



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO STRICTO SENSU EM GEOCIÊNCIAS**  
**APLICADAS**

*Tese de Doutorado*

**Cenários Futuros de Mudanças Climáticas e Impactos  
do Conforto Térmico Humano em Áreas Urbanizadas**

*Rafaela Lisboa Costa*

*Brasília, Maio de 2017*

*Tese de Doutorado*

**Cenários Futuros de Mudanças Climáticas e Impactos do Conforto  
Térmico Humano em Áreas Urbanizadas**

Tese de Doutorado apresentada à Banca Examinadora do Instituto de Geociências Aplicadas (Geoprocessamento e Análise Ambiental) da Universidade de Brasília, como exigência para obtenção do Título de Doutor em Geociências Aplicadas.

**Área de concentração:** Geoprocessamento e Análise Ambiental

**BRASÍLIA – DF**

**2017**

*“A ciência nunca resolve um problema sem criar pelo menos outros dez”. (George Bernard Shaw)*

## *Agradecimentos*

Aos meus pais, Vera e Ari, que, sem seus esforços para me proporcionar uma boa educação, com certeza, eu não estaria concluindo este doutorado.

À minha irmã, Isabele, aos meus primos, tios, minha avó, que, mesmo distantes, sempre torceram e continuam a torcer pelo meu sucesso, tanto profissional como pessoal.

Ao meu esposo, Fabrício. Sem ele, eu não teria chegado até este momento. Ele foi o meu principal apoiador e incentivador para a conclusão deste trabalho.

Ao meu professor e orientador, Gustavo, que, sem ao menos me conhecer, acreditou em mim, no meu trabalho e no meu potencial. Se tornou, além de um professor, um grande amigo.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior (Capes) pelo auxílio financeiro durante todo o curso.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas, na forma de seus professores, técnicos-administrativos e alunos.

Aos amigos Khalil, Marcell, Sofia e Kleber. O apoio e a ajuda de vocês foram essenciais para a conclusão desta pesquisa.

Enfim, a todos que, de alguma forma, colaboraram para a conclusão deste trabalho,

**Muito Obrigada!**

## RESUMO

### CENÁRIOS FUTUROS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS E IMPACTOS NO CONFORTO TÉRMICO HUMANO EM ÁREAS URBANIZADAS

O objetivo deste estudo foi avaliar os impactos das mudanças climáticas no grau de conforto e/ou desconforto térmico, sentido pela população de áreas urbanas da Região Nordeste do Brasil. Para a realização deste estudo, foram utilizados dados das 96 estações meteorológicas convencionais do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), distribuída por toda região de estudo. Inicialmente, procurou-se mostrar o comportamento das variáveis meteorológicas temperatura e precipitação, desde o ano de 1961 ao ano de 2014, por meio índices que avaliam tendências de ocorrência de extremos climáticos. Os impactos das mudanças climáticas foi investigado com base na média dos resultados de quatro modelos climáticos globais, ECHAM5-OM, HADGEM2-ES, BCM2 e o CNRM-CM3, para dois cenários de emissões de gases de efeito estufa, A1B e A2 que tiveram suas projeções futuras regionalizadas para o período 2021-2080 com o emprego da técnica de *downscaling* estatístico. Para avaliar o conforto/desconforto térmico, utilizou-se o Índice de Desconforto de Kawamura ( $ID_K$ ), onde foi possível fazer uma avaliação das consequências das mudanças climáticas, no grau de conforto/desconforto térmico na região Nordeste, por meio de uma análise futura para esse índice. Por fim, por meio do uso da técnica de sensoriamento remoto, tentou-se identificar ilhas de calor em áreas urbanas pré-selecionadas, assim como, avaliar se houve expansão da mancha urbana e o comportamento do conforto térmico humano nessas áreas. Os resultados encontrados permitiram concluir que: (i) Por meio do uso de índices que avaliam tendências de extremos, durante os anos de 1961 a 2014, houve uma diminuição significativas das chuvas em toda a região e, também, aumento das temperaturas, tanto máximas como mínimas; (ii) Poderá haver redução da precipitação nos respectivos períodos chuvosos das sub-regiões do Nordeste, aumento das temperaturas máximas no primeiro semestre e diminuição em extensas áreas do setor norte do Nordeste em meses do segundo semestre, principalmente para o cenário A2. Para as temperaturas mínimas os resultados apontam para tendência de aumento em todo o ano com destaque para os meses de inverno, em toda a região; (iii) As análises dos cenários do  $ID_K$  apontam para um aumento de dias com desconforto pelo calor entre 2021 e 2080. A principal tendência de aumento se dá na segunda metade desse período, entre 2051 e 2080. Na porção norte do Nordeste deve predominar dias com desconforto pelo calor já entre 2021 e 2050. Na porção leste a prevalência de dias com desconforto pelo calor se dá no período de 2051 a 2080, e na parte centro-oeste da região, que no período de referência, registrou menos de 1% dos dias com desconforto pelo calor, deve entre 2021 a 2050 ter 7% dos seus dias nessa classificação, atingindo 48% dos dias desconfortáveis pelo calor; (iv) Por meio do uso dos satélites Landsat 5 e 8, na banda termal, foi possível identificar ilhas de calor na áreas pré-selecionadas, por meio da obtenção da temperatura de superfície. Para o  $ID_K$ , apesar desse índice, de forma geral, apresentar a situação de conforto, para algumas áreas foram observados situações de desconforto e estresse térmico devido ao calor, principalmente, no ano de 2016. O uso de dados observados fez-se necessário com o intuito em corroborar com as informações dos satélites.

**Palavras-chave:** tendências, temperatura, precipitação, clima futuro, modelos climáticos globais, clima urbano, Índice de Desconforto de Kawamura.

## ABSTRACT

### FUTURE SCENARIOS OF CLIMATE CHANGE AND IMPACTS IN HUMAN THERMAL COMFORT IN URBANIZED AREAS

The objective of this study was to evaluate the impacts of climate change on the degree of comfort and/or thermal discomfort felt by the population of urban areas of the Northeast Region of Brazil. For this study, data from the 96 meteorological stations of the National Institute of Meteorology (INMET), distributed throughout the study region, were used. Initially, it was tried to show the behavior of the meteorological variables temperature and precipitation, from the year of 1961 to the year 2014, through indices that evaluate trends of occurrence of climatic extremes. The impacts of climate change were investigated based on the average of the results of four global climate models, ECHAM5-OM, HADGEM2-ES, BCM2 and CNRM-CM3, for two scenarios of greenhouse gas emissions, A1B and A2, which had their future projections regionalized for the period 2021-2080 with employment Statistical downscaling technique. In order to evaluate thermal comfort/discomfort, the Kawamura Discomfort Index (IDK) was used, where it was possible to evaluate the consequences of climatic changes in the degree of thermal comfort/discomfort in the Northeast region, through a future analysis For this index. Finally, through the use of the remote sensing technique, it was tried to identify heat islands in pre-selected urban areas, as well as to evaluate if there was an expansion of the urban spot and the behavior of the human thermal comfort in these areas. The results showed that: (i) Through the use of indices that evaluate extreme trends, during the years 1961 to 2014, there was a significant decrease in rainfall throughout the region, as well as an increase in both maximum temperatures As minimums; (ii) There may be a reduction in precipitation in the respective rainy periods of the northeastern subregions, an increase in maximum temperatures in the first semester, and a decrease in large areas of the northern Northeast sector in the second half of the year, mainly in scenario A2. For the minimum temperatures, the results show a tendency to increase throughout the year, with emphasis on the winter months, throughout the region; (iii) Analyzes of the IDK scenarios point to an increase in days with heat discomfort between 2021 and 2080. The main trend of increase is in the second half of this period, between 2051 and 2080. In the northern part of the Northeast, With discomfort from the heat already between 2021 and 2050. In the eastern part the prevalence of days with heat discomfort occurs in the period from 2051 to 2080, and in the central-western part of the region, which in the reference period, recorded less than 1% Of the days with heat discomfort, should between 2021 and 2050 have 7% of their days in this classification, reaching 48% of the days uncomfortable by the heat; (iv) Using the Landsat 5 and 8 satellites in the thermal band, it was possible to identify heat islands in the pre-selected areas by obtaining the surface temperature. For IDK, in spite of this index, in general, to present the comfort situation, for some areas were observed situations of discomfort and heat stress due to heat, mainly in the year 2016. The use of observed data was necessary with The intention to corroborate with the information of the satellites.

**Key words:** trends, temperature, precipitation, future climate, global climate models, urban climate, Kawamura Discomfort Index.

## **SUMÁRIO**

<b>LISTA DE FIGURAS .....</b>	<b>10</b>
<b>LISTA DE TABELAS.....</b>	<b>15</b>
<b>CAPÍTULO 1.....</b>	<b>17</b>
1. ESTRUTURA DA TESE.....	17
2. APRESENTAÇÃO .....	17
3. INEDITISMO DO ESTUDO .....	18
4. JUSTIFICATIVA.....	19
5. OBJETIVOS E HIPÓTESE DESTE ESTUDO .....	19
<b>CAPÍTULO 2-ANÁLISE DOS ÍNDICES DE EXTREMOS CLIMÁTICOS SOBRE A REGIÃO NORDESTE DO BRASIL PARA O PERÍODO DE 1961 A 2014.....</b>	<b>21</b>
1. INTRODUÇÃO .....	22
2. DADOS, MÉTODOS E ESTIMATIVA DAS TENDÊNCIAS.....	24
2.1. Dados e Área de Estudo .....	25
2.2. Índices de extremos climáticos para análises locais.....	26
2.3. Análise regional e sub-regional.....	28
2.4. Preenchimento de falhas.....	29
2.5. Teste não-paramétrico de Mann Kendall (MK) .....	31
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	34
3.1. Determinação de áreas homogêneas.....	33
3.2. Análise regional e sub-regional.....	35
3.2.1. Temperatura .....	35
3.2.2. Precipitação .....	40
3.3. Índices de tendências de extremos climáticos: temperatura e precipitação.....	42
3.3.1. Temperatura .....	42
3.3.2. Precipitação .....	48
3.4. Discussão .....	54
4. CONCLUSÕES .....	56
AGRADECIMENTOS.....	58
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	58

**CAPÍTULO 3 – CENÁRIOS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS PARA A REGIÃO NORDESTE DO BRASIL POR MEIO DA TÉCNICA DE DOWNSCALING ESTATÍSTICO..... 65**

1. INTRODUÇÃO .....	66
2. DADOS E METODOLOGIA.....	67
2.1. Dados e Área de Estudo .....	67
2.2. Modelos Climáticos Globais e Cenários Climáticos.....	68
2.3. <i>Downscaling</i> Estatístico .....	71
2.3.1. Seleção dos Preditores.....	72
2.3.2. Seleção dos Preditandos.....	73
2.3.2. Seleção do Método de <i>Downscaling</i> Estatístico.....	74
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	75
3.1. Simulação do Clima Presente.....	75
3.2. Cenários Futuros .....	91
3.2.1. Precipitação .....	91
3.2.2. Temperaturas Máximas.....	93
3.2.3. Temperaturas Mínimas.....	95
4. CONCLUSÕES.....	98
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	99

**CAPÍTULO 4 - CENÁRIOS FUTUROS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS APLICADOS AO ÍNDICE DE CONFORTO TÉRMICO PARA A REGIÃO NORDESTE DO BRASIL ..... 107**

1. INTRODUÇÃO .....	108
2. DADOS E METODOLOGIA .....	109
2.1. Dados.....	109
2.2. Cálculo do $ID_K$ .....	109
2.3. Regressão Linear Múltipla para a obtenção do $ID_K$ dos modelos .....	110
2.4. Cálculo do $ID_K$ no período de referência e para cenários futuros.....	111
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	112
3.1. Análise do $ID_K$ para o período de referência 1961-1990.....	112
3.2. Análise do $ID_K$ para os cenários futuros.....	116
3.3. Tendências do $ID_K$ de 2021 a 2080 .....	119
4. CONCLUSÕES.....	121
REFERÊNCIAS BIBLIGRÁFICAS.....	122

**CAPÍTULO 5 - USO DO SENSORIAMENTO REMOTO NA IDENTIFICAÇÃO DAS ILHAS DE CALOR URBANAS E NA AVALIAÇÃO DO CONFORTO TÉRMICO HUMANO..... 124**

1. INTRODUÇÃO .....	124
2. MATERIAL E MÉTODOS .....	128
2.1. Área de estudo.....	128
2.2. Imagens de Satélite.....	132
2.3. Índice de Desconforto de Kawamura ( $ID_K$ ) por Imagens de Satélite.....	133
2.4. Dados Observados.....	136
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	136
3.1. Temperatura de superfície.....	136
3.2. Índice de Desconforto de Kawamura ( $ID_K$ ) .....	142
4. CONCLUSÕES.....	153
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	154

**CAPÍTULO 6 – CONCLUSÕES GERAIS..... 158**

## LISTA DE FIGURAS

### CAPITULO 2

**Figura 1:** Distribuição geográfica das 96 estações meteorológicas convencionais do INMET na RNB. Sobre os pontos de estação, seu respectivo código da Organização Meteorológica Mundial (OMM). Em vermelho as siglas dos Estados, detalhadas no canto inferior esquerdo da figura.

**Figura 2:** Análise de agrupamento para três áreas: (a) Distribuição espacial das estações, Área 01 com estações destacadas em vermelho, Área 02 com estações destacadas em verde e Área 03 com estações destacadas em azul; (b) dendograma dos grupos e (c) grupos selecionados em três diferentes níveis.

**Figura 3:** Normal climatológica mensal e trimestral da PRCP referentes às subáreas 01,02 e 03, respectivamente, da RNB.

**Figura 4:** Normal climatológica mensal da TX e TN referentes às subáreas 01,02 e 03, respectivamente, da RNB.

**Figura 5:** Gráficos de RL e teste sequencial de MK para o índice TXX, relativos as Áreas 01 (a e b), 02 (c e d), 03 (e e f) e composta para a RNB (g e h).

**Figura 6:** Gráficos de RL e teste sequencial de MK para o índice TNX, relativos as Áreas 01 (a e b), 02 (c e d), 03 (e e f) e composta para a RNB (g e h).

**Figura 7:** Gráficos de RL e teste sequencial de MK para o índice TX90P, relativos as Áreas 01 (a e b), 02 (c e d), 03 (e e f) e composta para a RNB (g e h).

**Figura 8:** Gráficos de RL e teste sequencial de MK para o índice TN90P, relativos as Áreas 01 (a e b), 02 (c e d), 03 (e e f) e composta para a RNB (g e h).

