critério de interpretação do desempenho dos modelos de estimativas da radiação global (RG) pelo índice de confiança “c” de Camargo e Sentelhas (1997).

Valor de “c”	Desempenho
>0.85	Ótimo
0.76 a 0.85	Muito Bom
0.66 a 0.75	Bom
0.61 a 0.65	Mediano
0.51 a 0.60	Sofrível
0.41 a 0.50	Mau
≤ 0.40	Péssimo

FONTE: Camargo e Sentelhas (1997).

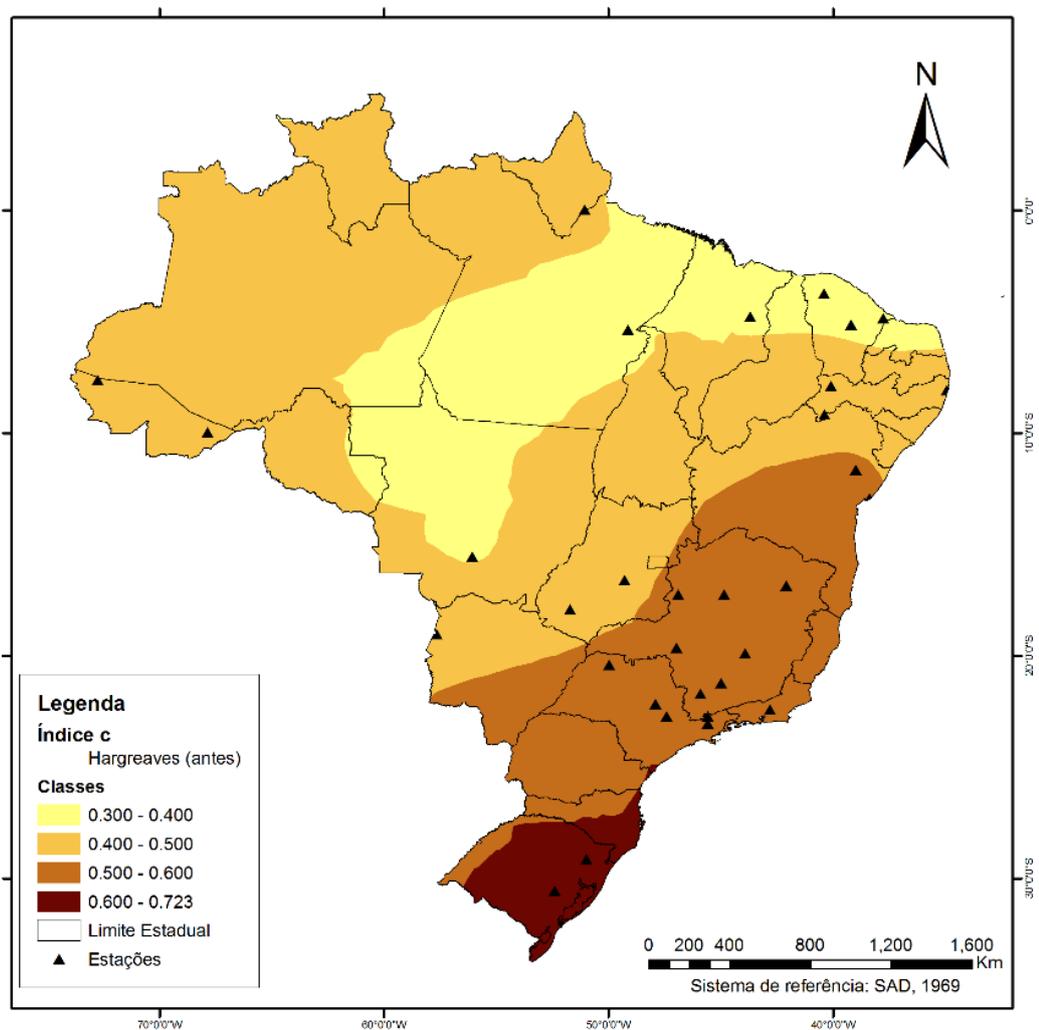


Figura 15: Distribuição espacial do índice de confiança “c” para o modelo de Hargreaves e Samani antes da otimização.

