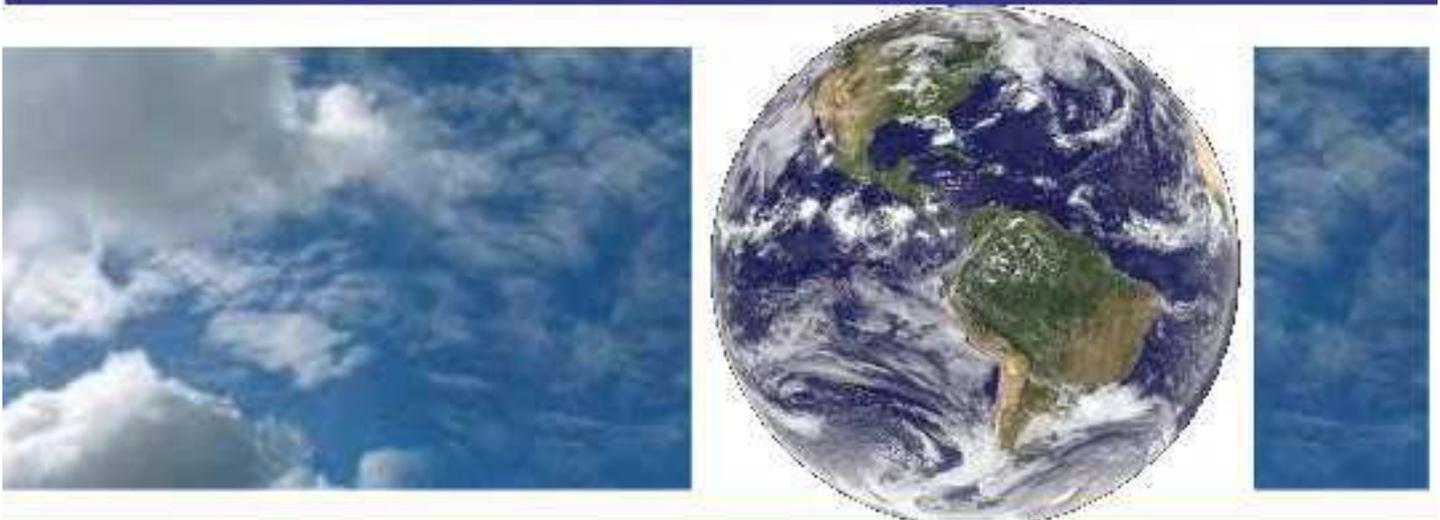


**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE  
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS  
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM**

# **METEOROLOGIA**



## **DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**Delson José Figueirôa Silva**

**Estudo do balanço de radiação à superfície no bioma  
caatinga com diferentes densidades**

**Campina Grande, Fevereiro de 2022**



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE  
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS  
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

**Delson José Figueirôa Silva**

**ESTUDO DO BALANÇO DE RADIAÇÃO À SUPERFÍCIE NO BIOMA CAATINGA COM  
DIFERENTES DENSIDADES**

**Campina Grande - PB  
2022**

UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE  
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS  
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

**Delson José Figueirôa Silva**

**ESTUDO DO BALANÇO DE RADIAÇÃO À SUPERFÍCIE NO BIOMA CAATINGA COM  
DIFERENTES DENSIDADES**

*Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em  
Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande  
em cumprimento às exigências do regulamento do curso para  
a obtenção do título de mestre em Meteorologia.*

Área de concentração: **Meteorologia Agrícola e Micrometeorologia**

Subárea: **Micrometeorologia**

Professor orientador: **Prof. Dr. Carlos A. C. dos Santos**

**Campina Grande - PB**

**2022**

S586e

Silva, Delson José Figueirôa.

Estudo do balanço de radiação à superfície no bioma caatinga com diferentes densidades / Delson José Figueirôa Silva. - Campina Grande, 2022.

105 f. il. color.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2022.

"Orientação: Prof. Dr. Carlos Antonio Costa dos Santos."

Referências.

1. Meteorologia Agrícola. 2. Micrometeorologia. 3. Caatinga. 4. Balanço de Radiação. 5. Saldo de Radiação. I. Santos, Carlos Antonio Costa dos. II. Título.

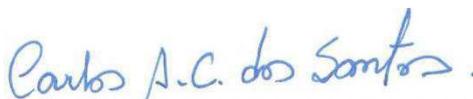
CDU 551.5:631(043)

DELSON JOSÉ FIGUEIRÔA SILVA

ESTUDO DO BALANÇO DE RADIAÇÃO À SUPERFÍCIE NO BIOMA CAATINGA  
COM DIFERENTES DENSIDADES

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 14/02/2022

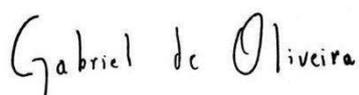
BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. CARLOS ANTONIO COSTA DOS SANTOS  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. BERNARDO BARBOSA DA SILVA  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. GABRIEL DE OLIVEIRA  
Department of Earth Sciences  
University of South Alabama

# Agradecimentos

À minha família pelo apoio dado durante o desenvolvimento desse mestrado, em especial minha mãe Antonia Maria de Figueirôa Silva e minha esposa Tarciana Rafaela Barbosa Figueirôa Silva que sempre me auxiliou com suas correções em meus textos.

Ao meu orientador, o professor Dr. Carlos Antonio Costa dos Santos, pelas valiosas orientações, por acreditar em mim para o desenvolvimento desse projeto, pelos ensinamentos e pela amizade.

Aos professores que compuseram a banca, a saber, Dr. Bernardo Barbosa da Silva e Dr. Gabriel de Oliveira, pelas excelentes sugestões desde o período da qualificação.

A todos que compõem o Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da UFCG e que alguma forma contribuíram para o meu desenvolvimento no programa, em especial os Professores Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito, Dra. Josefina Moraes Arraut, Dr. Madson Tavares Silva, Dr. Francisco de Assis Salviano de Sousa e Dr. Enio Pereira de Souza pelos valiosos ensinamentos.

À Coordenação de Aperfeiçoamento do Pessoal de Ensino Superior (CAPES), pelo financiamento necessário para o desenvolvimento desse projeto.

A todos, meus sinceros agradecimentos!

*“Um pessimista vê uma dificuldade em cada oportunidade; um otimista vê uma oportunidade em cada dificuldade.”*  
**(Winston Churchill)**

# Resumo

Os biomas áridos e semiáridos estão presentes em 40% da superfície terrestre. Nesses lugares o aproveitamento da água e dos recursos naturais são essenciais para o desenvolvimento das plantas e toda a biomassa desses ecossistemas. No Brasil, a caatinga, presente na maior parte do Nordeste e no norte do estado de Minas Gerais representa esse tipo de bioma, sendo esta a região seca mais populosa do mundo. Pesquisas sobre os fluxos e o saldo de radiação nessa região ainda são escassas, apesar da relevância que estes têm em áreas como agricultura e hidrologia. Neste estudo, por meio da análise de dados coletados em estações micrometeorológicas nos anos de 2014 à 2016 nas cidades de Campina Grande-PB, em áreas com vegetação de caatinga em recuperação (CR) e degradada (CD) e Serra Negra do Norte-RN, na Estação Ecológica do Seridó (ESEC-Seridó), onde há uma vegetação de caatinga preservada (CP), observou-se que assim como a radiação solar refletida pela superfície, os maiores fluxos de radiação solar incidente à superfície ocorreram na CD. Com relação às radiações de ondas longas emitidas pela superfície  $R_{lu}$  e atmosfera  $R_{ld}$ , os fluxos mais intensos ocorreram na CP, seguindo a associação com as temperaturas do ar da região, que foram bem maiores do que nas outras regiões. O saldo de radiação ( $R_n$ ) foi maior na CD, seguida pela CP, e CR. Foram obtidos alguns modelos ajustados capazes de estimar a  $R_{ld}$  para as condições de céu claro ( $R_{cl}$ ) e de nebulosidade para as duas regiões, e modelos ajustados para estimar o  $R_n$  à superfície para a área de cada uma das estações, tendo todos esses apresentado eficiência satisfatória. **Palavras-chave:** caatinga, balanço de radiação, saldo de radiação.

# Abstract

Arid and semiarid biomes are present in 40% of the Earth's surface. In these places, the use of water and natural resources are essential for the development of plants and all the biomass in these ecosystems. In Brazil, the caatinga, present in most of the Northeast and in the north of the state of Minas Gerais, represents this type of biome, being this the most populated dry region in the world. Research on the fluxes and radiation balance in this region is still scarce, despite the relevance they have in areas such as agriculture and hydrology. In this study, through the analysis of data collected in micrometeorological stations from 2014 to 2016 in the cities of Campina Grande-PB, in areas with recovering (CR) and degraded (CD) caatinga vegetation and Serra Negra do Norte-RN, at the Seridó Ecological Station (ESEC-Seridó), where there is a preserved caatinga vegetation (CP), it was observed that, as well as the solar radiation reflected by the surface, the greatest fluxes of solar radiation incident on the surface occurred in the CD. Regarding the longwave radiation emitted by the surface ( $R_{lu}$ ) and the atmosphere ( $R_{ld}$ ), the most intense fluxes occurred in the CP, following the association with the region's air temperatures, which were much higher than in the other regions. The net Radiation ( $R_n$ ) was greater in CD, followed by CP, and CR. Some adjusted models capable of estimating the  $R_{ld}$  for the conditions of clear sky ( $R_{cl}$ ) and cloudiness for the two regions were obtained to estimate the  $R_n$  at the surface for the area of each one of the stations, having all these present satisfactory efficiency. **Keywords:** caatinga, radiation balance, net radiation

# Lista de Figuras

Figura 2.1 – Mapa de biomas com destaque para a Caatinga. . . . .	21
Figura 2.2 – Características da vegetação da caatinga: durante a seca em São Domingos do Cariri-PB (esquerda) e durante o período das chuvas em Santa Cruz do Capibaribe-PE (direita). Fonte: Adaptado de Arnaldo Vitorino . . . . .	21
Figura 2.3 – Vegetação arbórea de brejo de altitude na Unidade de Conservação Refúgio da Vida Silvestre Mata do Bitury no município do Brejo da Madre de Deus-PE. Fonte: Arnaldo Vitorino. . . . .	22
Figura 2.4 – Animais encontrados na caatinga: a) Calango do sertão ( <i>Cnemidophorus ocellifer</i> ); b) Concriz ( <i>Icterus jamacaii</i> ); e c) Periquito da caatinga ( <i>Eupsittula cactorum</i> ). Fonte: Arnaldo Vitorino . . . . .	23
Figura 2.5 – Influência das ações antrópicas na caatinga: Incêndios florestais na região de caatinga (esquerda); Expansão das cidades sobre a caatinga (direita). Fonte: Adaptado de Arnaldo Vitorino . . . . .	24
Figura 2.6 – Espectro eletromagnético. Adaptado de < <a href="https://commons.wikimedia.org">https://commons.wikimedia.org</a> > . . . . .	26
Figura 2.7 – Representação das diferentes regiões do Sol. Fonte: notasgeo.com.br	30
Figura 2.8 – Esquema do balanço de radiação. Fonte: Adaptado de Zdunkowski <i>et al.</i> (2007) . . . . .	34
Figura 3.1 – Localização das estações micrometeorológicas nos arredores da área urbana do município de Campina Grande: o ponto CR indica a localização da estação na caatinga regenerada e o ponto CD indica a localização da estação na caatinga degradada. . . . .	37
Figura 3.2 – Estações micrometeorológicas da primeira região, a) estação da CR e b) estação da CD . . . . .	38
Figura 3.3 – Localização da estação micrometeorológica no município de Serra Negra do Norte. O ponto CP indica a posição da estação na caatinga preservada . . . . .	39
Figura 3.4 – Estação micrometeorológica da região de caatinga preservada (CP) no ICMBIO-Serra Negra . . . . .	40
Figura 4.1 – Boxplots, violinplots e distribuições dos dados de temperatura do ar, do solo e pressão de vapor d’água das três estações. . . . .	46
Figura 4.2 – Distribuição da temperatura média horária mensal de janeiro de 2014 à dezembro de 2016 na caatinga regenerada. . . . .	48
Figura 4.3 – Distribuição da temperatura média horária mensal março de 2014 à junho de 2016 na caatinga degradada. . . . .	49

Figura 4.4 – Distribuição da temperatura média horária mensal de janeiro de 2014 à dezembro de 2016 na caatinga preservada. . . . .	50
Figura 4.5 – Distribuição das médias horárias mensais de temperatura do solo de janeiro de 2014 à dezembro de 2016 na caatinga regenerada. . . . .	51
Figura 4.6 – Distribuição das médias horárias mensais de temperatura do solo janeiro de 2014 à dezembro de 2016 na caatinga degradada. . . . .	51
Figura 4.7 – Distribuição das médias horárias mensais de temperatura do solo de janeiro de 2014 à dezembro de 2016 na caatinga preservada. . . . .	52
Figura 4.8 – Comportamento da pressão de vapor d’água de janeiro de 2014 à novembro de 2016 na caatinga regenerada. . . . .	53
Figura 4.9 – Comportamento da pressão de vapor d’água de março de 2014 à junho de 2016 na caatinga degradada. . . . .	53
Figura 4.10 – Comportamento da pressão de vapor d’água de janeiro de 2014 à novembro de 2016 na caatinga Preservada. . . . .	54
Figura 4.11 – Comportamento da pressão de vapor d’água e da temperatura em um dia médio no período de 2014 à 2016 nas três estações. . . . .	55
Figura 4.12 – Distribuição do fluxo de radiação solar média incidente à superfície de janeiro de 2014 à dezembro de 2016 na caatinga regenerada. . . . .	56
Figura 4.13 – Distribuição do fluxo de radiação solar média incidente à superfície de janeiro de 2014 à dezembro de 2016 na caatinga degradada. . . . .	56
Figura 4.14 – Distribuição do fluxo de radiação solar média incidente à superfície de janeiro de 2014 à dezembro de 2016 na caatinga preservada. . . . .	57
Figura 4.15 – Distribuição do fluxo de radiação solar média que é refletida pela superfície de 2014 à 2016 na caatinga regenerada. . . . .	58
Figura 4.16 – Distribuição do fluxo de radiação solar média que é refletida pela superfície de 2014 à 2016 na caatinga degradada. . . . .	59
Figura 4.17 – Distribuição do fluxo de radiação solar média que é refletida pela superfície de 2014 à 2016 na caatinga preservada. . . . .	59
Figura 4.18 – Albedo médio mensal nas três estações de janeiro de 2014 a dezembro de 2016. . . . .	60
Figura 4.19 – Distribuição do fluxo médio mensal horário de radiação de ondas longas atmosféricas de 2014 à 2016 na caatinga regenerada. . . . .	61
Figura 4.20 – Distribuição do fluxo médio mensal horário de radiação de ondas longas emitidas pela superfície de 2014 à 2016 na caatinga regenerada. . . . .	62
Figura 4.21 – Distribuição do fluxo médio mensal horário de radiação de ondas longas atmosféricas de 2014 à 2016 na caatinga degradada. . . . .	62
Figura 4.22 – Distribuição do fluxo médio mensal horário de radiação de ondas longas emitidas pela superfície de 2014 à 2016 na caatinga degradada. . . . .	63
Figura 4.23 – Distribuição do fluxo médio mensal horário de radiação de ondas longas atmosféricas de 2014 à 2016 na caatinga preservada. . . . .	63

Figura 4.24–Distribuição do fluxo médio mensal horário de radiação de ondas longas emitidas pela superfície de 2014 à 2016 na caatinga preservada.	64
Figura 4.25–Distribuição do saldo de radiação médio mensal horário de 2014 à 2016 na caatinga regenerada. . . . .	65
Figura 4.26–Distribuição do saldo de radiação médio mensal horário de 2014 à 2016 na caatinga degradada. . . . .	66
Figura 4.27–Distribuição do saldo de radiação médio mensal horário de 2014 à 2016 na caatinga preservada. . . . .	66
Figura 4.28–Comportamento médio diário das componentes de radiação e do balanço de radiação no período de 2014 à 2016. . . . .	67
Figura 4.29–Comportamento das componentes e do balanço de radiação nos períodos seco e chuvoso de 2014 à 2016. . . . .	68
Figura 4.30–Ciclos diários médios mensais da pressão de vapor d’água, temperatura do solo, temperatura do ar, radiação de ondas longas atmosféricas e radiação de ondas longas terrestres ao longo do período estudado. . . . .	69
Figura 4.31–Ciclos diários médios mensais da radiação solar incidente à superfície, refletida pela superfície, do albedo e do saldo de radiação a superfície ao longo do período estudado. . . . .	70
Figura 4.32–Comparações entre os fluxos de radiação de ondas longas atmosféricas incidentes à superfície para condições de céu claro medidas e estimadas pelos modelos MCS-CG1, MCS-CG2, MCS-CG3, Kruk <i>et al.</i> (2009), Santos <i>et al.</i> (2011), Brunt (1932), Swinbank (1963), Idso (1981), Duarte <i>et al.</i> (2006) e Brutsaert (1975). . . . .	72
Figura 4.33–Boxplot com os valores medidos nas estações e estimados para a região de Campina Grande por diferentes modelos. . . . .	73
Figura 4.34–Comparações entre os fluxos de radiação de ondas longas atmosféricas incidentes à superfície para condições de céu claro medidas e estimadas pelos modelos MCS-S1, MCS-S2, MCS-S3, Kruk <i>et al.</i> (2009), Santos <i>et al.</i> (2011), Brunt (1932), Swinbank (1963), Idso (1981), Duarte <i>et al.</i> (2006) e Brutsaert (1975). . . . .	75
Figura 4.35–Boxplot com os valores medidos na estação ESEC-Seridó e estimados por diferentes modelos para essa região. . . . .	76
Figura 4.36–Comparações entre os dados $R_{ld}$ para condições de céu nublado para as horas do dia, medidas e estimadas pelos modelos MAS-CG, Maykut e Church (1973), Jacobs (1978), Sugita e Brutsaert (1993), Konzelmann <i>et al.</i> (1994) e Crawford e Duchon (1999). . . . .	78
Figura 4.37–Boxplot com os valores de $R_{ld}$ medidos na CD e CR estimados por diferentes modelos para essa região. . . . .	79

Figura 4.38–Comparações entre os fluxos de $R_{ld}$ para condições de céu nublado medidas nas estações e estimadas pelos modelos MAS-CG, Maykut e Church (1973), Jacobs (1978), Sugita e Brutsaert (1993), Konzelmann <i>et al.</i> (1994) e Crawford e Duchon (1999) para todas as horas do dia.	80
Figura 4.39–Boxplot com os valores de $R_{ld}$ medidos e estimados por diferentes modelos para a região 1 com dados coletados a qualquer hora (dia e noite).	81
Figura 4.40–Comparações entre os dados $R_{ld}$ para condições de céu nublado para as horas do dia, medidas e estimadas pelos modelos MAS-S, Maykut e Church (1973), Jacobs (1978), Sugita e Brutsaert (1993), Konzelmann <i>et al.</i> (1994) e Crawford e Duchon (1999) na região da ESEC-Seridó.	83
Figura 4.41–Boxplot com os valores de $R_{ld}$ medidos na CD e CR e estimados por diferentes modelos para a região 2.	84
Figura 4.42–Comparações entre os fluxos de $R_{ld}$ para condições de céu nublado medida e estimadas pelos modelos MAS-S, Maykut e Church (1973), Jacobs (1978), Sugita e Brutsaert (1993), Konzelmann <i>et al.</i> (1994) e Crawford e Duchon (1999) para todas as horas do dia na região da ESEC-Seridó.	85
Figura 4.43–Boxplot com os valores de $R_{ld}$ medidos na CD e CR e estimados por diferentes modelos para essa região 2 com dados de todas as horas do dia.	86
Figura 4.44–Comparações entre os dados de $R_n$ medidos nas três estações e estimadas pelas Equações (3.28) e (3.29) com os coeficientes da Tabela 4.7.	88
Figura 4.45–Plot dos dados de $R_n$ medidos e estimados pelas Equações (3.28) e (3.29) com os coeficientes da Tabela 4.7 para o período chuvoso na região do Seridó na data de 02/03/2015.	89
Figura 4.46–Plot dos dados de $R_n$ medidos e estimados pelas Equações (3.28) e (3.29) com os coeficientes da Tabela 4.7 para todos os períodos na região de caatinga degradada na data de 14/02/2014.	90

# Lista de Tabelas

Tabela 2.1 – Composição da atmosfera . . . . .	31
Tabela 4.1 – Resultados estatísticos da performance dos modelos para estimativas da radiação de ondas longas atmosféricas com dados da região de Campina Grande. . . . .	73
Tabela 4.2 – Resultados estatísticos da performance de dez modelos para estimativas da radiação de ondas longas atmosféricas com dados da região da ESEC-Seridó. . . . .	76
Tabela 4.3 – Resultados estatísticos da performance de seis modelos para estimativas da radiação de ondas longas atmosféricas com dados da região de Campina Grande com dados obtidos durante as horas do dia. . . . .	79
Tabela 4.4 – Resultados estatísticos da performance dos modelos para estimativas da radiação de ondas longas atmosféricas com dados da região de Campina Grande usando dados obtidos durante dia e noite. . . . .	81
Tabela 4.5 – Resultados estatísticos da performance dos modelos para estimativas da radiação de ondas longas atmosféricas com dados da região da ESEC-Seridó usando dados obtidos durante as horas do dia. . . . .	84
Tabela 4.6 – Resultados estatísticos da performance de seis modelos para estimativas da radiação de ondas longas atmosféricas com dados da região da ESEC-Seridó usando dados obtidos durante dia e noite. . . . .	86
Tabela 4.7 – Tabela com os coeficientes das Eq. (3.28) e (3.29) ajustados para todos os períodos, períodos secos e períodos chuvosos com dados das três estações. . . . .	87
Tabela 4.8 – Resultados estatísticos da performance das equações ajustadas para estimativas da $R_n$ . . . . .	89

# Lista de Abreviaturas e Símbolos

## Abreviaturas

$\alpha$	Albedo
$\lambda$	Comprimento de onda
$\nu$	Frequência
$\tau$	Índice de transmissividade atmosférica
$\theta_z$	Ângulo zenital
$\varepsilon_{cl}$	Emissividade atmosférica para condições de céu claro
$\varepsilon_s$	Emissividade da superfície
<b>B</b>	Campo magnético
<b>E</b>	Campo elétrico
<i>BOC</i>	Balanco de radiação de onda curta
<i>BOL</i>	Balanco de radiação de onda longa
$E_0$	Fator de correção da excentricidade da órbita terrestre
$e_a$	Pressão de vapor
$E_{em}$	Radiação emitida pela Terra
<i>H</i>	Ângulo horário
$R_0$	Radiação solar incidente no topo da atmosfera
$R_{cl}$	Radiação de onda longa atmosférica para condições de céu claro
$R_i$	Radiação solar global teórica na ausência de nuvens
$R_{ld}$	Radiação de onda longa atmosférica
$R_{lu}$	Radiação de onda longa terrestre
$R_{sd}$	Radiação solar de onda curta incidente
$R_{su}$	Radiação solar de onda curta refletida
$T_a$	Temperatura do ar próximo da superfície

$T_s$	Temperatura da superfície
CD	Caatinga degradada
CP	Caatinga preservada
CR	Caatinga regenerada
ESEC	Estação ecológica
NEB	Nordeste do Brasil
TSM	Temperatura da Superfície do Mar

### Constantes Físicas

$\epsilon_0$	Permissividade do espaço livre	$8,85 \times 10^{-12} \text{ C}^2/(\text{N} \cdot \text{m}^2)$
$\mu_0$	Permeabilidade do espaço livre	$4\pi \times 10^{-7} \text{ N/A}^2$
$\sigma$	Constante de Stefan-Boltzmann	$5,6697 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$
$c_0$	Velocidade da luz no vácuo	$2,99792 \times 10^8 \text{ m/s}$
$C_1$	Primeira constante da radiação	$3,7427 \times 10^8 \text{ W}\mu\text{m}^4\text{m}^{-2}$
$C_2$	Segunda constante da radiação	$1,4388 \times 10^4 \mu\text{mK}$
$h$	Constante de Planck	$6,6256 \times 10^{-34} \text{ J} \cdot \text{s}$
$I_{sc}$	Constante Solar	$1367 \text{ Wm}^{-2}$
$k_B$	Constante de Boltzmann	$1,380658 \times 10^{-23} \text{ J/K}$

# Sumário

<b>Sumário</b>	<b>15</b>
<b>1 Introdução</b>	<b>17</b>
1.1 Objetivos	19
1.1.1 Objetivo geral	19
1.1.2 Objetivos específicos	19
<b>2 Fundamentação</b>	<b>20</b>
2.1 A Caatinga	20
2.2 Radiação	25
2.2.1 Corpo Negro	27
2.2.2 Lei de Plank	27
2.2.3 Lei de Wien	28
2.2.4 Lei de Stefan-Boltzmann	28
2.3 Radiação Solar	29
2.3.1 O Sol	29
2.3.2 Radiação solar na interface superfície-atmosfera	29
2.4 Balanço de radiação à superfície Terrestre	32
<b>3 Material e Métodos</b>	<b>36</b>
3.1 Área de estudo	36
3.1.1 Região 1	36
3.1.2 Região 2	38
3.2 Métodos	40
3.2.1 Modelos para estimativa da radiação de onda longa atmosférica	40
3.2.1.1 Modelos para céu claro	40
3.2.1.2 Modelos para todas as condições de céu	41
3.2.2 Modelos para estimativa do saldo de radiação à superfície	43
3.2.3 Análise estatística	44
3.3 Processamento dos dados	44
<b>4 Resultados</b>	<b>46</b>
4.1 Variáveis meteorológicas	46
4.1.1 Análise descritiva dos dados de temperatura do ar, temperatura do solo e pressão de vapor d'água	46
4.1.2 Temperatura do ar	48
4.1.3 Temperatura do solo	50
4.1.4 Umidade atmosférica	52
4.2 Componentes do balanço de radiação	55
4.2.1 Radiação solar incidente à superfície ( $R_{sd}$ )	55

---

4.2.2	Radiação solar refletida pela superfície terrestre ( $R_{su}$ ) . . . . .	58
4.2.3	Albedo da superfície ( $\alpha$ ) . . . . .	60
4.2.4	Radiação de ondas longas emitidas pela atmosfera ( $R_{ld}$ ) e superfície ( $R_{lu}$ ) . . . . .	61
4.2.5	Saldo de radiação ( $R_n$ ) . . . . .	65
4.2.6	Análise conjunta das componentes e do saldo de radiação . . . .	67
4.3	Ciclos diários mensais das variáveis estudadas . . . . .	68
4.4	Modelos para radiação de ondas longas atmosféricas em condições de céu claro . . . . .	71
4.4.1	Radiação de ondas longas para céu claro na região 1 . . . . .	71
4.4.2	Modelos de radiação de ondas longas para céu claro na região 2 .	74
4.5	Modelos para radiação de ondas longas atmosféricas em condições de céu nublado . . . . .	77
4.5.1	Radiação de ondas longas para céu com nuvens na região 1 . . .	77
4.5.2	Radiação de ondas longas para céu com nuvens na região 2 . . .	82
4.6	Estimativas para o saldo de radiação . . . . .	87
<b>5</b>	<b>Discussão . . . . .</b>	<b>91</b>
<b>6</b>	<b>Conclusões . . . . .</b>	<b>96</b>
	<b>Referências . . . . .</b>	<b>98</b>

# 1 Introdução

Os ecossistemas áridos e semiáridos estão presentes em 40% da superfície da Terra, sendo um componente de grande importância no sistema climático terrestre (SOUZA *et al.*, 2015). Esse tipo de bioma no Brasil é representado pela Caatinga, que está presente na maior parte da região Nordeste do Brasil (NEB) e no norte do estado de Minas Gerais, além de regiões de transição onde ocorrem as interações com outros biomas (LEAL *et al.*, 2003).

O semiárido brasileiro é habitado por mais de 28 milhões de pessoas, sendo a região semiárida mais populosa do mundo. De acordo com levantamentos do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), em 2009, a área coberta por essa vegetação era de 844.453  $km^2$ , representando quase 10% do território brasileiro (IBGE, 2006; CASTELLETTI *et al.*, 2004; MIN, 2005; MMA, 2021).

Essa região apresenta períodos de estiagem prolongada e baixos volumes pluviométricos que são os principais fatores associados à ocorrência de secas. As temperaturas na caatinga são altas e pouco variáveis, podendo apresentar médias anuais superiores a 25 °C. No tocante às precipitações, as médias anuais podem ser inferiores a 300  $mm$  nos sertões e chegando a apresentar valores próximos a 1000  $mm$  nas regiões de transição com outros biomas (SAMPAIO, 2010).

Aproximadamente 46% da vegetação original da caatinga já foram intensamente modificadas e mesmo com o clima semiárido, ainda há uma grande diversidade de paisagens, espécies animais e vegetais, sendo possível encontrar em meio à aridez, regiões chamadas de brejos – verdadeiras ilhas de umidade, solos férteis e com mais biodiversidade (ICMBIO, 2018).

Contudo, em geral, as plantas apresentam uma estrutura adaptada ao estresse hídrico a que são submetidas, por isso são chamadas xerófitas. Possuindo características peculiares: como folhas pequenas, cascas grossas, espinhos, raízes e troncos com capacidade de reter água, sendo essas formas de evitar a evaporação e armazenar água. As espécies suportam bem os períodos secos e conseguem brotar após as primeiras chuvas, tendo dois aspectos diferentes durante os períodos secos e chuvosos (ISPN, 2021).

Devido a adaptação às condições climáticas, a vegetação da caatinga perde suas folhas na estação seca, reduzindo a transpiração, evitando a perda de água da planta e recupera sua área foliar rapidamente com o início da estação chuvosa. Essas mudanças na vegetação alteram a relação da radiação solar com a superfície conforme transformam a cobertura do solo, afetando todo o balanço de radiação na superfície (PIRES, 2014).

A ocupação humana na caatinga começou por volta do Pleistoceno Superior e do Holoceno Inferior. Quando os colonizadores europeus chegaram ao Brasil, a população

indígena que habitava essa região era de aproximadamente 100.000 pessoas. Durante o processo de colonização, houve a substituição de muitas comunidades indígenas por grandes assentamentos dedicados a pecuária e a agricultura, principalmente ao longo dos rios, onde esses assentamentos foram o suporte para as cidades modernas que abrigam a população atual (HEMMING, 1978; BUENO; DIAS, 2015).

O resultado da expansão humana na caatinga é a antropização dos ecossistemas naturais. Acerca das consequências das ações antrópicas na caatinga, Silva e Barbosa (2017) apontam que focos de incêndio impactaram cerca de 13,3% da caatinga, principalmente nos brejos e regiões de transição com a Amazônia e o cerrado. Os autores ainda ressaltam que as estradas, outro fator impactante no bioma, influenciam 346,267  $km^2$  ou 37,9% do bioma e com relação ao uso da terra estima-se que cerca de 311,225  $km^2$  (34,1%) da vegetação foram desmatados, onde apenas algumas grandes áreas no centro do bioma não sofreram com desmatamentos. Em resumo, os autores indicam que aproximadamente 63% da caatinga foi convertida em ecossistemas antrópicos até o ano de 2010.

Essas transformações em grande escala no ecossistema podem prejudicar o fornecimento de serviços ecossistêmicos locais, como alimentos, água doce e lenha, das populações que precisam para sobreviver. O problema é ainda maior se considerar as dificuldades das sociedades regionais em se adaptar aos eventos climáticos extremos que vem acontecendo e tendem a ser mais comuns no futuro em decorrência das alterações nos parâmetros ambientais (SILVA; BARBOSA, 2017; SILVA *et al.*, 2004).

A energia que chega à superfície é determinada pela radiação solar e atmosférica que incidem. Entretanto, a energia armazenada no sistema é dependente da cobertura da superfície, que afeta o saldo de radiação  $R_n$  de acordo com suas propriedades físicas: albedo da superfície, rugosidade e emissividade (CUI *et al.*, 2012; OKE, 1988). Diversos estudos mostraram que ocorre uma significativa mudança no albedo da caatinga em decorrência da mudança da vegetação seja tanto pela ação dos períodos secos e chuvosos, quanto pela degradação ocasionada pela ação antrópica (LIMA *et al.*, 2009; SOUZA *et al.*, 2012; CUNHA *et al.*, 2013; BORGES *et al.*, 2020).

Dadas as evidências, a preservação da vegetação da caatinga é essencial, visto que 15% de sua cobertura está ameaçada pela desertificação (LEAL *et al.*, 2005), onde projeções indicam para a região a possibilidade de um aumento de até 1°C na temperatura do ar e uma diminuição nos padrões de chuva de até 35% (PBMC, 2014).

Embora os fluxos de energia à superfície sejam importantes para pesquisas em áreas como agricultura e recursos hídricos (RAMOS *et al.*, 2018), praticamente não existem medidas regulares das componentes do balanço de radiação em regiões de caatinga.

Logo, no presente estudo se busca entender o comportamento das componentes do balanço de radiação e outras variáveis meteorológicas para regiões de caatinga no semiárido do NEB, através da utilização de dados de estações micrometeorológicas nos

estados da Paraíba e Rio Grande do Norte, em vegetações da caatinga com diferentes características de densidade.

## 1.1 Objetivos

### 1.1.1 Objetivo geral

Analisar o balanço de radiação, o albedo e outros parâmetros ambientais em regiões de caatinga com diferentes níveis de preservação da vegetação por intermédio de dados de estações micrometeorológicas.

### 1.1.2 Objetivos específicos

- Determinar diferenças no comportamento das componentes do saldo de radiação na caatinga com diferentes densidades.
- Analisar o comportamento temporal das componentes do balanço de radiação.
- Obter modelos para a estimativa da radiação atmosférica sob diferentes condições de nebulosidade e do saldo de radiação à superfície terrestre.

## 2 Fundamentação

### 2.1 A Caatinga

A Caatinga é um dos maiores e mais característicos biomas brasileiros, sendo o único encontrado exclusivamente em território nacional. Este bioma está em uma área de aproximadamente  $844.453 \text{ km}^2$  e ocupa a quarta posição em extensão no país, representando cerca de 9,92% do território brasileiro e mais da metade da região NEB (IBGE, 2006; SOUZA *et al.*, 2015).

A palavra “caatinga” é de origem Tupi-Guarani e significa “floresta branca”, em referência ao aspecto da vegetação durante a estação seca, período no qual as folhas caem e os troncos e galhos esbranquiçados e brilhantes dos arbustos ficam à mostra (PRADO, 2003). A caatinga também é chamada de sertão, cariri, seridó e entre outras denominações populares, que são usadas para nomear alguns dos diferentes tipos de vegetação desse bioma (MAIA *et al.*, 2017).

O mosaico de arbustos espinhosos e florestas periodicamente secas da caatinga cobre totalmente o estado do Ceará e grandes áreas dos estados de Alagoas, Bahia, Paraíba, Pernambuco, Piauí, Rio Grande do Norte e Sergipe, na região NEB, chegando até o estado de Minas Gerais, seguindo o rio São Francisco junto a região do vale seco do rio Jequitinhonha (Figura 2.1).

A característica mais marcante das plantas do bioma é a deciduidade da maior parte da vegetação, que se apresenta fortemente sazonal (Figura 2.2). Em geral, as plantas possuem folhas pequenas, espinhos, hábito suculento ou forma de vida terófitas. A disponibilidade de água é um fator condicionante ao desenvolvimento das plantas, onde o crescimento das folhas e aparecimento das flores apresentam uma sincronia com a estação chuvosa (FERNANDES; QUEIROZ, 2018). Acerca das características das plantas da caatinga, Riegelhaupt *et al.* (RIEGELHAUPT *et al.*, 2010) acrescenta:

“A Caatinga é um bioma florestal do Semi-Árido, característico de um clima marcado por fortes secas e queimadas recorrentes. Sob essas condições, as espécies arbóreas dominantes têm desenvolvido adaptações como: alta capacidade de regenerar por brotação de tocos e cepas; rápida resposta e alta taxa de crescimento em períodos úmidos; caducifolia e redução marcada do metabolismo em períodos secos.”[pág 275]

A climatologia na região apresenta grande variação, indo de climas superúmidos (pluviosidades próximas a  $2000 \text{ mm/ano}$ ) a climas semiáridos (pluviosidades entre  $300 - 500 \text{ mm/ano}$ ), com as chuvas concentradas em poucos meses do ano (FRANCA-ROCHA *et al.*, 2007).

A disponibilidade hídrica no bioma além de limitante, apresenta-se extremamente variável no tempo e no espaço. Tal cenário é resultado de fatores como: sistemas



Figura 2.1 – Mapa de biomas com destaque para a Caatinga.

complexos de chuvas, que são dispersas à medida que adentram as regiões mais centrais da Caatinga dando origem a chuvas errantes e concentradas em poucos meses; orografia, com serras e chapadas que interferem na passagem das frentes úmidas; escoamento de água que formam lagos e rios geralmente temporários, mas que mantém a disponibilidade hídrica após as chuvas; e os diferentes tipos de solos, com capacidades de reter mais



Figura 2.2 – Características da vegetação da caatinga: durante a seca em São Domingos do Cariri-PB (esquerda) e durante o período das chuvas em Santa Cruz do Capibaribe-PE (direita). Fonte: Adaptado de Arnaldo Vitorino<sup>1</sup>).

ou menos água (GARIGLIO *et al.*, 2010). Embora seja cortada por redes hidrográficas, como nas regiões das bacias do São Francisco, do Parnaíba, do Atlântico Nordeste Oriental e do Atlântico Leste, grande parte dos rios são temporários, fluindo apenas nas épocas das chuvas. Esses contrastes físicos e climáticos proporcionam uma variedade na vegetação da região. Diferenças nas altitudes, que orograficamente provocam chuvas locais, também contribuem numa mudança total da vegetação em determinadas regiões do bioma. Exemplo disso pode ser visto em áreas no planalto da Borborema e em serras do semiárido, onde podem ser encontrados alguns dos chamados “brejos de altitude” (Figura 2.3). Nessas regiões está localizada quase toda caatinga arbórea, restrita a áreas com solos ricos em nutrientes (FRANCA-ROCHA *et al.*, 2007; LEAL *et al.*, 2005).



Figura 2.3 – Vegetação arbórea de brejo de altitude na Unidade de Conservação Refúgio da Vida Silvestre Mata do Bitury no município do Brejo da Madre de Deus-PE. Fonte: Arnaldo Vitorino.

Apesar dessas características diferenciadas em áreas com altitudes mais elevadas, a maior parte do bioma apresenta um clima semiárido quente, com temperaturas elevadas, chuvas irregulares e estação seca de 7 a 10 meses. As temperaturas médias anuais variam entre 24 e 28°C e a precipitação de 250 a 1000 *mm/ano*.

A geomorfologia da região apresenta unidades com solos rasos, argilosos e rochosos e outras áreas de solos profundos e arenosos. Tais características, se somadas ao clima e o relevo, explicam porque a caatinga possui um elevado número de formações e tipos de vegetação (SILVA *et al.*, 2003).

A variabilidade climática do semiárido brasileiro é fortemente vinculada as variações dos padrões da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) nos Oceanos Tropicais. Essas variações influenciam diretamente a Zona de Convergência Intertropical, que

<sup>1</sup> Disponível em: <<https://www.instagram.com/vitorinoandarilho/>> .

por sua vez afeta a qualidade dos períodos de chuva no semiárido. Esses fenômenos meteorológicos associados a climatologia da região geram uma elevada demanda atmosférica nos meses secos, retirando muita umidade da superfície e levando a grande estresse hídrico nas espécies vegetais. Esse estresse pode ainda ser agravado por mudanças nos padrões atmosféricos de grande escala, como os fenômenos de interação oceano-atmosfera, que podem tanto reduzir os períodos chuvosos, como intensificá-los, casos do El Niño-Oscilação Sul (ENOS) e do dipolo do Atlântico (SOUZA *et al.*, 2015).

Conforme Castelletti *et al.* (2004), a fauna da caatinga tem sido descrita na literatura como pobre e com poucas espécies endêmicas. Entretanto, os autores salientam que novos estudos têm mostrado que a Caatinga conta com considerável número de animais e plantas endêmicas, indicando que os estudos zoológicos e botânicos para esse bioma ainda são precários. Ainda assim, no início deste século já eram conhecidas 932 espécies de plantas (380 endêmicas); 148 espécies de mamíferos (10 endêmicas); 348 espécies de aves (15 espécies e 45 subespécies endêmicas) e entre répteis e anfíbios 15% são endêmicos (SILVA *et al.*, 2003). Na Figura 2.4 são apresentados alguns animais encontrados na caatinga:

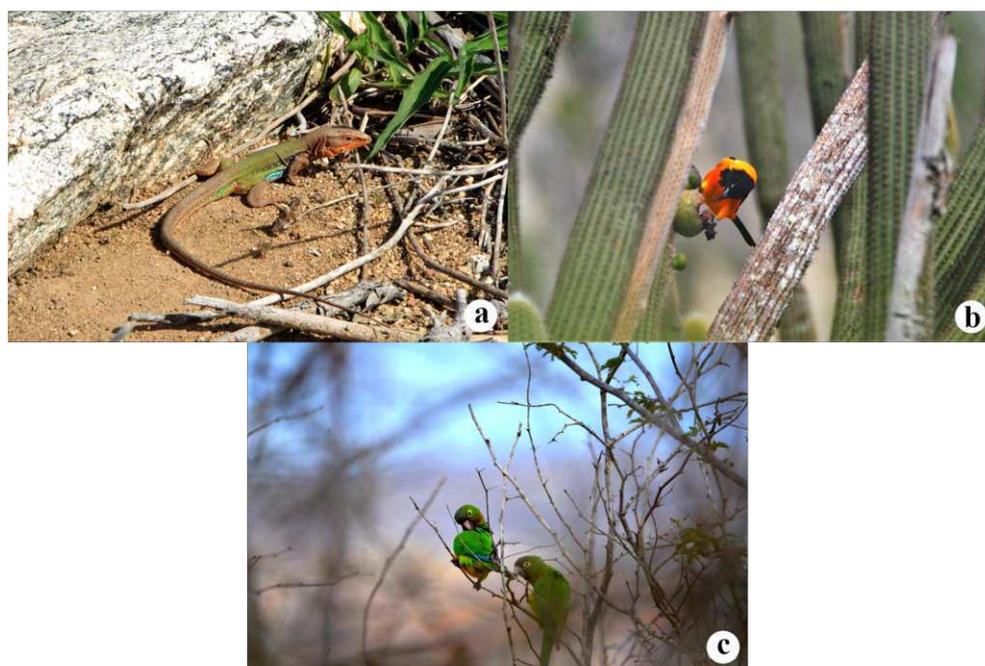


Figura 2.4 – Animais encontrados na caatinga: a) Calango do sertão (*Cnemidophorus ocellifer*); b) Concriz (*Icterus jamacaii*); e c) Periquito da caatinga (*Eupsittula cactorum*). Fonte: Arnaldo Vitorino

A caatinga é um dos biomas mais afetados pela ação humana, tendo mais de 45% de sua área alterada, ficando atrás apenas da Mata Atlântica e do Cerrado (KIILL *et al.*, 2009). Mesmo sendo um dos biomas mais ameaçados, a caatinga tem cerca de 1% de sua área protegida por unidades de conservação. Estudos mostram que sua cobertura vegetal corresponde a pouco mais de 62% da cobertura original (FRANCA-ROCHA *et al.*,

2007; KIILL *et al.*, 2009).

A exploração da caatinga vem ocorrendo desde o período pré-colonização, quando os índios utilizavam essas regiões para a caça, a coleta de frutos e atividades agrícolas. A chegada dos colonizadores não alterou significativamente a utilização da caatinga, permanecendo essencialmente extrativista. Contudo, houve uma crescente pressão a esse bioma por diversos fatores: o aumento populacional, que gera um crescimento na demanda por recursos; a exploração pecuária, com a criação de ovinos, caprinos, bovinos e outros herbívoros; a agricultura itinerante, onde o agricultor planta em uma região e após a colheita muda o local da plantação enquanto o solo anterior se recupera; e ainda há a exploração madeireira que em conjunto com os fenômenos anteriores têm causado danos severos a vegetação arbustiva e lenhosa da caatinga, estando diretamente relacionados ao desmatamento e as queimadas (Figura 2.5). As consequências dessas atividades predatórias podem ser sentidas principalmente nos recursos renováveis, nas perdas irreversíveis na fauna e flora, no aumento dos processos de erosão e na perda da fertilidade dos solos (FILHO; CARVALHO, 1997).