**Figura 9:** Gráficos de RL e teste sequencial de MK para o índice R1mm, relativos as Áreas 01 (a e b), 02 (c e d), 03 (e e f) e composta para a RNB (g e h).

**Figura 10:** Maior (a) e menor (b) valor anual da temperatura máxima diária ( $^{\circ}\text{C}/\text{Década}$ ), referentes ao período 1961-2014.

**Figura 11:** Maior (a) e menor (b) valor anual da temperatura mínima diária ( $^{\circ}\text{C}/\text{Década}$ ), referentes ao período 1961-2014.

**Figura 12:** Diferença anual média entre as temperaturas máximas e mínimas ( $^{\circ}\text{C}/\text{Década}$ ), referentes ao período 1961-2014.

**Figura 13:** Tendências anuais estimadas (% de Dias/Década) para dias frios (a) e dias quentes (b), referentes ao período 1961-2014.

**Figura 14:** Tendências anuais estimadas (% de Dias/Década) para noites frias (a) e noites quentes (b), referentes ao período 1961-2014.

**Figura 15:** Tendências anuais estimadas (Dias/década) do número de dias com TN acima de  $20^{\circ}\text{C}$  (a), contagem do número de dias consecutivos com TN inferiores ao percentil 10 (b) e do número de dias consecutivos com TX superiores ao percentil 90, referentes ao período 1961-2014.

**Figura 16:** Tendências anuais estimadas da maior precipitação (mm/Década) (a) registrada em um dia e (b) do maior valor acumulado da precipitação em cinco dias consecutivos referentes ao período 1961-2014.

**Figura 17:** Tendências anuais (mm/Década) estimadas da (a) precipitação total anual contabilizando apenas dias com precipitações acima de 1mm e (b) da precipitação total anual dividida pelo número de dias com precipitações acima de 1mm referentes ao período 1961-2014.

**Figura 18:** Tendências anuais estimadas (mm/Década) do número de dias úmidos (a) e do número de dias extremamente úmidos (b), referentes ao período 1961-2014.

**Figura 19:** Tendências estimadas da contagem de dias (dias/Década) com precipitações maiores ou iguais a 1mm (a), 10mm (b) e 20mm (c), referentes ao período 1961-2014.

**Figura 20:** Tendências (dias/Década) dos casos de dias secos consecutivos (a) e de dias úmidos consecutivos (b), referentes ao período 1961-2014.

### CAPITULO 3

**Figura 1:** Grade e preditores utilizados para a precipitação da região Nordeste.

**Figura 2:** Janela de criação de um preditando para um determinado experimento. No exemplo, para as temperaturas mínimas das estações do INMET na região Nordeste.

**Figura 3:** Plotagens box e *whisker* para a correlação obtida entre dados diários observados e proveniente da média dos modelos (esquerda), decendiais (meio) e mensais (direita), para precipitação (acima), temperaturas máximas (meio) e temperaturas mínimas (abaixo). As caixas denotam a mediana de 50% dos valores entre

os percentis de 25 e 75%, com a linha vertical compreendida entre os valores máximos e mínimos. A escala vertical para a correlação é variável, aumentando a cada intervalo de acumulação.

**Figura 4:** Climatologias mensais da precipitação para o período 1961-1990 obtida a partir de observações (esquerda), a partir da média dos quatro modelos (centro) e diferença entre a média dos modelos e as observações (direita).

**Figura 5:** Climatologias mensais das temperaturas máximas para o período 1961-1990 obtida a partir de observações (esquerda), a partir da média dos quatro modelos (centro) e diferença entre a média dos modelos e as observações (direita).

**Figura 6:** Climatologias mensais das temperaturas mínimas para o período 1961-1990 obtida a partir de observações (esquerda), a partir da média dos quatro modelos (centro) e diferença entre a média dos modelos e as observações (direita).

**Figura 7:** Espacialização das correlações mensais entre observações e simulações a partir da média dos modelos para o período 1961-1990.

**Figura 8:** Climatologias mensais das observações e obtidas por cada modelo individualmente para o período 1961-1990. Na sequência: São Luís, Teresina, Fortaleza, Natal, João Pessoa, Recife, Maceió, Aracaju e Salvador. Figuras à esquerda representam a climatologia para precipitação, no centro para temperaturas máximas e à direita, para temperaturas mínimas.

**Figura 9:** Diferenças entre as climatologias da precipitação obtidas da média dos modelos para o cenário A1B do período 2021-2080 e as climatologias do período de observações 1961-2014. Tons em azul significam incremento e em laranja redução da precipitação, para janeiro a dezembro em sequência.

**Figura 10:** Diferenças entre as climatologias da precipitação obtidas da média dos modelos para o cenário A2 do período 2021-2080 e as climatologias do período de observações 1961-2014. Tons em azul significam incremento e em laranja redução da precipitação, para janeiro a dezembro em sequência.

**Figura 11:** Diferenças entre as climatologias da temperatura máxima obtidas da média dos modelos para o cenário A1B do período 2021-2080 e as climatologias do período de observações 1961-2014. Tons em azul significam redução e em laranja incremento da temperatura máxima, para janeiro a dezembro em sequência.

**Figura 12:** Diferenças entre as climatologias da temperatura máxima obtidas da média dos modelos para o cenário A2 do período 2021-2080 e as climatologias do período de observações 1961-2014. Tons em azul significam redução e em laranja incremento da temperatura máxima, para janeiro a dezembro em sequência.

**Figura 13:** Diferenças entre as climatologias da temperatura mínima obtidas da média dos modelos para o cenário A1B do período 2021-2080 e as climatologias do período de observações 1961-2014. Tons em azul significam redução e em laranja incremento da temperatura mínima, para janeiro a dezembro em sequência.

**Figura 14:** Diferenças entre as climatologias da temperatura mínima obtidas da média dos modelos para o cenário A2 do período 2021-2080 e as climatologias do período de observações 1961-2014. Tons em azul significam redução e em laranja incremento da temperatura mínima, para janeiro a dezembro em sequência.

## CAPÍTULO 4

**Figura 1:** Espacialização das correlações diárias e mensais entre observações e simulações a partir da média dos modelos do ID<sub>K</sub> para o período 1961-1990.

**Figura 2:** Histogramas do registro diário de observações e simulações a partir da média dos modelos do ID<sub>K</sub> para o período 1961-1990.

**Figura 3:** Histogramas dos cenários futuros da classificação do ID<sub>K</sub> diário para os períodos de 2021-2050 (acima) e 2051-2080 (abaixo), a partir dos resultados dos modelos para a Área 01.

**Figura 4:** Histogramas dos cenários futuros da classificação do ID<sub>K</sub> diário para os períodos de 2021-2050 (acima) e 2051-2080 (abaixo), a partir dos resultados dos modelos para a Área 02.

**Figura 5:** Histogramas dos cenários futuros da classificação do ID<sub>K</sub> diário para os períodos de 2021-2050 (acima) e 2051-2080 (abaixo), a partir dos resultados dos modelos para a Área 03.

**Figura 6:** Gráficos da tendência do ID<sub>K</sub> anual, entre 2021 e 2080 para os cenários A1B (quadros da esquerda) e A2 (quadros da direita), para as Áreas 01 (painel superior), 02 (painel central) e 03 (painel inferior).

## CAPÍTULO 5

**Figura 1:** Perfil do comportamento da ilha de calor (Fonte: CORREA, 2006).

**Figura 2:** Distribuição geográfica dos municípios selecionadas para estudo.

**Figura 3:** Combinação RGB 345 do município de Teresina (PI) (a) e recorte da área urbana (b), combinação RGB 456 do município de Mossoró (RN) (c) e recorte da área urbana (d), combinação RGB 456 do município de Sousa (PB) (e) e recorte da área urbana (f), combinação RGB 456 do município de Quixeramobim (CE) (g) e recorte da

área urbana (h), combinação RGB 345 do município de Vitória da Conquista (BA) (i) e recorte da área urbana (j).

**Figura 4:** Temperatura da superfície de Teresina (PI) para as seguintes datas: (a) 25/08/1987, (b) 18/10/1995, (c) 07/07/2010 e (d) 28/11/2016.

**Figura 5:** Temperatura da superfície de Mossoró (RN) para as seguintes datas: (a) 04/08/1987, (b) 29/09/1996, (c) 15/07/2003 e (d) 20/09/2016.

**Figura 6:** Temperatura da superfície de Sousa (PB) para as seguintes datas: (a) 01/10/1985, (b) 20/08/1993, (c) 24/09/2000 e (d) 07/11/2016.

**Figura 7:** Temperatura da superfície de Quixeramobim (CE) para as seguintes datas: (a) 23/07/1986, (b) 22/06/1998, (c) 24/07/2004 e (d) 26/08/2016.

**Figura 8:** Temperatura da superfície de Vitória da Conquista (BA) para as seguintes datas: (a) 26/06/1988, (b) 11/08/1993, (c) 30/07/2006 e (d) 10/08/2016.

**Figura 9:** (a) Variação da temperatura e (b) do  $ID_K$  da área urbana de Teresina (PI) para os quatro anos selecionados.

**Figura 10:** (a) Médias anuais da temperatura (a) e  $ID_K$  (b) de Teresina (PI) para os quatro anos selecionados.

**Figura 11:** (a) Variação da temperatura e (b) do  $ID_K$  da área urbana de Mossoró (RN) para os quatro anos selecionados.

**Figura 12:** (a) Médias anuais da temperatura (a) e  $ID_K$  (b) de Mossoró (RN) para os quatro anos selecionados.

**Figura 13:** (a) Variação da temperatura e (b) do  $ID_K$  da área urbana de Sousa (PB) para os quatro anos selecionados.

**Figura 14:** (a) Médias anuais da temperatura (a) e  $ID_K$  (b) de Sousa (PB) para os quatro anos selecionados.

**Figura 15:** Variação da temperatura (a) e comportamento do  $ID_K$  (b) da área urbana de Quixeramobim (CE).

**Figura 16:** (a) Médias anuais da temperatura (a) e  $ID_K$  (b) de Quixeramobim (CE) para os quatro anos selecionados.

**Figura 17:** Variação da temperatura (a) e comportamento do  $ID_K$  (b) da área urbana de Vitória da Conquista (BA).

**Figura 18:** (a) Médias anuais da temperatura (a) e  $ID_K$  (b) de Vitória da Conquista (BA) para os quatro anos selecionados.

## LISTA DE TABELAS

### CAPITULO 2

**Tabela 1.** Índices climáticos derivados da precipitação pluvial diária e das temperaturas máximas e mínimas diárias, com suas definições e unidades. PRCP é o valor da precipitação diária.  $PRCP \geq 1\text{mm}$  representa um dia úmido e  $PRCP < 1\text{mm}$ , um dia seco. TX e TN representam as abreviaturas para referenciar os índices das temperaturas máximas e temperaturas mínimas.

**Tabela 2.** Ilustração de dados de precipitação a serem imputados, representados por NA, referentes à estação de Ouricuri (código OMM: 82753) - Pernambuco (a), e dados com as falhas preenchidas (b). Os dados originais (coluna Orig) estão ao lado das séries gradeadas mais próximas, ou conjunto de preditores (G-01; G-02; G-03 e G-04). As falhas preenchidas aparecem destacadas em vermelho. Fonte: Autor.

**Tabela 3.** Tendências em °C/década, % de dias/década e dias/década para o período 1961-2014 dos índices médios de temperatura a nível regional e sub-regional usando uma estimativa de tendência linear robusta a intervalos de confiança de 90% (boa significancia estatística), 95% (alta significancia estatística) e 99% (extrema significancia estatística).

**Tabela 4.** Tendências emmm/década, mm/dias/década e dias/década para o período 1961-2014para índices de precipitação anível regional esub-regional usandouma estimativa detendência linearrobustaa intervalos de confiançade de 90% (boa significancia estatística), 95% (alta significancia estatística) e 99% (extrema significancia estatística).

### CAPITULO 3

**Tabela 1.** Descrição das variáveis, níveis de altura e unidades do conjunto de parâmetros disponíveis para seleção de preditores.

### CAPÍTULO 4

**Tabela 1.** Classificação do  $ID_K$ .

**Tabela 2.** Sumário do Modelo de Regressão Múltipla (Variável dependente: UR) para Teresina.

### CAPITULO 5

**Tabela 1.** Classificação do Índice de Desconforto de Kawamura (ONO e KAWAMURA, 1991).

**Tabela 2.** Constantes utilizadas para a conversão da imagem em radiância e em temperatura.

**Tabela 3.** Municípios e datas das imagens escolhidas dos satélites Landsat 5 e 8.

# CAPÍTULO 1

## 1. ESTRUTURA DA TESE

A presente tese está estruturada em cinco capítulos. O primeiro capítulo visa apresentar a introdução, os objetivos do estudo e o ineditismo da obra.

O segundo capítulo procurou mostrar o comportamento das variáveis meteorológicas temperatura e precipitação, desde o ano de 1961 ao ano de 2014. Utilizando índices que avaliam tendências de ocorrência de extremos climáticos, procurou-se confirmar se, ao longo desses anos, houve alterações no clima da região Nordeste.

O terceiro capítulo visou mostrar, por meio dos resultados de Modelos Climáticos Globais (MCGs), as projeções futuras do comportamento da temperatura e precipitação da região Nordeste do Brasil, a partir de cenários climáticos definidos pelo Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (em inglês, IPCC).

O quarto capítulo proporcionou fazer uma avaliação das consequências das mudanças climáticas, na qual foram apresentadas no terceiro capítulo, no grau de conforto/desconforto térmico na região Nordeste, por meio de uma análise futura para esse índice.

O quinto capítulo tentou identificar, por meio do uso do sensoriamento remoto, ilhas de calor em áreas urbanas pré-selecionadas, assim como, avaliar se houve expansão da mancha urbana e o comportamento do conforto térmico humano nessas áreas.

Já o sexto, e último capítulo, vem a ser uma conclusão geral de todo o estudo, fazendo um breve resumo envolvendo todos os capítulos acima descritos.

## 2. APRESENTAÇÃO

Apesar de inúmeras pesquisas relacionadas as mudanças climáticas em todo o planeta, ainda existem grandes incertezas sobre esse tema. Muitos pesquisadores, entre crédulos ou céticos, apresentam, em suas pesquisas, teorias a fim de comprovar, ou não, as possíveis mudanças no clima, seja para condições já observadas ou para projeções futuras. Entretanto, pode-se afirmar que a principal, certeza é que o clima, em uma

escala local, tem se modificado. Ou seja, o clima das grandes cidades vêm sofrendo alterações.

