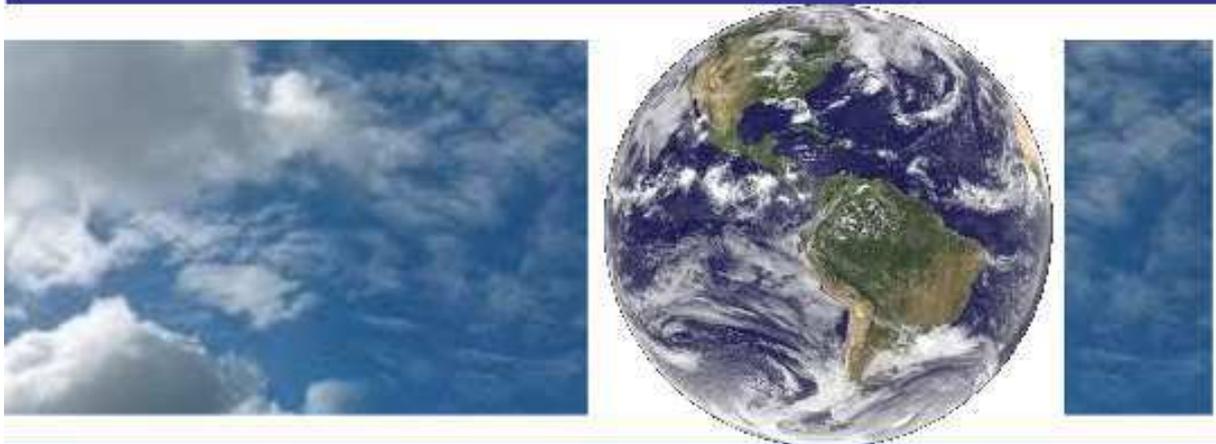


**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
METEOROLOGIA**



TESE DE DOUTORADO

Júlio Mannuel Tavares Diniz

**A cobertura de nuvem e a sua influência para
a variabilidade térmica do solo**

Campina Grande, Agosto de 2018



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

**A COBERTURA DE NUVEM E A SUA INFLUÊNCIA PARA A VARIABILIDADE
TÉRMICA DO SOLO**

JÚLIO MANNUEL TAVARES DINIZ

CAMPINA GRANDE-PB

AGOSTO DE 2018

JÚLIO MANNUEL TAVARES DINIZ

**A COBERTURA DE NUVEM E A SUA INFLUÊNCIA PARA A VARIABILIDADE
TÉRMICA DO SOLO**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande, em cumprimento às exigências para obtenção do título de Doutor em Meteorologia.

Área de concentração: Agrometeorologia e Micrometeorologia

Subárea: Agrometeorologia

Orientadores: Prof. Dr. Lourivaldo Mota Lima

Prof. Dr. Carlos Antonio Costa dos Santos

CAMPINA GRANDE-PB

AGOSTO DE 2018

D585c Diniz, Júlio Mannuel Tavares.
A cobertura de nuvem e a sua influência para a variabilidade térmica do solo / Júlio Mannuel Tavares Diniz. - Campina Grande, 2018.
84 f. : il. color.

Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2018.
"Orientação: Prof. Dr. Lourivaldo Mota Lima, Prof. Dr. Carlos Antonio Costa dos Santos".
Referências.

1. Temperatura do Solo. 2. Cobertura de Nuvem. 3. Variabilidade Térmica Diária. I. Lima, Lourivaldo Mota. II. Santos, Carlos Antonio Costa dos. III. Título.

CDU 631.425(043)

JÚLIO MANNUEL TAVARES DINIZ

A COBERTURA DE NUVEM E A SUA INFLUÊNCIA PARA A VARIABILIDADE
TÉRMICA DO SOLO

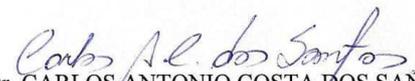
TESE APROVADA EM 28/08/2018

BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. LOURIVALDO MOTA LIMA

Departamento de Física.
Centro de Ciências e Tecnologia
Universidade Estadual da Paraíba



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



Profa. Dra. MAGALY DE FATIMA CORREIA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. MADSON TAVARES SILVA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. JOSÉ FIDELES FILHO
Departamento de Física.
Centro de Ciências e Tecnologia
Universidade Estadual da Paraíba



Prof. Dr. JOSÉ QUEIROGA NÓBREGA
Empresa Estadual de Pesquisa Agropecuária da Paraíba

Aos meus pais Maria da Penha e Marcos Antônio (in memoriam).

À minha avó Maria da Nóbrega.

Aos professores que me auxiliaram na construção do conhecimento.

A todos que verdadeiramente acreditaram no meu potencial.

AGRADECIMENTOS

Aos orientadores (Prof. Dr. Lourivaldo Mota Lima e Prof. Dr. Carlos Antonio Costa dos Santos) pelos ensinamentos ao longo desta caminhada.

A Universidade Federal de Campina Grande (UFCG).

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq).

A Empresa Estadual de Pesquisa Agropecuária da Paraíba (Emepa-PB).

Ao Instituto Nacional de Meteorologia (Inmet).

A todos, meus sinceros agradecimentos!!!

“Eu acredito no Deus que criou os homens, e não no Deus que os homens criaram.”

(Voltaire)

RESUMO

A temperatura do solo pode ser considerada um dos elementos ambientais de maior importância para o desenvolvimento das plantas. A representação matemática é obtida a partir de uma função harmônica (senoidal) do tempo em torno de um valor médio e, em particular, a principal limitação está centrada no fato de se aplicar somente a dias sem nuvem (situação idealizada que difere do dia-a-dia). A cobertura de nuvem é o fenômeno atmosférico que intervém de maneira mais significativa na incidência de radiação solar à superfície e, por conseguinte, deve influir consideravelmente na variabilidade térmica diária do solo. Neste contexto, a presente pesquisa busca compreender a possível relação existente entre as variáveis. A cobertura de nuvem é estimada através de um método proposto e, ao realizar a devida validação, emprega-o a fim de investigar a possível relação existente com a variabilidade térmica diária do solo. Os resultados indicam que as variáveis estão inversamente relacionadas e, por sua vez, o coeficiente de correlação apresenta-se bastante expressivo em todo o perfil vertical do solo. Mediante o exposto, a cobertura de nuvem deve ser incorporada ao modelo matemático a fim de aprimorá-lo. A incorporação é efetuada a partir da reestruturação matemática e, conseqüentemente, obtiveram-se resultados satisfatórios para a amplitude térmica do solo (principalmente, para as regiões mais profundas). Finalmente, possibilitou-se identificar a existência de uma significativa relação solo-atmosfera.

Palavras chave: Temperatura do solo; Cobertura de nuvem; Variabilidade térmica diária.

ABSTRACT

Soil temperature can be considered one of the most important environmental elements for the development of plants. The mathematical representation is obtained from a harmonic (sinusoidal) function of time around an average value and, in particular, the main limitation is centered on the fact that it applies only to days without clouds (an idealized situation that differs from day-to-day). Cloud cover is the atmospheric phenomenon that plays a more significant role in the incidence of solar radiation at the surface and, therefore, should significantly influence the daily thermal variability of the soil. In this context, the present research aims to understand the possible relationship between those variables. The cloud cover is estimated through a proposed method and, when performing the validation, uses it to investigate the relationship with the daily thermal variability of the soil. The results indicate that the variables are inversely related and, in turn, the correlation coefficient is very expressive throughout the vertical soil profile. Thus, the cloud cover should be incorporated into the mathematical model to improve it. The incorporation is done from the mathematical restructuring and, consequently, satisfactory results were obtained for the thermal amplitude of the soil (mainly, for the deeper regions). Finally, it became possible to identify the existence of a significant soil-atmosphere relationship.

Keywords: Soil temperature; Cloud cover; Daily thermal variability.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Condução de calor unidimensional através de um elemento de volume em uma extensa parede plana.....24
- Figura 2.** Localização geográfica da área em estudo (A: Estado da Paraíba; B: Município de Campina Grande) e a estação meteorológica instalada na Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA-Algodão) (C).....33
- Figura 3.** Localização geográfica da área em estudo (A: Estado da Paraíba; B: Município de Lagoa Seca) e a estação meteorológica instalada na Estação Experimental de Lagoa Seca (C).
.....34
- Figura 4.** Ajuste linear simples empregue na dispersão entre R_g/R_o e n/N , referente aos anos de 2007 a 2014, para o município de Campina Grande-PB.....41
- Figura 5.** Cobertura de nuvem para o município de Campina Grande-PB, referente aos anos de 2007 a 2014, estimada a partir de variáveis distintas: A) Dados de n (CN); B) Dados de R_g (CN*).....43
- Figura 6.** Confronto entre as estimativas da cobertura de nuvem (CN e CN*), referente aos anos de 2007 a 2014, para o município de Campina Grande-PB.45
- Figura 7.** Comportamento térmico do solo de Lagoa Seca-PB, observado ao longo de todo o ano de 2009, referente às seguintes profundidades: 5cm (A), 15cm (B), 30cm (C) e 50cm (D).
.....46
- Figura 8.** Comportamento térmico do solo de Lagoa Seca-PB, observado ao longo de todo o ano de 2010, referente às seguintes profundidades: 5cm (A), 15cm (B), 30cm (C) e 50cm (D).
.....47
- Figura 9.** Comportamento térmico do solo de Lagoa Seca-PB, observado ao longo de todo o ano de 2011, referente às seguintes profundidades: 5cm (A), 15cm (B), 30cm (C) e 50cm (D).
.....48
- Figura 10.** Comportamento térmico do solo de Lagoa Seca-PB, observado ao longo de todo o ano de 2012, referente às seguintes profundidades: 5cm (A), 15cm (B), 30cm (C) e 50cm (D).
.....49

Figura 11. Comportamento térmico do solo de Lagoa Seca-PB, observado ao longo de todo o ano de 2013, referente às seguintes profundidades: 5cm (A), 15cm (B), 30cm (C) e 50cm (D).	50
Figura 12. Cobertura de nuvem (linha vermelha) e amplitude térmica diária (linha preta) para o município de Lagoa Seca-PB, observadas ao longo dos anos de 2009 a 2013, referente às seguintes profundidades: 5cm (A), 15cm (B), 30cm (C) e 50cm (D).....	53
Figura 13. Cobertura de nuvem (linha vermelha) e coeficiente de variação (linha preta) para o município de Lagoa Seca-PB, observados ao longo dos anos de 2009 a 2013, referente às seguintes profundidades: 5cm (A), 15cm (B), 30cm (C) e 50cm (D).....	54
Figura 14. Coeficiente de correlação entre as seguintes variáveis: (A) cobertura de nuvem e a amplitude térmica do solo; (B) cobertura de nuvem e o coeficiente de variação.	55
Figura 15. Ajuste polinomial no coeficiente de correlação (cobertura de nuvem e amplitude térmica), para as seguintes estações: (A) verão; (B) outono; (C) inverno; (D) primavera.....	56
Figura 16. Ajuste polinomial no coeficiente de correlação (cobertura de nuvem e coeficiente de variação), para as seguintes estações: (A) verão; (B) outono; (C) inverno; (D) primavera.	57
Figura 17. Ajuste linear simples empregue na dispersão entre CN* e A, referente aos anos de 2009 a 2013, para o município de Lagoa Seca-PB.	60
Figura 18. Amplitude térmica para o município de Lagoa Seca-PB, referente aos anos de 2009 a 2013, obtida da seguinte maneira: A) Mensurada; B) Estimada.....	61

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Classificação do coeficiente de correlação (Fonte: Devore, 2006).....	39
Tabela 2. Classificação do índice de desempenho (Fonte: Zonta et al., 2012).....	40
Tabela 3. Erro médio (EM), erro absoluto médio (EAM) e raiz quadrada do quadrado médio do erro (RQME) calculados a partir da análise comparativa entre a amplitude térmica mensurada e estimada.....	62

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	15
1.1 Objetivos	16
1.1.1 Objetivo geral.....	16
1.1.2 Objetivos específicos.....	16
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	18
2.1 A atmosfera terrestre	18
2.1.1 Radiação solar	19
2.1.2 Cobertura de nuvem	20
2.2 O solo	21
2.2.1 Fluxo de calor no solo	22
2.2.2 A temperatura do solo.....	26
2.2.3 Regime térmico do solo	28
2.2.3.1 Ciclo térmico diário.....	28
2.2.3.2 Ciclo térmico anual.....	30
3. MATERIAL E MÉTODOS	32
3.1 Área de estudo	32
3.1.1 Área de estudo I (Campina Grande-PB).....	32
3.1.2 Área de estudo II (Lagoa Seca-PB).....	33
3.2 Dados.....	34
3.2.1 Dados I (Campina Grande-PB)	35
3.2.2 Dados II (Lagoa Seca-PB)	35
3.3 Estimativa da cobertura de nuvem.....	35

3.3.1 Modelo de Angström-Prescott	36
3.3.2 Método Proposto	36
3.4 Análise descritiva.....	38
3.4.1 Coeficiente de correlação linear.....	38
3.4.2 Coeficiente de variação.....	39
3.4.3 Índice de concordância	39
3.4.4 Índice de desempenho	40
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	41
4.1 Cobertura de nuvem	41
4.2 Temperatura do solo.....	45
4.3 A cobertura de nuvem e a variabilidade térmica diária do solo.....	52
4.4 Modelo matemático.....	58
5. CONCLUSÕES	64
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	65
APÊNDICE A	77
APÊNDICE B	80
APÊNDICE C	82

1. INTRODUÇÃO

A radiação solar é responsável por desencadear grande parte dos processos químicos, físicos e biológicos no sistema solo-planta-atmosfera (Beruski et al., 2015; Yildirim et al., 2017). Esta é a principal fonte energética para os fenômenos que ocorrem no planeta e, neste contexto, pode ser considerada uma das mais importantes variáveis meteorológicas em estudos agroambientais (Borges et al., 2010; Carvalho et al., 2011). Ao interceptar à superfície é concedida quantidade significativa de energia que, entre outros aspectos, propicia o aquecimento do solo. Mediante o exposto, apresenta-se como a principal condicionante para a temperatura do solo (Reichardt e Timm, 2004; Dornelas et al., 2006; Souza et al., 2011; Andrade Júnior et al., 2012).

A temperatura do solo pode ser considerada um dos elementos ambientais de maior importância para o desenvolvimento das plantas (Prevedello, 1996). De acordo com Gasparim et al. (2005), a temperatura do solo está intimamente relacionada aos processos de interação solo-planta, intervindo diretamente nos seguintes processos: germinação de sementes, velocidade de crescimento, atividade funcional do sistema radicular, desenvolvimento de moléstias, etc. Em algumas situações, o crescimento das partes aéreas das plantas (caules, ramos, folhas e flores) possui uma relação com a temperatura do solo superior a temperatura do ar (Alvalá et al., 2002). Segundo Mota (1983), a temperatura do solo é de maior significação ecológica para a vida vegetal do que a temperatura do ar.

O conhecimento do comportamento térmico do solo é essencial aqueles que trabalham na agricultura, principalmente para regiões e épocas do ano nas quais sua variação possa inibir ou prejudicar o desenvolvimento de determinada cultura (Azevedo e Galvani, 2003; Gasparim et al., 2005). Medições de temperatura em diferentes profundidades do solo são frequentemente realizadas em estações meteorológicas, no entanto, pouco se utiliza de tal acervo de dados uma vez que grande parte dos estudos não considera o fator térmico como limitante a produção agrícola (atribuem maior ênfase ao fator hídrico). As informações obtidas, ao mesmo tempo em que são indispensáveis para fins agrícolas, apresentam-se essenciais na determinação das taxas e direções dos processos físicos que ocorrem no solo (Hillel, 2004). Além disso, são de significativa importância em estudos que investigam as trocas de energia e massa no sistema solo-atmosfera (Tyagi e Satyanarayana, 2010).

As variações na radiação solar à superfície, oriundas do movimento de rotação (dia-noite) e translação (verão-inverno) da Terra, determinam a existência de dois ciclos de temperatura do solo: o ciclo térmico diário e o ciclo térmico anual. Estes apresentam a nítida variabilidade (dia-a-dia e ano-a-ano) e, por conseguinte, constituem-se em indicadores da possível influência de fatores externos nos ciclos térmicos. Por outro lado, a cobertura de nuvem é uma componente essencial no balanço de energia da Terra (intervém diretamente no processo de atenuação da radiação solar). Os efeitos radioativos são abrangentes, podendo contribuir tanto para o resfriamento como para o aquecimento da superfície, em que os efeitos locais podem ser superiores a média global. As estimativas instantâneas dos efeitos radioativos para ondas curtas podem alcançar -400Wm^{-2} e, em contrapartida, para as ondas longas podem ultrapassar o valor de 100Wm^{-2} (Allan, 2011).

Mediante o exposto, a presente pesquisa está centrada na seguinte hipótese: a cobertura de nuvem influi significativamente para a variabilidade térmica diária do solo. Em particular, os efeitos da cobertura de nuvem são negligenciados pelo modelo destinado a estimativa da temperatura do solo (Reichardt e Timm, 2004). Segundo os autores, a principal limitação desta representação matemática está centrada no fato de se aplicar somente a dias sem nuvem (situação idealizada que difere do dia-a-dia). A fim de aprimorá-lo, justificam-se as pesquisas dedicadas a compreender aquela possível relação existente entre a cobertura de nuvem e a variabilidade térmica diária do solo.

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo geral

Compreender a possível relação existente entre a cobertura de nuvem e a variabilidade térmica diária do solo.

1.1.2 Objetivos específicos

Os objetivos específicos são:

- Propor um método destinado a estimativa da cobertura de nuvem;
- Avaliar o desempenho do método proposto;
- Analisar o comportamento térmico do solo (especificamente, no que diz respeito à quatro profundidades distintas);

- Investigar a relação entre a cobertura de nuvem e a variabilidade térmica diária do solo;
- Determinar o grau de relação entre as variáveis;
- Reestruturar o modelo destinado a estimativa da temperatura do solo;
- Inserir um termo referente à cobertura de nuvem.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 A atmosfera terrestre

A atmosfera terrestre é o invólucro gasoso em torno do planeta (Salby, 2012; Thomas, 2016). Mantida pela ação gravitacional, apresenta densidade máxima à superfície e torna-se rarefeita com a altitude (Mendonça e Danni-Oliveira, 2007). Constitui-se a partir de diferentes gases tais como o nitrogênio (N_2), oxigênio (O_2), dióxido de carbono (CO_2), ozônio (O_3), vapor d'água (H_2O), etc. (Ahrens, 2010). Apesar da menor proporção, estes últimos exercem importantes funções devido às propriedades radiativas e termodinâmicas (Saha, 2008). O ozônio é capaz de absorver a radiação solar ultravioleta que, em particular, mostra-se altamente nociva a vida (Varejão-Silva, 2006). Mediante o exposto, a atmosfera terrestre propicia a existência de vida no planeta ao desempenhar uma função protetora (Lima, 2005).

Na atmosfera terrestre há significativa variabilidade vertical de inúmeros aspectos tais como composição, temperatura, umidade, pressão, etc. (Vianello e Alves, 2000). Desta maneira, costuma-se dividi-la em várias camadas cada qual com características específicas. Segundo o critério térmico, esta é dividida em quatro camadas (troposfera, estratosfera, mesosfera e termosfera) as quais são separadas por três zonas de transição (tropopausa, estratopausa e mesopausa) (Andrews, 2010). Para fins meteorológicos, a troposfera é a camada mais relevante visto que nela ocorrem a maioria dos fenômenos de interesse daquela ciência (Vianello e Alves, 2000; Varejão-Silva, 2006). Estende-se desde à superfície até 16 km de altitude (região equatorial) e, por sua vez, concentra a maior parte da água contida na atmosfera terrestre. Sendo assim, as nuvens ocorrem predominantemente nesta camada (Houze Junior, 2014).

De acordo com Andrews (2010), a atmosfera terrestre é um laboratório natural no qual ocorrem inúmeros processos físicos. A radiação solar ao interceptá-la estará sujeita aos processos de reflexão, absorção e transmissão (Iqbal, 1983). As nuvens são determinantes no processo de atenuação da radiação solar e, conseqüentemente, passam a influir em inúmeros fenômenos à superfície (Souza Echer et al., 2006). A temperatura do solo deve possuir relação direta com a cobertura de nuvem visto que, conforme esta propicia a atenuação da radiação solar, espera-se a progressiva redução na magnitude daquela variável (ou seja, a temperatura do solo torna-se mais moderada). Verifica-se, portanto, uma nítida relação solo-atmosfera que ainda é pouco compreendida pela comunidade científica. Neste contexto, a presente pesquisa

busca compreender a possível relação existente entre a cobertura de nuvem e a variabilidade térmica diária do solo.

2.1.1 Radiação solar

A radiação solar é responsável por desencadear grande parte dos processos químicos, físicos e biológicos no sistema solo-planta-atmosfera (Beruski et al., 2015; Yildirim et al., 2017). Esta é a principal fonte energética para os fenômenos que ocorrem no planeta e, neste contexto, pode ser considerada uma das mais importantes variáveis meteorológicas em estudos agroambientais (Borges et al., 2010; Carvalho et al., 2011). Dentre outros aspectos, apresenta-se como a principal condicionante para a temperatura do ar (bem como a do solo) e para o processo de evapotranspiração (Reichardt e Timm, 2004; Dornelas et al., 2006; Souza et al., 2011; Andrade Júnior et al., 2012). Em particular, mesmo sendo essencial o monitoramento da radiação solar à superfície, a escassez de dados observacionais persiste até os dias atuais.

Mediante o advento das estações meteorológicas automáticas, foram desenvolvidos sensores e dispositivos de aquisição de dados (Carvalho et al., 2011). No entanto, devido ao elevado custo dos equipamentos e frequentes manutenções, dificilmente há o monitoramento da radiação solar à superfície (Buriol et al., 2012; Das et al., 2015). O número reduzido se faz nítido visto aquele referente a temperatura do ar e a precipitação pluvial (Liu et al., 2012; Jahani et al., 2017). Na China, este é realizado por apenas 4% daquelas que compõem a rede nacional de observação meteorológica (Liu et al., 2012). Sendo assim, podem ser obtidas estimativas através de modelos matemáticos que diferem pelo grau de complexidade e pelas variáveis de entrada (Belúcio et al., 2014).

Há vários modelos destinados a estimativa da radiação solar à superfície (Çelik et al., 2016; Liu et al., 2017). Alguns modelos requerem o uso de diferentes variáveis meteorológicas (umidade relativa, precipitação pluvial, pressão do vapor d'água, temperatura do ar, etc.), tornando-os inviáveis para fins práticos (Santos et al., 2014; Liu et al., 2015). Os utilizados amplamente são aqueles considerados mais simples e, com relação aos demais, destaca-se o modelo estatístico de Angström-Preseott (Silva et al., 2017). Este realiza a estimativa baseado em dados de insolação na qual, diferentemente da radiação solar à superfície, configura-se uma variável meteorológica amplamente disponível (Pelkowski, 2009). Nesta pesquisa, será reestruturado com o objetivo de estimar a cobertura de nuvem.

2.1.2 Cobertura de nuvem

A Terra está envolta quase que permanentemente por uma cobertura de nuvem e, em determinados momentos, chega a cobrir cerca de 50% da área total do planeta (Salby, 2012). Nuvem é qualquer conjunto visível de gotículas d'água e/ou cristais de gelo em suspensão na atmosfera (Varejão-Silva, 2006; Ahrens, 2010). Sua origem está associada a condensação do vapor d'água em torno daquelas partículas suspensas na atmosfera (núcleos de condensação) (Andrews, 2010; Houze Júnior, 2014). Estas assumem características físicas específicas e, de acordo com critérios estabelecidos, são classificadas em diferentes gêneros. Em geral, visto que possuem elevada capacidade de atenuação da radiação solar, tornam-se agentes significativos no balanço de energia do planeta (Souza Echer et al., 2006).

As nuvens são responsáveis pela modulação da radiação solar à superfície e, considerando a influência em inúmeros fenômenos, torna-se necessário o respectivo monitoramento (Alados et al., 2000; Moura et al., 2016). Os parâmetros macroscópicos, tal como a cobertura de nuvem (fração da abóbada celeste coberta pela presença de nuvens), são tradicionalmente determinados a partir da inspeção visual do céu por observadores treinados (Souza Echer et al., 2006; Cazorla et al., 2008; Liu et al., 2011; Assireu et al., 2012). Devido à subjetividade intrínseca, pesquisas têm como objetivo o desenvolvimento de metodologias para monitorar e/ou estimar a cobertura de nuvem (Li et al., 2011; Souza Echer et al., 2013). Hoyt (1977) propôs um método para a estimativa da cobertura de nuvem, no qual, utiliza-se os dados de insolação (intervalo de tempo em que o disco solar permanece visível, entre o nascimento e o ocaso do Sol, para um observador localizado em certo ponto da superfície terrestre) (Vianello e Alves, 2000; Varejão-Silva, 2006).