Figura 2.5 – Influência das ações antrópicas na caatinga: Incêndios florestais na região de caatinga (esquerda); Expansão das cidades sobre a caatinga (direita).  
Fonte: Adaptado de Arnaldo Vitorino

Outra consequência das alterações que esse bioma vem sofrendo é a desertificação, que se faz presente em grandes áreas do bioma. Esse tipo de degradação possui relação direta com a vegetação e os solos, sendo causada por mudanças que reduzem a cobertura vegetal. A ausência na cobertura do solo mantém o solo exposto por longos períodos, aumentando a erosão e gerando o empobrecimento dos solos pela perda de suas propriedades físicas, químicas e biológicas (SOUZA *et al.*, 2015). De acordo com Leal *et al.* (2005), técnicas de irrigação desenvolvidas nas últimas décadas, que são aplicadas na região para diferentes culturas agrícolas, têm acelerado o processo de desertificação. Todos esses usos inapropriados do solo têm causado sérios danos ambientais. No estado da Paraíba, 93,27% dos municípios estão em área suscetível a esse tipo de degradação, num total de 208 municípios (46.004 km<sup>2</sup>), sendo 197 desses em regiões semiáridas e subúmidas secas e 11 em áreas do entorno (MEDEIROS *et al.*, 2012).

De acordo com estudos da Conservation International, a caatinga foi considerada umas das 37 regiões naturais do planeta, sendo classificada como um bioma estratégico no cenário das mudanças globais. De modo que, sua preservação é de fundamental importância para manutenção dos padrões climáticos regionais e globais, da oferta de água potável, da qualidade das terras agricultáveis e da biodiversidade regional e global (TABARELLI; SILVA, 2003).

Como já mencionado, a caatinga permanece entre os ecossistemas menos estudados. Somando esse pouco conhecimento científico com o baixo número de unidades de conservação e a influência do crescimento populacional, a consequência é o grande número de espécies endêmicas ameaçadas de extinção. Tais evidências revelam a falta de políticas direcionadas a preservação da diversidade biológica da caatinga e de seus recursos naturais (TABARELLI; SILVA, 2003).

## 2.2 Radiação

A radiação ou energia radiante é o termo usado para designar o transporte de energia sem a necessidade da presença de um meio material. O termo é igualmente aplicado para nomear o próprio processo pelo qual essa energia é transportada.

O estudo da natureza da radiação é uma área de interesse permanente na física. A radiação em muitas situações apresenta uma natureza dual comportando-se tanto como partículas quanto como onda (VAREJÃO-SILVA, 2001). Neste trabalho os estudos da radiação têm como foco o tratamento ondulatório.

A partir de meados do século XIX, o matemático e físico escocês James Clerk Maxwell unificou os conhecimentos acerca da eletricidade e do magnetismo no eletromagnetismo, um ramo da física que trata os fenômenos elétricos, magnéticos e a luz a partir de quatro leis fundamentais, as chamadas equações de Maxwell.

Por meio das leis fundamentais do eletromagnetismo, Maxwell demonstrou que as ondas eletromagnéticas são ondulações transversais resultantes da junção de campos elétricos e magnéticos oscilantes que se regeneram um ao outro (HEWITT, 2011). Uma onda eletromagnética se propaga na direção do produto vetorial do campo elétrico pelo campo magnético ( $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ ), esse tipo de onda se propaga no vácuo com uma velocidade  $c_0$  dada pela seguinte equação deduzida por Maxwell:

$$c_0 = \frac{1}{\epsilon_0 \mu_0} \quad (2.1)$$

Onde temos na equação (2.1), a constante  $\epsilon_0$  é chamada permissividade do espaço livre ( $8,85 \times 10^{-12} \text{ C}^2/(\text{N} \cdot \text{m}^2)$ ), a constante  $\mu_0$  é chamada permeabilidade do espaço livre ( $4\pi \times 10^{-7} \text{ N/A}^2$ ) e a constante  $c_0$  é precisamente a velocidade da luz no vácuo ( $2,99792 \times 10^8 \text{ m/s}$ ) (GRIFFITHS, 2011).

As ondas eletromagnéticas diferenciam-se apenas pelo seu comprimento de onda  $\lambda$  (m) e sua frequência  $\nu$  (Hz), relacionados de acordo com a seguinte equação (TIPLER; MOSCA, 2015),

$$\nu\lambda = c_0$$

O espectro eletromagnético (Figura 2.6) apresenta os diferentes tipos de ondas eletromagnéticas com as respectivas frequências. Os intervalos do espectro não são bem definidos e podem ser sobrepostos a depender de sua origem.

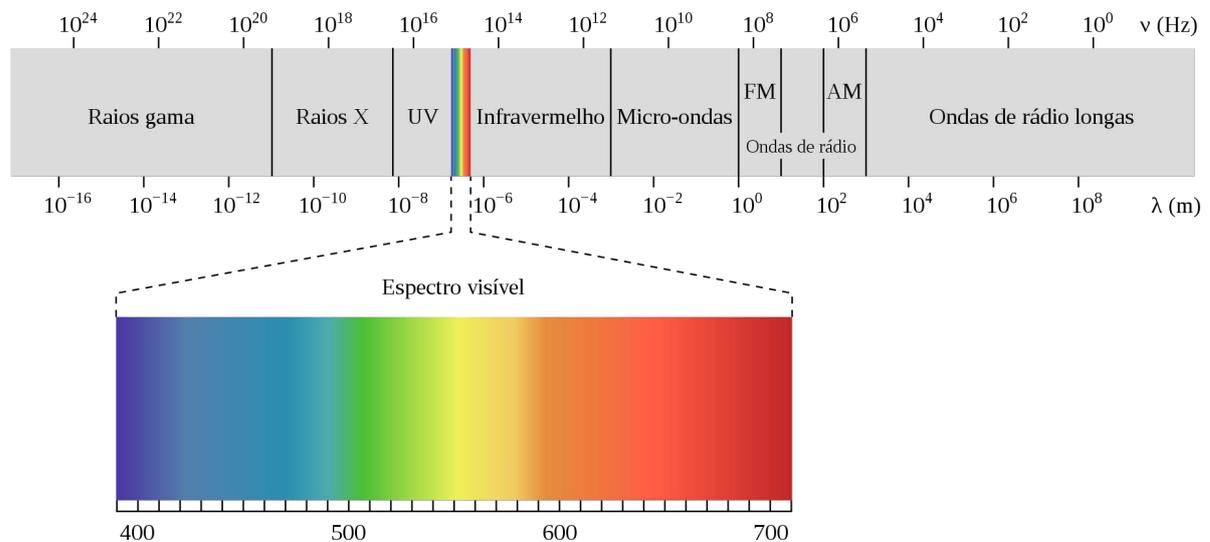


Figura 2.6 – Espectro eletromagnético. Adaptado de <<https://commons.wikimedia.org>>

São conhecidas diversas faixas do espectro eletromagnético e elas podem ir desde os raios gama, com comprimentos de onda que podem ser inferiores a  $10^{-10}$  m, até as ondas longas de rádio, cujos comprimentos de onda podem ultrapassar  $10^7$  m. O olho humano apresenta sensibilidade a radiação eletromagnética apenas numa faixa localizada na região da radiação térmica (intervalo aproximado de 0,2 a  $1000 \mu\text{m}$ ) do espectro entre os valores aproximados de comprimento de onda entre  $0,36 \mu\text{m}$  e  $0,78 \mu\text{m}$ , que é a banda chamada luz visível (DUFFIE; BECKMAN, 2013).

Para alguns fins, a visão clássica das ondas eletromagnéticas da radiação não explica os fenômenos observados, sendo necessário considerar a energia dos fótons que são partículas que podem ser pensadas como uma “unidade de energia” com massa zero e carga zero (DUFFIE; BECKMAN, 2013). Segundo Einstein a energia  $E$  do fóton é dada por

$$E = h\nu \quad (2.2)$$

onde  $h$  é denominada constante de Planck ( $6,6256 \times 10^{-34}$  J · s). Assim de acordo com a equação (2.2), a energia do fóton aumenta com o crescimento da frequência (decréscimo

do comprimento de onda) e para uma onda eletromagnética de frequência  $\nu$  a menor quantidade de energia é igual a  $h\nu$  para um único fóton, onde nesse caso qualquer energia maior do que isso é igual a um múltiplo de  $h\nu$  para um número maior de fótons.

### 2.2.1 Corpo Negro

Todo corpo ou superfície pode emitir radiação em todo o espectro eletromagnético. Um corpo negro é definido como um absorvedor perfeito de radiação, não importando o comprimento de onda nem a direção da radiação incidente, toda radiação é absorvida. Um corpo negro também pode ser definido como um emissor perfeito de radiação, porque se ele absorve toda a radiação incidente ele deve emitir toda essa radiação para permanecer em equilíbrio. Assim, ele absorve e emite a quantidade máxima de radiação (IQBAL, 2012).

Embora o corpo negro seja um conceito ideal e os elementos químicos conhecidos não se comportem exatamente como corpos negros, muitos materiais presentes na natureza podem apresentar um comportamento próximo ao de um corpo negro. Por exemplo, uma camada espessa de carbono negro pode absorver aproximadamente 99% da radiação incidente, a ausência da radiação refletida é o que dá nome ao corpo negro. O olho perceberia um corpo negro como sendo negro (DUFFIE; BECKMAN, 2013). Vianello (VIANELLO; ALVES, 2012) define um corpo negro como um corpo hipotético, capaz de absorver, incondicionalmente, toda a energia radiante incidente sobre ele.

### 2.2.2 Lei de Plank

A formulação da distribuição do poder emissivo hemisférico e da intensidade radiante de um corpo negro no vácuo foi proposta pelo físico Max Plank por meio de argumentos quânticos, dando origem a uma expressão que é função do comprimento de onda ( $\lambda$ ) e da temperatura absoluta ( $T$ ) do corpo negro (SIEGEL; HOWELL, 2001), como apresentada a seguir

$$e_{\lambda b}(\lambda, T) = \frac{C_1}{\lambda^5 (\exp^{C_2/\lambda T} - 1)} \quad (2.3)$$

onde

$$C_1 = 2\pi hc_0^2$$

e

$$C_2 = hc_0/k_B$$

A equação (2.3) é a conhecida equação de distribuição do poder emissivo espectral de Plank (Lei de Plank), com suas constantes  $C_1$  e  $C_2$  que são chamadas de primeira

e segunda constantes da radiação respectivamente. A constante  $k_B$  que aparece na equação de  $C_2$  é a conhecida constante de Boltzmann ( $1,380658 \times 10^{-23} \text{ J/K}$ ).

Segundo Vianello e Alves (2012), a lei de Plank é uma das leis mais importantes da física, podendo ser enunciada da seguinte forma: “A intensidade da radiação emitida por um corpo negro ( $e_{\lambda b}$ ) depende apenas do comprimento de onda e de sua temperatura absoluta”.

### 2.2.3 Lei de Wien

Tomando a derivada parcial com relação a  $\lambda$  da lei de Plank dividida por  $T^5$  (para simplificar) e igualando esta a zero, como apresentado a seguir

$$\left( \frac{\partial e_{\lambda b}(\lambda)}{\partial \lambda T^5} \right)_T = 0$$

Obtemos a seguinte equação transcendental:

$$\lambda_{\max} T = \frac{C_2}{5} \frac{1}{(1 - \exp(-C_2/\lambda_{\max} T))}$$

Que quando resolvida, mostra que o produto  $\lambda_{\max} T$  é um valor constante igual a  $2897,8 \mu\text{mK}$ , ou seja

$$\lambda_{\max} T = 2897,8 \mu\text{mK} \quad (2.4)$$

Essa equação (Eq. (2.4)) expressa a lei do deslocamento de Wien, mostrando o deslocamento máximo da função  $e_{\lambda b}(\lambda, T)$  do eixo das abcissas e exprime que o maior comprimento de onda  $\lambda_{\max}$  é inversamente proporcional a temperatura absoluta de um corpo negro (VAREJÃO-SILVA, 2001).

### 2.2.4 Lei de Stefan-Boltzmann

O total da intensidade radiante de um corpo negro no vácuo  $e_b$ , pode ser obtido por meio da integração da lei Planck em  $d\lambda$  ao longo de todo o espectro (LIOU, 2002).

$$e_b = \int_0^{\infty} e_{\lambda b} d\lambda = \sigma T^4 \quad (2.5)$$

O resultado desse processo é a representação matemática da lei de Stefan-Boltzmann, que poder enunciada da seguinte forma: “A emitância total de um corpo negro, no vácuo, é proporcional a quarta potência de sua temperatura absoluta.”(equação (2.5)) (VIANELLO; ALVES, 2012). Essa relação foi mostrada experimentalmente por Josef Stefan em 1879 e posteriormente Ludwig Boltzmann chegou a sua comprovação teórica no ano de 1884, por meio da termodinâmica (VAREJÃO-SILVA, 2001). A constante de proporcionalidade  $\sigma$  representa a constante de Stefan-Boltzmann ( $5,6697 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$ ). Essa constante aparece em praticamente todas as equações de radiação (LIOU, 2002).

## 2.3 Radiação Solar

### 2.3.1 O Sol

O Sol é a estrela mais próxima da Terra e sua energia radiante alimenta todos processos atmosféricos e climáticos do planeta. Ele é uma esfera gasosa extremamente quente, distante, em média, cerca de  $1,5 \times 10^8 \text{ km}$ , com um raio de  $6,96 \times 10^5 \text{ km}$  e uma massa de  $1,99 \times 10^{30} \text{ kg}$ .

O Sol apresenta um comportamento próximo ao de um corpo negro, emitindo energia radiante de acordo com uma temperatura superficial de  $5777 \text{ K}$ . Apesar dessa já elevada temperatura na superfície, estima-se que a temperatura em seu núcleo pode variar de  $8 \times 10^6$  a  $40 \times 10^6 \text{ K}$  e sua densidade seja de  $150 \text{ g/cm}^3$  no núcleo e  $10^{-7} \text{ g/cm}^3$  na superfície. Aproximadamente 90% da massa do Sol está contida numa esfera interna com a metade do seu raio (DUFFIE; BECKMAN, 2013; LIOU, 2002).

Os principais elementos que compõem o astro são: o hidrogênio (*H*) e o hélio (*He*). Embora pequenos traços dos elementos carbono (*C*), nitrogênio (*N*), neônio (*Ne*), ferro (*Fe*), silício (*Si*), magnésio (*Mg*), enxofre (*S*) e cálcio (*Ca*) também sejam encontrados em sua composição (LIOU, 2002).

A enorme massa do Sol é mantida unida pela atração gravitacional, que também mantém no núcleo uma intensa pressão e uma altíssima temperatura. Essa temperatura é suficiente para sustentar a fusão termonuclear que ocorre nessa camada, onde por meio desse processo, átomos de hidrogênio se combinam para formar átomos de hélio liberando uma impressionante quantidade de energia (NASA, 2019). A energia que o Sol produz em seu núcleo é a fonte de todo o calor e luz que o sol emite.

Além do núcleo, o Sol possui outras cinco camadas: as zonas radiativa e convectiva, no interior; a fotosfera, que é a superfície visível; a cromosfera; e a camada mais externa, a coroa ou corona (Figura 2.7). A radiação emitida pelo Sol está quase que em sua totalidade em frequências que estão entre  $0,1$  e  $4,0 \mu\text{m}$ , em bandas que estão no ultravioleta, no visível e no infravermelho próximo (BRUTSAERT, 1982). Com sua intensidade máxima na região do visível em  $0,5 \mu\text{m}$  (corresponde a cor amarela), medições apontam que 99% da radiação está entre  $0,25$  e  $4,0 \mu\text{m}$ , tendo apenas 1% da radiação com comprimento acima de  $4 \mu\text{m}$  (IQBAL, 2012).

### 2.3.2 Radiação solar na interface superfície-atmosfera

A radiação que chega no topo da atmosfera é variável por diversos motivos, seja pela forma esférica do planeta, que faz com que os raios solares cheguem com certa inclinação em vários pontos; pela a órbita elíptica, que a Terra faz em torno do Sol deixando o planeta a diferentes distâncias do Sol ao longo do ano ou por outros movimentos do planeta.

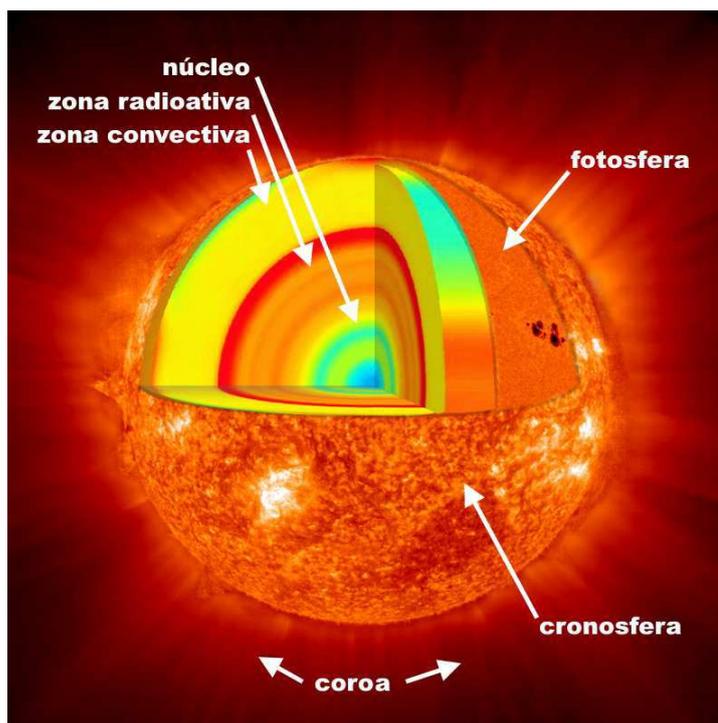


Figura 2.7 – Representação das diferentes regiões do Sol. Fonte: notasgeo.com.br

Ainda que a radiação que chague a Terra seja variável, a conhecida constante solar  $I_{sc}$  é definida como a taxa da energia solar total (para todos os comprimentos de onda) incidente em uma unidade de área perpendicular aos raios solares no topo da atmosfera. A constante solar foi amplamente estudada desde os primórdios do século passado, onde foram obtidos através de medições diversos valores para essa constante ao longo dos anos, sendo atualmente o mais indicado  $I_{sc} = 1367 \text{ Wm}^{-2}$  (IQBAL, 2012).

Segundo Andrade (2016), a interação da atmosfera com a radiação só pode ser compreendida de maneira satisfatória se for levado em consideração a composição química da atmosfera. A atmosfera é composta de dois grupos de gases que diferem por terem concentrações permanentes ou variáveis (Tabela 2.1). A atmosfera tem uma massa de  $5,14 \times 10^{18} \text{ kg}$ , que é pequena se comparada com a massa dos oceanos ( $1,39 \times 10^{21} \text{ kg}$ ) e da terra ( $5,98 \times 10^{24} \text{ kg}$ ) (HARTMANN, 2015). Os gases nitrogênio, oxigênio e argônio representam cerca de 99,96% do volume da atmosfera, sendo esses gases de concentração permanente. Mesmo fazendo parte dos gases permanentes, o dióxido de carbono tem aumentado cerca de 0,4% devido a ações antrópicas associadas a processos naturais (LIOU, 2002).

A radiação solar é a principal fonte de energia da Terra, alimenta todos os processos climáticos e aquece a superfície e a atmosfera. De acordo com Santos *et al.* (2011), a relação entre as energias solares recebidas, refletidas e emitidas pela superfície é o fator que controla as transformações físicas e biológicas na Terra.

Na vegetação, a radiação solar está presente na fotossíntese, que é um processo fundamental para as plantas. Por meio desse processo, as plantas produzem a energia

Concentração permanente		Concentração variável	
Substância	% por volume	substância	% por volume
Nitrogênio ( $N_2$ )	78,084	Vapor de água ( $H_2O$ )	$0 - 0,04 \times 10^{-4}$
Oxigênio ( $O_2$ )	20,948	Ozônio ( $O_3$ )	$0 - 12 \times 10^{-4}$
Argônio ( $Ar$ )	0,934	Dióxido de enxofre ( $SO_2$ )	$0,001 \times 10^{-4}$
Dióxido de carbono ( $CO_2$ )	0,036	Amônia ( $NH_3$ )	$0,004 \times 10^{-4}$
Neônio ( $Ne$ )	$18,18 \times 10^{-4}$	Óxido nítrico ( $NO$ )	$0,0005 \times 10^{-4}$
Hélio ( $He$ )	$5,24 \times 10^{-4}$	Sulfeto de hidrogênio ( $H_2S$ )	$0,00005 \times 10^{-4}$
Criptônio ( $Kr$ )	$1,14 \times 10^{-4}$	Dióxido de nitrogênio ( $NO_2$ )	$0,001 \times 10^{-4}$
Xenônio ( $Xe$ )	$0,089 \times 10^{-4}$	Ácido nítrico ( $HNO_3$ )	traços
Hidrogênio ( $H_2$ )	$0,5 \times 10^{-4}$	Clorofluorcarbonetos	traços
Metano ( $CH_4$ )	$1,7 \times 10^{-4}$		
Óxido nitroso ( $N_2O$ )	$0,3 \times 10^{-4}$		
Monóxido de carbono ( $CO$ )	$0,08 \times 10^{-4}$		

Tabela 2.1 – Composição da atmosfera

necessária para sua sobrevivência enquanto desempenham outro papel importante na natureza: a absorção do gás carbônico e ao final liberação de oxigênio (JÚNIOR *et al.*, 2019).

Na produção de energia, a radiação solar é utilizada por várias tecnologias emergentes para a obtenção de eletricidade ou aquecimento como: o aquecimento solar, energia solar fotovoltaica, energia heliotérmica e a arquitetura solar. Também é tida como fator importante nos estudos relacionados com necessidades hídricas e culturas irrigadas (RAMOS *et al.*, 2018).

Vista do espaço, a Terra é um mosaico de diferentes cores: as nuvens e regiões cobertas de neve na cor branca, os oceanos azuis e os continentes. Todas essas características fazem com que, em média, 30% da radiação solar seja refletida imediatamente para o espaço. Durante sua trajetória na atmosfera, a radiação sofre várias modificações, pois a parte da radiação que não é refletida de volta ao espaço ainda na atmosfera pode ser difusamente espalhada ou absorvida por meio da interação com as moléculas dos gases atmosféricos e outras partículas de aerossóis presentes na atmosfera. Posteriormente, na superfície a radiação solar de onda curta incidente  $R_{sd}$  é resultado da combinação da radiação direta (que é aquela que passou pela atmosfera sem interagir com seus componentes, não sofrendo alteração na sua direção, além da alteração decorrente da refração atmosférica) com a radiação difusa (que chega na superfície após o espalhamento com os gases atmosféricos) (SEINFELD; PANDIS, 2008). Quando a  $R_{sd}$  chega na superfície da Terra ela pode passar por dois processos distintos, sendo refletida de volta para o espaço ou absorvida pela superfície.

Da reflexão da  $R_{sd}$  pela superfície se origina a chamada radiação solar de onda curta refletida  $R_{su}$ . Essa variável é dependente do coeficiente de reflexão de ondas curtas da superfície, o conhecido albedo  $\alpha$ . O  $\alpha$  é dependente de características atmosféricas, do ângulo zenital, da umidade, da cobertura e textura do solo (cor da vegetação, arquitetura foliar e tipo de solo). Esse parâmetro influencia fortemente a quantidade de energia disponível para os processos que ocorrem na interface superfície-atmosfera (BORGES,

2017; QUERINO *et al.*, 2017). O  $\alpha$  relaciona-se com a  $R_{sd}$  e a  $R_{su}$  de acordo com a seguinte equação:

$$\alpha = \frac{R_{su}}{R_{sd}} \quad (2.6)$$

Por sua vez, a parte da  $R_{sd}$  que é absorvida pela superfície terrestre produz seu aquecimento. Pela Lei de Stefan-Boltzmann, todos os corpos com temperatura acima de 0 K emitem energia radiativa proporcional a quarta potência de sua temperatura absoluta. Assim, a Terra emite uma radiação com sua emitância máxima localizada na banda do infravermelho do espectro em direção ao espaço. A junção dessa radiação infravermelha emitida com a fração também de onda longa que é refletida é a chamada radiação de onda longa terrestre  $R_{lu}$  (JÚNIOR, 2019). A radiação emitida  $E_{em}$  pode ser estimada de acordo com a seguinte relação decorrente da Lei de Boltzmann para um corpo cinza:

$$E_{em} = \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (2.7)$$

Onde  $\sigma$  é a constante de Boltzmann,  $T_s$  é a temperatura absoluta do solo e  $\varepsilon_s$  é a emissividade da superfície.

De toda a radiação infravermelha ( $R_{lu}$ ) que é emitida pela superfície, estima-se que apenas 9% dessa energia escapa para o espaço, sendo que a maior parte dessa está na banda entre 8 a 11,5  $\mu m$ . O restante da radiação é absorvido pelas nuvens, aerossóis e moléculas que compõem a atmosfera (especificamente o vapor de água, o gás carbônico e o ozônio). Essa energia somada a parcela da radiação solar absorvida aquecem a atmosfera, que emite energia radiante no comprimento de onda longa (superior a 4,0  $\mu m$ ) para a superfície e o espaço, de acordo com sua temperatura, sendo denominada como radiação de onda longa atmosférica  $R_{ld}$  quando chega a superfície terrestre (VAREJÃO-SILVA, 2001; ANDRADE, 2016).

A  $R_{ld}$  é uma variável de difícil aferição dada sua natureza térmica, onde apesar de haver instrumentos para sua medição, os mesmos emitem radiação comparada em comprimentos de onda da referida medida. Em algumas situações práticas essa variável pode ser estimada por intermédio de variáveis meteorológicas mais fáceis de serem medidas (BRUTSAERT, 1982).

## 2.4 Balanço de radiação à superfície Terrestre

O balanço de radiação compreende e estima os fluxos radiativos incidente, absorvido, emitido e refletido por uma dada superfície sob a forma de radiação de onda curta e de onda longa.

O conhecimento do comportamento das componentes do balanço de radiação é de fundamental importância, tendo em vista que esses elementos são responsáveis diretos

pela disponibilidade de energia para os processos solo-planta-atmosfera, impactando na produtividade das culturas agrícolas a medida que fundamenta o planejamento com relação a perdas de recursos hídricos e caracterização dos micro climas locais (DE ARAÚJO *et al.*, 2019).

As entradas e saídas de energia radiante no balanço de radiação dão origem ao saldo de radiação  $R_n$ , que pode ser estimado da seguinte forma:

$$R_n = BOC + BOL \quad (2.8)$$

Onde o  $R_n$  é a soma do balanço de radiação de ondas curtas ( $BOC$ ) com o balanço de radiação de ondas longas ( $BOL$ ).

O  $R_n$  representa a quantidade de energia disponível ao metabolismo vegetal, aquecimento do ar, do solo e processo evapotranspirativo da vegetação nativa e culturas agrícolas, sendo este último essencial para o planejamento da utilização dos recursos hídricos (FERREIRA, 2009). O  $R_n$  é fundamental ainda nos processos de troca de calor e massa na baixa troposfera, desempenhando um papel de fundamental importância no monitoramento do clima, na previsão do tempo, modelagem hidrológica e agrometeorologia (OLIVEIRA *et al.*, 2015).

Quando a  $R_{sd}$  incide na superfície, a parte da radiação que não é refletida ( $R_{su}$ ) é absorvida pela superfície, sendo definida como o  $BOC$  (KRIEGER *et al.*, 2020). O  $BOC$  pode ser representado da seguinte forma:

$$BOC = R_{sd} - R_{su}$$

De acordo com Equação (2.6), temos  $R_{su} = \alpha R_{sd}$ , logo

$$R_{sd} - R_{su} = R_{sd} - \alpha R_{sd} = (1 - \alpha)R_{sd}$$

Assim, obtemos que

$$BOC = (1 - \alpha)R_{sd} \quad (2.9)$$

O  $BOL$  é a diferença entre a radiação de onda longa que chega e a que deixa a superfície (a emitida e a refletida). O  $BOL$  pode ser escrito da seguinte forma:

$$BOL = R_{ld} - R_{lu}$$

como

$$R_{lu} = (1 - \varepsilon_s)R_{ld} + \varepsilon_s \sigma T_s^4$$

simplificando, temos que

$$R_{ld} - R_{lu} = \varepsilon_s (R_{ld} - \sigma T_s^4)$$

Portanto,

$$BOL = \varepsilon_s(R_{ld} - \sigma T_s^4) \quad (2.10)$$

Logo, sendo usadas as Equações (2.9) e (2.10) na Equação (2.10) obtemos uma melhor representação matemática para o  $R_n$ :

$$R_n = (1 - \alpha)R_{sd} + \varepsilon_s(R_{ld} - \sigma T_s^4) \quad (2.11)$$

Pode ser visto na figura a seguir um esquema de como ocorre o balanço de radiação.

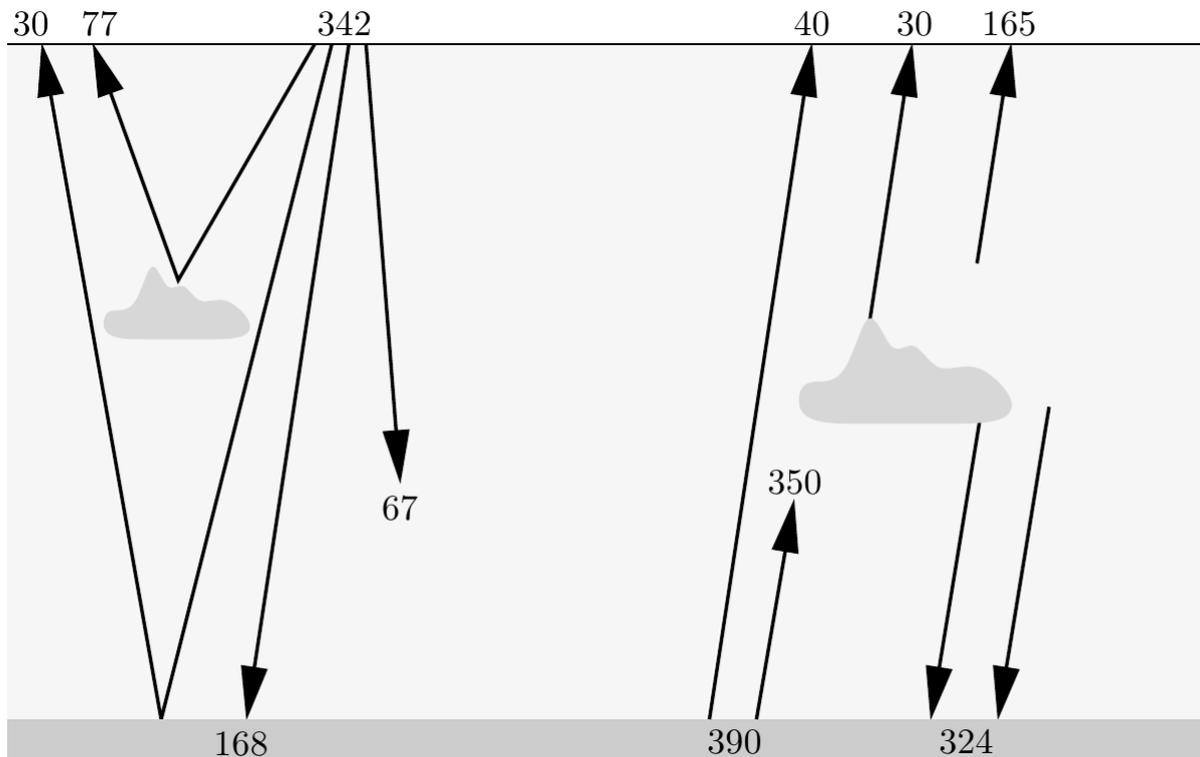


Figura 2.8 – Esquema do balanço de radiação. Fonte: Adaptado de Zdunkowski *et al.* (2007)

A radiação solar que chega na Terra é interceptada por uma área circular de  $\pi R^2$ , onde  $R$  é o raio da Terra. Porém devido a rotação da Terra, essa energia que chega é distribuída por toda a superfície terrestre ( $4\pi R^2$ ) (VIANELLO; ALVES, 2012). Assim, a energia total ( $E_t$ ) que chega na Terra por unidade de área e de tempo pode ser apresentada da seguinte forma:

$$E_t = \frac{I_{sc} \pi R^2}{4\pi R^2} = \frac{I_{sc}}{4}$$

Logo, o valor aproximado desse fluxo é  $E_t = 342 \text{ Wm}^{-2}$  (Figura 2.8). Dessa energia que chega,  $107 \text{ Wm}^{-2}$  volta para o espaço em decorrência da reflectância global, sendo  $30 \text{ Wm}^{-2}$  refletido pela superfície terrestre ( $R_{su}$ ) e  $77 \text{ Wm}^{-2}$  pelas nuvens e os gases atmosféricos, e  $335 \text{ Wm}^{-2}$  são absorvidos, sendo  $67 \text{ Wm}^{-2}$  absorvidos pelos

gases atmosféricos e  $168 \text{ Wm}^{-2}$  pela superfície (*BOC*). Com relação a radiação de onda longa, a Figura (2.8) apresenta as seguintes configurações: um fluxo saindo da superfície ( $R_{lu}$ ) com uma energia de  $390 \text{ Wm}^{-2}$ , onde  $350 \text{ Wm}^{-2}$  é absorvido pela atmosfera e  $40 \text{ Wm}^{-2}$  vai direto para o espaço; e outro fluxo originado da atmosfera, onde dos gases de efeito estufa e das nuvens são emitidos  $519 \text{ Wm}^{-2}$ , dos quais  $195 \text{ Wm}^{-2}$  é emitido em direção ao espaço e  $324 \text{ Wm}^{-2}$  chega a superfície ( $R_{ld}$ ). Assim, o *BOL* na superfície pode ser dado por  $R_{ld} - R_{lu} = -66 \text{ Wm}^{-2}$ , com isso podemos obter o  $R_n$  na superfície pela soma dos *BOC* e *BOL*, logo  $R_n = 102 \text{ Wm}^{-2}$ .

Com um  $R_n$  da superfície da Figura 2.8 para ser mantido o equilíbrio no balanço de energia na superfície terrestre, outros processos físicos devem estar ativos, uma vez que um ganho de energia contínuo resultaria em um aumento cada vez maior da temperatura da superfície (ZDUNKOWSKI *et al.*, 2007). Kiehl e Trenberth em 1997 estimaram uma taxa média global de precipitação de  $2,69 \text{ mm dia}^{-1}$  permitindo-lhes calcular uma perda de energia na superfície devido à evapotranspiração, que atua na transferência dos calores latente e sensível para a atmosfera, contribuindo para um balanço de energia equilibrado na superfície da terra.

## 3 Material e Métodos

### 3.1 Área de estudo

Este estudo está centrado em dados obtidos em duas regiões diferentes no semiárido no NEB, sendo uma região no estado da Paraíba e outra no estado do Rio Grande do Norte, as quais compreendem a vegetação de caatinga sob diferentes densidades, isto é, caatinga degradada, em recuperação (BORGES *et al.*, 2020; OLIVEIRA *et al.*, 2021) e preservada (SANTOS *et al.*, 2020).

O estado da Paraíba tem 223 municípios distribuídos numa área territorial de  $56.467,242 \text{ km}^2$  e uma população estimada de 4.039.277 (2020) pessoas, possuindo uma densidade demográfica de  $66,70 \text{ hab/km}^2$  (2010) (IBGE, 2020).

O estado do Rio Grande do Norte possui um total de 167 municípios e sua área é de  $52.811,107 \text{ km}^2$ , fazendo fronteira com os estados do Ceará e Paraíba. Sua população está estimada de 3.534.165 (2020) pessoas e uma densidade demográfica de  $59,99 \text{ hab/km}^2$  (2010) (IBGE, 2020).

#### 3.1.1 Região 1

Na primeira região foram coletados dados em duas áreas de caatinga, dentro dos limites territoriais do município de Campina Grande, no Estado da Paraíba. Ambas as áreas de estudo são pertencentes ao Instituto Nacional do Semiárido (INSA), onde houve a instalação de duas torres micrometeorológicas.

Campina Grande fica a  $128 \text{ km}$  de João Pessoa, capital do estado, sendo a segunda cidade mais populosa do estado, ficando atrás apenas da capital. O município está inserido na unidade geoambiental do Planalto da Borborema, sendo caracterizada por uma fitofisionomia de transição entre os biomas Caatinga e Mata Atlântica (PEREIRA *et al.*, 2017). Com base em dados do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), o município de Campina Grande apresenta uma média de precipitação anual de  $783 \text{ mm/ano}$  (INMET, 2021), onde os períodos mais chuvosos se concentram entre os meses de março e julho, com moderada deficiência hídrica no verão (FRANCISCO *et al.*, 2014).

Uma das torres micrometeorológicas possui  $7 \text{ m}$  de altura e foi instalada em uma região de caatinga nas seguintes coordenadas geográficas:  $7^{\circ}16'47.76''S$ ,  $35^{\circ}58'29.21''O$  e uma altitude de  $490 \text{ m}$ . Nesse local a vegetação é composta por uma caatinga regenerada (CR), com características sub-decíduas e decíduas de arbustos e árvores que podem chegar até os  $5 \text{ m}$  de altura.

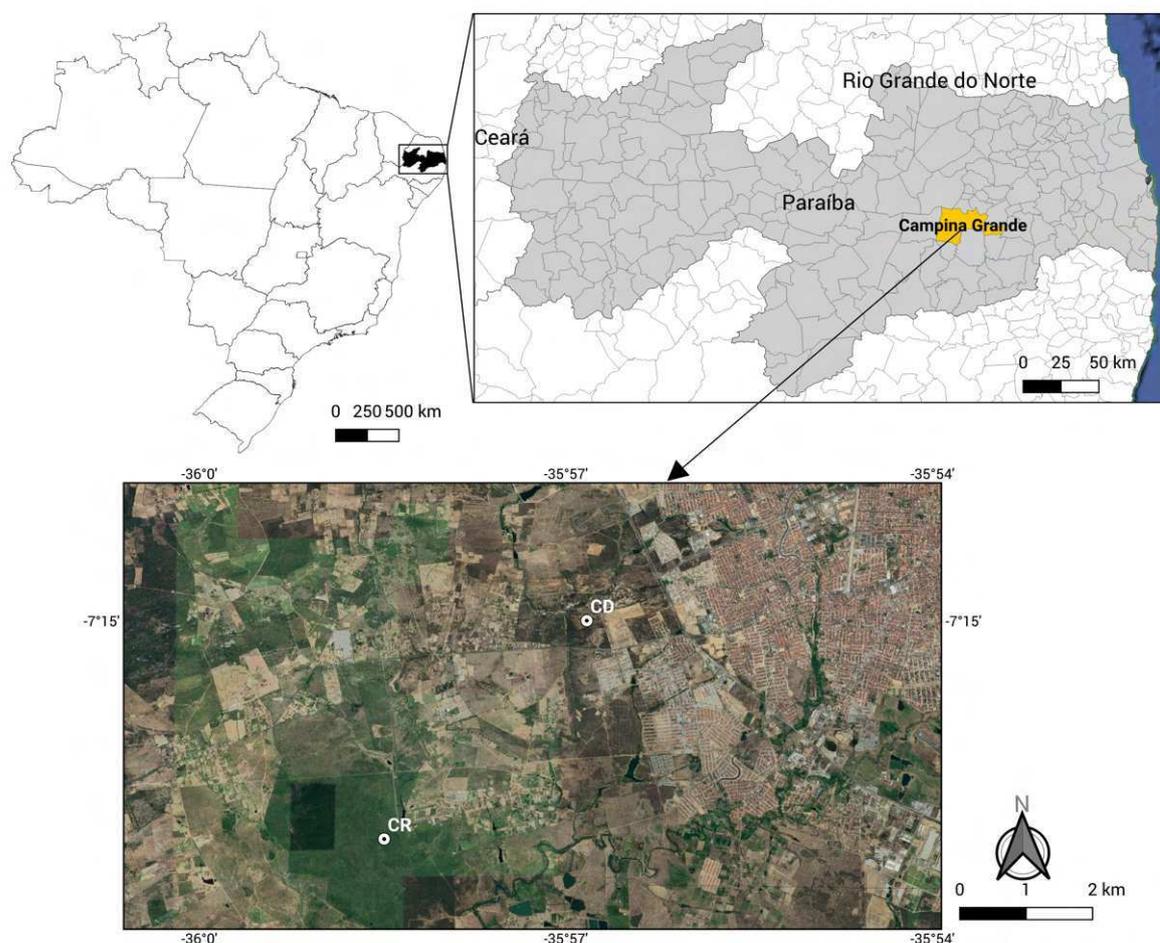


Figura 3.1 – Localização das estações micrometeorológicas nos arredores da área urbana do município de Campina Grande: o ponto CR indica a localização da estação na caatinga regenerada e o ponto CD indica a localização da estação na caatinga degradada.

A segunda torre foi instalada a cerca de 1 *km* da área urbana do município de Campina Grande. Trata-se de uma torre micrometeorológica de 3 *m* de altura, situada na sede administrativa do INSA, que está localizada nas seguintes coordenadas:  $7^{\circ}14'59.78''S$ ,  $35^{\circ}56'49.70''O$  e 500 *m* de altitude. Essa torre está em uma área de caatinga degradada (CD), com vegetação esparsa, com arbustos de no máximo 2 metros de altura, e solo com afloramento rochoso. As causas para a degradação da vegetação nessa região estão relacionadas com as mudanças no uso e ocupação dos solos e degradação dos recursos naturais.

Os dados de ambas as estações dessa região usados nesse estudo foram coletados durante o período de 2014 a 2016. A localização das torres micrometeorológicas da região 1 podem ser vistas na Figura 3.1.

Para a realização do monitoramento das variáveis usadas no estudo, nas duas torres dessa região (Figura 3.2) foram utilizados os seguintes instrumentos: saldo radiômetro (CNR 4, Kipp&Zonen), composto de 2 piranômetros (CM3) e 2 pirgeômetros



Figura 3.2 – Estações micrometeorológicas da primeira região, a) estação da CR e b) estação da CD

(CG3), que medem o balanço entre a  $R_{sd}$ ,  $R_{su}$ ,  $R_{ld}$  e  $R_{lu}$ ; sensor que mede temperatura e umidade relativa do ar (HC2S3-L, Campbell Scientific); um analisador de gás (EC150, Campbell Scientific) para a medição da pressão de vapor d'água; e um barômetro aprimorado (PTB110, Vaisala corporation) para medidas da pressão atmosférica.

Os sinais dos instrumentos foram lidos a cada 5 segundos e seus valores médios e totais foram armazenados a cada 30 minutos em um datalogger (CR3000, Campbell Scientific).

### 3.1.2 Região 2

Na segunda região foram coletados dados no município de Serra Negra do Norte, no estado do Rio Grande do Norte, distante 300 *km* de Natal, capital do estado. As medições de campo foram obtidas na Estação Ecológica do Seridó (ESEC-Seridó) localizada em  $6^{\circ}34'46.8''S$  e  $37^{\circ}14'55.9''O$ , com uma elevação de 193 *m* acima do nível do mar (Figura 3.3).

O Seridó encontra-se na Depressão Sertaneja Setentrional, compartilhando com a Depressão Sertaneja Meridional as características mais típicas do semiárido do NEB: uma vasta planície baixa, de relevo suave-ondulado e elevações residuais; uma caatinga predominantemente aberta, com grandes extensões de plantas herbáceas e solos mais rasos que o resto da ecorregião (FERREIRA *et al.*, 2009).

