

## COEFICIENTE DE PROPORCIONALIDADE $K_{Rs}$ DA EQUAÇÃO DE HARGREAVES E SAMANI PARA O BRASIL

BARATTO R.L.<sup>1</sup>; SOUZA J.L.M.<sup>2</sup>; XAVIER A.C.<sup>3</sup>; JERSZURKI D.<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Graduação Agronomia, UFPR; <sup>2</sup>Professor, DSEA/SCA/UFPR, e-mail: jmoretti@ufpr.br; <sup>3</sup>Professor, UFES;

<sup>4</sup>Ben Gurion University of the Negev, Israel

### RESUMO

Teve-se por objetivo no presente trabalho estimar os valores do coeficiente de proporcionalidade  $K_{Rs}$  da equação de Hargreaves-Samani, para os períodos mensal, sazonal e anual para todo o território brasileiro. Dados climáticos diários de 356 estações meteorológicas (2006 a 2013), distribuídas em todas as regiões do país e em nove diferentes tipos climáticos, foram analisados em uma planilha, especialmente desenvolvida para essa finalidade, gerando medidas de tendência e dispersão dos valores de  $K_{Rs}$  para todo o território brasileiro. A partir dos valores calculados foram confeccionados mapas com o programa de geoprocessamento *Surfer* 8.0, utilizando o método de interpolação *krigagem*, para períodos mensais, estacionais e anuais. Nas análises, verificou-se que o  $K_{Rs}$  variou para todas as regiões e tipos climáticos analisados. Os maiores valores ocorreram nas regiões litorâneas e os menores valores ocorreram com o aumento da longitude e redução da latitude, porém essa tendência não é linear e genérica, ocorrendo áreas com valores maiores no interior do país e menores no litoral, como no litoral norte catarinense ao sul fluminense. O  $K_{Rs}$  também variou conforme os meses e estações do ano. As variações foram evidentes e graduais atingindo valores máximos no inverno e mínimos no verão. Os resultados foram importantes para estabelecer valores de referência mais precisos do que os recomendados na literatura para o cálculo da radiação solar incidente.

**Palavras-chave:** radiação solar incidente; temperatura; calibração.

## INTRODUÇÃO

A radiação solar incidente ( $R_s$ ) na superfície terrestre é a principal fonte energética para muitos processos físicos, químicos e biológicos, tais como o crescimento vegetal e fotossíntese (CHEN, 2011). Informações sobre  $R_s$  vêm ganhando importância recentemente, não apenas para estudos envolvendo a energia solar, mas também para aplicações agrícolas, climatológicas, ambientais, hidrológicas, meteorológicas e ecológicas (HENA et al., 2013; HUNT et al., 1998).

Valores consistentes de  $R_s$  também são fundamentais na estimativa da evapotranspiração de referência ( $ET_0$ ), com o método de Penman-Monteith (ALLEN et al., 1998). A evapotranspiração é uma das componentes do ciclo hidrológico, sendo importante fator dos ecossistemas agrícolas. O Brasil é um país de dimensões continentais e tem grande potencial agrícola. Logo, necessita de dados que sejam úteis para projetos de sistemas de irrigação, estudos de avaliação ambiental e manejo de bacias hidrográficas.

Apesar da sua importância, a  $R_s$  não é amplamente medida devido aos custos e necessidades de manutenção e calibração dos aparelhos. Assim, as equações para estimativa da  $R_s$  baseando-se no brilho solar de Angström (1924) e Prescott (1940), e na temperatura máxima e mínima de Hargreaves e Samani (1982) e Bristow e Campbell (1984) são largamente difundidas. Contudo, os modelos baseados no brilho solar são limitados pela baixa disponibilidade de dados.

A equação de Hargreaves e Samani (1982) permite estimar a  $R_s$  de forma simples, porém precisa ser testada com séries longas e consistentes de dados climáticos, para várias regiões e épocas do ano, a fim de ajustar coeficientes e melhorar a confiabilidade. A equação utiliza dados climáticos que são de fácil obtenção, mostrando-se interessante principalmente em regiões em que dados de radiação solar são ausentes ou de baixa confiabilidade. A equação é uma boa alternativa, pois dados de temperatura máxima e mínima do ar estão disponíveis na maioria das estações meteorológicas, podendo ser medidos com menores erros e por pessoas com menor treinamento do que outras variáveis climáticas.

A equação de Hargreaves e Samani (1982) necessita de um coeficiente de proporcionalidade empírico, denominado  $K_{R_s}$ , que é afetado pela continentalidade, altitude, nebulosidade (RAZIEI e PEREIRA, 2013), bem como por outros elementos climáticos. Allen et al. (1998) estabeleceu valores de referência para áreas litorâneas e continentais, que são amplamente empregados no meio científico. Porém, por desconsiderar alguns fatores que afetam o coeficiente, os valores recomendados acabam por subestimar ou superestimar resultados em muitos casos. Estudo envolvendo a estimativa do  $K_{R_s}$  da equação de Hargreaves-Samani para o Estado do Paraná indicou a necessidade de realização de estudos semelhantes mais abrangentes para outras regiões (SOUZA et al., 2016).

Desse modo, apesar da praticidade do método de Hargreaves-Samani, para obter melhores estimativas da  $R_s$  e ser melhor difundido nas atividades científicas e técnicas, é imprescindível que os coeficientes de proporcionalidade  $K_{R_s}$  obtidos considerem séries de dados climáticos longas e confiáveis, para várias regiões, tipos climáticos e períodos do ano.

Teve-se por objetivo no presente trabalho estimar os valores do coeficiente de proporcionalidade  $K_{R_s}$  da equação de Hargreaves-Samani, para os períodos mensal, sazonal e anual para todo o território brasileiro e analisar sua tendência; bem como, analisar a existência de correlação entre os valores do coeficiente com o tipo climático.