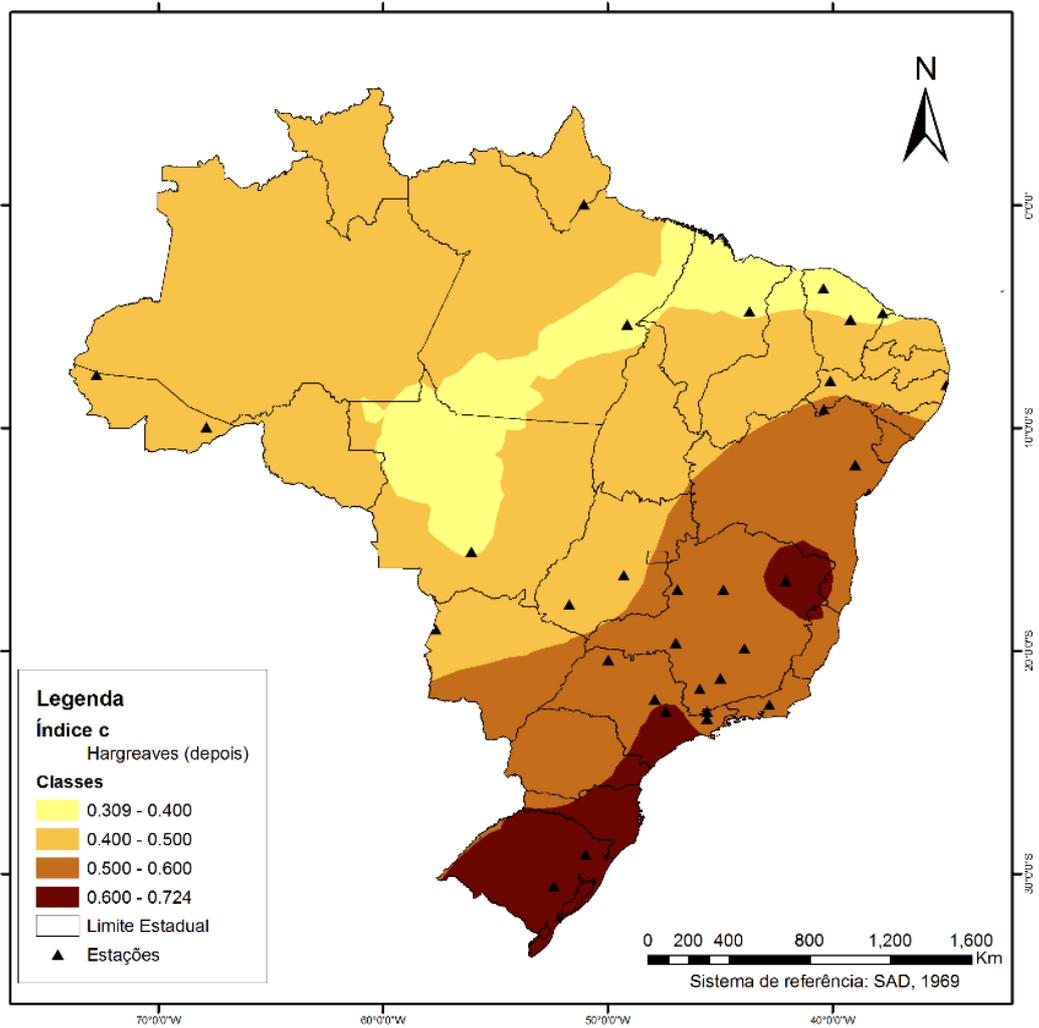


Figura 16: Distribuição espacial do índice de confiança “c” para o modelo de Hargreaves e Samani após otimização.

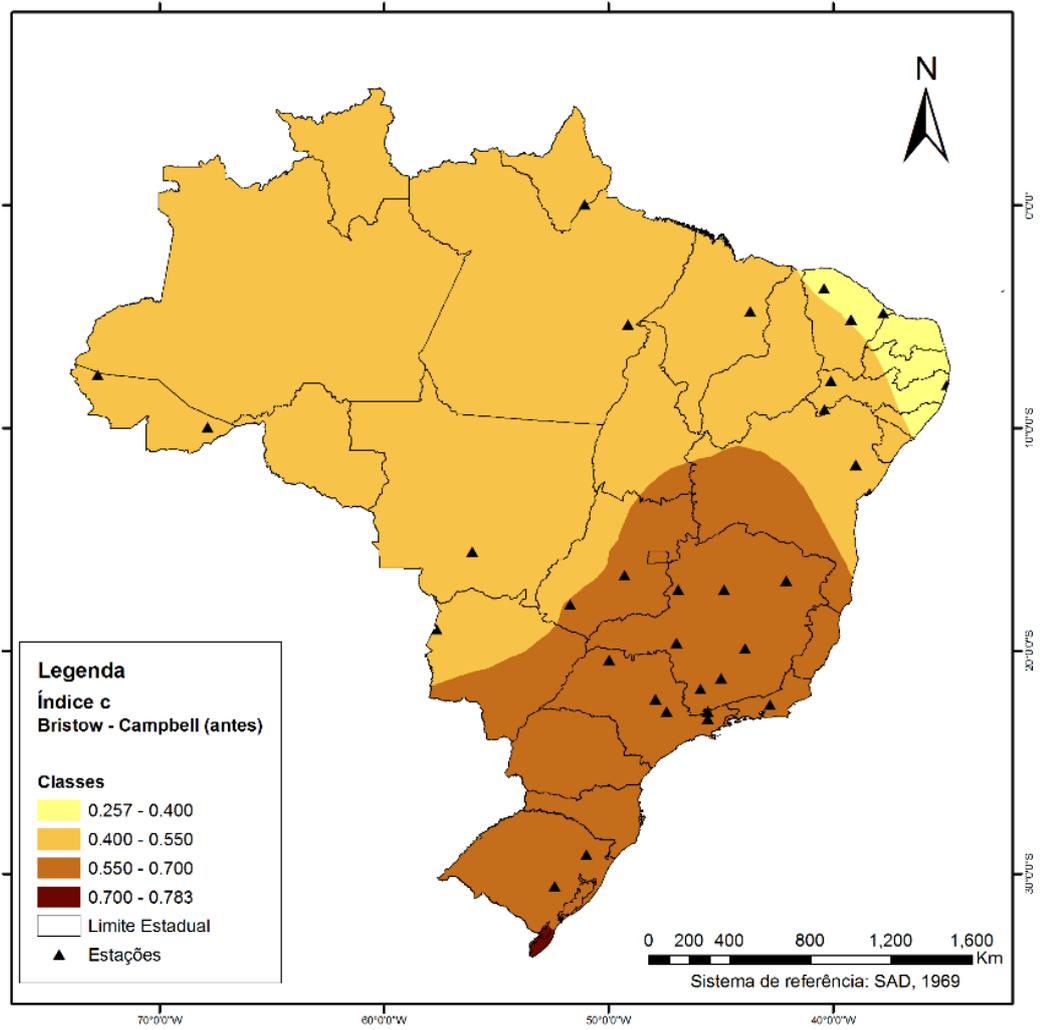


Figura 17: Distribuição espacial do índice de confiança “c” para o modelo de Bristow e Campbell antes da otimização.