A insolação é monitorada através de equipamentos à superfície e, aquele normalmente instalado nas estações meteorológicas ao redor do mundo, denomina-se de Heliógrafo de Campbell-Stokes. Este foi desenvolvido por John Francis Campbell (1821-1885) no ano de 1853 e, posteriormente, aperfeiçoado por George Gabriel Stokes (1819-1903) no ano de 1879 (Sanchez-Lorenzo et al., 2013). O equipamento é constituído pela esfera de vidro/cristal e, à medida que converge os raios solares, propicia a queima de uma fita de papel graduada (indicando a desobstrução do disco solar). Conforme é interrompida, indica-se a presença de nuvens no céu (indicando a obstrução do disco solar). O observador realiza a leitura desta fita de papel graduada e, conseqüentemente, determina-se o valor da insolação. Em particular, além

da subjetividade intrínseca associada ao procedimento supracitado, o equipamento apresenta limitações de ordem técnica (reflexo da elementaridade).

O Heliógrafo de Campbell-Stokes apresenta limitações na detecção de certas nuvens (tais como as cirros) e, além disso, torna-se ineficiente para o ângulo zenital superior a 85° (Hoyt, 1977; Badescu, 1991). As pesquisas foram realizadas a fim de desenvolver equipamentos para o emprego de técnicas sofisticadas e, em particular, destaca-se aquela que utiliza imagens do céu obtidas por câmeras à superfície (*all-sky*) (Souza Echer et al., 2006; Souza Echer et al., 2013). Em virtude dos elevados custos, restringe-se a uma pequena parcela da comunidade científica. O Heliógrafo de Campbell-Stokes é utilizados até os dias atuais e, apesar do custo inferior aos equipamentos eletrônicos, encontra-se indisponível para muitas localidades. Por conseguinte, na presente pesquisa é proposto um método a fim de estimar a cobertura de nuvem (a partir da radiação solar à superfície). A partir deste, investiga-se a possível relação existente entre a cobertura de nuvem e a variabilidade térmica diária do solo.

2.2 O solo

Solo é o material mineral e/ou orgânico não consolidado, presente na superfície da Terra, que serve como um meio natural para o crescimento das plantas terrestres (Gregorich et al., 2001; Soil Science Society of America, 2008). O processo natural de formação (pedogênese) está diretamente associado ao intemperismo da rocha matriz quando exposta à superfície terrestre (Becker, 2008). De acordo com Jenny (1941), os fatores que condicionam o intemperismo são: clima, organismos vivos, relevo, material de origem (rocha matriz) e o tempo. Estes, devido à significativa variabilidade espacial e/ou temporal, propiciam o surgimento de características específicas. A partir destas, o solo é classificado segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS) (Embrapa, 2006).

Segundo Prevedello (1996), o solo pode ser considerado um sistema multicomponente integrado por uma fração sólida (partículas do solo), líquida (solução do solo) e gasosa (atmosfera do solo). A fração sólida é oriunda da rocha matriz (partículas minerais) e dos compostos orgânicos de origem vegetal e/ou animal (partículas orgânicas) nos mais variados graus de transformação (Moreira et al., 2013). A fração líquida é a solução aquosa que contém substâncias dissolvidas de natureza orgânica e inorgânica (Brady e Weil, 2013). A fração gasosa é análoga ao ar atmosférico que circula livremente sobre à superfície e, em particular, divergem nos teores dos gases que os compõem (Reichardt e Timm, 2004). O equilíbrio entre as últimas

frações, a fim de garantir o adequado suprimento de ar e água, mostra-se essencial para o crescimento satisfatório das plantas.

O solo desempenha funções vitais para a manutenção da vida na Terra (Schoonover e Crim, 2015). Segundo Brady e Weil (2013), realizam as seguintes funções ecológicas: agem como o principal meio para o crescimento das plantas, regulam o abastecimento d'água, reciclam matérias-primas e produtos residuais, fornecem o habitat para muitos tipos de organismos e servem como um meio importante para a engenharia na construção civil. Além disso, propiciam as plantas: água, ar, elementos nutrientes, proteção contra toxinas e sustentação física. Porém, visto que a crescente urbanização propicia a sociedade um menor contato direto, esquece-se o quanto é necessário para a prosperidade e sobrevivência. A utilização de maneira adequada irá garantir as demandas das gerações atuais e futuras. Para isto, faz-se necessário o respectivo conhecimento (Moreira et al., 2013). Neste contexto, são essenciais as pesquisas que se dedicam a compreensão dos fenômenos que ocorrem no solo.

2.2.1 Fluxo de calor no solo

As variações diurnas na incidência de radiação solar à superfície do solo fazem com que a temperatura deste esteja em permanente alteração, impossibilitando o equilíbrio térmico na direção vertical (Gardner et al., 1999). Neste contexto, pode-se afirmar com veemência que há através do solo um fluxo de calor ininterrupto e significativo (Otinla e Oladiran, 2013). O calor é definido como a forma de energia que pode ser transferida entre dois pontos em consequência da diferença de temperatura entre estes (Çengel e Ghajar, 2012). A força motriz para o processo de transferência de calor é a presença de um gradiente térmico, sendo o fluxo em direção a região de menor temperatura. Este, por sua vez, cessa a partir do momento em que o equilíbrio térmico é alcançado.

A transferência de calor pode ocorrer mediante três mecanismos distintos: condução, convecção e radiação. O fluxo de calor no solo é oriundo do processo de condução e convecção intra-porosa (Moura e Querino, 2010). Em geral, visto que o movimento de água no interior do solo ocorre de maneira significativamente lenta, despreza-se a convecção intra-porosa. A condução é, sem dúvida, aquele que predomina nos solos (Reichardt e Timm, 2004). Este processo consiste na transferência de energia das partículas mais energéticas de determinado meio para aquelas adjacentes menos energéticas, proveniente da interação entre estas. Em particular, a taxa de condução de calor através de determinado meio depende das características deste (constituição, espessura, etc.).

Considere a condução de calor em regime permanente através de uma grande parede plana de espessura $\Delta z = L$ e área superficial A . Além disso, suponha que a diferença de temperatura entre ambas as superfícies seja igual a $\Delta T = T_2 - T_1$. Os experimentos mostram que a taxa de transferência de calor (\dot{Q}) através da parede dobra quando aquela diferença de temperatura (ΔT) ou área (A) é também dobrada, mas é reduzida à metade quando a sua espessura (L) é dobrada (Çengel e Ghajar, 2012). Portanto, conclui-se que a taxa de condução de calor através de uma camada plana é proporcional à diferença de temperatura através desta e à área de transferência de calor, mas inversamente proporcional à sua espessura. Assim,

Taxa de condução de calor \propto (Área)(Diferença de temperatura)/(Espessura)

ou

$$\dot{Q}_{\text{cond}} = kA \frac{T_1 - T_2}{\Delta z} = -kA \frac{\Delta T}{\Delta z} \quad (1)$$

de modo que no caso limite de $\Delta z \rightarrow 0$ esta se reduz à forma diferencial

$$\dot{Q}_{\text{cond}} = -kA \frac{dT}{dz} \quad (2)$$

sendo denominada lei de Fourier da condução térmica, em referência a Jean Baptiste Joseph Fourier (1768-1830). Este, em manuscrito intitulado *Mémoire sur la propagation de la chaleur*, apresentou a formulação correta da lei de condução do calor no ano de 1807 (Pifer e Aurani, 2015). Contudo, a sua publicação em versão revisada e ampliada somente ocorreu no ano de 1822, sob o título *Théorie analytique de la chaleur* (Pifer e Aurani, 2015).

Na Equação (2), dT/dz é o gradiente de temperatura naquela direção e a constante de proporcionalidade k é a condutividade térmica do meio. Esta pode ser compreendida como a medida da capacidade de determinado meio em conduzir calor, de modo que uma elevada (baixa) magnitude indica que este é um bom (mau) condutor de calor (Çengel, 2002). A condutividade térmica de determinado meio, e em particular a do solo, é função das características individuais dos diferentes constituintes que o compõem. No solo o conteúdo de ar e água variam continuamente no tempo e, além disso, a composição deste é raramente homogênea ao longo do seu perfil vertical (Hillel, 2004). Neste contexto, pode-se dizer que a condutividade térmica do solo é uma propriedade variável no tempo e espaço. Em geral, a fim de anular a variabilidade espacial da condutividade térmica do solo, este é normalmente considerado um meio isotrópico (propriedades uniformes em todas as direções).

O processo de transferência de calor pode ser classificado como unidimensional, bidimensional ou tridimensional. A condução de calor em um meio é, em geral, tridimensional. No entanto, certas situações possibilitam simplificá-lo a um simples caso unidimensional visto que este apresenta magnitude significativa em uma única direção (Çengel e Ghajar, 2012). A condução de calor no solo pode ser considerada unidimensional em virtude deste apresentar-se significativo apenas através do seu perfil vertical (no plano horizontal as suas magnitudes são desprezíveis). Considere uma extensa camada plana de solo na qual está contido um elemento de volume de espessura Δz , como mostra a Figura 1:

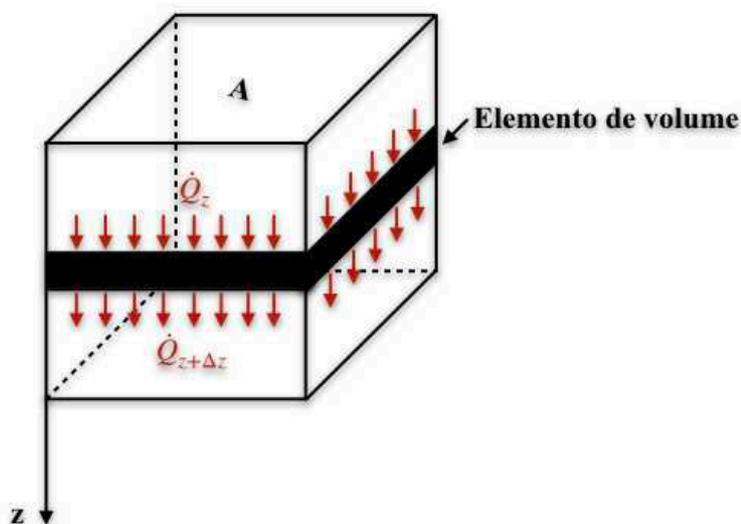


Figura 1. Condução de calor unidimensional através de um elemento de volume em uma extensa parede plana.

Suponha que esta camada de solo possua uma determinada densidade (ρ), calor específico (c) e área superficial normal a direção de transferência de calor (A). O balanço de energia do elemento de volume durante um pequeno intervalo de tempo (Δt) pode ser expresso da seguinte maneira (Holman, 2010; Çengel e Ghajar, 2012):

$$(\text{Taxa de condução de calor em } z) - (\text{Taxa de condução de calor em } z + \Delta z) + (\text{Taxa de geração de calor dentro do elemento de volume}) = (\text{Taxa de variação da energia contida no elemento de volume})$$

Ou

$$\dot{Q}_z - \dot{Q}_{(z+\Delta z)} + \dot{E}_{ger,elem} = \frac{\Delta E_{elem}}{\Delta t} \quad (3)$$

Há no solo algumas reações químicas que liberam energia durante o processo e, conseqüentemente, podem ser consideradas fontes secundárias de calor para aquele meio. No entanto, este fenômeno é frequentemente desconsiderado visto que propicia alterações quase que imperceptíveis no solo. Deste modo, a Equação (3) pode ser reescrita da seguinte maneira:

$$\dot{Q}_z - \dot{Q}_{(z+\Delta z)} = \frac{\Delta E_{elem}}{\Delta t} \quad (4)$$

Em particular, a variação da energia contida no elemento de volume é expressa da seguinte maneira:

$$\Delta E_{elem} = E_{(t+\Delta t)} - E_t = Q \quad (5)$$

Na Equação (5), $E_{(t+\Delta t)}$ e E_t fazem referência a energia deste no instante final e inicial, respectivamente. Além disso, a quantidade líquida de calor transferida durante todo o processo está representada pela variável Q . Esta, por sua vez, é obtida mediante a seguinte equação:

$$Q = mc\Delta T = \rho cV(T_{(t+\Delta t)} - T_t) = \rho cA\Delta z(T_{(t+\Delta t)} - T_t) \quad (6)$$

Na Equação (6), as variáveis estão relacionadas as seguintes propriedades do elemento de volume: m é a massa, ρ é a densidade, c é o calor específico, V é o volume, A é a área superficial, Δz é a espessura e ΔT é a variação de temperatura. Além disso, $T_{(t+\Delta t)}$ e T_t fazem referência a temperatura deste no instante final e inicial, respectivamente.

Realizando as devidas substituições na Equação (4), obtém-se:

$$\dot{Q}_z - \dot{Q}_{(z+\Delta z)} = \rho cA\Delta z \frac{T_{(t+\Delta t)} - T_t}{\Delta t} \quad (7)$$

Dividindo por $A\Delta z$, resulta em:

$$-\frac{1}{A} \frac{\dot{Q}_{(z+\Delta z)} - \dot{Q}_z}{\Delta z} = \rho c \frac{T_{(t+\Delta t)} - T_t}{\Delta t} \quad (8)$$

Na situação limite em que $\Delta z \rightarrow 0$ e $\Delta t \rightarrow 0$, considerando a definição de derivada e a lei da condução de calor de Fourier, esta passa a ser reescrita na forma diferencial:

$$\frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial z} \left(kA \frac{\partial T}{\partial z} \right) = \rho c \frac{\partial T}{\partial t} \quad (9)$$

O solo é normalmente considerado um meio isotrópico a fim de anular a variabilidade espacial da condutividade térmica. Logo, a equação de condução de calor unidimensional é obtida (Gao et al., 2009):

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = \left(\frac{\rho c}{k}\right) \frac{\partial T}{\partial t} \quad (10)$$

Ou

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (11)$$

Deste modo:

$$D = \frac{k}{\rho c} \quad (12)$$

Na Equação (12), D é a difusividade térmica daquele elemento de volume. A difusividade térmica do solo é uma propriedade de natureza física que está associada a velocidade de difusão do calor através do seu perfil vertical (Danelichen e Biudes, 2011; Çengel e Ghajar, 2012). As elevadas magnitudes indicam que há rápida condução de calor e, conseqüentemente, torna-se mais célere o processo de aquecimento e resfriamento. Neste contexto, esta propriedade intervém de maneira crucial nas temperaturas do solo (Gao et al., 2009). Diversos métodos vêm sendo publicados na literatura a fim de determinar *in loco* a difusividade térmica do solo (Silans et al., 2006). Em particular, estes são baseados nas soluções analíticas da equação de condução de calor unidimensional e fazem uso de dados de temperatura do solo (Gao et al., 2009; Lier e Durigon, 2013; Otunla e Oladiran, 2013). Finalmente, vale destacar que esta propriedade é função da umidade, textura, estrutura e densidade do solo (Prevedello, 1996).

2.2.2 A temperatura do solo

A temperatura do solo pode ser considerada um dos elementos ambientais de maior importância para o desenvolvimento das plantas (Prevedello, 1996). De acordo com Gasparim et al. (2005), a temperatura do solo está intimamente relacionada aos processos de interação solo-planta, intervindo diretamente nos seguintes processos: germinação de sementes, velocidade de crescimento, atividade funcional do sistema radicular, desenvolvimento de moléstias, etc. Em algumas situações, o crescimento das partes aéreas das plantas (caules, ramos, folhas e flores) possui uma relação com a temperatura do solo superior a temperatura

do ar (Alvalá et al., 2002). Segundo Mota (1983), a temperatura do solo é de maior significação ecológica para a vida vegetal do que a temperatura do ar.

O conhecimento do comportamento térmico do solo é essencial aqueles que trabalham na agricultura, principalmente para regiões e épocas do ano nas quais sua variação possa inibir ou prejudicar o desenvolvimento de determinada cultura (Azevedo e Galvani, 2003; Gasparim et al., 2005). Medições de temperatura em diferentes profundidades do solo são frequentemente realizadas em estações meteorológicas, no entanto, pouco se utiliza de tal acervo de dados uma vez que grande parte dos estudos não considera o fator térmico como limitante a produção agrícola (atribuem maior ênfase ao fator hídrico). As informações obtidas, ao mesmo tempo em que são indispensáveis para fins agrícolas, apresentam-se essenciais na determinação das taxas e direções dos processos físicos que ocorrem no solo (Hillel, 2004). Além disso, são de significativa importância em estudos que investigam as trocas de energia e massa no sistema solo-atmosfera (Tyagi e Satyanarayana, 2010).

O comportamento térmico do solo está diretamente relacionado ao balanço de energia na interface solo-atmosfera (Azevedo e Galvani, 2003). A radiação solar ao interceptar a superfície do solo concede a este quantidades significativas de energia (calor) que, ao fluir através deste mediante o processo de condução, resulta no aquecimento diário do seu perfil vertical. O fluxo de calor no solo é um importante componente do balanço de energia à superfície e possui relação direta com as suas propriedades térmicas (Moura e Querino, 2010; Otunla e Oladiran, 2013). As propriedades térmicas do solo que intervêm de maneira significativa em seu fluxo de calor são: condutividade térmica, difusividade térmica e o calor específico volumétrico. Estas, por sua vez, são resultantes de um conjunto de fatores nos quais se incluem a textura e composição química do solo (Rao et al., 2005; Danelichen e Biudes, 2011; Carneiro et al., 2014).

Em regiões tropicais, visto a acentuada disponibilidade energética à superfície, é comum o solo assumir temperaturas significativamente elevadas. Neste contexto, considerando os sérios danos que estas podem propiciar ao desenvolvimento das culturas, seria frequentemente benéfico alterar as condições térmicas do solo. A cobertura do solo é uma prática agrícola capaz de alterar parâmetros importantes do microclima, de modo a estabelecer um ambiente favorável para o desenvolvimento das plantas (Gonçalves et al., 2005; Furlani et al., 2008). Esta, ao evitar a incidência direta da radiação solar à superfície, reduz a temperatura do solo durante as horas mais quentes do dia (Castro, 1989; Coelho et al., 2013). De modo análogo, a cobertura de

nuvem deve alterar naturalmente o comportamento térmico do solo (propiciando a variabilidade diária e anual). No entanto, há a carência de pesquisas que se dediquem a respectiva investigação. Logo, a presente pesquisa busca compreender a possível relação existente entre a cobertura de nuvem e a variabilidade térmica diária do solo.

2.2.3 Regime térmico do solo

A radiação solar é responsável por desencadear grande parte dos processos químicos, físicos e biológicos no sistema solo-planta-atmosfera (Beruski et al., 2015). Esta é uma das mais importantes variáveis meteorológicas e, entre outros aspectos, apresenta-se como condicionante para a temperatura do ar e do solo (Dornelas et al., 2006; Borges et al., 2010; Andrade Júnior, 2012). Em particular, considerando as variações na radiação solar à superfície oriundas do movimento de rotação (dia-noite) e translação (verão-inverno) da Terra, há dois ciclos de temperatura do solo: o ciclo térmico diário e o ciclo térmico anual. Neste contexto, partindo do pressuposto de que ambos possuem natureza cíclica, são descritos matematicamente a partir do emprego de uma função harmônica (senoidal).

2.2.3.1 Ciclo térmico diário

Diversas variáveis ambientais apresentam variações cíclicas com o período de 24 horas (ciclo diário) e, por sua vez, são oriundas do movimento de rotação da Terra (Tachinardi, 2012; Moreira et al., 2015). Segundo Shukla (2013), o ciclo térmico diário do solo caracteriza-se pelo aquecimento diurno (temperaturas máximas) e resfriamento noturno (temperaturas mínimas). A representação matemática mais simples é obtida assumindo-se que: a temperatura do solo, para todo o perfil vertical, oscila como uma pura função harmônica (senoidal) do tempo em torno de um valor médio (Hillel, 2004; Lal e Shukla, 2004). Neste contexto, a temperatura para à superfície do solo é expressa da seguinte maneira (Horton et al., 1983):

$$T_{(0,t)} = \bar{T} + T_o \text{sen}(\omega t) \quad (13)$$

Na equação acima, $T_{(0,t)}$ é a temperatura para à superfície ($z = 0$) expressa como uma função do tempo (t), \bar{T} é a temperatura média da superfície (bem como para todo o perfil vertical), T_o é a amplitude de flutuação da temperatura da superfície (diferença entre a temperatura máxima, ou mínima, e o respectivo valor médio) e ω é a velocidade angular de rotação da Terra (o valor desta, quando o argumento da função seno passa a ser expresso em radiano, é $\omega = 7,27 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$). A Equação (13) é a condição de contorno para à superfície do solo (Hillel, 1982; Horton et al., 1983).

Habitualmente convencionase que a temperatura do solo, para uma profundidade teoricamente infinita ($z = \infty$), não varia com o tempo e é igual aquele respectivo valor médio (\bar{T}) (Hillel, 1982; Horton et al., 1983). Na prática, mostra-se válida visto que as temperaturas permanecem constantes nas profundidades em torno de 1 metro (Reichardt e Timm, 2004). A solução da Equação (11), considerando as condições de contorno mencionadas anteriormente, é escrita da seguinte maneira (Jackson e Kirkham, 1958):

$$T_{(z,t)} = \bar{T} + T_o e^{(-z\sqrt{\omega/2D})} \text{sen} \left(\omega t - z\sqrt{\omega/2D} \right) \quad (14)$$

De acordo com Hillel (2004), quando um ponto zero arbitrário (t_0) é introduzido na escala de tempo, esta passa a ser reescrita da seguinte maneira:

$$T_{(z,t)} = \bar{T} + T_o e^{(-z\sqrt{\omega/2D})} \text{sen} \left(\omega t - z\sqrt{\omega/2D} + \phi \right) \quad (15)$$

Na Equação (15), z é a profundidade em análise e ϕ é a constante de fase. Do ponto de vista matemático, a solução de qualquer equação diferencial é uma função que venha a satisfazê-la (Zill, 2012). A Equação (15), a fim de verificar se esta é realmente uma possível solução daquela equação diferencial, deve ser derivada parcialmente com relação ao tempo e duas vezes com relação a profundidade (Apêndice A). Assim, obtém-se que:

$$\frac{\partial}{\partial t}(T) = T_o \omega e^{(-z\sqrt{\omega/2D})} \cos \left(\omega t - z\sqrt{\omega/2D} + \phi \right) \quad (16)$$

e

$$\frac{\partial^2}{\partial z^2}(T) = T_o (\omega/D) e^{(-z\sqrt{\omega/2D})} \cos \left(\omega t - z\sqrt{\omega/2D} + \phi \right) \quad (17)$$

Substituindo-as na Equação (11):

$$T_o \omega e^{(-z\sqrt{\omega/2D})} \cos \left(\omega t - z\sqrt{\omega/2D} + \phi \right) = T_o \omega e^{(-z\sqrt{\omega/2D})} \cos \left(\omega t - z\sqrt{\omega/2D} + \phi \right) \quad (18)$$

A Equação (15), visto que se apresenta satisfeita aquela equação diferencial, é realmente uma solução possível. Deste modo, deve ser amplamente empregue com o objetivo de estimar a temperatura do solo para uma determinada profundidade (z) e tempo (t). Logo, faz-se necessário determinar a magnitude da constante de fase (ϕ) (Apêndice B). Em particular, vale destacar que a equação pode ainda ser reescrita da seguinte maneira (Gao et al., 2009; Guojie et al., 2016):

$$T_{(z,t)} = \bar{T} + T_o e^{(-z/d)} \text{sen}(\omega t - z/d + \phi) \quad (19)$$

Na Equação (19), d é a profundidade de amortecimento. Nesta, a amplitude de flutuação da temperatura é igual a $1/e$ ($1/2,718 = 0,37$) daquele valor observado para a superfície do solo (T_o) (Lal e Shukla, 2004; Shukla, 2013). Esta, por sua vez, é obtida mediante a seguinte maneira (Lier e Durigon, 2013):

$$d = \left(\frac{2D}{\omega} \right)^{1/2} \quad (20)$$

De acordo com as equações, a temperatura do solo varia exponencialmente com a profundidade e senoidalmente com o tempo e a profundidade (Prevedello, 1996). Em particular, a diminuição da amplitude e o aumento de fase com a profundidade, configuram-se fenômenos típicos ao analisar o comportamento térmico do solo (independentemente deste está coberto ou desnudo). Estes, por sua vez, são oriundos da absorção e resistência imposta ao fluxo de calor através do perfil vertical do solo. Sendo assim, há uma relação direta com as propriedades térmicas daquele meio (capacidade calorífica, condutividade e difusividade térmica).