## MATERIAL E MÉTODOS

O presente trabalho foi realizado no Laboratório de Modelagem de Sistemas Agrícolas (LAMOSA), no Setor de Ciências Agrárias da Universidade Federal do Paraná (UFPR), em Curitiba, Paraná. As análises consideraram todo o território brasileiro (FIGURA 1), que apresenta três zonas e 12 tipos climáticos (ÁLVARES et al., 2013): Clima Tropical (zona A), abrange 81,4% do território brasileiro; Clima Subtropical (zona C), engloba 13,7% do território brasileiro, principalmente a região Sul; Clima Semi-Árido (zona B), representa 4,9% do território nacional, principalmente região Nordeste do Brasil. Os tipos climáticos predominantes encontrados no Brasil são Cfa, Cfb, Cwa, Cwb, Am, Aw, Af, As e BSh.

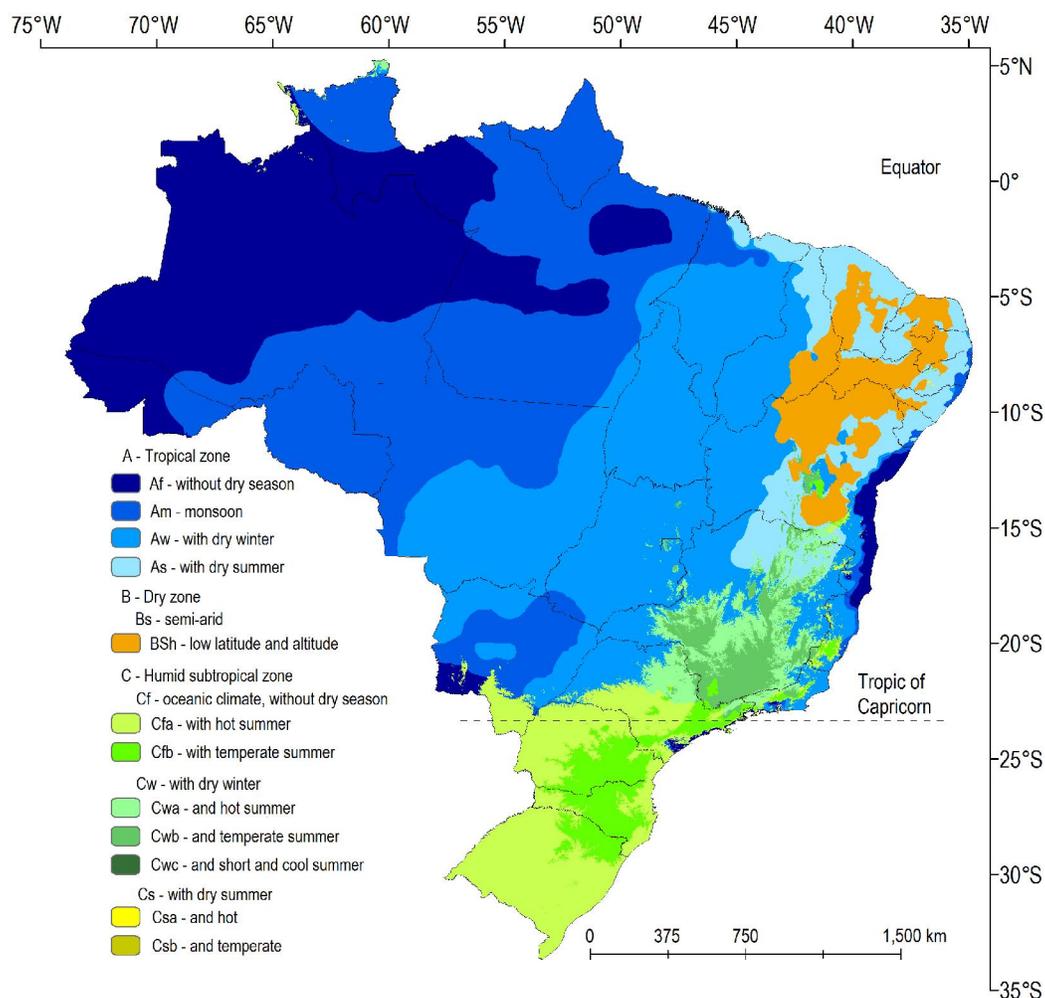


FIGURA 1 – Climas encontrados no Brasil, identificados conforme classificação climática de Köppen (ÁLVARES et al., 2013).

Nas análises foram utilizados dados de 356 estações meteorológicas convencionais, distribuídas por todo o território nacional (FIGURA 2), sendo que: 65 estações encontram-se localizadas na região Sul; 98 no Sudeste; 67 no Centro-Oeste; 91 no Nordeste; e, 35 no Norte.

A série de dados analisados compreende o período entre os anos de 2006 e 2013. No entanto, cada estação possui um número específico de dias amostrados, devido a falhas nas séries das estações inerentes ao processo de medição e eventualidades, variando de 1823 a 2785 dados diários. Os dias que apresentaram falhas foram desconsiderados, sendo retirados da série de valores diários de coeficiente de proporcionalidade  $K_{Rs}$ .