Devido ao processo de urbanização tanto em grandes cidades como em outras de menor porte em processo de desenvolvimento, que, em muitos casos, ocorreu de forma desordenada, a população, principalmente, tem se queixado, que o clima está “mais quente”.

Elevação da temperatura, diferença na amplitude térmica diária, aumento na intensidade das chuvas, porém, diminuição na frequência, são alguns efeitos desse intenso processo, que tem provocado o fenômeno conhecido como Ilhas de Calor Urbanas.

Além desses fatores que levam a formação de ilhas de calor, existe a implicação de como eles se relacionam com o conforto e/ou desconforto térmico ambiental, que afeta diretamente a população.

Desta forma, os capítulos apresentados a seguir investigam desde a questão dos extremos climáticos, projeções de cenários de mudanças climáticas e seus efeitos para o conforto/desconforto térmico, e uso de sensoriamento remoto na identificação de ilhas de calor.

### **3. INEDITISMO DO ESTUDO**

Geralmente os estudos sobre tendências de extremos climáticos são realizados para dados relativos a uma única localidade, mesorregiões, estados ou, quando o fazem a nível de países e continentes, acabam utilizando pouca informação, pois se deparam com dois problemas comuns ao se trabalhar com dados meteorológicos observados: falhas nos dados e falta de um eficiente controle de qualidade.

Nessa pesquisa, esses problemas foram corrigidos, permitindo-se trabalhar com todas as estações que abrangem a região Nordeste.

Além disso, conseguiu-se fazer uma projeção de dois cenários de mudanças climáticas, um realista e outro pessimista, a nível das estações, permitindo a comparação com o período de observações, das variáveis temperatura, precipitação e conforto térmico humano.

Contudo, o mais importante da pesquisa foi averiguar para o presente e condições futuras, as implicações das alterações climáticas locais, em cada estação, no conforto térmico humano. Finalmente, observou-se que o uso de ferramentas de

sensoriamento remoto são úteis na identificação de ilhas de calor urbanas em centros urbanos.

#### **4. JUSTIFICATIVA PARA A PESQUISA**

São muitos os estudos realizados sobre as mudanças no clima global, enfatizando principalmente aumento das temperaturas, no nível médio dos oceanos e com relação à frequência de ocorrência de eventos extremos de precipitação.

Uma das consequências das alterações climáticas, principalmente nos grandes centros urbanos, e que têm gerado muito interesse para pesquisas, é a relação entre o aumento das temperaturas a nível local, com o aumento de enfermidades, principalmente de natureza respiratória e cardíaca.

O aumento das ocorrências de internações hospitalares devido à problemas respiratórios e cardíacos, como um resultado final onde o clima é um dos fatores decisivos, passa antes pela percepção da população ao grau de conforto/desconforto térmico. A sensação de conforto/desconforto térmico, apesar de mais diretamente relacionada à temperatura, também está diretamente ligada ao comportamento de outras variáveis meteorológicas, como a velocidade do vento, variação da umidade relativa e maior ou menor ocorrência de precipitação, que igualmente tem sua variabilidade natural afetada pelas alterações climáticas principalmente a nível local, como no caso das áreas urbanas, que podem evoluir para ilhas de calor e potencializar efeitos climáticos adversos aos seres humanos.

Assim, há a necessidade de analisar as consequências destas alterações climáticas em relação ao conforto térmico humano, por meio de informações meteorológicas e de sensoriamento remoto, como também sua projeção ao longo das próximas décadas, utilizando-se para isso técnicas que permitam estimar o comportamento climático para um horizonte futuro.

#### **5. OBJETIVOS E HIPÓTESE**

O objetivo geral, proposto neste estudo, consistiu em identificar se há padrões de tendências de aumento e/ou diminuição das variáveis temperatura e precipitação, na região Nordeste do Brasil, para o período 2021-2080, por meio da técnica de *downscaling* estatístico, aplicada a dois cenários de mudanças climáticas:

A1B (cenário realista) e A2 (cenário pessimista). Em seguida, a partir da geração desses cenários, analisar quais seriam os impactos no grau de conforto/desconforto térmico ambiental.

Em síntese, os objetivos específicos desse trabalho foram:

- ◆ Identificar se já existe no período 1961-2014 padrões de tendências de aumento e/ou diminuição de temperaturas e precipitação na região Nordeste do Brasil, por meio da análise de índices de extremos climáticos.
- ◆ Analisar a influência dos processos de urbanização de algumas cidades, de pequeno, médio e grande porte da região Nordeste selecionadas para identificar a formação de Ilhas de Calor Urbanas e possíveis impactos da formação dessas “ilhas” no conforto térmico ambiental, por meio de técnicas de sensoriamento remoto.

Para um melhor entendimento dos resultados esperados nesse estudo, levantam-se as seguintes hipóteses:

- ◆ As tendências de aumento/diminuição de temperaturas no Nordeste do Brasil são decorrentes de um padrão de mudanças climáticas ou são decorrentes de processos de crescimento demográfico e urbanização desordenado, gerando condições de aquecimento local.

## CAPÍTULO 2

### ANÁLISE DOS ÍNDICES DE EXTREMOS CLIMÁTICOS SOBRE A REGIÃO NORDESTE DO BRASIL PARA O PERÍODO DE 1961 A 2014

Rafaela Lisboa Costa<sup>1</sup>, Gustavo Macedo de Mello Baptista<sup>1</sup>, Fabrício Daniel dos Santos Silva<sup>3</sup> e Mozar de Araújo Salvador<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Doutoranda em Geoprocessamento e Análise Ambiental, Instituto de Geociências Aplicadas – IG, Universidade de Brasília, Campus Darcy Ribeiro – Brasília/DF, rafaelalisboac@gmail.com

<sup>2</sup>Professor no Instituto de Geociências Aplicadas – IG, Universidade de Brasília, Campus Darcy Ribeiro – Brasília/DF, gmbaptista@unb.br

<sup>3</sup>Professor no Instituto de Ciências Atmosféricas – ICAT, Universidade Federal de Alagoas, Maceió/AL, fabricio.santos@icat.ufal.br.

<sup>4</sup>Meteorologista, Instituto Nacional de Meteorologia – INMET, Brasília/DF, mozar.salvador@inmet.gov.br

**RESUMO:** São mostrados neste estudo resultados relativos à análises de índices de extremos climáticos para Temperaturas Máximas (TX), Mínimas (TN) e Precipitação (PRCP), para a Região Nordeste do Brasil (RNB), do período 1961-2014, usando uma alta densidade de estações meteorológicas espacialmente distribuídas por toda a região. Para a obtenção dos índices, foi necessário, primeiramente, utilizar a técnica de preenchimento de falhas, devido a quantidade de dados faltantes nas séries climatológicas. Utilizou-se, ainda, o teste não-paramétrico de Mann-Kendall, para testar a significância estatística das tendências das séries. Os resultados indicam sinais inequívocos de aquecimento. Predominam as tendências de diminuição nas últimas décadas do percentual de noites frias (-8,4% de dias/década), aumento percentual do número de noites quentes (11% de dias/década), aumento do percentual de dias quentes (10,6% de dias/década), aumento do número de dias por década em que a temperatura mínima excedeu o patamar dos 20°C e a tendência no aumento das ondas de calor, corroboradas pela tendência de diminuição dos número de dias consecutivos em que TN não ultrapassou o percentil 10, e do aumento do número de dias consecutivos em que TX excedeu o percentil 90 da distribuição dos dados. Com relação a PRCP, fica evidente o aumento do número de dias secos consecutivos (CDD), em detrimento à redução do número de dias úmidos consecutivos na maior parte do Nordeste. Enquanto na maior parte das estações diminuiu a precipitação total anual e a frequência de dias chuvosos, em muitas estações foi verificado aumento dos eventos de chuva que ultrapassam os limiares de 95 e 99% da distribuição. A soma desses fatores traz preocupações para uma região do Brasil marcada pela escassez de recursos hídricos perenes e pela ameaça do processo de desertificação, agravada por eventos extremos de precipitação, que possuem alto poder erosivo.

**Palavras-chave:** tendências, temperatura, precipitação, preenchimento de falhas, análise regional e sub-regional.

**ABSTRACT:** In this paper are shown results relating to the analysis of climate extremes indices for Maximum Temperatures (TMax), Minimum Temperatures (TMin) and Precipitation (PRCP), over the Northeast Region of Brazil (NRB) for the period of

1961-2014, using a high density of weather stations spatially distributed throughout the region. In order to obtain the indices was necessary, firstly, the use of a fault-filling technique due to the amount of missing data in the climatological series. It was also used the Mann-Kendall non-parametric trend test to assess the statistical significance of the series. The results indicate unequivocal signs of heating. In the last decades, are predominant trends of decrease of the percentage of cold nights (-8.4% of days/decade), increase in the percentage of the number of warm nights (10.6% of days/decade), increase in the number of days per decade in which the minimum temperature exceeded the threshold of 20°C and a trend for the increase of heat waves, corroborated by the declining trend in the number of consecutive days in which TMin did not exceed the 10 percentile, and the increase in the number of consecutive days in which TMax exceed the 90 percentile of the data distribution. In relation to the PRCP, the increase in the number of consecutive dry days (CDD), in detriment to the reduction of consecutive wet days in most of the Northeast region is evident. Whilst in most weather stations a reduction in the total annual precipitation and in the frequency of rainy days was found, in many stations were discovered an increase in rainfall events that surpass the threshold of 95 and 99% of distribution. The sum of these factors brings to the surface concerns with a region of Brazil marked by the scarcity of perennial water resources and the threat of the desertification process, aggravated by extreme precipitation events, which have high erosive capacity.

**Key Words:** trends, temperature, precipitation, fault-filling technique, regional and sub-regional analysis.

## 1. INTRODUÇÃO

A Região Nordeste do Brasil (RNB) situa-se no extremo leste da América do Sul, banhada ao norte e a leste pelo Oceano Atlântico. Apesar de localizada na região tropical do globo, não apresenta uma distribuição de chuvas típicas de áreas equatoriais. Apresenta acentuada variabilidade interanual, particularmente na precipitação, com alguns anos extremamente secos e outros extremamente chuvosos. Inclui três climas diferentes, com a precipitação anual variando entre 300 mm a 2000 mm: clima litorâneo úmido, clima tropical e clima tropical semiárido. Em relação à temperatura, a RNB apresenta valores elevados, cuja média anual varia de 20°C a 28°C. Nas áreas situadas acima de 200 m e no litoral norte, as temperaturas variam de 24°C a 26°C. As médias anuais inferiores a 20°C podem ser observadas nas áreas mais elevadas da Chapada Diamantina e Planalto da Borborema.

Devido ao efeito das mudanças climáticas, várias regiões sofrem alterações, tanto na média climatológica como nos extremos climáticos (Gao et al., 2013; Miao et al., 2013; Sun et al., 2014; Sun et al., 2015). As mudanças climáticas podem levar a

mudanças na frequência, intensidade, extensão espacial, duração e período de ocorrência dos fenômenos meteorológicos extremos e climáticos, e pode resultar em eventos climáticos extremos sem precedentes.

Todo o ciclo hidrológico e recursos hídricos em uma região dependem da precipitação. Com as alterações climáticas, especialmente na região Nordeste, espera-se um aumento a variabilidade dos eventos extremos de precipitação, alternância de secas mais severas e fases excessivamente úmidas (Subak et al., 2000; Qian e Lin, 2005; Santos et al, 2008).

Por décadas, muitos estudos de variabilidade e mudanças climáticas da precipitação e temperatura estiveram focados em mudanças nos valores médios. Porém, nos últimos tempos, houve a necessidade de se verificar mudanças, também, tanto nos totais pluviométricos como no comportamento médio dessa variável para identificar, por exemplo, ocorrência de eventos extremos de chuva e/ou seca, como, também, identificar o comportamento dos valores de temperaturas máximas e mínimas (Nóbrega et al., 2015).

Com o intuito de melhor analisar as tendências de mudanças no clima das variáveis precipitação e temperatura, principalmente, a Organização Meteorológica Mundial (OMM) criou um grupo de trabalho que elaborou 27 índices, sendo 11 para precipitação e 16 para temperatura, para detecção de mudanças climáticas, sendo que alguns desses são aplicados para latitudes médias, outros para os trópicos e parte deles são válidos para qualquer local (Zang e Yang, 2004). Para as regiões tropicais, pode-se utilizar 24 do total de 27 índices, pois três deles estão relacionados a fenômenos relativos à neve e frio intenso.

Diversos estudos, principalmente a partir das últimas décadas, após o surgimento do IPCC, em 1988, vêm tentando demonstrar que as mudanças nos padrões climáticos já são evidentes em todo o planeta. A maior parte dos estudos sobre mudanças climáticas em séries de dados observados mostra a dificuldade de se encontrar tendências consistentes, e significativas, ao se analisar dados de precipitação, enquanto foram encontradas tendências de aumento muitas vezes significativas em índices relativos aos dados de temperatura, nas mais diversas regiões do globo (Kürbis et al, 2009; Frich et al., 2002; Gomez, 1999).

Utilizando índices de tendências de extremos climáticos, Hayloch et al. (2006) estudaram dados diários de temperatura máxima e mínima para estações localizadas em oito países da América do Sul, e concluíram que as tendências de aumento mais

importantes foram encontradas nas séries de temperaturas mínimas, com uma tendência de aumento de noites quentes durante o verão. As estações que apresentaram essas tendências mais significativas estavam localizadas na porção centro-leste da América do Sul.

Índices de extremos climáticos foram utilizados por Skansi et al. (2013) onde foi realizada uma análise mais detalhada para a América do Sul, tanto por pontos de estações, como para regiões pré-selecionadas. Obtiveram resultados semelhantes aos encontrados no trabalho de Hayloch et al. (2006). Os resultados obtidos especificamente para a região Nordeste do Brasil indicaram decréscimo, não significativo, dos montantes de precipitação, enquanto para temperatura as tendências foram em geral positivas e significativas, na direção de uma situação de aquecimento. Porém, nesse estudo, os dados disponibilizados sobre a RNB foram limitados a poucas séries, que, após um procedimento de controle de qualidade e homogeneização, houve diminuição ainda maior no número das séries usadas. Para avaliação de alguns índices climáticos, a quantidade de estações sobre o Nordeste não superou o número de três.

Assim, esta pesquisa tem como objetivo estudar, para dados de 96 estações meteorológicas distribuídas na RNB, cujas séries de dados passaram por um rigoroso procedimento de controle de qualidade e preenchimento de falhas, tanto na escala local e sub-regional, mudanças e tendências nos extremos anuais de precipitação e temperaturas máximas e mínimas, por meio do cálculo de um conjunto básico de 27 índices de extremos climáticos, a partir deste conjunto de séries de dados de alta qualidade.