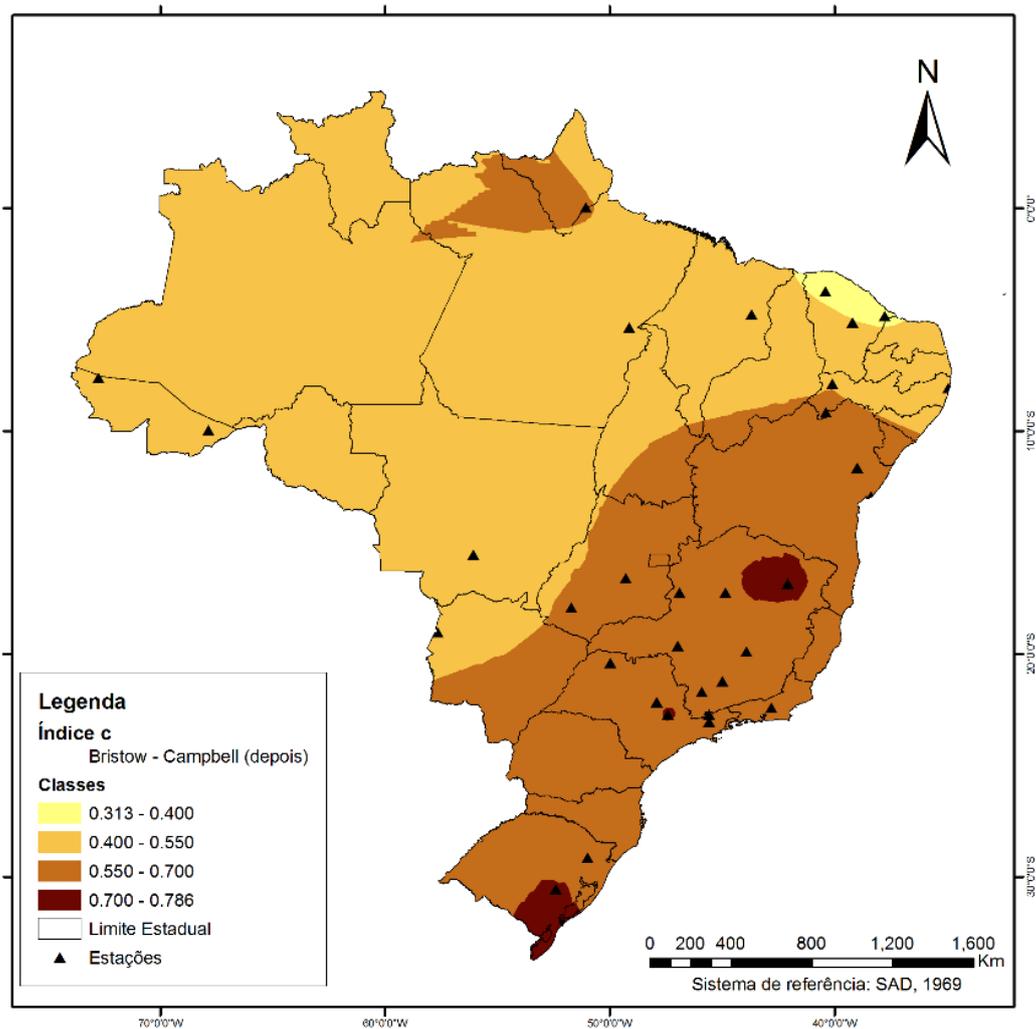


Figura 18: Distribuição espacial do índice de confiança “c” para o modelo de Britow e Campbell após otimização.

Lêdo et al. (2012), também analisaram o modelo H para a cidade de Barbalha – CE, e obtiveram valores menos expressivos se comparado à região Nordeste (tabelas 5 e 7), porém, considerados também pouco representativos para os indicadores estatísticos R^2 , “r”, d e c, com valores iguais a 0.31, 0.56, 0.61 e 0.36 respectivamente.

Massignam (2007), comparou o desempenho de três diferentes modelos: Richardson (1985), Hargreaves e Samani (1982) e Bristow e Campbell (1984), para estimar RG em função da amplitude térmica para quatorze locais do Estado de Santa Catarina, e encontrou valores médios de R^2 , d e c para os modelos H e BC muito parecidos com os valores encontrados após otimização para a Região Sul (tabelas 5 e 7), sendo eles iguais respectivamente a 0.62, 0.77 e 0.61 utilizando o modelo H e 0.63, 0.81 e 0.68 através do modelo BC.

5.4. Ajuste dos parâmetros do modelos Bristow Campbell e Hargreaves Samani

Após a otimização houve uma variabilidade com relação aos coeficientes empíricos utilizados pelos modelos, mostrando que seus valores estão atrelados à localização (Tabela 11). Os valores médios dos parâmetros por região

para o coeficiente KT , utilizado pelo modelo H e “A”, “B” e “C” utilizados pelo modelo BC estão apresentados na tabela 10, bem como nas figuras 19, 20, 21 e 22.

Tabela 10: Valores dos parâmetros empíricos dos modelos de Hargreaves e Samani e Bristow e Campbell por região

Regiões	Modelo H	Modelo BC		
	KT ($^{\circ}C^{-0,5}$)	“A”	“B”	“C”
Norte	0.152	0.619	0.026	1.845
Nordeste	0.173	0.694	0.074	1.489
Centro Oeste	0.145	0.635	0.029	1.697
Sul	0.163	0.671	0.044	1.580
Sudeste	0.152	0.702	0.025	1.747

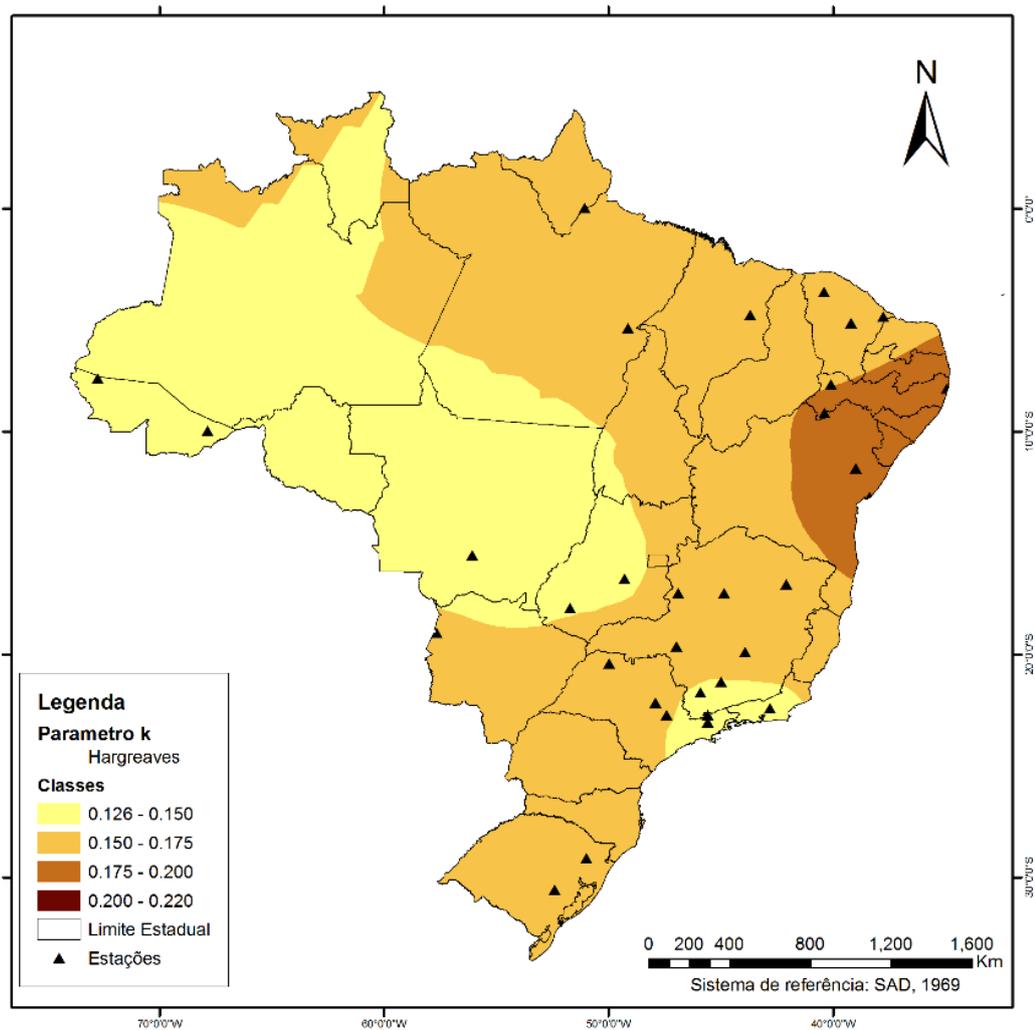


Figura 19: Representação espacial da variação do parâmetro KT utilizado pelo modelo de Hargreaves Samani, após o processo de otimização de parâmetros.