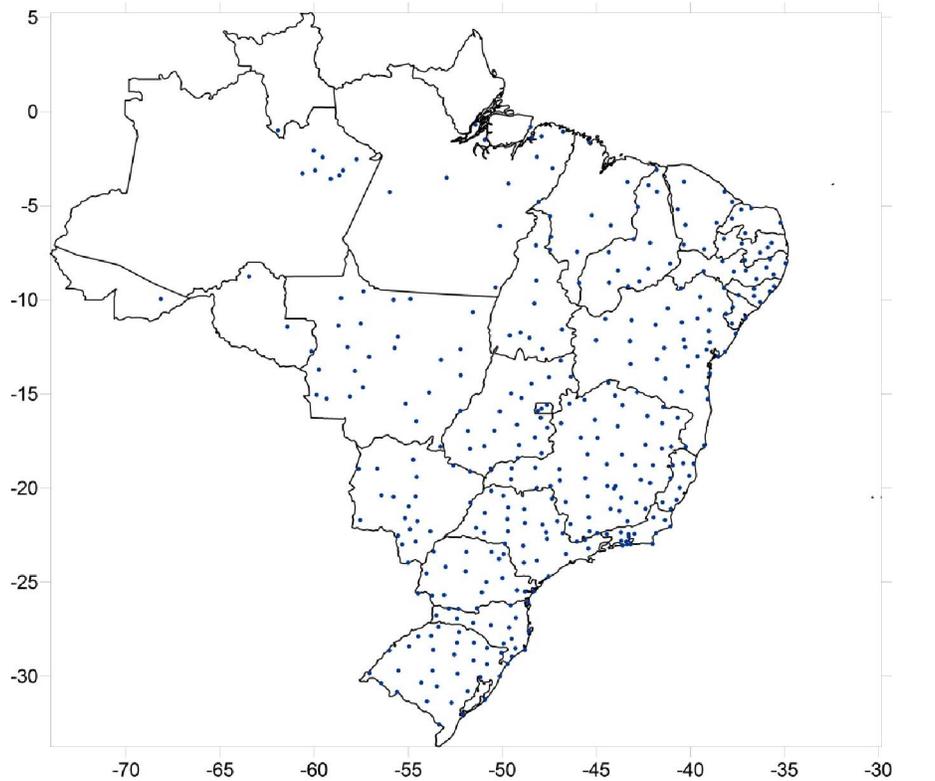


FIGURA 2 – Posicionamento geográfico das 356 estações meteorológicas no território brasileiro, utilizadas nas análises do trabalho.

O cálculo do valor diário do coeficiente de proporcionalidade  $K_{Rs}$  com a equação de Hargreaves e Samani (1982) foi realizado invertendo-se a equação original, sendo necessários dados diários medidos de radiação solar incidente ( $R_s$ ), temperatura máxima ( $T_{máx}$ ) e mínima ( $T_{mín}$ ) do ar.

$$K_{Rs} = \frac{R_s}{Ra \cdot \sqrt{T_{máx} - T_{mín}}}$$

Sendo  $K_{Rs}$  – coeficiente de proporcionalidade ( $^{\circ}\text{C}^{-0,5}$ );  $R_s$  – radiação solar incidente ( $\text{MJ m}^{-2} \cdot \text{dia}^{-1}$ );  $Ra$  – radiação solar no topo da atmosfera ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ );  $T_{máx}$  – temperatura máxima do ar ( $^{\circ}\text{C}$ );  $T_{mín}$  – temperatura mínima do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ).

Os valores da radiação solar no topo da atmosfera ( $Ra$ ) para períodos diários foram calculados com as equações:

$$Ra = \frac{24 \cdot (60)}{\pi} \cdot G_{sc} \cdot d_r \cdot [ \omega_s \cdot \text{sen}(\varphi) \cdot \text{sen}(\delta) + \cos(\varphi) \cdot \cos(\delta) \cdot \text{sen}(\omega_s) ]$$

$$d_r = 1 + 0,033 \cdot \cos\left(\frac{2\pi}{365} \cdot J\right)$$

$$\delta = 0,409 \cdot \text{sen}\left(\frac{2\pi}{365} \cdot J - 1,39\right)$$

$$\omega_s = \arccos[-\tan(\varphi) \cdot \tan(\delta)]$$

Sendo:  $Ra$  – radiação solar no topo da atmosfera ( $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$ );  $G_{sc}$  – constante solar ( $0,0820 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$ );  $d_r$  – distância relativa Terra-Sol (adimensional);  $\omega_s$  – ângulo horário correspondente ao pôr do Sol (radianos);  $\varphi$  – latitude (radianos);  $\delta$  – declinação solar (radianos);  $J$  – dia Juliano (decimal).

A série de coeficientes de proporcionalidade  $K_{Rs}$  foram calculados com o auxílio de uma planilha eletrônica desenvolvida especialmente para essa finalidade (SOUZA, 2015). Como entrada, a planilha necessitou de dados de latitude do local, radiação solar incidente no topo da atmosfera ( $R_s$ ) e série de temperaturas máxima e mínima. A partir da série de valores de  $K_{Rs}$  diário de cada estação meteorológica, foram determinados os valores médios mensal, estacionais e anual.

Com os valores médios mensal (janeiro; fevereiro; março; abril; maio; junho; julho; agosto; setembro; outubro; novembro; dezembro), estacional (verão; outono; inverno; primavera) e anual foram gerados 17 mapas de  $K_{Rs}$  para todo o Brasil. Os mapas foram gerados realizando a interpolação dos dados obtidos de  $K_{Rs}$  (meses do ano, estações do ano e anual) para o país, com o programa de geoprocessamento *Surfer* 8.0. O método utilizado para a interpolação dos dados foi a *krigagem*, utilizando *grid* de 5000 por 5000 linhas. Foram geradas curvas de níveis de 0,005 de  $K_{Rs}$  entre a faixa de valores de 0,12 a 0,28 de  $K_{Rs}$ , englobando grande parte dos valores obtidos para o Brasil, exceto valores pontuais e extremos. A escala de cores variou da cor branca a preta, passando pelo amarelo ( $K_{Rs} = 0,15$ ) e vermelho ( $K_{Rs} = 0,19$ ). Os dados e mapas de  $K_{Rs}$  (anual, estacional e mensal) foram analisados e comparados com os fatores que influenciam o coeficiente, e com a literatura existente. Os valores de  $K_{Rs}$  também foram agrupados por clima (FIGURA 1), para identificar semelhanças e distinções na magnitude dos valores de  $K_{Rs}$  entre os diferentes climas encontrados no território brasileiro.

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

As medidas de tendência e dispersão dos valores médios de  $K_{Rs}$  para os períodos mensal, estacional e anual (média de todos os dias e anos das 356 estações meteorológicas analisadas), obtidos por meio da equação de Hargreaves e Samani (1982), para todo o Brasil, encontram-se apresentados e resumidos na TABELA 1.

TABELA 1. Medidas de tendência e dispersão dos valores mensais, estacionais e anuais de coeficiente de proporcionalidade  $K_{Rs}$ , estimados com a equação de Hargreaves e Samani (1982), para as 356 estações meteorológicas analisadas, distribuídas em todo o território brasileiro (FIGURA 2).