A ESEC-Seridó possui 1.166 *ha* de caatinga preservada (CP), sendo esta composta por caatingas arbóreas de encostas (as maiores árvores podem exceder os 8 *m* de altura) e arbustivas abertas sobre um solo de massapê. A ESEC conta com um açude e lagoas naturais temporárias que se formam no período das chuvas. Localizada numa das regiões mais secas do Brasil, a precipitação anual normalmente não passa dos 400 *mm/ano*, onde

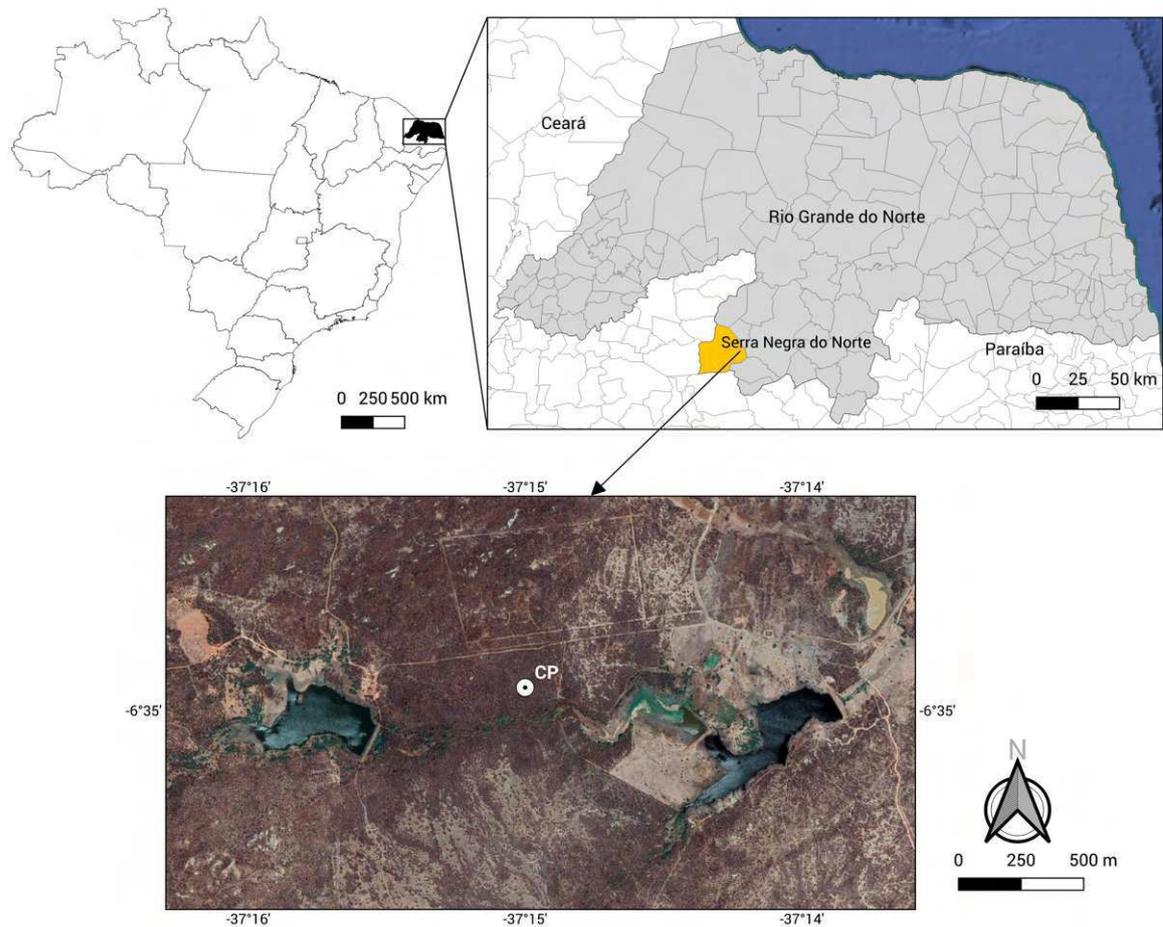


Figura 3.3 – Localização da estação micrometeorológica no município de Serra Negra do Norte. O ponto CP indica a posição da estação na caatinga preservada

secas severas são persistentes por mais de um ano (PICHORIM *et al.*, 2016; SANTOS *et al.*, 2020).

Os dados dessa região foram coletados durante o período de 2014 a 2016. Na obtenção dos dados para os estudos dessa região foram usados os instrumentos na estação da CP: um anemômetro sônico tridimensional (CSAT3, Campbell Scientific), que mensura as três componentes do vento e a temperatura do ar; um analisador de gás infravermelho de caminho aberto (LI-7500, LICOR Inc, Lincon USA), para determinar as concentrações de vapor de água; e o saldo de radiação foi medido por meio de um saldo radiômetro (Net Radiometer, Kipp&Zonen Delft, Inc., Holland). Estes sensores foram conectados a um datalogger (CR3000, Campbell Scientific, Inc., UT, USA), o qual foi programado para fazer leituras das medidas a cada 30 segundos e armazenar uma média a cada 30 minutos, os quais foram alimentados com tensão de 12 V por duas baterias de 150 Ah, carregadas por um painel solar de 64 W com regulador de tensão. Uma imagem da estação da região de caatinga preservada pode ser vista na Figura 3.4.



Figura 3.4 – Estação micrometeorológica da região de caatinga preservada (CP) no ICMBIO-Serra Negra

## 3.2 Métodos

### 3.2.1 Modelos para estimativa da radiação de onda longa atmosférica

#### 3.2.1.1 Modelos para céu claro

Como mencionado na seção (2.3.2), a  $R_{ld}$  é a componente do balanço de radiação mais difícil de ser medida, assim surge como alternativa a estimativa dessa variável por meio de parametrizações. Em geral, os modelos para estimar a  $R_{ld}$  para condições de céu claro ( $R_{cl}$ ) apresentam a seguinte forma, sendo esta derivada da equação de Stefan-Boltzmann para um corpo cinza (DUARTE *et al.*, 2006) (Equação 2.7):

$$R_{cl} = \varepsilon_{cl}(T_a, e_a)\sigma T_a^4 \quad (3.1)$$

Onde  $\varepsilon_{cl}(T_a, e_a)$  é a emissividade atmosférica em função da temperatura do ar próximo da superfície  $T_a$  em Kelvin ( $K$ ) e/ou da pressão de vapor  $e_a$  em hectopascal ( $hpa$ ) e  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann.

Para calcular a  $R_{cl}$  diversos pesquisadores desenvolveram modelos para estimar a  $\varepsilon_{cl}$ . Brunt (1932) criou sua equação (Eq. (3.2)) para a  $\varepsilon_{cl}$  de maneira empírica em função do  $e_a$ . Ao longo dos anos outros autores também desenvolveram modelos empíricos para estimar a  $\varepsilon_{cl}$ , a exemplo de Swinbank (1963) Eq. (3.3), Idso e Jackson (1969) Eq. (3.4), Satterlund (1979) Eq.(3.5), Idso (1981) Eq. (3.6) e Prata (1996) Eq. (3.7).

$$\varepsilon_{cl} = 0,52 + 0,065\sqrt{e_a} \quad (3.2)$$

$$\varepsilon_{cl} = 9,365 \times 10^{-6}T_a^2 \quad (3.3)$$

$$\varepsilon_{cl} = 1 - 0,261 \exp[-7,77 \times 10^{-4}(273 - T_a)^2] \quad (3.4)$$

$$\varepsilon_{cl} = 1,08[1 - \exp(-e_a^{T_a/2016})] \quad (3.5)$$

$$\varepsilon_{cl} = 0,70 + 5,95 \times 10^{-7} e_a \exp\left(\frac{1500}{T_a}\right) \quad (3.6)$$

$$\varepsilon_{cl} = 1 - (1 + \xi) \exp[-(1,2 + 3,0\xi)^{0,5}] \quad | \quad \xi = 0,465 \left(\frac{e_a}{T_a}\right). \quad (3.7)$$

Brutsaert (1975) deduziu uma equação para estimar a  $R_{cl}$  sob bases físicas por meio da solução da equação de transferência radiativa de Schwarzschild, aplicando suposições para simplificar um tratamento analítico. Desse modo acabou obtendo o seguinte modelo para a  $\varepsilon_{cl}$ :

$$\varepsilon_{cl} = 0,643 \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{1/7} \quad (3.8)$$

A partir desse modelo, vários estudos foram feitos nos mesmos moldes por diferentes pesquisadores no intuito de obter modelos com calibrações validadas de acordo com os parâmetros climáticos de determinadas regiões: Sugita e Brutsaert (1993) validaram a seguinte equação para o estado americano do Kansas (Eq. (3.9)); Duarte *et al.* (2006) usaram a seguinte equação para estimativas da  $\varepsilon_{cl}$  em Ponta Grossa, estado do Paraná (Eq. (3.10)); Kruk *et al.* (2009) usou a equação a seguir para estimativas no estado de São Paulo (Eq. (3.11)); e Santos *et al.* (2011) validaram o próximo modelo com dados experimentais obtidos em Quixeré, estado do Ceará (Eq. (3.12)).

$$\varepsilon_{cl} = 0,714 \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{0,0687} \quad (3.9)$$

$$\varepsilon_{cl} = 0,625 \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{0,131} \quad (3.10)$$

$$\varepsilon_{cl} = 0,576 \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{0,202} \quad (3.11)$$

$$\varepsilon_{cl} = 0,6905 \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{0,0881} \quad (3.12)$$

Devido a simplicidade do modelo e o sucesso obtido nas estimativas da  $R_{cl}$  por diferentes estudos, um modelo baseado no Brutsaert (1975) com os coeficientes  $a_i$  e  $b_i$  sendo obtidos por meio de ajustamento com dados experimentais, emerge como uma das boas opções para ser testes e validações para a obtenção da  $R_{cl}$  em nossa área de estudo.

$$\varepsilon_{cl} = a_i \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{b_i} \quad (3.13)$$

### 3.2.1.2 Modelos para todas as condições de céu

Conforme Niemelä *et al.* (2001), com exceção na existência de uma inversão de temperatura, a presença de nuvens aumenta os fluxos radiativos de ondas longas em direção à superfície. Assim, para as estimativas do  $R_{ld}$  em condições nubladas se torna necessário correções que dependem principalmente da cobertura total de nuvens.

Os modelos para calcular a  $R_{ld}$  para todas as condições de céu, em geral, levam em consideração a  $R_{cl}$  em suas formulações e igual aos modelos para estimar a  $R_{cl}$  existem vários modelos ajustados para diferentes locais. Entre alguns dos mais conhecidos modelos para estimar o  $R_{ld}$  estão os de Maykut e Church (1973) para o Alasca, nos Estados Unidos (Eq. (3.14)), Jacobs (1978) para a Ilha de Baffin no Canadá (Eq. (3.15)), Sugita e Brutsaert (1993) para o Kansas nos Estados Unidos (Eq. (3.16)), Konzelmann *et al.* (1994) para a Groenlândia (Eq. (3.17)) e Crawford e Duchon (1999) para Oklahoma nos Estados Unidos (Eq. (3.18)).

$$R_{ld} = R_{cl}(1 + 0,22c^{2,75}), \quad (3.14)$$

$$R_{ld} = R_{cl}(1 + 0,26c), \quad (3.15)$$

$$R_{ld} = R_{cl}(1 + 0,0496c^{2,45}), \quad (3.16)$$

$$R_{ld} = R_{cl}(1 - c^4) + 0,952c^4\sigma T_a^4, \quad (3.17)$$

$$R_{ld} = R_{cl}(1 - c) + c\sigma T_a^4, \quad (3.18)$$

Onde em todas as equações a variável  $c$  representa a fração da nebulosidade presente. Como pode ser notado nas Equações de (3.14) a (3.18), a maioria dos modelos para estimar a  $R_{ld}$  seguem as seguintes formas gerais:

$$R_{ld} = R_{cl}(1 + m_1c^{n_1}), \quad (3.19)$$

$$R_{ld} = R_{cl}(1 - c^{m_2}) + n_2c^{m_2}\sigma T_a^4, \quad (3.20)$$

Com os coeficientes  $m_1$ ,  $m_2$ ,  $n_1$  e  $n_2$  podendo ser ajustados por meio de dados medidos. Duarte *et al.* (2006) ajustou os coeficientes das equações (3.19) e (3.20), chegando à conclusão que os dois modelos têm desempenho similar.

Embora existam modelos para estimar a  $R_{ld}$  em todas as condições de céu para vários lugares do mundo, ainda faltam modelos para o semiárido brasileiro.

Nesse trabalho, para a determinação da fração de cobertura de nuvens ( $c$ ) será usada a equação proposta por Crawford e Duchon (1999):

$$c = 1 - \frac{R_{sd}}{R_i} \quad | \quad R_i = \tau R_0 \quad (3.21)$$

Onde o já mencionado  $R_{sd}$  é a radiação solar incidente à superfície registrada, o  $R_i$  é a radiação solar global teórica na ausência de nuvens,  $R_0$  é a radiação solar teórica incidente no topo da atmosfera e o  $\tau$  é um índice que compreende a transmissividade para radiação solar direta e difusa (espalhada pela atmosfera). O  $\tau$  é calculado assumindo um céu claro e uma atmosfera relativamente seca em função da altitude em relação ao nível do mar ( $z$ ), de acordo com Waters *et al.* (2002),  $\tau$  é dado pela seguinte expressão:

$$\tau = 0,75 + 2 \times 10^{-5} z. \quad (3.22)$$

Para o cálculo do  $R_0$  será usada a equação proposta por Iqbal (2012), onde o  $R_0$  é função da constante solar  $I_{cs}$ , do fator de correção da excentricidade da órbita terrestre  $E_0$  e do ângulo zenital  $\theta_z$ :

$$R_0 = I_{cs} \cdot E_0 \cdot \cos(\theta_z) \quad (3.23)$$

com  $E_0$  obtido de acordo com Duffie e Beckman (2013):

$$E_0 = 1 + 0,033 \cdot \cos\left(\frac{2\pi d_n}{365}\right) \quad (3.24)$$

onde,  $d_n$  representa o dia do ano no calendário Juliano.

Para o  $\theta_z$  é usada a seguinte relação:

$$\cos \theta_z = \sin(\varphi) \cdot \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cdot \cos(\delta) \cdot \cos(H) \quad (3.25)$$

Sendo  $\varphi$  a latitude local,  $\delta$  a declinação solar (em graus) que pode ser expressa pelo modelo sugerido por Cooper (1969)

$$\delta = 23,45 \sin\left[\frac{360}{365} \cdot (d_n + 284)\right], \quad (3.26)$$

e  $H$  é o ângulo horário que é a medida da posição do sol no sistema equatorial horário de coordenadas, dado pela seguinte equação:

$$H = (hora - 12) \cdot 15. \quad (3.27)$$

$H$  recebe valores em graus positivos para horas antes do meio dia, negativos para horas após e zero para o meio dia.

### 3.2.2 Modelos para estimativa do saldo de radiação à superfície

Valores para a  $R_{sd}$  são medidos com frequência pelas estações meteorológicas, no entanto, o  $R_n$  é medido por pouquíssimas estações, por fatores como o alto custo monetário dos sensores e a constante demanda na manutenção e calibração dos equipamentos. Assim, a relação do  $R_n$  com a  $R_{sd}$  e/ou outras variáveis é de fundamental importância para estimativas do  $R_n$  por intermédio de dados encontrados com mais facilidade nas estações.

Ao longo dos anos, bons resultados têm sido obtidos pela exploração de relações lineares entre  $R_{sd}$  e  $R_n$ , onde os coeficientes de correlação têm ficado acima de 0,95, Mostrando que essas variáveis são fortemente correlacionadas (KAMINSKY; DUBAYAH, 1997; ALADOS *et al.*, 2003; AL-RIAHY *et al.*, 2003; FERREIRA *et al.*, 2011).

Modelos para cálculos do  $R_n$  a partir de outros parâmetros climáticos por meio de regressão linear expressam a relação dessa variável com uma ou mais variáveis meteorológicas, facilitando a obtenção do  $R_n$  pela simplificação de associações complexas entre diferentes variáveis. Nesse estudo, para estimar o  $R_n$  serão usadas as equações a seguir, que são amplamente utilizadas para essa finalidade (HU *et al.*, 2012):

$$R_n = a_1 R_{sd} + b_1 \quad (3.28)$$

$$R_n = a_2(1 - \alpha)R_{sd} + b_2 \quad (3.29)$$

Os coeficientes  $a_1$ ,  $b_1$ ,  $a_2$  e  $b_2$  são obtidos por meio de regressão,  $R_n$  é a radiação solar incidente e o  $\alpha$  na Equação (3.29) é o albedo da superfície.

### 3.2.3 Análise estatística

Para avaliar o desempenho dos modelos pretende-se usar os coeficientes de correlação  $r^2$  oriundos da regressão matemática, onde valores próximos de 1 indicam maior correlação entre dados. Também pretende-se calcular a média da diferença absoluta do erro (MAE), a raiz do quadrado médio do erro (RMSE), o erro absoluto médio percentual (MAPE), além de um índice mais refinado para testar performances de modelos ( $d_r$ ) desenvolvido por Willmott *et al.* (2012):

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n |p_i - t_i|}{n} \quad (3.30)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (p_i - t_i)^2}{n}} \quad (3.31)$$

$$MAPE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n 100 \frac{|t_i - p_i|}{t_i} \quad (3.32)$$

$$d_r = \begin{cases} 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |p_i - t_i|}{c \sum_{i=1}^n |p_i - \bar{t}|}, & \text{se } \sum_{i=1}^n |p_i - t_i| \leq c \sum_{i=1}^n |p_i - \bar{t}| \\ \frac{c \sum_{i=1}^n |p_i - \bar{t}|}{\sum_{i=1}^n |p_i - t_i|} - 1, & \text{se } \sum_{i=1}^n |p_i - t_i| > c \sum_{i=1}^n |p_i - \bar{t}| \end{cases} \quad (3.33)$$

Nas Eqs. (3.30) até a (3.32) o  $n$  indica a quantidade de pares de números, sendo um medido e um mensurado,  $p_i$  indica um  $i$ -ésimo dado estimado por um modelo e  $t_i$  indica um  $i$ -ésimo dado observado. O MAE e o RMSE podem resultar valores entre 0 e  $\infty$ , sendo que os melhores modelos devem ter valores próximos de 0. O MAPE é de fácil interpretação, por ter seus resultados expressos em termos percentuais. O  $d_r$  varia de  $-1$  a 1, sendo que valores maiores indicam modelos mais eficientes.

## 3.3 Processamento dos dados

Nesse estudo, para realizar o processamento dos dados foram utilizadas algumas ferramentas computacionais, sendo a grande maioria destas softwares livres e de código aberto.

Para a organização dos dados foram utilizadas planilhas por meio do LibreOffice Calc, que é o componente de planilhas do pacote de softwares de escritório LibreOffice versão 7.1.4.2 / LibreOffice Community.

No processamento dos dados e geração de gráficos foram utilizados a linguagem de programação Python na versão 3.4.1 através do ambiente de desenvolvimento científico integrado de plataforma cruzada Spyder versão 5.0.5, a linguagem de programação R, versão 3.6.3, por meio do ambiente de desenvolvimento integrado RStudio na versão 1.4.1106, o software de plotagem de gráficos científicos e análise de dados SciDAVis (*Scientific Data Analysis*) versão 2.4.0, e o software proprietário Surfer em algumas interpolações. Na etapa do processamento, todos os gráficos foram feitos com a linguagem Python, enquanto que o Surfer foi usado na krigagem de dados interpolados. A linguagem R foi aplicada para o cálculo dos índices de eficiência estatística, enquanto que a linguagem Python e o SciDAVis foram utilizados para regressões e obtenção de coeficientes.

Foram utilizadas ainda, em algumas tarefas, os softwares GIMP 2.10.18 em possíveis criações e edições de imagens e o QGIS 3.16 para o desenvolvimento de mapas.

## 4 Resultados

### 4.1 Variáveis meteorológicas

#### 4.1.1 Análise descritiva dos dados de temperatura do ar, temperatura do solo e pressão de vapor d'água

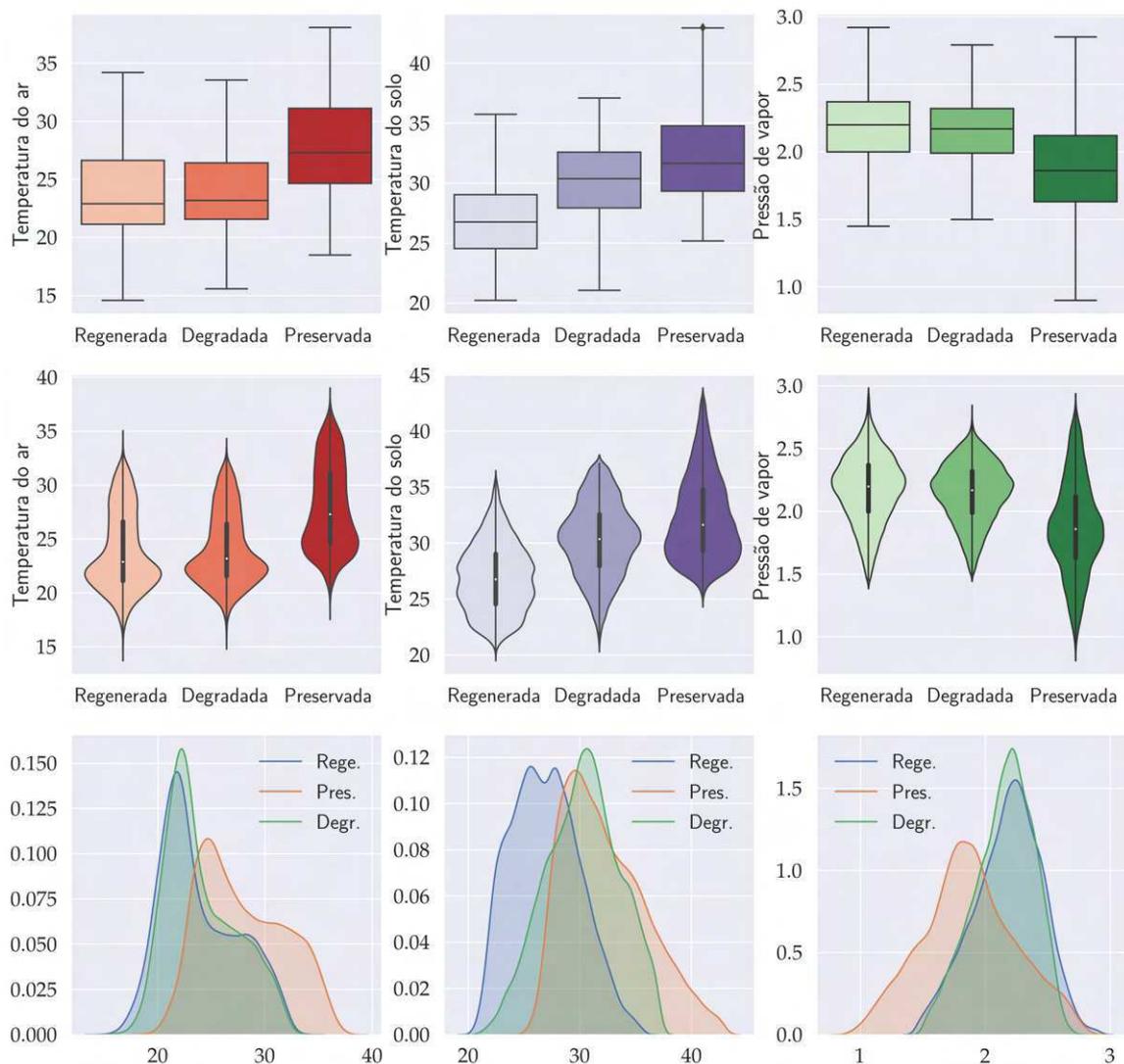


Figura 4.1 – Boxplots, violinplots e distribuições dos dados de temperatura do ar, do solo e pressão de vapor d'água das três estações.

Os dados da temperatura do ar expostos na Figura 4.1 apresentaram para a CR uma mediana de  $22,9^{\circ}\text{C}$ , uma média de  $23,9^{\circ}\text{C}$ , com valores de primeiro e terceiro quartis de  $21,1^{\circ}\text{C}$  e  $26,6^{\circ}\text{C}$ , ou seja, 50% dos dados de temperatura do ar registrados nessa estação estão entre esse intervalo. Na CD foi obtida uma mediana de  $23,2^{\circ}\text{C}$ , uma média de  $24,0^{\circ}\text{C}$  e primeiro e terceiro quartis de  $21,6^{\circ}\text{C}$  e  $26,4^{\circ}\text{C}$ . Para CP a mediana

dos dados de temperatura do ar foi  $27,3^{\circ}C$ , a média foi  $27,9^{\circ}C$  e o primeiro e terceiro quartis foram  $24,6^{\circ}C$  e  $31,1^{\circ}C$ .

Com relação aos dados de temperatura do solo, na CR a mediana foi de  $26,8^{\circ}C$ , a média  $26,9^{\circ}C$  e o primeiro e terceiro quartil de  $24,6^{\circ}C$  e  $29,0^{\circ}C$ . Os dados de temperatura do solo na CD apresentaram uma mediana de  $30,4^{\circ}C$ , uma média de  $30,3^{\circ}C$  e primeiro e terceiro quartil com valores de  $27,9^{\circ}C$  e  $32,6^{\circ}C$ . Os dados da mesma variável para a CP apresentaram uma mediana de  $31,6^{\circ}C$ , uma média de  $32,3^{\circ}C$ , e valores de primeiro e terceiro quartil em  $29,0^{\circ}C$  e  $34,8^{\circ}C$ .

Relativo aos dados de pressão de vapor d'água, a CR apresentou uma mediana de  $2,20 hPa$ , uma média de  $2,18 hPa$  e primeiro e terceiro quartil em  $2,00 hPa$  e  $2,37 hPa$ . Na CD a mediana foi de  $2,17 hPa$ , a média de  $2,15 hPa$  e primeiro e terceiro quartil em  $1,99 hPa$  e  $2,32 hPa$ . Na CP os dados de pressão de vapor d'água apresentaram a mediana de  $1,86 hPa$ , com média de  $1,87 hPa$  e primeiro e terceiro quartil com valores de  $1,63 hPa$  e  $2,12 hPa$  respectivamente.

Os dados de temperatura do ar das três estações apresentaram uma distribuição assimétrica positiva. A estação da CP expôs a dispersão nos registros de temperatura do ar com um intervalo interquartil de  $6,5^{\circ}C$ , enquanto a estação da CD apresentou o menor intervalo, com um intervalo de  $4,8^{\circ}C$ . Com exceção da CP, que apresentou uma assimetria positiva, as outras distribuições dos dados de temperatura do solo apresentaram-se menos assimétricas, mesmo os dados da CD tenham apresentado uma assimetria negativa e a CP positiva. Quanto a variabilidade, a CP mostrou a maior com um intervalo interquartil de  $5,4^{\circ}C$  e a CR apresentou a menor com um intervalo de  $4,5^{\circ}C$ . Os dados de pressão de vapor d'água apresentaram-se quase simétricos, onde os dados da CP apresentaram a maior variabilidade com um intervalo interquartil de  $0,49 hPa$ , enquanto a CD apresentou a menor variabilidade com um intervalo de  $0,33 hPa$ .

Nessa análise descritiva dos dados é possível ver características importantes do entorno de cada uma das estações, onde nota-se que a região de CP apresenta temperaturas do ar superiores as registradas nas outras duas áreas com densidades diferentes, que aparecem com registros de valores próximos. A temperatura dos solos também se apresentaram maiores na CP, entretanto, com relação as outras estações os registros da CD foram mais próximos dos medidos da CP do que da CR. No tocante as pressões de vapor d'água os registros da CP apresentaram valores inferiores em relação as outras regiões que ostentaram valores próximos.

### 4.1.2 Temperatura do ar

Na região 1, as estações que estão localizadas na CR e CD, no geral, apresentaram temperaturas médias horárias com pequenas diferenças como pode ser visto nas Figuras 4.2 e 4.3, onde é apresentada a distribuição da temperatura média horária na CR de janeiro de 2014 à dezembro de 2016 e na CD de março de 2014 à junho de 2016.

No período de três anos de dados usados na figura da CR (Figura 4.2), as maiores e menores médias de cada ano foram as seguintes:  $31,2^{\circ}\text{C}$  às  $13\text{h}30\text{min}$  no mês abril e  $18,0^{\circ}\text{C}$  às  $5\text{h}30\text{min}$  no mês de agosto em 2014;  $31,7^{\circ}\text{C}$  às  $14\text{h}00\text{min}$  no mês de novembro e  $18,7^{\circ}\text{C}$  às  $5\text{h}30\text{min}$  no mês de agosto em 2015; e  $31,3^{\circ}\text{C}$  às  $13\text{h}30\text{min}$  no mês de abril e  $17,9^{\circ}\text{C}$  às  $5\text{h}30\text{min}$  no mês de setembro em 2016.

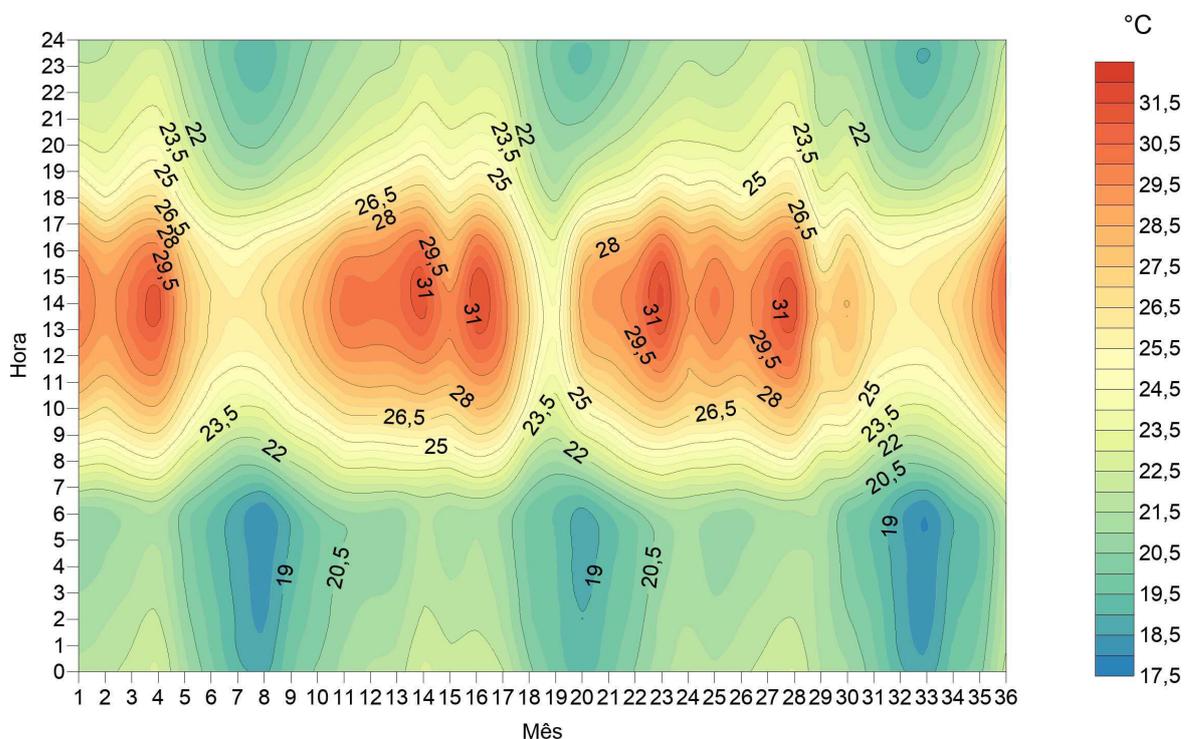


Figura 4.2 – Distribuição da temperatura média horária mensal de janeiro de 2014 à dezembro de 2016 na caatinga regenerada.

Na CR, os extremos de temperatura registrados em cada ano do estudado foram:  $14,3^{\circ}\text{C}$  em agosto e  $34,7^{\circ}\text{C}$  em abril, no ano de 2013;  $14,8^{\circ}\text{C}$  em julho e  $33,1^{\circ}\text{C}$  em março, no ano de 2014;  $15,6^{\circ}\text{C}$  em agosto e  $34,2^{\circ}\text{C}$  em novembro, no ano de 2015; e  $14,6^{\circ}\text{C}$  em julho e  $32,2^{\circ}\text{C}$  em abril, no ano de 2016. No ano de 2017 foram registrados dados de pouco mais de 9 meses, assim foi preferível não considerar os extremos de temperatura desse ano na CR.

Entre as médias usadas na Figura 4.3, os maiores e menores valores encontrados em cada um dos anos foram:  $30,8^{\circ}\text{C}$  às  $14\text{h}30\text{min}$  em abril e  $18,7^{\circ}\text{C}$  às  $5\text{h}30\text{min}$  em agosto para 2014;  $31,6^{\circ}\text{C}$  às  $15\text{h}00\text{min}$  no mês de abril e  $19,0^{\circ}\text{C}$  às  $5\text{h}30\text{min}$  no mês de agosto em 2015; e  $30,4^{\circ}\text{C}$  às  $14\text{h}00\text{min}$  em março e  $19,2^{\circ}\text{C}$  às  $6\text{h}00\text{min}$  em julho de 2016.

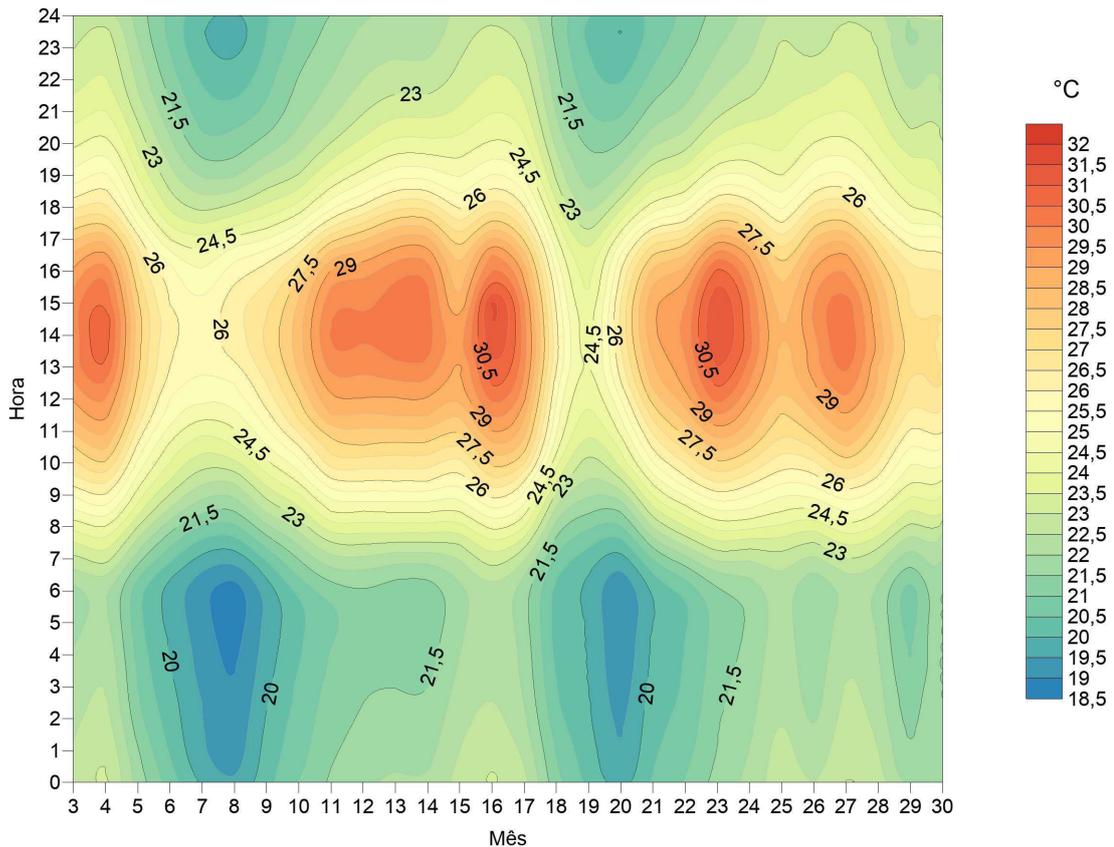


Figura 4.3 – Distribuição da temperatura média horária mensal março de 2014 à junho de 2016 na caatinga degradada.

Na CD foram registrados os seguintes extremos de temperaturas máxima e mínima:  $15,7^{\circ}\text{C}$  em agosto e  $34,8^{\circ}\text{C}$  em abril, no ano de 2013;  $15,7^{\circ}\text{C}$  em julho e  $32,7^{\circ}\text{C}$  em abril, no ano de 2014; e  $16,3^{\circ}\text{C}$  em agosto e  $34,1^{\circ}\text{C}$  em novembro, no ano de 2015. Os registros do ano de 2016 apresentaram muitas falhas não sendo considerados os extremos do ano.

Na Figura 4.4, pode-se perceber uma diferença significativa nas temperaturas médias horárias da CP em comparação com as temperaturas das CR e CD (Figuras 4.2 e 4.3), onde se constata que as temperaturas médias da estação da CP são maiores, Tal comportamento era esperado, pois essa estação do Rio Grande do Norte fica mais próxima do equador terrestre, com isso recebe mais radiação e apresenta maiores valores de temperatura. Na CP, as maiores e menores temperaturas médias mensais registradas em cada um dos anos representados na Figura 4.4 foram:  $34,9^{\circ}\text{C}$  às  $16\text{h}00\text{min}$  em dezembro e  $21,3^{\circ}\text{C}$  às  $6\text{h}00\text{min}$  em julho, no ano de 2014;  $36,4^{\circ}\text{C}$  às  $16\text{h}00\text{min}$  em novembro e  $21,5^{\circ}\text{C}$  às  $6\text{h}00\text{min}$  em agosto, no ano de 2015; e  $36,0^{\circ}\text{C}$  às  $15\text{h}30\text{min}$  em novembro e  $21,6^{\circ}\text{C}$  às  $6\text{h}00\text{min}$  em julho, no ano de 2016.

Com relação aos extremos de temperatura registrados, nessa estação eles ficaram dispostos da seguinte forma:  $18,6^{\circ}\text{C}$  em julho e  $37,7^{\circ}\text{C}$  em janeiro, no ano de 2014;  $18,5^{\circ}\text{C}$  em agosto e  $38,2^{\circ}\text{C}$  em novembro, no ano de 2015;  $18,5^{\circ}\text{C}$  em julho e  $37,8^{\circ}\text{C}$  em dezembro, no ano de 2016.

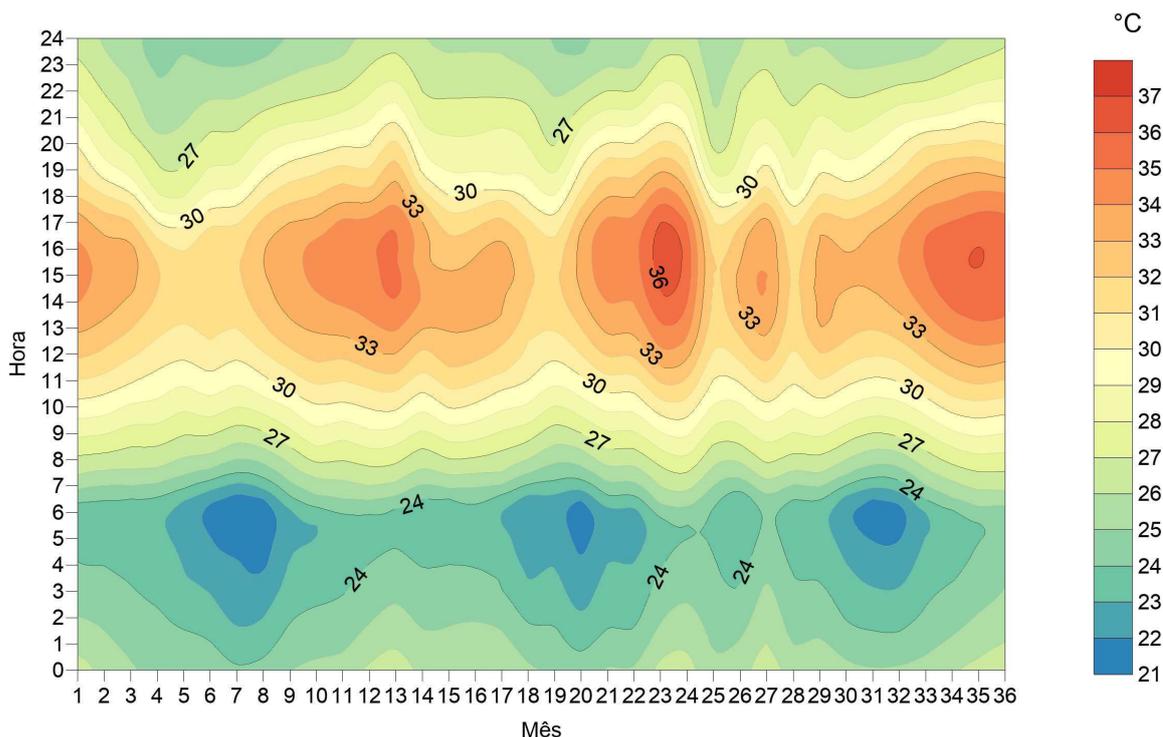


Figura 4.4 – Distribuição da temperatura média horária mensal de janeiro de 2014 à dezembro de 2016 na caatinga preservada.

### 4.1.3 Temperatura do solo

Os dados de temperatura dos solos registrados pelas estações que estão localizadas na CR e CD apresentaram comportamentos semelhantes como pode ser visto nas Figuras 4.5 e 4.6, onde são apresentadas as distribuições das temperaturas médias horárias do solo de janeiro de 2014 a dezembro de 2016 e na CR e CD. Apesar das semelhanças no comportamento anual, os valores das temperaturas do solo registradas na CD são superiores aos registrados na CR.

No período estudado, a CR apresentou os seguintes valores como maiores e menores médias mensais para cada um dos anos estudados:  $31,5^{\circ}\text{C}$  às  $15\text{h}30\text{min}$  em janeiro e  $21,5^{\circ}\text{C}$  às  $6\text{h}30\text{min}$  em julho no ano de 2014;  $34,4^{\circ}\text{C}$  às  $15\text{h}30\text{min}$  em novembro e  $22,0^{\circ}\text{C}$  às  $7\text{h}00\text{min}$  em agosto no ano de 2015; e  $34,2^{\circ}\text{C}$  às  $15\text{h}30\text{min}$  em novembro e  $23,1^{\circ}\text{C}$  às  $6\text{h}30\text{min}$  em maio no ano de 2016.

Os extremos das temperaturas do solo registrados em cada um dos anos na CR foram:  $34,6^{\circ}\text{C}$  em março e  $20,2^{\circ}\text{C}$  em julho no ano de 2014;  $36,7^{\circ}\text{C}$  em novembro e  $20,4^{\circ}\text{C}$  em agosto de 2015; e  $38,8^{\circ}\text{C}$  em dezembro e  $22,0^{\circ}\text{C}$  em junho de 2016. Entre as três regiões, a CR foi a área que apresentou a menor variabilidade nessa variável.

Na CD, Os valores máximos e mínimos das médias mensais horárias da temperatura do solo apresentados para cada um dos anos de estudo foram os seguintes:  $40,6^{\circ}\text{C}$  às  $15\text{h}00\text{min}$  em novembro e  $22,8^{\circ}\text{C}$  às  $6\text{h}30\text{min}$  em julho no ano de 2014;  $37,8^{\circ}\text{C}$  às  $15\text{h}00\text{min}$  em dezembro e  $23,5^{\circ}\text{C}$  às  $6\text{h}30\text{min}$  em julho no ano de 2015; e  $37,2^{\circ}\text{C}$  às

15h00min em novembro e 24,8°C às 7h00min em maio no ano de 2016.