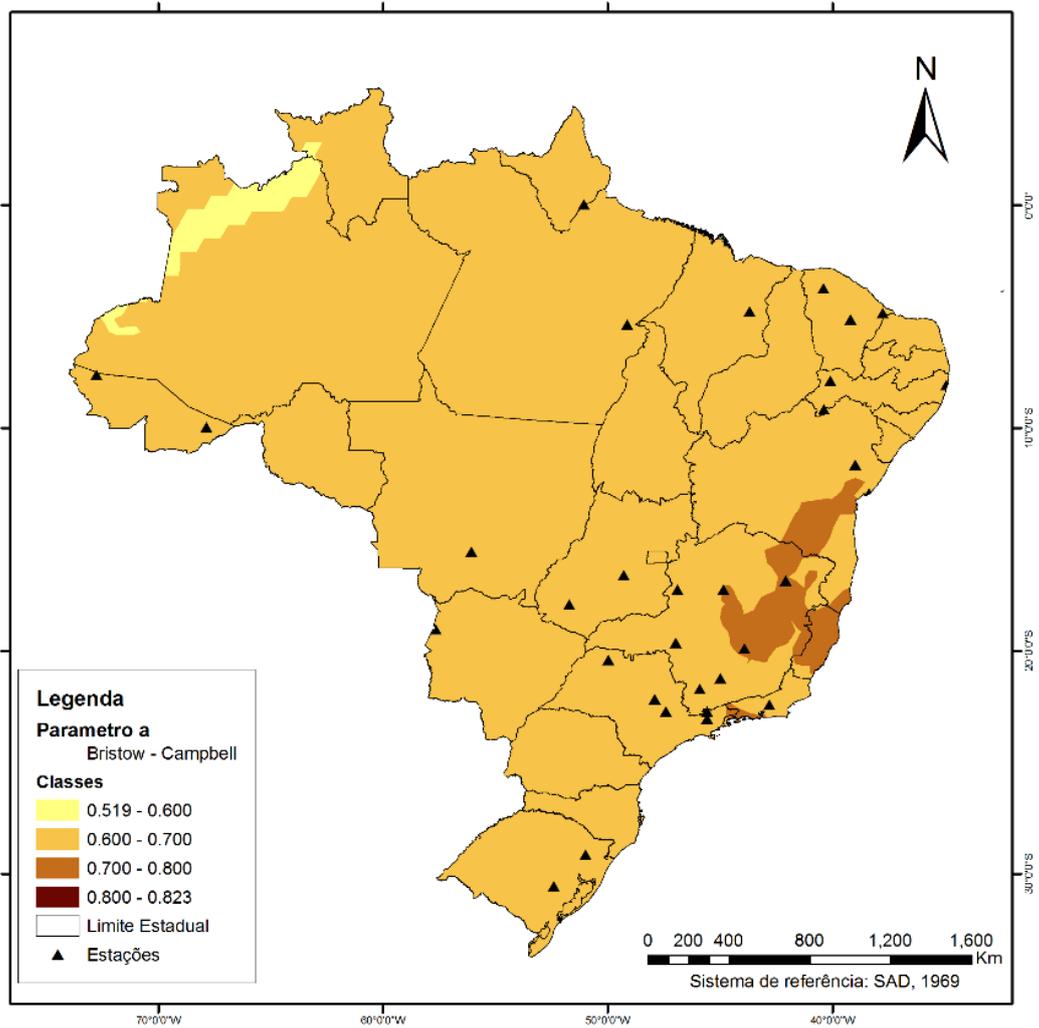


Figura 20: Espacialização do parâmetro “A” utilizado pelo modelo de Bristow e Campbell, após otimização dos parâmetros.