Período	----- Valores de $K_{Rs}$ (adimensional) -----				Coeficiente de Variação (%)
	Média	Maior valor	Menor Valor	Desvio padrão	
Janeiro	0,1597	0,3469	0,1227	0,023	14,5
Fevereiro	0,1639	0,3281	0,1132	0,023	13,8
Março	0,1667	0,2987	0,1229	0,020	12,1
Abril	0,1711	0,2766	0,1242	0,018	10,8
Mai	0,1711	0,2795	0,1224	0,020	11,4
Junho	0,1719	0,2861	0,1169	0,021	12,2
Julho	0,1703	0,2939	0,0996	0,023	13,3
Agosto	0,1677	0,3131	0,0936	0,024	14,3
Setembro	0,1592	0,3424	0,1084	0,025	15,8
Outubro	0,1570	0,3603	0,1190	0,025	15,9
Novembro	0,1593	0,3511	0,1202	0,025	15,5
Dezembro	0,1602	0,3326	0,1212	0,023	14,6
Verão	0,1629	0,3255	0,1188	0,022	13,7
Outono	0,1713	0,2778	0,1290	0,019	10,9
Inverno	0,1670	0,3032	0,1026	0,023	14,1
Primavera	0,1584	0,3443	0,1215	0,024	15,0
Anual	0,1647	0,3135	0,1226	0,021	12,5

O menor valor médio mensal de  $K_{Rs}$  ocorreu no mês de agosto ( $K_{Rs} = 0,0936$ ), no município de Guarantã do Norte-MT, e o maior valor médio mensal de  $K_{Rs}$  ocorreu em outubro ( $K_{Rs} = 0,3603$ ), no município de Camaçari-BA (TABELA 1). Com os dois valores extremos, verificou-se que a amplitude do coeficiente  $K_{Rs}$  foi expressiva, de 0,2667 unidades. É importante observar que pequenas variações no coeficiente de proporcionalidade  $K_{Rs}$  podem representar grandes alterações nos valores de radiação incidente ( $R_s$ ) estimados.

Um aspecto muito positivo nas estimativas do  $K_{Rs}$  foi verificar que os coeficientes de variação (CV) encontrados, considerando as 356 estações analisadas, ficaram entre 10,8% e 15,9%, o que não é elevado diante do posicionamento geográfico (FIGURA 2) e tamanho das séries utilizadas. Logo, as variações verificadas nos valores de  $K_{Rs}$  ficaram muito próximas da média, o que permite a sua utilização com mais precisão.

A interpolação dos valores médios anuais de  $K_{Rs}$  para todo o território brasileiro (FIGURA 3) possibilitou verificar, de modo geral, que os valores são maiores nas regiões litorâneas, diminuindo para o interior do país. Porém, algumas regiões interiores apresentam valores elevados e próximos dos verificados nas regiões litorâneas, indo em desacordo com as

considerações realizadas por Allen et al. (1998). Os autores consideram que o valor do  $K_{Rs}$  recomendado é 0,16 nas localidades do interior, onde dominam grandes extensões de terra e as massas de ar não são fortemente influenciadas por um grande corpo de água. Para localidades costeiras, onde as massas de ar estão influenciadas por grandes corpos da água, o  $K_{Rs}$  recomendado é 0,19. Entretanto, embora haja essa tendência, os resultados obtidos no presente trabalho indicam que os valores de  $K_{Rs}$  não seguem exatamente essas recomendações. A distribuição dos valores de  $K_{Rs}$  mostrou-se não-linear sobre o território, ocorrendo áreas interiores com valores maiores e regiões litorâneas com valores menores do que os esperados. Dessa forma, acredita-se que os valores de  $K_{Rs}$  podem estar sujeitos a outros fatores, além dos considerados por Allen et al. (1998). Samani (2004) e Todorovic et al. (2013) levantaram incertezas quanto ao valor de  $K_{Rs}$  a ser adotado, considerando que em climas temperados a variação do  $K_{Rs}$  é mínima, mas para locais onde o clima é tropical e subtropical, como no Brasil, podem ocorrer variações como evidenciado na FIGURA 3.