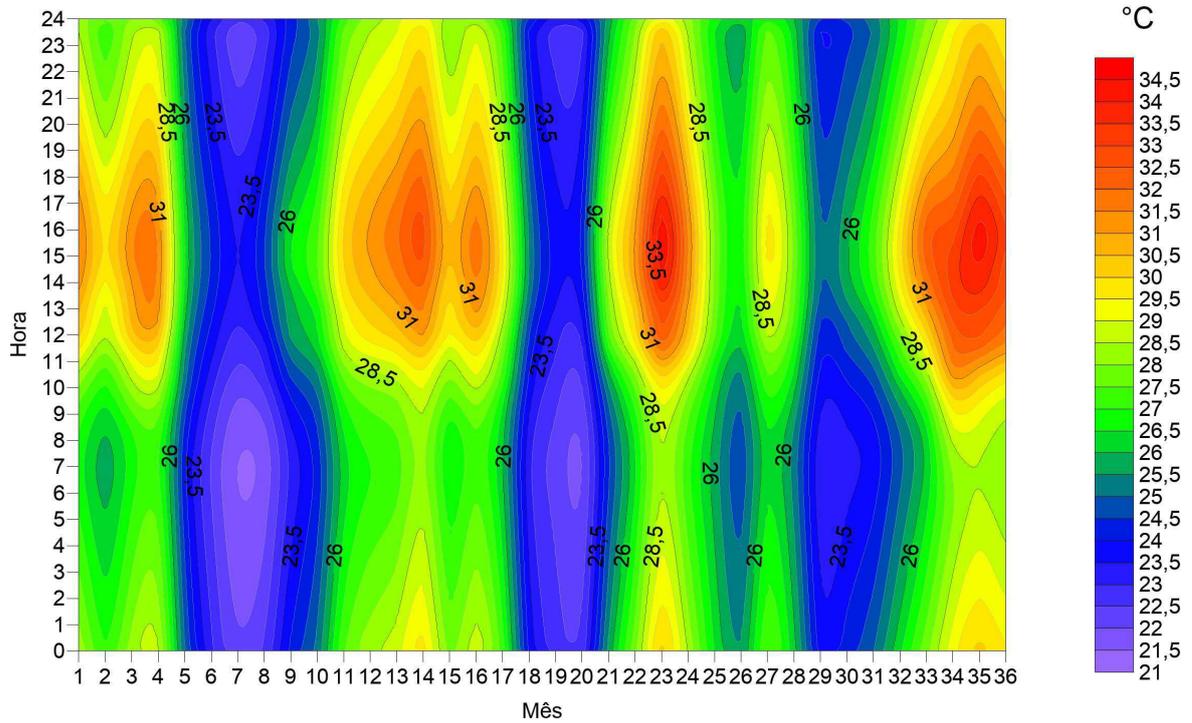


Figura 4.5 – Distribuição das médias horárias mensais de temperatura do solo de janeiro de 2014 à dezembro de 2016 na caatinga regenerada.

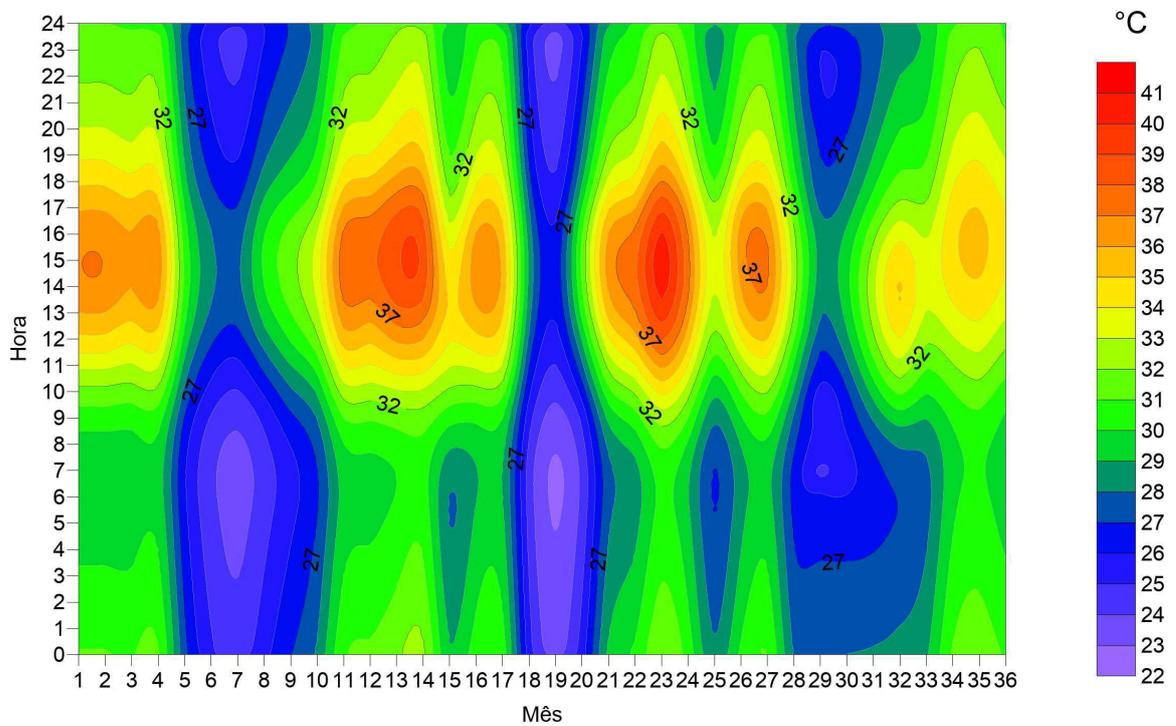


Figura 4.6 – Distribuição das médias horárias mensais de temperatura do solo janeiro de 2014 à dezembro de 2016 na caatinga degradada.

Os valores extremos de temperaturas do solo registrados na CD foram: 40,9°C em

novembro e  $23,0^{\circ}\text{C}$  em julho no ano de 2014 e  $43,0^{\circ}\text{C}$  em dezembro e  $23,0^{\circ}\text{C}$  em julho de 2015. Algumas falhas impossibilitaram a obtenção dos extremos do ano de 2016.

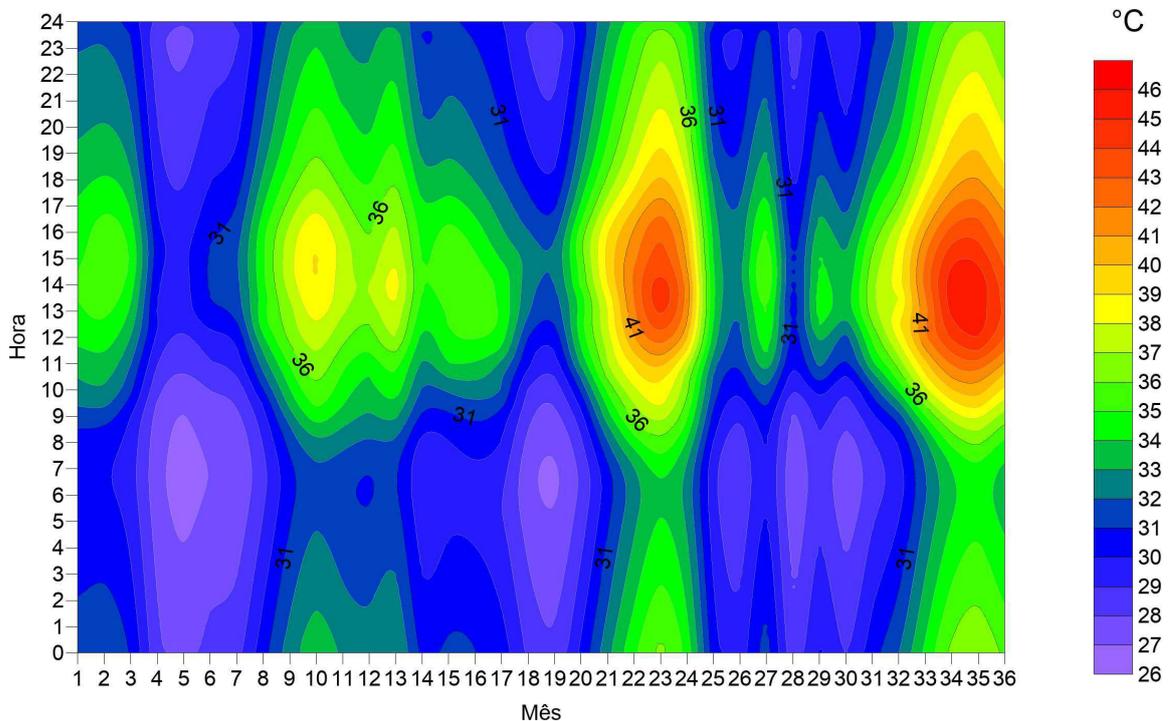


Figura 4.7 – Distribuição das médias horárias mensais de temperatura do solo de janeiro de 2014 à dezembro de 2016 na caatinga preservada.

A CP foi a região que apresentou as maiores temperaturas medias no solo, essa variável evoluiu nessa área seguindo a seca da região, que se acentuou no período entre 2014 e 2016. As maiores e menores médias mensais horárias de temperatura do solo para cada um dos anos estudados foram as seguintes:  $39,0^{\circ}\text{C}$  às  $15\text{h}00\text{min}$  em outubro e  $26,7^{\circ}\text{C}$  às  $7\text{h}00\text{min}$  em maio no ano de 2014;  $44,6^{\circ}\text{C}$  às  $13\text{h}30\text{min}$  em novembro e  $26,9^{\circ}\text{C}$  às  $6\text{h}30\text{min}$  em julho no ano de 2015; e  $45,6^{\circ}\text{C}$  às  $14\text{h}00\text{min}$  em novembro e  $27,4^{\circ}\text{C}$  às  $6\text{h}30\text{min}$  em abril no ano de 2016

Os extremos de temperatura do solo registrados em cada um dos anos na CP foram:  $42,7^{\circ}\text{C}$  em novembro e  $25,3^{\circ}\text{C}$  em junho no ano de 2014;  $45,9^{\circ}\text{C}$  em novembro e  $26,0^{\circ}\text{C}$  em junho de 2015; e  $47,0^{\circ}\text{C}$  em dezembro e  $26,0^{\circ}\text{C}$  em janeiro de 2016.

#### 4.1.4 Umidade atmosférica

As Figuras 4.8 e 4.9 mostram dados de pressão de vapor d'água médios horários entre os anos de 2014 e 2016 nas estações da região de Campina Grande, onde observa-se a variação da umidade do ar na região ao longo desse período. Os maiores valores de vapor d'água no ar estão entre os meses de maio e julho, que conforme Sena *et al.* (2019), é o período chuvoso da região. Nessa região as pressões de vapor d'água médias mensais apresentaram sempre seus menores valores entre o intervalo das  $12\text{h}00\text{min}$  às  $16\text{h}00\text{min}$  nos meses de novembro e fevereiro nas passagens de um ano para outro.

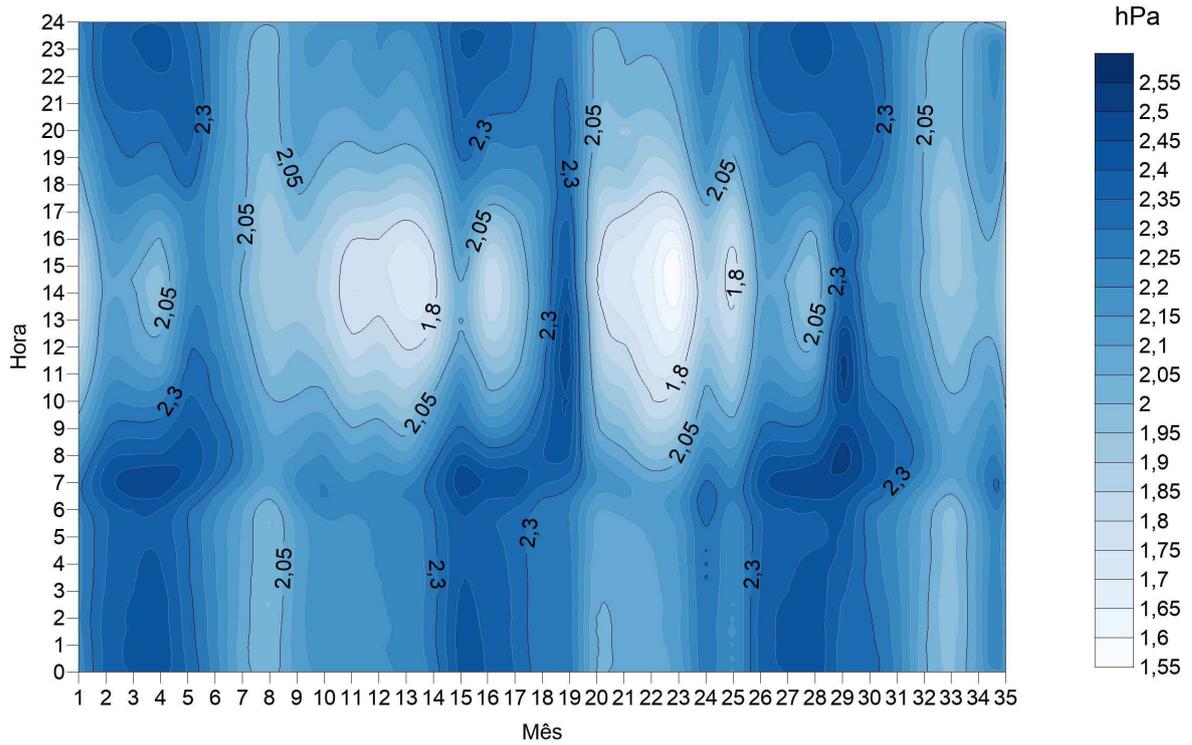


Figura 4.8 – Comportamento da pressão de vapor d’água de janeiro de 2014 à novembro de 2016 na caatinga regenerada.

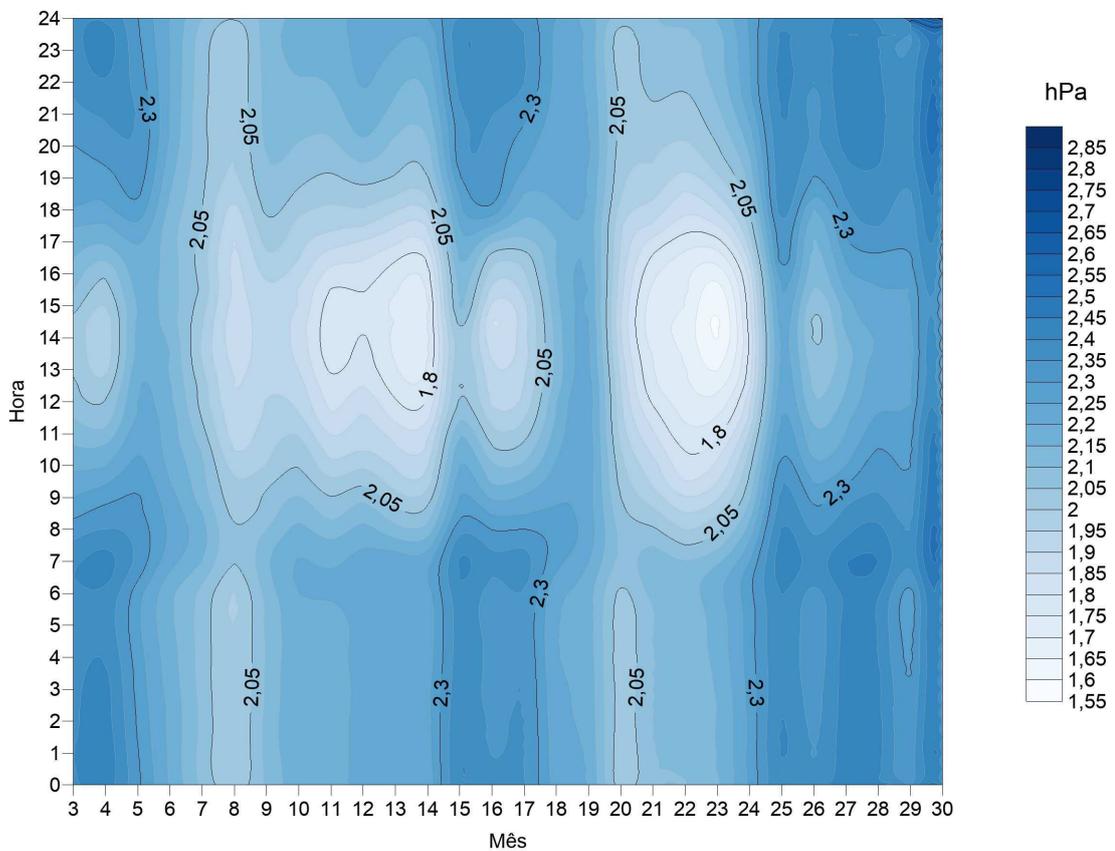


Figura 4.9 – Comportamento da pressão de vapor d’água de março de 2014 à junho de 2016 na caatinga degradada.

Pela configuração da pressão de vapor médio na CP (Figura 4.10), pode ser observada uma grande diferença de umidade se comparada com as médias da primeira região, onde verifica-se na Figura 4.10 que a CP na ESEC-Seridó apresenta quantidades de umidade do ar inferior às encontradas nas estações de Campina Grande. Na CP, os maiores valores da umidade média conforme os dados apresentados na Figura 4.10 apareceram entre os meses de fevereiro e maio, e os menores valores entre agosto e novembro, intervalos que compreendem respectivamente os períodos chuvosos e os secos anualmente nessa região de acordo com Santos *et al.* (2016). Os maiores valores de pressão de vapor d'água médio mensal na CP entre 2014 e 2016 ocorreram nas horas próximas às 5h00min no período chuvoso, os menores ocorreram entre agosto e janeiro no intervalo das 14h00min às 18h00min.

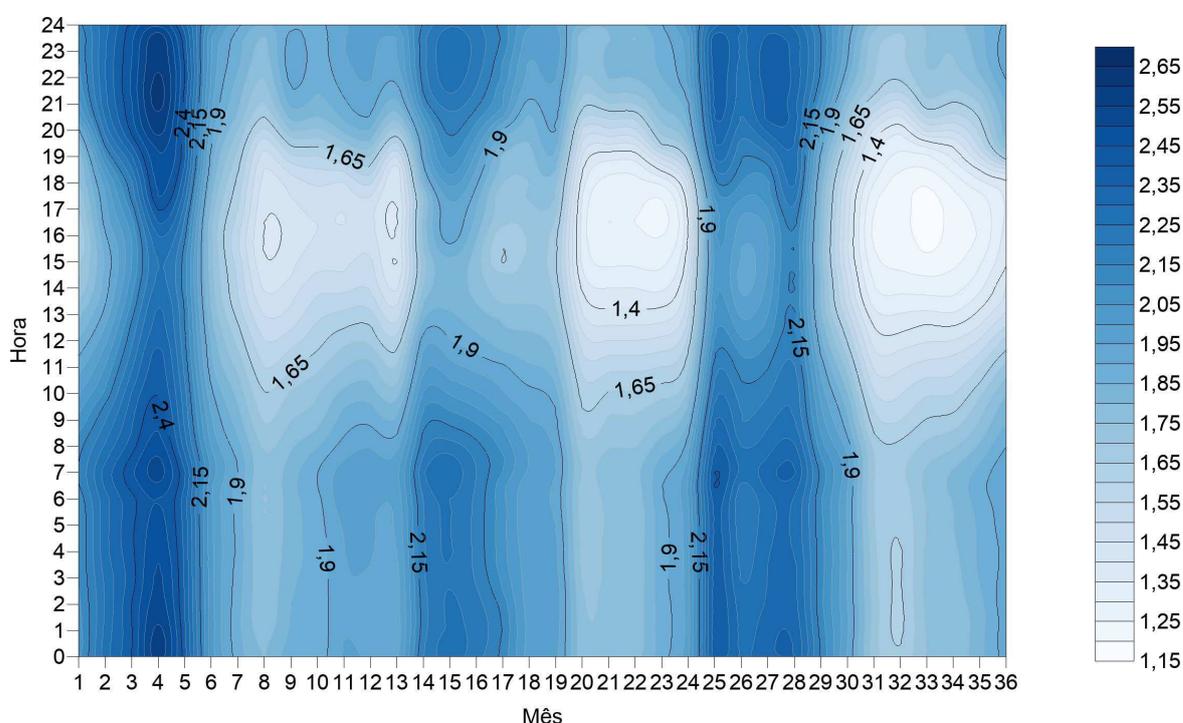


Figura 4.10 – Comportamento da pressão de vapor d'água de janeiro de 2014 à novembro de 2016 na caatinga Preservada.

Os registros de temperatura e pressão de vapor d'água das duas regiões evidenciaram características importantes dos três locais de estudo. A CP apresentou nuances da caatinga mais comum, com temperaturas médias elevadas e baixas umidades no ar (MOURA *et al.*, 2007).

A CR e a CD apresentaram sempre temperaturas próximas uma da outra (isso se deve certamente a distância entre as duas áreas que ficam a poucos quilômetros uma da outra) e sempre inferiores as da CP. A umidade na CR e CD foi consideravelmente superior à da CP. Isso talvez possa ser explicado por essa região está localizada em área de transição da caatinga com outro bioma e por sua posição geográfica que pode ser afetada pela umidade litorânea e pela orografia. Embora sejam parecidos os dados da

CR e CD, há uma diferença significativa entre a pressão de vapor nas duas áreas, onde a CR apresenta entre os meses de junho e agosto uma umidade maior do que a CD. Tal comportamento deve ser decorrente da diferença da vegetação das duas áreas, onde a CR devido a sua vegetação mais densa consegue reter mais umidade na superfície, enquanto a CD, que apresenta inclusive solos expostos, perde sua umidade com mais facilidade. As diferenças e semelhanças entre os dados de temperatura e pressão de vapor d'água registrados nas três estações ficam bastante evidentes na Figura 4.11, que mostra um dia médio dessas variáveis nas três áreas no período de 2014 à 2016.

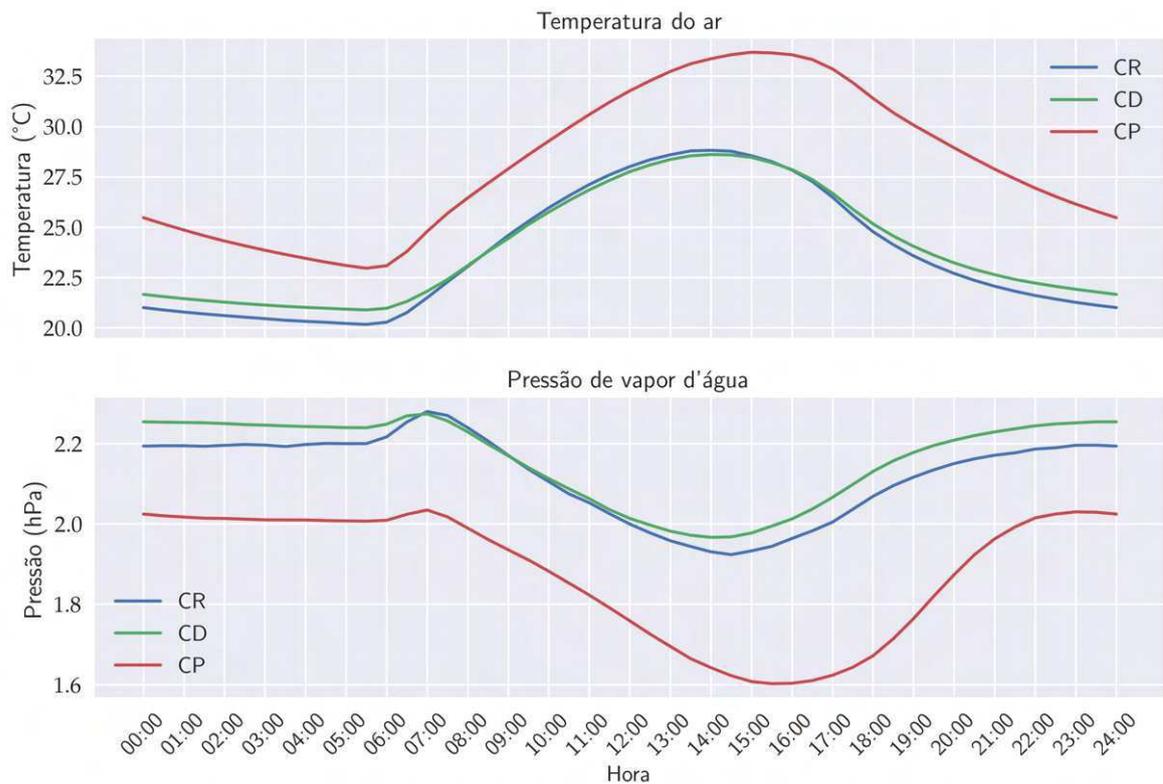


Figura 4.11 – Comportamento da pressão de vapor d'água e da temperatura em um dia médio no período de 2014 à 2016 nas três estações.

## 4.2 Componentes do balanço de radiação

### 4.2.1 Radiação solar incidente à superfície ( $R_{sd}$ )

Na primeira região de estudo, onde as duas estações micrometeorológicas estão localizadas em áreas com caatinga degradada (CD) e em recuperação (CR), os dados de  $R_{sd}$  médios horários mensais registrados nos anos de 2014, 2015 e 2016 (Figuras 4.12 e 4.13) apresentaram distribuições parecidas, entretanto, a CD apresentou registros com até  $100 \text{ W/m}^2$  de  $R_{sd}$  a mais do que a CR no intervalo entre às  $9h30min$  e  $15h00min$ .

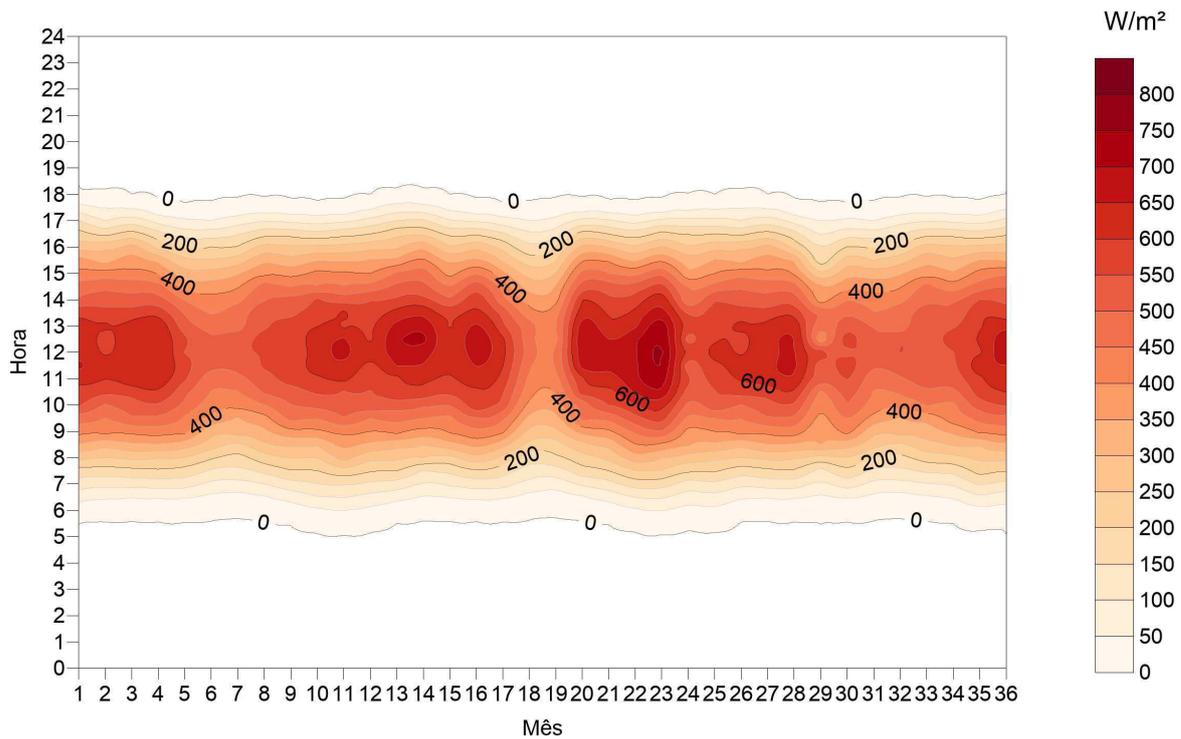


Figura 4.12 – Distribuição do fluxo de radiação solar média incidente à superfície de janeiro de 2014 à dezembro de 2016 na caatinga regenerada.

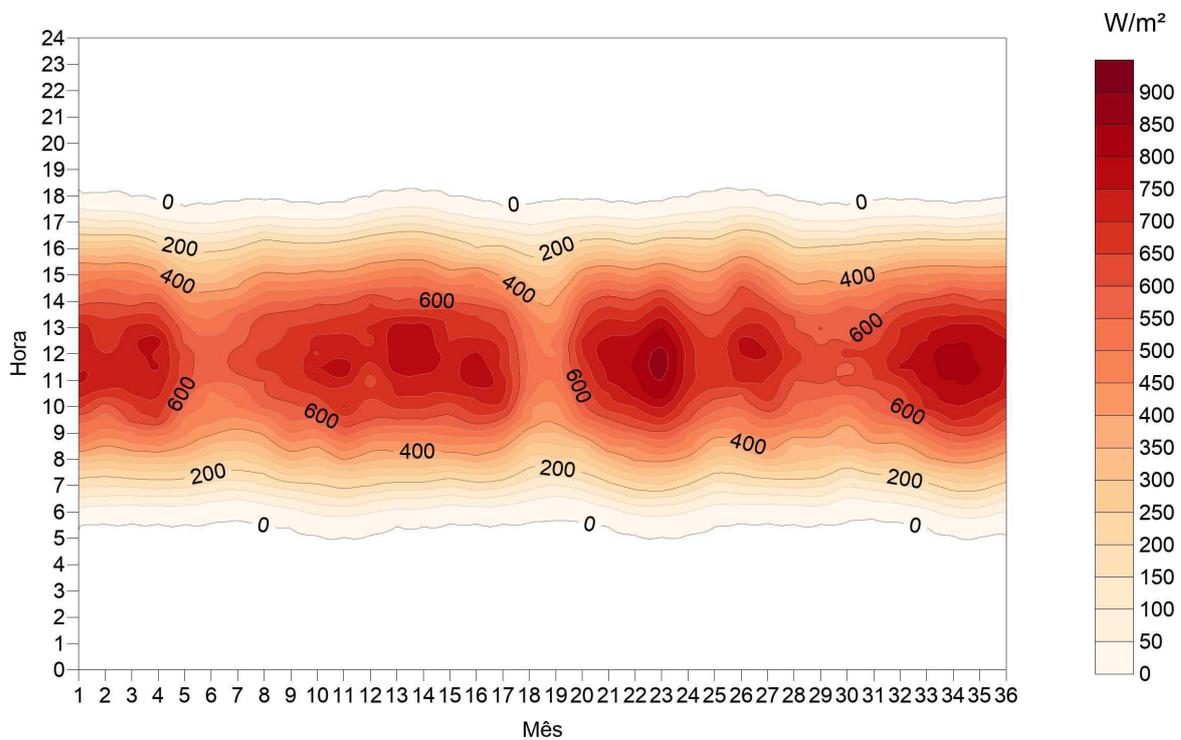


Figura 4.13 – Distribuição do fluxo de radiação solar média incidente à superfície de janeiro de 2014 à dezembro de 2016 na caatinga degradada.

Pode ser visto nas Figuras 4.12 e 4.13 que para os anos representados as maiores médias de  $R_{sd}$  ocorreram durante o início e o final do ano, onde as maiores médias mensais de cada foram:  $668,14 \text{ W/m}^2$  em novembro de 2014,  $756,70 \text{ W/m}^2$  em novembro

de 2015 e  $680,45 \text{ W/m}^2$  em dezembro de 2016 na CR;  $801,14 \text{ W/m}^2$  em novembro de 2014,  $845,22 \text{ W/m}^2$  em novembro de 2015 e  $845,59 \text{ W/m}^2$  em outubro de 2016 na CD.

Para a estação da CR, os valores máximos das médias de minutos de  $R_{sd}$  que foram registrados são:  $915,81 \text{ Wm}^{-2}$  no mês de janeiro de 2013;  $951,73 \text{ Wm}^{-2}$  no mês de março em 2014, sendo este o maior valor registrado na estação;  $897,43 \text{ Wm}^{-2}$  em janeiro de 2015 e  $927,80 \text{ Wm}^{-2}$  no mês de setembro em 2016. Na CD os maiores valores registrados foram:  $1022,77 \text{ Wm}^{-2}$  em novembro no ano 2013;  $1091,58 \text{ Wm}^{-2}$  em novembro no ano de 2014, sendo este o maior valor de  $R_{sd}$  registrado na estação;  $1002,13 \text{ Wm}^{-2}$  em janeiro de 2015 e  $1049,50 \text{ Wm}^{-2}$  em fevereiro para 2016.

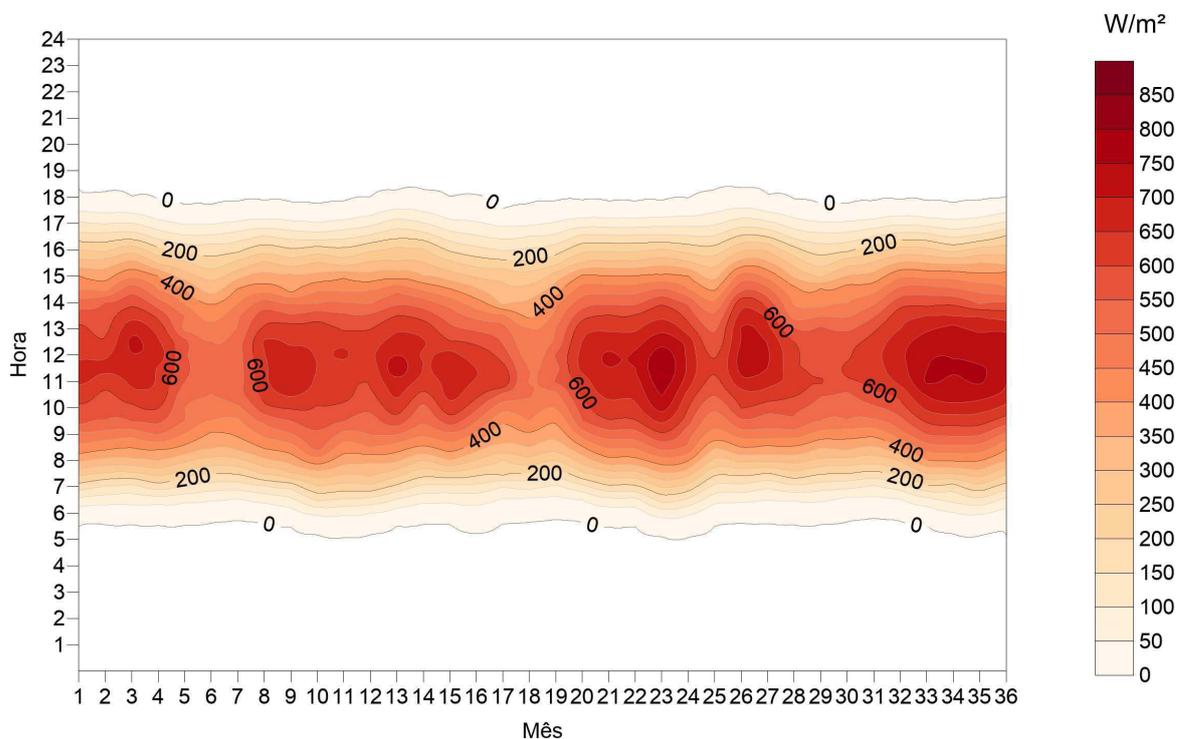


Figura 4.14 – Distribuição do fluxo de radiação solar média incidente à superfície de janeiro de 2014 à dezembro de 2016 na caatinga preservada.

Na CP, os dados de  $R_{sd}$  médios mensais horários registrados na CP (Figura 4.14) tiveram nas horas próximas do meio dia valores inferiores a CD e superiores a CR, onde os maiores valores médios nos anos de 2014, 2015 e 2016 foram respectivamente  $713,20 \text{ W/m}^2$  em março,  $801,83 \text{ W/m}^2$  em novembro e  $757,81 \text{ W/m}^2$  em setembro.

Os maiores registros de  $R_{sd}$  para cada ano do estudo na CP foram os seguintes:  $899,81 \text{ W/m}^2$  em fevereiro de 2014;  $897,83 \text{ W/m}^2$  em novembro de 2015 e  $872,58 \text{ W/m}^2$  em março de 2016.

### 4.2.2 Radiação solar refletida pela superfície terrestre ( $R_{su}$ )

A maior discrepância percebida nas comparações dos dados da CR e da CD se deu na análise da  $R_{su}$ . Os valores para a CD foram sempre superiores aos da CR conforme pode ser visto se comparadas as Figuras 4.15 e 4.16 no período de janeiro de 2014 a dezembro de 2016, tendo a CD em alguns momentos refletido quase o dobro da radiação que foi refletida pela CR. Como as condições atmosféricas na CR e na CD são praticamente iguais, as diferenças significativas na  $R_{su}$  medida nas duas estações devem ser o resultado das diferentes coberturas do solo.

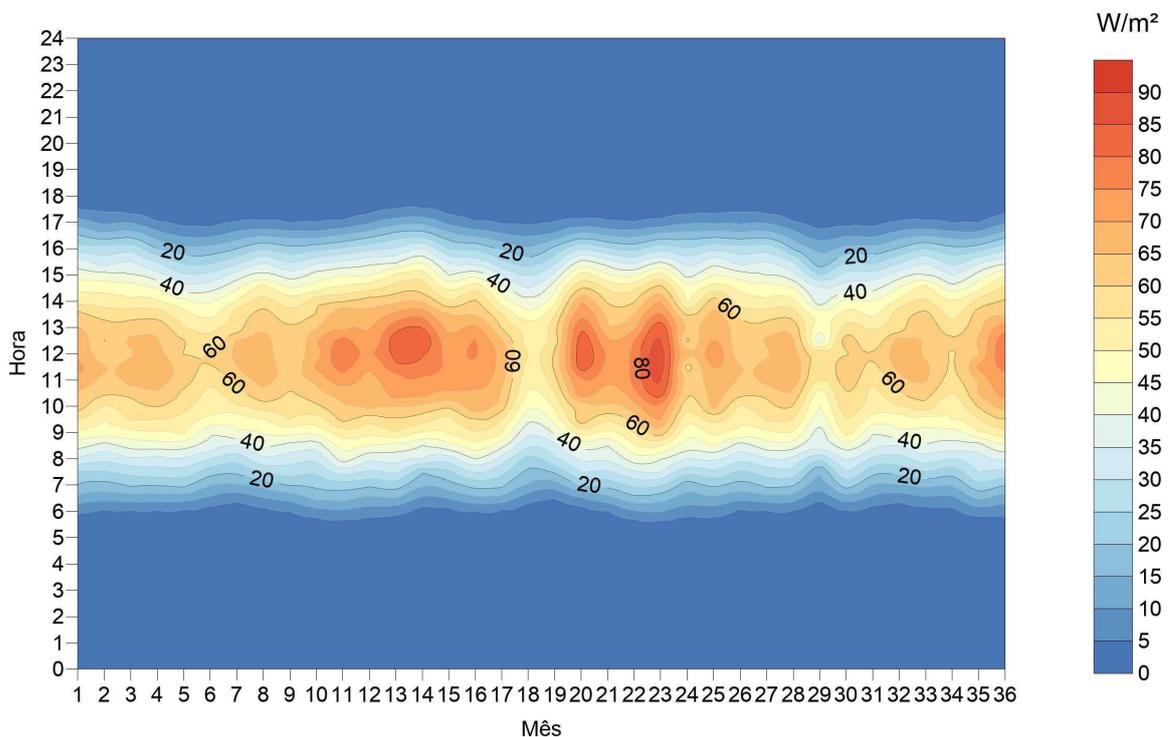


Figura 4.15 – Distribuição do fluxo de radiação solar média que é refletida pela superfície de 2014 à 2016 na caatinga regenerada.

Dentre os maiores valores de  $R_{su}$  médios horários mensais que foram registrados na CR e CD, os maiores valores em cada um dos anos das Figuras 4.15 e 4.16 foram:  $79,58 \text{ W/m}^2$  em novembro de 2014,  $88,74 \text{ W/m}^2$  em novembro de 2015 e  $78,97 \text{ W/m}^2$  em dezembro de 2016 na CR; e  $149,69 \text{ W/m}^2$  em novembro de 2014,  $162,64 \text{ W/m}^2$  em novembro de 2015 e  $160,68 \text{ W/m}^2$  em outubro de 2016 na CD.

A CP apresentou no mesmo período médias mensais horárias de  $R_{su}$  inferiores às médias obtidas na CD, porém os valores foram superiores aos registrados na CR. Nesse período, a CP apresentou as maiores médias mensais horárias nos finais de cada um dos anos, sendo:  $94,57 \text{ W/m}^2$  em dezembro de 2014;  $138,38 \text{ W/m}^2$  em novembro de 2015 e  $140,25 \text{ W/m}^2$  em novembro de 2016. Na Figura 4.17 pode ser observado que as maiores quantidades de  $R_{su}$  são refletidas principalmente no mês de novembro que fica no meio do período mais seco da região e que as maiores taxas médias foram registradas entre

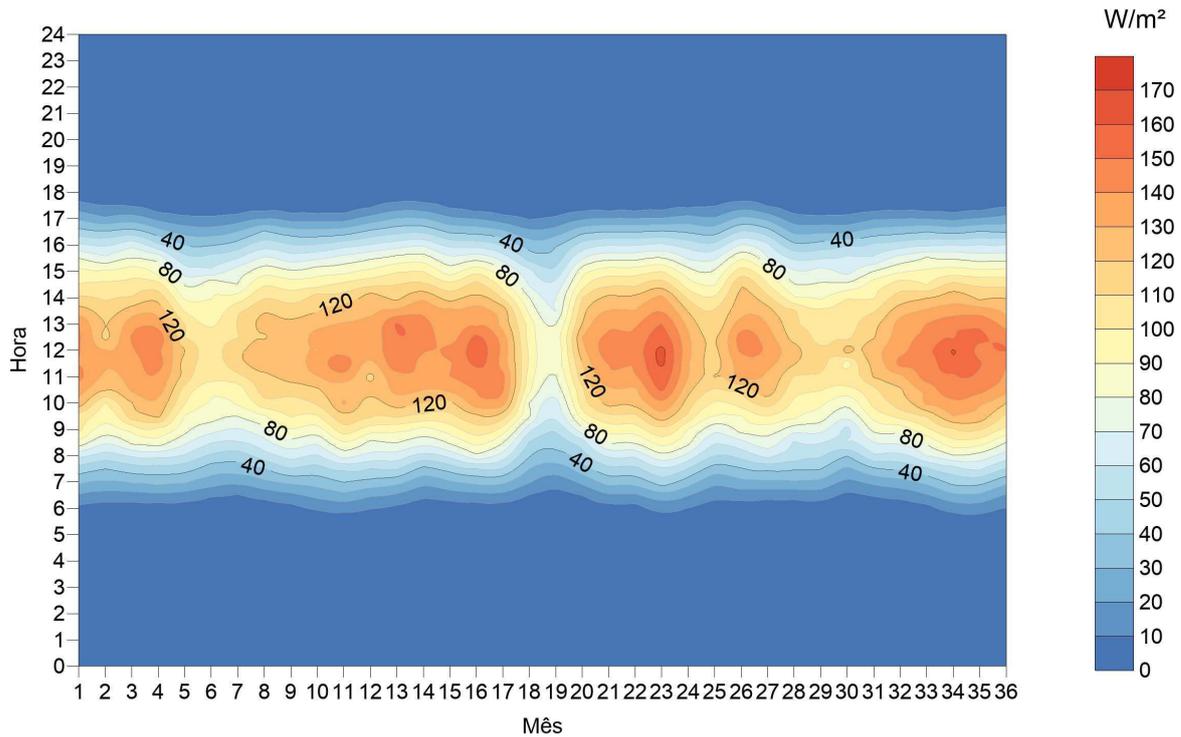


Figura 4.16 – Distribuição do fluxo de radiação solar média que é refletida pela superfície de 2014 à 2016 na caatinga degradada.

setembro e dezembro de 2016, que mesmo sendo dentro do período seco da região, foi um momento de seca excepcional que possivelmente alterou o albedo da superfície e elevou a  $R_{su}$ .