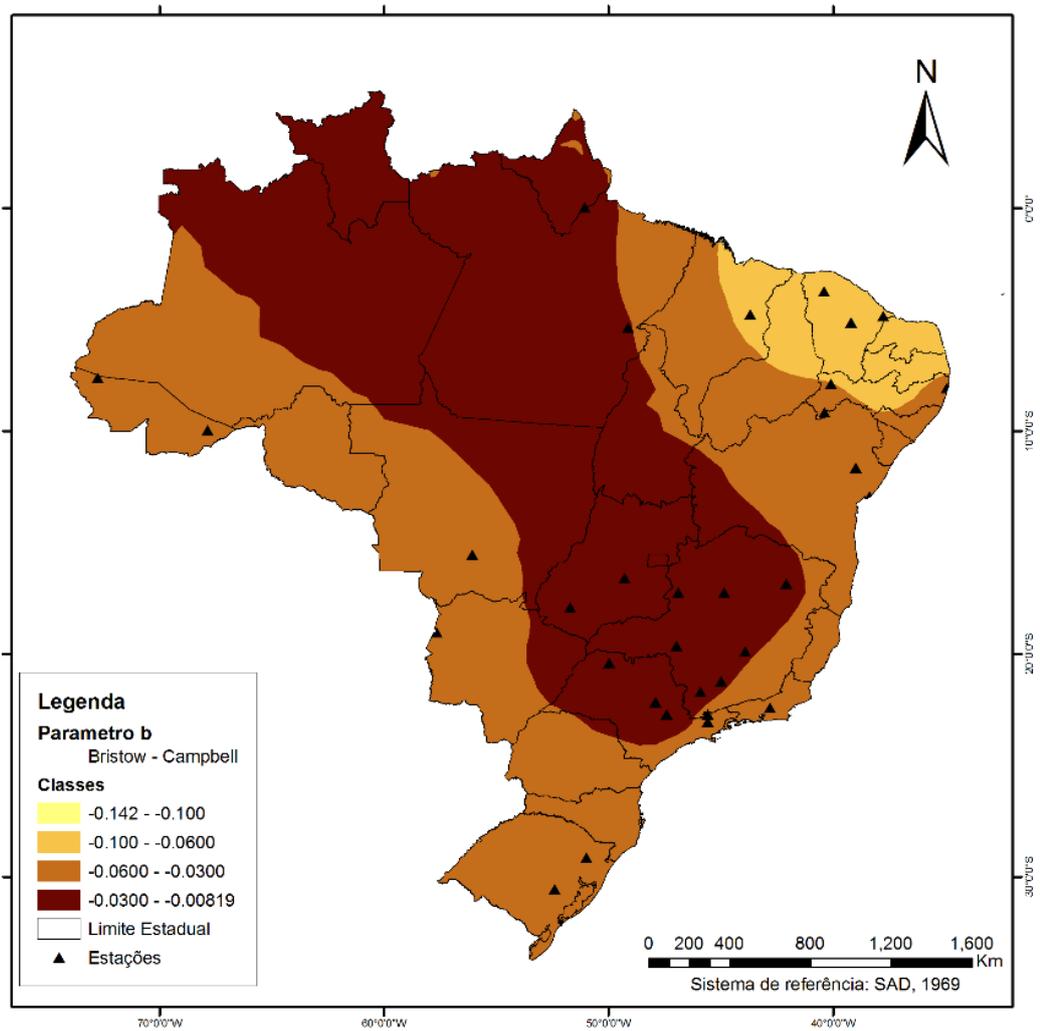


Figura 21: Espacialização do parâmetro “B” utilizado pelo modelo de Bristow e Campbell, após otimização dos parâmetros.

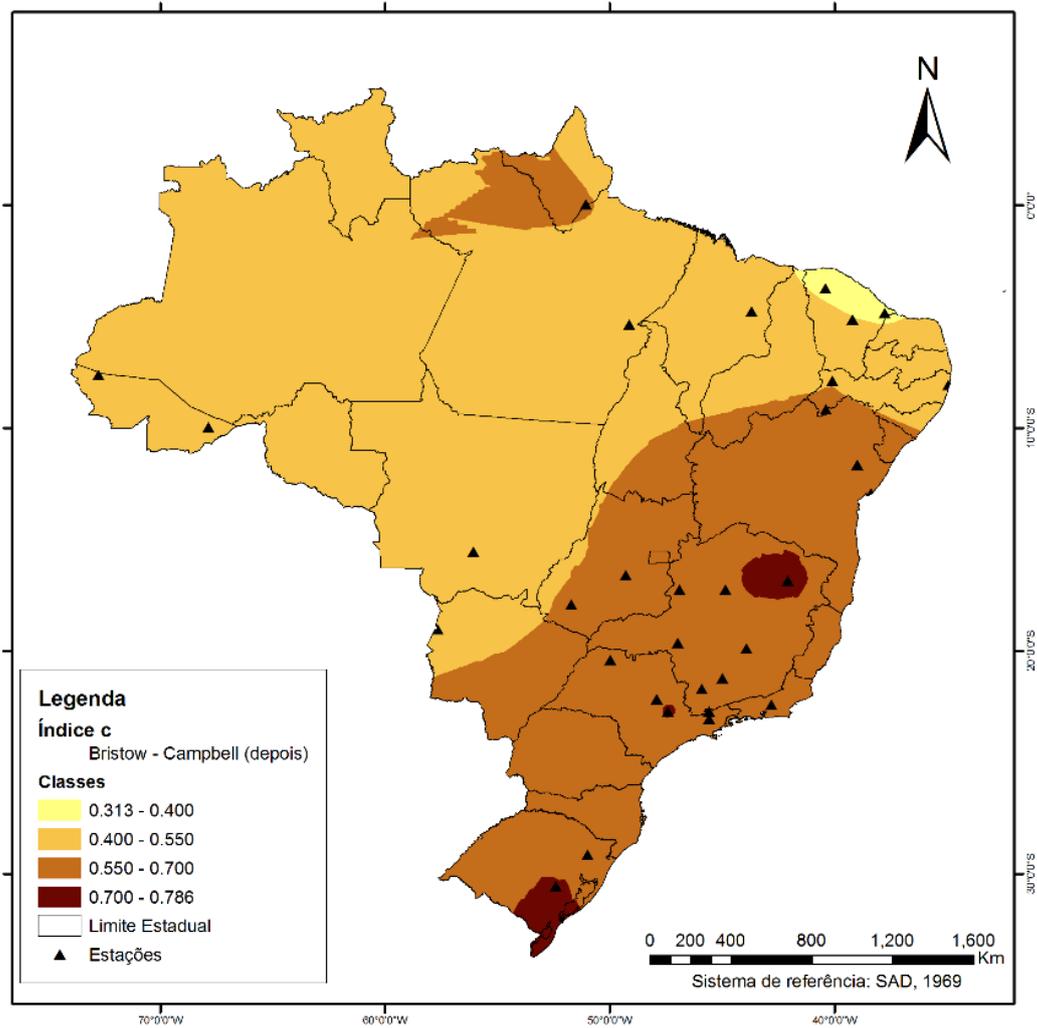


Figura 22: Espacialização do parâmetro “C” utilizado pelo modelo de Bristow e Campbell, após otimização dos parâmetros.

A média dos valores dos coeficientes KT para as localidades próximas à costa litorânea, ou próximas à grande porção de água foi de $0.187 \text{ } ^\circ\text{C}^{-0.5}$, enquanto que para as localidades continentais e com certa distância do litoral, a média dos valores de KT foi igual a $0.154 \text{ } ^\circ\text{C}^{-0.5}$, coerentes com os valores propostos por Hargreaves e Samani (1982).

Tabela 11: Parâmetros empíricos dos modelos de Hargreaves e Samani e Bristow e Campbell por localidade

Estações	Hargreaves e Samani	Bristow e Campbell		
	KT	“A”	“B”	“C”
Araçuaí	0.157	0.703	0.016	1.847
Araxá	0.167	0.807	0.023	1.656
Belo Horizonte	0.171	0.670	0.025	1.879
Campos do Jordão	0.126	0.600	0.060	1.268
Caxias do Sul	0.164	0.675	0.062	1.401
Caxias	0.156	0.710	0.071	1.221
Corumbá	0.160	0.657	0.031	1.694
Cruzeiro do Sul	0.136	0.630	0.034	1.550
Cuiabá	0.132	0.519	0.038	1.680
Encruzilhada do Sul	0.162	0.688	0.026	1.758
Goiânia	0.137	0.596	0.012	2.003
Jaguaruana	0.157	0.634	0.117	1.129
Jataí	0.151	0.769	0.035	1.410
Lavras	0.150	0.734	0.018	1.720
Macapá	0.179	0.625	0.013	2.365
Machado	0.143	0.725	0.015	1.741
Marabá	0.155	0.652	0.024	1.773
Ouricuri	0.171	0.823	0.039	1.428
Paracatu	0.161	0.727	0.008	2.141
Petrolina	0.196	0.763	0.025	1.853
Piracicaba	0.155	0.698	0.014	1.914
Pirapora	0.158	0.652	0.012	2.106
Quixeramobim	0.163	0.759	0.142	0.911
Recife	0.199	0.589	0.031	2.284
Rio Branco	0.138	0.570	0.032	1.691
Salvador	0.220	0.610	0.032	2.417
São Carlos	0.159	0.722	0.031	1.587
Serrinha	0.161	0.736	0.102	1.072
Sobral	0.138	0.620	0.104	1.083
Taubaté	0.139	0.675	0.013	1.830
Teresópolis	0.136	0.768	0.071	1.043
Votuporanga	0.156	0.644	0.016	1.975