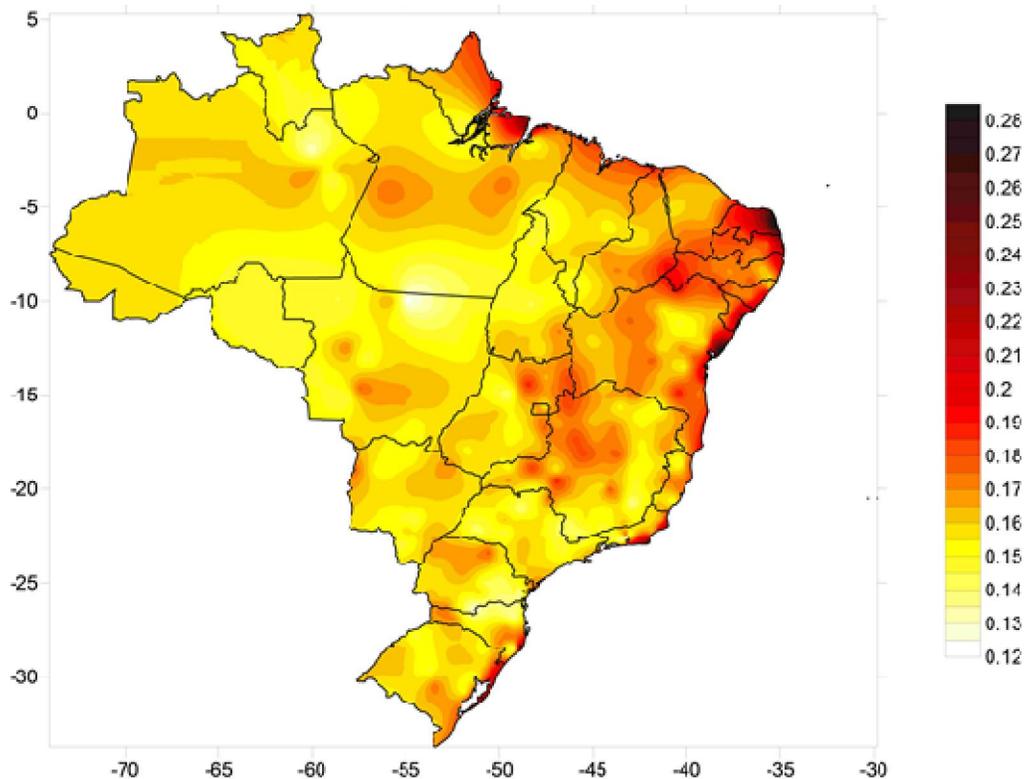


FIGURA 3 – Valores estimados do coeficiente de proporcionalidade  $K_{Rs}$  de Hargreaves e Samani (1982) para o Brasil: considerando todo o Ano.

A região Nordeste, como um todo, apresentou a maior ocorrência de valores de  $K_{Rs}$  elevados, maiores que 0,19, representados em tons de vermelho, assim como a maior parte do litoral brasileiro. A exceção ocorreu na faixa litorânea, desde o norte de Santa Catarina ao sul do Rio de Janeiro, onde os valores ficaram em torno de 0,15, representados em tons de amarelo. As regiões Norte (com exceção de sua costa), Centro-Oeste e Sul apresentaram

grande parte de suas localidades com valores próximos de 0,15. Todavia, possuem áreas com valores de  $K_{Rs}$  maiores que os das áreas circunvizinhas, como no norte paranaense, nordeste goiano e oeste catarinense; e valores menores, como os encontrados no litoral paranaense, norte catarinense e fronteira entre os Estados de Mato Grosso e Pará. Os Estados do Acre, São Paulo, Rondônia e Roraima apresentaram a maior homogeneidade nos valores médios anuais de  $K_{Rs}$ , com valores próximos a 0,15.

A radiação incidente ( $R_s$ ) é uma das variáveis mais importantes para a determinação do coeficiente de proporcionalidade e pode ajudar a entender a tendência do coeficiente  $K_{Rs}$  que ocorre ao longo do país. A  $R_s$  é afetada pela nebulosidade, pois quanto maior a nebulosidade menor o total de horas de insolação direta. O valor máximo de  $R_s$  (mais de 6,5 kWh m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>) ocorre no semi-árido da região Nordeste. Essa região possui clima semi-árido com baixa precipitação anual (aproximadamente 300 mm) e menor nebulosidade do Brasil (INMET, 2007), devido à alta pressão tropical combinada com o anticiclone tropical do Atlântico Sul (MARTINS et al., 2008). As características intrínsecas à região do semi-árido nordestino podem explicar os valores elevados encontrados em sua grande maioria na média anual.

De forma análoga, o valor mínimo de  $R_s$  é de aproximadamente 4,25 kWh m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>, e se encontra na costa do Sul do Brasil, que possui grandes índices de precipitação. O clima temperado e a influência de sistemas frios associados com o anticiclone polar Antártico contribuem com o aumento da nebulosidade na região, em especial no inverno (MARTINS et al., 2008). A maior nebulosidade e, conseqüente, menor  $R_s$  estão de acordo com os menores valores de  $K_{Rs}$  encontrados na região, que ao contrário das demais regiões litorâneas brasileiras, não seguem os pressupostos de Allen et al. (1998).

Os resultados médios anuais de  $K_{Rs}$  obtidos no presente trabalho também não concordam com a equação sugerida por Allen (1995), em que os valores de  $K_{Rs}$  para as regiões continentais podem ser determinados a partir da relação entre a pressão atmosférica do local e a pressão atmosférica ao nível do mar. Como a pressão atmosférica é sempre menor em maiores altitudes, o  $K_{Rs}$  tenderia a ser maior nas regiões litorâneas e menor nas continentais. Lima e Sedyama (2006) também descreveram que quanto maior a pressão atmosférica ( $P$ ) maior os valores de  $K_{Rs}$ , ou seja, sendo diretamente proporcionais aos valores da pressão atuante no local. Entretanto, algumas regiões continentais de maior altitude, como no Estado de Minas Gerais, apresentaram valores semelhantes aos das regiões que se encontram no nível do mar, indicando que a análise deste coeficiente é complexa.

Os valores de  $K_{Rs}$  podem variar drasticamente entre as estações do ano (FIGURA 4), por isso é interessante a sua caracterização também para esses períodos, para melhorar a tomada de decisões em situações que exijam maior detalhamento e precisão.

É possível verificar uma interessante tendência dos valores médios de  $K_{Rs}$  no período da Primavera para o Brasil, com homogeneidade e predominância dos valores em torno de 0,15 na maior parte do país, com exceção das costas gaúcha, fluminense, nordestina e norte do país, que apresentaram valores em torno de 0,19. As recomendações de Allen et al. (1998) para a Primavera se confirmam para grande parte do país, havendo clara distinção entre regiões costeiras e interiores, com algumas exceções.

De modo geral, a região Norte apresentou valores de  $K_{Rs}$  próximos ou menores que 0,15 nas estações do Verão e Primavera, e maiores nas estações do Outono e Inverno. Sendo uma região tropical, a radiação global recebida ao longo do ano não varia muito, porém a  $R_s$  varia devido a alterações atmosféricas, como o aumento da nebulosidade e concentração das

chuvas no período do Verão, devido a zona de convergência Intertropical (MARTINS et al., 2008). A radiação solar incidente menor nos meses de Verão pode justificar os menores valores de  $K_{Rs}$  no período. A região Norte e Centro-Oeste recebem a maior quantidade de  $R_s$ , particularmente no Inverno, quando a precipitação é baixa e os dias de céu limpo predominam.