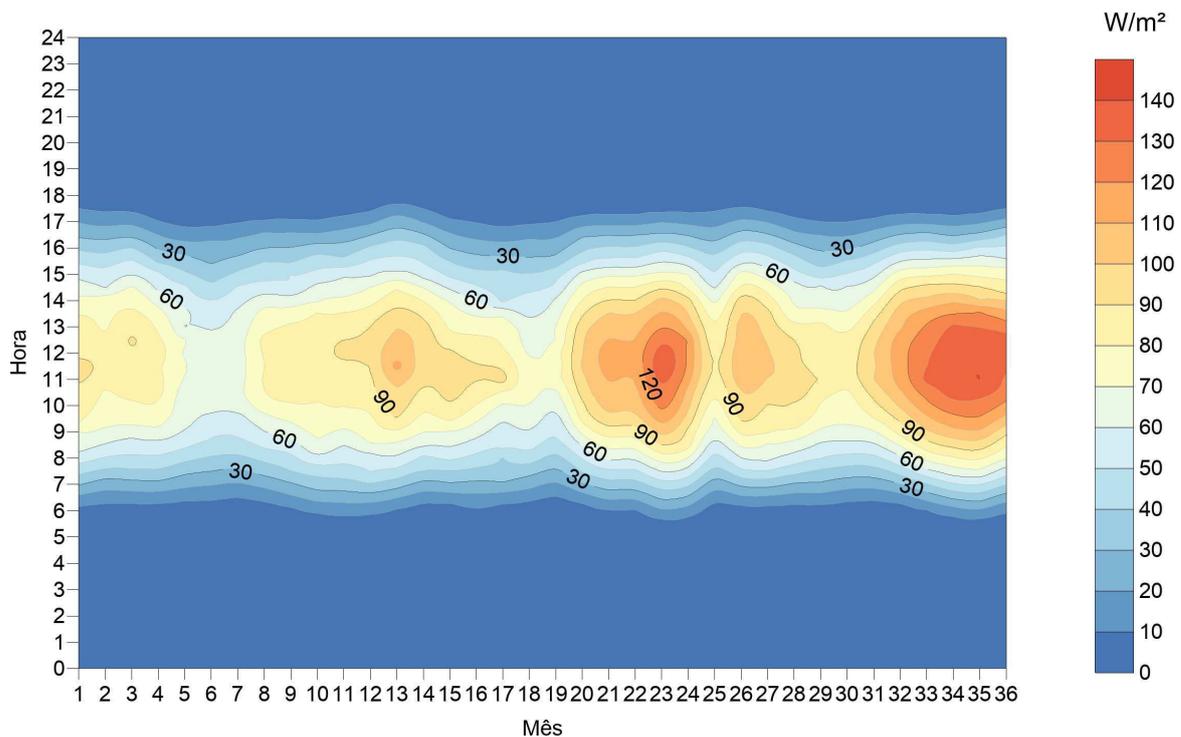


Figura 4.17 – Distribuição do fluxo de radiação solar média que é refletida pela superfície de 2014 à 2016 na caatinga preservada.

### 4.2.3 Albedo da superfície ( $\alpha$ )

Os valores de albedos registrados como médias a cada 30 minutos no período de estudo trazem muitas informações acerca das características da cobertura da superfície nas três áreas de estudo. As estações da região de Campina Grande apresentaram os valores mais distintos entre as três estações, onde a CD apresentou os maiores valores, tendo uma média de 0,19 de janeiro de 2014 à dezembro de 2016 e a CR apresentou os menores, com uma média de 0,11 no mesmo período. Durante o período analisado, nas estações da CD e da CR os valores do albedo registrados não mostraram influência relevante das variações de umidade ao longo do ano, onde a maioria das medições da CR ficaram entre 0,10 e 0,12 de 2014 à 2016 e da CD ficando entre 0,18 e 0,19 para o mesmo intervalo de tempo.

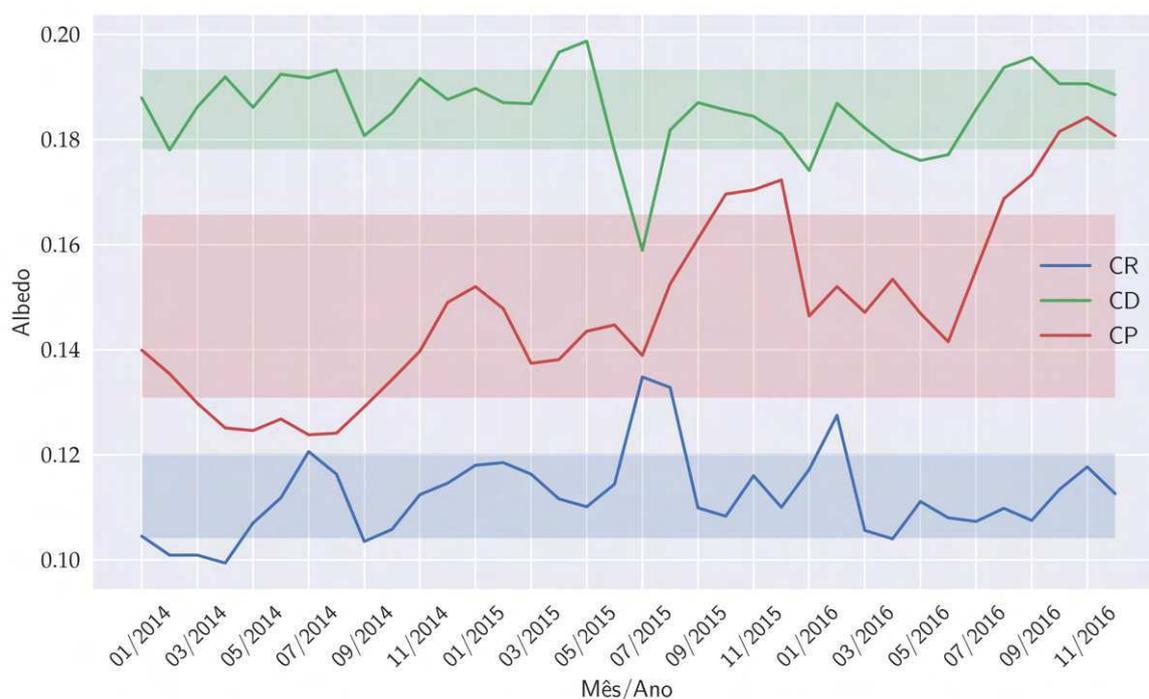


Figura 4.18 – Albedo médio mensal nas três estações de janeiro de 2014 a dezembro de 2016.

A CP mostrou as maiores variações no albedo, no qual a maioria dos registros do albedo médio mensal no intervalo entre 2014 e 2016 ficou na faixa entre 0,13 e 0,17. Apesar dessa maior variabilidade, se comparada com os dados de albedo das estações da CR e da CD, o fator que chama atenção nos dados do albedo da CP são os valores extremos registrados. Nos quais, ficam evidentes as características mais marcantes da caatinga, que podem ser percebidas nos períodos entre maio e agosto de 2014, período que foi úmido. Nesse foram registrados valores médios de albedo próximos da faixa média da CR e de vegetações mais densas, e entre outubro e dezembro de 2016, quando foram registrados albedos dentro da faixa média da CD e de solos expostos, mostrando

a reflectância da chamada “mata branca” em um momento que essa região apresentou seca excepcional de acordo com a ANA (2021).

#### 4.2.4 Radiação de ondas longas emitidas pela atmosfera ( $R_{ld}$ ) e superfície ( $R_{lu}$ )

Os comportamentos das duas componentes de radiação de ondas longas de uma mesma estação foram muito parecidos, como era de se esperar pela semelhança das temperaturas da atmosfera próxima à superfície e da temperatura do solo e cobertura que emitem essas radiações.

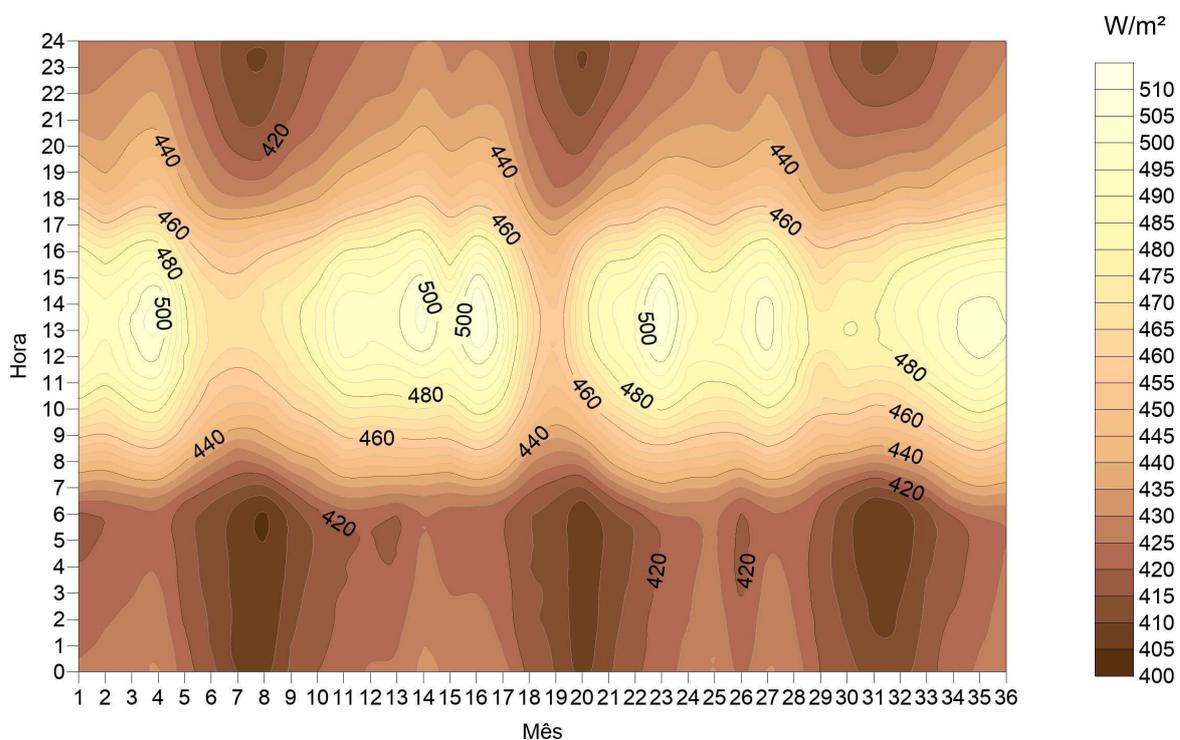


Figura 4.19 – Distribuição do fluxo médio mensal horário de radiação de ondas longas atmosféricas de 2014 à 2016 na caatinga regenerada.

Nas Figuras 4.19, 4.20, 4.21 e 4.22, podem ser observadas a  $R_{ld}$  e  $R_{lu}$  com valores muito similares em todas as distribuições, onde esse comportamento já era esperado pela curta distância entre as estações da região de Campina Grande.

Embora as componentes de ondas longas da CD e CR registradas tenham se mostrado quase iguais, as  $R_{ld}$  e  $R_{lu}$  foram levemente superiores na CD durante as horas da noite e inferiores durante as horas do dia. As médias horárias anuais de  $R_{ld}$  e  $R_{lu}$  na estação da CP em cada hora sempre foi significativamente superior às médias das outras regiões e em cada uma das estações a  $R_{lu}$  registrada foi ligeiramente superior a  $R_{ld}$ . Na CR, as médias máximas e mínimas diárias de radiação de ondas longas durante o período de estudos foram  $508,43 \text{ W/m}^2$  às  $14h00min$  em novembro de 2015 e  $404,11 \text{ W/m}^2$  às  $5h30min$  em agosto de 2014 de  $R_{ld}$ , e  $511,47 \text{ W/m}^2$  às  $14h00min$  em novembro de 2015

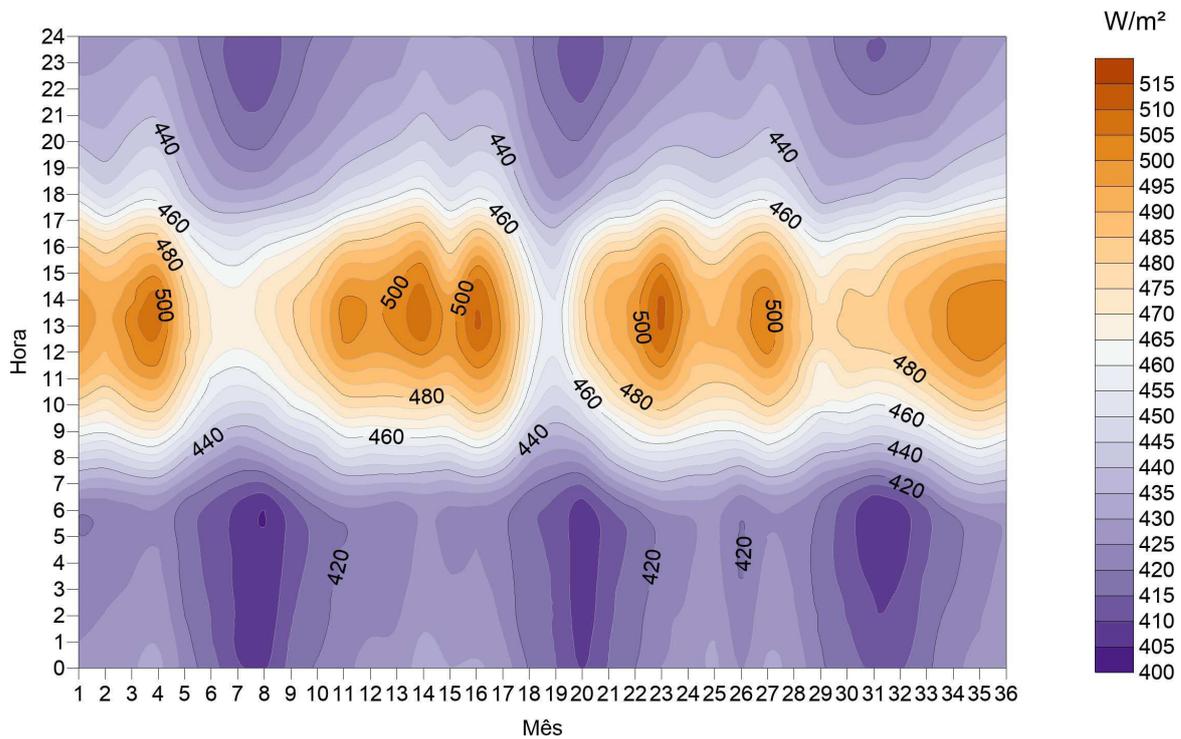


Figura 4.20 – Distribuição do fluxo médio mensal horário de radiação de ondas longas emitidas pela superfície de 2014 à 2016 na caatinga regenerada.

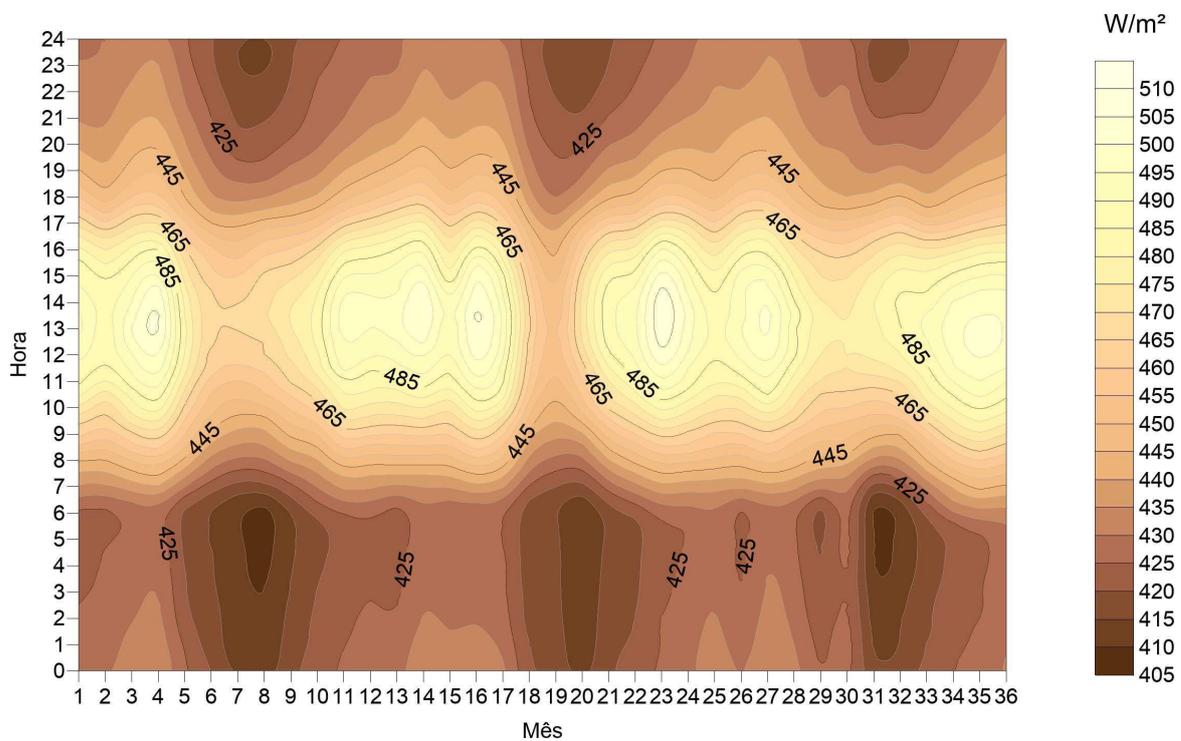


Figura 4.21 – Distribuição do fluxo médio mensal horário de radiação de ondas longas atmosféricas de 2014 à 2016 na caatinga degradada.

e  $404,71 \text{ W/m}^2$  às  $5h30min$  em agosto de 2014 de  $R_{lu}$ . Na CD, as médias máximas e mínimas diárias de radiação de ondas longas durante o período de estudo foram  $508,17 \text{ W/m}^2$  às  $13h30min$  em novembro de 2015 e  $408,08 \text{ W/m}^2$  às  $5h30min$  em agosto

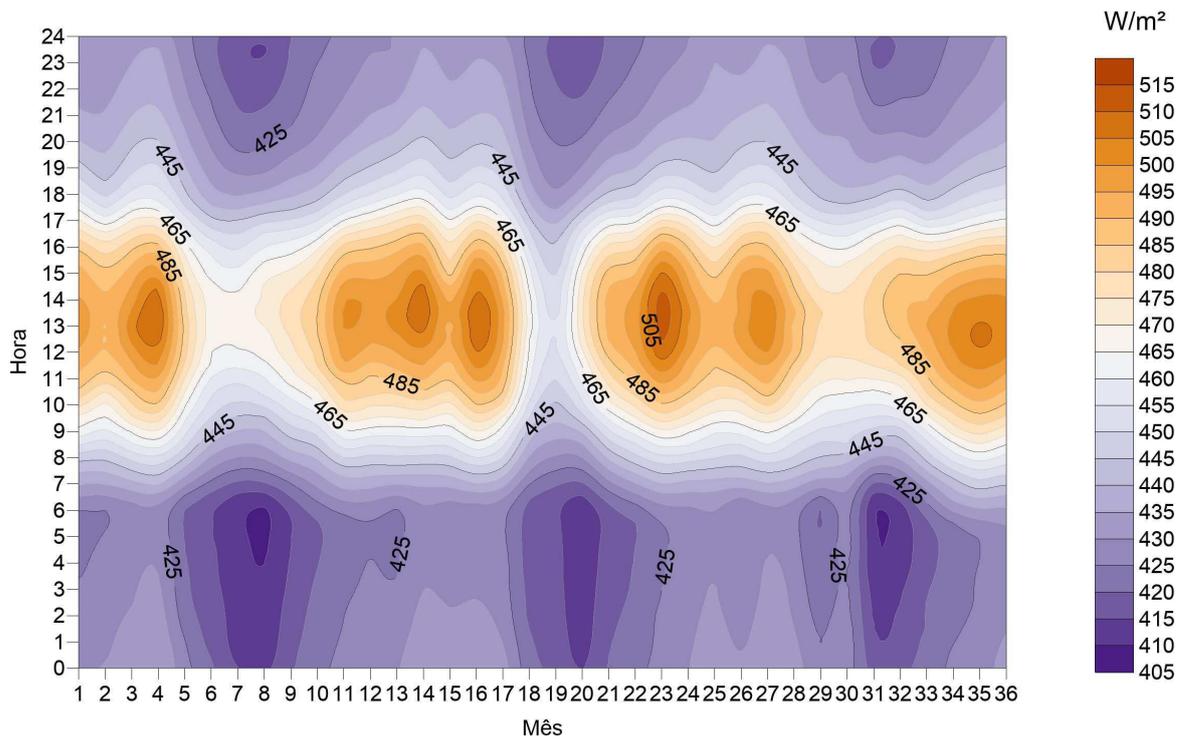


Figura 4.22 – Distribuição do fluxo médio mensal horário de radiação de ondas longas emitidas pela superfície de 2014 à 2016 na caatinga degradada.

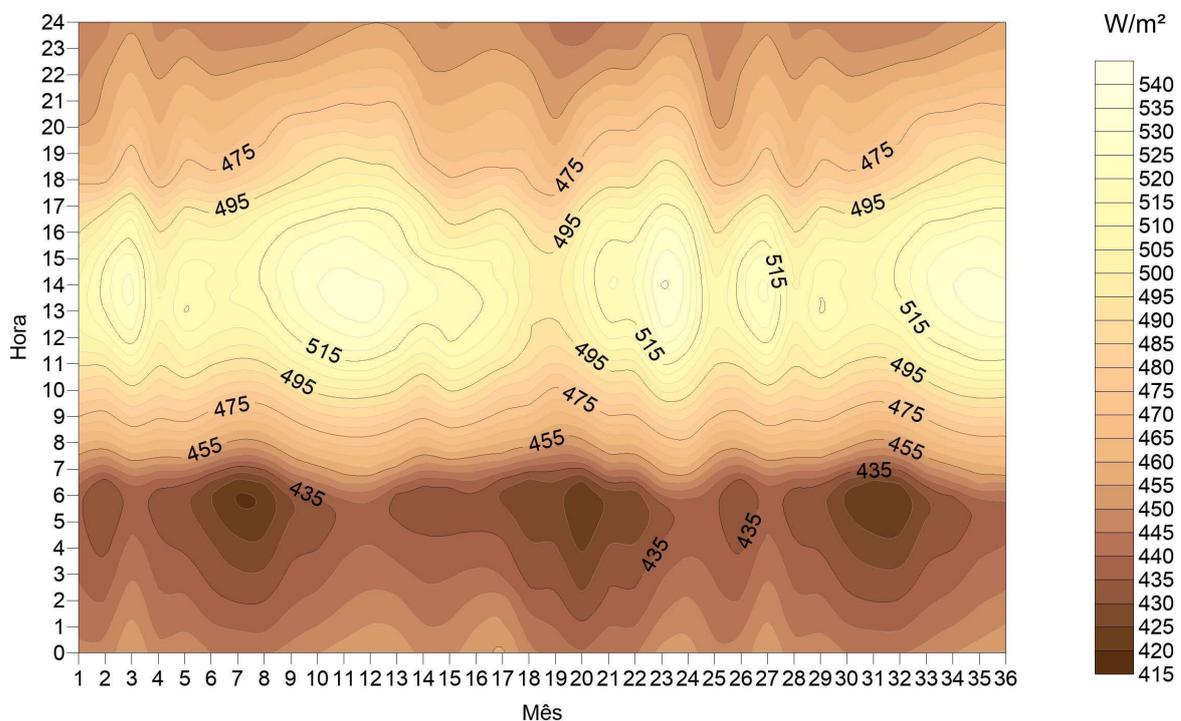


Figura 4.23 – Distribuição do fluxo médio mensal horário de radiação de ondas longas atmosféricas de 2014 à 2016 na caatinga preservada.

de 2014 de  $R_{ld}$ , e  $512,24 \text{ W/m}^2$  às  $13h30$  em novembro de 2015 e  $408,93 \text{ W/m}^2$  às  $5h30min$  em agosto de 2014 de  $R_{lu}$ . Na CP, às médias máximas e mínimas diárias de radiação de ondas longas durante o período de estudos foram  $535,28 \text{ W/m}^2$  às  $14h00min$  em

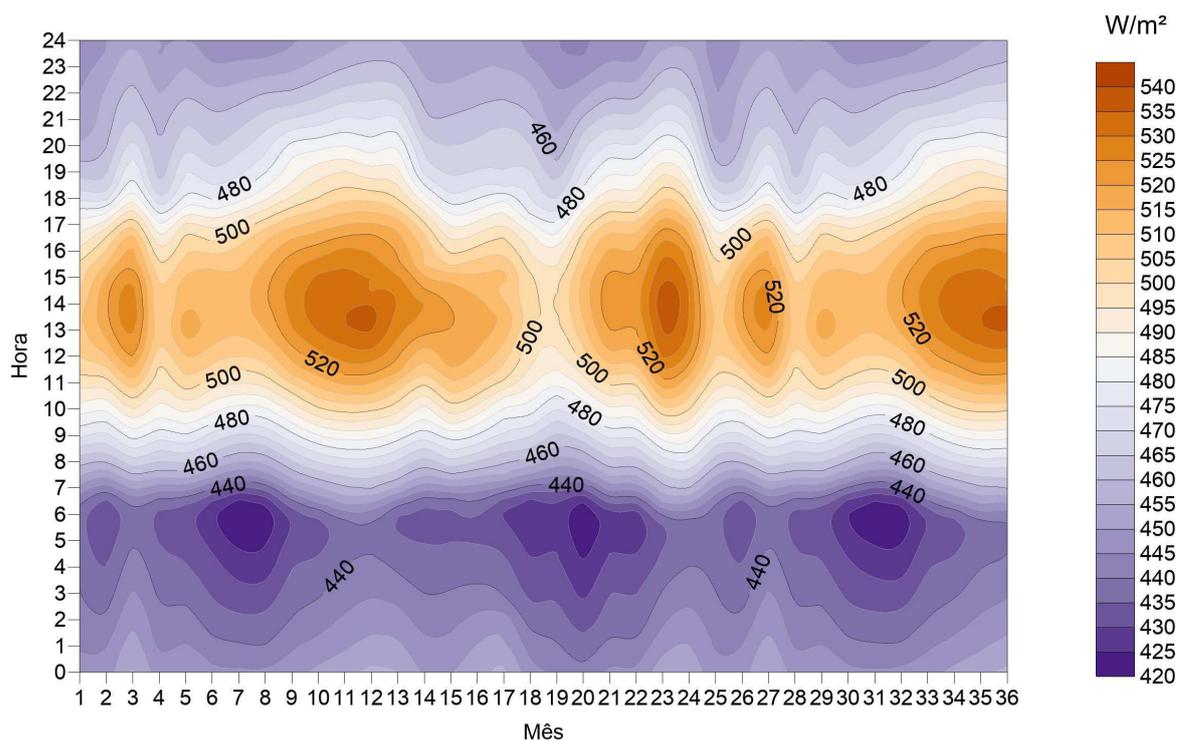


Figura 4.24 – Distribuição do fluxo médio mensal horário de radiação de ondas longas emitidas pela superfície de 2014 à 2016 na caatinga preservada.

novembro de 2015 e  $419,68 \text{ W/m}^2$  às  $6h00min$  em julho de 2014 de  $R_{ld}$ , e  $538,39 \text{ W/m}^2$  às  $14h00min$  em novembro de 2015 e  $420,81 \text{ W/m}^2$  às  $6h00min$  em agosto de 2014 de  $R_{lu}$ .

### 4.2.5 Saldo de radiação ( $R_n$ )

Nas Figuras 4.25, 4.26 e 4.27 são apresentadas as distribuições das médias mensais horárias do saldo de radiação registrados nas três estações, onde é possível perceber que mesmo sendo função das variáveis de radiação de ondas longas e curtas, o saldo de radiação segue basicamente o comportamento das componentes de ondas curtas e principalmente da  $R_{sd}$ . De modo que, os maiores valores do  $R_n$  foram registrados nos instantes próximos das 12h00min e nos meses quando a  $R_{sd}$  apresentou os maiores valores.

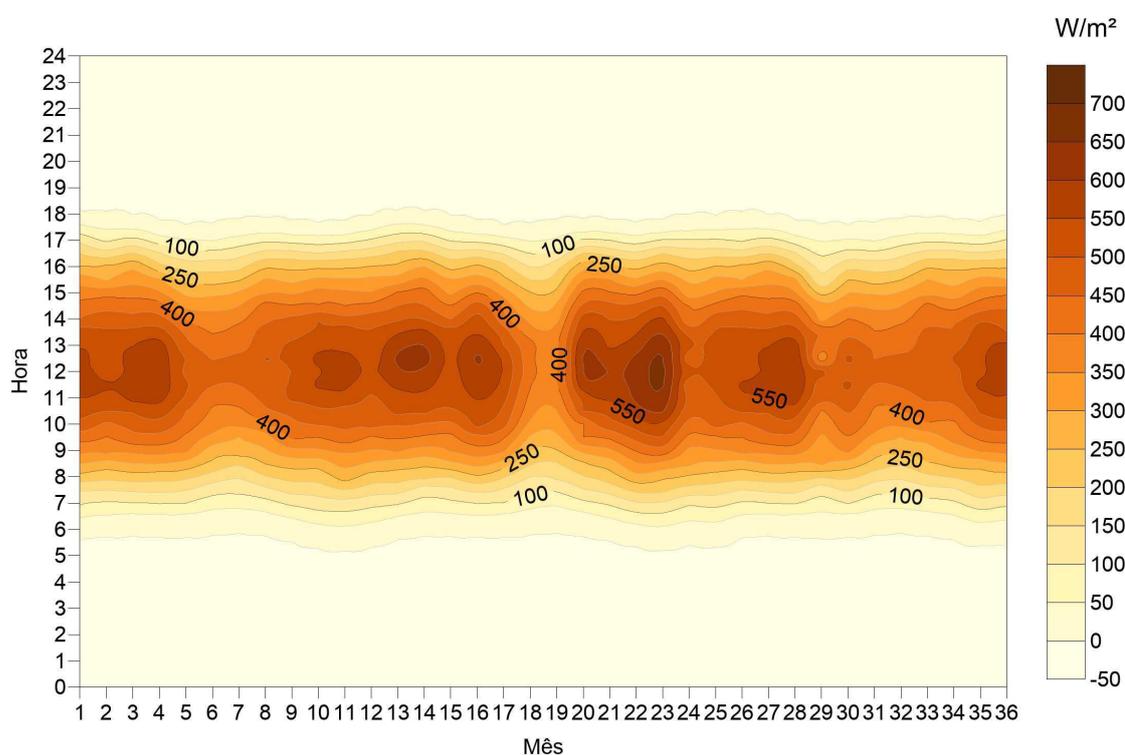


Figura 4.25 – Distribuição do saldo de radiação médio mensal horário de 2014 à 2016 na caatinga regenerada.

A estação da CD, no geral, registrou valores razoavelmente superiores de  $R_n$  quando comparados às outras estações, onde esta apresentou um saldo médio mensal horário de  $708,47 \text{ W/m}^2$  às 11h30min em novembro de 2015. Nas estações da CR e CP os valores de  $R_n$  médios foram próximos, onde na CR o maior valor médio horário foi  $664,68 \text{ W/m}^2$  às 12h00min em novembro de 2015 e na CP o maior valor médio foi de  $660,14 \text{ W/m}^2$  às 11h30min também no mês de dezembro de 2015.

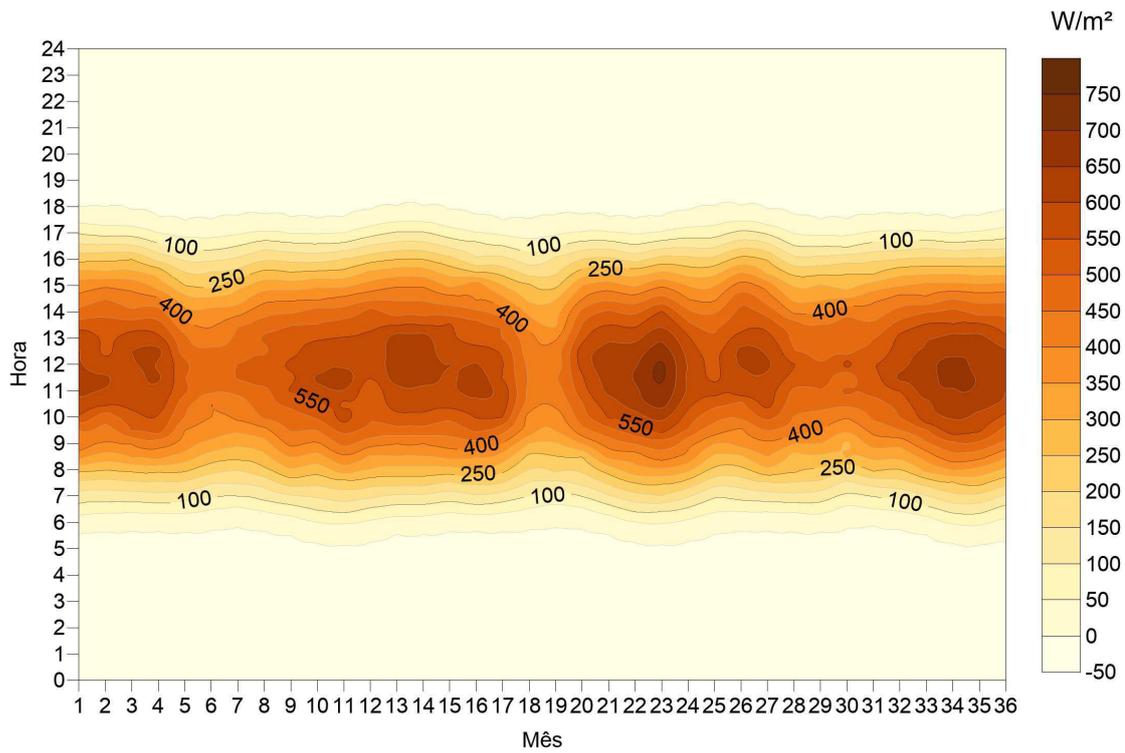


Figura 4.26 – Distribuição do saldo de radiação médio mensal horário de 2014 à 2016 na caatinga degradada.

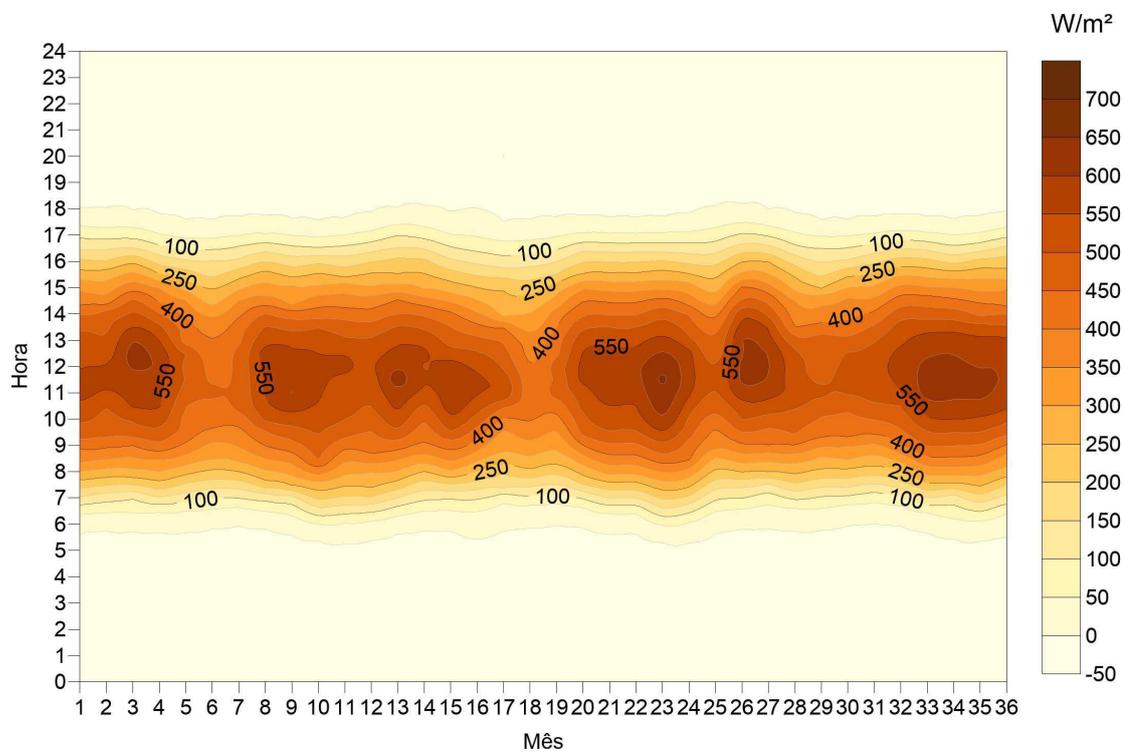


Figura 4.27 – Distribuição do saldo de radiação médio mensal horário de 2014 à 2016 na caatinga preservada.

#### 4.2.6 Análise conjunta das componentes e do saldo de radiação

A Figura 4.28 mostra o comportamento das variáveis  $R_n$ ,  $R_{sd}$ ,  $R_{su}$ ,  $R_{ld}$  e  $R_{lu}$  de um dia médio no período de 2014 à 2016 nas três estações. Nessa figura, podem ser observadas algumas das análises feitas até aqui, onde o  $R_n$  da CD, mostrou o maior valor, seguida da CP e da CR.

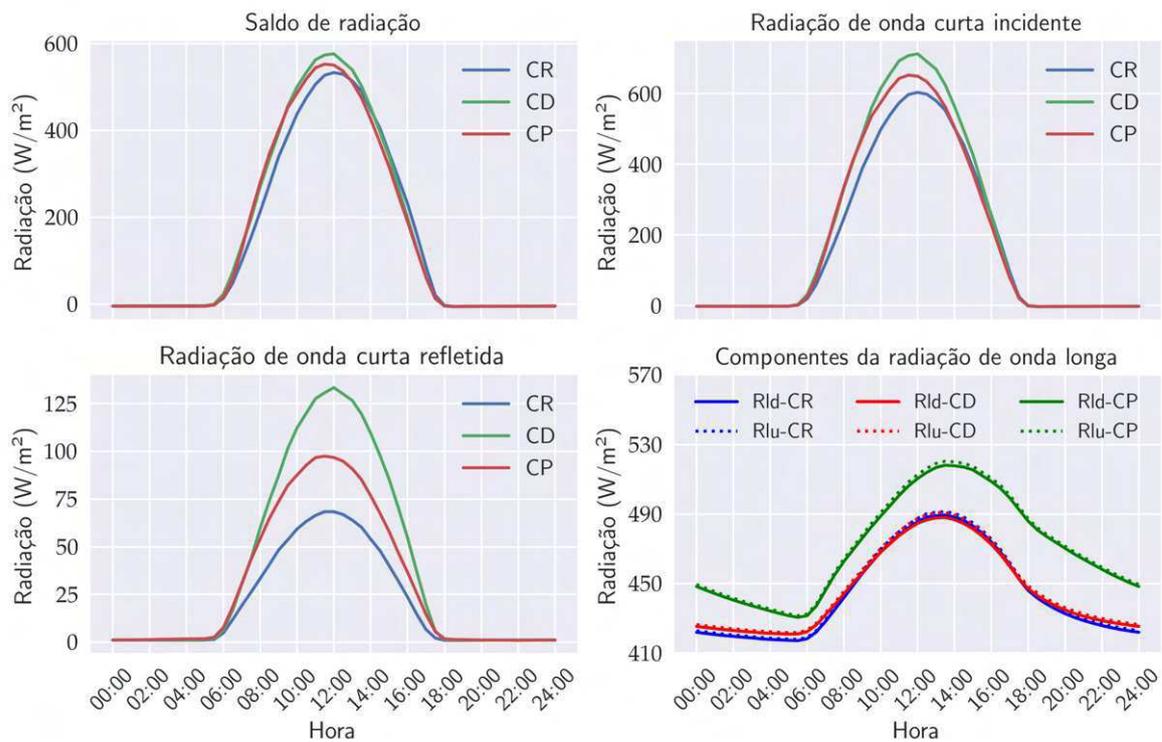


Figura 4.28 – Comportamento médio diário das componentes de radiação e do balanço de radiação no período de 2014 à 2016.

No gráfico da  $R_{sd}$ , pode ser visto com destaque os valores da  $R_{sd}$  na CD, que são maiores para cada instante, seguida pela CP e a CR. No gráfico da  $R_{su}$ , é apresentado um resultado bastante significativo, podendo ser observado que os valores da  $R_{su}$  podem ser até duas vezes maiores na CD do que nas outras vegetações. Esses resultados da  $R_{su}$  na CD podem ser as consequências das alterações na cobertura do solo da região, que afeta o albedo da superfície e interfere na  $R_{su}$ . Pelo gráfico das radiações de ondas longas, nota-se as semelhanças nas variáveis de radiação de ondas longas na CD e CR, sendo percebidas pequenas diferenças apenas nas horas da noite, momento quando a CD apresenta valores levemente superiores, e das 9h00min às 14h00min, quando a CR apresenta valores um pouco maiores. No mesmo gráfico, pode ser verificado que a CP apresenta valores de radiação de ondas longas maiores quando comparadas as outras vegetações. Os valores de radiação de ondas longas têm um comportamento que seguem a temperatura e apresentam seu valor máximo entre 12h30min e 15h30min.

Na Figura 4.29, podem ser observadas as diferenças nas componentes de radiação e no  $R_n$  nas estações nos períodos secos e chuvosos de 2014 à 2016. Dentre as três áreas,

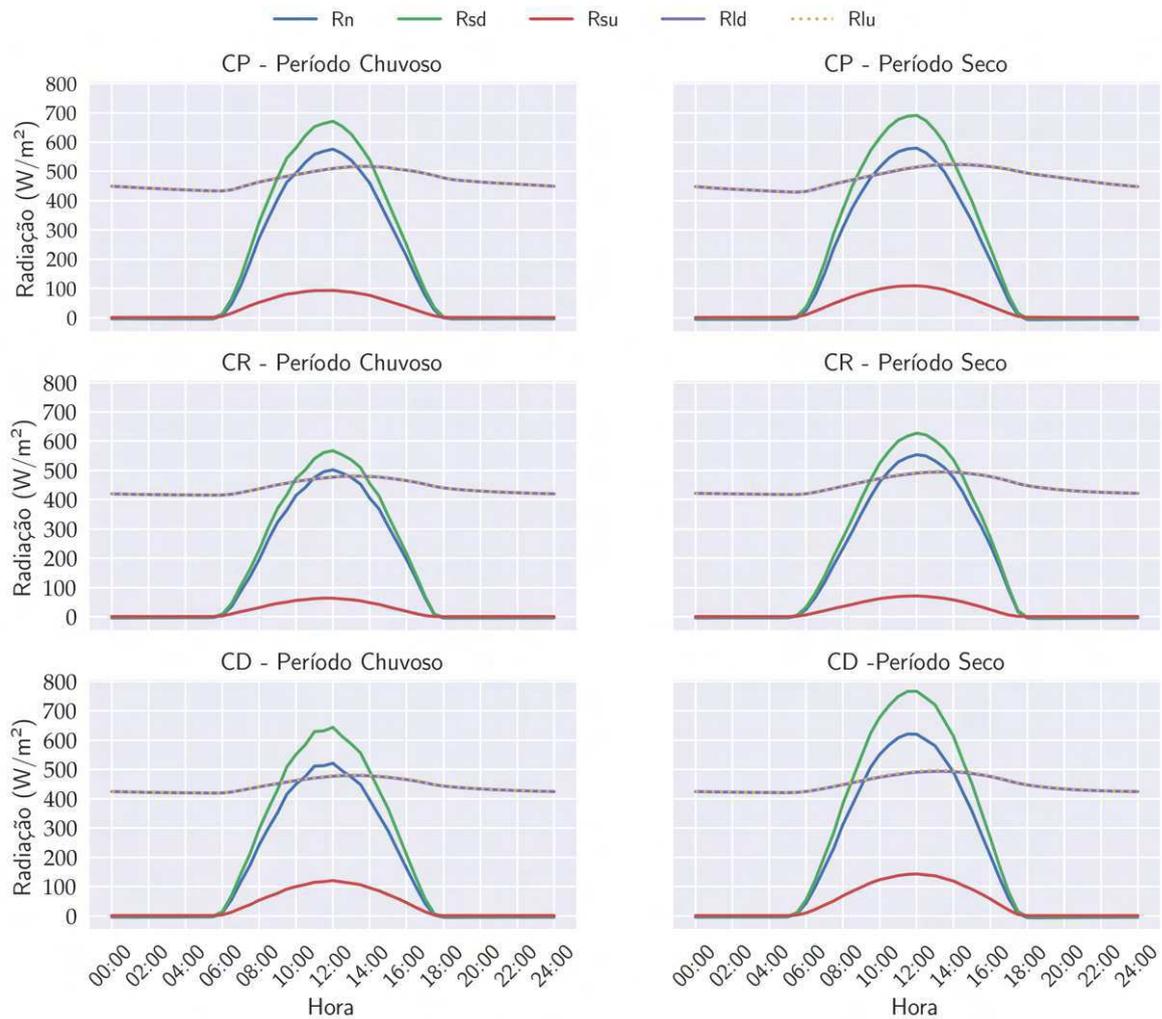


Figura 4.29 – Comportamento das componentes e do balanço de radiação nos períodos seco e chuvoso de 2014 à 2016.

a que apresentou menos diferenças nos valores nos dois períodos foi a CP, onde esse resultado pode significar que mesmo no período chuvoso, a quantidade de nuvens nessa região não é tão relevante a ponto de promover uma grande diferença nos valores das componentes e do  $R_n$ , mesmo que os fluxos de radiação e do  $R_n$  tenham sido um pouco superiores no período seco.