## **2. DADOS, MÉTODOS, ÍNDICES E ESTIMATIVA DAS TENDÊNCIAS**

Com intuito de promover a recuperação e o aproveitamento cada vez maior de dados climáticos, para fins de estudos e pesquisas no âmbito das mudanças globais em extremos climáticos, um grupo de especialistas em detecção e índices de mudanças climáticas (*Expert Team on Climate Change Detection and Indices – ETCCDI*, [www.clivar.org/organization/etccdi](http://www.clivar.org/organization/etccdi)) formulou um conjunto de 27 índices de extremos climáticos, a partir de dados diários de precipitação e temperaturas máximas e mínimas. Tais índices permitiu aos pesquisadores avançar seus conhecimentos sobre mudanças globais nos padrões de extremos climáticos, o que motivou também, esforços na recuperação, homogeneização, controle de qualidade e preenchimento de falhas em

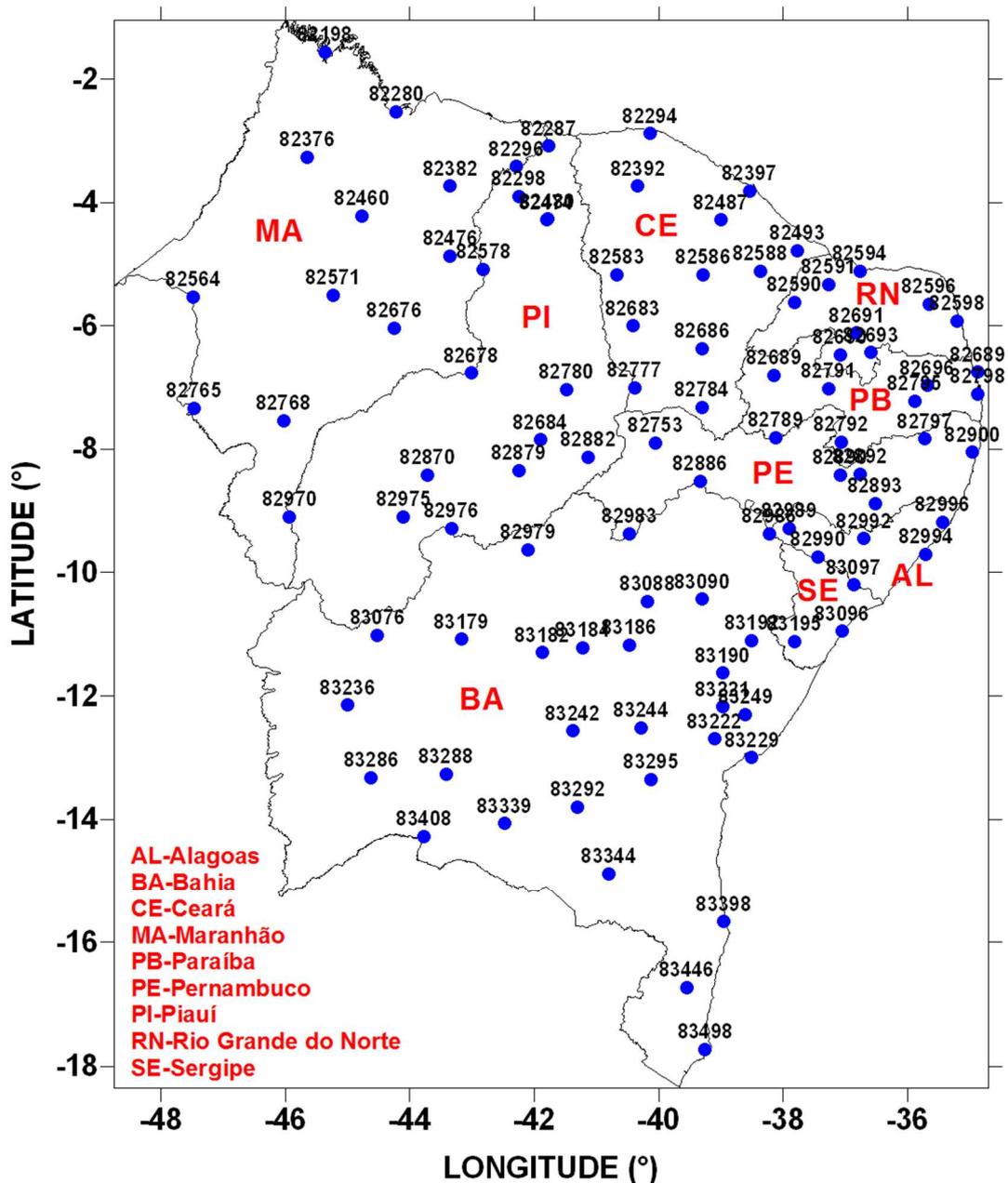
séries temporais dessas variáveis meteorológicas, permitindo estudos em diversas partes do globo (Trenberth et al., 2007, Alexander et al., 2006).

O grande empecilho para uma melhor análise exploratória dos índices de extremos climáticos se dá devido a quantidade de falhas nas séries temporais de precipitação e temperaturas, limitando nossa capacidade em compreender como e quanto os extremos climáticos estão mudando com as alterações climáticas (Vincent et al., 2005).

A RNB tem sido bem explorada com estudos envolvendo estes índices de mudanças climáticas, porém, de forma fragmentada. Santos e Brito (2007), estudaram apenas os índices relativos a precipitação para dois estados nordestinos, Rio Grande do Norte e Paraíba. Santos et al. (2009) voltaram a estudar tendências dos índices de precipitação, mas apenas para o Estado do Ceará. Silva e Azevedo (2009), e Silva et al. (2012), estudaram tendências dos índices de mudanças climáticas para o Estado da Bahia.

## **2.1. Dados e área de estudo**

Foram usadas séries temporais de dados diários de precipitação pluviométrica (PRCP) e temperaturas máximas (TX) e mínimas (TN), fornecidas pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), de 96 estações meteorológicas situadas nos nove Estados da região Nordeste (Maranhão, Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia), iniciando-se em 01 de janeiro de 1961 até 31 de dezembro de 2014. Os dados passaram por dois procedimentos essenciais: preenchimento de falhas de dados faltantes e controle de qualidade. Cada um desses procedimentos é melhor explicado a seguir. A Figura 1 mostra a distribuição das 96 estações do INMET localizadas na RNB que foram a base desta pesquisa.



**Figura 1:** Distribuição geográfica das 96 estações meteorológicas convencionais do INMET na RNB. Sobre os pontos de estação, seu respectivo código da Organização Meteorológica Mundial (OMM). Em vermelho as siglas dos Estados, detalhadas no canto inferior esquerdo da figura.

## 2.2. Índices de extremos climáticos para análises locais

A Tabela 1 apresenta os 24 índices de extremos para detecção de mudanças climáticas (13 para temperatura e 11 para precipitação), com as respectivas nomenclaturas, definições e unidades usadas para todas as 96 estações do INMET na região Nordeste, calculados para a escala anual. O *software* *RClimdex* é um programa

escrito na linguagem de programação R para auxiliar pesquisadores em análises de detecção de mudanças climáticas sendo utilizado para os cálculos dos índices, baseados em percentis em uma abordagem *bootstrap* proposta por Zhang et al. (2005), para um período de referência 1961-1990, a fim de evitar possível falta de homogeneidade das séries temporais.

Como discutido em outros trabalhos (Klein Tank et al., 2009; Zwiers et al., 2011; Zhang et al., 2013), os índices de extremos foram definidos pelo ETCCDI a fim de acompanhar a evolução moderada dos mesmos para reforçar a constatação, ou não, de possíveis alterações climáticas em séries temporais de PRCP, TX e TN.

**Tabela1.** Índices climáticos derivados da precipitação pluvial diária e das temperaturas máximas e mínimas diárias, com suas definições e unidades. PRCP é o valor da precipitação diária.  $PRCP \geq 1\text{mm}$  representa um dia úmido e  $PRCP < 1\text{mm}$ , um dia seco. TX e TN representam as abreviaturas para referenciar os índices das temperaturas máximas e temperaturas mínimas.

Índice	Nome do Índice	Definição do Índice	Unidade
TXX	Maior TX	Maior valor anual da TX diária	°C
TXN	Menor TX	Menor valor anual da TX diária	°C
TNX	Maior TN	Maior valor anual da TN diária	°C
TNN	Menor TN	Menor valor anual da TN	°C
DTR	Amplitude térmica diária	Diferença anual média entre TX e TN	°C
TX10P	Dias frios	Percentagem de dias em que TX < percentil 10	% de dias
TN10P	Noites frias	Percentagem de dias em que TN < percentil 10	% de dias
TX90P	Dias quentes	Percentagem de dias em que TX > percentil 90	% de dias
TN90P	Noite quentes	Percentagem de dias em que TN > percentil 90	% de dias
SU25	Número de dias de verão	Contagem anual dos dias quando TX > 25°C	Dias
TR20	Número de noites tropicais	Contagem anual de dias em que TN > 20°C	Dias
WSDI	Duração de períodos quentes	Contagem anual de dias com pelo menos seis dias consecutivos quando TX > percentil 90	Dias
CSDI	Duração de períodos frios	Contagem anual de dias com pelo menos seis dias consecutivos quando TN < percentil 10	Dias
RX1DAY	Maior PRCP diária	Precipitação máxima em um dia no ano	mm
RX5DAYS	Maior acumulado de PRCP em 5 dias	Maior acumulação de precipitação em cinco dias consecutivos no ano	mm
R95P	Dias muito úmidos	Precipitação total anual quando PRCP > percentil 95	mm
R99P	Dias extremamente úmidos	Precipitação total anual quando PRCP > percentil 99	mm
PRCPTOT	Acumulado anual de	Precipitação total anual nos dias com PRCP	mm

	PREC em dias úmidos	$\geq 1\text{mm}$	
SDII	Índice simples para intensidade da precipitação	Precipitação total anual dividida pelo número de dias com PRCP $\geq 1\text{mm}$	mm/dia
R1mm	Dias com PRCP $\geq 1\text{mm}$	Contagem anual de dias quando PRCP $\geq 1\text{mm}$	Dias
R10mm	Dias com PRCP $\geq 10\text{mm}$	Contagem anual de dias quando PRCP $\geq 10\text{mm}$	Dias
R20mm	Dias com PRCP $\geq 20\text{mm}$	Contagem anual de dias quando PRCP $\geq 20\text{mm}$	Dias
CDD	Dias secos consecutivos	Comprimento máximo da estiagem, ou número máximo de dias consecutivos com PRCP $< 1\text{mm}$	Dias
CWD	Dias úmidos consecutivos	Comprimento máximo de período úmido, ou número máximo de dias consecutivos com PRCP $> 1\text{mm}$	Dias

As tendências anuais obtidas de cada índice entre 1961-2014 foram aproximadas ao nível decadal, com todas as discussões relacionadas as tendências ocorridas ao longo das últimas cinco décadas (1961-2014), tanto na escala local, ou de estações, como também para o nível regional e sub-regional, cuja metodologia será melhor explicada no tópico 2.3.

As funções de regressão linear (RL) para essas séries permitem obter o coeficiente angular dessas retas estimadas, que é considerado a tendência dessa função linear e é obtido pelo método estatístico de mínimos quadrados. Contudo, tão relevante quanto estimar esse coeficiente angular é verificar estatisticamente se os dados podem ser representados por uma função de RL, ou seja, se a estimativa algébrica obtida é plausível. Dessa forma analisa-se se é cabível às séries um comportamento aleatório ao redor da determinada reta  $y=ax+b$ , ou, na contramão de tal procedimento, se o comportamento dos dados é consequência exclusiva da aleatoriedade intrínseca da variável em estudo.

Essa verificação é possível valendo-se de um teste de hipótese estatístico que avalia se o conjunto de dados comporta um coeficiente angular de uma função de regressão estimada diferente de zero. Como regra para decidir tal fato utiliza-se o nível de significância estatística da tendência: o p-valor, sendo considerados como possíveis mudanças climáticas àquelas em que o índice apresentar tendência linear (positiva ou negativa) superior ao erro padrão da estimativa e estatisticamente significativo ao nível de 0,05 (●boa significância estatística:  $0,05 < p \leq 0,1$ ; ■alta significância estatística:  $0,01 < p \leq 0,05$ , e ▲extrema significância estatística:  $p \leq 0,01$ ).

### 2.3. Análise regional e sub-regional

A precipitação na RNB apresenta grande variabilidade espaço-temporal causada pela atuação de fenômenos atmosféricos de várias escalas, associados a mecanismos dinâmicos de grande escala, entre os quais: Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (Moura e Shukla, 1981, Hastenrath, 1984), perturbações ocasionadas por sistemas frontais (Kousky, 1979), Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) (Kousky e Gan, 1981), e Oscilação de Madden-Julian (OMJ) (Kousky e Kayano, 1994). Esses fenômenos favorecem muitas vezes a formação de sistemas de mesoescala profundos, como aglomerados de nuvens convectivas e linhas de instabilidade (Silva et al., 2008).

Desta forma, faz-se necessário um estudo regional e sub-regional da RNB. Para a análise regional, uma série única para toda a RNB foi composta a partir da média de todas as séries de PRCP, TX e TN das 96 estações da região. Para análises sub-regionais, foi utilizada uma análise de agrupamento para a variável PRCP, possibilitando dividir a região Nordeste em subáreas, baseadas nas distribuições de chuvas mensais e na organização das quadras chuvosas das estações, período de quatro meses no qual se concentra, em média, mais de 75% do total de precipitação acumulada durante todo o ano, seguindo procedimento análogo ao usado por Santos et al. (2014). Tal regionalização baseada na precipitação foi também usada para TX e TN.

As normais climatológicas da precipitação para a quadra chuvosa das estações foram obtidas como meio para caracterizar as regiões homogêneas por meio de uma análise de agrupamentos. A análise de agrupamento é uma técnica multivariada que permite aglomerar os elementos relativos aos dados de acordo com a semelhança entre eles. A avaliação da estrutura de grupos contida nos dados foi feita pela análise hierárquica de agrupamento, adotando-se como medida de semelhança a distância euclidiana (Mimmack et al., 2001) e como algoritmo de agrupamento o método de Ward. Este método, segundo a literatura (Hervada-Sala e Jarauta-Bragulat, 2004) identifica a menor variação entre os grupos, agrupando os elementos cuja soma dos quadrados seja mínima, ou cuja soma dos erros seja mínima, utilizando-se um método não supervisionado conhecido como K-médias (André et al, 2008), que busca agrupar as unidades experimentais segundo semelhança entre elas, aqui representadas pelas médias pluviométricas da quadra chuvosa das estações.