A principal limitação desta representação matemática está centrada no fato de se aplicar somente a dias sem nuvem (Reichardt e Timm, 2004). A cobertura de nuvem é o fenômeno atmosférico que intervém de maneira mais significativa na incidência de radiação solar à superfície (Silva e Echer, 2013; Campos e Alcântara, 2016). Deste modo, além das variações naturais induzidas pela movimentação da Terra, pressupõem-se a existência daquelas associadas a cobertura de nuvem. Finalmente, deve-se analisar detalhadamente como estas variáveis interagem a fim de que os novos modelos passem a incorporar esta informação.

2.2.3.2 Ciclo térmico anual

Há também aquelas variáveis ambientais que apresentam variações cíclicas com o período de 365 dias (ciclo anual) e, por sua vez, são oriundas do movimento de translação da Terra. Este fenômeno, associado a inclinação do eixo terrestre com relação ao plano da eclíptica, fazem com que a energia disponível à superfície varie ao longo do ano (Vianello e Alves, 2000; Varejão-Silva, 2006; Luciano, 2015). Segundo Shukla (2013), o ciclo térmico anual do solo caracteriza-se pelo aquecimento nos meses de verão (temperaturas máximas) e resfriamento nos meses de inverno (temperaturas mínimas). Em particular, à medida que se distância do equador geográfico em direção as regiões de elevadas latitudes, as variações térmicas anuais passam a ser mais significativas (Lal e Shukla, 2004). A representação matemática é análoga

aquela abordada anteriormente para o ciclo térmico diário e, sendo assim, emprega-se novamente uma função harmônica (senoidal).

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Área de estudo

O Estado da Paraíba está localizado na Região Nordeste do Brasil (NEB) e, na área territorial equivalente a 56.340,9 Km², há o total de 223 municípios. Neste estado, a precipitação pluvial é significativamente variável no tempo e espaço (Gomes et al., 2015). Além disso, faz-se nítida a variabilidade de inúmeros aspectos socioambientais. Logo, o estado pode ser segmentado em quatro mesorregiões: Mesorregião do Sertão Paraibano (22.600,7 Km²; 83 municípios), Mesorregião da Borborema (15.489,3 Km²; 44 municípios), Mesorregião do Agreste Paraibano (13.020,0 Km²; 66 municípios) e Mesorregião da Mata Paraibana (5.231,0 Km²; 30 municípios) (Rodríguez, 2002; Nóbrega, 2012). As mesorregiões apresentam características específicas que as diferenciam entre si e, por sua vez, podem ser segmentadas em espaços ainda menores (microrregiões) (Rodríguez, 2002).

A presente pesquisa está centrada na Mesorregião do Agreste Paraibano e, especificamente, na Microrregião de Campina Grande. Esta mesorregião pode ser considerada uma área de transição entre a zona da mata e a zona das caatingas interioranas, de modo que apresenta trechos úmidos como no litoral e trechos secos como no sertão (Rebouças, 1997; Pereira et al., 2002). Encontra-se segmentada em diferentes microrregiões e, particularmente, está inserida a Microrregião de Campina Grande. Os municípios que a compõem são: Boa Vista, Campina Grande, Fagundes, Lagoa Seca, Massaranduba, Puxinanã, Queimadas e Serra Redonda. Finalmente, a presente pesquisa utiliza dados oriundos dos municípios de Campina Grande (7°13'S; 35°52'O; 555 m) e Lagoa Seca (7°10'S; 35°51'O; 634 m).

3.1.1 Área de estudo I (Campina Grande-PB)

Foram utilizados dados obtidos na Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA-Algodão), pertencente ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). De acordo com Azevedo et al. (2015), o clima é classificado como tropical com estação seca de verão (*As*, segundo a classificação climática de Köppen-Geiger). A precipitação pluvial média anual é da ordem de 772,7 mm e, em particular, a estação chuvosa ocorre entre os meses de março a julho (Silva, 2004; Macedo et al., 2011; Diniz, 2013). A temperatura do ar é moderada em decorrência da altitude considerável e, ao longo do ano, varia entre 15°C e 33°C (Silva, 2004; Silva et al., 2010). Além disso, a umidade relativa do ar está entre 75% e 82% (Marinho et al., 2016).

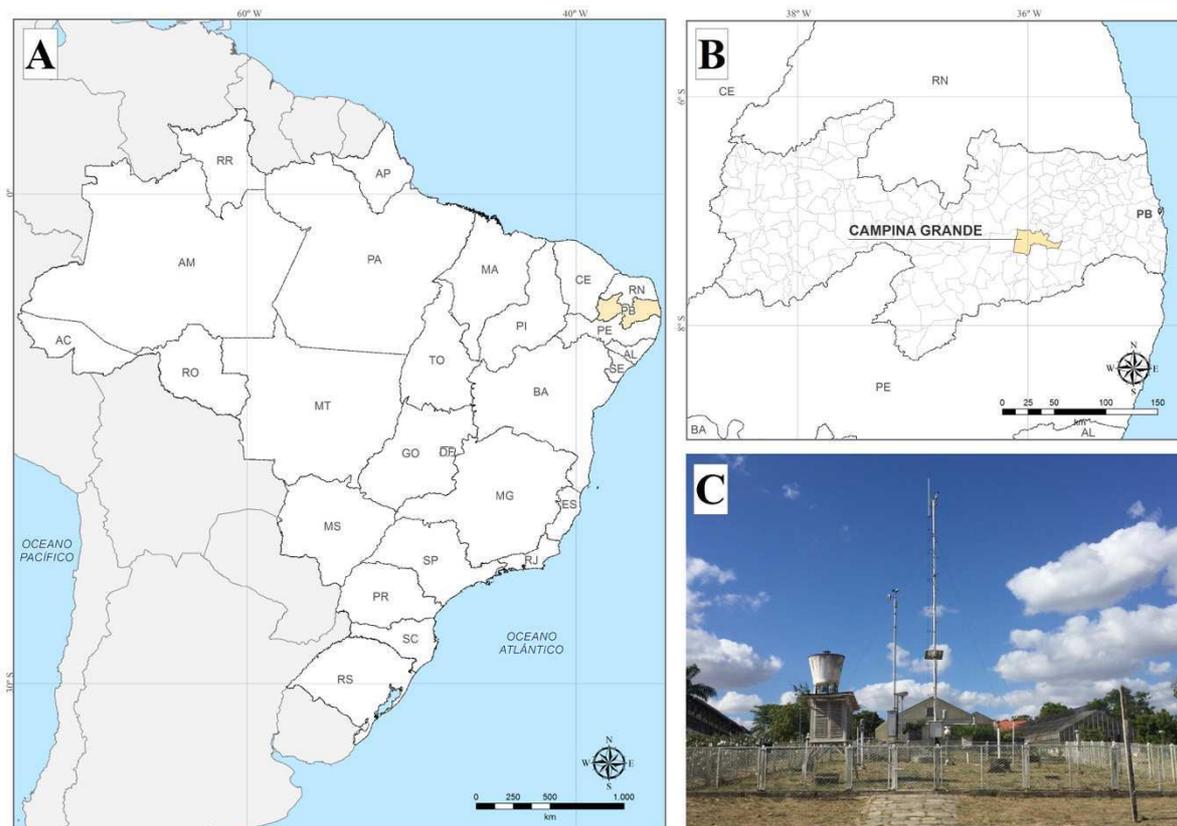


Figura 2. Localização geográfica da área em estudo (A: Estado da Paraíba; B: Município de Campina Grande) e a estação meteorológica instalada na Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA-Algodão) (C).

3.1.2 Área de estudo II (Lagoa Seca-PB)

Foram utilizados dados obtidos na Estação Experimental de Lagoa Seca, pertencente à Empresa Estadual de Pesquisa Agropecuária da Paraíba (EMEPA-PB). De acordo com Araújo (2014), o clima é classificado como tropical com estação seca de verão (*As*, segundo a classificação climática de Köppen-Geiger). A precipitação pluvial média anual é da ordem de 990 mm e, em particular, a estação chuvosa ocorre entre os meses de março a agosto (Araújo, 2014). A temperatura média anual do ar é da ordem de 21,6°C e a umidade relativa da ordem de 65% (Araújo et al., 2010). O solo é classificado como Neossolo Regolítico e, por sua vez, estes não apresentam alterações expressivas em relação ao material originário devido à baixa intensidade de atuação dos processos pedogenéticos (ou seja, apresenta-se pouco desenvolvido) (EMBRAPA, 2006; Pedron, 2007; Santos et al., 2012).

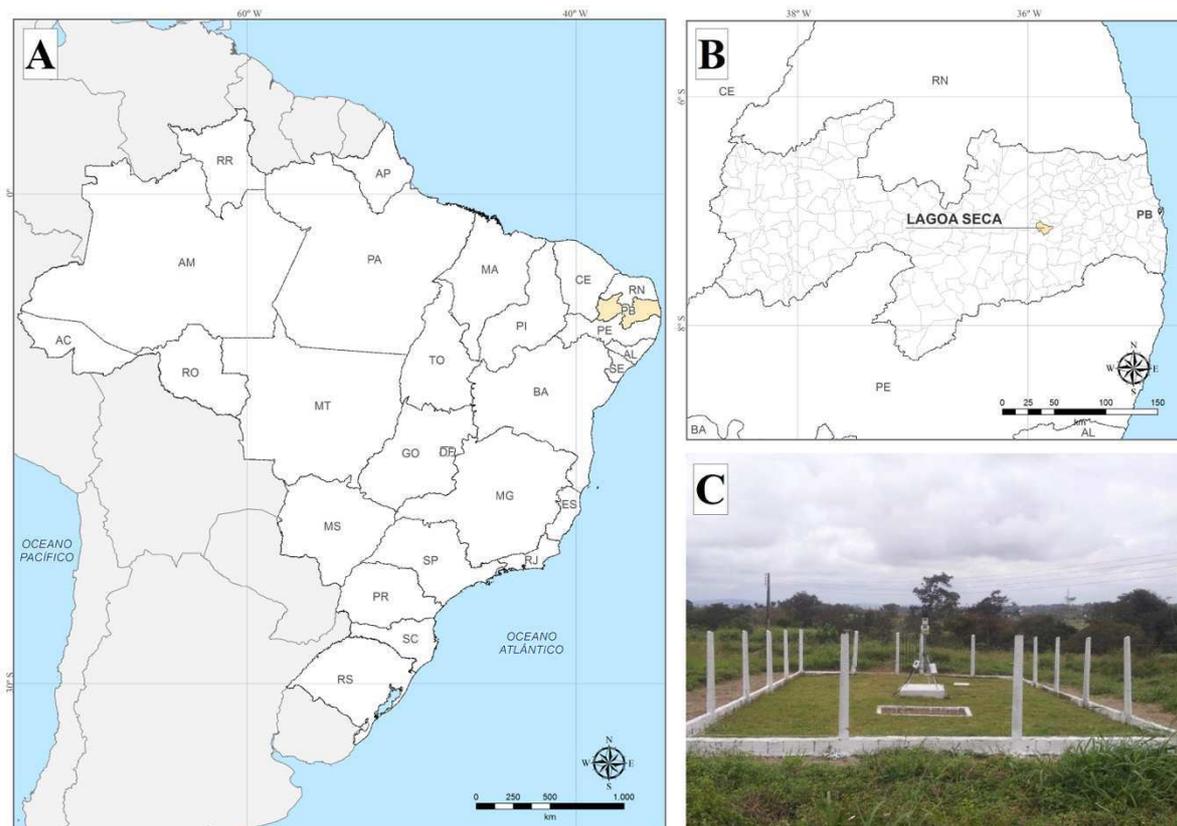


Figura 3. Localização geográfica da área em estudo (A: Estado da Paraíba; B: Município de Lagoa Seca) e a estação meteorológica instalada na Estação Experimental de Lagoa Seca (C).

3.2 Dados

Serão apresentados os detalhes dos dados utilizados na presente pesquisa. Antes disso, faz-se necessário destacar os motivos que propiciaram a escolha de duas localidades distintas (ao invés de uma única localidade). É proposto um método para estimar a cobertura de nuvem através da radiação solar à superfície e, visto a necessidade da respectiva validação, torna-se indispensável o confronto com aquele que estima através da insolação (sendo este, um método consolidado). Inexistem dados de insolação para o município de Lagoa Seca-PB e, conseqüentemente, não há possibilidade de validação. Então, ao buscar uma localidade próxima que dispusesse de tais dados, surgiu como alternativa o município de Campina Grande-PB. A partir da validação, o método pode ser empregue no município de Lagoa Seca-PB (há disponível dados de radiação solar à superfície). Desta maneira, pode-se investigar a possível relação existente entre a cobertura de nuvem e a variabilidade térmica diária do solo.

3.2.1 Dados I (Campina Grande-PB)

Os dados utilizados foram obtidos ao longo dos anos de 2007 a 2014 e, por sua vez, são fornecidos pela estação meteorológica instalada na Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA-Algodão). Dentre os sensores, utilizam-se aqueles que monitoram a insolação (heliógrafo) e a radiação solar à superfície (piranômetro). Esta estação meteorológica foi selecionada devido à disponibilidade e consistência dos dados (em particular, apresentam poucas falhas de ordem técnica). Nesta pesquisa, foram seguidas as regras propostas por Persaud (1997): (1) observações diárias devem ser excluídas caso se desconheça uma das variáveis (insolação ou radiação solar à superfície); (2) observações diárias devem ser excluídas quando aquela razão entre a radiação solar à superfície/radiação solar extraterrestre (ou insolação/fotoperíodo) for superior a 1. Neste contexto, foram excluídos daquela amostra cerca de 15% dos ciclos diários.

3.2.2 Dados II (Lagoa Seca-PB)

Os dados utilizados foram obtidos ao longo dos anos de 2009 a 2013 e, por sua vez, são fornecidos pela estação meteorológica instalada na Estação Experimental de Lagoa Seca. Dentre os sensores, utilizam-se aqueles que monitoram a temperatura do solo (termopar) e a radiação solar à superfície (piranômetro). Em particular, os termopares estão instalados em quatro profundidades distintas: 05, 15, 30 e 50 centímetros. Além disso, o *data logger* está programado a fornecer a magnitude média horária desta variável. O piranômetro fornece o subsídio necessário a fim de estimar a cobertura de nuvem (método proposto). Por conseguinte, torna-se viável investigar a possível relação existente entre ambas as variáveis (cobertura de nuvem e variabilidade térmica diária do solo).

3.3 Estimativa da cobertura de nuvem

Os modelos matemáticos podem ser alterados com o objetivo de aprimorá-los e, neste contexto, está inserido o modelo de Angström-Prescott. Nesta pesquisa, será reestruturado matematicamente no intuito de estimar a cobertura de nuvem. Este, por sua vez, mostra-se essencial àquelas localidades que não dispõem dos dados de insolação (tal como, o município de Lagoa Seca-PB). Em particular, o método proposto utiliza apenas dados de radiação solar à superfície.

3.3.1 Modelo de Angström-Prescott

Modelos podem ser utilizados com objetivo de estimar a radiação solar à superfície (Besharat et al., 2013; Chukwujindu, 2017). Alguns empregam diferentes variáveis como parâmetros de entrada e, desta maneira, limitam-se apenas a análise teórica (Liu et al., 2015). Para fins práticos, normalmente são utilizados aqueles mais simples tais como o modelo de Angström-Prescott (Liu et al., 2015; Silva et al., 2017). Tal modelo apresenta desempenho satisfatório em inúmeros estudos e, por conseguinte, vem sendo largamente empregue nos estudos de radiometria solar (Beruski et al., 2015). Este, por sua vez, faz uso da relação existente entre a insolação e a radiação solar à superfície (Buriol et al., 2012). Matematicamente, o modelo de Angström-Prescott é expresso da seguinte maneira:

$$\frac{R_g}{R_o} = a + b \frac{n}{N} \quad (21)$$

Na Equação (21), R_g é a radiação solar à superfície ($J/m^2 \cdot dia$), R_o é a radiação solar extraterrestre ($J/m^2 \cdot dia$), n é a insolação (horas/dia) e N é o fotoperíodo (horas/dia). Dentre estes, R_o e N são determinados segundo as equações descritas por Iqbal (1983). Os coeficientes (a e b) do modelo são determinados através da regressão linear entre R_g/R_o e n/N . Estes coeficientes refletem as características físicas da camada atmosférica e, além disso, são influenciados pela latitude e altitude do local (Dallacort et al., 2004; Dornelas et al., 2006; Medeiros et al., 2017). Dispondo-os para certa localidade, torna-se amplamente possível a estimativa da radiação solar à superfície.

3.3.2 Método proposto

A cobertura de nuvem está diretamente relacionada ao processo de atenuação da radiação solar e, desta maneira, monitorá-la é essencial para diversas áreas das ciências atmosféricas e ambientais (Echer et al., 2001; Souza Echer et al., 2006). Esta variável denota a fração da abobada celeste coberta pela presença de nuvens (Varejão-Silva, 2006). Estima-se, frequentemente, através da inspeção visual do céu por observadores treinados (Souza Echer et al., 2006; Cazorla et al., 2008; Liu et al., 2011; Assireu et al., 2012). No entanto, estimativa indireta pode ser obtida através da insolação relativa (razão entre a insolação/fotoperíodo) (Custódio et al., 2009; Badescu e Paulescu, 2011a). Em particular, a insolação relativa está inversamente relacionada à cobertura de nuvem (baixa magnitude da insolação relativa indicará

elevada cobertura de nuvem) (Paulescu e Badescu, 2011). Matematicamente, esta estimativa passa a ser obtida da seguinte maneira:

$$CN = 1 - \frac{n}{N} \quad (22)$$

Na Equação (22), CN é a cobertura de nuvem estimada através dos dados de insolação (n). Esta foi inúmeras vezes comparada com as estimativas provenientes da inspeção visual do céu (Hoyt, 1977; Rangarajan et al., 1984; Harrison e Coombes, 1986; Badescu, 1990; Badescu, 1991; Badescu, 1992). A partir destas, considera-se que as estimativas são aproximadamente equivalentes. Hoyt (1977) obteve o coeficiente de correlação entre ambas as estimativas da ordem de 89,2%. A estimativa realizada através da inspeção visual está sujeita a problemas de projeções e, conseqüentemente, há a tendência em superestimar a cobertura de nuvem. Este problema é elucidado ao realizar a estimativa através da insolação relativa e, conseqüentemente, torna-se extremamente vantajoso o emprego deste método (Badescu e Paulescu, 2011b; Brabec et al., 2016). Em particular, visto que as estações meteorológicas nem sempre dispõem dos dados de insolação, faz-se necessário o desenvolvimento de métodos alternativos.

Neste contexto, será utilizado o modelo de Angström-PreScott. Este, por sua vez, pode ser reescrito da seguinte maneira:

$$\frac{n}{N} = \frac{1}{b} \left(\frac{R_g}{R_o} - a \right) \quad (23)$$

Subtraindo-se a unidade:

$$\frac{n}{N} - 1 = \frac{1}{b} \left(\frac{R_g}{R_o} - a \right) - 1 \quad (24)$$

Por fim, multiplicando-se por (-1):

$$1 - \frac{n}{N} = 1 - \frac{1}{b} \left(\frac{R_g}{R_o} - a \right) \quad (25)$$

Logo:

$$CN^* = 1 - \frac{1}{b} \left(\frac{R_g}{R_o} - a \right) \quad (26)$$

Na Equação (26), R_g é a radiação solar global à superfície ($J/m^2 \cdot dia$), R_o é a radiação solar extraterrestre ($J/m^2 \cdot dia$) e, finalmente, a e b são os coeficientes do modelo de Angström-

Prescott. O método proposto tem a vantagem de não utilizar dados de insolação, em contrapartida, requer dados de radiação solar à superfície. A cobertura de nuvem pode ser estimada para localidades tais como o município de Lagoa Seca-PB, visto que apenas dispõem dos dados de radiação solar à superfície. Devido à proximidade, são utilizados os coeficientes determinados para o município de Campina Grande-PB. Finalmente, o método proposto foi previamente avaliado ao ser empregue para duas localidades distintas (Apêndice C).

3.4 Análise descritiva

3.4.1 Coeficiente de correlação linear

O coeficiente de correlação linear de Pearson (ou simplesmente, coeficiente de correlação), denotado pela letra r , mede o grau de associação linear entre duas variáveis quantitativas (Sicsú e Dana, 2012). Este, por sua vez, é obtido da seguinte maneira (Larson e Farber, 2004):

$$r = \frac{n \sum xy - (\sum x)(\sum y)}{\sqrt{n \sum x^2 - (\sum x)^2} \sqrt{n \sum y^2 - (\sum y)^2}} \quad (27)$$

Em que, n é o número de pares de dados, x e y são as variáveis quantitativas. Este coeficiente assume valores entre -1 e 1. Quando o coeficiente de correlação é igual a 1 (-1), diz-se que as duas variáveis possuem uma correlação positiva (negativa) perfeita. Em contrapartida, quando o coeficiente de correlação é igual a 0, diz-se que as variáveis possuem correlação nula (ou seja, as variações de uma variável não estão associadas linearmente às variações da outra variável) (Sicsú e Dana, 2012).

A disposição dos pontos no sistema de eixos coordenados fornece uma indicação do valor do coeficiente de correlação. De acordo com Pinheiro et al. (2009), indica-se a partir da análise que:

- Se os pontos estiverem dispostos em torno de uma reta com inclinação positiva, o valor de r estará entre 0 e +1. Quanto mais próximos esses pontos estiverem da reta, mais próximo r estará de +1;
- Se os pontos estiverem dispostos em torno de uma reta com inclinação negativa, o valor de r estará entre -1 e 0. Quanto mais próximos esses pontos estiverem da reta, mais próximo r estará de -1;

- Se os pontos estiverem bastante dispersos, de modo que não se possa identificar algum tipo de dependência linear entre as variáveis, r estará próximo de 0.

Segundo Devore (2006), o coeficiente de correlação pode ser classificado da seguinte maneira:

Tabela 1. Classificação do coeficiente de correlação (Fonte: Devore, 2006).

r	Definição
0,00 a 0,19	Correlação bem fraca
0,20 a 0,39	Correlação fraca
0,40 a 0,69	Correlação moderada
0,70 a 0,89	Correlação forte
0,90 a 1,00	Correlação muito forte

3.4.2 Coeficiente de variação

O coeficiente de variação, denotado pelas letras cv , mede o grau de dispersão dos dados em termos relativos a seu valor médio. Este, por sua vez, é obtido da seguinte maneira (Spiegel, 1993):

$$cv = \frac{s}{\bar{x}} \quad (28)$$

Em que, s é o desvio padrão e \bar{x} é o respectivo valor médio. Segundo Larson e Farber (2004), o coeficiente de variação pode ser interpretado da seguinte maneira: quanto menor o cv mais homogêneo é o conjunto de dados e quanto maior o cv mais heterogêneo é o conjunto de dados.

3.4.3 Índice de concordância

Tal índice é empregue a fim de determinar a concordância entre variáveis mensuradas e estimadas. Este, por sua vez, é obtido da seguinte maneira (Willmott et al., 1985):

$$d = 1 - \frac{\sum(E - O)^2}{\sum(|E - \bar{O}| + |O - \bar{O}|)^2} \quad (29)$$

Em particular, E é o valor estimado, O é o valor mensurado e \bar{O} é a média dos valores mensurados. Este índice varia entre 0 (nenhuma concordância) e 1 (perfeita concordância).

3.4.4 Índice de desempenho

Tal índice é empregue a fim de determinar o desempenho do modelo proposto. Este, por sua vez, é obtido da seguinte maneira (Camargo e Sentelhas, 1997):

$$c = r \times d \quad (30)$$

Em que, r é o coeficiente de correlação e d é o índice de concordância. Segundo Zonta et al. (2012), o desempenho pode ser classificado da seguinte maneira:

Tabela 2. Classificação do índice de desempenho (Fonte: Zonta et al., 2012)

c	Desempenho
>0,85	Ótimo
0,76 a 0,85	Muito bom
0,66 a 0,75	Bom
0,61 a 0,65	Mediano
0,51 a 0,60	Sofrível
0,41 a 0,50	Mau
≤0,40	Péssimo

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Inicialmente, evidencia-se a divisão em subseções específicas: Subseção 4.1 – Mediante o emprego, avalia-se o desempenho do método proposto para a estimativa da cobertura de nuvem; Subseção 4.2 – Analisa-se o comportamento térmico diário do solo (especificamente, no que diz respeito à quatro profundidades distintas); Subseção 4.3 – Investiga-se a possível relação existente entre a cobertura de nuvem e a variabilidade térmica diária do solo; Subseção 4.4 – Reestrutura-se o modelo matemático utilizado para estimar a temperatura do solo (em particular, através da inserção de uma variável referente à cobertura de nuvem). Dentre outros aspectos, a presente pesquisa é uma contribuição interessante para a melhor compreensão da relação solo-atmosfera.