Com a mesma  $R_s$ , uma superfície de terra atinge temperaturas mais elevadas, e mais rapidamente do que um corpo da água. Climas continentais, portanto, são caracterizados por grandes variações diárias e extremos sazonais de temperatura, com temperaturas máximas e mínimas coincidindo com os períodos de insolação máximo e mínimo. Em contrapartida, climas oceânicos apresentam temperaturas do ar moderadas, menor amplitude térmica diária e sazonal, e maior espaço de tempo de temperaturas sazonais máximas e mínimas após os períodos de radiação solar máxima e mínima (TREWARTHA, 1968). A equação de Hargreaves e Samani (1982) para o cálculo do  $K_{Rs}$  é inversamente proporcional ao aumento da amplitude térmica, dessa forma é esperado que as regiões costeiras, com menor amplitude térmica diária, tenham valores de  $K_{Rs}$  maiores do que as regiões continentais.

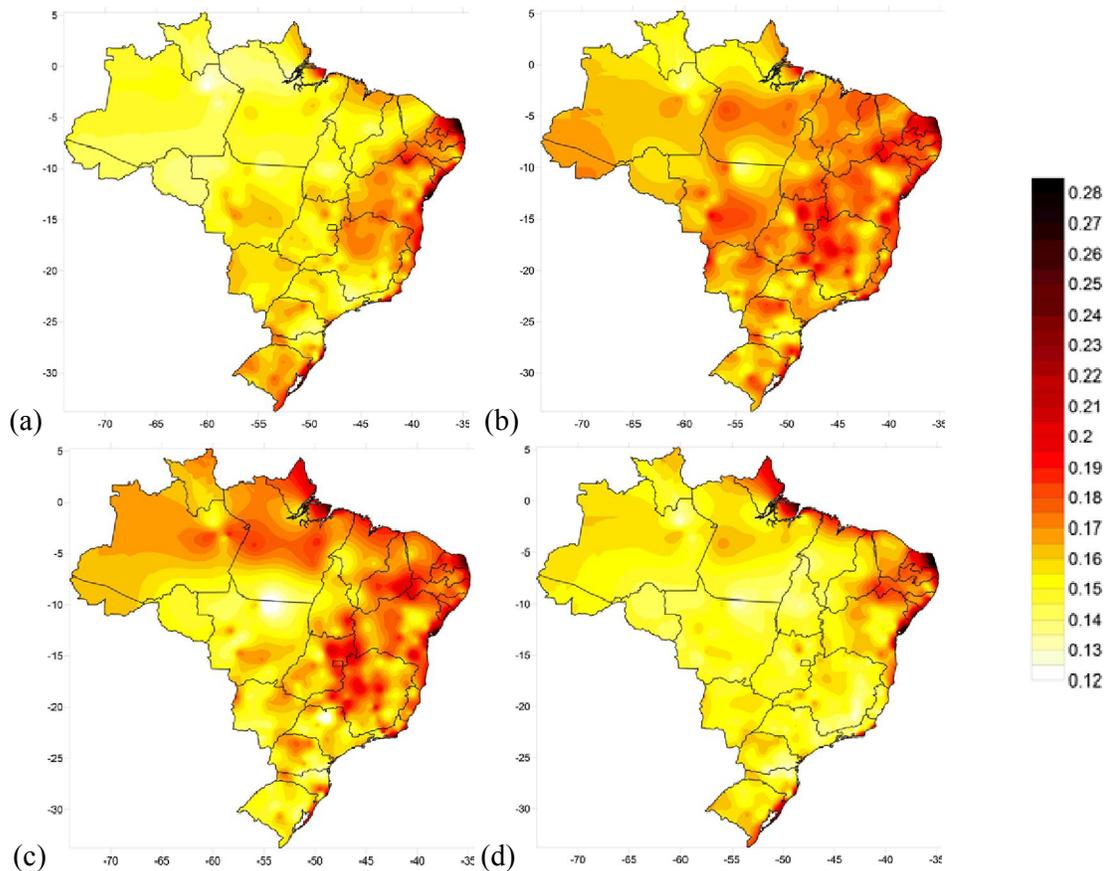


FIGURA 4 – Valores estimados do coeficiente de proporcionalidade  $K_{Rs}$  de Hargreaves e Samani (1982) para o Brasil, nas estações: (a) Verão; (b) Outono; (c) Inverno; e, (d) Primavera.

O maior valor médio de coeficiente de proporcionalidade foi 0,1713, para o Outono, e o menor 0,1584 para a Primavera.

Assim como os valores sazonais, os valores de  $K_{RS}$  médio mensal também apresentaram variação ao longo do ano (FIGURA 5). Verificou-se que os valores de  $K_{RS}$  nos meses de Junho e Julho são, predominantemente, maiores que 0,17, facilmente observado pelas colorações alaranjadas e avermelhadas da maior parte do território nacional. Nos meses de Janeiro e Dezembro, ocorre a maior incidência de valores menores que 0,15, facilmente observado pelas colorações amarelas e brancas.