Ao avaliarem nove modelos empíricos de estimativa de RG, entre eles os modelos H e BC, para doze localidades espalhadas pelas regiões Metropolitana, Vale do Rio Doce e Zona da Mata de Minas Gerais, Silva et al. (2012) encontraram valores médios para os parâmetros utilizados pelos modelos H e BC, muito próximos aos encontrados para a região Sudeste (tabela 8). Para o coeficiente de calibração KT do modelo H, os autores encontraram

0.161 °C^{-0.5}, enquanto que para os coeficientes empíricos “A”, “B” e “C” do modelo BC eles encontraram 0.734, 0.018 e 1.828 respectivamente.

Geiss et al. (2010) ajustaram o coeficiente KT do modelo H para as condições de Ponta Grossa – PR, para períodos mensal, sazonal e anual. Os autores encontraram valores próximos e coerentes aos da região Sul (tabela 8), com média mensal KT variando entre 0.1356 °C^{-0.5} e 0.1630 °C^{-0.5}, para o período sazonal (verão, outono, inverno e primavera) valores médios de 0.1571 °C^{-0.5}, 0.1585 °C^{-0.5}, 0.1571 °C^{-0.5} e 0.1440 °C^{-0.5} respectivamente, e para média anual 0.1542 °C^{-0.5}.

6. CONCLUSÕES

Na ausência de dados de RGO por estações meteorológicas, ou de variáveis meteorológicas mais complexas, a amplitude térmica pode representar o grau de nebulosidade e a transmitância atmosférica, indicando que modelos baseados na amplitude e em cálculos astronômicos da radiação solar extraterrestre parecem capazes de estimar RG para o Brasil.

Porém, ao se utilizar os valores dos parâmetros originalmente propostos por Hargreaves e Samani (1982) e Bristow e Campbell (1984) obteve-se um alto grau de incerteza nas estimativas de RG.

Após a otimização dos parâmetros empíricos utilizados por ambos os modelos a incerteza da estimativa de RG diminuiu, especialmente quanto ao RMSE, indicando que os parâmetros dos modelos foram mais eficazes para as regiões Sul e Sudeste do Brasil, sendo o modelo BC se mostrou mais eficaz em ambas regiões.

Com a otimização dos parâmetros empíricos utilizados pelos modelos H e BC, é possível estimar RG em todas as regiões brasileiras, sendo o modelo BC mais eficaz.

REFERÊNCIAS

- ABRAHA, M. G.; SAVAGE, M. J. Comparisson of estimates of daily solar radiation from air temperature range for application in crop simulations. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.148, p.401-416, 2008.
- ALENCAR, L. P.; DELGADO, R. C.; ALMEIDA, T. S.; WANDERLEY, H. S. Comparação de diferentes métodos de estimativa diária da evapotranspiração de referência para a região de Uberaba. *Revista Brasileira de Ciências Agrárias*, Recife, v.6, n.2, p.337-343, 2011.
- ALLEN, R. G. **Evaluation of procedures for estimating mean monthly solar radiation from air temperature**. Rome: FAO, 1995. 120p.
- ALLEN, R. G. Self-calibrating method for estimating solar radiation from air temperature. **Journal of Hydrology Engineering**, Reston, VA, USA, v. 2, p. 56–67, 1997.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L.; RAES, D.; SMITH, M. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. Rome: FAO, 1998. (FAO: Irrigation and Drainage Paper, 56).
- ALMOROX, J.; HONTORIA, C. Global solar radiation estimation using sunshine duration in Spain, *Energ. Convers. Manage.*, 45, 1529-1539, doi: 10.1016/j. enconman. 2003.08.022, 2004.
- ANGSTROM, A. Solar and terrestrial radiation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Oxford, v. 50, n. 4, p. 121-6, 1924.
- ASSUNÇÃO, H. F. Relações entre a radiação fotossinteticamente ativa e a radiação global em Piracicaba-SP. Dissertação apresentada à Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, 1994, 57p.
- BALL, R.A.; PURCELL, L.C.; CAREY, S.K. Evaluation of solar radiation prediction models in North America. **Agronomy Journal**, Wisconsin, v.96, n.2, p.391-397, 2004.
- BERUSKI, G. C.; PEREIRA, A. B.; SENTELHAS, P. C. Desempenho de diferentes modelos de estimativa da radiação solar global em Ponta Grossa, PR. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.30, n.2, p. 205-213, 2015.
- BORGES, V. P.; OLIVEIRA, A. S.; COELHO FILHO, M. A.; SILVA, T. S. M.; PAMPONET, B. M. Avaliação de modelos de estimativa da radiação solar incidente em Cruz das Almas, Bahia. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.14, n.1, p. 74-80, 2010.
- BRISTOW, K. L.; CAMPBELL, G. S. On the relationship between incoming solar radiation and daily maximum and minimum temperature. **Agricultural and Forest Meteorology**, Philadelphia, v. 31, p. 159 – 166, 1984.
- CAMARGO, A. P.; SENTELHAS, P. C. Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 5, n. 1, p. 89-97, 1997.
- CARDOSO, V. J. M. Fotometria para biólogos. *Oecol. Bras.*, 13(4): 545-553, 2009.
- CHEN, R.S.; ERSI, K.; YANG, J.P.; LU, S.H.; ZHAO, W.Z. Validation of five global radiation models with measured daily data in China. **Energy Conversion and Management**, v.45, n.11, p.1759-1769, 2004.
- CHEN R. S.; LU S.; KANG E.; YANG J.; JI X. Estimating daily global radiation using two types of revised models in China. **Energy Conversion and Management**, Oxford, v. 47, p. 865–878, 2006.
- CONCEIÇÃO, M. A. F.; MARIN, F. R. Avaliação de modelos para estimativa de valores diários de radiação solar global com base na temperatura do ar. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v.15, n.1, p. 103-108, 2007.
- DAVIES, J. A.; MCKAY, D. C. Evaluation of selected models for estimating solar radiation on horizontal surfaces. **Solar Energy**, Kidlington, v. 43, n. 3, p. 153–168, 1989.