4.1 Cobertura de nuvem

A cobertura de nuvem será estimada através do método proposto. Particularmente, visto que advém do rearranjo matemático daquele modelo de Angström-Prescott, faz-se necessária a calibração local no intuito de determinar os respectivos coeficientes (a e b). Na Figura 4, determina-os a partir do ajuste linear simples empregue na dispersão entre R_g/R_0 e n/N :

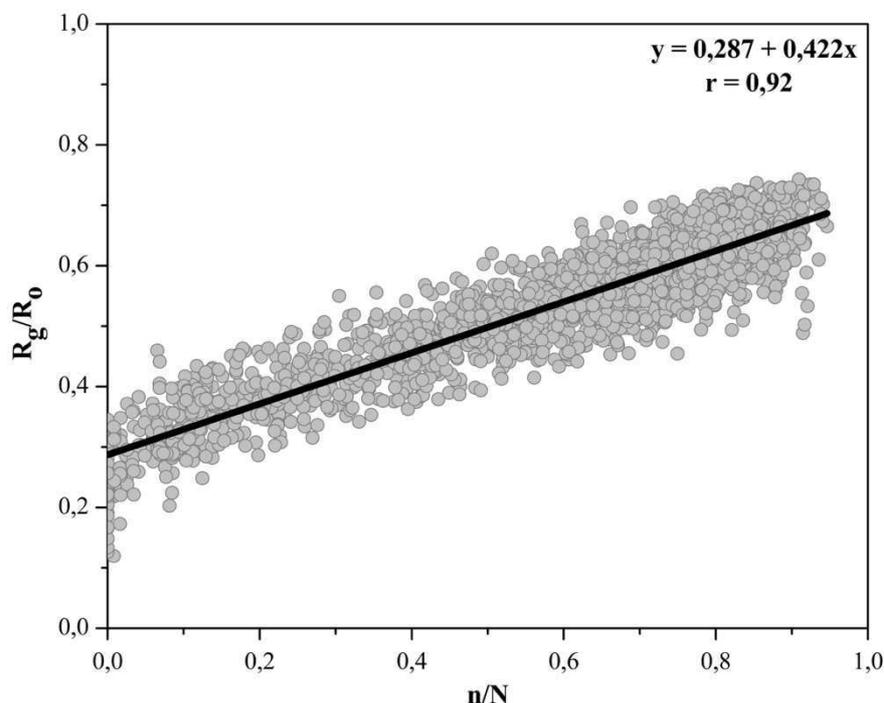


Figura 4. Ajuste linear simples empregue na dispersão entre R_g/R_0 e n/N , referente aos anos de 2007 a 2014, para o município de Campina Grande-PB.

Foram determinados os coeficientes do modelo de Angström-Prescott ($a = 0,287$; $b = 0,422$) e, visto que inexistiam na literatura para a localidade, serão pertinentes aos estudos de radiometria solar. Particularmente, foram determinados para o período geral conforme proposto em Dornelas et al. (2006) e Andrade Júnior et al. (2012). Os coeficientes tornam possível a análise da transmitância atmosférica local (em particular, obtida mediante a seguinte razão R_g/R_o). O “céu claro” propicia o máximo valor de n e, visto que a razão de insolação se torna igual a 1, obtém-se a transmitância atmosférica mediante a soma dos coeficientes ($a + b = 0,709$) (Lozano et al., 1984; Srivastava e Pandey, 2013). O “céu nublado” propicia o mínimo valor de n e, visto que a razão de insolação se torna igual a 0, obtém-se a transmitância atmosférica equivalente ao coeficiente a ($a = 0,287$) (Lozano et al., 1984; Srivastava e Pandey, 2013). Por conseguinte, nos dias de “céu claro” (“céu nublado”) cerca de 71% (29%) de R_o irá interceptar à superfície local. Tais frações denotam os extremos da radiação solar à superfície de Campina Grande-PB.

Devido à inexistência, os coeficientes serão pertinentes aos municípios que compõem a Microrregião de Campina Grande. Nas proximidades estão disponíveis para o município de Esperança e, conseqüentemente, pode-se utilizar de referência para o devido confronto ($a = 0,31$; $b = 0,43$) (Tiba, 2001). Há divergência entre os coeficientes propostos e, em particular, para o coeficiente a é de 8,01% e para o coeficiente b é de 1,9%. Há também divergência com os coeficientes propostos pela FAO (Food and Agriculture Organization) ($a = 0,25$; $b = 0,50$) e, em particular, para o coeficiente a é de 14,8% e para o coeficiente b é de 15,6%. Esta, por sua vez, é mais expressiva que a obtida ao comparar com os coeficientes calibrados localmente (apesar de referente a outra localidade). Segundo Andrade Júnior et al. (2012), a divergência entre os coeficientes determinados e aqueles sugeridos pela FAO, evidencia a necessidade de calibração local. Estes refletem as características físicas da camada atmosférica e, além disso, são influenciados pela latitude e altitude do local (Dallacort et al., 2004; Dornelas et al., 2006; Medeiros et al., 2017). Caso inexistam, sugere-se utilizar aqueles calibrados para a localidade mais próxima.

O coeficiente de correlação indica a excelência do ajuste linear obtido. Por conseguinte, o método proposto é empregue a fim de estimar a cobertura de nuvem. Na Figura 5, apresenta-se a cobertura de nuvem estimada através dos dados de n (CN) e R_g (CN*):

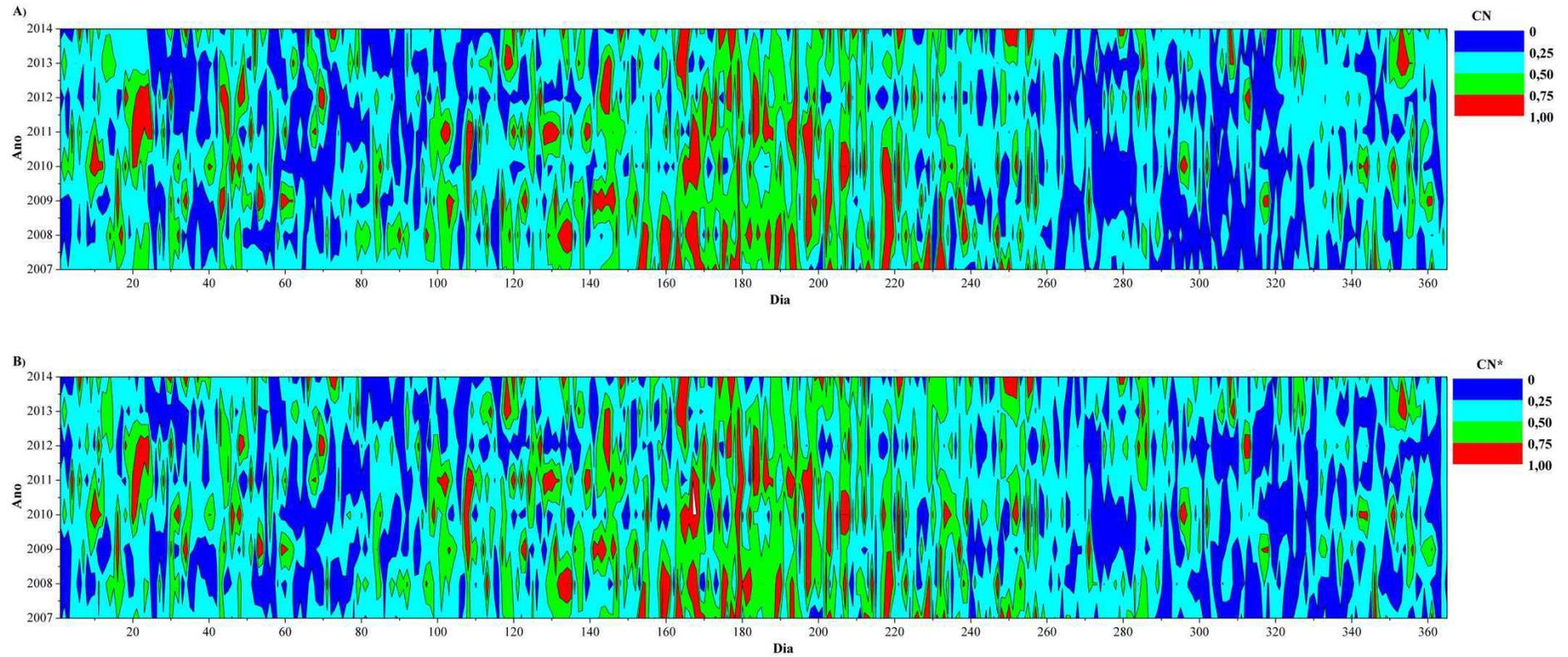


Figura 5. Cobertura de nuvem para o município de Campina Grande-PB, referente aos anos de 2007 a 2014, estimada a partir de variáveis distintas: A) Dados de n (CN); B) Dados de Rg (CN*).

Mediante a análise visual, observa-se a considerável similaridade entre as figuras (Figura 5A e 5B). A cobertura de nuvem é mais significativa no primeiro semestre do ano e, em particular, os eventos extremos ocorrem em torno do mês de junho. Por conseguinte, visto a redução na disponibilidade energética à superfície, certos fenômenos apresentam um “mínimo” neste período. Particularmente, os fenômenos que tem como principal condicionante a radiação solar (tais como a temperatura do ar e do solo, evapotranspiração, etc.) (Reichardt e Timm, 2004; Dornelas et al., 2006; Souza et al., 2011; Andrade Júnior et al., 2012). No segundo semestre, a cobertura de nuvem é observada de maneira mais tênue. Finalmente, tais resultados eram esperados visto a associação com a precipitação pluvial (em particular, abundante/escassa no primeiro/segundo semestre do ano) (Silva, 2004; Macedo et al., 2011; Diniz, 2013).

Nas últimas décadas, a fim de avaliar as estimativas obtidas a partir dos dados de insolação (CN), realizou-se o confronto com as provenientes da observação humana (Brabec et al., 2016). O coeficiente de correlação foi da ordem de 0,892 e, aquelas obtidas a partir dos dados de insolação, são inferiores as provenientes da observação humana (cerca de 13%) (Hoyt, 1977). Há uma notória tendência em superestimar a cobertura de nuvem e, em particular, está associada a problemas de projeção (Hoyt, 1977; Rangarajan et al., 1984; Harrison e Coombes, 1986; Badescu, 1990; Badescu, 1991; Badescu, 1992). No entanto, são consideradas equivalentes em primeira aproximação (Badescu e Paulescu, 2011a; Badescu e Paulescu, 2011b). Neste contexto, dependendo do “grau” de similaridade entre CN e CN*, o método proposto será eficaz na estimativa da cobertura de nuvem.

A análise visual é insuficiente para determinar o “grau” de similaridade entre as estimativas e, por conseguinte, torna-se necessário o emprego de diferentes indicadores estatísticos. Na Figura 6, são confrontadas as estimativas da cobertura de nuvem obtidas a partir dos dados de n (CN) e R_g (CN*):

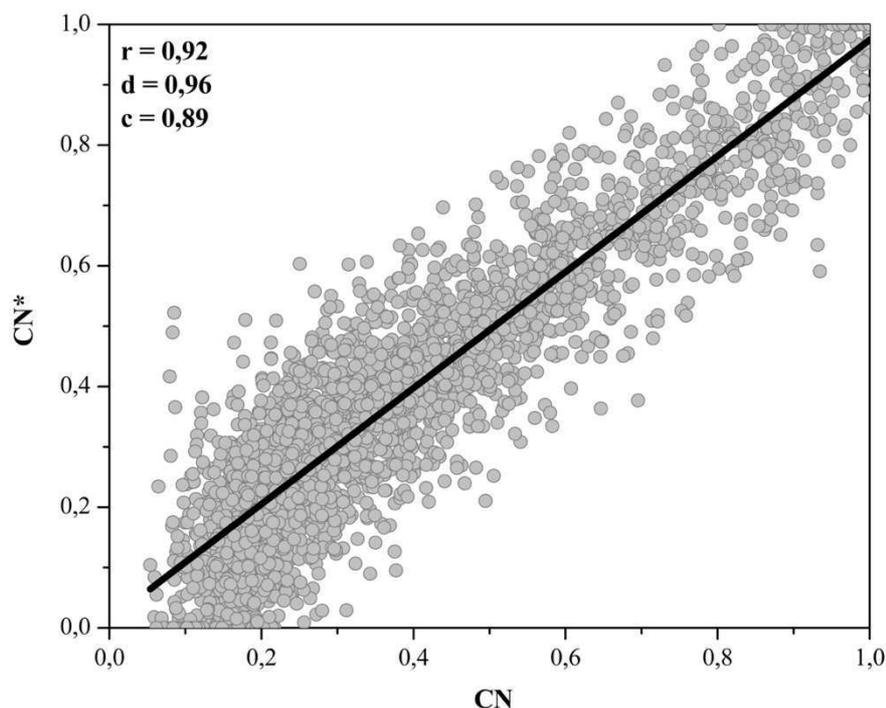


Figura 6. Confronto entre as estimativas da cobertura de nuvem (CN e CN*), referente aos anos de 2007 a 2014, para o município de Campina Grande-PB.

Os indicadores estatísticos assumem valores próximos a 1. Tais estimativas estão fortemente correlacionadas ($r = 0,92$) e, por conseguinte, a concordância é quase que perfeita ($d = 0,96$). Além disso, o índice de confiança ($c = 0,89$) torna explícito o ótimo desempenho do método proposto a fim de estimar a cobertura de nuvem. O método proposto pode ser empregue e, juntamente a indisponibilidade dos dados de n, torna-se alternativa às localidades que indispõem dos equipamentos necessários ao emprego de técnicas sofisticadas. Souza Echer et al. (2013) propõem o uso de imagens do céu obtidas por câmeras à superfície (*all-sky*), no entanto, tais equipamentos não estão disponíveis para toda a comunidade acadêmica. Por fim, o método proposto será empregue a fim de estimar a cobertura de nuvem para o município de Lagoa Seca-PB.

4.2 Temperatura do solo

As temperaturas foram observadas em quatro profundidades distintas do solo e, desta maneira, tornou-se possível o estudo do comportamento térmico daquele meio. Nas Figuras 7 a 11, apresentam-se os comportamentos térmicos referentes aos anos de 2009 a 2013 (5 anos):

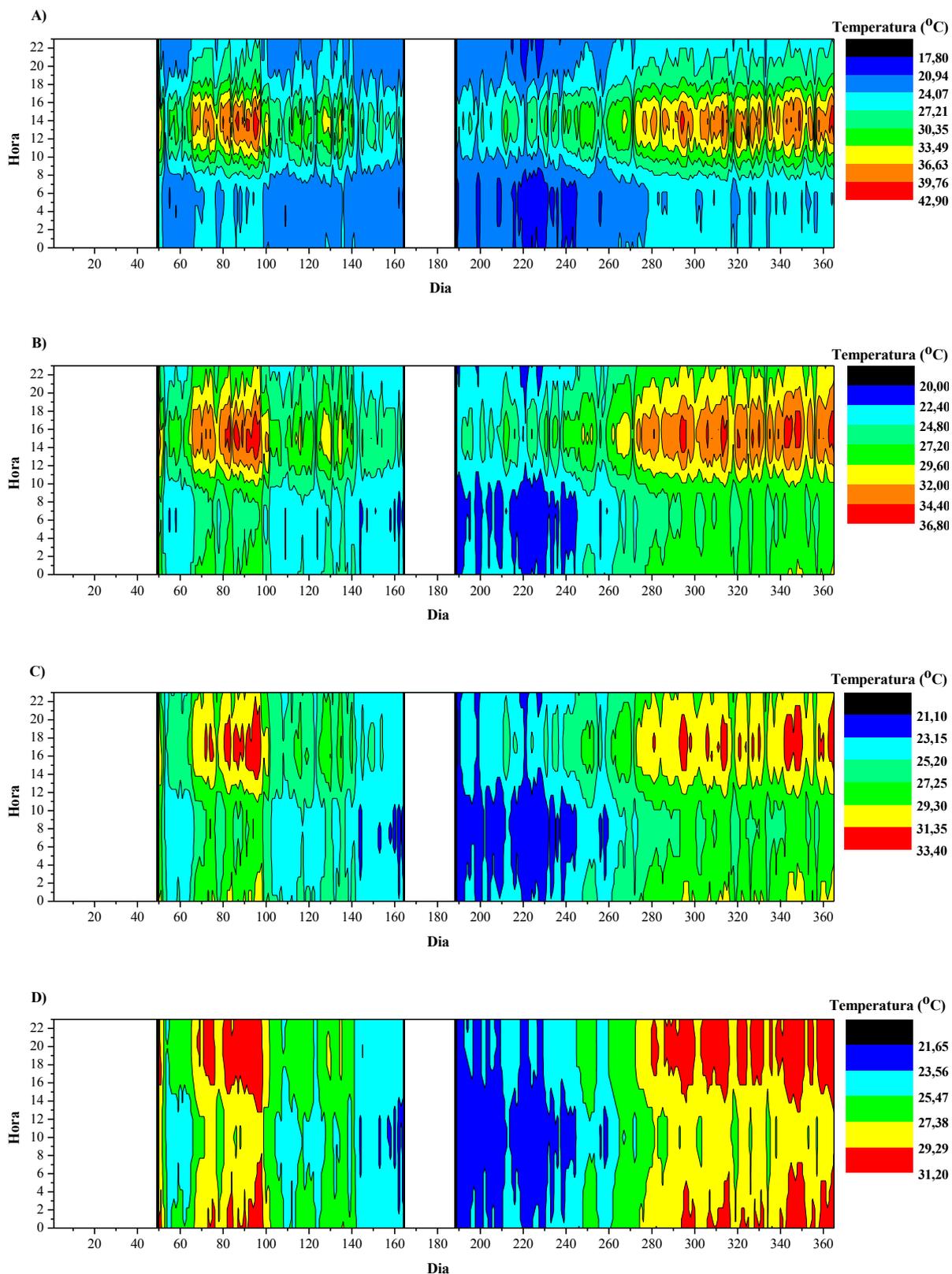


Figura 7. Comportamento térmico do solo de Lagoa Seca-PB, observado ao longo de todo o ano de 2009, referente às seguintes profundidades: 5cm (A), 15cm (B), 30cm (C) e 50cm (D).

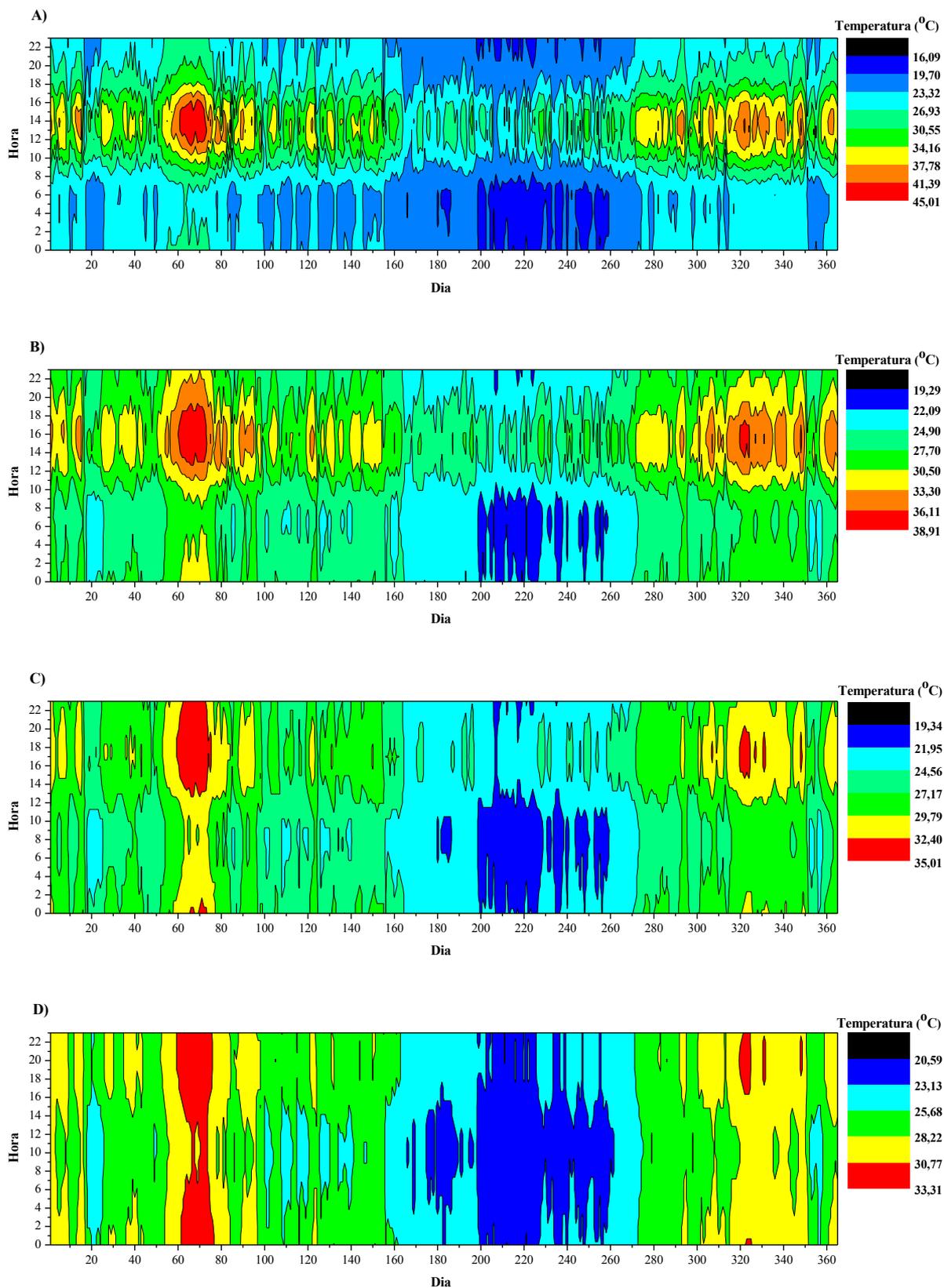


Figura 8. Comportamento térmico do solo de Lagoa Seca-PB, observado ao longo de todo o ano de 2010, referente às seguintes profundidades: 5cm (A), 15cm (B), 30cm (C) e 50cm (D).

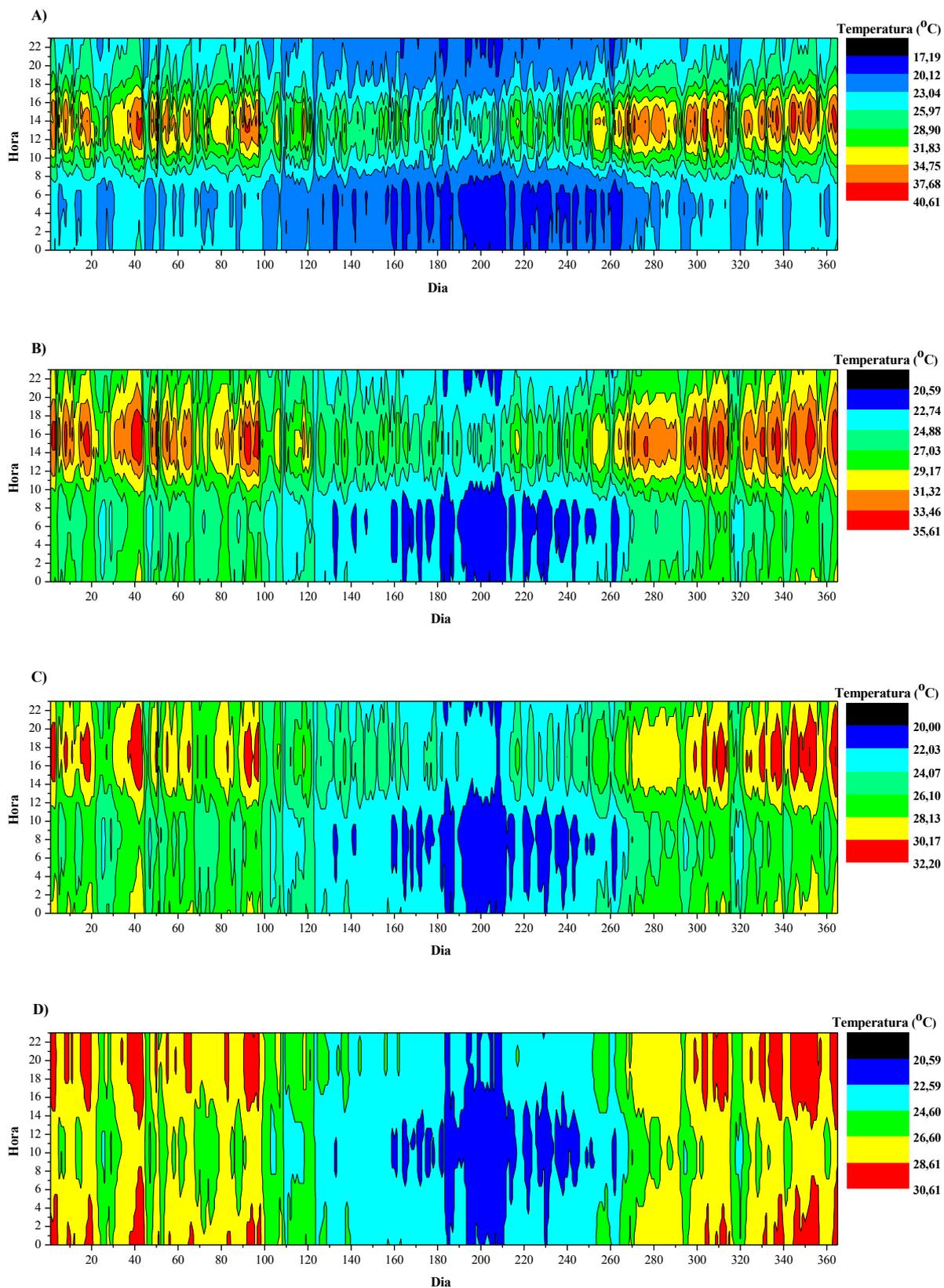


Figura 9. Comportamento térmico do solo de Lagoa Seca-PB, observado ao longo de todo o ano de 2011, referente às seguintes profundidades: 5cm (A), 15cm (B), 30cm (C) e 50cm (D).