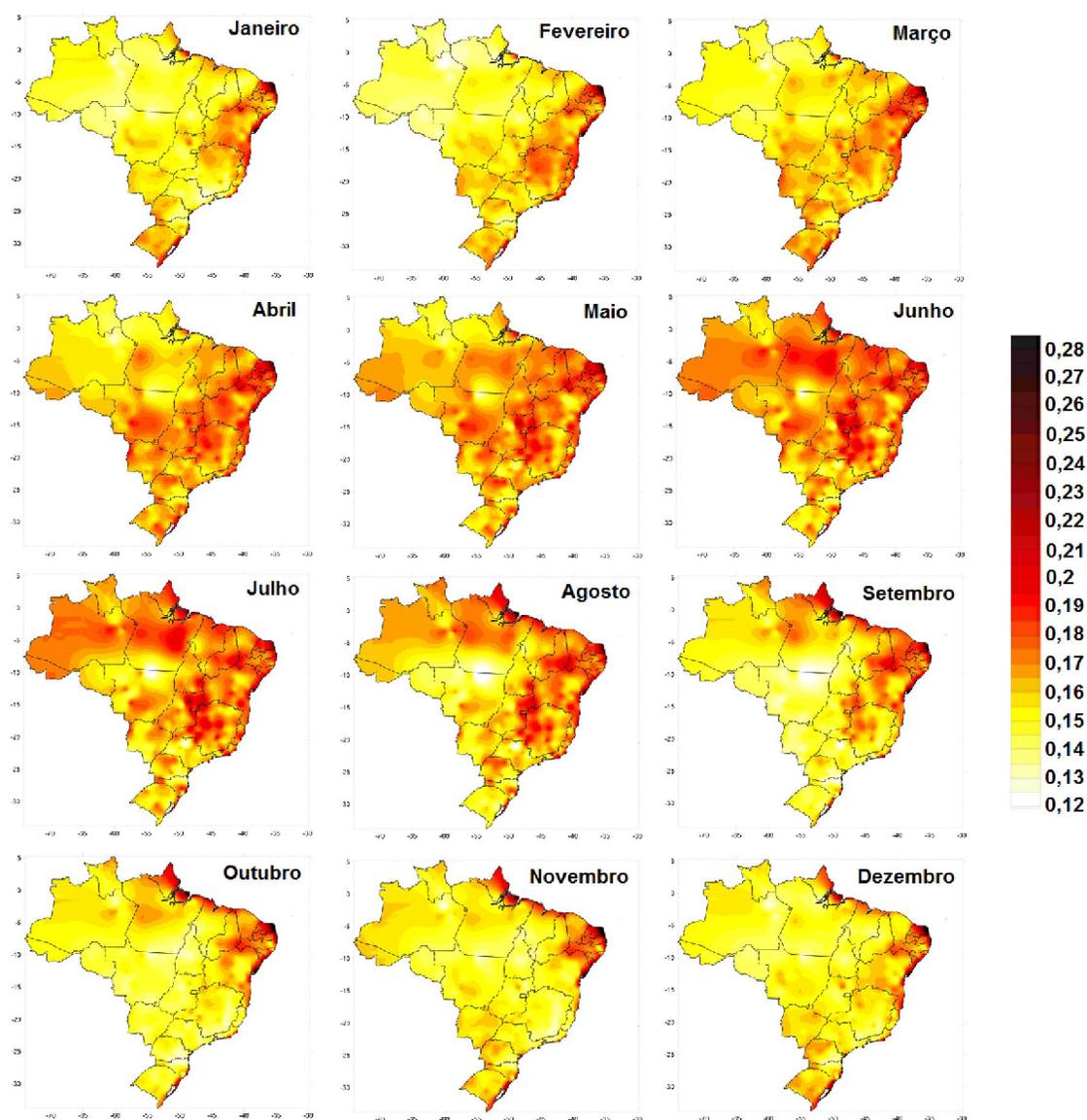


FIGURA 5 – Valores estimados do coeficiente de proporcionalidade  $K_{RS}$  de Hargreaves e Samani (1982) para o Brasil, considerando o período mensal.

As variações dos valores de  $K_{Rs}$  concentram-se principalmente nas regiões distantes do litoral, e ocorrem de forma gradual com o passar dos meses. O detalhamento do  $K_{Rs}$  influenciará a estimativa da  $R_s$ , dessa forma a escolha entre os valores anual, mensal ou estacional é sujeito ao tipo e rigor da atividade a ser realizada. Geralmente, atividades de planejamento e projeto são menos exigentes que as operações de manejo e pesquisa, em que o nível de detalhamento e disponibilidade de dados é muito maior. Logo, valores de  $K_{Rs}$  médio anual podem ser muito úteis para atividade de planejamento e projetos, enquanto valores de  $K_{Rs}$  estacional e mensal são interessantes para manejo de atividades agrícolas ou auxílio e desenvolvimento de pesquisas.

Os valores de  $K_{Rs}$  dispostos na TABELA 2 permitem verificar a tendência dos coeficientes de acordo com o clima. Os maiores valores se concentram, principalmente, nas estações de Outono e Inverno, bem como nos climas tropicais úmidos e áridos. Os climas Cfa, Cfb, Cwa, Cwb, Am e Aw possuem valores anuais próximos a 0,16 e os climas Af, As e BSh possuem valores maiores que 0,17. Os climas, isoladamente, não podem ser usados como regra para determinação de um  $K_{Rs}$  de referência para uma localidade, pois existem outros fatores que influenciam, como maritimidade e continentalidade, que são determinantes na expressão desse coeficiente.

TABELA 2. Valores médios mensais, estacionais e anuais de coeficiente de proporcionalidade  $K_{Rs}$ , estimados com a equação de Hargreaves e Samani (1982), para as estações meteorológicas, conforme o tipo climático em que se localizam (FIGURA 1).

Período	----- Valores médios de $K_{Rs}$ (adimensional) -----								
	Af	Am	As	Aw	BSh	Cfa	Cfb	Cwa	Cwb
Janeiro	0,1683	0,1569	0,1696	0,1566	0,1677	0,1659	0,1501	0,1489	0,1467
Fevereiro	0,1687	0,1586	0,1724	0,1624	0,1695	0,1649	0,1537	0,1646	0,1626
Março	0,1700	0,1641	0,1758	0,1639	0,1772	0,1702	0,1592	0,1596	0,1593
Abril	0,1685	0,1681	0,1783	0,1713	0,1803	0,1701	0,1639	0,1672	0,1705
Mai	0,1725	0,1701	0,1773	0,1715	0,1780	0,1676	0,1644	0,1667	0,1742
Junho	0,1796	0,1726	0,1779	0,1733	0,1769	0,1640	0,1640	0,1672	0,1777
Julho	0,1810	0,1686	0,1766	0,1706	0,1758	0,1623	0,1647	0,1660	0,1790
Agosto	0,1812	0,1628	0,1762	0,1663	0,1768	0,1610	0,1621	0,1627	0,1755
Setembro	0,1749	0,1565	0,1741	0,1555	0,1758	0,1529	0,1480	0,1519	0,1601
Outubro	0,1737	0,1607	0,1719	0,1509	0,1728	0,1548	0,1460	0,1461	0,1484
Novembro	0,1716	0,1631	0,1719	0,1524	0,1720	0,1637	0,1517	0,1464	0,1448
Dezembro	0,1699	0,1621	0,1691	0,1551	0,1679	0,1668	0,1509	0,1500	0,1477
Verão	0,1696	0,1605	0,1727	0,1599	0,1710	0,1673	0,1537	0,1559	0,1539
Outono	0,1728	0,1696	0,1779	0,1716	0,1780	0,1682	0,1643	0,1672	0,1736
Inverno	0,1808	0,1643	0,1764	0,1662	0,1763	0,1585	0,1589	0,1624	0,1740
Primavera	0,1717	0,1616	0,1711	0,1522	0,1717	0,1606	0,1490	0,1466	0,1472
Anual	0,1740	0,1638	0,1745	0,1621	0,1743	0,1633	0,1562	0,1578	0,1620