#### **2.4. Preenchimento de falhas**

A técnica estatística usada para preencher as falhas nos dados diários das séries temporais de PRCP, TX e TN é um método de imputações múltiplas multivariadas disponibilizada como pacote estatístico para o software R, para versões superiores a 2.12, denominado *MICE (Multivariate Imputation by Chained Equations)*, que tem uma série de vantagens sobre outros métodos para tratar dados faltantes em séries temporais (Schafer e Graham, 2002).

Nesta técnica de preenchimento, conjuntos completos de dados são selecionados e tem falhas adicionadas para que sejam sanadas utilizando-se para tal regressões lineares, regressões logísticas, modelos multinomiais log-lineares, ou regressões de Poisson. Os conjuntos de dados imputados que apresentarem os menores erros e incertezas quanto a versão original é escolhida dentre os muitos métodos testados (Greenland e Finkle, 1995).

Para o preenchimento das falhas relativas a PRCP, utilizaram-se dados de referencia relativos a dados de análises gradeadas do *Climate Prediction Center* do *National Oceanic and Atmospheric Administration (CPC/NOAA)* (Chen et al., 2008, Silva et al., 2007), baseadas no método de interpolação ótima de Gandin (1965), com resolução espacial de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ , enquanto para as séries das temperaturas usou-se como referência séries das análises gradeadas fornecidas pelo NCEP/NCAR (*National Center for Environmental Prediction/ National Center for Atmospheric Research*), com resolução de  $1,0^\circ \times 1,0^\circ$  (Sheffield et al., 2006). Tais series de referência correspondem aos dos quatro pontos de grade mais próximos da coordenada geográfica da estação meteorológica que se deseja aplicar a técnica de preenchimento.

De forma resumida, os dados faltantes são caracterizados nas séries por “NA”, utilizando-se  $m=5$  iterações para dados numéricos com o método PMM (*Predictive Mean Matching*). Dentre as várias vantagens desta metodologia, está o fato dos dados originais serem preservados e preenchidos apenas os dados faltantes, facilitando o processo de validação e verificação dos dados imputados. Na Tabela ilustra-se o procedimento com um segmento de dados de precipitação da série original com falhas de uma estação meteorológica (Orig), colocada lado a lado dos quatro pontos de grade mais próximos da localidade (G).

**Tabela 2.** Ilustração de dados de precipitação a serem imputados, representados por NA, referentes à estação de Ouricuri (código OMM: 82753) - Pernambuco (a), e dados

com as falhas preenchidas (b). Os dados originais (coluna Orig) estão ao lado das séries gradeadas mais próximas, ou conjunto de preditores (G-01; G-02; G-03 e G-04). As falhas preenchidas aparecem destacadas em vermelho. Fonte: Autor.

(a)								(b)							
Ano	Mês	Dia	Orig	G-01	G-02	G-03	G-04	Ano	Mês	Dia	Orig	G-01	G-02	G-03	G-04
1980	12	15	0	3,2	3,8	2,7	7,9	1980	12	15	0	3,2	3,8	2,7	7,9
1980	12	16	0	1,9	0,7	3,2	0,4	1980	12	16	0	1,9	0,7	3,2	0,4
1980	12	17	NA	8,3	5,5	3,3	3,7	1980	12	17	5,2	8,3	5,5	3,3	3,7
1980	12	18	15,9	14,7	5,5	19,1	5,1	1980	12	18	15,9	14,7	5,5	19,1	5,1
1980	12	19	6,8	3,9	1,4	9,6	1,7	1980	12	19	6,8	3,9	1,4	9,6	1,7
1980	12	20	NA	12,3	4,4	14,1	5,8	1980	12	20	12,6	12,3	4,4	14,1	5,8
1980	12	21	0	0,1	0	0,2	0,2	1980	12	21	0	0,1	0	0,2	0,2
1980	12	22	0	6,2	3,1	4,9	0,8	1980	12	22	0	6,2	3,1	4,9	0,8

## 2.5. Teste não-paramétrico de Mann Kendall (MK)

O teste não-paramétrico de MK também foi aplicado para testar a significância estatística das tendências de aumento ou diminuição nas séries dos índices de extremos climáticos anuais. O teste MK mostra se as tendências estatísticas são aleatórias ou não, sem a necessidade de conhecimento prévio da distribuição dos dados (Alves et al., 2015), sendo considerada a mais adequada para analisar tendências em séries temporais climatológicas (Onoz e Bayazit, 2003; Machiwal e Jha, 2008; Some'e et al., 2013). No teste de MK para cada elemento  $x_i$  ( $i = 1 \dots n$ ), para uma determinada série  $y$  de comprimento  $n$ ,  $n_i$  é o número de elementos  $j$  que precedem  $i$  ( $i > j$ ), tal como  $x_i > x_j$ . A tendência estatística  $t$  do teste é computada da seguinte forma:

$$t = \sum_{i=1}^n n_i \quad (1)$$

A distribuição para  $t$ , sob a hipótese nula, é praticamente uma distribuição normal com média e variância dada pelas expressões (2) e (3):

$$\bar{x}(t) = \frac{n(n-1)}{4} \quad (2)$$

$$Var(t) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{72} \quad (3)$$

A estatística reduzida para o teste, dada por  $|U(t)|$ , é assim comparada a lei da distribuição normal.

$$U(t) = \frac{[t - \bar{x}(t)]}{\sqrt{\text{Var}(t)}} \quad (4)$$

A hipótese nula pode, portanto, ser rejeitada para altos valores de  $|U(t)|$ , sendo  $\alpha_1$  a probabilidade de rejeitar a hipótese nula quando ela é derivada por uma tabela de distribuição normal padrão:

$$\alpha_1 = P(|U| > |U(t)|) \quad (5)$$

O teste de Mann-Kendall (MK) consiste em calcular duas séries de valores estatísticos, uma a partir do início e outra a partir do final da série. Estas séries são mostradas sob a forma de duas curvas denominadas respectivamente de curva direta  $U_i$  e curva retrógrada  $U'_i$ . A tendência é significativa quando a curva  $U(t)$  excede o limiar superior a 5% ou  $[U_i] > 1,96$ , suportada pela estimativa do p-valor proveniente do teste  $t$  de *Student*. Sneyers (1975) demonstra a utilidade desse teste, usando suas formas progressiva e retrógrada, para identificar os intervalos nos quais as tendências são mais pronunciadas, além dos pontos de inflexão e/ou mudanças climáticas. O ponto que marca o início da mudança corresponde à intersecção entre as curvas direta  $U_i$  e retrógrada  $U'_i$ . Graficamente, as curvas retrógradas e diretas são frequentemente confusas quando não há uma tendência significativa na série. Quando os valores de  $U(t)$  são significativos, conclui-se a uma tendência crescente ou decrescente, para  $U(t) > 0$  ou  $U(t) < 0$ , respectivamente.

Por fim analisa-se o coeficiente de correlação denominado de  $\tau$  (tau) de Kendall ou Kendall- $\tau$ , uma medida de associação para variáveis ordinais. Sua principal vantagem sobre medidas comuns de correlação é a de não ser influenciado pela variância ou *outliers*. Este coeficiente é definido como:

$$\tau = \frac{n_c - n_d}{\frac{1}{2}n(n - 1)} \quad (6)$$

onde  $n_c$  é o número de pares concordantes,  $n_d$  o número de pares discordantes.  $\tau$  representa a probabilidade de que dois pontos da distribuição conjunta dos pares sejam concordantes, ou seja:  $\tau = \text{prob}[(x-x')(y-y') > 0]$ , com valores variando de -1 a 1, sendo -1 a máxima concordância inversa, 1 a máxima concordância direta e 0 a falta de concordância.

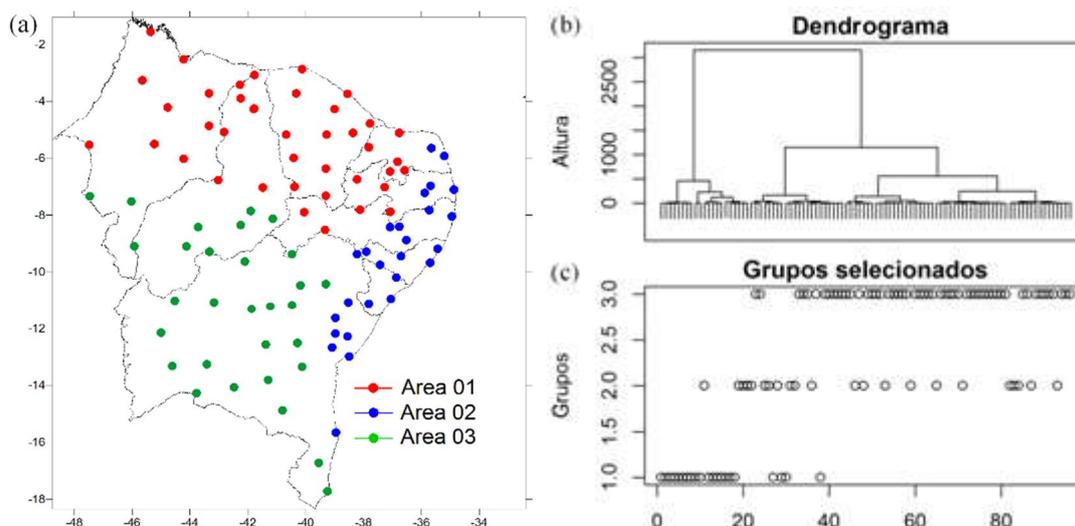
### **3. RESULTADOS E DISCUSSÃO**

Nesta seção discutiremos os resultados das análises realizadas para avaliar as alterações nos extremos anuais das temperaturas e precipitação sobre a RNB. As discussões são feitas para os pontos de estação espacialmente distribuídos, assim como para a média das estações que compõe toda a RNB e suas subáreas pluviometricamente homogêneas. Inicialmente examinaremos os resultados para os índices de extremos baseados na média das séries da região e de suas subáreas e posteriormente analisaremos os resultados para as tendências locais a fim de avaliar sua coerência espacial.

#### **3.1. Determinação de áreas homogêneas**

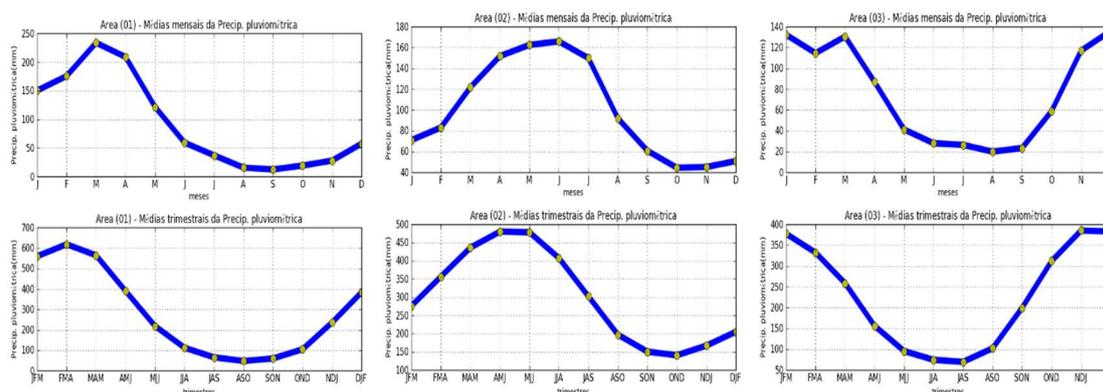
A análise de agrupamento foi empregada aos dados de precipitação das estações para encontrar regiões pluviometricamente homogêneas, e, assim, compor séries médias baseadas nas estações que compõem cada sub-região. Foram testados os valores médios mensais de cada estação, mas os melhores resultados foram obtidos ao se aplicar a análise de agrupamento aos valores médios da quadra chuvosa de cada estação.

Os testes variaram para 2 a 5 grupos, sendo selecionados e considerados satisfatórios, de acordo com a similaridade entre as estações, 3 grupos, como mostra a Figura 2a. A Figura 2b mostra um dendrograma bi-dimensional dos grupos determinados pelo método aglomerativo. Nesse diagrama, cada ramo representa um elemento, enquanto a raiz representa o agrupamento de todos os elementos. O gráfico mostrado na Figura 2c destaca os grupos selecionados, de acordo com uma distância de corte para definição dos grupos, com base em conhecimento prévio da natureza e estrutura dos dados.



**Figura 2:** Análise de agrupamento para três áreas: (a) Distribuição espacial das estações, Área 01 com estações destacadas em vermelho, Área 02 com estações destacadas em verde e Área 03 com estações destacadas em azul; (b) dendrograma dos grupos e (c) grupos selecionados em três diferentes níveis.

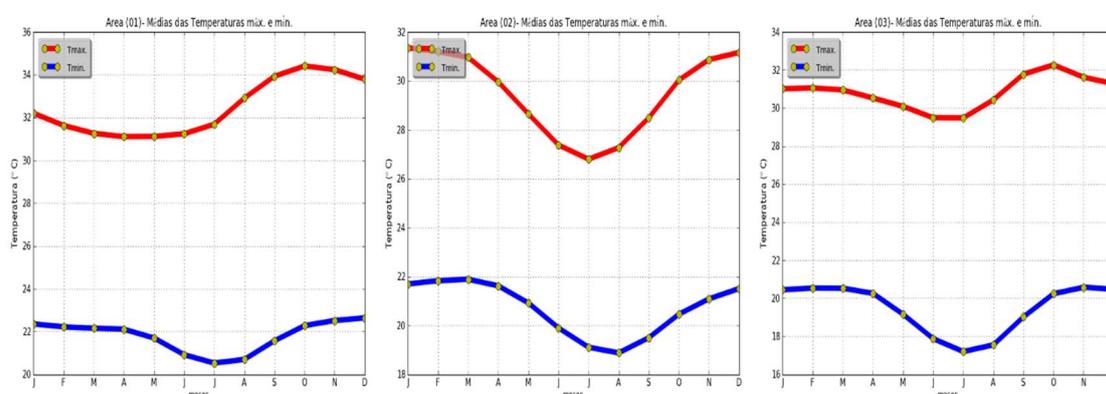
Essa análise de cluster permitiu dividir a RNB em três áreas, de acordo com a distribuição das estações e do período chuvoso: Área 01, que apresenta período chuvoso entre os meses de janeiro a junho; Área 02, que apresenta sua quadra chuvosa entre março e agosto; e Área 03, onde o período chuvoso está entre os meses de novembro a abril; permitindo a construção das séries temporais médias de PRCP, TX e TN das respectivas áreas. Os gráficos da Figura 3 mostram a climatologia média mensal e trimestral da PRCP (período 1961-2014) nas três áreas.