A CR e, principalmente, a CD exibiram diferenças razoáveis nas componentes e no saldo de radiação entre os períodos secos e chuvosos. A redução do  $R_n$  e dos fluxos de radiação no período chuvoso, certamente representa a influência da nebulosidade que reduz a  $R_{sd}$  e acaba impactando os valores das demais componentes e do  $R_n$ .

### 4.3 Ciclos diários mensais das variáveis estudadas

De acordo com a Figura 4.30, nota-se que os fluxos de radiação de ondas longas atmosféricas e terrestres apresentam comportamento semelhante as temperaturas,

principalmente da temperatura do ar. Esse comportamento é esperado pelo fato desses fluxos de energia serem funções da temperatura, conforme a equação de Stefan-Boltzmann.

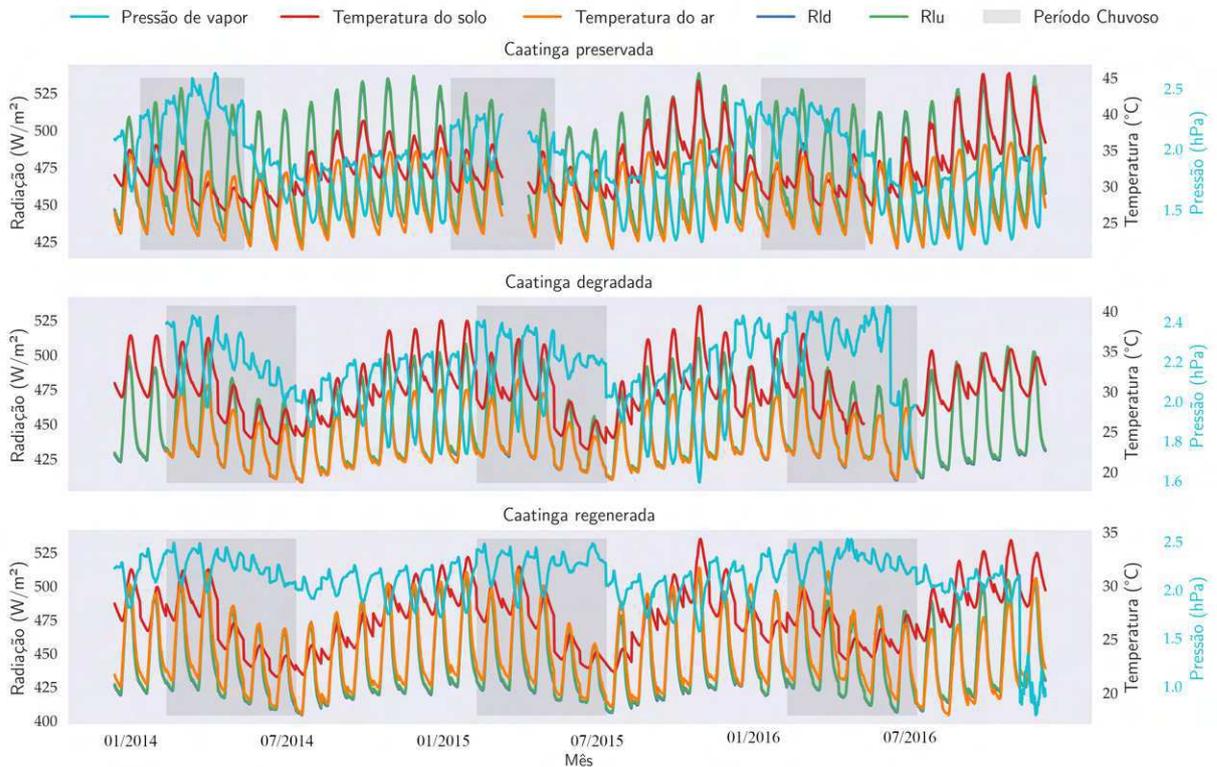


Figura 4.30 – Ciclos diários médios mensais da pressão de vapor d’água, temperatura do solo, temperatura do ar, radiação de ondas longas atmosféricas e radiação de ondas longas terrestres ao longo do período estudado.

A pressão de vapor d’água apresenta a maior variabilidade nos ciclos médios mensais durante os períodos secos, tendo essa variável apresentado sempre crescimento ou decrescimento inversamente proporcional as temperaturas e os fluxos de radiação de ondas longas. Os ciclos médios diários dessa variável ocorreram sempre nos períodos mais chuvosos, como é natural de se esperar, já que nesse período deve haver uma maior umidade no ar.

Os ciclos com os menores valores de temperaturas do solo e ar, e de radiação de ondas longas atmosféricas e terrestres foram registrados no final dos períodos chuvosos em Campina Grande, por volta do mês de agosto. Na região do Seridó, os ciclos com os menores valores também ocorreram nesse mês, porém já distante do período chuvoso da região.

De acordo com a Figura 4.31, onde estão dispostos os ciclos diários médios mensais do saldo de radiação, das componentes de energia radiante de ondas curtas e o albedo durante o período estudado, podemos ver que o comportamento dos fluxos de radiação de ondas curtas e do saldo de radiação são semelhantes, na qual é percebida

diferença significativa na intensidade dos fluxos de energia na CR que são inferiores se comparados aos das outras vegetações.

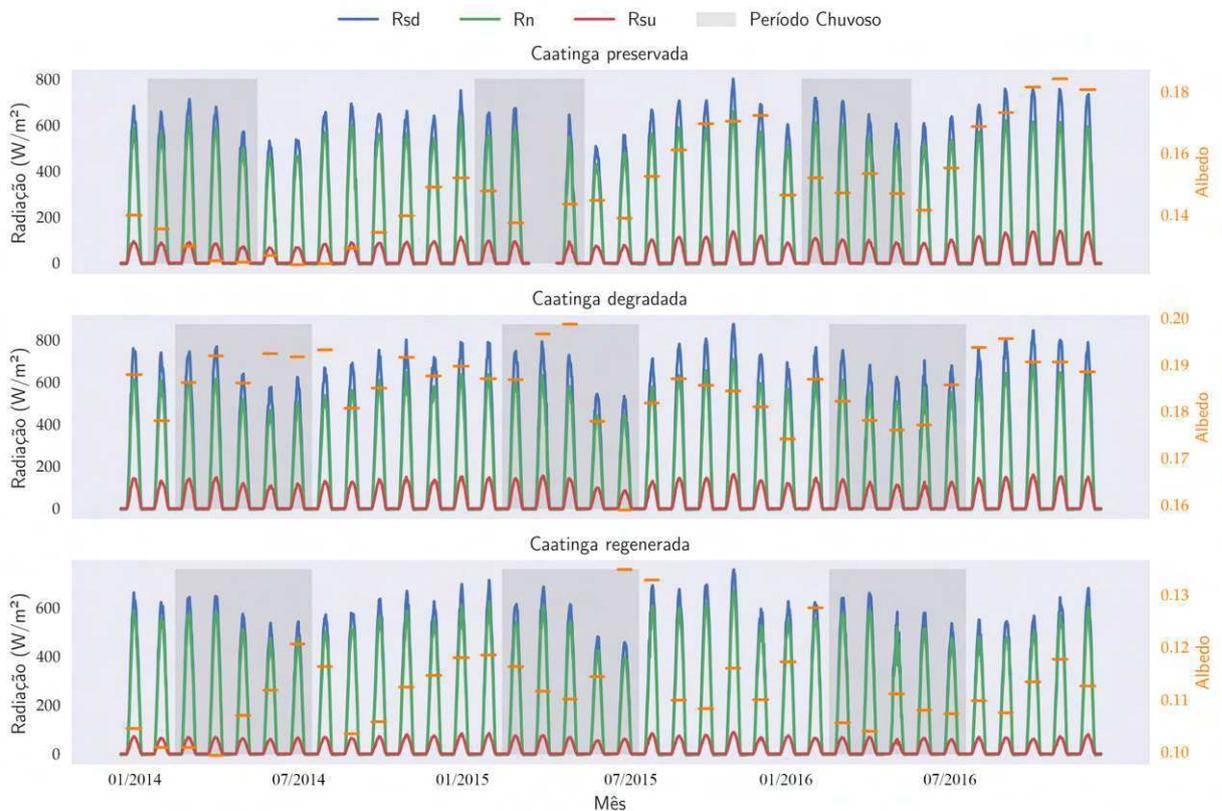


Figura 4.31 – Ciclos diários médios mensais da radiação solar incidente à superfície, refletida pela superfície, do albedo e do saldo de radiação a superfície ao longo do período estudado.

Os ciclos diários de radiação de ondas curtas e do saldo de radiação apresentam os menores picos na CP logo após o final dos períodos chuvosos, enquanto que nas estações da região de Campina Grande estes ocorrem na segunda metade dos períodos chuvosos.

Na CR e CD, durante o período estudado, os valores dos albedos permaneceram oscilando entre valores próximos, exibindo menos influência das épocas secas e chuvosas da região. Na CP, o valor do albedo aumentou progressivamente, com oscilações, entre os períodos secos e chuvosos, de acordo com a seca que se acentuou entre o início de 2014 até o final de 2016.

## 4.4 Modelos para radiação de ondas longas atmosféricas em condições de céu claro

### 4.4.1 Radiação de ondas longas para céu claro na região 1

Para as estimativas de radiação de ondas longas atmosféricas foi preferível desenvolver modelos únicos para a região 1 (CD e CR), tendo em vista que poucos quilômetros separam as duas estações. Assim, as condições atmosféricas, que são os principais fatores que influenciam a radiação atmosférica, não apresentam uma variação significativa.

Através do processamento dos dados foi possível obter três modelos para estimar a emissividade atmosférica para condições de céu claro nessa região. Considerando condição para céu claro  $c < 0,1$ , foi ajustado um modelo baseado em Brutsaert (1975), que estima a emissividade atmosférica em função da temperatura do ar e da pressão de vapor d'água (MCS-CG1, eq. 4.1); um modelo ajustado baseado em Swinbank (1963), que estima a emissividade em função da temperatura do ar (MCS-CG2, eq. 4.2) e outro baseado em Brunt (1932), que estima a emissividade em função da pressão de vapor d'água (MCS-CG3, eq. 4.3).

$$\varepsilon_{cl} = 0,83582 \left( \frac{e_a}{T_a} \right)^{-0,04225} \quad (4.1)$$

$$\varepsilon_{cl} = 1,14199 \times 10^{-5} T_a^2 \quad (4.2)$$

$$\varepsilon_{cl} = 1,12104 - 0,06205 \sqrt{e_a} \quad (4.3)$$

No intuito de analisar o desempenho desses modelos, foram estimados valores de  $R_{cl}$  com os modelos ajustados e outros modelos (Figura 4.32), sendo esses os desenvolvidos por Brunt (1932), Brutsaert (1975), Swinbank (1963), Idso (1981), Duarte *et al.* (2006), Kruk *et al.* (2009) e Santos *et al.* (2011). Para atestar a eficiência dos modelos foi aplicado a média da diferença absoluta do erro (MAE), a raiz do quadrado médio do erro (RMSE), o erro absoluto médio percentual (MAPE), o índice de concordância ( $d_r$ ) desenvolvido por Willmott *et al.* (2012) e o coeficiente de determinação ( $r^2$ ), onde os resultados obtidos para a região de Campina Grande podem ser observados na Tabela 4.1.

Pela Figura 4.32, pode ser observado que os modelos Idso (1981), Swinbank (1963) e MCS-CG 2, 3 e 1 apresentaram os melhores agrupamentos, respectivamente, em torno das retas de regressão, que relacionam os dados estimados e os medidos na região de Campina Grande, contudo, nem todos os modelos citados apresentam boas estimativas da emissividade atmosférica para condições de céu claro.

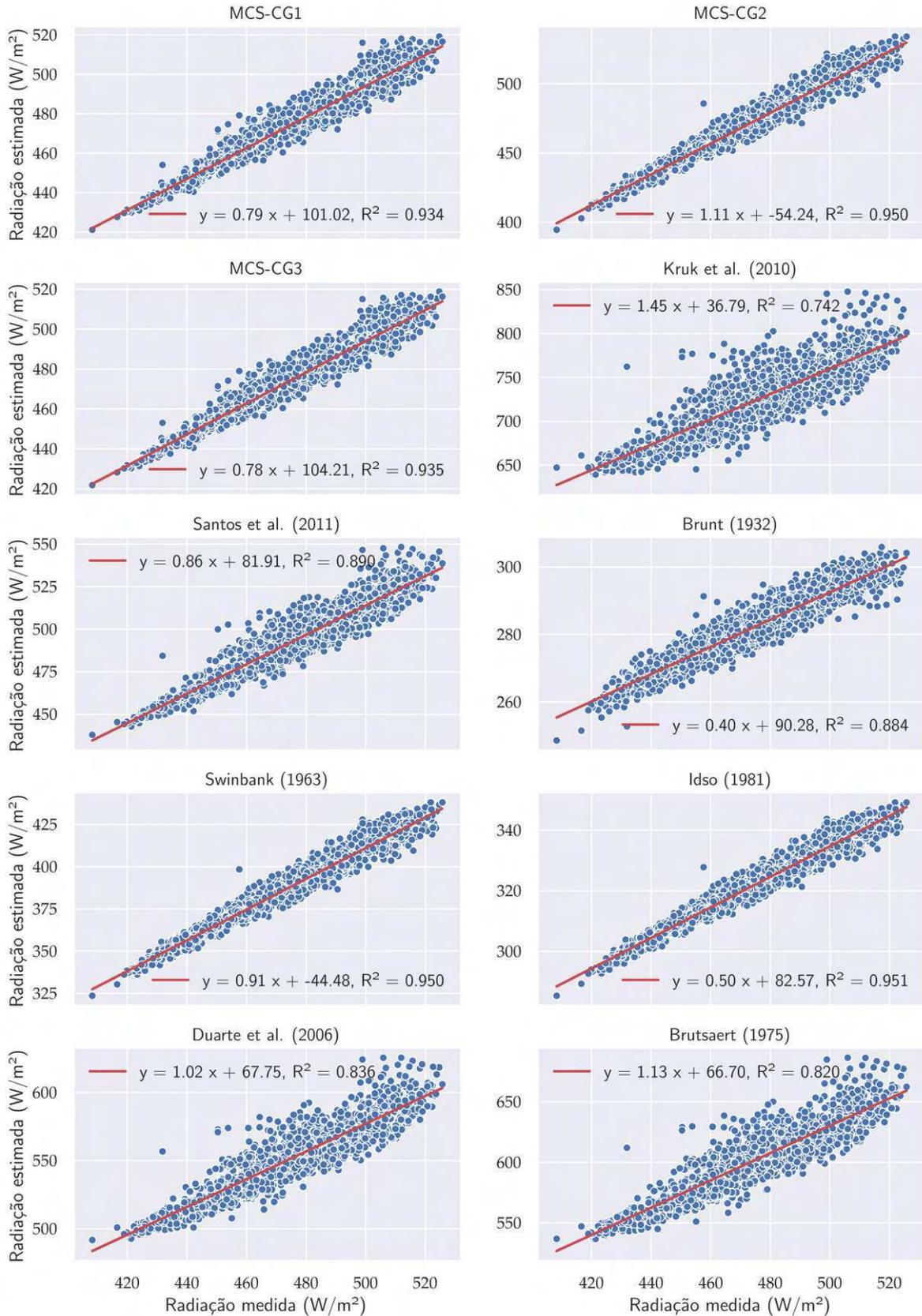


Figura 4.32 – Comparações entre os fluxos de radiação de ondas longas atmosféricas incidentes à superfície para condições de céu claro medidas e estimadas pelos modelos MCS-CG1, MCS-CG2, MCS-CG3, Kruk *et al.* (2009), Santos *et al.* (2011), Brunt (1932), Swinbank (1963), Idso (1981), Duarte *et al.* (2006) e Brutsaert (1975).

Conforme os boxplots da Figura 4.33, pode ser visto que os modelos propostos por Brunt (1932), Swinbank (1963) e Idso (1981) subestimam consideravelmente o valores ideais, no entanto, os modelos propostos por Brutsaert (1975), Duarte *et al.* (2006) e Kruk *et al.* (2009) exibem valores superestimados se comparados com os valores observados nas estações. O modelo proposto por Santos *et al.* (2011) apresentou boas estimativas, exibindo uma correspondência com a faixa dos dados medidos inferior apenas aos modelos MCS-CG1, MCS-CG2 e MCS-CG3.

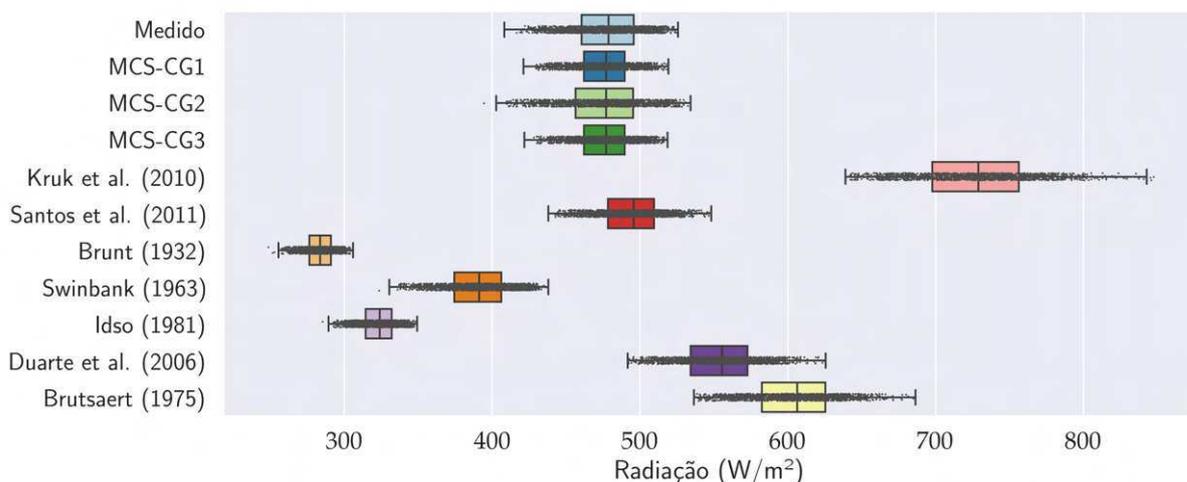


Figura 4.33 – Boxplot com os valores medidos nas estações e estimados para a região de Campina Grande por diferentes modelos.

Com relação aos índices estatísticos aplicados para avaliar os modelos usados nessa região (Tabela 4.1), os coeficientes de determinação indicaram que os modelos MCS-CG1, Swinbank (1963), Idso (1981), MCS-CG2 e MCS-CG3 apresentaram as maiores correlações com os dados observados, tendo esses apresentado relações lineares com as observações que explicam mais de 90% de sua variância. Os modelos de Santos *et al.* (2011) e Brunt (1932) também apresentaram boa correlação com os dados observados, com um  $r^2$  próximo de 0,90. Enquanto os demais apresentaram correlações significativas com valores de  $r^2$  entre 0,74 e 0,84.

Modelos	MAE ( $Wm^{-2}$ )	RMSE ( $Wm^{-2}$ )	MAPE (%)	$d_r$	$r^2$
MCS-CG1	5,77	7,11	1,20	0,851	0,934
MCS-CG2	5,41	6,67	1,14	0,860	0,950
MCS-CG3	5,84	7,19	1,22	0,849	0,935
Brutsaert (1975)	127,25	127,89	26,69	-0,695	0,820
Duarte <i>et al.</i> (2006)	76,62	77,36	16,09	-0,494	0,836
Kruk <i>et al.</i> (2009)	249,80	250,82	52,36	-0,845	0,742
Santos <i>et al.</i> (2011)	16,97	18,67	3,60	0,563	0,890
Brunt (1932)	194,02	194,55	40,60	-0,800	0,884
Swinbank (1963)	87,03	87,20	18,26	-0,554	0,950
Idso (1981)	154,09	154,55	32,24	-0,748	0,951

Tabela 4.1 – Resultados estatísticos da performance dos modelos para estimativas da radiação de ondas longas atmosféricas com dados da região de Campina Grande.

Os modelos ajustados MCS-CG1, MCS-CG2 e MCS-CG3 exibiram os menores valores de MAE e RMSE, seguidos pelo modelo de Santos *et al.* (2011) que apresentou um valor satisfatório nesses índices se comparado com os demais modelos. O MAPE apresentou os melhores resultados nos mesmos modelos que se saíram bem no MAE e RMSE, tendo apresentado um MAPE pouco acima de 1%.

O modelo MCS-CG2 exibiu o melhor desempenho de acordo com o índice de concordância de Willmott ( $d_r$ ), que também mostrou excelentes resultados para os modelos MCS-CG1 e MCS-CG3. O modelo de proposto por Santos *et al.* (2011) produziu um valor mediano (0,563), que evidencia que esse modelo pode retornar previsões com certo grau de precisão para a região de Campina Grande.

Analisando todos os modelos testados nessa região, foi possível observar que os modelos propostos por Brunt (1932), Swinbank (1963), Idso (1981), Brutsaert (1975), Duarte *et al.* (2006) e Kruk *et al.* (2009) obtiveram um desempenho insatisfatório para estimar a  $R_{ld}$ , enquanto os modelos MCS-CG2, MCS-CG1 e MCS-CG3 apresentaram os melhores desempenhos.

#### 4.4.2 Modelos de radiação de ondas longas para céu claro na região 2

Na região 2, por meio do processamento dos dados da estação micrometeorológica da ESEC-Seridó, foram obtidos três modelos para estimar a emissividade de atmosférica para condições de céu claro. Semelhante a região 1, para a 2 foram produzidos um modelo baseado em Brutsaert (1975), que estima a emissividade em função de temperatura do ar e da pressão de vapor d'água (MCS-S1, Eq. 4.4); um modelo baseado no modelo de Swinbank (1963), que estima emissividade em função apenas da temperatura do ar (MCS-S2, Eq. 4.5) e um modelo derivado da equação proposta por Brunt (1932), onde as estimativas são feitas em função da pressão de vapor d'água (MCS-S3, Eq. 4.6).

$$\varepsilon_{cl} = 1,08157 \left( \frac{e_a}{T_a} \right)^{0,00955} \quad (4.4)$$

$$\varepsilon_{cl} = 1,11814 \times 10^{-5} T_a^2 \quad (4.5)$$

$$\varepsilon_{cl} = 1,00785 + 0,01627 \sqrt{e_a} \quad (4.6)$$

A plotagem de estimativas desses e outros modelos propostos por outros pesquisadores podem ser vistos na Figura 4.34, observa-se que a dispersão dos pares ordenados dos dados registrados na CP e previstos pelos modelos.

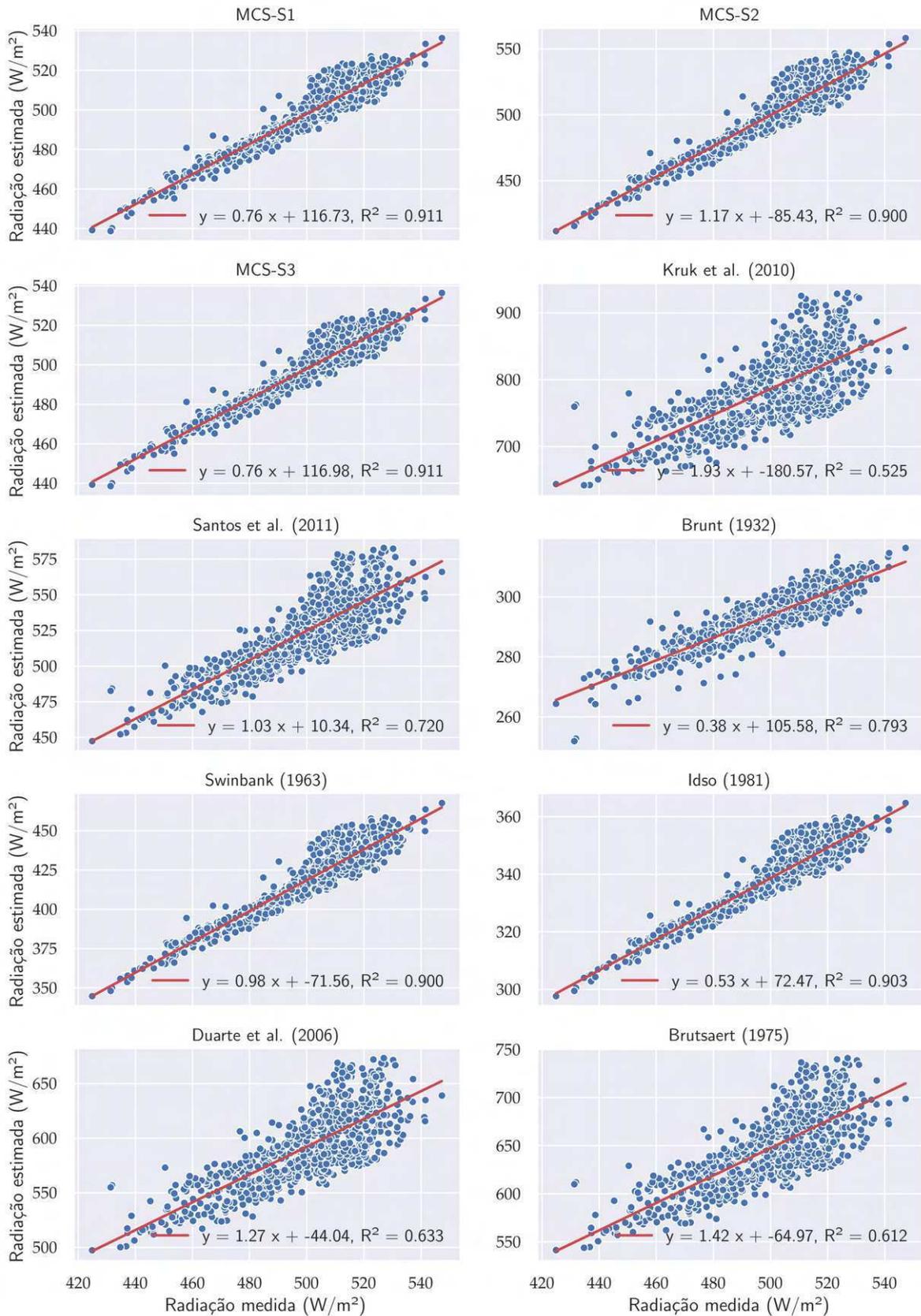


Figura 4.34 – Comparações entre os fluxos de radiação de ondas longas atmosféricas incidentes à superfície para condições de céu claro medidas e estimadas pelos modelos MCS-S1, MCS-S2, MCS-S3, Kruk *et al.* (2009), Santos *et al.* (2011), Brunt (1932), Swinbank (1963), Idso (1981), Duarte *et al.* (2006) e Brutsaert (1975).

Pela figura, pode-se notar que os modelos MCS-S1, MCS-S3, Idso (1981), Swinbank (1963) e MCS-S2 mostraram um maior agrupamento em torno da linha de regressão. Esses resultados contrastam com os observados nos plots dos modelos de Brutsaert (1975), Duarte *et al.* (2006) e Kruk *et al.* (2009), que apresentaram as maiores dispersões em suas estimativas.

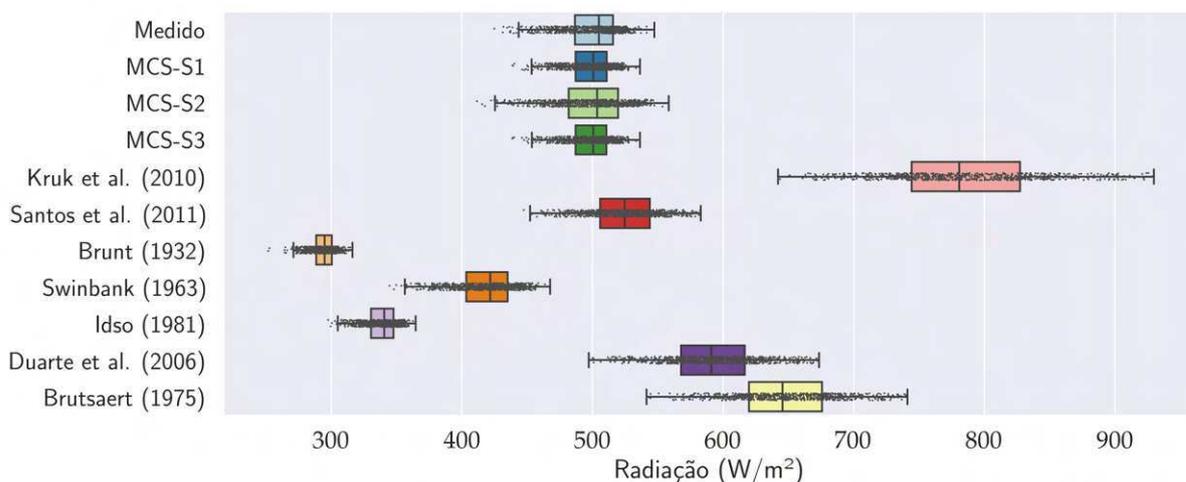


Figura 4.35 – Boxplot com os valores medidos na estação ESEC-Seridó e estimados por diferentes modelos para essa região.

Como pode ser observado nos boxplots da Figura 4.35, os modelos ajustados MCS-S1, MCS-S2 e MCS-S3 apresentam a maior proximidade de suas estimativas com a faixa dos dados registrados na estação da CP. O modelo proposto por Santos *et al.* (2011) apresentou boa proximidade da faixa dos dados registrados, enquanto que, os demais modelos exibiram pouca proximidade da faixa dos dados medidos na estação. Os modelos de Brunt (1932), Swinbank (1963) e Idso (1981) proporcionaram valores subestimados em suas estimativas, ao passo que os modelos de Brutsaert (1975), Duarte *et al.* (2006) e Kruk *et al.* (2009) superestimaram os valores observados.

Modelos	$MAE (Wm^{-2})$	$RMSE (Wm^{-2})$	$MAPE (%)$	$d_r$	$r^2$
MCS-S1	6,27	7,60	1,25	0,822	0,911
MCS-S2	7,19	9,28	1,44	0,796	0,900
MCS-S3	6,26	7,60	1,25	0,822	0,911
Brutsaert (1975)	147,21	149,55	29,43	-0,761	0,612
Duarte <i>et al.</i> (2006)	91,94	94,52	18,38	-0,617	0,633
Kruk <i>et al.</i> (2009)	285,59	289,105	57,08	-0,877	0,525
Santos <i>et al.</i> (2011)	24,81	28,41	4,97	0,295	0,720
Brunt (1932)	205,96	206,45	41,17	-0,829	0,793
Swinbank (1963)	81,62	81,93	16,36	-0,569	0,900
Idso (1981)	161,34	161,71	32,26	-0,782	0,903

Tabela 4.2 – Resultados estatísticos da performance de dez modelos para estimativas da radiação de ondas longas atmosféricas com dados da região da ESEC-Seridó.

Na análise estatística das estimativas feitas pelos modelos para essa região (Tabela 4.2), os modelos MCS-S1, MCS-S2, Idso (1981), Swinbank (1963) e MCS-S3 obtiveram

as melhores correlações com os dados observados, tendo apresentado relações lineares com as observações que explicam 90% ou mais da variância. Os modelos propostos por Brunt (1932) e Santos *et al.* (2011) ostentaram uma correlação média com o  $r^2$  acima de 0,70, enquanto que, os modelos de Brutsaert (1975), Duarte *et al.* (2006) e Kruk *et al.* (2009) exibiram as menores correlações, com  $r^2$  na faixa entre 0,52 e 0,64.

Os índices MAE e RMSE indicaram os melhores resultados para os modelos MCS-S1 e MCS-S3, onde esses obtiveram os menores valores de erros, já o modelo MCS-S2 apresentou resultados excelentes. No tocante aos modelos propostos por outros autores com calibrações para outras localidades, esses índices apontaram que o modelo proposto por Santos *et al.* (2011) apresentou bons resultados, ao passo que os demais modelos não obtiveram resultados satisfatórios. O MAPE segue o comportamento dos índices anteriores, com o MCS-S1, MCS-S2 e MCS-S3 apresentando resultados um pouco acima de 1%, o modelo de Santos *et al.* (2011) produziu um MAPE de 4,97% e os outros modelos forneceram valores maiores, com resultados que chegaram a 57,08% no modelo de Kruk *et al.* (2009).

O  $d_r$  mostrou que os modelos ajustados MCS-S1, MCS-S2 e MCS-S3 tem grande capacidade de estimar a emissividade. O modelo proposto por Santos *et al.* (2011) obteve um resultado mediano de 0,295, ao mesmo tempo que os demais modelos apresentaram fraca concordância, com valores de  $d_r$  negativos.

De modo geral, os modelos ajustados para a região apresentaram maior eficiência em suas estimativas, seguidos pelo modelo de Santos *et al.* (2011). Por outro lado, os demais modelos apresentaram-se pouco eficientes para estimar a emissividade atmosférica na região da ESEC-Seridó.

## 4.5 Modelos para radiação de ondas longas atmosféricas em condições de céu nublado

### 4.5.1 Radiação de ondas longas para céu com nuvens na região 1

Para estimar a  $R_{ld}$  em condições de céu com nuvens na região de Campina Grande, foi obtido um modelo por meio do ajustamento dos coeficientes da Eq. (3.19), onde foram utilizados dados com o índice da fração da cobertura de nuvens maior que 0,1 e desse ajuste foi obtida a equação a seguir (modelo MAS-CG, Eq. (4.7)):

$$R_{ld} = R_{cl}(1 - 0,03412c^{1,57074}) \quad (4.7)$$

Para o ajuste do MAS-CG foi utilizado o modelo MCS-CG1 na estimativa  $R_{cl}$ , assim o modelo MAS-CG (Eq. (4.7)) fornece estimativas da  $R_{ld}$  em função da  $R_{cl}$  e da fração da nebulosidade ( $c$ ). No intuito de conhecer a eficiência e comparar o desempenho desse e de outros modelos para a região 1, foram dispostos os dados previstos pelos modelos

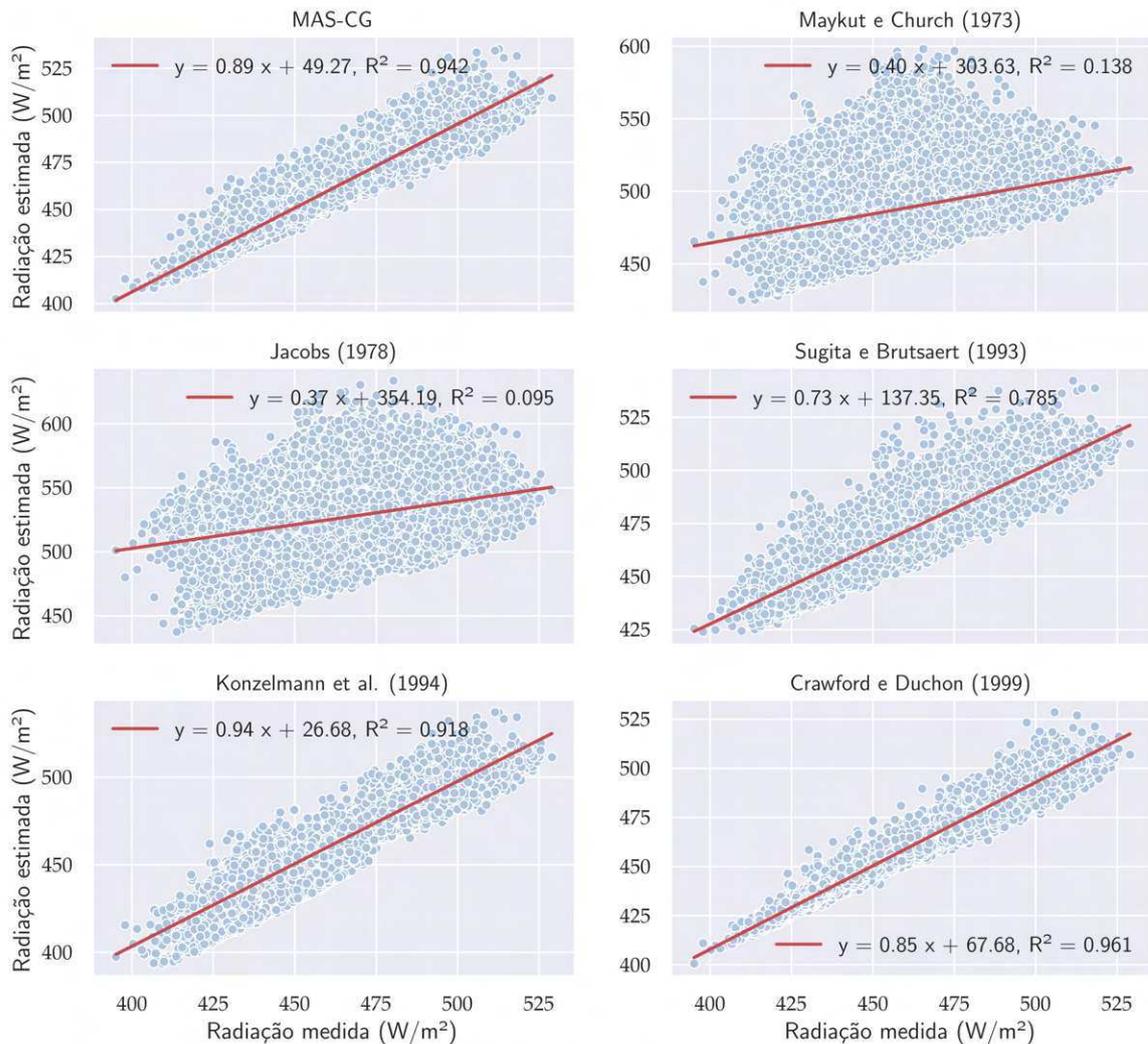


Figura 4.36 – Comparações entre os dados  $R_{ld}$  para condições de céu nublado para as horas do dia, medidas e estimadas pelos modelos MAS-CG, Maykut e Church (1973), Jacobs (1978), Sugita e Brutsaert (1993), Konzelmann *et al.* (1994) e Crawford e Duchon (1999).

com os dados medidos pelas estações da região, e foram calculados os índices estatísticos em duas fases, uma utilizando dados coletados durante as horas do dia (entre o nascer e o pôr do sol) e outra com os dados coletados a qualquer hora (noite e dia).

Na Figura 4.36, que apresenta a plotagem dos pares ordenados da  $R_{ld}$  estimada pelos modelos e medida nas estações durante as horas do dia, pode ser observado uma grande dispersão dos pontos nos modelos de Maykut e Church (1973) e Jacobs (1978). O modelo de Sugita e Brutsaert (1993) apresentou uma dispersão média, enquanto que o modelo de Crawford e Duchon (1999) apresentou excelente agrupamento, seguido pelo MAS-CG e Konzelmann *et al.* (1994).

De acordo com os boxplots<sup>2</sup> da Figura 4.37, podemos ver que as predições dos modelos de Maykut e Church (1973) e Jacobs (1978), se comparados com os

<sup>2</sup> Esse tipo de gráfico chama-se *letter-value-plot* (HOFMANN *et al.*, 2011), entretanto por simplificação e semelhanças na apresentação dos dados com o boxplot, nesse trabalho será chamado de boxplot.

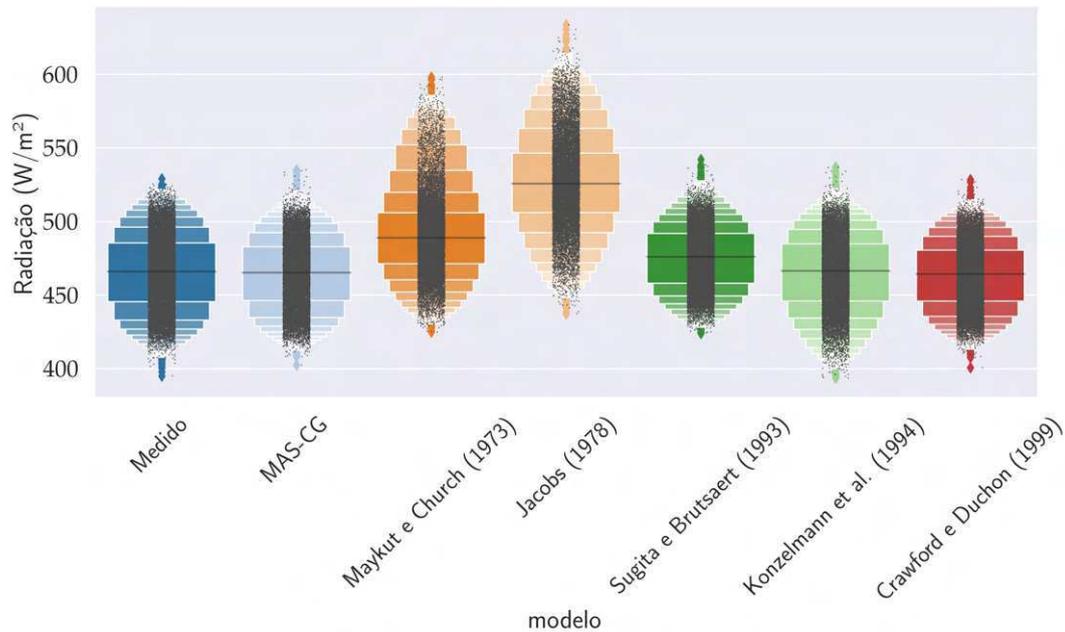


Figura 4.37 – Boxplot com os valores de  $R_{ld}$  medidos na CD e CR estimados por diferentes modelos para essa região.

dados registrados nas estações, superestimam consideravelmente os valores em seus resultados. Os outros modelos apresentaram-se em faixas de previsão que coincidem aproximadamente com os dados observados e mostraram as melhores simetrias quanto à distribuição dos resultados, sobretudo os modelos MAS-CG e Crawford e Duchon (1999).

Nos resultados obtidos na análise estatística dos modelos, o  $r^2$  apresentou excelentes resultados para os modelos de Crawford e Duchon (1999), MAS-CG e Konzelmann *et al.* (1994). O modelo proposto por Sugita e Brutsaert (1993) exibiu uma correlação média, tendo uma regressão linear com os dados observados que pode explicar mais de 78% da variância. Os outros dois modelos praticamente não apresentaram correlação com os dados medidos.

Modelos	MAE ( $Wm^{-2}$ )	RMSE ( $Wm^{-2}$ )	MAPE (%)	$d_r$	$r^2$
MAS-CG	4,62	6,24	0,98	0,890	0,942
Maykut e Church (1973)	26,51	38,50	5,86	0,372	0,138
Jacobs (1978)	61,30	69,44	13,39	-0,312	0,095
Sugita e Brutsaert (1993)	11,65	15,15	2,56	0,724	0,785
Konzelmann <i>et al.</i> (1994)	5,49	7,20	1,19	0,870	0,918
Crawford e Duchon (1999)	4,54	6,05	0,96	0,892	0,961

Tabela 4.3 – Resultados estatísticos da performance de seis modelos para estimativas da radiação de ondas longas atmosféricas com dados da região de Campina Grande com dados obtidos durante as horas do dia.

Os modelos de Crawford e Duchon (1999), MAS-CG e Konzelmann *et al.* (1994) mostraram os menores valores de MAE e RMSE, o modelo de Sugita e Brutsaert (1993) igualmente apresentou bons resultados nesses índices, ao contrário dos modelos de Maykut e Church (1973) e Jacobs (1978) que exibiram os piores resultados nesses

índices. No MAPE, os modelos ficaram classificados da mesma maneira que nos índices anteriores, nesse índice os destaques foram os modelos de Crawford e Duchon (1999) e MAS-CG que exibiram erros médios absolutos percentuais inferiores a 1%, enquanto que os modelos de Konzelmann *et al.* (1994) e Sugita e Brutsaert (1993) obtiveram bons resultados.

Segundo o índice de concordância  $d_r$ , os modelos que obtiveram os melhores desempenhos foram Crawford e Duchon (1999), MAS-CG e Konzelmann *et al.* (1994). Por esse índice, o modelo de Sugita e Brutsaert (1993) apresentou boa concordância, ao contrário dos demais.

Em resumo, o modelo de Crawford e Duchon (1999) obteve o melhor desempenho na estimativa da  $R_{ld}$  para a região de Campina Grande durante as horas do dia, tendo resultados levemente superiores ao modelo ajustado MAS-CG.