## CONCLUSÕES

O coeficiente de proporcionalidade  $K_{Rs}$  apresentou média anual para o Brasil de 0,1647. Recomenda-se utilizar os valores anuais para atividades como projetos e planejamento agrícola.

Os coeficientes de proporcionalidade médios de  $K_{Rs}$  no Brasil foram de 0,1629; 0,1713; 0,1670; 0,1584 para as estações do verão, outono, inverno e primavera, respectivamente. Estes valores podem ser utilizados para finalidades com maior grau de detalhamento.

Os coeficientes de proporcionalidade  $K_{Rs}$  médios mensais variaram entre 0,1570, em Outubro, a 0,1719, em Junho. As variações foram pequenas, mas representam grandes alterações na radiação solar incidente. Recomenda-se utilizar os  $K_{Rs}$  mensais para cada região quando a atividade a ser realizada necessitar de melhores estimativas da  $R_s$ , como no manejo de atividades agrícolas, planejamentos de irrigação e desenvolvimento de pesquisas.

Os diferentes tipos climáticos influenciam a ocorrência do coeficiente de proporcionalidade, porém não podem ser o único parâmetro de referência.

O coeficiente de proporcionalidade  $K_{Rs}$  possui tendência variável e complexa. As variações são maiores nas regiões litorâneas e menores nas regiões do interior do país. Porém, muitas regiões não seguem essa tendência. Estudos que construam bases de dados dessa natureza são importantes e precisam ser conduzidos para todo o globo, pois trazem maior confiabilidade para uma equação simples e facilmente aplicável.

## REFERÊNCIAS

ALLEN, R. G. **Evaluation of procedures for estimating mean monthly solar radiation from air temperature**. FAO. Roma, p.20, 1995.

ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements** - FAO Irrigation and drainage paper 56. Rome, 1998.

ÁLVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. M.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711-728, 2013.

ANGSTRÖN, A. Solar and terrestrial radiation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 50, p. 121-126, 1924.

BRISTOW, K. L.; CAMPBELL, G. S. On the relationship between incoming solar radiation and daily maximum and minimum temperature. **Agricultural and Forestry Meteorology**, v. 31, p. 159-166, 1984.

CHEN, J.; LIU, H.; WU, W.; XIE, D. Estimation of monthly solar radiation from measured temperature using support vector machines. **Renewable Energy**, v. 36, p. 413-420, 2011.

HARGREAVES, G. H.; SAMANI, Z. A. Estimating potential evapotranspiration. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 108, p. 225-230, 1982.

- HENA, A.; ALI, S.; RAHMAN, M. A simple statistical model estimate incidente solar radiation at the surface from NOAA-AVHRR satellite data. **International Journal of Information Technology and Computer Science**, v. 2, p. 36-41, 2013.
- HUNT, L. A.; KUCHAR, L.; SWANTON, C. J. Estimation of solar radiation for use in crop modeling. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 91, n. 3-4, p. 293-300, 1998.
- INMET. Instituto Nacional de Meteorologia. **Normais climatológicos**. 2007. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/html/clima.php/S>.
- LIMA, E. P.; SEDIYAMA, G. C. Estimativa da radiação solar global a partir de dados de temperaturas máxima e mínima. In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia - A meteorologia a serviço da sociedade. **Anais**. Florianópolis: SBM, 2006.
- MARTINS, F. R.; PEREIRA, E. B.; SILVA, S. A. B.; ABREU, S. L.; COLLE, S. Solar energy scenarios in Brazil, Part one: resource assesment. **Energy Policy**, v. 38, p. 2853-2864, 2008.
- PRESCOTT, J. A. Evaporation from a water surface in relation to solar radiation. **Transactions of the Royal Society Hydrology, Science Australian**, v. 64, p. 114-118, 1940.
- RAZIEI, T.; PEREIRA, L. S. Estimation of ETo with Hargreaves-Samani and FAO-PM temperature methods for a wide range of climates in Iran. **Agricultural Water Management**, v. 121, p. 1-18, 2013.
- SAMANI, Z. Discussion of “History and evaluation of Hargreaves evapotranspiration equation”. **Jounal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 129, n. 1, p. 53–63, 2004.
- SOUZA, J. L. M. **Estimativa do coeficiente de proporcionalidade  $K_{rs}$  da equação de Hargreaves e Samani**. Versão 1.0. Curitiba: DSEA/SCA/UFPR, 2015 (Planilha computacional).
- SOUZA, J. L. M.; ERTAL, M.; BARATTO, R. L.; XAVIER, A. C.; JERSZURKI, D.; GURSKI, B. C. Coeficiente de proporcionalidade  $K_{rs}$  da equação de Hargreaves e Samani para o estado do Paraná. In: IV CONGRESSO ONLINE – AGRONOMIA. **Anais**. CONVIBRA, 2016. 8p. (Evento Online: [www.convibra.org](http://www.convibra.org))
- TODOROVIC, M.; KARIC, B.; PEREIRA, L.S. Reference evapotranspiration estimate with limited weather data across a range of Mediterranean climates. **Journal of Management**, v. 50, p. 184-193, 2013.
- TREWARTHA, G. T. **An Introduction to Climate**. 4 ed. EUA: McGraw-Hill, p. 408, 1968.