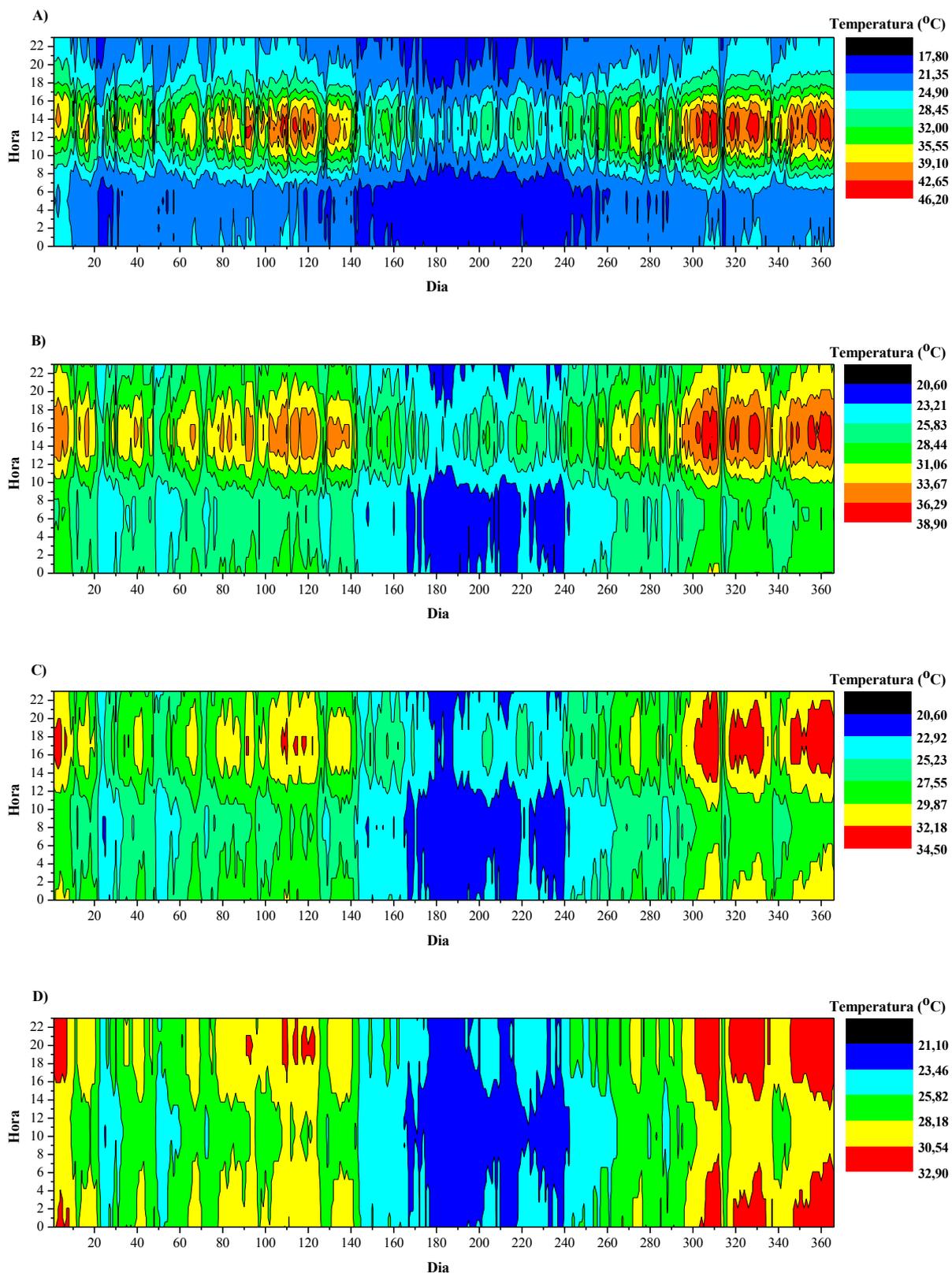


Figura 10. Comportamento térmico do solo de Lagoa Seca-PB, observado ao longo de todo o ano de 2012, referente às seguintes profundidades: 5cm (A), 15cm (B), 30cm (C) e 50cm (D).

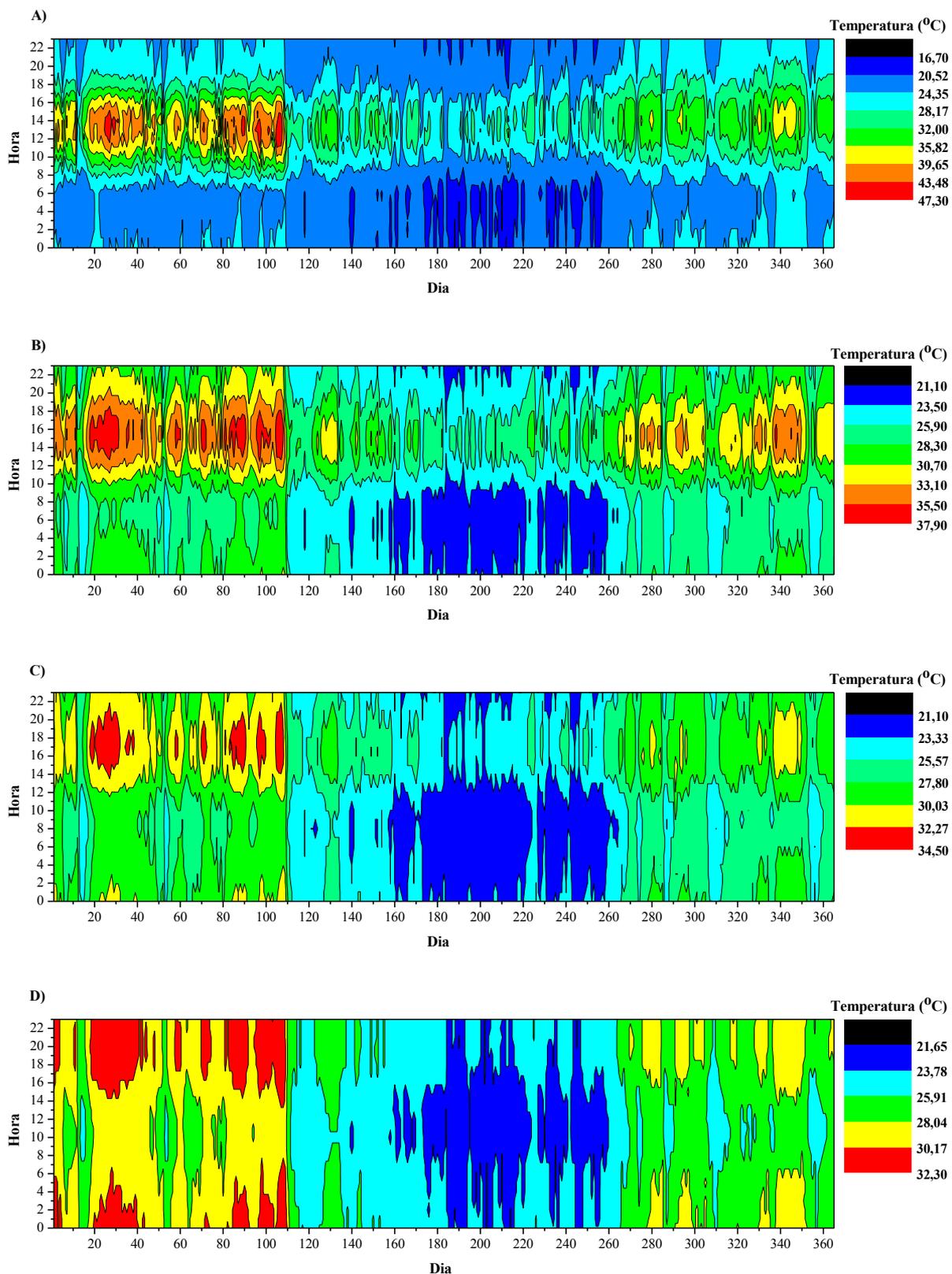


Figura 11. Comportamento térmico do solo de Lagoa Seca-PB, observado ao longo de todo o ano de 2013, referente às seguintes profundidades: 5cm (A), 15cm (B), 30cm (C) e 50cm (D).

As temperaturas apresentam variações cíclicas com o período de 24 horas e, desta maneira, pode-se utilizar a nomenclatura de ciclo térmico diário. Inicialmente é observado o acréscimo conforme há o avanço em profundidade e, em particular, as temperaturas máximas são registradas na profundidade de 50cm. O gradiente térmico propicia a existência de um fluxo de calor e, visto a natureza oposta entre ambos, este assume o sentido ascendente. Este, por sua vez, deve-se apresentar mais significativo entre as profundidades de 5 e 15cm (refletindo a maior magnitude do gradiente térmico). Ao nascer do sol é iniciado o processo de depósito de energia à superfície e, conseqüentemente, há o acréscimo das temperaturas daquelas porções mais superficiais. Este fenômeno propicia a inversão do gradiente térmico, de modo que o fluxo de calor assume o sentido descendente. Ao acaso do sol é iniciado o processo de resfriamento das porções mais superficiais e, novamente, o fluxo de calor assume o sentido ascendente. Por conseguinte, o ciclo diário apresenta duas inversões do gradiente térmico/fluxo de calor.

No perfil vertical, as temperaturas máximas ocorrem em diferentes instantes. Em particular, são registradas em torno dos seguintes horários: 14 horas (5cm), 16 horas (15cm) e às 18 horas (30cm). A defasagem é oriunda da “resistência” imposta a propagação de calor e, por sua vez, encontra-se associada as propriedades térmicas do solo. A “resistência” impõem a especificidade vista na profundidade de 50cm, na qual, as temperaturas máximas são registradas nas primeiras/últimas horas do ciclo diário. As temperaturas máximas foram observadas na profundidade de 5cm e, naquele ano de 2013, chegou-se a registrar 47,3°C. Nesta profundidade também foram observadas as temperaturas mínimas e, naquele ano de 2010, chegou-se a registrar 16,1°C. As porções superficiais apresentam maior facilidade em ganhar/perder calor ao longo dos ciclos diários e, conseqüentemente, nestas são observados aqueles valores extremos (máximos/mínimos).

A temperatura é variável ao longo do ciclo diário e, aquela diferença entre os valores extremos, dá-se o nome de amplitude térmica. Esta é máxima nas proximidades da superfície, porém, reduz-se conforme há o avanço através do perfil vertical. Em particular, ao assumir valores específicos ao longo dos ciclos diários, sugerem uma variabilidade dia-a-dia no regime térmico do solo. Visto que é inalterado, fatores externos devem ser responsáveis por tal fenômeno. A cobertura de nuvem é responsável pela modulação da radiação solar à superfície e, conseqüentemente, deve propiciar aquela variabilidade observada. A falta de informações na literatura, favorecem as pesquisas a fim de compreender a possível relação entre aquelas variáveis (cobertura de nuvem e variabilidade térmica do solo).

Também existem as variações cíclicas com o período de 365 dias e, desta maneira, pode-se utilizar a nomenclatura de ciclo térmico anual. As temperaturas máximas foram observadas nos primeiros e últimos meses dos ciclos anuais (Janeiro-Março e Outubro-Dezembro, respectivamente). As temperaturas mínimas foram observadas em torno do mês de junho e, por sua vez, coincidem com o período chuvoso. Este propicia a elevação da umidade do solo e, visto a elevada capacidade calorífica da água, há a tendência natural de arrefecimento. A cobertura de nuvem propicia a redução na disponibilidade energética à superfície e, novamente, existe a tendência natural de arrefecimento. Logo, observa-se a significativa redução da amplitude térmica diária. Na próxima seção, analisa-se detalhadamente a relação entre ambas as variáveis.

4.3 A cobertura de nuvem e a variabilidade térmica diária do solo

Os ciclos diários são caracterizados pelo aquecimento diurno (temperaturas máximas) e resfriamento noturno (temperaturas mínimas). Tais ciclos, apesar de similares no que diz respeito às horas de ocorrência das máximas/mínimas, diferenciam-se quanto a magnitude das temperaturas. Este fenômeno é evidenciado ao analisar a amplitude térmica diária, na qual, exibe uma significativa variabilidade dia-a-dia. Diniz (2014) observou que a ocorrência da precipitação pluvial reduz a amplitude térmica diária e, em particular, associou com a elevação da umidade do solo (visto que propicia o incremento na capacidade calorífica). Porém, ciclos diários consecutivos ausentes de tal fenômeno meteorológico, também apresentam a nítida variabilidade da amplitude térmica diária. Por conseguinte, visto que não há intervenção humana, sugere-se a influência de fatores externos em tais ciclos térmicos diários.

A radiação solar é a principal fonte energética para os fenômenos que ocorrem no planeta e, dentre outros aspectos, propicia o aquecimento diário do solo (Reichardt e Timm, 2004; Dornelas et al., 2006; Borges et al., 2010; Carvalho et al., 2011; Souza et al., 2011; Andrade Júnior et al., 2012). Tal aquecimento deve ser reduzido mediante a cobertura de nuvem e, por conseguinte, reflete a elevada capacidade de atenuação da radiação solar (Souza Echer et al., 2006). Mediante o exposto, a cobertura de nuvem deverá limitar a variabilidade térmica diária do solo (ou seja, variáveis inversamente relacionadas). Esta relação tem sido negligenciada pelo modelo destinado a estimativa da temperatura do solo e, por sua vez, torna-se a principal limitação desta representação matemática (Reichardt e Timm, 2004).

Dados observacionais devem ser utilizados no intuito de confirmar a veracidade de tal pressuposto teórico. O método proposto é empregue a fim de estimar a cobertura de nuvem para

Lagoa Seca-PB e, desta maneira, investiga-se a possível influência na variabilidade térmica diária do solo. Nesta pesquisa, tal variabilidade será indicada mediante a amplitude térmica e o coeficiente de variação (CV). Este, por sua vez, reflete o grau de dispersão das temperaturas em termos relativos à média diária (quanto menor a magnitude de CV mais homogêneo será o conjunto de dados) (Larson e Farber, 2004). Nas Figuras 12 e 13, apresenta-os para o período compreendido entre os anos de 2009 a 2013:

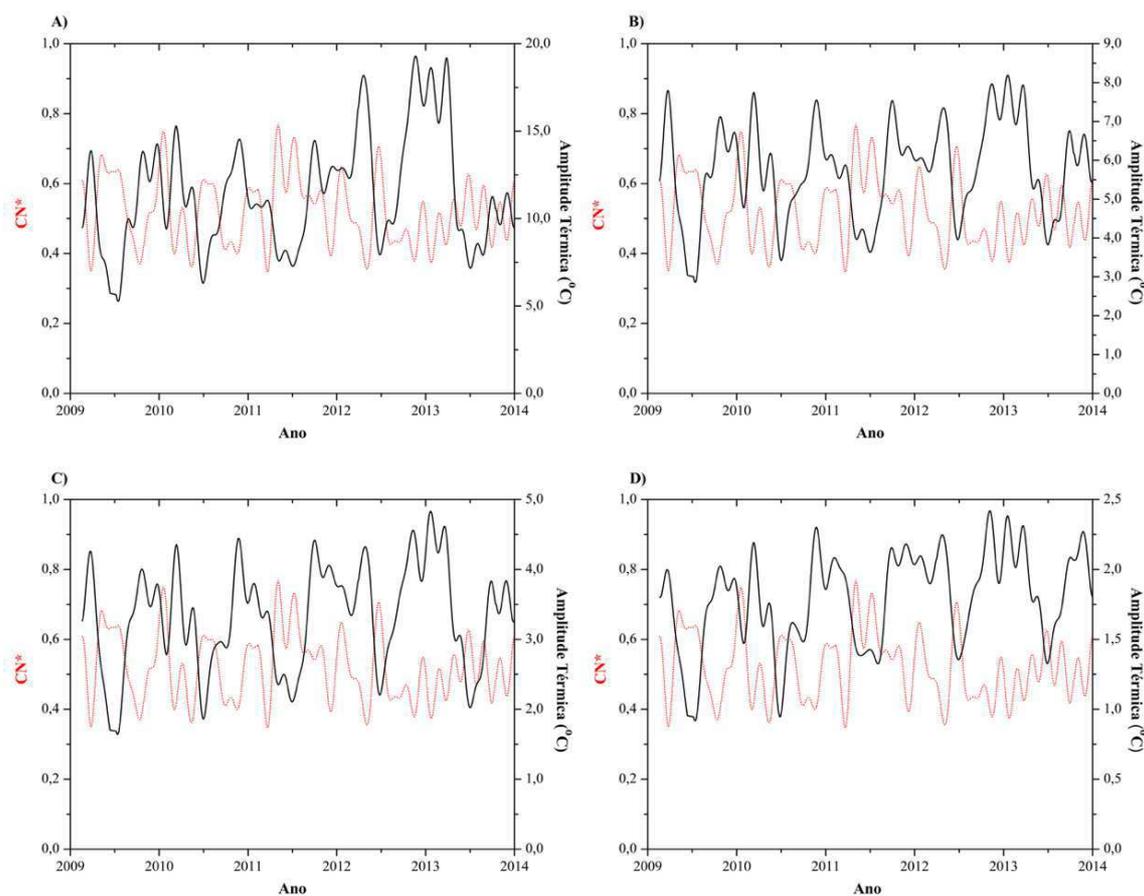


Figura 12. Cobertura de nuvem (linha vermelha) e amplitude térmica diária (linha preta) para o município de Lagoa Seca-PB, observadas ao longo dos anos de 2009 a 2013, referente às seguintes profundidades: 5cm (A), 15cm (B), 30cm (C) e 50cm (D).

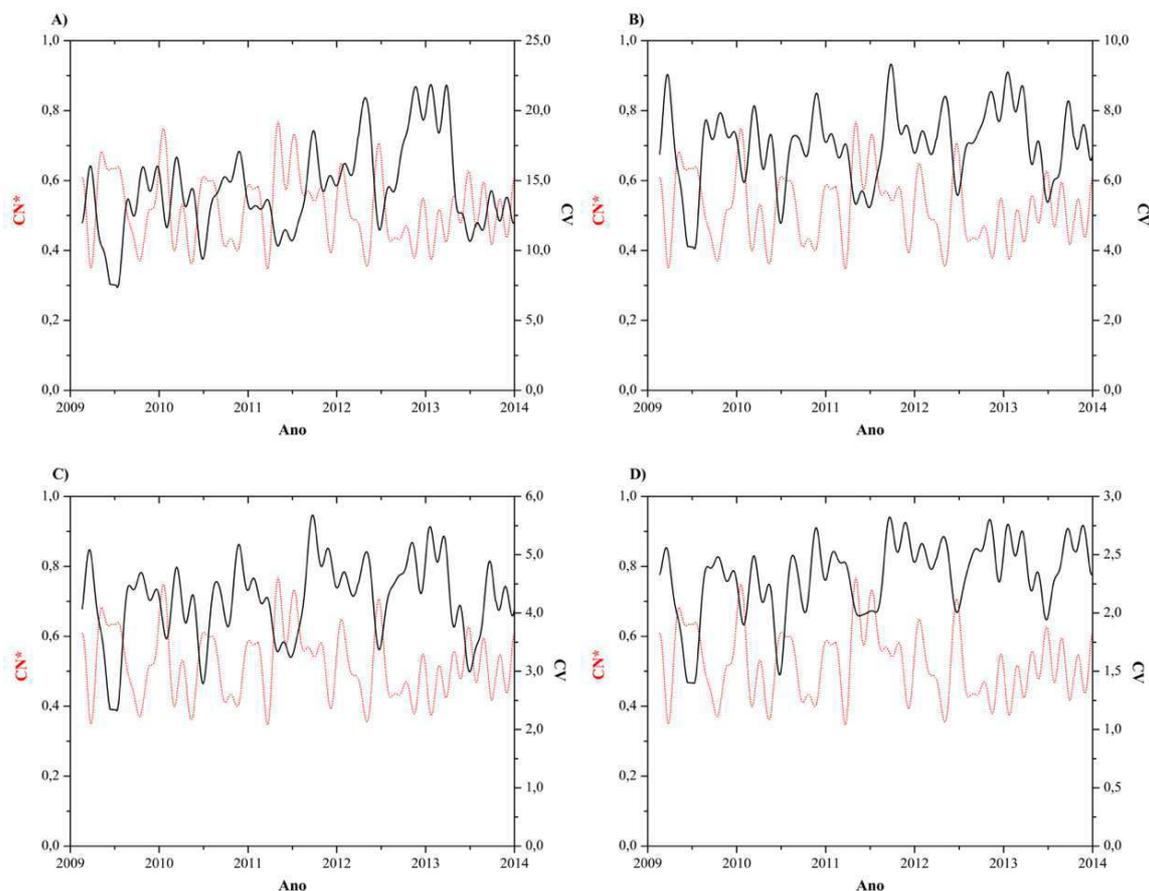


Figura 13. Cobertura de nuvem (linha vermelha) e coeficiente de variação (linha preta) para o município de Lagoa Seca-PB, observados ao longo dos anos de 2009 a 2013, referente às seguintes profundidades: 5cm (A), 15cm (B), 30cm (C) e 50cm (D).

Mediante a análise visual, observa-se nitidamente que as variáveis estão inversamente relacionadas. A cobertura de nuvem restringe a disponibilidade energética à superfície e, em conformidade ao pressuposto teórico, propicia a redução no aquecimento diário do solo. A temperatura altera-se discretamente ao longo do ciclo diário e, efetivamente, reduz-se a variabilidade térmica do solo. Contrariando as expectativas, esta relação é observada até as regiões mais profundas. De acordo com Gasparim et al. (2005), pode-se definir a profundidade de 20cm como a transição entre as grandes/pequenas variações da temperatura do solo. Logo, visto a diminuta variabilidade térmica diária na profundidade de 50cm, não se esperava a influência da cobertura de nuvem.

A cobertura do solo é uma prática agrícola capaz de alterar parâmetros importantes do microclima e, ao evitar a incidência direta da radiação solar à superfície, reduz a temperatura do solo durante as horas mais quentes do dia (Castro, 1989; Gonçalves et al., 2005; Furlani et al., 2008; Coelho et al., 2013). De acordo com Furlani et al. (2008), esta exerce uma “proteção”

reduzindo a amplitude térmica do solo. A cobertura de nuvem exerce efeitos similares e, visto que não é oriunda da intervenção humana, pode ser vista como uma espécie de cobertura natural do solo. De maneira análoga, visto que os efeitos produzidos são oriundos do material empregue na cobertura do solo, os diferentes tipos de nuvens devem propiciar efeitos distintos no comportamento térmico do solo (a atenuação é um processo variável em função do tipo de nuvem). No entanto, uma vez que o método proposto impossibilita a classificação das nuvens, sugere-se que esta análise seja realizada em pesquisas futuras.