**Figura 3:** Normal climatológica mensal e trimestral da PRCP referentes às subáreas 01,02 e 03, respectivamente, da RNB.

Semelhantes aos gráficos da Figura 3, a Figura 4 mostra a climatologia média mensal da TX e TN. A Área 01 apresenta, em média, os maiores valores de

temperaturas máximas registradas entre os meses de julho e dezembro, concordando com o período de menos ocorrência de chuvas nessa região, e as menores temperaturas mínimas entre junho e agosto. Na Área 02, o decréscimo das temperaturas máximas é evidente entre maio e setembro, com as menores temperaturas mínimas entre julho e agosto. A Área 03, assim como a Área 01, apresenta as maiores temperaturas máxima entre setembro e dezembro, com destaque para as temperaturas mínimas mais baixas nos meses de inverno, em relação às outras áreas, devido ao fato de muitas das estações que compõem a série desta área serem influenciadas pela intrusão de sistemas frontais de origem austral (Kayano et al., 2004).



**Figura 4:** Normal climatológica mensal da TX e TN referentes às subáreas 01,02 e 03, respectivamente, da RNB.

## 3.2. Análise regional e sub-regional

### 3.2.1. Temperatura

A Tabela 3 mostra os valores das tendências dos índices de extremos climáticos para as séries das TX e TN compostas para toda a RNB, e suas três subáreas. Os símbolos cheios em destaque representam a qualidade da significância estatística, obtidas tanto da RL quanto do teste não-paramétrico de MK.

Analisando a Tabela 3, percebem-se sinais significativos de aquecimento na RNB. O índice TXX apresenta tendência de aumento, com extrema significância estatística, nas três áreas (via regressão linear e MK), refletindo tal situação para a série composta da RNB, como mostram as Figuras 5a, 5c, 5e e 5g. O teste sequencial de MK permite detectar o ano aproximado do início das tendências positivas nas três áreas e da RNB, mostrados nas Figuras 5b, 5d, 5f e 5h, quando a curva direta da estatística  $U(t)$

ultrapassa a linha do limite 1,96, sendo 1973, 1972 e 1978 para as Áreas 01, 02 e 03, e de forma geral 1975 para a RNB.

O índice TXN mostrou leve tendência de diminuição, com boa e alta significância estatística apenas na Área 03. O índice TNN apresentou tendências de aumento estatisticamente significantes nas Áreas 01 e 02, refletindo esse resultado para a RNB. A DTR não apresentou tendências estatisticamente significantes em nenhuma das áreas da RNB, e a esse fator podem-se associar as tendências de elevação, com extrema significância estatística, tanto dos índices TXX e TNX, que tem comportamentos semelhantes, tanto na tendência de aumento quanto na extrema significância estatística oriundos da RL e MK, mostrados na Figura 6a, 6c, 6e e 6g. O teste sequencial de MK mostrados nas Figuras 6b, 6d, 6f e 6h, indica o ano de 1968 como de início da tendência positiva. Assim como observado para TXX, a curva direta e retrógrada de  $U(t)$  interceptam-se fora da área dos limites de significância estatística, por volta do ano de 1985, indicando uma tendência de elevação mais forte a partir deste ano, porém sem saltos significativos no decorrer da série temporal.

**Tabela 3.** Tendências em °C/década, % de dias/década e dias/década para o período 1961-2014 dos índices médios de temperatura a nível regional e sub-regional usando uma estimativa de tendência linear robusta a intervalos de confiança de 90% (boa significancia estatística), 95% (alta significancia estatística) e 99% (extrema significancia estatística).

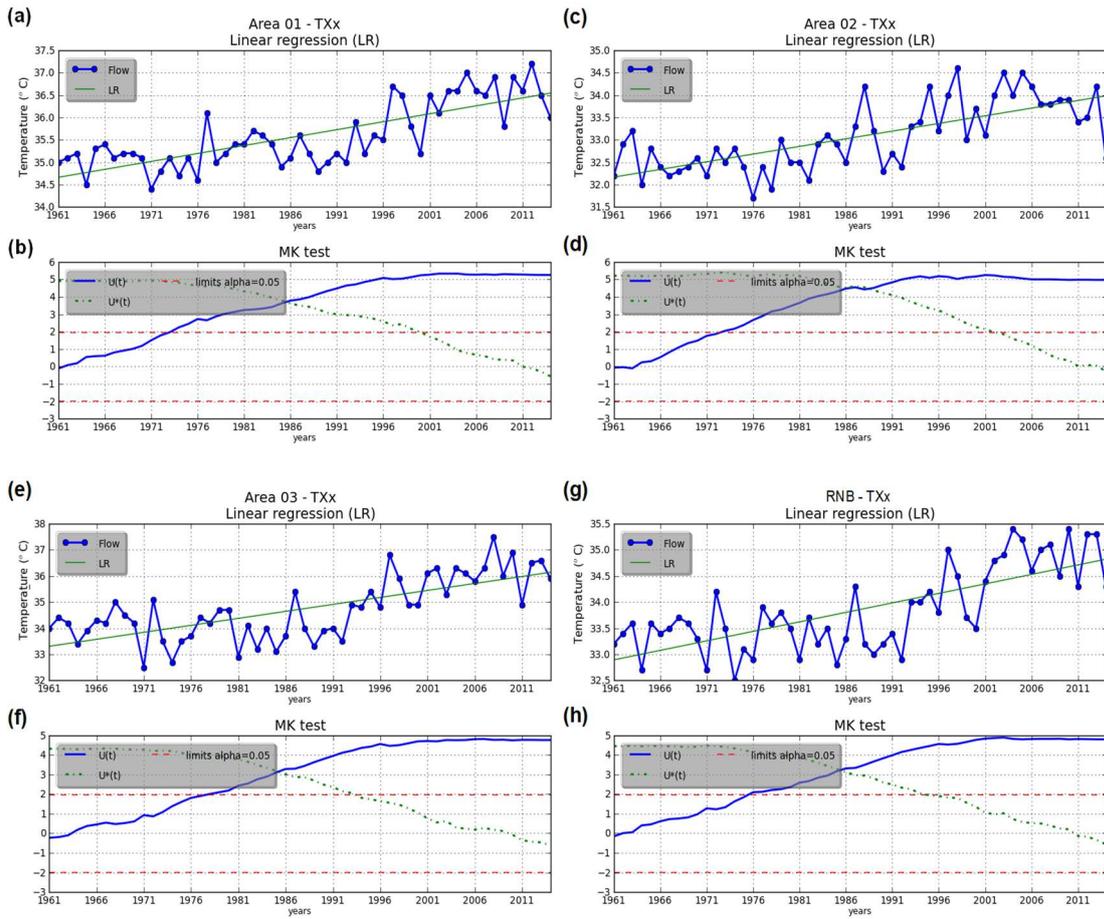
Índice (°C/Década)	Área 01	Área 02	Área 03	RNB
TXX	0,4(▲)(▲)	0,3(▲)(▲)	0,5(▲)(▲)	0,4(▲)(▲)
TXN	-0,06	0,02	-0,2(■)(▲)	0,02
TNX	0,3(▲)(▲)	0,3(▲)(▲)	0,4(▲)(▲)	0,3(▲)(▲)
TNN	0,1(▲)(▲)	0,1(▲)(▲)	0,03	0,1(▲)(▲)
DTR	0,01	-0,01	0,01	0,01
Índice (%)	Área 01	Área 02	Área 03	RNB
Dias/Década)				
TX10p	-2,9(●)( )	-3,3(▲)(■)	-0,4	-2,8(■)(●)
TX90p	10,6(▲)(▲)	7,5(▲)(▲)	10,0(▲)(▲)	10,6(▲)(▲)
TN10p	-8,6(▲)(▲)	-7,7(▲)(▲)	-5,6(▲)(▲)	-8,4(▲)(▲)
TN90p	10,5(▲)(▲)	9,7(▲)(▲)	9,9(▲)(▲)	11,0(▲)(▲)
Índice (Dias/Década)	Área 01	Área 02	Área 03	RNB
TR20	6,1(▲)(▲)	12,3(▲)(▲)	26,5(▲)(▲)	11,3(▲)(▲)
CSDI	-3,4(▲)(▲)	-2,7(▲)(▲)	-2,4(▲)(▲)	-4,5(▲)(▲)
WSDI	8,0(▲)(▲)	5,4(▲)(▲)	7,8(▲)(▲)	8,7(▲)(▲)

\*No primeiro parêntese símbolos provenientes da análise de tendência obtida com a regressão linear e no segundo, MK.

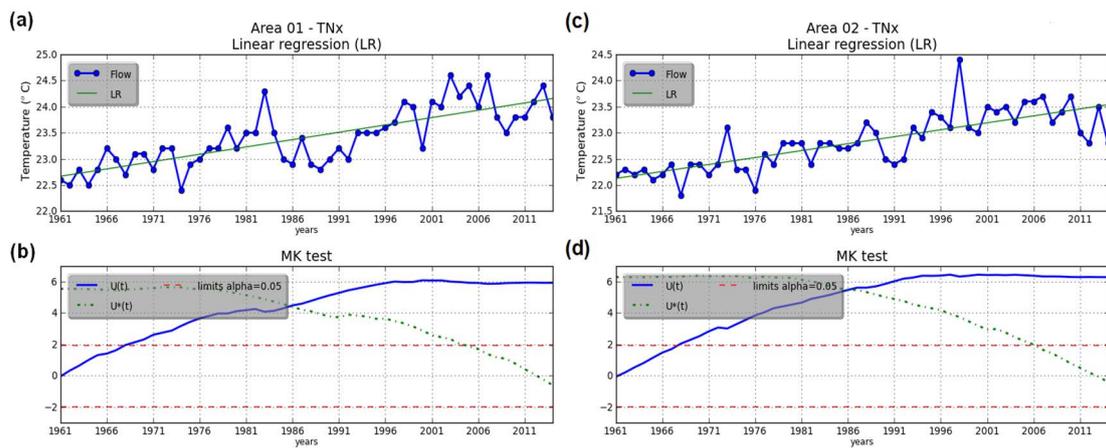
Os índices TX90p e TN90p apresentaram as tendências mais expressivas e estatisticamente significantes (Figuras 7 e 8), evidenciando o aumento do número de dias e noites quentes nas três áreas e, conseqüentemente, na RNB. Apesar dos valores próximos, houve incremento levemente maior no número de noites frias, mostradas nas Figuras 7 e 8 (a, c, e, g), cuja característica mais interessante é a pequena variabilidade no valor destes índices até o início da década de 80. O teste de MK mostrou que o início das tendências do índice TX90p começa pouco depois do TN90p, entre 1969 (Área 02) e 1973 (Área 03), e para TN90p entre 1967 (Área 02) e 1971 (Área 03). Como resultado, para a RNB, o início das tendências se dão aproximadamente em 1970 para TX90p e 1968 para TN90p, com o cruzamento das curvas da estatística  $U(t)$  indicando que a partir de 1984 as tendências positivas se tornam constante para ambas variáveis (Figuras 8g e 8h).

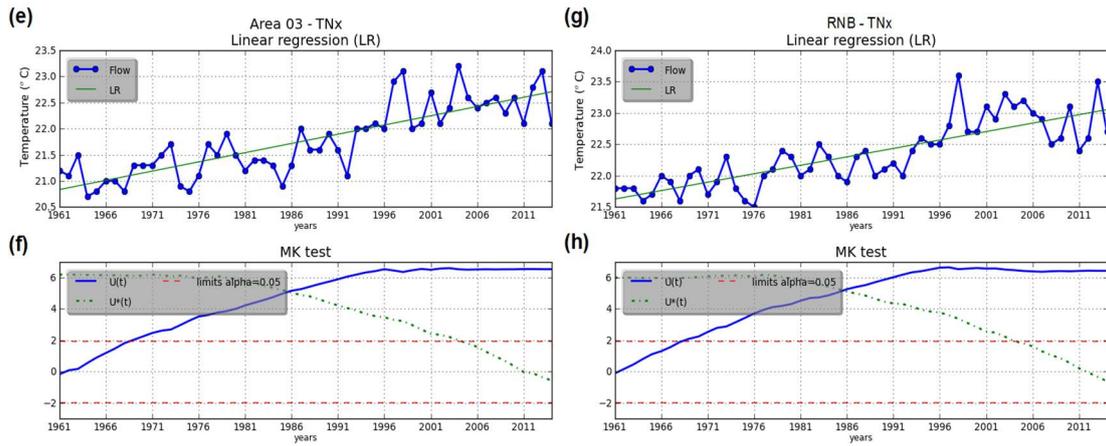
Os índices relativos ao percentil de 10% mostram tendências com boa e alta significância estatística para as temperaturas máximas (TX10p), com exceção da Área 03, e extremamente significativas para as temperaturas mínimas (TN10p), nas três áreas e RNB, como identificado na Tabela 3.

Em relação aos índices baseados em dias/década mostrados na Tabela, 3 é de extrema significância estatística a tendência de aumento, em toda a RNB, do incremento no número de dias com as temperaturas mínimas superiores ao valor de 20°C (TR20), sendo esse resultado de acordo com os resultados dos índices TN10p e TN90p. O índice CSDI, que representa a contagem anual, na qual ao menos seis dias consecutivos apresentaram suas temperaturas mínimas inferiores ao percentil 10, mostra tendência de redução, enquanto o índice WSDI, que representa a contagem anual de ocorrências na qual, em pelo menos seis dias consecutivos, as temperaturas máximas excederam o percentil 90, mostra sensíveis tendências de aumento. Esses índices representam a contagem da duração de períodos frios e quentes, ou ondas de frio e calor. Por esses termos se tornarem exagerados quando se analisa a RNB, que possui naturalmente temperaturas mais elevadas, a combinação entre redução do CSDI e aumento do WSDI, gera a diminuição cada vez maior dos períodos com temperaturas mais amenas na RNB, aumentando potencialmente o desconforto térmico devido ao excesso de calor.