DONATELLI, M.; CAMPBELL, G.S. A simple model to estimate global solar radiation. In: PROCEEDING ESA CONGRESS, 9, 1998, Nitra, Repuclie Slovak. **Proceedings...** Nitra, Republic Slovak: Slovak Agricultural University. p.133-134.

DONATELLI, M.; MARLETTO, V. 1994. Estimating surface solar radiation by means of air temperature. In Proc. Congr. Eur. Soc. Agron., 3rd, Abano-Padova, Italy. 18-22 Sept. 1994. Eur. Soc. Agron, Colmar, France.

FERNANDES, D. S.; HEINEMANN, A. B.; AMORIM, A. O.; PAZ, R. L. F. Avaliação de modelos de estimativa de radiação solar global para o estado de Goiás. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, EMBRAPA. 2011.

FIETZ, C. R.; FISCH, G. F. Avaliação de modelos de estimativa do saldo de radiação e do método de Priestley-Taylor para a região de Dourados, MS. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v.13, n.4, p. 449-453, 2009.

FREIRE, L. B. C. Método para Levantamento do Potencial Energético Solar em Campus Universitário. 2013. 66 p. Trabalho de Conclusão de Curso Apresentado ao Curso de Graduação em Engenharia Elétrica – Universidade Federal do Paraná (UFPR), 2013.

GEISS, J. C.; SOUZA, J. L. M.; GERSTEMBERGER, E. Ajuste de um coeficiente empírico para estimar a radiação solar global na região de Ponta Grossa – Paraná. In: XVIII EVENTO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA UFPR. Curitiba: UFPR, 2010.

GLOVER, J.; McCULLOCH, J. S. G. The empirical relation between solar radiation and hours of sunshine. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 84, n. 360, p. 172-175, 1958.

GOODIN, D. G.; HUTCHINSON, J. M. S.; VANDERLIP, R. L.; KNAPP, M. C. Estimating solar irradiance for crop modeling using daily air temperature data. **Agronomy Journal**, Wooster, v. 91, p. 845– 851, 1999.

HARGREAVES, G.L., HARGREAVES, G.H., Riley, J.P., 1985. Irrigation water requirement for Senegal River Basin. J. Irrig. Drain. Eng., ASCE 111, 265-275.

HARGREAVES, G. H.; SAMANI, Z. A. Estimating potential evapotranspiration. **Journal of Irrigation and Drainage**. ASCE; Delaware, v. 108, p. 225-30, 1982.

HOPKINS, W. G. **A scale of magnitudes for effect statistics**. 2002. Disponível em: <<http://www.sportsci.org/resource/stats/effectmag.html>>. Acesso: 12 jan. 2017.

HUNT, L. A.; KUCHAR, L.; SWANTON, C. J. Estimation of solar radiation for use in crop modeling. **Agricultural and Forest Meteorology**, Philadelphia, v. 91, n. 3–4, p. 293–300, 1998.

KLABZUBA, J.; BURES, R.; KOZVAROVA, V. 1999. In: Proceedings of the “Bioklimatologicke´ pracovne´ dni 1999 Zvolen”, Model vy´poc´tu denni´ch sum globa´lni´ho za´r´eni´ pro pouz´iti´ v ru´stov´ych modelech, pp. 121–122.

KREZINGER, A.; BUGS, R. C. RADIASOL2 Software para Sintetizar Dados de Radiação Solar. IV Conferencia Latino Americana de Energía Solar (IV ISES CLA) y XVII Simpósio Peruano de Energía Solar (XVII – SPES), 2010.

LABSOL. Escola de Engenharia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Laboratório de Energia Solar. Disponível em: Acesso em: 19 jul. 2016.

LÊDO, E. R. F.; SILVA, M. G.; NOGUEIRA, D. H.; ARRAES, F. D. D. Avaliação de modelo de estimativa da radiação solar global (Rs) com base na amplitude térmica. *Conex. Ci e Tecnologia*. Fortaleza, v.6 n.1, p. 15-26, 2012.

LIU, D. L.; SCOTT, B. J. Estimation of solar radiation in Australia from rainfall and temperature observations. **Agricultural and Forest Meteorology**, Philadelphia, v. 106, n. 1, p. 41–59, 2001.

MACÊDO, K, G.; OLIVEIRA, J. B.; ARRAES, F. D. D.; TORRES, W. L. V.; JUNIOR, J. C. L. Estimativa da radiação solar global com dados de temperatura do ar em seis cidades do estado do Ceará. *Engenharia na Agricultura*, Viçosa, V.24 n.1, p. 68-75, 2016.

MARIN, F. R. Apostila: Micrometeorologia de Sistemas Agrícolas. Departamento de Engenharia de Biosistemas. ESALQ-USP. Piracicaba, 2015.