A análise visual é insuficiente para determinar o “grau” de associação entre as variáveis e, neste contexto, será empregue o coeficiente de correlação. Este é determinado para cada mês do período compreendido entre os anos de 2009 a 2013 (em particular, utilizou-se deste recurso para avaliar o comportamento ao longo dos meses). Na Figura 14, apresenta-os para a amplitude térmica (A) e coeficiente de variação (B):

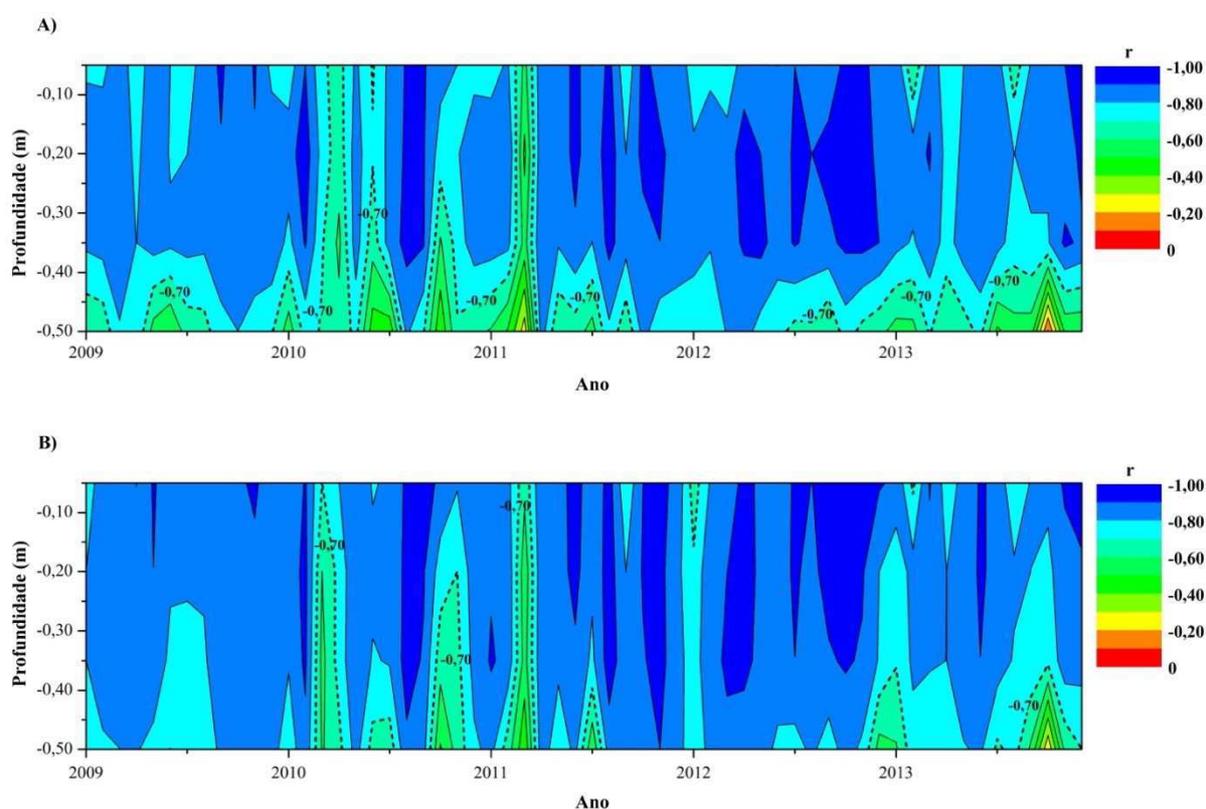


Figura 14. Coeficiente de correlação entre as seguintes variáveis: (A) cobertura de nuvem e a amplitude térmica do solo; (B) cobertura de nuvem e o coeficiente de variação.

O coeficiente de correlação é expresso em termos negativos e, por conseguinte, indica-se que as variáveis estão inversamente relacionadas. Verifica-se o predomínio da forte correlação, no entanto, apresenta-se muito forte em determinados meses e profundidades (tal como nos

primeiros/últimos meses do ano de 2012 e, em particular, até a profundidade de 40cm). No caso da amplitude térmica, verifica-se que há a tendência de decréscimo após a profundidade de 40cm (a partir desta, a cobertura de nuvem influi moderadamente naquela variável). Esta tendência não persiste ao longo de todos os meses analisados e, além disso, inexistente para o coeficiente de variação. Dadas as exceções, a cobertura de nuvem influi significativamente para a variabilidade térmica diária do solo. Finalmente, deve ser considerada a fim de aprimorar o modelo destinado a estimativa da temperatura do solo.

Em particular, ajustes polinomiais de segunda ordem serão empregues nas correlações médias estacionais (referentes à cada estação do ano). A partir das funções obtidas, pode-se determinar a profundidade de máxima correlação (particularmente, aquela cuja relação entre as variáveis seja máxima). Nas Figuras 15 e 16, apresenta-os para a amplitude térmica (A) e o coeficiente de variação (B):

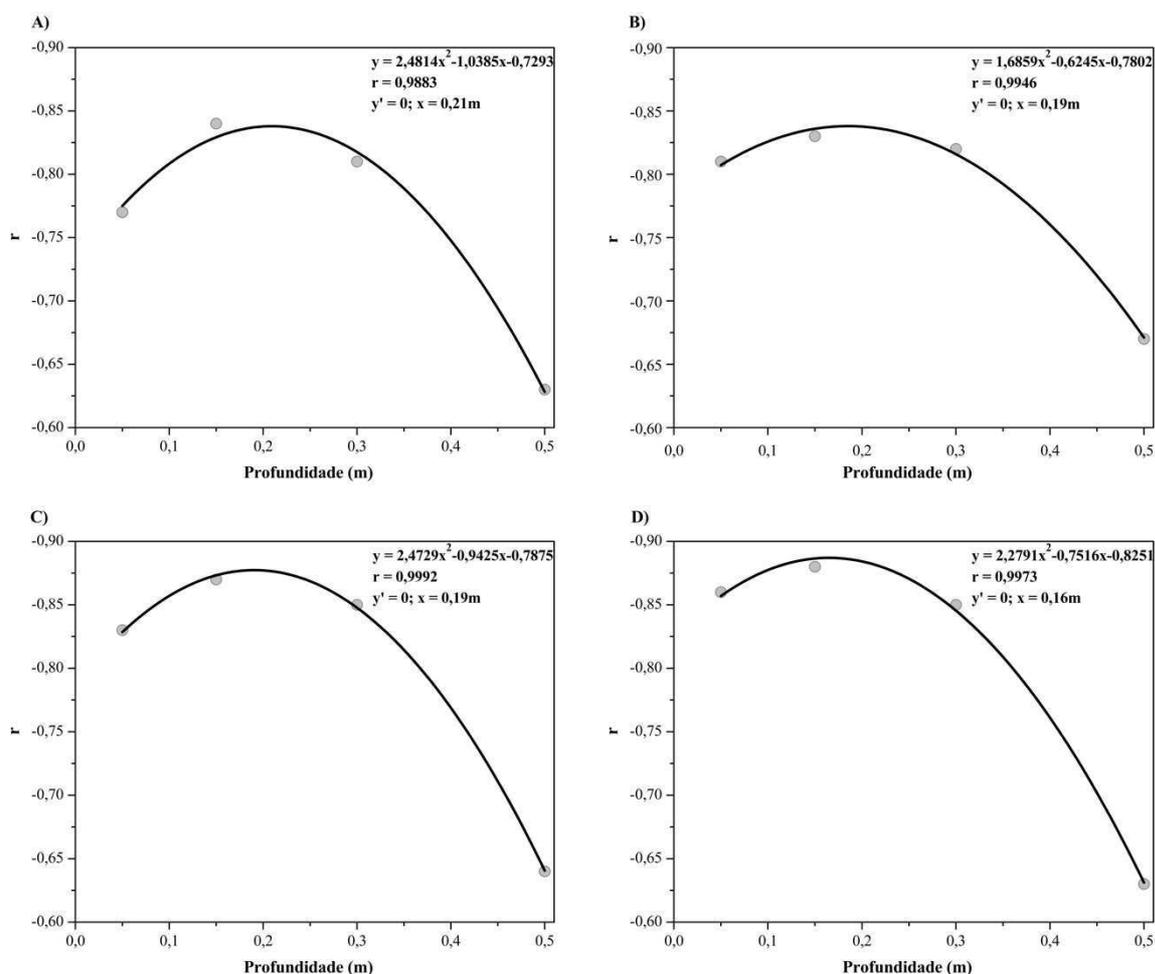


Figura 15. Ajuste polinomial no coeficiente de correlação (cobertura de nuvem e amplitude térmica), para as seguintes estações: (A) verão; (B) outono; (C) inverno; (D) primavera.

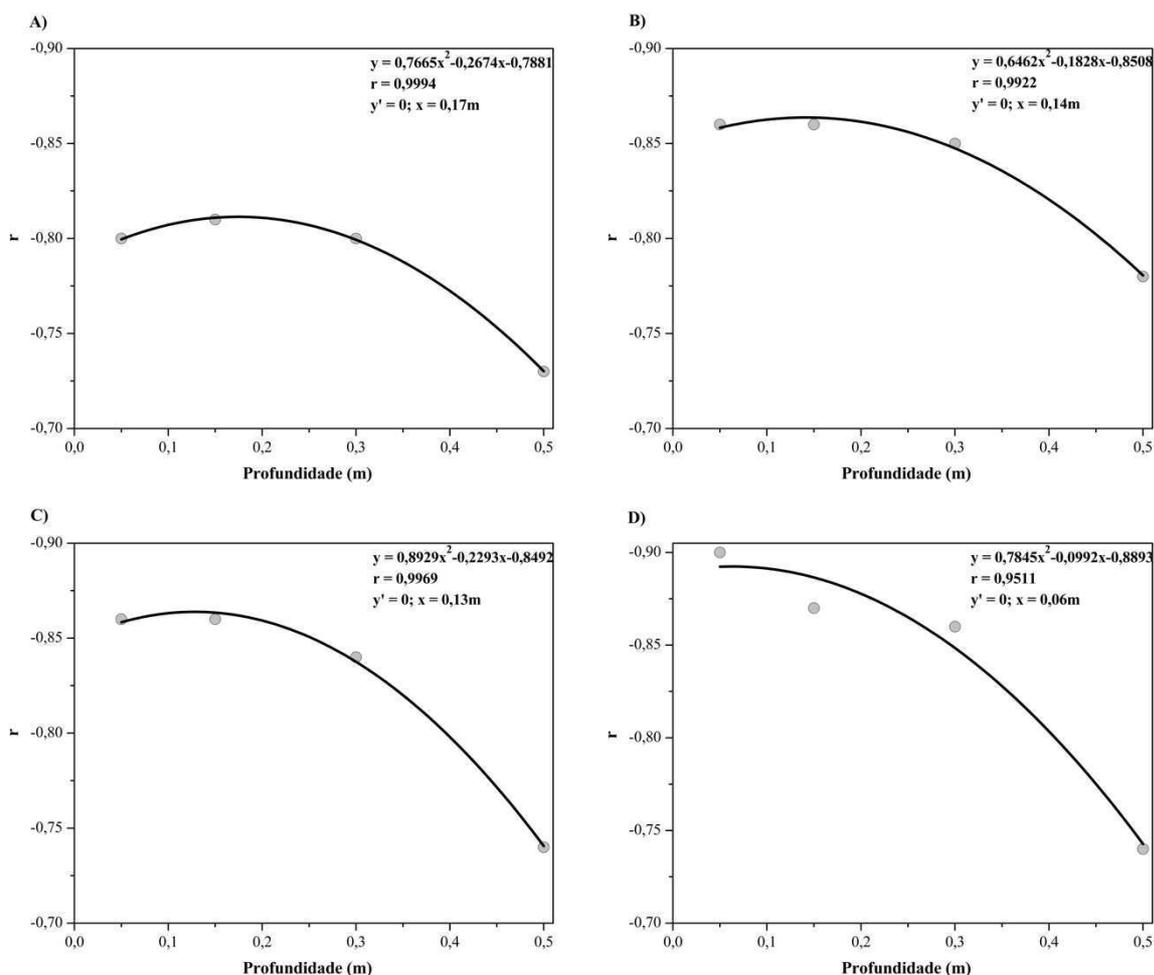


Figura 16. Ajuste polinomial no coeficiente de correlação (cobertura de nuvem e coeficiente de variação), para as seguintes estações: (A) verão; (B) outono; (C) inverno; (D) primavera.

Os ajustes polinomiais são excelentes para todas as estações e, em particular, obtiveram-se correlações acima de 0,95 (ajuste perfeito se tratando de dados experimentais). Mediante o exposto, as funções obtidas podem ser empregues a fim de determinar a profundidade de máxima correlação. No verão, a correlação máxima ocorre mais “distante” da superfície do solo (amplitude térmica: 21cm; coeficiente de variação: 17cm). A profundidade é reduzida com o passar do ano e, conseqüentemente, na primavera ocorre mais “próxima” da superfície do solo (amplitude térmica: 16cm; coeficiente de variação: 6cm). De acordo com Azevedo e Galvani (2003), quanto maior a proximidade da superfície, mais imediata será a resposta da temperatura do solo à incidência de radiação solar. Se esperava o decaimento linear a partir do avanço em profundidade e, por sua vez, a máxima correlação nas “proximidades” da superfície. Em contrapartida, foram observadas em profundidades intermediárias: 19cm para a amplitude térmica e 13cm para o coeficiente de variação (valores médios). Tal comportamento está

associado ao fato de que, o coeficiente de correlação referente à profundidade de 15cm, apresenta-se superior/similar aquele oriundo da profundidade de 5cm.

4.4 Modelo matemático

Segundo Reichardt e Timm (2004), os efeitos da cobertura de nuvem são negligenciados pelo modelo destinado a estimativa da temperatura do solo. Por conseguinte, torna-se necessária a reestruturação matemática a fim de inserir um termo referente a cobertura de nuvem. Neste contexto, utilizando o procedimento da separação de variáveis:

$$T(z, t) = f(t)g(z) \quad (31)$$

A Equação (11) pode ser reescrita da seguinte maneira:

$$\frac{1}{f} \frac{df}{dt} = D \frac{1}{g} \frac{d^2g}{dz^2} \quad (32)$$

Na Equação (32), o lado esquerdo (direito) é função apenas do tempo (profundidade). Para que a igualdade seja válida, considera-se que ambos os lados são iguais a uma constante arbitrária (por conveniência, igual a $i\omega$). Sendo assim:

$$\frac{df}{dt} - i\omega f = 0 \quad (33)$$

e

$$\frac{d^2g}{dz^2} - \frac{i\omega g}{D} = 0 \quad (34)$$

Resolvendo as Equações (33) e (34):

$$f(t) = c_1 e^{(i\omega t)} \quad (35)$$

e

$$g(z) = c_2 e^{\left[(1+i)\sqrt{\frac{\omega}{2D}} z\right]} + c_3 e^{\left[-(1+i)\sqrt{\frac{\omega}{2D}} z\right]} \quad (36)$$

Substituindo as Equações (35) e (36) em (31):

$$T(z, t) = e^{(i\omega t)} \left\{ A e^{\left[(1+i)\sqrt{\frac{\omega}{2D}} z\right]} + B e^{\left[-(1+i)\sqrt{\frac{\omega}{2D}} z\right]} \right\} \quad (37)$$

Em particular, a temperatura no infinito deve ser igual ao valor médio (\bar{T}) (formalmente, isto significa que $T(\infty, t) = \bar{T}$). No entanto, uma vez que a exponencial positiva diverge quando $z \rightarrow \infty$, torna-se necessário considerar que $A = 0$. Além disso, visto que neste limite a temperatura tende a zero, deve-se adicionar a constante (\bar{T}) na Equação (37). Esta, por sua vez, pode ser reescrita da seguinte maneira:

$$T(z, t) = \bar{T} + Be^{\left(-z\sqrt{\frac{\omega}{2D}}\right)} \left[\cos\left(\omega t - z\sqrt{\frac{\omega}{2D}}\right) + i \operatorname{sen}\left(\omega t - z\sqrt{\frac{\omega}{2D}}\right) \right] \quad (38)$$

A temperatura para à superfície do solo ($z = 0$):

$$T(0, t) = \bar{T} + (\alpha - \beta CN^*) \operatorname{sen}(\omega t + \phi) \quad (39)$$

Na Equação (39), CN^* é a cobertura de nuvem, α e β são as constantes obtidas a partir do ajuste linear simples empregue na dispersão entre a cobertura de nuvem (CN^*) e a amplitude térmica (A) para à superfície do solo. Logo, a fim de satisfazer esta condição e garantir que $T(z, t)$ seja uma quantidade real, deve-se considerar que $B = -i(T_0 - \beta CN^*)e^{i\phi}$ e desconsiderar o termo envolvendo o cosseno. Portanto, obtém-se que:

$$T(z, t) = \bar{T} + (\alpha - \beta CN^*)e^{\left(-z\sqrt{\frac{\omega}{2D}}\right)} \operatorname{sen}\left(\omega t - z\sqrt{\frac{\omega}{2D}} + \phi\right) \quad (40)$$

Desta maneira, a amplitude térmica é obtida por:

$$A(CN^*, z) = (\alpha - \beta CN^*)e^{\left(-z\sqrt{\frac{\omega}{2D}}\right)} \quad (41)$$

Segundo a Equação (41), a amplitude térmica (A) está inversamente relacionada a profundidade (z) e a cobertura de nuvem (CN^*). Mediante o exposto, faz-se necessário verificar a validade de tal pressuposto matemático a partir de dados experimentais. Na Figura (17), determina-se as constantes (α e β) a partir do ajuste linear simples empregue na dispersão entre a cobertura de nuvem (CN^*) e a amplitude térmica (A) para à superfície do solo:

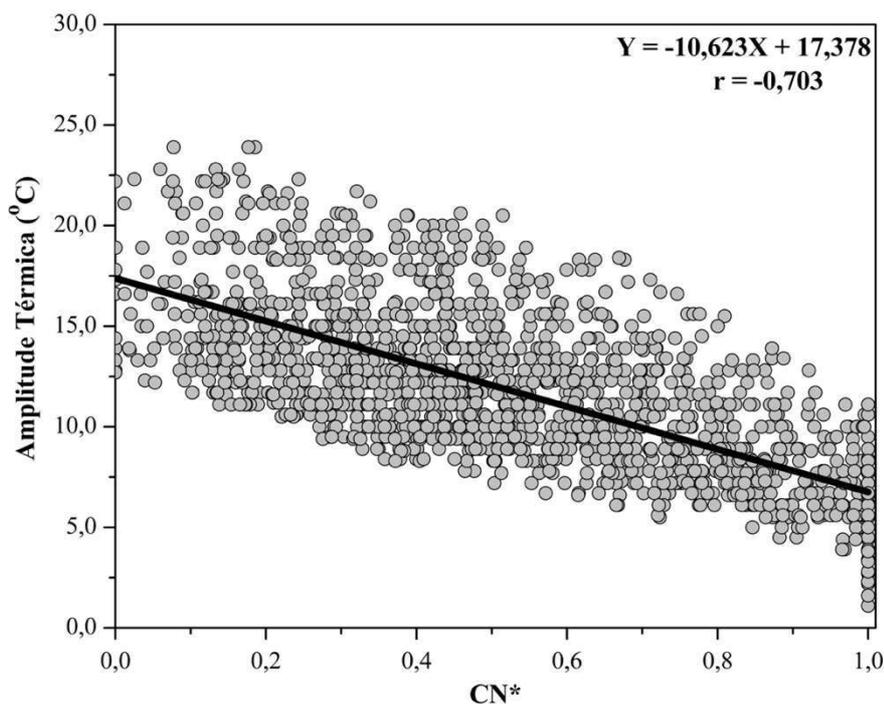


Figura 17. Ajuste linear simples empregue na dispersão entre CN* e A, referente aos anos de 2009 a 2013, para o município de Lagoa Seca-PB.

Foram determinadas as constantes necessárias para o modelo desenvolvido ($\alpha = 17,378$; $\beta = 10,623$) e, novamente, verifica-se que há uma forte correlação entre as variáveis ($r = -0,703$). Para a superfície, tais constantes possibilitam a análise da amplitude térmica na condição de “céu claro” e “céu nublado”. O “céu claro” propicia os mínimos valores de CN* e, no caso específico de se tornar igual a 0, obtém-se o máximo valor da amplitude térmica ($A = 17,378^{\circ}\text{C}$). O “céu nublado” propicia os máximos valores de CN* e, no caso específico de se tornar igual a 1, obtém-se o mínimo valor da amplitude térmica ($A = 6,755^{\circ}\text{C}$). Verifica-se, portanto, que a cobertura de nuvem é capaz de reduzir significativamente a amplitude térmica da superfície do solo (cerca de $10,623^{\circ}\text{C}$). Os solos possuem propriedades térmicas específicas e, como resultado, diferem no que diz respeito ao processo de aquecimento/resfriamento. Esta análise é restrita ao tipo de solo da estação experimental (neossolo regolítico) e, por conseguinte, deve-se realizar para os diferentes tipos de solo.

Determinados os coeficientes, o modelo é empregue a fim de estimar a amplitude térmica do solo. Na Figura 18, apresenta-se a amplitude térmica mensurada (Figura 18A) e estimada (Figura 18B):

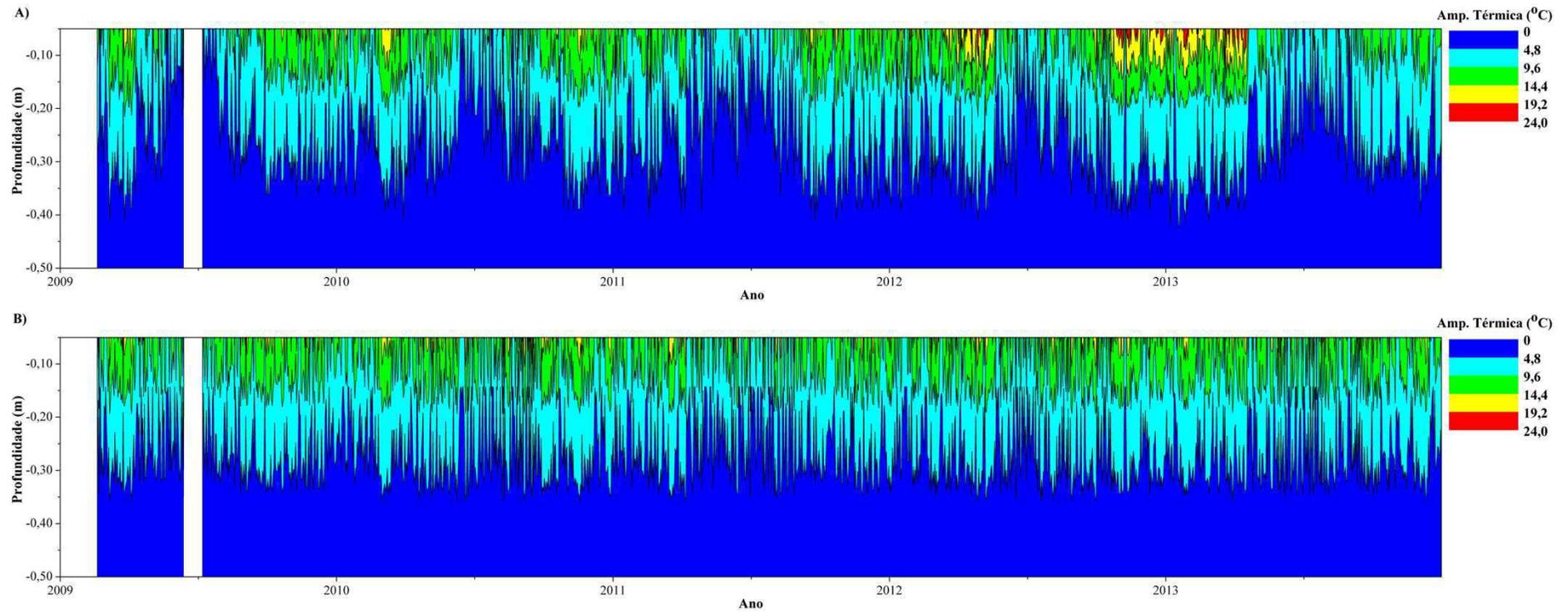


Figura 18. Amplitude térmica para o município de Lagoa Seca-PB, referente aos anos de 2009 a 2013, obtida da seguinte maneira: A) Mensurada; B) Estimada.

Mediante a análise visual, observa-se que existem similaridades entre as figuras (Figura 18A e 18B). A amplitude térmica reduz-se conforme há o avanço através do perfil vertical do solo e, conseqüentemente, os maiores (menores) valores são observados na profundidade de 5cm (50cm). Tal fenômeno está diretamente associado a absorção do calor nas regiões superficiais e, à medida que reduz o fluxo vertical, minimiza-se as variações nas regiões mais profundas. Na Figura 18A, verifica-se que a amplitude térmica exibe um decaimento em torno do mês de junho. Este é notório nas regiões superficiais do solo e, ao coincidir com a estação de inverno, está associada a redução natural da disponibilidade energética à superfície. Em particular, tal fenômeno é imperceptível a partir das estimativas oriundas do modelo desenvolvido (Figura 18B). Dada a exceção, este descreve satisfatoriamente o comportamento observado (principalmente, para as regiões mais profundas).

A análise visual é insuficiente para determinar o “grau” de similaridade entre os respectivos valores e, por conseguinte, torna-se necessário o emprego de diferentes indicadores estatísticos. Na Tabela 3, encontram-se as “medidas dos erros” associadas as estimativas:

Tabela 3. Erro médio (EM), erro absoluto médio (EAM) e raiz quadrada do quadrado médio do erro (RQME) calculados a partir da análise comparativa entre a amplitude térmica mensurada e estimada.