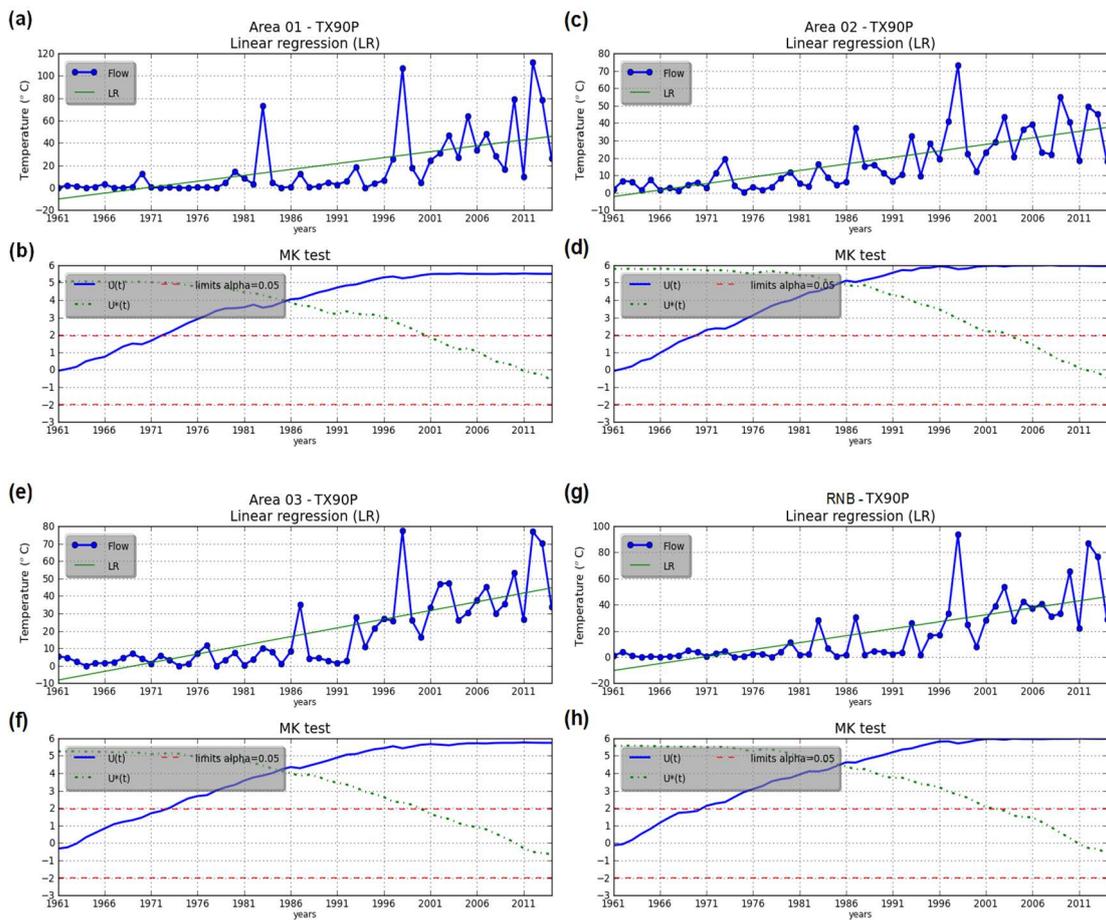


**Figura 5:** Gráficos de RL e teste sequencial de MK para o índice TXX, relativos as Áreas 01 (a e b), 02 (c e d), 03 (e e f) e composta para a RNB (g e h).

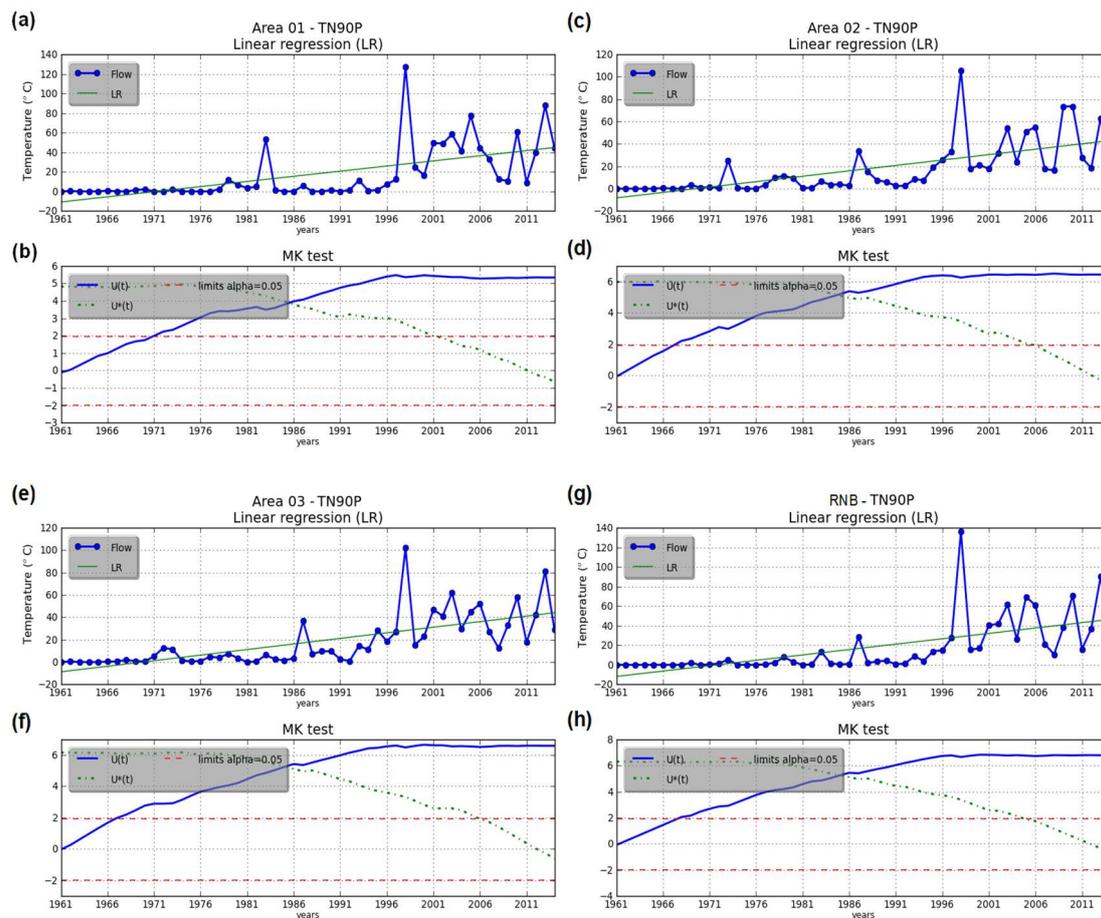




**Figura 6:** Gráficos de RL e teste sequencial de MK para o índice TNx, relativos as Áreas 01 (a e b), 02 (c e d), 03 (e e f) e composta para a RNB (g e h).



**Figura 7:** Gráficos de RL e teste sequencial de MK para o índice TX90P, relativos as Áreas 01 (a e b), 02 (c e d), 03 (e e f) e composta para a RNB (g e h).



**Figura 8:** Gráficos de RL e teste sequencial de MK para o índice TN90P, relativos as Áreas 01 (a e b), 02 (c e d), 03 (e e f) e composta para a RNB (g e h).

### 3.2.2. Precipitação

A Tabela 4 mostra os valores das tendências dos índices de extremos climáticos para as séries da PRCP composta para toda a RNB, e suas três subáreas, com os mesmos limites de significância estatísticos usados para as tendências da temperatura.

Diferente das temperaturas, a PRCP não apresenta a maioria dos índices com tendências estatisticamente significantes, isso ocorre apenas para determinados índices. A Área 01 situada ao norte da RNB apresenta o maior número de índices nessa condição.

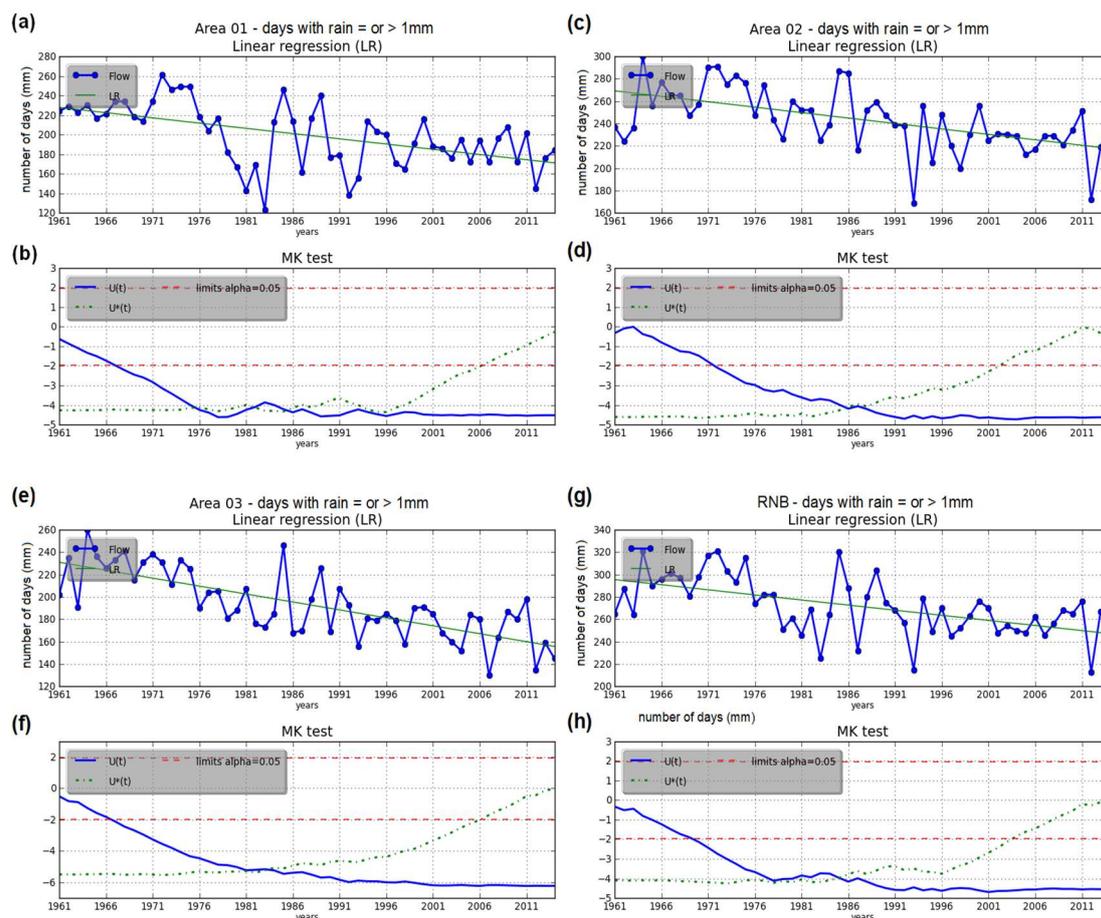
Mostram-se na Figura 9a a 9h gráficos para o índice R1mm, para as Áreas 01, 02, 03 e RNB, único que apresentou extrema significância estatística via RL e MK, evidenciado as tendências de redução dos dias com precipitação maior ou igual a 1mm na região Nordeste. Na Figura 9a é perceptível a influência da forte queda no número de

ocorrências do ano de 1983 na Área 01, influenciando o teste de MK a indicar o ano de 1967 como de início para a tendência negativa (Figura 9b). Nas demais Figuras observa-se tendências de diminuição mais gradativas (Figuras 9c, 9e), com o teste de MK indicando os anos de 1972 e 1966 como de início das tendências negativas das Áreas 02 e 03. Para a RNB, a tendência negativa da série (Figura 9g) é confirmada pelo teste de MK, indicando 1968 como início da tendência negativa para o índice. As curvas da estatística  $U(t)$  se interceptam entre 1978 e 1986, devido ao pico no número de ocorrências de precipitações maiores que 1mm observadas em 1985, ano muito chuvoso no Nordeste (Silva et al, 2008).

**Tabela 4.** Tendências emmm/década, mm/dias/década e dias/década para o período 1961-2014 para índices de precipitação anível regional esub-regional usando uma estimativa de tendência linear robusta em intervalos de confiança de 90% (boa significância estatística), 95% (alta significância estatística) e 99% (extrema significância estatística).

Índice (mm/Década)	Área 01	Área 02	Área 03	RNB
Rx1dia	<b>1,66(▲)(▲)</b>	0,27	0,20	<b>0,59( ) (●)</b>
Rx5dia	<b>4,05(▲)(■)</b>	0,14	1,59	2,08
R95p	<b>28,58(■)(■)</b>	7,43	4,62	10,09
R99p	<b>17,81(▲)(▲)</b>	6,36	4,22	<b>7,55(●)(●)</b>
PRCPTOT	-20,1	<b>-34,1(●)( )</b>	<b>-32,17(●)(●)</b>	<b>-30,93(●)( )</b>
Índice (mm/Dias/Década)	Área 01	Área 02	Área 03	RNB
SDII	<b>0,16(■)(■)</b>	0,05	<b>0,15(▲)(■)</b>	0,01
Índice (Dias/Década)	Área 01	Área 02	Área 03	RNB
R1mm	<b>-10,68(▲)(▲)</b>	<b>-9,72(▲)(▲)</b>	<b>-14,19(▲)(▲)</b>	<b>-9,11(▲)(▲)</b>
R10mm	0,71	-0,29	0,43	0,53
R20mm	<b>0,95(▲)(▲)</b>	0,27	0,16	0,08
CDD	<b>4,85(▲)(▲)</b>	<b>2,05(▲)(▲)</b>	<b>3,10(▲)(▲)</b>	<b>1,27(■)(■)</b>
CWD	<b>-10,35(▲)(▲)</b>	-0,77	-0,17	<b>-10,72(▲)(▲)</b>

\*No primeiro parêntese símbolos provenientes da análise de tendência obtida com a regressão linear e no segundo, MK. Em negrito apenas os que apresentarem extrema significância nos dois testes.



**Figura 9:** Gráficos de RL e teste sequencial de MK para o índice R1mm, relativos as Áreas 01 (a e b), 02 (c e d), 03 (e e f) e composta para a RNB (g e h).