- MARIN, F. R.; JONES, J.W.; SINGELS, A.; ROYCE, F.; ASSAD, E. D., PELLEGRINO, G. Q.; JUSTINO, F. Climate change impacts on sugarcane attainable yield in Southern Brazil. *Climate Change*. P.1-13, 2012.
- MASSIGNAM, A. M. Estimativa da radiação solar em função da amplitude térmica. XV Congresso Brasileiro de Agrometeorologia. Aracajú, 2007.
- MEDEIROS, S. R.; PINTO, H. M. S.; MARIN, F. R. Evaluation of the model NASA/POWER for the estimate daily radiation data versus radiation daily observed data of the weather stations in Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 17.; ENCONTRO DE METEOROLOGIA DOS PAÍSES DO MERCOSUL E ASSOCIADOS, 1.; ENCONTRO SUL AMERICANO DE APLICAÇÕES DO SISTEMA EUMETCast PARA O MONITORAMENTO METEOROLÓGICO E AMBIENTAL, 4.; ENCONTRO DE METEOROLOGIA OPERACIONAL, 2., 2012, Gramado. Anais: programa. Gramado: UFRGS, 2012. 1 CD-ROM.
- MEIRA, D. N. O. Avaliação de previsões de tempo do modelo ETA para subsidiar pesquisas agrícolas no Brasil. Projeto Supervisionado. Universidade de Campinas, 2010.
- MENDONÇA, A. M. Desempenho do modelo global CPTEC/COLA durante episódios de ZCAS, utilizando os esquemas de convecção profunda tipo KUO e ARAKAWA-SCHUBERT relaxada. 1999. 166p. Dissertação (Mestrado em meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, 1999.
- MENTZER, J. T.; BIENSTOCK, C. C. Sales Forecasting Management. London: Sage Publications Inc, 1998.
- MEZA, F.; VARAS, E. Estimation of mean monthly solar global radiation as a function of temperature. **Agricultural and Forest Meteorology**, Philadelphia, v. 100, p. 231-41, 2000.
- MUNEER, T; GUL, M. S. Evaluation of sunshine and cloud cover based models for generating solar radiation data. **Energy Conversion and Management**, Oxford, v. 41, n. 5, p. 461–82, 2000.
- NOGUEIRA, D. H.; SILVA, M. G.; LEDO, E. R. F.; ARAÚJO, E. M. Estimativa da radiação solar global (RS) através da amplitude térmica diária. Workshop Internacional de Inovações Tecnológicas na Irrigação. Fortaleza, 2012.
- PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P.C. 2002. Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas. Guaíba: Agropecuária.
- PEREIRA, E. B.; MARTINS, F. R.; ABREU, S. L.; RUTHER, R. Atlas Brasileiro de Energia Solar. São José dos Campos: Inpe, 2006. 60p.
- PRESCOTT, J. A., 1940. Evaporation from a water surface in relation to solar radiation. *Trans. R. Soc. South Aust.* 64, 114-118.
- REDDY, S. J. An empirical method of estimation of total solar radiation. *Sol. Energ.*, 13: 287-290, 1971.
- REDDY, S.J., 1987. The estimation of global solar radiation and evaporation through precipitation - a note. *Solar Energy* 38, 97-104.
- RICHARDSON, C. W. Weather simulation for crop management models. *Trans. ASABE*, Michigan, v. 28, n. 5, p. 1602 – 1606, 1985.
- RIVINGTON, M.; BELLOCCHI, G.; MATTHEWS, K. B.; BUCHAN, K. Evaluation of three model estimations of solar radiation at 24 UK stations. **Agricultural and Forest Meteorology**, Philadelphia, v. 132, n. 3–4, p. 228–43, 2005.
- ROSA, D. J. M. Caracterização da Radiação Solar: O Caso da Cidade Universitária/USP e da Ilha do Cardoso/Cananéia. Programa Interunidades de Pós-Graduação em Energia (PIPGE-USP), Universidade de São Paulo (USP), 2013.
- SAMANI, Z. Estimating Solar Radiation and Evapotranspiration Using minimum Climatological Data (Hargreaves-Samani equation). *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, Reston, v.126, n.4, p.265-267, 2000.
- SILVA, V. J.; SILVA, C. R.; Finzi, R. R.; DIAS, N. S. Métodos para estimar radiação solar na região noroeste de Minas Gerais. *Ciência Rural*, Santa Maria, v.42, n.2, p.276-282, 2012.

- SILVA, C. R.; SILVA, V. J.; JÚNIOR, J. A.; CARVALHO, H. P. Radiação solar estimada com base na temperatura do ar para três regiões de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.16, n.3, p.281-288, 2012.
- SOARES, F. A. A. Zonas edafoclimáticas homogêneas das principais regiões de cana-de-açúcar do Brasil. 2015. 166p. Dissertação (Mestrado em Ciências – Engenharia de Sistemas Agrícolas) – Escola Superior de Agricultura – Universidade de São Paulo, 2015.
- SUPIT, I.; VAN KAPPEL, R.R. 1998. A simple method to estimate global radiation. *Solar Energy* 63, 147–160.
- TANAKA, A. A. Avaliação de métodos de estimativa da radiação solar global e da evapotranspiração de referência para o estado de Mato Grosso. 2013. 109 p. Tese (Doutorado em Agronomia – Irrigação e Drenagem) – Faculdade de Ciências Agrônomicas da UNESP – Universidade Estadual Paulista, 2013.
- THORNTON, P. E.; RUNNING, S. W. An improved algorithm for estimating incident daily solar radiation from measurements of temperature, humidity, and precipitation. *Agric. For. Meteorol.* 93: 211-228, 1999.
- TRNKA, M.; ZALUD, Z.; EITZINGER, J.; DUBROVSKY, M. Global solar radiation in Central European lowlands estimated by various empirical formulae. ***Agricultural and Forest Meteorology***, Philadelphia, v. 131, n. 1–2, p. 54–76, 2005.
- VAREJÃO, S. M. A. *Meteorologia e Climatologia*. Recife. Versão digital 2, 2006, 449p.
- VIANELLO, R. L.; Alves, A. R. *Meteorologia básica e aplicações*, Viçosa, Imprensa Universitária, 1991. 449p.
- VIANNA, M. S. Risco climático para a cultura da cana-de-açúcar e estratégias de manejo de irrigação complementar para a sua minimização em diferentes regiões brasileiras. 2014. 177p. Dissertação (Mestrado em ciências – Engenharia de Sistemas Agrícolas) – Escola Superior de Agricultura – Universidade de São Paulo, 2014.
- WALLACH, D.; MAKOWSKI, D.; JONES, J. W. *Working With Dynamic Crop Models: Evaluation, Analysis, Parameterization, and Applications*. Elsevier. 447p. 2006.
- WEISS, A.; HAYS, C. J. Simulation of daily solar irradiance. *Agricultural and Forest meteorology*, v.123, p.187-199, 2004.
- WEISS, A.; HAYS, C. J.; HU, Q.; EASTERLING, W. E. Incorporating bias error in calculating solar irradiance: implications for crop yield simulations. ***Agronomy Journal***, Wooster, v. 93, p. 1321–1326, 2001.
- WHITE, J. W.; HOOGENBOOM, G.; WILKENS, P. W.; STACKHOUSE, P. W. Jr.; HOEL, J. M. Evaluation of Satellite-Based, Modeled-Derived Daily Solar Radiation Data for the Continental United States. ***Agronomy Journal***, v. 103, Issue 4, p. 1242 – 1251, 2011.
- WINSLOW, J.C.; HUNT, E.R.; PIPER, S.C. 2001. A globally applicable model of daily solar irradiance estimated from air temperature and precipitation data. *Ecol. Model.* 143, 227–243.
- WONG, L. T.; CHOW, W. K. Solar radiation model. ***Applied Energy***, London, v. 69, n. 3, p. 191–224, 2001.
- YANG, K.; KOIKE, T. Estimating surface solar radiation from upper-air humidity. ***Solar Energy***, Kidlington, v. 72, n. 2, p. 177–86, 2002.