Profundidade	Indicadores Estatísticos	Ano				
		2009	2010	2011	2012	2013
05cm	EM	1,42	0,81	0,94	-1,53	0,19
	EAM	2,36	2,12	2,03	3,06	3,23
	RQME	2,95	2,67	2,50	3,67	3,84
15cm	EM	0,64	0,67	0,59	0,33	0,38
	EAM	1,11	1,14	1,09	0,93	1,05
	RQME	1,42	1,41	1,36	1,14	1,34
30cm	EM	0,15	0,17	-0,04	-0,16	-0,06
	EAM	0,60	0,65	0,66	0,58	0,68
	RQME	0,75	0,80	0,80	0,69	0,85
50cm	EM	-0,21	-0,22	-0,41	-0,45	-0,47
	EAM	0,37	0,40	0,49	0,50	0,53
	RQME	0,45	0,50	0,60	0,59	0,65

Mediante a análise da Tabela 3, verifica-se a significativa concordância entre os valores mensurados e estimados. Esta torna-se expressiva conforme há o avanço através do perfil vertical do solo e, de acordo com o EAM e RQME, são máximas (mínimas) na profundidade de 50cm (5cm). Os erros associados a profundidade de 5cm e, aos anos de 2012 e 2013, refletem os elevados valores da amplitude térmica (alcançando valores em torno de 24°C). Tal fenômeno não foi reproduzido pelo modelo desenvolvido e, conseqüentemente, obteve-se o erro superior aos 3°C. Este, por sua vez, torna-se inferior a 1°C a partir da profundidade de 30cm. O EM indica a tendência de superestimar (subestimar) a amplitude térmica nas regiões mais próximas (distantes) da superfície do solo. O modelo desenvolvido é eficaz para a estimativa da amplitude térmica e, uma vez calibrado, não requer os dados de temperatura do solo (em particular, requer os dados de cobertura de nuvem). Finalmente, deve-se persistir as pesquisas a fim de que venha reproduzir a sazonalidade e os eventos extremos associados a amplitude térmica do solo.

5. CONCLUSÕES

A partir desta, tornou-se possível concluir que:

- O método proposto é eficaz na estimativa da cobertura de nuvem e, indispondo dos dados de insolação ou equipamentos para o emprego de técnicas sofisticadas, apresenta-se como uma alternativa útil. Além disso, visto que os dados de insolação provêm de um equipamento analógico (Heliógrafo de Campbell-Stokes), o método proposto deve ser priorizado caso esteja disponível os dados de radiação solar à superfície;
- A cobertura de nuvem é determinante para a variabilidade térmica diária do solo. Estas variáveis apresentam-se inversamente relacionadas e, por conseguinte, a cobertura de nuvem propicia a redução da variabilidade térmica diária do solo. Em particular, visto a expressiva correlação em todo o perfil vertical, deve ser considerada nos estudos referentes ao comportamento térmico do solo;
- O modelo matemático deve incorporar uma variável referente à cobertura de nuvem e, conseqüentemente, estimar satisfatoriamente o comportamento térmico do solo (em particular, nos dias de “céu nublado”). Esta variável é incorporada ao termo referente à amplitude térmica diária e, ao realizar a devida estimativa, obtêm-se significativa concordância com os valores mensurados (principalmente, para as regiões mais profundas). Neste contexto, deve-se empregar o modelo matemático reformulado nas pesquisas futuras;
- Os solos apresentam características específicas quanto à constituição e, de acordo com as propriedades térmicas, pode-se alterar ligeiramente o “grau” da relação solo-atmosfera. As pesquisas devem ser realizadas para os demais tipos de solo (diferente do Neossolo Regolítico) e, além de analisar aquela relação existente, obter-se as calibrações necessárias para o emprego do modelo matemático reformulado. Por fim, visto que a cobertura de nuvem é determinante para o balanço de energia do planeta, espera-se uma relação significativa independente do tipo de solo.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ahrens, C. D. **Essentials of meteorology: an invitation to the atmosphere**. Belmont: Brooks Cole, 2010. 528p.

Alados, I.; Olmo, F. J.; Foya-Moreno, I.; Alados-Arboledas, L. Estimation of photosynthetically active radiation under cloudy condition. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.102, p.39-50, 2000.

Allan, R. P. Combining satellite data and models to estimate cloud radiative effect at the surface and in the atmosphere. **Meteorological Applications**, v.18, p.324-333, 2011.

Alvalá, R. C. S.; Gielow, R.; Rocha, H. R.; Freitas, H. C.; Lopes, J. M.; Manzi, A. O.; Randow, C.; Dias, M. A. F. S.; Cabral, O. M. R.; Waterloo, M. J. Intradiurnal and seasonal variability of soil temperature, heat flux, soil moisture content, and thermal properties under forest and pasture in Rondônia. **Journal of Geophysical Research**, v.107, p.1-20, 2002.

Andrade Júnior, A. S.; Noletto, D. H.; Silva, M. E.; Braga, D. L.; Bastos, E. A. Coeficientes da equação de Angström-Prescott para Parnaíba, Piauí. **Comunicata Scientiae**, v.3, p.50-54, 2012.

Andrews, D. G. **An introduction to atmospheric physics**. New York: Cambridge University Press, 2010. 249p.

Araújo, T. S. **Influência de elementos agrometeorológicos no rendimento da bananeira**. 2014. 77p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande. 2014.

Araújo, T. S.; Fideles Filho, J.; Kumar, K. K.; Rao, T. V. R. Crescimento da alface-americana em função dos ambientes, épocas e graus-dias. **Revista Brasileira de Ciências Agrárias**, v.5, p.441-449, 2010.

Assireu, A. T.; Reboita, M. S.; Correa, M. P. Observando o céu, quantificando as nuvens e praticando modelagem: um exercício de apoio ao aprendizado das ciências atmosféricas. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v.34, p.1-6, 2012.

Azevedo, J. V. V.; Santos, C. A. C.; Alves, T. L. B.; Azevedo, P. V.; Olinda, R. A. Influência do clima na incidência de infecção respiratória aguda em crianças nos municípios de Campina

Grande e Monteiro, Paraíba, Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.30, p.467-477, 2015.

Azevedo, T. R.; Galvani, E. Ajuste do ciclo médio mensal horário da temperatura do solo em função da temperatura do ar. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.11, p.123-130, 2003.

Badescu, V. Observations concerning the empirical relationship of cloud shade to point cloudiness (Romania). **Journal of Applied Meteorology**, v.29, p.1358-1360, 1990.

Badescu, V. Studies concerning the empirical relationship of cloud shade to point cloudiness (Romania). **Theoretical and Applied Climatology**, v.44, p.187-200, 1991.

Badescu, V. Over and under estimation of cloud amount: theory and Romanian observations. **International Journal of Solar Energy**, v.11, p.201-209, 1992.

Badescu, V.; Paulescu, M. Autocorrelation properties of the sunshine number and sunshine stability number. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v.112, p.139-154, 2011a.

Badescu, V.; Paulescu, M. Statistical properties of the sunshine number illustrated with measurements from Timisoara (Romania). **Atmospheric Research**, v.101, p.194-204, 2011b.

Becker, E. L. S. **Solo do Rio Grande do Sul e sua relação com o clima**. 2008. 99p. Tese (Doutorado em Agronomia) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria. 2008.

Belúcio, L. P.; Silva, A. P. N.; Souza, L. R.; Moura, G. B. A. Radiação solar global estimada a partir da insolação para Macapá (AP). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.29, p.494-504, 2014.

Beruski, G. C.; Pereira, A. B.; Sentelhas, P. C. Desempenho de diferentes modelos de estimativa da radiação solar global em Ponta Grossa, PR. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.30, p.205-213, 2015.

Besharat, F.; Dehghan, A. A.; Faghih, A. R. Empirical models for estimating global solar radiation: a review and case study. **Renewable and Sustainable Energy Reviews**, v.21, p.798-821, 2013.

Borges, V. P.; Oliveira, A. S.; Coelho Filho, M. A.; Silva, T. S. M.; Pamponet, B. M. Avaliação de modelos de estimativa da radiação solar incidente em Cruz das Almas, Bahia. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.14, p.74-80, 2010.

Brabec, M.; Badescu, V.; Paulescu, M.; Dumitrescu, A. A new perspective on the relationship between cloud shade and point cloudiness. **Atmospheric Research**, v.172-173, p.136-146, 2016.

Brady, N. C.; Weil, R. R. **Elementos da natureza e propriedades dos solos**. Porto Alegre: Bookman, 2013. 686p.

Buriol, G. A.; Estefanel, V.; Heldwein, A. B.; Prestes, S. D.; Horn, J. F. C. Estimativa da radiação solar global a partir dos dados de insolação, para Santa Maria-RS. **Ciência Rural**, v.42, p.1563-1567, 2012.

Camargo, A. P.; Sentelhas, P. C. Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativas da evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo, Brasil. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.5, p.89-97, 1997.

Campos, M. S.; Alcantara, L. D. S. Interpretação dos efeitos de tempo nublado e chuvoso sobre a radiação solar em Belém/PA para uso em sistemas fotovoltaicos. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.31, p.570-579, 2016.

Carneiro, R. G.; Moura, M. A. L.; Silva, V. P. R.; Silva Junior, R. S.; Andrade, A. M. D.; Santos, A. B. Variabilidade da temperatura do solo em função da liteira em fragmento remanescente de mata atlântica. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.18, p.99-108, 2014.

Carvalho, D. F.; Silva, D. G.; Souza, A. P.; Gomes, D. P.; Rocha, H. S. Coeficientes da equação de Angström-Prezcott e sua influência na evapotranspiração de referência em Seropédica, RJ. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.15, p.838-844, 2011.

Castro, O. M. **Preparo do solo para a cultura do milho**. Campinas: Fundação Cargill, 1989. 41p.

Cazorla, A.; Olmo, F. J.; Alados-Arboledas, L. Development of a sky imager for cloud cover assessment. **Journal of the Optical Society of America A**, v.25, p.29-39, 2008.

Chukwujindu, N. S. A comprehensive review of empirical models for estimating global solar radiation in Africa. **Renewable and Sustainable Energy Reviews**, v.78, p.955-995, 2017.

Coelho, M. E. H.; Freitas, F. C. L.; Cunha, J. L. X. L.; Silva, K. S.; Grangeiro, L. C.; Oliveira, J. B. Coberturas do solo sobre a amplitude térmica e a produtividade de pimentão. **Planta Daninha**, v.31, p.369-378, 2013.

Custódio, M. S.; Berlato, M. A.; Fontana, D. C. Nebulosidade diurna no Rio Grande do Sul, Brasil: climatologia e tendência temporal. **Pesquisa Agropecuária Gaúcha**, v.15, p.45-52, 2009.

Çelik, Ö.; Teke, A.; Yildirim, H. B. The optimized artificial neural network model with Levenberg-Marquardt algorithm for global solar radiation estimation in Eastern Mediterranean Region of Turkey. **Journal of Cleaner Production**, v.116, p.1-12, 2016.

Çengel, Y. A. **Heat transfer: a practical approach**. New York: McGraw-Hill, 2002. 896p.

Çengel, Y. A.; Ghajar, A. J. **Transferência de calor e massa: uma abordagem prática**. Porto Alegre: AMGH, 2012. 904p.

Dallacort, R.; Freitas, P. S. L.; Gonçalves, A. C. A.; Rezende, R.; Bertanha, A.; Silva, F. F.; Trintinalha, M. Determinação dos coeficientes da equação de Angstron para a região de Pelotina, Estado do Paraná. **Acta Scientiarum**, v.26, p.329-336, 2004.

Danelichen, V. H. M.; Biudes, M. S. Avaliação da difusividade térmica de um solo no norte do pantanal. **Ciência e Natura**, v.33, p.227-240, 2011.

Das, A.; Park, J.; Park, J. Estimation of available global solar radiation using sunshine duration over South Korea. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v.134, p.22-29, 2015.

Devore, J. L. **Probabilidade e estatística: para engenharia e ciências**. São Paulo: Cengage Learning, 2006. 692p.

Diniz, J. M. T. Variabilidade da precipitação e do número de dias com chuvas de duas cidades distintas da Paraíba. **Holos**, v.3, p.171-180, 2013.

Diniz, J. M. T. **Caracterização das propriedades térmicas do solo de Lagoa Seca-PB**. 2014. 72p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande. 2014.

Dornelas, K. D. S.; Silva, C. L.; Oliveira, C. A. S. Coeficientes médios da equação de Angström-Prescott, radiação solar e evapotranspiração de referência em Brasília. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.41, p.1213-1219, 2006.

Echer, E.; Souza, M. P. A Lei de Beer aplicada na atmosfera terrestre. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v.23, p.276-283, 2001.

Furlani, C. E. A.; Gamero, C. A.; Levien, R.; Silva, R. P.; Cortez, J. W. Temperatura do solo em função do preparo do solo e do manejo da cobertura de inverno. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.32, p.375-380, 2008.

Gao, Z.; Wang, L.; Horton, R. Comparison of six algorithms to determine the soil thermal diffusivity at a site in the Loess Plateau of China. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.6, p.2247-2274, 2009.

Gardner, C. M. K.; Laryea, K. B.; Unger, P. W. **Soil physical constraints to plant growth and crop production**. Roma: Fao, 1999. 106p.

Gasparim, E.; Ricieri, R. P.; Silva, S. L.; Dallacort, R.; Gnoatto, E. Temperatura no perfil do solo utilizando duas densidades de cobertura e solo nu. **Acta Scientiarum**, v.27, p.107-115, 2005.

Gomes, O. M.; Santos, C. A. C.; Souza, F. A. S.; Paiva, W.; Olinda, R. A. Análise comparativa da precipitação no Estado da Paraíba utilizando modelos de regressão polinomial. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.30, p.47-58, 2015.

Gonçalves, A. O.; Fagnani, M. A.; Peres, J. G. Efeitos da cobertura do solo com filme de polietileno azul no consumo de água da cultura da alface cultivada em estufa. **Engenharia Agrícola**, v.25, p.622-631, 2005.

Gregorich, E. G.; Turchenek, L. W.; Carter, M. R.; Angers, D. A. **Soil and environmental science dictionary**. Boca Raton: CRC Press, 2001. 569p.

Harrison, A. W.; Coombes, C. A. Empirical relationship of cloud shade to point cloudiness (Canada). **Solar Energy**, v.37, p.417-421, 1986.

Hillel, D. **Introduction to soil physics**. New York: Academic Press, 1982. 353p.

Hillel, D. **Introduction to environmental soil physics**. San Diego: Elsevier, 2004. 511p.

Holman, J. P. **Heat transfer**. New York: McGraw-Hill, 2010. 758p.

Horton, R.; Wierenga, P. J.; Nielsen, D. R. Evaluation of methods for determining the apparent thermal diffusivity of soil near the surface. **Soil Science Society of American Journal**, v.47, p.25-32, 1983.

Houze Junior, R. A. **Cloud dynamics**. Amsterdam: Elsevier, 2014. 457p.

Hoyt, D. V. Percent of possible sunshine and the total cloud cover. **Monthly Weather Review**, v.105, p.648-652, 1977.

Hu, G.; Zhao, L.; Wu, X.; Li, R.; Wu, T.; Xie, C.; Qiao, Y.; Shi, J.; Cheng, G. An analytical model for estimating soil temperature profiles on the Qinghai-Tibet Plateau of China. **Journal of Arid Land**, v.8, p.232-240, 2016.

Iqbal, M. **An introduction to solar radiation**. London: Academic Press, 1983. 409p.

Jackson, R. D.; Kihkham, D. Method of measurement of the real thermal diffusivity of moist soil. **Soil Science Society of America Proceedings**, v.22, p.479-482, 1958.

Jahani, B.; Dinpashoh, Y.; Nafchi, A. R. Evaluation and development of empirical models for estimating daily solar radiation. **Renewable and Sustainable Energy Reviews**, v.73, p.878-891, 2017.

Jenny, H. **Factors of soil formation: a system of quantitative pedology**. New York: McGraw-Hill, 1941. 281p.

Lal, R.; Shukla, M. K. **Principles of soil physics**. New York: Marcel Dekker, 2004. 699p.

Larson, R.; Farber, B. **Estatística aplicada**. São Paulo: Prentice Hall, 2004. 476p.

Li, Q.; Lu, W.; Yang, J. A hybrid thresholding algorithm for cloud detection on ground-based color images. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v.28, p.1286-1296, 2011.

Lier, Q. J.; Durigon, A. Soil thermal diffusivity estimated from data of soil temperature and single soil component properties. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.37, p.106-112, 2013.

Lima, L. M. **Observações de ondas planetárias na região da mesopausa equatorial e de baixas latitudes do Hemisfério Sul**. 2004. 245p. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2004.

Liu, J.; Linderholm, H.; Chen, D.; Zhou, X.; Flerchinger, G. N.; Yu, Q.; Du, J.; Wu, D.; Shen, Y.; Yang, Z. Changes in the relationship between solar radiation and sunshine duration in larges cities of China. **Energy**, v.82, p.589-600, 2015.

Liu, J.; Liu, J.; Linderholm, H. W.; Chen, D.; Yu, Q.; Wu, D.; Haginoya, S. Observation and calculation of the solar radiation on the Tibetan Plateau. **Energy Conversion and Management**, v.57, p.23-32, 2012.

Liu, J.; Pan, T.; Chen, D.; Zhou, X.; Yu, Q.; Flerchinger, G. N.; Liu, D. L.; Zou, X.; Linderholm, H. W.; Du, J.; Wu, D.; Shen, Y. An improved Angström-Type Model for estimating solar radiation over the Tibetan Plateau. **Energies**, v.10, p.1-28, 2017.

Liu, L.; Sun, X.; Chen, F.; Zhao, S.; Gao, T. Cloud classification based on structure features of infrared images. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v.28, p.410-417, 2011.

Liu, X.; Xu, Y.; Zhong, X.; Zhong, W.; Porter, J. R.; Liu, W. Assessing models for parameters of the Angström-Prescott formula in China. **Applied Energy**, v.96, p.327-338, 2012.

Lozano, J. A. M.; Tena, F.; Onrubia, J. E.; Rubia, J. The historical evolution of the Angström formula and its modifications: review and bibliography. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.33, p.109-128, 1984.

Luciano, A. C. S. **Modelagem da distribuição da radiação solar incidente na superfície do terreno a partir de dados SRTM**. 2015. 88p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2015.

Macedo, M. J. H.; Guedes, R. V. S.; Sousa, F. A. S. Monitoramento e intensidade das secas e chuvas na cidade de Campina Grande/PB. **Revista Brasileira de Climatologia**, v.8, p.105-117, 2011.

Marinho, R. A.; Beserra, E. B.; Bezerra-Gusmão, M. A.; Porto, V. S.; Olinda, R. A.; Santos, C. A. C. Effects of temperature on the life cycle, expansion, and dispersion of *Aedes aegypti* (Diptera: Culicidae) in three cities in Paraíba, Brazil. **Journal of Vector Ecology**, v.41, p.1-10, 2016.

Medeiros, F. J.; Silva, C. M. S.; Bezerra, B. G. Calibration of Angström-Prescott equation to estimate daily solar radiation on Rio Grande do Norte State, Brazil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.32, p.409-416, 2017.

Mendonça, F.; Danni-Oliveira, I. M. **Climatologia: noções básicas e climas do Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2007. 208p.

Moreira, F. M. S.; Cares, J. E.; Zanetti, R.; Stümer, S. L. **O ecossistema solo: componentes, relações ecológicas e efeitos na produção vegetal**. Lavras: UFLA, 2013. 352p.

Moreira, P. S. P.; Dallacort, R.; Galvanin, E. A. S.; Neves, R. J.; Carvalho, M. A. C.; Barbieri, J. D. Ciclo diário de variáveis meteorológicas nos biomas do estado de Mato Grosso. **Revista Brasileira de Climatologia**, v.17, p.173-188, 2015.

Mota, F. S. **Meteorologia agrícola**. São Paulo: Nobel, 1983. 376p.

Moura, L. M.; Martins, F. R.; Assireu, A. T. Variabilidade da cobertura de nuvens na cidade de São Paulo. **Revista Ambiente & Água**, v.11, p.903-914, 2016.

Moura, M. A. L.; Querino, C. A. S. Variação sazonal do fluxo de calor no solo dentro de um manguezal tropical. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.14, p.296-302, 2010.

Nóbrega, J. N. **Eventos extremos de precipitação nas mesorregiões do Estado da Paraíba e suas relações com a TSM dos Oceanos Atlântico e Pacífico**. 2012. 96p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande. 2012.

Otunla, T. A.; Oladiran, E. O. Evaluation of soil thermal diffusivity algorithms at two equatorial sites in West Africa. **Annals of Geophysics**, v.56, p.1-12, 2013.

Paulescu, M.; Badescu, V. New approach to measure the stability of the solar radiative regime. **Theoretical and Applied Climatology**, v.103, p.459-470, 2011.

Pedron, F. A. **Mineralogia, morfologia e classificação de saprolitos e neossolos derivados de rochas vulcânicas no Rio Grande do Sul**. 2007. 160p. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria. 2007.

Pelkowski, J. A physical rationale for generalized Angström-Prescott regression. **Solar Energy**, v.83, p.955-963, 2009.

Persaud, N.; Lesolle, D.; Ouattara, M. Coefficients of the Angström-Prescott equation for estimating global irradiance from hours of bright sunshine in Botswana and Niger. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.88, p.27-35, 1997.

Pifer, A.; Aurani, K. M. A teoria analítica do calor de Joseph Fourier: uma análise das bases conceituais e epistemológicas. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v.37, p.1-9, 2015.

Pinheiro, J. I. D.; Cunha, S. B.; Carvajal, S. R.; Gomes, G. C. **Estatística básica: a arte de trabalhar com dados**. Rio de Janeiro: Elsevier, 2009. 288p.

Prevedello, C. L. **Física do solo com problemas resolvidos**. Curitiba: SAEAFS, 1996. 446p.

Rangarajan, S.; Swaminathan, M. S.; Mani, A. Computation of solar radiation from observations of cloud cover. **Solar Energy**, v.32, p.553-556, 1984.

Rao, T. V. R.; Silva, B. B.; Moreira, A. A. Características térmicas do solo em Salvador, BA. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.9, p.554-559, 2005.

Rebouças, A. C. Água na região Nordeste: desperdício e escassez. **Estudos Avançados**, v.11, p.127-154, 1997.

Reichardt, K.; Timm, L. C. **Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações**. Barueri: Manole, 2004. 478p.

Rodriguez, J. L. **Atlas escolar da Paraíba**. João Pessoa: GRAFSET, 2002. 112p.

Saha, K. **The earth's atmosphere: its physics and dynamics**. Berlin: Springer, 2008. 374p.

Salby, M. L. **Physics of the atmosphere and climate**. New York: Cambridge University Press, 2012. 717p.

Sanchez-Lorenzo, A.; Calbó, J.; Wild, M.; Azorin-Molina, C.; Sanchez-Romero, A. New insights into the history of the Campbell-Stokes sunshine recorder. **Weather**, v. 68, p.327-331, 2013.

Santos, C. M.; Souza, J. L.; Ferreira Júnior, R. A.; Tiba, C.; Melo, R. O.; Lyra, G. B.; Teodoro, I.; Lyra, G. B.; Lemos, M. A. M. On modeling global solar irradiation using air temperature for Alagoas State, Northeastern Brazil. **Energy**, v.71, p.388-398, 2014.

Santos, H. G.; Jacomine, P. K. T.; Anjos, L. H. C.; Oliveira, V. A.; Lumbreras, J. F.; Coelho, M. R.; Almeida, J. A.; Cunha, T. J. F.; Oliveira, J. B. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Brasília: Embrapa, 2013. 353p.

Santos, J. C. B.; Souza Júnior, V. S.; Corrêa, M. M.; Ribeiro, M. R.; Almeida, M. C.; Borges, L. E. P. Caracterização de neossolos regolíticos da região semiárida do estado de Pernambuco. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.36, p.683-695, 2012.

Schoonover, J. E.; Crim, J. F. An introduction to soil concepts and the role of soils in watershed management. **Journal of Contemporary Water Research & Education**, v.154, p.21-47, 2015.

Shukla, M. K. **Soil physics: an introduction**. Boca Raton: CRC Press, 2014. 466p.

Sicsú, A. L.; Dana, S. **Estatística aplicada: análise exploratória de dados**. São Paulo: Saraiva, 2012. 160p.

Silans, A. P.; Silva, F. M.; Barbosa, F. A. R. Determinação in loco da difusividade térmica num solo da região de Caatinga (PB). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.30, p.41-48, 2006.

Silva, A. A.; Souza Echer, M. P. Ground-based measurements of local cloud cover. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v.120, p.201-212, 2013.