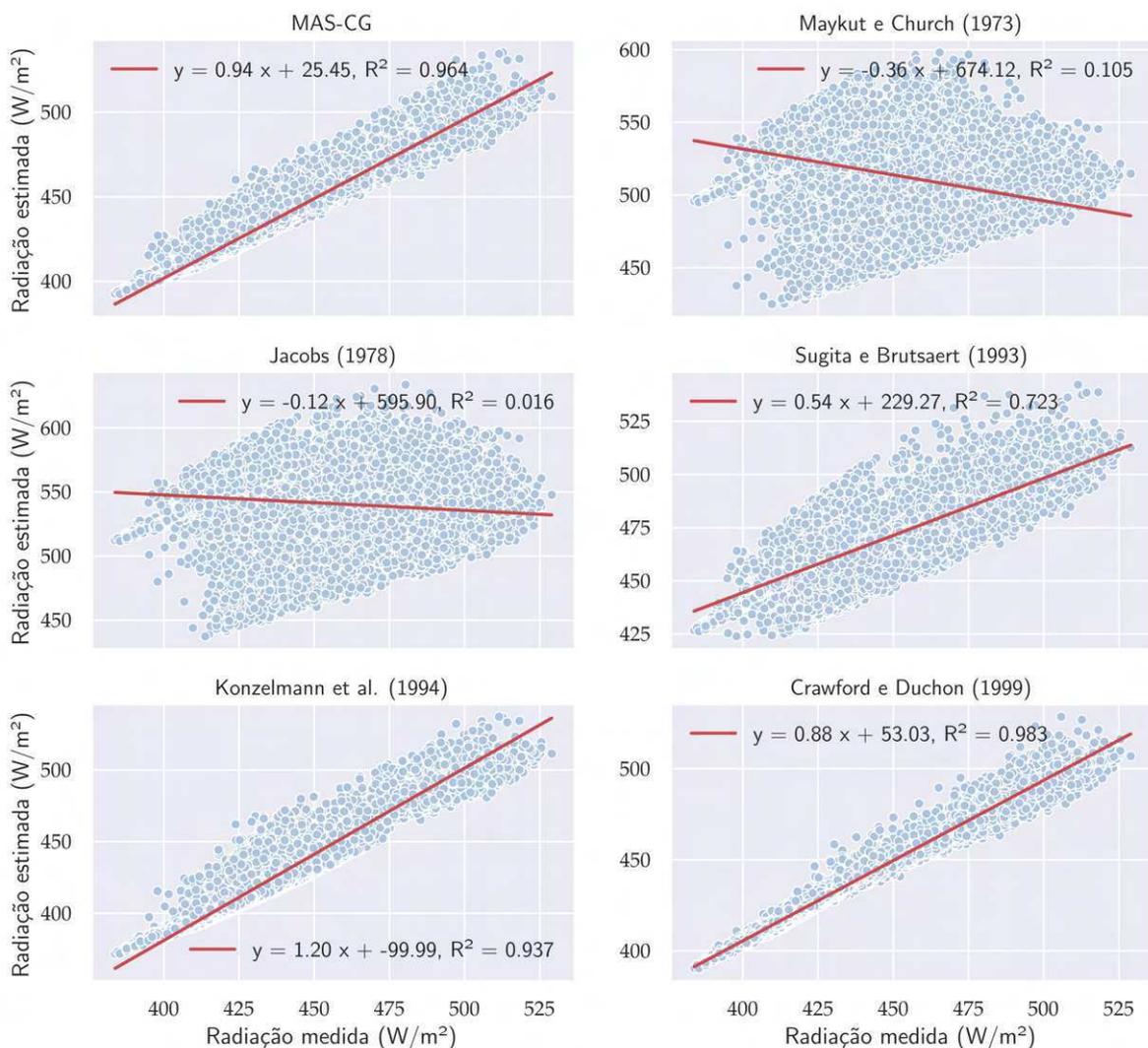


Figura 4.38 – Comparações entre os fluxos de  $R_{ld}$  para condições de céu nublado medidas nas estações e estimadas pelos modelos MAS-CG, Maykut e Church (1973), Jacobs (1978), Sugita e Brutsaert (1993), Konzelmann *et al.* (1994) e Crawford e Duchon (1999) para todas as horas do dia.

A plotagem dos pares ordenados de  $R_{ld}$  estimada e registrada na região 1 a qualquer hora do dia (noite e dia) podem ser vistos na Figura 4.38, onde semelhante as distribuições de pontos anteriores, os modelos de Maykut e Church (1973) e Jacobs (1978) apresentam grande dispersão com relação a reta de regressão. Os modelos propostos por Crawford e Duchon (1999), o MAS-CG e o de Konzelmann *et al.* (1994) exibiram excelente agrupamento em torno da reta e o modelo de Sugita e Brutsaert (1993) apresentou um agrupamento igualmente satisfatório.

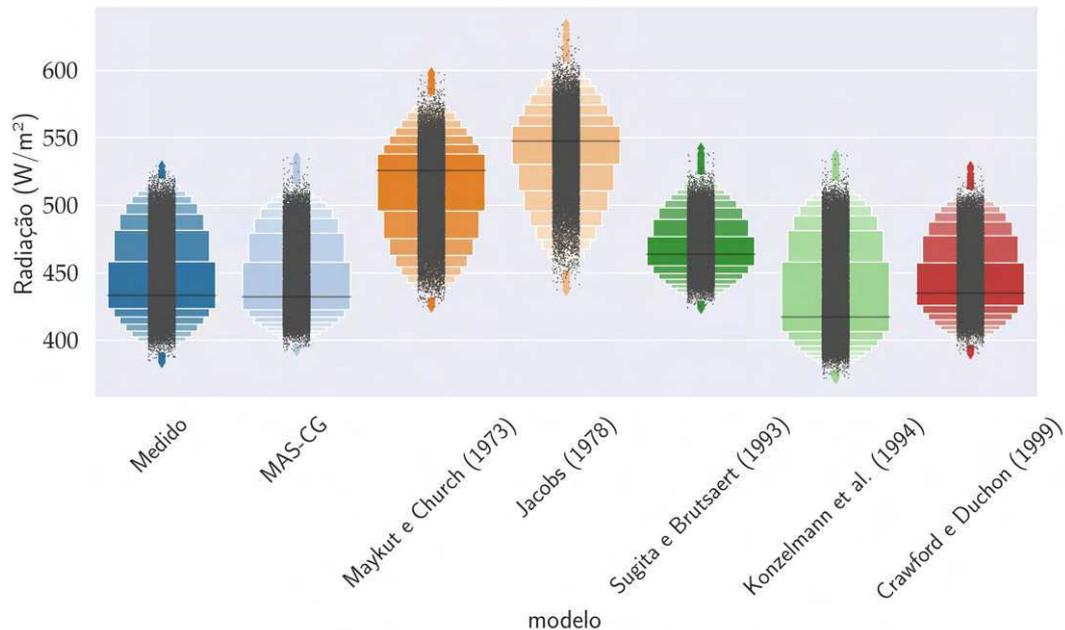


Figura 4.39 – Boxplot com os valores de  $R_{ld}$  medidos e estimados por diferentes modelos para a região 1 com dados coletados a qualquer hora (dia e noite).

De maneira semelhante as estimativas para os dados das horas do dia, as estimativas que levam em consideração os dados de todas as horas mostraram que os modelos de Jacobs (1978) e Maykut e Church (1973) superestimaram consideravelmente os resultados de  $R_{ld}$  observados, enquanto que os demais modelos permaneceram com as previsões próximas a faixa das observações, principalmente os modelos MAS-CG e Crawford e Duchon (1999) (Figura 4.39).

Modelos	$MAE (Wm^{-2})$	$RMSE (Wm^{-2})$	$MAPE (%)$	$d_r$	$r^2$
MAS-CG	3,70	5,16	0,83	0,915	0,964
Maykut e Church (1973)	75,01	87,30	17,48	-0,422	0,105
Jacobs (1978)	100,33	107,65	23,16	-0,568	0,016
Sugita e Brutsaert (1993)	25,76	29,19	5,99	0,406	0,723
Konzelmann <i>et al.</i> (1994)	12,62	14,41	2,92	0,709	0,937
Crawford e Duchon (1999)	3,19	4,43	0,71	0,927	0,983

Tabela 4.4 – Resultados estatísticos da performance dos modelos para estimativas da radiação de ondas longas atmosféricas com dados da região de Campina Grande usando dados obtidos durante dia e noite.

Na análise estatística (Tabela 4.4), o índice de correlação  $r^2$  exibiu valores próximos ao ideal para o modelo de Crawford e Duchon (1999). O modelo ajustado MAS-CG apresentou uma excelente correlação, o modelo de Konzelmann *et al.* (1994) apresentou uma boa correlação, o modelo de Sugita e Brutsaert (1993) obteve uma correlação média e os demais modelos praticamente não apresentaram correlação das suas estimativas com os dados medidos.

O MAE e RMSE indicaram os melhores resultados para os modelos propostos por Crawford e Duchon (1999) e o MAS-CG. O modelo de Konzelmann *et al.* (1994) exibiu resultados razoáveis nesses índices, a medida que os modelos propostos por Maykut e Church (1973) e Jacobs (1978) apresentaram os piores resultados. O MAPE concordou com o MAE e RMSE, onde os modelos de Crawford e Duchon (1999) e o MAS-CG apresentaram os menores erros sendo respectivamente 0,71% e 0,83%, e novamente os modelos de Maykut e Church (1973) e Jacobs (1978) obtiveram os piores resultados.

Com relação ao índice de Willmott *et al.* (2012), os modelos de Crawford e Duchon (1999) e o MAS-CG apresentaram valores acima de 0,9, assim possuem uma excelente performance para fazer previsões acerca da  $R_{ld}$  para condições de céu nublado na região de Campina Grande. Os modelos propostos por Sugita e Brutsaert (1993) e Konzelmann *et al.* (1994) exibiram concordâncias médias de suas previsões com dados observados, já os modelos de Jacobs (1978) e Maykut e Church (1973) obtiveram fracas concordâncias com os dados medidos, tendo estes apresentado valores de  $d_r$  negativos.

#### 4.5.2 Radiação de ondas longas para céu com nuvens na região 2

Com a finalidade de estimar a  $R_{ld}$  para condições de céu nublado na região da ESEC-Seridó foi calibrado o modelo MAS-S (Eq. 4.8),

$$R_{ld} = R_{cl}(1 - 0,03816c^{1,97144}) \quad (4.8)$$

No ajuste dos coeficientes foram utilizados dados de instantes em que o índice de nebulosidade esteve entre 0,1 e 1,0. Da mesma maneira que foi feito com o modelo MAS-CG, testes de desempenho e gráficos do modelo MAS-S e de outros modelos foram feitos para atestar a eficiência destes, quanto a sua capacidade para estimar a  $R_{ld}$ . Foram aplicados testes com dados diurnos (dados coletados entre o nascer e o pôr do sol) e dados de todas as horas (noite e dia), a plotagem desses dados podem ser vistos nas Figuras 4.40 e 4.42.

A Figura 4.40 mostra a plotagem dos pontos previstos pelos modelos com os registrados pela estação da ESEC-Seridó para as horas do dia, onde pode ser notado uma grande dispersão dos pontos quando aplicados os modelos de Maykut e Church (1973) e Jacobs (1978). Nessa plotagem, os modelos MAS-S, Crawford e Duchon (1999) e Konzelmann *et al.* (1994) obtiveram ótimo agrupamento junto a linha de regressão e Sugita e Brutsaert (1993) apresentou apenas um bom agrupamento.

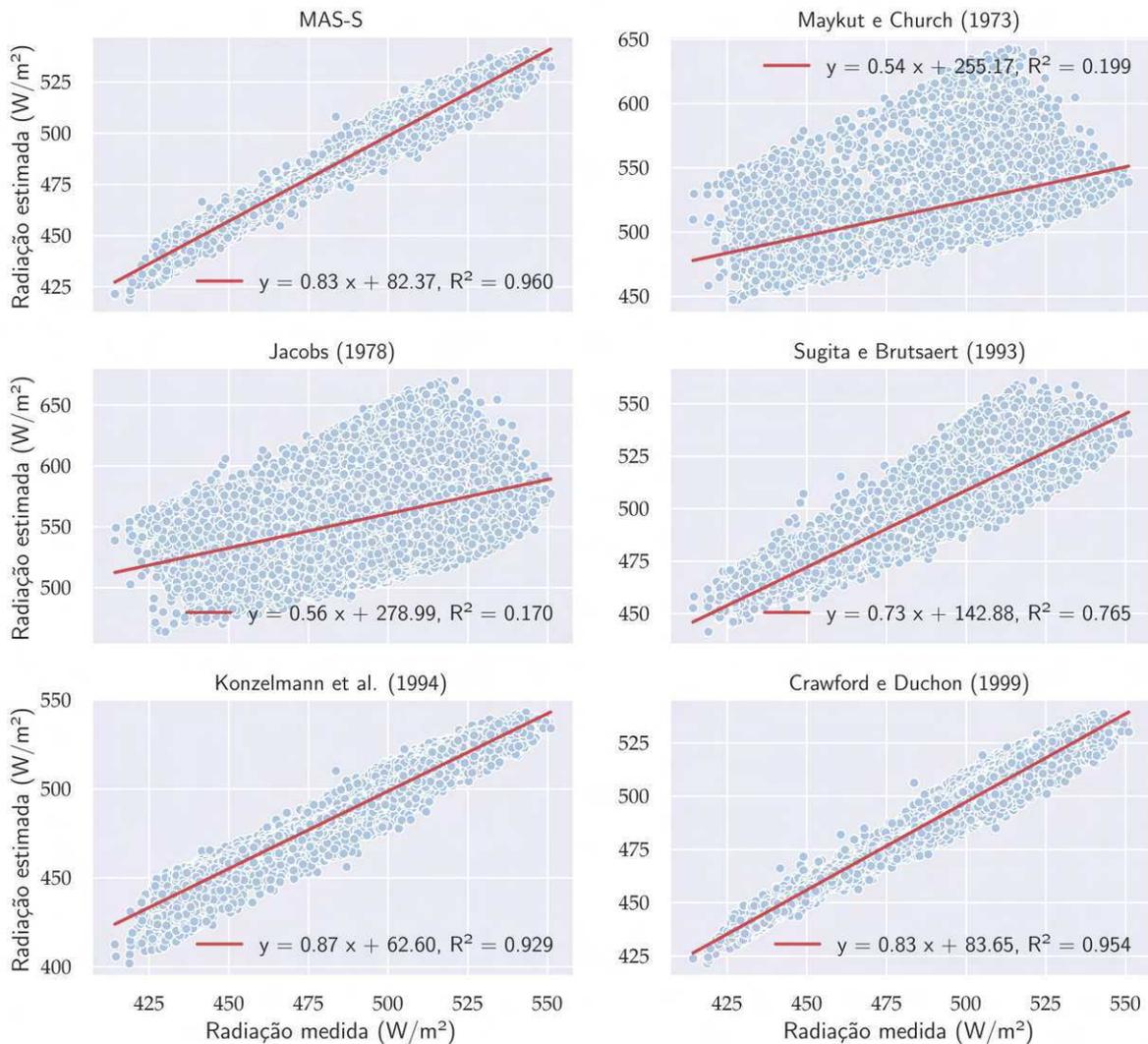


Figura 4.40 – Comparações entre os dados  $R_{ld}$  para condições de céu nublado para as horas do dia, medidas e estimadas pelos modelos MAS-S, Maykut e Church (1973), Jacobs (1978), Sugita e Brutsaert (1993), Konzelmann *et al.* (1994) e Crawford e Duchon (1999) na região da ESEC-Seridó.

Observando a Figura 4.41, onde estão dispostos os boxplots das estimativas dos modelos, pode-se notar que os modelos de Maykut e Church (1973) e Jacobs (1978) superestimam os valores da  $R_{ld}$  em suas predições. Pode ser observado igualmente que os valores estimados pelos outros modelos, principalmente, o MAS-S, Crawford e Duchon (1999) e Konzelmann *et al.* (1994) apresentam predições que ficam dentro da faixa dos dados observados na estação.

De acordo com a análise do índice de correlação  $r^2$ , o modelo ajustado MAS-S exibiu excelente correlação com os dados observados e os modelos propostos por Crawford e Duchon (1999) e Konzelmann *et al.* (1994) apresentaram ótima correlação. Os modelos de Maykut e Church (1973) e Jacobs (1978) apresentaram fraquíssima correlação com os dados observados para a região do Seridó durante as horas do dia.

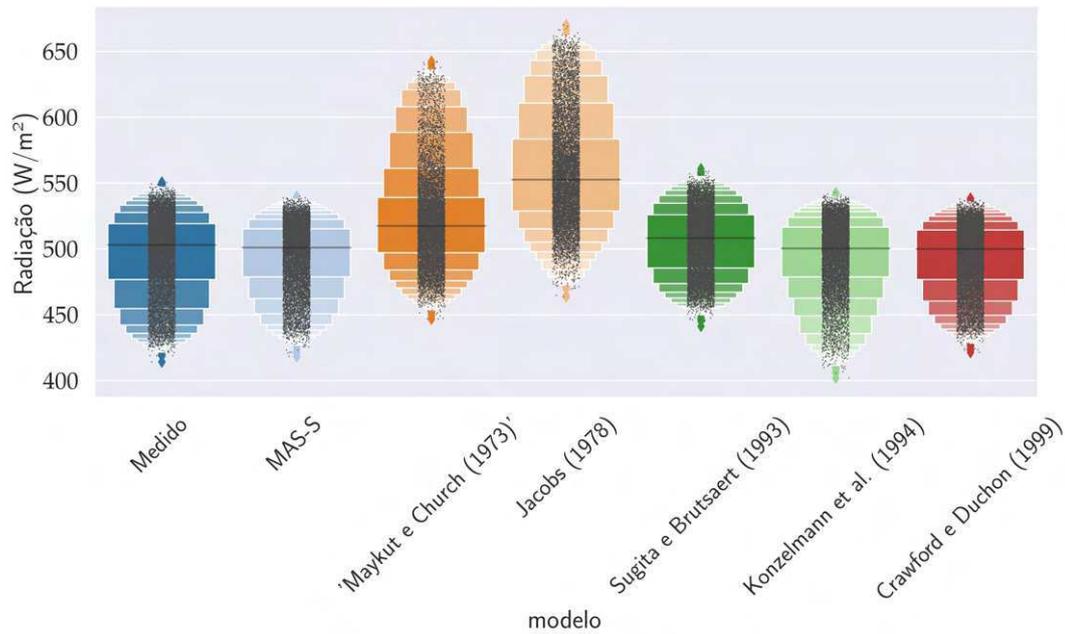


Figura 4.41 – Boxplot com os valores de  $R_{ld}$  medidos na CD e CR e estimados por diferentes modelos para a região 2.

Ao analisar os índices MAE, RMSE e MAPE (Tabela 4.5), observou-se que os modelos MAS-S, Crawford e Duchon (1999) e Konzelmann *et al.* (1994) ostentaram os melhores resultados, onde esses modelos obtiveram MAE e RMSE inferiores a  $10 \text{ Wm}^{-2}$ . Com relação ao MAPE, esses modelos apresentaram os menores valores, tendo exibido os menores percentuais de erros com 1,13%, 1,22% e 1,32%, respectivamente. Nesses mesmos indicadores, os modelos de Maykut e Church (1973) e Jacobs (1978) apresentaram os piores desempenhos, ao passo que o modelo de Sugita e Brutsaert (1993) obteve bons resultados.

No tocante ao índice de Willmott *et al.* (2012), os modelos MAS-S, Crawford e Duchon (1999) e Konzelmann *et al.* (1994) apresentaram as melhores concordâncias com os dados registrados nas estações, com valores superiores a 0,85 nesse índice. Os modelos propostos por Maykut e Church (1973) e Sugita e Brutsaert (1993) apresentaram leve concordância, ao mesmo tempo que o modelo de Jacobs (1978) não obteve um bom resultado.

Modelos	MAE ( $\text{Wm}^{-2}$ )	RMSE ( $\text{Wm}^{-2}$ )	MAPE (%)	$d_r$	$r^2$
MAS-S	5,58	7,01	1,13	0,884	0,960
Maykut e Church (1973)	28,13	42,61	5,83	0,418	0,199
Jacobs (1978)	62,13	73,08	12,39	-0,222	0,170
Sugita e Brutsaert (1993)	13,06	17,08	2,70	0,467	0,765
Konzelmann <i>et al.</i> (1994)	6,48	7,99	1,32	0,866	0,929
Crawford e Duchon (1999)	6,09	7,59	1,22	0,874	0,954

Tabela 4.5 – Resultados estatísticos da performance dos modelos para estimativas da radiação de ondas longas atmosféricas com dados da região da ESEC-Seridó usando dados obtidos durante as horas do dia.

Na Figura 4.42, onde estão dispostos os pares ordenados dos dados registrados na estação da região da ESEC-Sérido durante as horas do dia e da noite e os valores estimados pelos modelos propostos, observa-se novamente um comportamento recorrente ao longo dessa análise de resultados, que é a grande dispersão dos modelos Maykut e Church (1973) e Jacobs (1978). Essa tendência esteve presente em todas as plotagens de pontos para os dados registrados em condições de céu nublado para as horas do dia e para todas as horas (noite e dia). Nessa plotagem é possível observar que os modelos MAS-S, Crawford e Duchon (1999) e Konzelmann *et al.* (1994) tem um ótimo agrupamento dos pontos com relação a reta de regressão, enquanto que o modelo de Sugita e Brutsaert (1993) ainda conseguiu apresentar uma razoável proximidade dos pontos plotados com a reta.

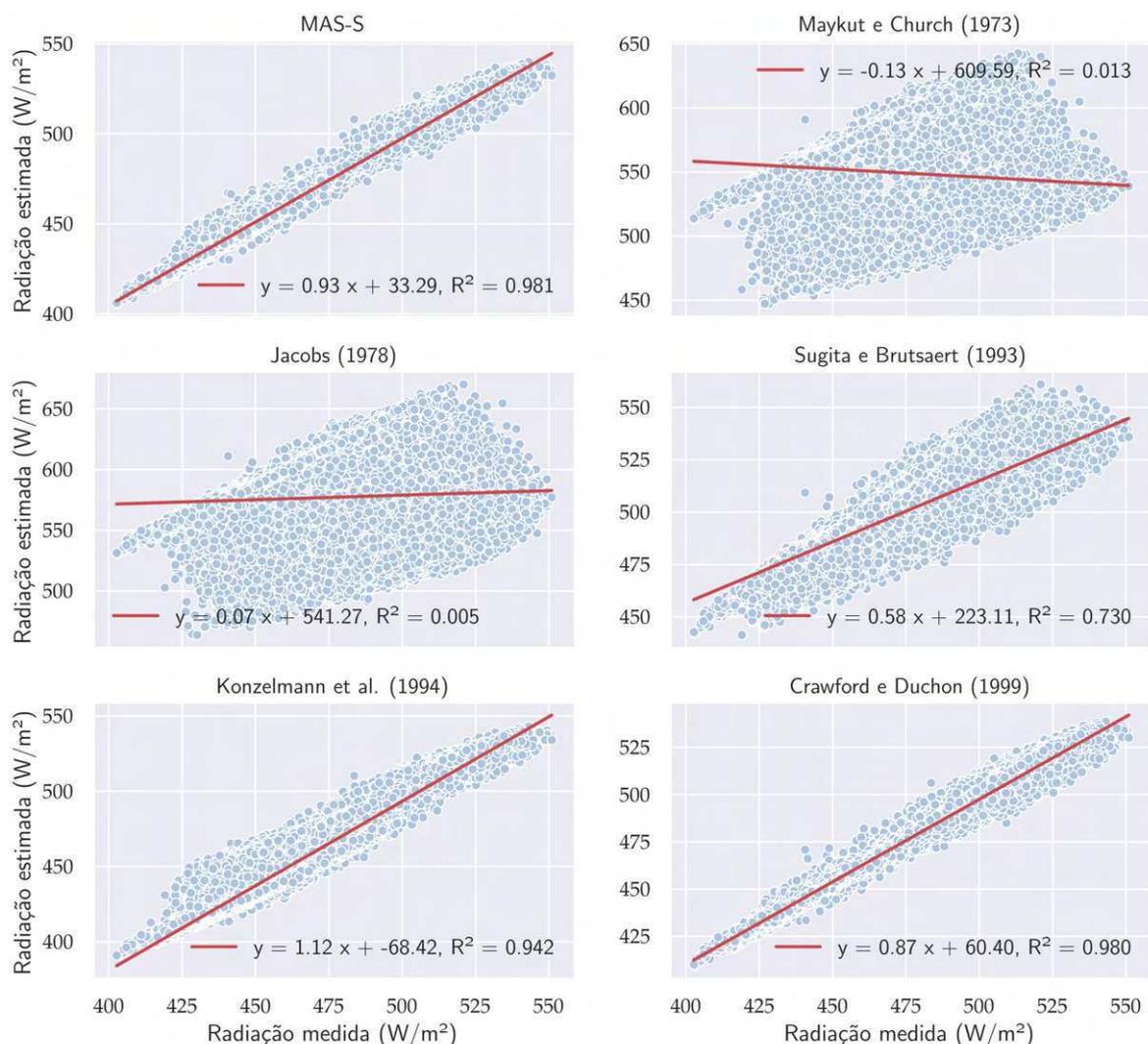


Figura 4.42 – Comparações entre os fluxos de  $R_{ld}$  para condições de céu nublado medida e estimadas pelos modelos MAS-S, Maykut e Church (1973), Jacobs (1978), Sugita e Brutsaert (1993), Konzelmann *et al.* (1994) e Crawford e Duchon (1999) para todas as horas do dia na região da ESEC-Seridó .

Pela observação da Figura 4.43, onde estão dispostos boxplots com os dados

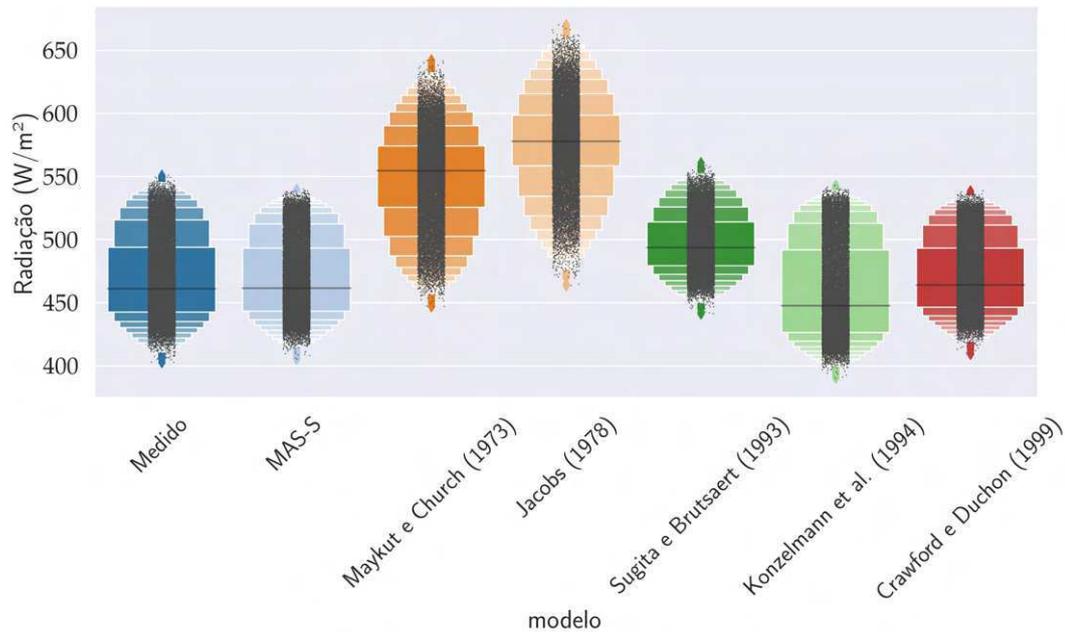


Figura 4.43 – Boxplot com os valores de  $R_{ld}$  medidos na CD e CR e estimados por diferentes modelos para essa região 2 com dados de todas as horas do dia.

medidos e estimados pelos modelos, é possível notar que os dados estimados com os modelos Maykut e Church (1973), Jacobs (1978) e Sugita e Brutsaert (1993) superestimam os resultados medidos. De acordo com a mesma figura, fica evidente que os modelos MAS-S, Konzelmann *et al.* (1994) e Crawford e Duchon (1999) são os modelos que têm predições que melhor concordam com a faixa dos valores que foram registrados.

O índice de correlação  $r^2$  (Tabela 4.6) evidenciou excelentes correlações entre os dados medidos e as predições dos modelos MAS-S e Crawford e Duchon (1999) e o modelo proposto por Konzelmann *et al.* (1994) apresentou uma correlação muito boa. Os modelos de Maykut e Church (1973) e Jacobs (1978) não apresentaram correlação com os dados.

Modelos	$MAE (Wm^{-2})$	$RMSE (Wm^{-2})$	$MAPE (%)$	$d_r$	$r^2$
MAS-S	3,23	4,79	0,67	0,941	0,981
Maykut e Church (1973)	81,67	95,15	17,97	-0,330	0,013
Jacobs (1978)	107,30	116,25	23,39	-0,490	0,005
Sugita e Brutsaert (1993)	29,18	32,86	6,40	0,467	0,730
Konzelmann <i>et al.</i> (1994)	12,89	14,41	2,81	0,764	0,942
Crawford e Duchon (1999)	4,70	5,84	0,99	0,914	0,980

Tabela 4.6 – Resultados estatísticos da performance de seis modelos para estimativas da radiação de ondas longas atmosféricas com dados da região da ESEC-Seridó usando dados obtidos durante dia e noite.

Conforme os índices MAE, RMSE e MAPE, os modelos MAS-S, Crawford e Duchon (1999) e Konzelmann *et al.* (1994) foram o modelos que apresentaram os menores erros quanto as estimativas, tendo os modelos MAS-S e Crawford e Duchon (1999)

apresentado valores de MAPE inferiores à 1%. Os modelos de Maykut e Church (1973) e Jacobs (1978) apresentaram os piores resultados nesses índices.

Com relação ao índice de Willmott *et al.* (2012), as estimativas do MAS-S obtiveram a maior concordância com os dados observados, seguido pelo modelo de Crawford e Duchon (1999) e Konzelmann *et al.* (1994) que apresentou boa concordância. Os demais modelos exibiram concordâncias razoáveis ou ruins com os dados observados.

## 4.6 Estimativas para o saldo de radiação

Nessa seção, devido a influência da cobertura dos solos no saldo de radiação ( $R_n$ ), a região 1 volta a ser analisada com suas estações da CD e CR separadamente.

De posse dos dados das três estações, foram separados registros de um dos anos com os dados de  $\alpha$ ,  $R_{sd}$ , e  $R_n$ , registrados durante as horas que chegou radiação solar nos sensores no período chuvoso, seco e em todos os períodos do ano. A partir desses dados foram ajustados os coeficientes das equações (3.28) e (3.29), onde os resultados desse trabalho está disposto na Tabela 4.7.

Modelo	$a_1 R_{sd} + b_1$		$a_2(1 - \alpha)R_{sd} + b_2$	
	$a_1$	$b_1 (Wm^{-2})$	$a_2$	$b_2 (Wm^{-2})$
<b>CR</b>				
Todos os períodos	$0,8832 \pm 0,0003$	$-1,9 \pm 0,1$	$0,9941 \pm 0,0001$	$-0,39 \pm 0,03$
Período seco	$0,8852 \pm 0,0004$	$-1,4 \pm 0,2$	$0,9947 \pm 0,0002$	$-0,87 \pm 0,06$
Período chuvoso	$0,8864 \pm 0,0005$	$-2,5 \pm 0,2$	$0,9946 \pm 0,0002$	$-0,12 \pm 0,05$
<b>CD</b>				
Todos os períodos	$0,8082 \pm 0,0003$	$-1,0 \pm 0,2$	$0,9940 \pm 0,0002$	$-0,74 \pm 0,04$
Período seco	$0,8136 \pm 0,0004$	$-3,3 \pm 0,2$	$0,9954 \pm 0,0002$	$-1,12 \pm 0,07$
Período chuvoso	$0,8014 \pm 0,0007$	$1,7 \pm 0,3$	$0,9932 \pm 0,0002$	$-0,27 \pm 0,09$
<b>CP</b>				
Todos os períodos	$0,8693 \pm 0,0002$	$-4,1 \pm 0,1$	$0,9917 \pm 0,0005$	$0,7 \pm 0,1$
Período seco	$0,8668 \pm 0,0004$	$-4,7 \pm 0,2$	$0,9917 \pm 0,0004$	$0,5 \pm 0,1$
Período chuvoso	$0,8719 \pm 0,0004$	$-5,4 \pm 0,2$	$0,9940 \pm 0,0003$	$0,0 \pm 0,1$

Tabela 4.7 – Tabela com os coeficientes das Eq. (3.28) e (3.29) ajustados para todos os períodos, períodos secos e períodos chuvosos com dados das três estações.

De acordo com a tabela, pelos resultados dos coeficientes  $a_1$  pode-se perceber que a CD se mostra menos eficiente em usar a  $R_{sd}$  para o  $R_n$  e a CR apresenta uma maior capacidade de aproveitar o  $R_{sd}$  no  $R_n$  do que a CD, as três áreas apresentaram um comportamento em comum, que foi uma baixa variabilidade do coeficiente  $a_1$  entre os períodos secos e chuvosos. Foi possível notar que independente do período, os coeficientes  $a_1$  de cada uma das regiões têm valores em faixas bem definidas.

No intuito de verificar a eficiência desses ajustes na predição do  $R_n$  foram comparadas previsões feitas pelas equações com dados registrados, onde o plot dos pares ordenados dos dados medidos com os estimados podem ser vistos na Figura 4.44.

De acordo com a Figura, as estimativas apresentam uma enorme correspondência com os dados aferidos nas estações, especialmente as estimativas da Eq. (3.29) que dependem da  $R_{sd}$  e do  $\alpha$ .

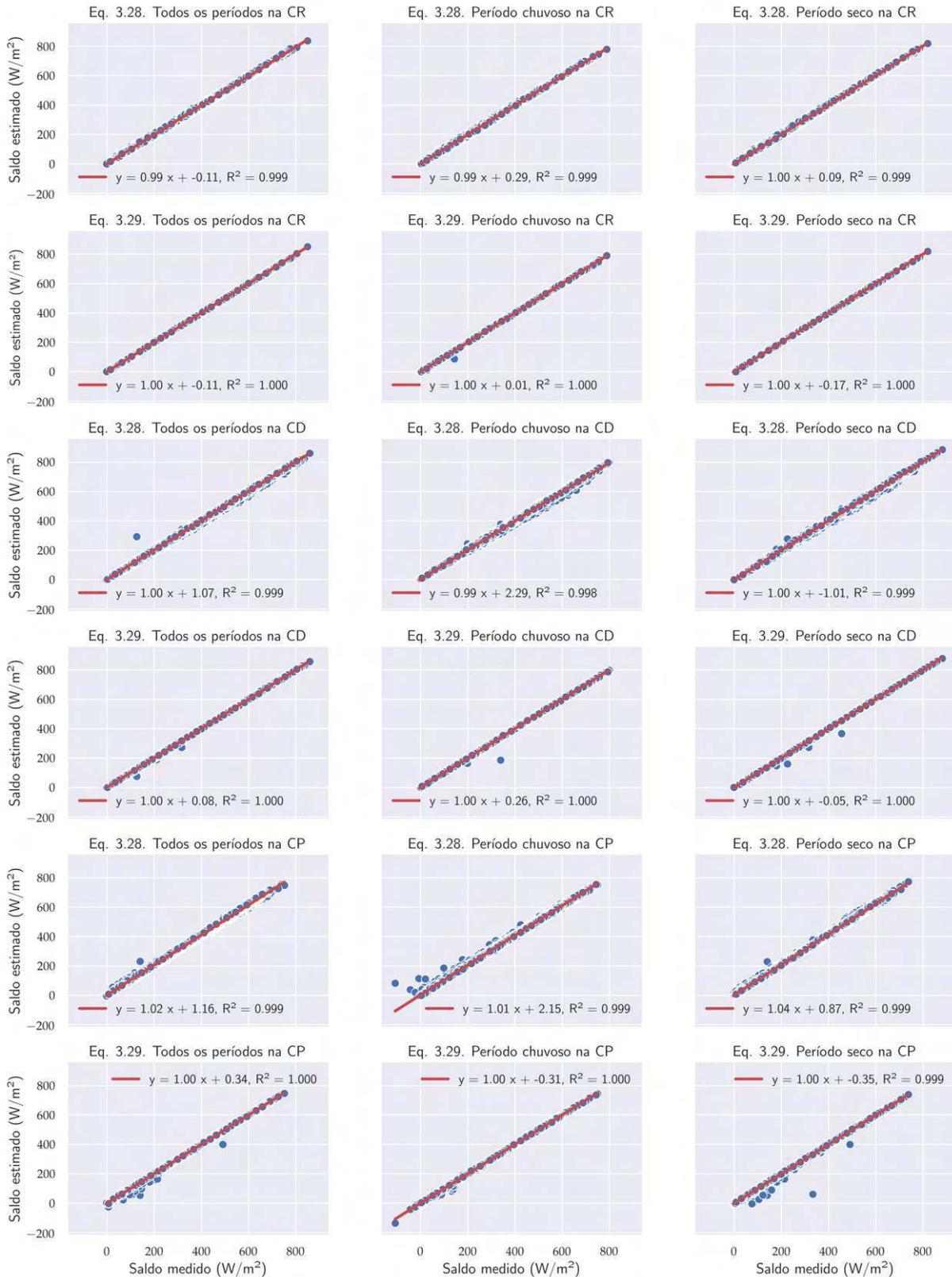


Figura 4.44 – Comparações entre os dados de  $R_n$  medidos nas três estações e estimadas pelas Equações (3.28) e (3.29) com os coeficientes da Tabela 4.7.

A alta correlação entre os ajustes e os dados medidos é demonstrada pelos altos valores obtidos pelo  $r^2$ , que apresentou valores próximos ou tendeu a 1. Com relação aos outros índices estatísticos, o MAE, RMSE e MAPE mostraram que a Eq. (3.29) com os coeficientes ajustados, apresenta resultados levemente superiores aos da Eq. (3.28). Para ambas as equações os resultados foram mais precisos na CD e CR.

	$a_1 R_{sd} + b_1$				$a_2(1 - \alpha)R_{sd} + b_2$			
	MAE	RMSE	MAPE	$d_r$	MAE	RMSE	MAPE	$d_r$
<b>CR</b>								
Todos os períodos	4,58	5,80	2,83	0,9866	1,26	1,68	1,37	0,9963
Período seco	4,06	5,14	3,17	0,9888	1,32	1,75	1,94	0,9964
Período chuvoso	4,69	5,89	-	0,9861	1,20	1,80	-	0,9964
<b>CD</b>								
Todos os períodos	4,67	6,93	5,44	0,9874	1,54	2,18	4,60	0,9958
Período seco	4,47	6,30	3,07	0,9886	1,67	2,68	3,56	0,9957
Período chuvoso	5,59	8,46	11,69	0,9839	1,68	9,57	4,19	0,9952
<b>CP</b>								
Todos os períodos	9,47	12,25	13,65	0,9731	1,92	3,87	12,07	0,9946
Período seco	13,47	16,36	6,02	0,9621	2,55	15,21	5,66	0,9928
Período chuvoso	7,44	10,25	25,79	0,9796	1,69	2,79	5,56	0,9953

Tabela 4.8 – Resultados estatísticos da performance das equações ajustadas para estimativas da  $R_n$ .

Conforme o índice de Willmott *et al.* (2012), as equações ajustadas podem estimar os valores de  $R_n$  com grande precisão, onde o menor valor desse índice, que vai do pior para o melhor resultado variando de  $-1$  à  $1$ , foi de  $0,9621$  nas predições da Eq. (3.28) com os coeficientes ajustados para os períodos secos, assim para quase todos os ajustes a concordância foi quase perfeita, com os valores chegando próximos a  $1$ .

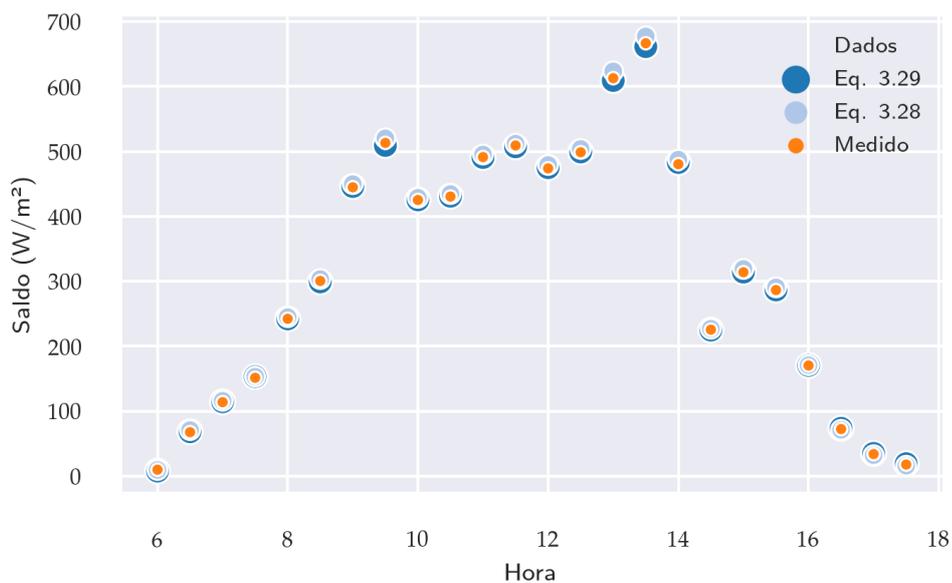


Figura 4.45 – Plot dos dados de  $R_n$  medidos e estimados pelas Equações (3.28) e (3.29) com os coeficientes da Tabela 4.7 para o período chuvoso na região do Seridó na data de 02/03/2015.

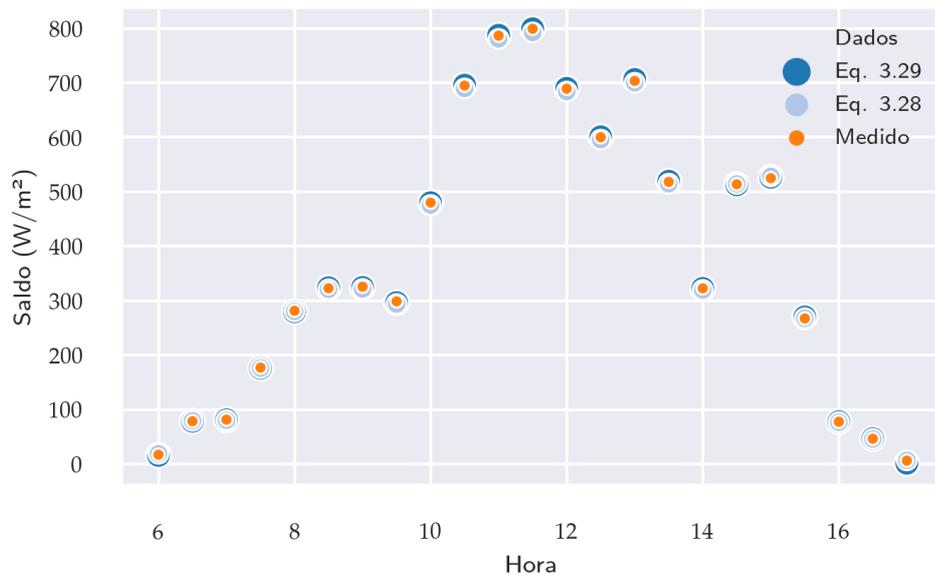


Figura 4.46 – Plot dos dados de  $R_n$  medidos e estimados pelas Equações (3.28) e (3.29) com os coeficientes da Tabela 4.7 para todos os períodos na região de caatinga degradada na data de 14/02/2014.

Na Figura 4.45, onde estão plotados registros da estação da CP e previsões feitas pelas Equações (3.28) e (3.29) para o dia 2 de março de 2015, podemos ver que as estimativas da equação que só depende da  $R_{sd}$ , mesmo sendo estas oriundas do ajuste menos eficiente, ainda conseguem fornecer excelentes resultados. A equação que depende do  $\alpha$  e da  $R_{sd}$  mostra grande eficiência, uma vez que, suas estimativas coincidem com os dados medidos na estação neste dia com grande precisão. Na Figura 4.46, foram plotados os mesmos dados da figura anterior, porém com dados para a CD e com os coeficientes das equações ajustados para todos os períodos. Nessa figura, pode ser visto como as previsões podem ter grande aproximação com os dados registrados nas estações.