Silva, A. A.; Souza Echer, M. P. Ground-based observations of clouds through both an automatic imager and human observation. **Meteorological Applications**, v.23, p.150-157, 2016.

Silva, M. B. P.; Escobedo, J. F.; Rossi, T. J.; Santos, C. M.; Silva, S. H. M. G. Performance of the Angström-Prescott Model (A-P) and SVM and ANN techniques to estimate daily global solar irradiation in Botucatu/SP/Brazil. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v.160, p.11-23, 2017.

Silva, V. P. R. On climate variability in Northeast of Brazil. **Journal of Arid Environments**, v.58, p.575-596, 2004.

Silva, V. P. R.; Azevedo, P. V.; Brito, R. S.; Campos, J. H. B. C. Evaluating the urban climate of a typically tropical city of northeastern Brazil. **Environmental Monitoring and Assessment**, v.161, p.45-59, 2010.

Soil Science Society of America. **Glossary of soil science terms 2008**. Madison: Soil Science Society of America, 2008. 93p.

Souza, A. P.; Carvalho, D. F.; Silva, L. B. D.; Almeida, F. T.; Rocha, H. S. Estimativas da evapotranspiração de referência em diferentes condições de nebulosidade. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.46, p.219-228, 2011.

Souza Echer, M. P.; Martins, F. R.; Araujo, R. T.; Villaron, M. A.; Pinto, M. L. A.; Corrêa, C. S. Comparison of ground techniques used to estimate cloud cover in Florianópolis, Southern Brazil. **Revista Brasileira de Geofísica**, v.31, p.85-95, 2013.

Souza Echer, M. P.; Martins, F. R.; Pereira, E. B. A importância dos dados de cobertura de nuvens e de sua variabilidade: metodologias para aquisição de dados. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v.28, p.341-352, 2006.

Souza Echer, M. P.; Pereira, E. B.; Bins, L. S.; Andrade, M. A. R. A simple method for the assessment of the cloud cover state in high-latitude regions by a ground-based digital camera. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v.23, p.437-447, 2006.

Spiegel, M. R. **Estatística**. São Paulo: Makron Books, 1993. 643p.

Srivastava, R. C.; Pandey, H. Estimating Angstrom-Prescott coefficients for India and developing a correlation between sunshine hours and global radiation for India. **ISRN Renewable Energy**, v.2013, p.1-7, 2013.

Tachinardi, P. Efeitos das variações de temperatura ambiental em ritmos circadianos. **Revista da Biologia**, v.9, p.13-18, 2012.

Thomas, D. S. G. **The dictionary of physical geography**. Oxford: Wiley, 2016. 635p.

Tiba, C. Solar radiation in the Brazilian Northeast. **Renewable Energy**, v.22, p.565-578, 2001.

Tyagi, B.; Satyanarayana, A. N. V. Modeling of soil surface temperature and heat flux during pre-monsoon season at two tropical stations. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v.72, p.224-233, 2010.

- Varejão-Silva, M. A. **Meteorologia e climatologia**. Recife: Versão Digital, 2006. 463p.
- Vianello, R. L.; Alves, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: UFV, 2000. 448p.
- Willmott, C. J.; Ackleson, S. G.; Davis, R. E.; Feddema, J. J.; Klink, K. M.; Legates, D. R.; O'Donnell, J.; Rowe, C. M. Statistic for the evaluation and comparison of models. **Journal of Geophysical Research**, v.90, p.8995-9005, 1985.
- Yildirim, H. B.; Çelik, Ö.; Teke, A.; Barutçu, B. Estimating daily global solar radiation with graphical user interface in Eastern Mediterranean region of Turkey. **Renewable and Sustainable Energy Reviews**, v.82, p.1528-1537, 2017.
- Zill, D. G. **Equações diferenciais com aplicações em modelagem**. São Paulo: Cengage Learning, 2016. 504p.
- Zonta, J. H.; Martinez, M. A.; Silva, D. D.; Pruski, F. F.; Santos, M. R. Modelagem da infiltração em solos com encrostamento superficial. Parte II: Condutividade hidráulica variando no tempo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.16, p.471-479, 2012.

APÊNDICE A

A equação da condução de calor unidimensional:

$$\frac{\partial}{\partial t}(T) = D \frac{\partial^2}{\partial z^2}(T) \quad (I)$$

De acordo com Hillel (2004), a solução pode ser escrita da seguinte maneira:

$$T_{(z,t)} = \bar{T} + T_o e^{(-z\sqrt{\omega/2D})} \text{sen}(\omega t - z\sqrt{\omega/2D} + \phi) \quad (II)$$

A Equação (II), derivada parcialmente com relação ao tempo:

$$\frac{\partial}{\partial t}(T) = \frac{\partial}{\partial t} \left(\bar{T} + T_o e^{(-z\sqrt{\omega/2D})} \text{sen}(\omega t - z\sqrt{\omega/2D} + \phi) \right) \quad (III)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(T) = \frac{\partial}{\partial t}(\bar{T}) + \frac{\partial}{\partial t} \left(T_o e^{(-z\sqrt{\omega/2D})} \text{sen}(\omega t - z\sqrt{\omega/2D} + \phi) \right) \quad (IV)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(T) = \frac{\partial}{\partial t}(\bar{T}) + \left(\text{sen}(\omega t - z\sqrt{\omega/2D} + \phi) \right) \frac{\partial}{\partial t} \left(T_o e^{(-z\sqrt{\omega/2D})} \right) \\ + \left(T_o e^{(-z\sqrt{\omega/2D})} \right) \frac{\partial}{\partial t} \left(\text{sen}(\omega t - z\sqrt{\omega/2D} + \phi) \right) \end{aligned} \quad (V)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(T) = T_o \omega e^{(-z\sqrt{\omega/2D})} \cos(\omega t - z\sqrt{\omega/2D} + \phi) \quad (VI)$$

A Equação (II), derivada parcialmente com relação a profundidade:

$$\frac{\partial}{\partial z}(T) = \frac{\partial}{\partial z} \left(\bar{T} + T_o e^{(-z\sqrt{\omega/2D})} \text{sen}(\omega t - z\sqrt{\omega/2D} + \phi) \right) \quad (VII)$$

$$\frac{\partial}{\partial z}(T) = \frac{\partial}{\partial z}(\bar{T}) + \frac{\partial}{\partial z} \left(T_o e^{(-z\sqrt{\omega/2D})} \text{sen}(\omega t - z\sqrt{\omega/2D} + \phi) \right) \quad (VIII)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial z}(T) = \frac{\partial}{\partial z}(\bar{T}) + \left(\text{sen}(\omega t - z\sqrt{\omega/2D} + \phi) \right) \frac{\partial}{\partial z} \left(T_o e^{(-z\sqrt{\omega/2D})} \right) \\ + \left(T_o e^{(-z\sqrt{\omega/2D})} \right) \frac{\partial}{\partial z} \left(\text{sen}(\omega t - z\sqrt{\omega/2D} + \phi) \right) \end{aligned} \quad (IX)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial z}(T) = & -T_o \left(\sqrt{\omega/2D} \right) e^{(-z\sqrt{\omega/2D})} \left(\text{sen} \left(\omega t - z\sqrt{\omega/2D} + \phi \right) \right) \\ & - T_o \left(\sqrt{\omega/2D} \right) e^{(-z\sqrt{\omega/2D})} \left(\text{cos} \left(\omega t - z\sqrt{\omega/2D} + \phi \right) \right) \end{aligned} \quad (\text{X})$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial z}(T) = & -T_o \left(\sqrt{\omega/2D} \right) e^{(-z\sqrt{\omega/2D})} \left(\left(\text{sen} \left(\omega t - z\sqrt{\omega/2D} + \phi \right) \right) \right. \\ & \left. + \left(\text{cos} \left(\omega t - z\sqrt{\omega/2D} + \phi \right) \right) \right) \end{aligned} \quad (\text{XI})$$

Novamente, derivada parcialmente com relação a profundidade:

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2}{\partial z^2}(T) = & -T_o \left(\sqrt{\omega/2D} \right) \frac{\partial}{\partial z} \left(e^{(-z\sqrt{\omega/2D})} \left(\left(\text{sen} \left(\omega t - z\sqrt{\omega/2D} + \phi \right) \right) \right. \right. \\ & \left. \left. + \left(\text{cos} \left(\omega t - z\sqrt{\omega/2D} + \phi \right) \right) \right) \right) \end{aligned} \quad (\text{XII})$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2}{\partial z^2}(T) = & -T_o \left(\sqrt{\omega/2D} \right) \left(- \left(\sqrt{\omega/2D} \right) e^{(-z\sqrt{\omega/2D})} \left(\text{sen} \left(\omega t - z\sqrt{\omega/2D} + \phi \right) \right) \right. \\ & - \left(\sqrt{\omega/2D} \right) e^{(-z\sqrt{\omega/2D})} \left(\text{cos} \left(\omega t - z\sqrt{\omega/2D} + \phi \right) \right) \\ & - \left(\sqrt{\omega/2D} \right) e^{(-z\sqrt{\omega/2D})} \left(\text{cos} \left(\omega t - z\sqrt{\omega/2D} + \phi \right) \right) \\ & \left. + \left(\sqrt{\omega/2D} \right) e^{(-z\sqrt{\omega/2D})} \left(\text{sen} \left(\omega t - z\sqrt{\omega/2D} + \phi \right) \right) \right) \end{aligned} \quad (\text{XIII})$$

$$\frac{\partial^2}{\partial z^2}(T) = 2T_o \left(\sqrt{\omega/2D} \right) \left(\sqrt{\omega/2D} \right) e^{(-z\sqrt{\omega/2D})} \left(\text{cos} \left(\omega t - z\sqrt{\omega/2D} + \phi \right) \right) \quad (\text{XIV})$$

$$\frac{\partial^2}{\partial z^2}(T) = T_o(\omega/D) e^{(-z\sqrt{\omega/2D})} \text{cos} \left(\omega t - z\sqrt{\omega/2D} + \phi \right) \quad (\text{XV})$$

Substituindo, as Equações (VI) e (XV), na Equação (I):

$$\begin{aligned} T_o \omega e^{(-z\sqrt{\omega/2D})} \text{cos} \left(\omega t - z\sqrt{\omega/2D} + \phi \right) \\ = DT_o(\omega/D) e^{(-z\sqrt{\omega/2D})} \text{cos} \left(\omega t - z\sqrt{\omega/2D} + \phi \right) \end{aligned} \quad (\text{XVI})$$

Logo:

$$T_o \omega e^{(-z\sqrt{\omega/2D})} \cos(\omega t - z\sqrt{\omega/2D} + \phi) = T_o \omega e^{(-z\sqrt{\omega/2D})} \cos(\omega t - z\sqrt{\omega/2D} + \phi) \quad (\text{XVII})$$

Confirma-se, portanto, aquela proposição realizada por Hillel (2004).

APÊNDICE B

Durante o ciclo diário, a temperatura da superfície ($z = 0$) alcança uma magnitude máxima. Neste instante, pode ser escrita da seguinte maneira:

$$T_{(0,t)} = \bar{T} + T_o \quad (I)$$

Para o caso específico da superfície:

$$T_{(0,t)} = \bar{T} + T_o \text{sen}(\omega t + \phi) \quad (II)$$

Será admitido que a magnitude máxima ocorre às 13:00 horas. Mediante o exposto, pode ser reescrita da seguinte maneira:

$$T_{(0,13)} = \bar{T} + T_o \text{sen}(13\omega + \phi) \quad (III)$$

As Equações (I) e (III) são consideradas análogas. Sob o ponto de vista matemático, igualando ambas:

$$\bar{T} + T_o = \bar{T} + T_o \text{sen}(13\omega + \phi) \quad (IV)$$

Sendo assim:

$$\text{sen}(13\omega + \phi) = \frac{T_o}{T_o} = 1 \quad (V)$$

Portanto, a condição deve ser satisfeita:

$$13\omega + \phi = \frac{\pi}{2} \quad (VI)$$

Em virtude de:

$$\omega = \frac{2\pi}{24} \quad (VII)$$

A Equação (VI), torna-se:

$$13 \left(\frac{2\pi}{24} \right) + \phi = \frac{\pi}{2} \quad (VIII)$$

A constante de fase é igual:

$$\phi = -\frac{7\pi}{12} \quad (\text{IX})$$

Substituindo:

$$T_{(z,t)} = \bar{T} + T_o e^{(-z\sqrt{\omega/2D})} \text{sen} \left(\omega t - z \sqrt{\frac{\omega}{2D}} - \frac{7\pi}{12} \right) \quad (\text{X})$$

Esta, por sua vez, deve ser utilizada para estimar a temperatura do solo.

APÊNDICE C

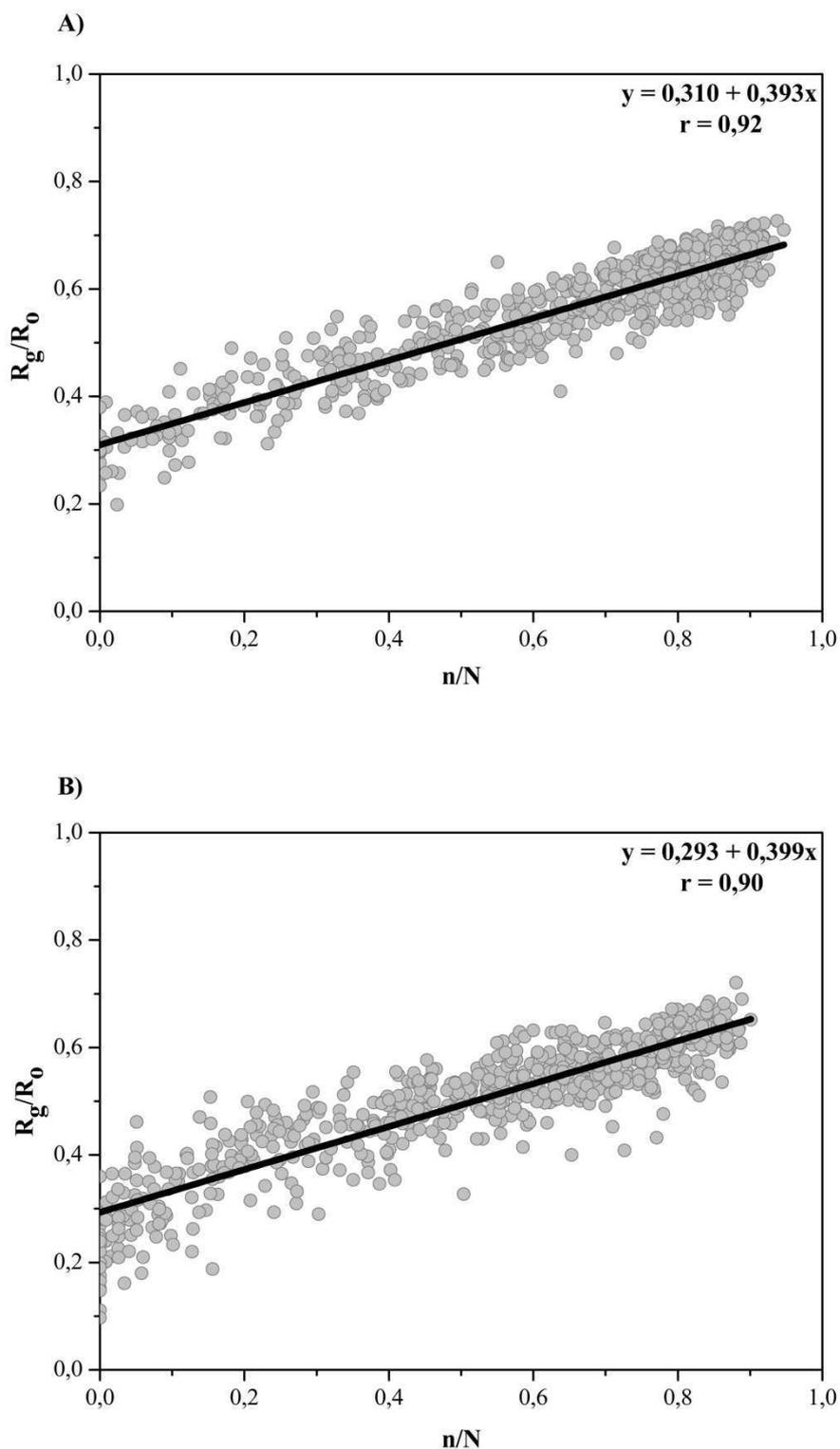


Figura I. Ajuste linear simples empregue na dispersão entre R_g/R_0 e n/N , referente aos anos de 2010 e 2011, para os seguintes municípios: A) Paulo Afonso-BA B) Recife-PE

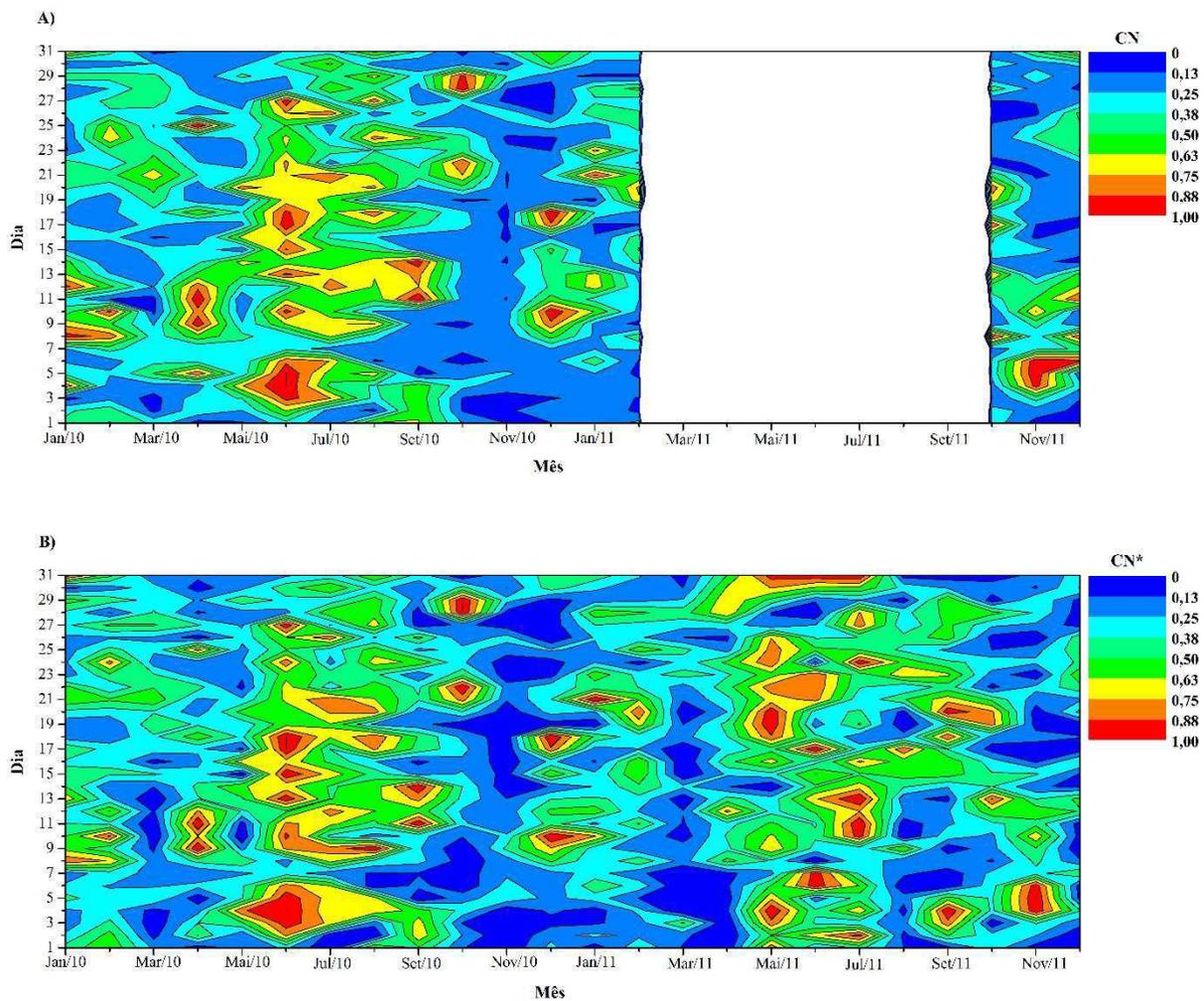


Figura II. Cobertura de nuvem para o município de Paulo Afonso-BA, referente aos anos de 2010 e 2011, estimada a partir de variáveis distintas: A) Dados de n (CN); B) Dados de R_g (CN*).

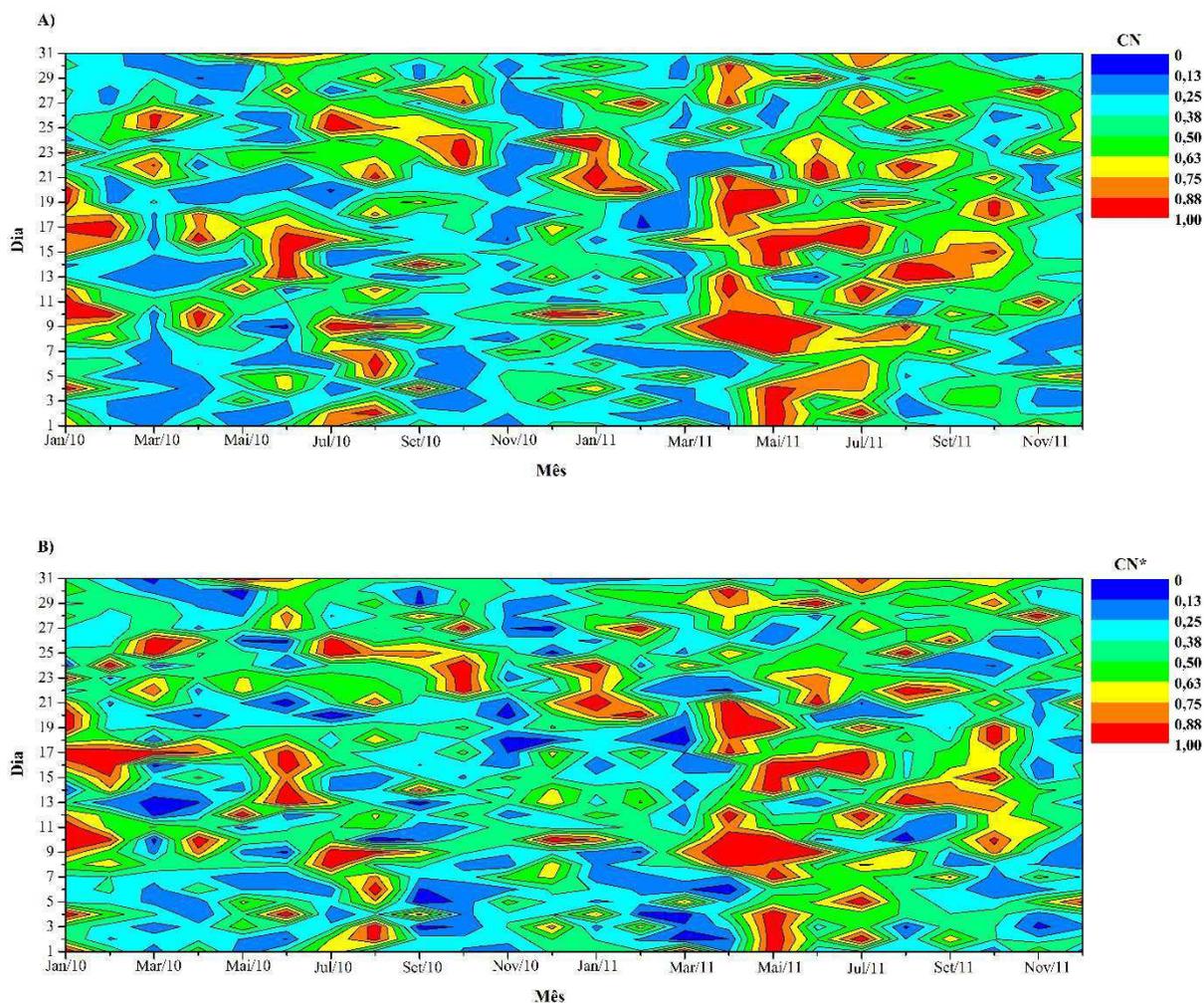


Figura III. Cobertura de nuvem para o município de Recife-PE, referente aos anos de 2010 e 2011, estimada a partir de variáveis distintas: A) Dados de n (CN); B) Dados de R_g (CN*).

Tabela I. Análise estatística das estimativas referente a cobertura de nuvem.

Localidade	Ferramenta Estatística		
	r	d	c
Paulo Afonso-BA	0,85	0,92	0,78 (Muito bom)
Recife-PE	0,88	0,94	0,83 (Muito bom)