## 5 Discussão

Os dados usados neste estudo foram coletados dentro do período de maior estiagem já registrado no semiárido do Nordeste do Brasil, que começou em 2011, intensificou-se em 2012 e continuou até 2017 (BRITO *et al.*, 2017).

Os resultados de temperatura do ar e vapor d'água na Estação Ecológica do Seridó concordaram com a análise feita por Ferreira (2009), que indicaram para esta região a classificação de Köppen Bsw'h, ou seja, um clima seco, muito quente e com estação chuvosa no verão. A temperatura média do ar registrada na estação do Seridó durante todo o período de estudo foi de  $28,2^{\circ}\text{C}$ , enquanto a pressão de vapor d'água média foi de  $1,87\text{ hPa}$ . Outra característica percebida da classificação climática foi a baixa nebulosidade, que se mostrou mesmo nos períodos chuvosos, sendo verificado através da pouca variabilidade dos valores médios de radiação solar incidente ao longo dos meses. Nessa região, pela grande amplitude do albedo, é possível observar a influência das mudanças da cobertura do solo, que ocorre de forma natural nas transições entre os períodos secos e chuvosos e acabam interferindo nas componentes e no saldo de radiação.

De acordo com os registros das temperaturas do solo, com medições feitas a  $5\text{ cm}$  de profundidade, foi possível perceber que na CD, conforme os dados da região de Campina Grande, a temperatura diurna do solo foi consideravelmente superior do que na CR. Essa disparidade na temperatura do solo na CD com relação a CR possivelmente se deve a rala cobertura vegetal da CD, que por sua vez deixa o solo exposto à incidência direta da radiação solar. Na CP, a temperatura do solo foi sempre superior a das outras áreas, esse comportamento era esperado em razão da maior proximidade da região com a linha do equador, no entanto, a evolução das médias das temperaturas do solo nessa área mostrou resultados interessantes, nos quais as temperaturas dos solos aferidas nos períodos mais quentes, anos de 2015 e 2016, apresentam valores maiores do que no ano de 2014. Esse comportamento se deve a característica caducifólia da CP, que fez com que a vegetação da região nos anos seguintes a 2014 perdessem com mais intensidade sua área foliar nos períodos secos, que foram intensificados pelas secas severas desses anos. Desse modo, pela perda das folhas da vegetação nos períodos secos, o solo da CP recebe a radiação solar direta quase como uma superfície sem vegetação.

O albedo médio da região ao longo do período estudado foi de 0,15. Em estudos realizados Souza *et al.* (2015) em uma região do estado de Pernambuco com características climatológicas e de vegetação semelhantes às da Estação Ecológica do Seridó, os pesquisadores encontraram para o ano de 2012, valores de albedo próximos de 0,13 no período chuvoso e de 0,20 no período seco. Silva *et al.* (2005) usando técnicas de sensoriamento remoto, em diferentes coberturas de solo, na mesma região de estudo de

Souza *et al.* (2015) e na cidade de Juazeiro-BA, encontraram valores de albedo entre 0,20 e 0,30. Assim, as variações do albedo encontrados nesse estudo na ESEC-Seridó e por outros pesquisadores em lugares com a mesma climatologia, estão ligadas às mudanças das coberturas dos solos, seja pela ação antrópica ou pelas secas que alteram a densidade e o aspecto da vegetação. Ainda com relação ao albedo, às estações de Campina Grande apresentaram pouca variação em seus valores médios ao longo dos anos de estudo. Os valores na caatinga regenerada permaneceram quase sempre próximos da média (0,11) mostrando pouca oscilação conforme passavam os períodos secos e chuvosos. A caatinga degradada apresentou um valor médio superior ao da caatinga regenerada, sendo este 0,19, igualmente a caatinga degradada as oscilações dos albedos médios mensais foram pequenas. A manutenção dos valores dos albedos próximos às médias nas estações de Campina Grande, podem indicar que a vegetação dessa área consegue se manter quase uniforme com o passar do tempo, mostrando certa independência de períodos secos e chuvosos.

Segundo Francisco *et al.* (2014), pela classificação de Köppen, Campina Grande tem o tipo de clima Bs'h, apresentando um clima subúmido, com moderada deficiência de água no verão e vegetação uniforme o ano todo, essa característica foi percebida neste estudo pela pouca variação dos albedos na região. As temperaturas médias do ar e as pressões de vapor d'água médias nas estações de Campina Grande foram, respectivamente, 24,2°C e 2,15 hPa na caatinga degradada e 23,7°C e 2,12 hPa na caatinga regenerada. Referente às temperaturas, Medeiros *et al.* (2013) em estudos sobre umidade e temperatura na bacia hidrográfica do Rio Uruçuí Preto-PI, apontam a temperatura como um dos elementos meteorológicos mais importantes, visto que, esta mostra os estados dinâmicos e energéticos da atmosfera, que por sua vez descrevem a circulação atmosférica. Os autores ainda reforçam que a temperatura do ar tem forte influência sobre o desenvolvimento das plantas e dos animais.

Nas estações da caatinga degradada e da caatinga regenerada da região de Campina Grande, as temperaturas registradas apresentaram pequenas diferenças uma da outra. As pressões de vapor d'água também mostraram muitas semelhanças, contudo nos períodos chuvosos, os dados da caatinga regenerada apresentaram maiores valores do que os dados da caatinga degradada. Esse comportamento talvez ocorra devido a vegetação mais densa da caatinga regenerada ter uma capacidade maior de reter umidade próxima da superfície, ao contrário da caatinga degradada que pela sua vegetação rala perde mais rápido sua umidade, seja pela ação direta da radiação ou pelos ventos que aceleram a evaporação.

As maiores médias mensais de radiação solar registradas no estudo em cada região foram: 756,70  $W/m^2$  na caatinga regenerada, 845,59  $W/m^2$  na caatinga degradada e 801,83  $W/m^2$  na caatinga preservada. Em seus estudos sobre a radiação solar em Maceió-AL, Souza *et al.* (2005), encontraram uma média geral de 775,00  $W/m^2$  para todo o período de estudo e valores máximos de 883,33  $W/m^2$  e 625,00  $W/m^2$  nos períodos

secos e chuvosos, respectivamente.

Com relação ao saldo de radiação, a caatinga degradada estranhamente apresentou valores maiores do que as outras vegetações. Seus valores de radiação solar incidente também foram superiores, entretanto, se considerada a radiação solar refletida pela superfície, que foi em muitos registros o dobro das registradas nas outras vegetações, nota-se que essa vegetação foi a menos eficiente no aproveitamento da radiação solar incidente para o saldo de radiação.

Quando comparada às outras vegetações, a caatinga preservada apresentou uma maior intensidade nos fluxos de radiação de ondas longas emitidas tanto da superfície quanto da atmosfera, enquanto as outras apresentaram fluxos desse tipo de radiação de intensidades quase iguais. Esses comportamentos eram previstos, uma vez que, a emissão dessa radiação é proporcional à temperatura do corpo ou superfície que a emite. Como a caatinga preservada apresentou sempre temperaturas maiores, é natural que os fluxos de radiação de ondas longas sejam mais intensos nessa vegetação e como as outras vegetações apresentaram temperaturas quase iguais, naturalmente os fluxos de radiação de ondas longas dessas áreas tendem a ser equivalentes.

Na caatinga preservada as diferenças entre as componentes de radiação nos períodos secos e chuvosos foram mínimas, entretanto as estações de Campina Grande mostraram diferenças significativas nas componentes de radiação, principalmente na caatinga degradada, onde algumas componentes de radiação tiveram uma redução superior a 16% durante o período chuvoso. Comparando os dias claros dos períodos secos e chuvosos em uma floresta de mangue no estado de Alagoas, Querino *et al.* (2011) encontraram uma redução média de 20% na radiação solar incidente sob a vegetação na época chuvosa e ainda observaram uma redução de 50% quando considerados os dias nublados. Na cidade de São Paulo-SP, Ferreira *et al.* (2011) obtiveram diferenças sazonais em dados de radiação que chegaram à 37% no saldo de radiação, 14% na radiação solar incidente à superfície, 19% na radiação solar refletida pela superfície, 11% na radiação de ondas longas atmosféricas e 5% na radiação de ondas longas emitidas pela superfície. Assim, conforme os resultados expostos, fica evidente a forte influência que as coberturas de nuvens podem ter sobre as componentes e o saldo de radiação.

No que diz respeito aos modelos para estimativas da radiação de ondas longas atmosféricas para condições de céu claro, os modelos MCS-CG1, MCS-CG2 e MCS-CG3 para a região de Campina Grande, e MCS-S1, MCS-S2 e MCS-S3 para a região da ESEC-Seridó apresentaram excelentes resultados em suas estimativas com  $d_r$  e  $r^2$  exibindo, respectivamente valores superiores a 0,8 e 0,9, mostrando que podem ser utilizados para estimar esse tipo de radiação para essas áreas com resultados satisfatórios. Dentre os modelos utilizados para estimar a radiação atmosférica, nessas condições atmosféricas, desenvolvidos por outros pesquisadores, o modelo que obteve os melhores resultados foi o proposto por Santos *et al.* (2011), a explicação para isso é que este foi ajustado para o município de Quixeré no estado do Ceará no NEB, sendo este, entre os

modelos desenvolvidos por outros pesquisadores que foram testados nesse trabalho, o ajuste feito para a localidade mais próxima de nossa área de estudo. Júnior (2019) e Couto (2020) encontraram resultados satisfatórios ao utilizar o modelo proposto por Idso (1981) em uma área de Mata Atlântica no estado de Alagoas e regiões subúmidas e semiáridas no estado da Bahia, ambas no NEB, respectivamente.

No que se refere aos modelos para estimativas da radiação de ondas longas atmosféricas para condições de céu com nuvens, o modelo proposto por Crawford e Duchon (1999) exibiu resultados excelentes para a região de Campina Grande, sendo levemente superiores aos obtidos pelo modelo MAS-CG ajustado às condições atmosféricas da região, seja para os registros diurnos tanto para os feitos a qualquer hora do dia. Vale salientar que o modelo de Crawford e Duchon (1999) não tem coeficientes ajustados para nenhuma localidade e depende exclusivamente das estimativas da radiação de ondas longas atmosféricas e da fração da cobertura de nuvens, assim o sucesso desse modelo é proporcional a qualidade dos dados registrados e das estimativas da radiação de ondas longas atmosféricas para condições de céu claro. Nessa região, o modelo de Konzelmann *et al.* (1994) fez previsões muito boas, mesmo tendo sido desenvolvido para a Groenlândia.

Na região da ESEC-Seridó, o modelo ajustado MAS-S ostentou os melhores resultados, tanto para os dados registrados nos períodos diurnos quanto para os aferidos a qualquer hora. O modelo de Crawford e Duchon (1999) obteve resultados igualmente excelentes, enquanto que o modelo de Konzelmann *et al.* (1994) ostentou um desempenho razoável. Em seus estudos Couto (2020) encontrou um bom desempenho no modelo proposto por Crawford e Duchon (1999) para estimar a radiação de ondas longas atmosféricas em todas as condições de céu em uma região subúmida no estado da Bahia, entretanto, numa região semiárida do mesmo estado, encontrou com os modelos de Maykut e Church (1973), Sugita e Brutsaert (1993) e Konzelmann *et al.* (1994) resultados melhores do que com o de Konzelmann *et al.* (1994). Andrade (2016) aplicou os modelos dos pesquisadores testados nesse estudo em uma região de floresta primária com alta umidade, em uma área gerida pelo Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, no estado do Amazonas e em seus resultados, o modelo proposto por Sugita e Brutsaert (1993) mostrou-se mais eficiente para as condições da sua área de estudo do que os demais. Duarte *et al.* (2006) igualmente testou os mesmos modelos para o estado do Paraná, na região Sul do Brasil, concluindo que os modelos de Crawford e Duchon (1999) e Jacobs (1978) apresentaram os melhores resultados entre os modelos presentes na literatura para sua área de estudo.

Com relação as estimativas do saldo de radiação, os ajustes para estimar o saldo de radiação à superfície em função da radiação solar incidente, apresentaram grande capacidade de estimar o saldo de radiação, tendo grande confiança quanto as suas previsões, principalmente os modelos que utilizam o  $\alpha$ . Também foi possível perceber pelos coeficientes angulares da Eq. (3.28) que a CD é menos eficiente em aproveitar

cada  $1 \text{ Wm}^{-2}$  de radiação solar no saldo de radiação. Outro fato percebido foi que a variabilidade do  $a_1$  e  $a_2$  não foi tão significativa entre os períodos secos e chuvosos. Em meio aos bons resultados nos testes dos coeficientes ajustados, os que exibiram os menores valores de concordância foram os ajustados para a Eq. (3.28) na CP, no entanto, vale salientar que esses ajustes para a CP foram feitos com dados do ano de 2014, ano que choveu dentro da normalidade, e que os testes dos modelos usaram dados dos anos de 2015 e 2016 que foram anos de seca acentuada.

Os coeficientes ajustados para modelos globais (todos os períodos) apresentaram os seguintes coeficientes:  $a_1 = 0,8832$ ,  $b_1 = -1,9$ ,  $a_2 = 0,9941$  e  $b_2 = -0,39$  na CR;  $a_1 = 0,8082$ ,  $b_1 = -1,0$ ,  $a_2 = 0,9940$  e  $b_2 = -0,74$  na CD; e  $a_1 = 0,8693$ ,  $b_1 = -4,1$ ,  $a_2 = 0,9917$  e  $b_2 = 0,7$  na CP. Para efeito de comparação, Alados *et al.* (2003) encontraram para a região de Almería na Espanha valores de um modelo global com  $a_1 = 0,685$ ,  $b_1 = -47,5$ ,  $a_2 = 0,781$  e  $b_2 = -47,0$  e Hu *et al.* (2012) obtiveram os seguintes coeficientes  $a_1 = 0,60$ ,  $b_1 = -1,92$ ,  $a_2 = 0,74$  e  $b_2 = -1,62$  para dados de estações no Planalto do Tibete. Nesse estudo, apesar de terem sido desenvolvidos ajustes para estimar a  $R_n$  em períodos secos e chuvosos, os índices estatísticos indicam que os ajustes para todos os períodos podem ser usados nos períodos secos e chuvosos sem prejuízos significativos as estimativas.

## 6 Conclusões

Nesse estudo foi investigado em regiões de caatinga com diferentes densidades os comportamentos das variáveis meteorológicas temperatura do ar e pressão de vapor d'água, dos albedos das superfícies e das componentes de radiação, sendo estas a radiação solar incidente à superfície terrestre, a radiação solar refletida pela superfície terrestre, a radiação de ondas longas emitida pela atmosfera e a radiação de ondas longas emitida pela superfície terrestre, além do balanço de radiação de 2014 à 2016.

De forma geral, as temperaturas do ar foram superiores na caatinga preservada, enquanto as pressões de vapor d'água foram consideravelmente inferiores quando comparadas com a caatinga degradada e regenerada, onde as baixas pressões de vapor d'água indicam uma quantidade reduzida de umidade no ar. As mesmas variáveis nas regiões de caatinga degradada e regenerada apresentaram valores muito próximos, com divergências mais acentuadas apenas nos finais dos períodos chuvosos, instante em que a caatinga regenerada apresentou maior quantidade de vapor de água.

Os fluxos de radiação de ondas curtas exibiram uma maior intensidade na caatinga degradada, enquanto os menores foram na caatinga regenerada. Esses fluxos apresentaram também uma maior variabilidade temporal na caatinga degradada, seguida pela caatinga regenerada e pela caatinga preservada, que apresentou as menores variações.

Como dependem das temperaturas da superfície e do ar, as radiações de ondas longas nas vegetações degradada e regenerada apresentaram quase sempre os mesmos valores, enquanto a caatinga preservada mostrou valores consideravelmente superiores.

Os albedos das superfícies tiveram os valores médios mais elevados na caatinga degradada, enquanto a caatinga regenerada exibiu os menores valores. A caatinga preservada mostrou a maior variabilidade no albedo, apresentando valores próximos aos da caatinga degradada nos períodos secos e da regenerada nos períodos chuvosos.

O saldo de radiação médio foi maior na caatinga degradada, seguida pela caatinga preservada e logo depois a caatinga regenerada. Apesar dessa classificação, as diferenças dos valores médios dos saldos de radiação não foram tão grandes e mesmo tendo o maior saldo de radiação a caatinga degradada foi que mostrou-se menos eficiente em aproveitar a radiação solar para o saldo de radiação.

Foi possível obter três modelos para estimar a radiação de ondas longas atmosféricas para condições de céu claro em cada uma das duas regiões (Campina Grande e ESEC-Seridó) em função da temperatura do ar, da pressão de vapor d'água e das duas variáveis ao mesmo tempo, tendo estes modelos apresentado resultados superiores a alguns presentes na literatura. De forma semelhante foi possível obter um modelo para estimar a radiação de ondas longas atmosféricas para condições de céu com

nuvens em cada uma das regiões, esse modelo junto ao modelo proposto por Crawford e Duchon (1999), que depende das predições da radiação de ondas longas atmosféricas, obtiveram os melhores desempenhos.

A respeito de estimativas do saldo de radiação, foram calibrados alguns coeficientes para duas equações, onde as equações com os coeficientes ajustados apresentaram resultados excelentes quando utilizadas para estimar o saldo de radiação nas áreas de estudo. Os coeficientes ajustados apresentaram pouca variabilidade entre os períodos secos e chuvosos.

Sobre esse trabalho como um todo, espera-se que os resultados produzidos neste possam vir a nortear a gênese de novas pesquisas nesse campo do conhecimento, contribuindo com o desenvolvimento científico e tecnológico, e podendo posteriormente atingir o objetivo final que é gerar benefícios a sociedade.

## Referências

- AL-RIahi, M.; AL-JUMAILY, K.; KAMIES, I. Measurements of net radiation and its components in semi-arid climate of Baghdad. *Energy Conversion and Management*, v. 44, n. 4, p. 509–525, 2003. ISSN 0196-8904. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0196890402000754>> .
- ALADOS, I.; FOYO-MORENO, I.; OLMO, F.; ALADOS-ARBOLEDAS, L. Relationship between net radiation and solar radiation for semi-arid shrub-land. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 116, n. 3, p. 221–227, 2003. ISSN 0168-1923. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0168192303000388>> .
- ANA. *Monitor de Secas*. 2021. Disponível em: <<http://monitordesecas.ana.gov.br/mapa>> . Acessado em 28 de agosto de 2021.
- ANDRADE, A. M. D. Estimativa da radiação de ondas longas incidente na amazônia: uma análise espectral. Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2016.
- BORGES, C. K. Estudo do comportamento dos fluxos de calor e massa no bioma caatinga na região semiárida da Paraíba. Universidade Federal de Campina Grande, 2017.
- BORGES, C. K.; SANTOS, C. A. C. d.; CARNEIRO, R. G.; SILVA, L. L. da; OLIVEIRA, G. de; MARIANO, D.; SILVA, M. T.; SILVA, B. B. da; BEZERRA, B. G.; PEREZ-MARIN, A. M.; MEDEIROS, S. S. Seasonal variation of surface radiation and energy balances over two contrasting areas of the seasonally dry tropical forest (Caatinga) in the Brazilian semi-arid. *Environmental Monitoring and Assessment*, Springer, v. 192, n. 8, p. 1–18, 2020. Disponível em: <<https://link.springer.com/article/10.1007%2Fs10661-020-08484-y>> .
- BRITO, S.; CUNHA, A. P.; CUNNINGHAM, C.; ALVALÁ, R.; MARENGO, J.; CARVALHO, M. Frequency, duration and severity of drought in the Semiarid Northeast Brazil region. *International Journal of Climatology*, v. 38, 08 2017.
- BRUNT, D. Notes on radiation in the atmosphere. i. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 58, n. 247, p. 389–420, 1932. Disponível em: <<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.49705824704>> .
- BRUTSAERT, W. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resources Research*, v. 11, n. 5, p. 742–744, 1975. Disponível em: <<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/WR011i005p00742>> .
- BRUTSAERT, W. Evaporation into the atmosphere: Theory, history, and applications. *D. Reidell, Norwell, Massachusetts, USA*, 1982.
- BUENO, L.; DIAS, A. Povoamento inicial da América do Sul: Contribuições do contexto brasileiro. *Estudos Avançados*, v. 29, p. 119–147, 04 2015.
- CASTELLETTI, C. H. M.; SILVA, J. M. C. da; TABARELLI, M.; SANTOS, A. M. M. Quanto ainda resta da caatinga? uma estimativa preliminar. *Biodiversidade da caatinga: áreas e ações prioritárias para conservação*, Ministério do Meio Ambiente, p. 91–100, 2004.

COOPER, P. The absorption of radiation in solar stills. *Solar Energy*, v. 12, n. 3, p. 333–346, 1969. ISSN 0038-092X. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0038092X69900474>>.

COUTO, C. M. D. Radiação de onda longa atmosférica na superfície em regiões subúmida e semiárida da Bahia. Universidade Federal do Recôncavo da Bahia, Cruz das Almas, 2020.

CRAWFORD, T. M.; DUCHON, C. E. An improved parameterization for estimating effective atmospheric emissivity for use in calculating daytime downwelling longwave radiation. *Journal of Applied Meteorology*, American Meteorological Society, Boston MA, USA, v. 38, n. 4, p. 474 – 480, 1999. Disponível em: <[https://journals.ametsoc.org/view/journals/apme/38/4/1520-0450\\_1999\\_038\\_0474\\_aipfee\\_2.0.co\\_2.xml](https://journals.ametsoc.org/view/journals/apme/38/4/1520-0450_1999_038_0474_aipfee_2.0.co_2.xml)>.

CUI, Y.; LIU, J.; HU, Y.; WANG, J.; KUANG, W. Modeling the radiation balance of different urban underlying surfaces. *Chinese Science Bulletin*, Springer, v. 57, n. 9, p. 1046–1054, 2012.

CUNHA, A. P. M. d. A.; ALVALÁ, R. C. d. S.; OLIVEIRA, G. S. d. Impactos das mudanças de cobertura vegetal nos processos de superfície na região semiárida do Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia*, SciELO Brasil, v. 28, p. 139–152, 2013.

DE ARAÚJO, M. L. S.; SANTOS, J. R. N.; FEITOSA, F. E. C. S.; SANTOS, J. S. dos; SILVA, V. A. R.; ALMEIDA, J. L.; RIBEIRO, C. V.; SILVA, F. B. Caracterização espaço-temporal dos componentes do balanço de radiação e calor na região de transição Amazônia-Cerrado. *Revista Brasileira de Climatologia*, v. 24, 2019.

DUARTE, H. F.; DIAS, N. L.; MAGGIOTTO, S. R. Assessing daytime downward longwave radiation estimates for clear and cloudy skies in Southern Brazil. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 139, n. 3, p. 171–181, 2006. ISSN 0168-1923. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0168192306001596>>.

DUFFIE, J. A.; BECKMAN, W. A. *Solar engineering of thermal processes*. 4. ed. New Jersey: John Wiley & Sons, 2013.

FERNANDES, M. F.; QUEIROZ, L. P. d. Vegetação e flora da caatinga. *Ciência e cultura*, Sociedade Brasileira para o Progresso da Ciência, v. 70, n. 4, p. 51–56, 2018.

FERREIRA, A.; OLIVAS, E.; SERRANO-LÓPEZ, A.; LOPEZ-BAEZA, E. Estimating net radiation at surface using artificial neural networks: A new approach. *Theoretical and Applied Climatology*, DOI 10.1007/s00704-011-0488-7, 2011.

FERREIRA, C. G. T.; OLIVEIRA, R. C. d.; VALLS, J. F. M.; LOIOLA, M. I. B. d. Poaceae da Estação Ecológica do Seridó, Rio Grande do Norte, Brasil. *Hoehnea*, SciELO Brasil, v. 36, p. 679–707, 2009.

FERREIRA, M.; OLIVEIRA, A.; SOARES, J.; CODATO, G.; BÁRBARO, E.; ESCOBEDO, J. Radiation balance at the surface in the city of São Paulo, Brazil: Diurnal and seasonal variations. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 107, p. 229–246, 01 2011.

FERREIRA, R. d. C. Calibração do sebal/metric e mapeamento do saldo de radiação com imagens landsat 5 - tm e modelo de elevação digital. Universidade Federal de Campina Grande, 2009.

- FILHO, J. A. de A.; CARVALHO, F. C. de. Desenvolvimento sustentado da caatinga. *Embrapa Caprinos e Ovinos-Circular Técnica (INFOTECA-E)*, Sobral: EMBRAPA-CNPQ, 1997.
- FRANCA-ROCHA, W.; SILVA, A. B.; NOLASCO, M. C.; LOBÃO, J.; BRITTO, D.; CHAVES, J. M.; ROCHA, C. C. da. Levantamento da cobertura vegetal e do uso do solo do bioma caatinga. *Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. INPE, Florianópolis, SC, Brazil*, p. 2629–2636, 2007.
- FRANCISCO, P. R.; MEDEIROS, R.; BORGES, C.; FILHO, M. Caracterização e classificação climática na cidade de Campina Grande–PB. In: . [S.l.: s.n.], 2014.
- GARIGLIO, M. A.; SAMPAIO, E. d. S.; CESTARO, L. A.; KAGEYAMA, P. Y. Uso sustentável e conservação dos recursos florestais da caatinga. Brasília, DF: MMA: Serviço Florestal Brasileiro., 2010.
- GRIFFITHS, D. J. *Eletrodinâmica*. São Paulo: Editora Pearson, 2011.
- HARTMANN, D. L. *Global physical climatology*. [S.l.]: Newnes, 2015. v. 103.
- HEMMING, J. *Red gold: the conquest of the Brazilian Indians*. [S.l.]: Cambridge, Mass.: Harvard University Press, 1978.
- HEWITT, P. G. *Física Conceitual*. Porto Alegre: bookman, 2011.
- HOFMANN, H.; KAFADAR, K.; WICKHAM, H. *Letter-value plots: Boxplots for large data*. [S.l.], 2011.
- HU, B.; WANG, Y.; LIU, G. Relationship between net radiation and broadband solar radiation in the Tibetan Plateau. *Advances in Atmospheric Sciences*, v. 29, p. 135–143, 2012. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s00376-011-0221-6>>.
- IBGE. *IBGE lança o Mapa de Biomas do Brasil e o Mapa de Vegetação do Brasil, em comemoração ao Dia Mundial da Biodiversidade [IBGE launches biome and vegetation maps in commemoration of the Day of Biodiversity]*. Rio de Janeiro: IBGE Rio de Janeiro, 2006.
- IBGE. *Cidades e Estados*. 2020. Disponível em: <<https://www.ibge.gov.br/cidades-e-estados/>>. Acessado em 15 de Julho de 2021.
- ICMBIO. *Livro Vermelho da fauna brasileira ameaçada de extinção*. ICMBIO/MMA. 2018. Disponível em: <[www.icmbio.gov.br/portal/component/content/article/10187](http://www.icmbio.gov.br/portal/component/content/article/10187)>. Acessado em 13 de Julho de 2021.
- IDSO, S. B. A set of equations for full spectrum and 8- to 14- $\mu\text{m}$  and 10.5- to 12.5- $\mu\text{m}$  thermal radiation from cloudless skies. *Water Resources Research*, v. 17, n. 2, p. 295–304, 1981. Disponível em: <<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/WR017i002p00295>>.
- IDSO, S. B.; JACKSON, R. D. Thermal radiation from the atmosphere. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, v. 74, n. 23, p. 5397–5403, 1969. Disponível em: <<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/JC074i023p05397>>.
- INMET. *Instituto Nacional de Meteorologia*. 2021. Disponível em: <<https://portal.inmet.gov.br/>>. Acessado em 15 de Julho de 2021.

- IQBAL, M. *An introduction to solar radiation*. New York: Elsevier, 2012.
- ISPN. *Caatinga: Fauna e Flora, Instituto Sociedade População e Natureza*. 2021. Disponível em: <<https://ispn.org.br/biomas/caatinga/fauna-e-flora-da-caatinga/>>. Acessado em 14 de Julho de 2021.
- JACOBS, J. Radiation climate of broughton island. *Energy budget studies in relation to fast-ice breakup processes in Davis Strait*, Inst. of Arctic and Alp. Res., University of Colorado, p. 105–120, 1978.
- JÚNIOR, J. M. L. Parametrização de modelos de radiação de onda longa atmosférica e balanço de radiação de ondas longas durante a estação chuvosa em área de Mata Atlântica no estado de Alagoas. Universidade Federal de Alagoas, 2019.
- JÚNIOR, J. M. L.; MOURA, M. A. L.; QUERINO, C. A. S.; SANTOS, M. F. dos; CARVALHO, A. L. de. Estimativa do balanço de radiação de ondas longas durante a estação chuvosa em área de Mata Atlântica no estado de Alagoas. *Revista Ibero-Americana de Ciências Ambientais*, v. 10, n. 2, p. 155–168, 2019.
- KAMINSKY, K. Z.; DUBAYAH, R. Estimation of surface net radiation in the boreal forest and northern prairie from shortwave flux measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 102, n. D24, p. 29707–29716, 1997. Disponível em: <<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/97JD02314>>.
- KIEHL, J. T.; TRENBERTH, K. E. Earth's annual global mean energy budget. *Bulletin of the American meteorological society*, American Meteorological Society, v. 78, n. 2, p. 197–208, 1997.
- KIILL, L. H. P.; RIBEIRO, M. d. F.; DIAS, C. d. V.; SILVA, P. P. da; SILVA, J. F. M. da. Caatinga: flora e fauna ameaçadas de extinção. *Embrapa Semiárido-Artigo de divulgação na mídia (INFOTECA-E)*, Mensagem Doce, São Paulo, n. 100, p. 63-64, mar. 2009., 2009.
- KONZELMANN, T.; van de Wal, R. S.; GREUELL, W.; BINTANJA, R.; HENNEKEN, E. A.; ABE-OUCHI, A. Parameterization of global and longwave incoming radiation for the greenland ice sheet. *Global and Planetary Change*, v. 9, n. 1, p. 143–164, 1994. ISSN 0921-8181. Greenland ice margin experiment (GIMEx). Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0921818194900132>>.
- KRIEGER, J. M.; VIEIRA, I. S.; SILVA, W. d. O. A. da; SOUZA, J. L.; LYRA, G. B.; LYRA, G. B. Balanço de radiação utilizando métodos de estimativa da radiação solar em cultivo de cana-de-açúcar. *Agrometeoros*, v. 27, n. 1, 2020.
- KRUK, N. S.; VENDRAME, Í. F.; ROCHA, H. R. D.; CHOU, S. C.; CABRAL, O. Downward longwave radiation estimates for clear and all-sky conditions in the Sertãozinho region of São Paulo, Brazil. *Theoretical and Applied Climatology*, Springer, v. 99, n. 1, p. 115–123, 2009.
- LEAL, I. R.; SILVA, J. M. C. D.; TABARELLI, M.; JR, T. E. L. Changing the course of biodiversity conservation in the caatinga of northeastern brazil. *Conservation Biology*, Wiley Online Library, v. 19, n. 3, p. 701–706, 2005.
- LEAL, I. R.; TABARELLI, M.; SILVA, J. M. C. da. *Ecologia e conservação da Caatinga*. Recife: Editora Universitária UFPE, 2003.

- LIMA, P. d. S.; LEITÃO, M.; AZEVEDO, P. de; OLIVEIRA, G. de; SOBRINHO, J. E.; MOURA, M. de; MENEZES, H.; PINTO, M. d. L. Albedo de pastagem e caatinga. In: IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 16., 2009, BELO HORIZONTE. *Embrapa Semiárido-Artigo em anais de congresso (ALICE)*. [S.l.], 2009.
- LIU, K. N. *An introduction to atmospheric radiation*. Los Angeles: Elsevier, 2002.
- MAIA, J. M.; SOUSA, V. F. de O.; LIRA, E. H. A. de; LUCENA, A. M. A. de. Motivações socioeconômicas para a conservação e exploração sustentável do bioma caatinga. *Desenvolvimento e meio ambiente*, v. 41, 2017.
- MAYKUT, G. A.; CHURCH, P. E. Radiation climate of barrow alaska, 1962?66. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, American Meteorological Society, Boston MA, USA, v. 12, n. 4, p. 620 – 628, 1973. Disponível em: <[https://journals.ametsoc.org/view/journals/apme/12/4/1520-0450\\_1973\\_012\\_0620\\_rcoba\\_2\\_0\\_co\\_2.xml](https://journals.ametsoc.org/view/journals/apme/12/4/1520-0450_1973_012_0620_rcoba_2_0_co_2.xml)>.
- MEDEIROS, L. R. de A.; ISMAEL, L. L.; BRASILIANO, L. N.; FILHO, R. S. Desertificação na Paraíba: diagnóstico e perspectivas. *Revista Verde de Agroecologia e Desenvolvimento Sustentável*, Grupo Verde de Agroecologia e Abelhas, v. 7, n. 1, p. 40, 2012.
- MEDEIROS, R. M.; SOUSA, F. A. S.; FILHO, M. F.; FRANCISCO, P. R. Variabilidade da umidade relativa do ar e da temperatura máxima na bacia hidrográfica do Rio Uruçuí Preto. *Revista Educação Agrícola Superior*, v. 28, p. 44–50, 11 2013.
- MIN. Nova delimitação do semiárido brasileiro. *Ministério da Integração Nacional (MIN)*, 2005.
- MMA. *Plano de Ação para a Prevenção e Controle do Desmatamento na Caatinga*. Ministério do Meio Ambiente. 2021. Disponível em: <<https://antigo.mma.gov.br/florestas/controle-e-preven%C3%A7%C3%A3o-do-desmatamento/plano-de-a%C3%A7%C3%A3o-para-caatinga-%E2%80%93ppcaatinga.html>>. Acessado em 13 de Julho de 2021.
- MOURA, M. S. B. d.; GALVINCIO, J. D.; BRITO, L. d. L.; SOUZA, L. S. B. d.; SÁ, I. d. S.; SILVA, T. G. F. da. Clima e água de chuva no semi-árido. *Embrapa Semiárido-Capítulo em livro científico (ALICE)*, In: BRITO, LT de L.; MOURA, MSB de; GAMA, GFB (Ed.). *Potencialidades da água ...*, 2007.
- NASA. *Our sun. Solar system exploration*. 2019. Disponível em: <<https://solarsystem.nasa.gov/solar-system/sun/in-depth/>>. Acessado em 02 de Julho de 2021.
- NIEMELÄ, S.; RÄISÄNEN, P.; SAVIJÄRVI, H. Comparison of surface radiative flux parameterizations: Part i: Longwave radiation. *Atmospheric Research*, v. 58, p. 1–18, 06 2001.
- OKE, T. R. The urban energy balance. *Progress in Physical geography*, Sage Publications Sage CA: Thousand Oaks, CA, v. 12, n. 4, p. 471–508, 1988.
- OLIVEIRA, L. M. M.; SILVA, B. B.; MOURA, A. E. S. S. Balanço de radiação por sensoriamento remoto em bacia hidrográfica da zona da mata nordestina. *Revista Brasileira de Meteorologia*, SciELO Brasil, v. 30, p. 16–28, 2015.

OLIVEIRA, M. L. de; SANTOS, C. A. C. dos; OLIVEIRA, G. de; PEREZ-MARIN, A. M.; SANTOS, C. A. G. Effects of human-induced land degradation on water and carbon fluxes in two different brazilian dryland soil covers. *Science of The Total Environment*, v. 792, p. 148458, 2021. ISSN 0048-9697. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0048969721035300>>.

PBMC. *Impactos, vulnerabilidades e adaptação às mudanças climáticas. Contribuição do Grupo de Trabalho 2 do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas ao Primeiro Relatório da Avaliação Nacional sobre Mudanças Climáticas [Assad, E.D., Magalhães, A. R. (eds.)]*. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2014. v. 2.

PEREIRA, T. M. S.; MOURA, D. C.; SILVA, J. A. L.; RODRIGUES, E. de M.; MELO, J. I. M. de. Resgate florístico da vegetação de floresta estacional no município de Campina Grande–PB. *Revista Geográfica Acadêmica*, v. 11, n. 1, p. 1–12, 2017.

PICHORIM, M.; DAMASCENO, J. P. T.; TOLEGO-LIMA, G.; ARAÚJO, R. D.; FERREIRA, P. V. S. *Guia de Aves da Estação Ecológica do Seridó*. Natal: Caule de Papiro, 2016.

PIRES, W. N. *Análise da sazonalidade dos fluxos de energia, CO<sub>2</sub> e dos aspectos ecofisiológicos em uma área de caatinga degradada na região da Chapada do Araripe*. Dissertação (Mestrado) — Departamento de Engenharia Agrícola, Universidade Federal do Vale do São Francisco, 2014.

PRADO, D. As caatingas da América do Sul. *Ecologia e conservação da Caatinga*, v. 2, p. 3–74, 2003.

PRATA, A. J. A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 122, n. 533, p. 1127–1151, 1996. Disponível em: <<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.49712253306>>.

QUERINO, C.; MOURA, M.; QUERINO, J.; RADOW, C.; FILHO, A. M. Estudo da radiação solar global e do índice de transmissividade (kt), externo e interno, em uma floresta de mangue em Alagoas - Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 26, p. 204–214, 06 2011.

QUERINO, C. A. S.; BIUDES, M. S.; MACHADO, N. G.; QUERINO, J. K. A. da S.; NETO, L. A. S.; SILVA, M. J. G. da; ARRUDA, P. H. Z. de; NOGUEIRA, J. de S. Balanço de ondas curtas sobre floresta sazonalmente alagável do pantanal mato-grossense. *Revista Brasileira de Climatologia*, v. 20, 2017.

RAMOS, J. P. A.; VIANNA, M. dos S.; MARIN, F. R. Estimativa da radiação solar global baseada na amplitude térmica para o Brasil. *Agrometeoros*, v. 26, n. 1, 2018.

RIEGELHAUPT, E.; PAREYN, F. G. C.; BACALINI, P. O manejo florestal na caatinga: Resultados da experimentação. *GARIGLIO, M. A. et al (Org). Uso sustentável e conservação dos recursos florestais da Caatinga. Brasília*, p. 256–275, 2010.

SAMPAIO, E. de S. B. Características e potencialidades. *Uso sustentável e conservação dos recursos florestais da Caatinga. Brasília*, p. 29–48, 2010.

SANTOS, C. A. C. dos; ANDRADE, A. M. D. de; SILVA, L. L. da; SILVA, V. M. de A.; MEDEIROS, S. de S.; BEZERRA, B. G. Sazonalidade do balanço de energia no bioma

caatinga no semiárido brasileiro: Um estudo de caso. In: *XIII Congresso Nacional de Meio Ambiente, Poços de Caldas-MG*. [S.l.: s.n.], 2016.

SANTOS, C. A. C. dos; MARIANO, D. A.; das Chagas A. do Nascimento, F.; da C. Dantas, F. R.; de Oliveira, G.; SILVA, M. T.; da Silva, L. L.; da Silva, B. B.; BEZERRA, B. G.; SAFA, B.; de S. Medeiros, S.; NEALE, C. M. Spatio-temporal patterns of energy exchange and evapotranspiration during an intense drought for drylands in Brazil. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, v. 85, p. 101982, 2020. ISSN 0303-2434. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0303243419302338>>.

SANTOS, C. A. C. dos; SILVA, B. B.; RAO, T.; SATYAMURTY, P.; MANZI, A. Downward longwave radiation estimates for clear-sky conditions over northeast Brazil. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 26, p. 443–450, 09 2011.

SATTERLUND, D. R. An improved equation for estimating long-wave radiation from the atmosphere. *Water Resources Research*, v. 15, n. 6, p. 1649–1650, 1979. Disponível em: <<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/WR015i006p01649>>.

SEINFELD, J.; PANDIS, S. Atmospheric chemistry and physics. from air pollution to climate change. *New York*, 2008.

SENA, J. P. de O.; LUCENA, D. B.; NETO, J. M. M. Eventos pluviiais intensos e seus impactos em Campina Grande-PB. *Revista de Geociências do Nordeste*, v. 5, p. 69–77, 2019.

SIEGEL, R.; HOWELL, J. R. *Thermal radiation heat transfer*. Washington: CRC press, 2001.

SILVA, B. B. da; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. de. Determinação do albedo de áreas irrigadas com base em imagens landsat 5-tm. *Rev. Bras. Agrometeorologia*, v. 13, n. 2, p. 11–21, 2005.

SILVA, J. M. C. da; BARBOSA, L. C. F. Impact of human activities on the caatinga. In: *Caatinga*. [S.l.]: Springer, 2017. p. 359–368.

SILVA, J. M. C. da; TABARELLI, M.; FONSECA, M. T. d.; LINS, L. V. Biodiversidade da caatinga: áreas e ações prioritárias para a conservação. *Ministério do Meio Ambiente, Brasília*, 2004.

SILVA, R. A. da; SANTOS, A. M. M.; TABARELLI, M. Riqueza e diversidade de plantas lenhosas em cinco unidades de paisagem da caatinga. *Ecologia e conservação da Caatinga. Recife: Editora da UFPE*, p. 337–365, 2003.

SOUZA, B. I. de; ARTIGAS, R. C.; LIMA, E. R. V. de. Caatinga e desertificação. *Mercator (Fortaleza)*, SciELO Brasil, v. 14, n. 1, p. 131–150, 2015.

SOUZA, J. L. D.; NICÁCIO, R. M.; MOURA, M. A. L. Global solar radiation measurements in Maceió, Brazil. *Renewable Energy*, v. 30, n. 8, p. 1203–1220, 2005. ISSN 0960-1481. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0960148104003842>>.

- SOUZA, L. S. B.; MOURA, M. S. B. de; SEDIYAMA, G.; RANDOW, C.; LACERDA, F.; SILVA, T. da. Comportamento do albedo durante o período chuvoso em uma área de caatinga degradada na região da chapada do araripe, pe. In: IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 17.; ENCONTRO DE METEOROLOGIA DOS . . . . *Embrapa Semiárido-Artigo em anais de congresso (ALICE)*. [S.l.], 2012.
- SOUZA, L. S. B. de; MOURA, M. S. B. de; SEDIYAMA, G. C.; SILVA, T. G. F. Balanço de radiação em ecossistema de caatinga preservada durante um ano de seca no semiárido pernambucano. *Embrapa Semiárido-Artigo em periódico indexado (ALICE)*, Revista Brasileira de Geografia Física, Recife, v. 8, n. 1, p. 41-55, 2015., 2015.
- SUGITA, M.; BRUTSAERT, W. Cloud effect in the estimation of instantaneous downward longwave radiation. *Water Resources Research*, v. 29, n. 3, p. 599–605, 1993. Disponível em: <<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/92WR02352>> .
- SWINBANK, W. C. Long-wave radiation from clear skies. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 89, n. 381, p. 339–348, 1963. Disponível em: <<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.49708938105>> .
- TABARELLI, M.; SILVA, J. M. C. d. Áreas e ações prioritárias para a conservação da biodiversidade da caatinga. *Ecologia e conservação da Caatinga*, UFPE Recife, p. 777–796, 2003.
- TIPLER, P. A.; MOSCA, G. *Física para Cientistas e Engenheiros: Volume 2 - Eletricidade e Magnetismo*. 6. ed. Rio de Janeiro: LTC, 2015.
- VAREJÃO-SILVA, M. A. *Meteorologia e Climatologia*. Brasília: INMET, 2001.
- VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. *Meteorologia básica e aplicações*. Viçosa: UFV, 2012.
- WATERS, R.; ALLEN, R.; BASTIAANSEN, W.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Sebal. *Surface Energy Balance Algorithms for Land. Idaho Implementation. Advanced Training and Users Manual, Idaho, USA*, 2002.
- WILLMOTT, C. J.; ROBESON, S. M.; MATSUURA, K. A refined index of model performance. *International Journal of Climatology*, v. 32, n. 13, p. 2088–2094, 2012. Disponível em: <<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.2419>> .
- ZDUNKOWSKI, W.; TRAUTMANN, T.; BOTT, A. *Radiation in the Atmosphere - A Course in Theoretical Meteorology*. [S.l.: s.n.], 2007. ISBN ISBN-13: 9780521871075.