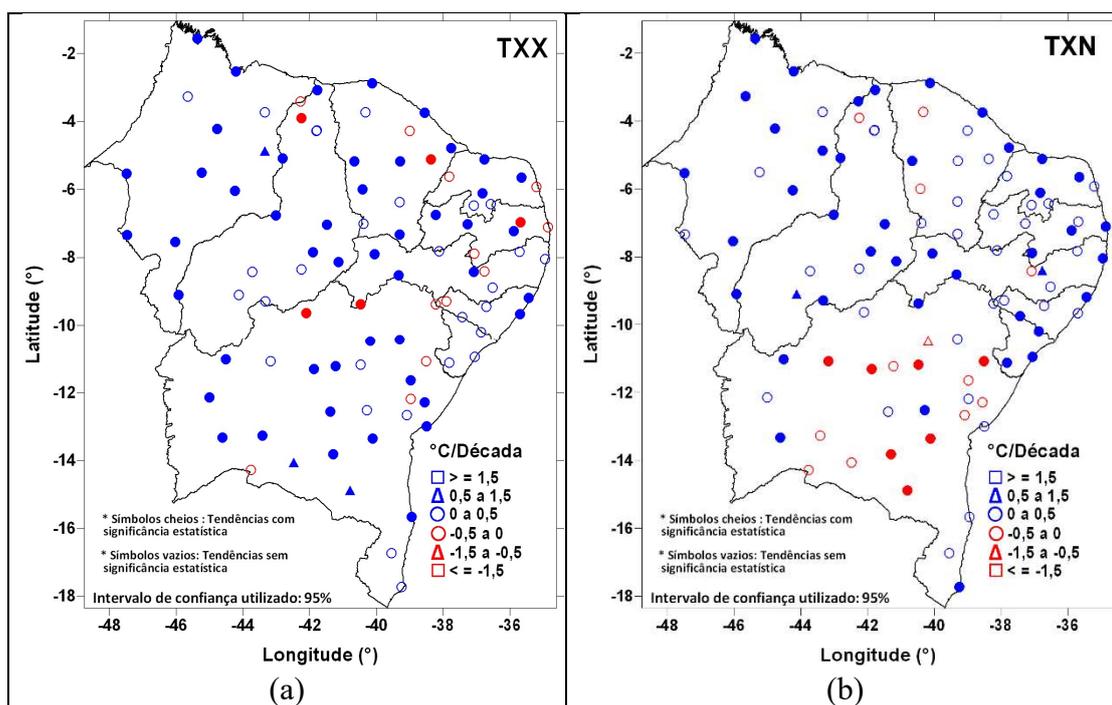
### 3.3. Índices de tendências de extremos climáticos: temperatura e precipitação

Nesta seção, são descritos resultados que permitem avaliar extremos anuais da PRCP, TX e TN, para cada estação na RNB na forma de mapas, permitindo visualizar espacialmente a distribuição homogênea, ou aleatória, dos índices utilizados.

Nos mapas dos índices para TX e TN, apresentados a seguir, pontos em azul representam tendência de aumento e pontos em vermelho, tendência de diminuição. Para os mapas de PRCP, as tendências de aumento estão representadas pela cor verde e de diminuição, pela cor marrom. Quando tais pontos são sólidos, referem-se a tendências com significância estatística ao nível de 95%. No caso dos pontos vazados, não há significância estatística para as tendências.

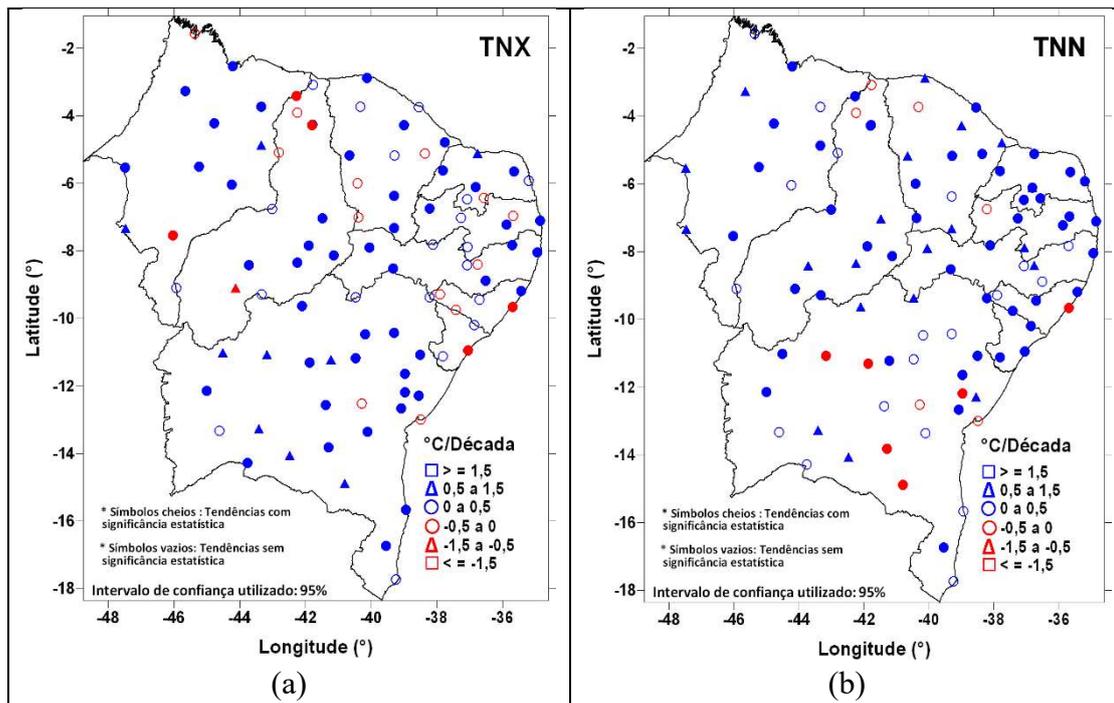
#### 3.3.1. Temperatura

A Figura 10 apresenta os índices TXX e TXN. Desses índices é possível observar a predominância dos sinais de aumento nos valores de maiores e menores temperaturas máximas, em torno de  $0,5^{\circ}\text{C}$ , ultrapassando  $1,5^{\circ}\text{C}$  em algumas estações no sul da Bahia e leste do Maranhão (Figura 11a). Um detalhe importante do índice TXN é a melhor organização espacial das estações que apresentaram tendências de diminuição, com a maior parte destas localizadas no Estado da Bahia, em sua porção centro-leste (Figura 11b).



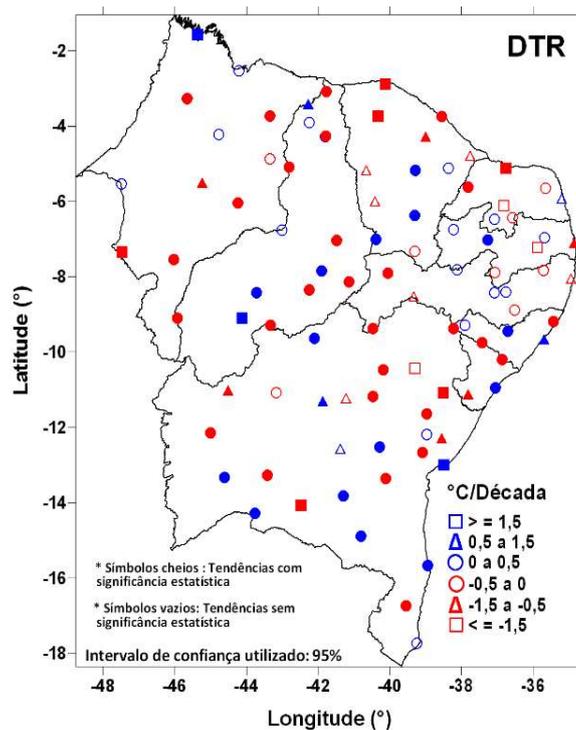
**Figura 10:** Maior (a) e menor (b) valor anual da temperatura máxima diária ( $^{\circ}\text{C}/\text{Década}$ ), referentes ao período 1961-2014.

Os índices TNX e TNN (Figuras 11a e 11b) têm o mesmo significado dos índices da Figura 10, só que para TN. O comportamento desses índices segue o dos mostrados para TX, com a maior parte estações apresentando tendências positivas estatisticamente significativas. Um número menor de estações apresentou leve tendência de diminuição, em torno de  $0,5^{\circ}\text{C}/\text{Década}$ , com a maioria não apresentando significância estatística. O índice TNN, entre os até aqui estudados, foi o que apresentou maior quantidade de estações com tendências positivas e com significância estatística, ou seja, cada vez mais as menores temperaturas mínimas anuais registradas por década têm seus valores mais elevados que nas décadas anteriores.



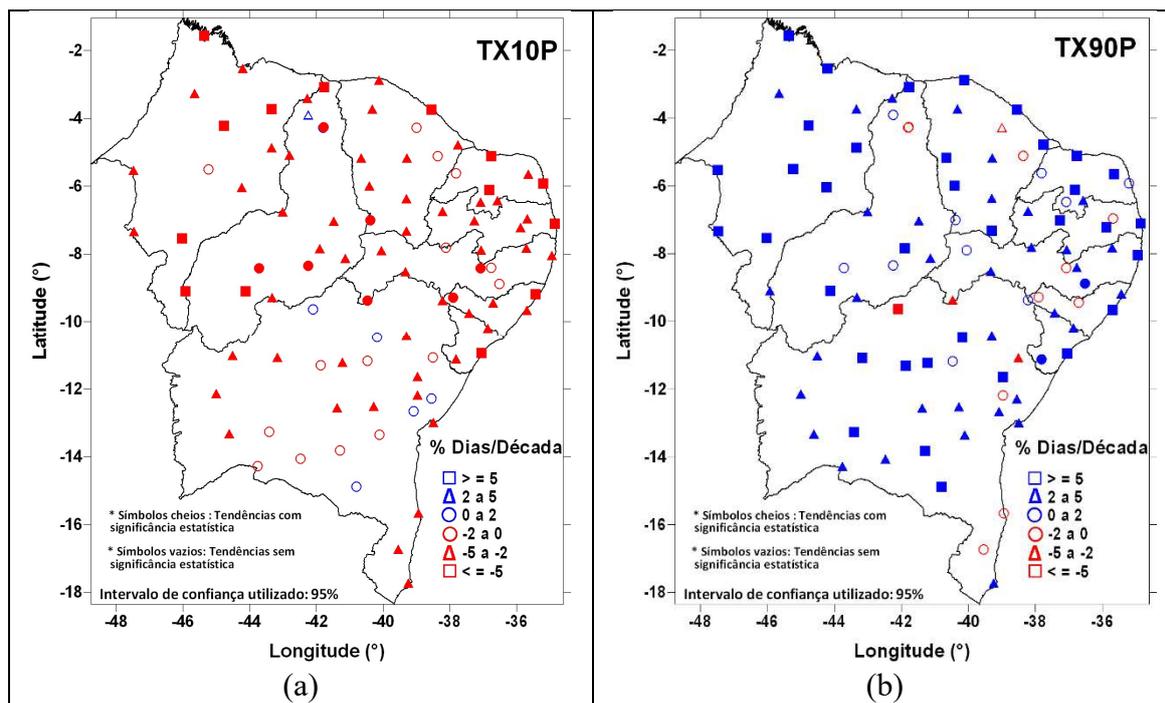
**Figura 11:** Maior (a) e menor (b) valor anual da temperatura mínima diária (°C/Década), referentes ao período 1961-2014.

Os resultados dos índices discutidos parecem indicar tendências de aumento mais aceleradas em relação às temperaturas mínimas. Esse fato é comprovado verificando o campo do índice de amplitude térmica (DTR), no qual o número de estações que apresentam tendências de diminuição na amplitude é maior do que os que apresentam tendências de aumento (Figura 12).



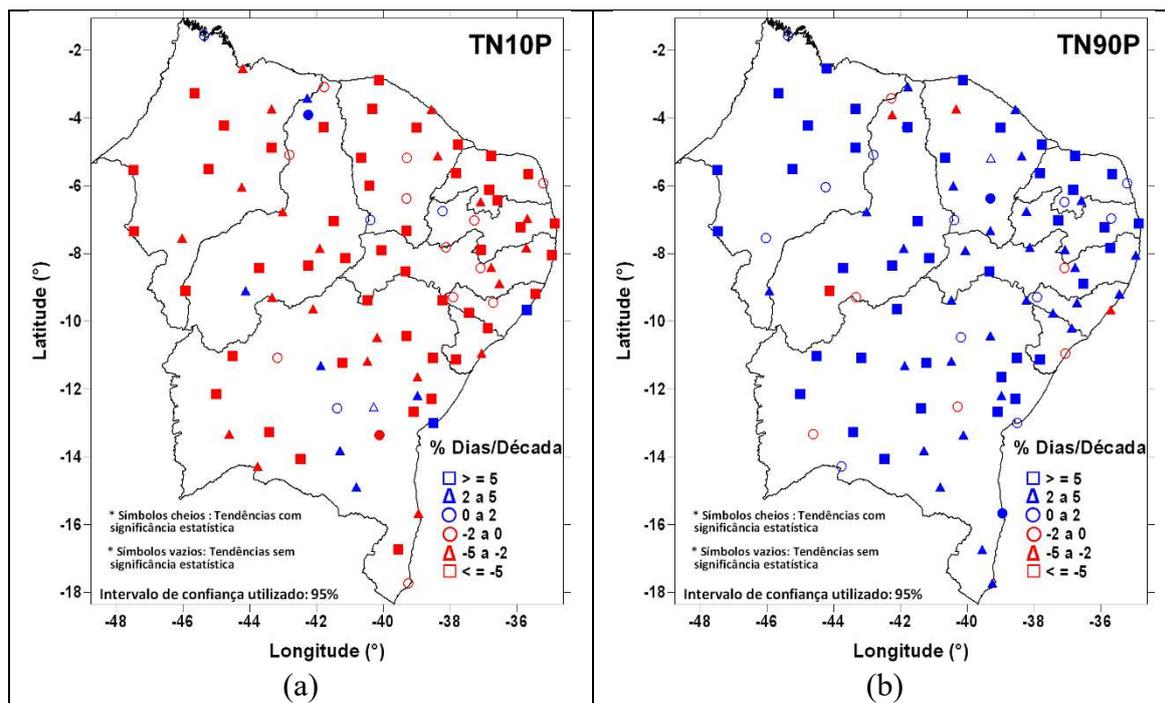
**Figura 12:** Diferença anual média entre as temperaturas máximas e mínimas (°C/Década), referentes ao período 1961-2014.

Os índices TX10P, TX90P, TN10P e TN90P indicam as tendências da marcha percentual de dias nas quais as temperaturas foram maiores ou menores que os percentis de 10 e 90%, ou seja, onde TX e TN atingiram seus maiores e menores valores extremos. O índice TX10P (Figura 13a) mostra a maioria das estações com expressiva redução percentual do número de dias frios, quando suas máximas temperaturas se situam abaixo do percentil 10. Poucas são as estações que apresentam tendência de aumento, e todas sem significância estatística, enquanto que a maior parte das estações a tendência é decrescente e estatisticamente significantes. Já o índice TX90P (Figura 13b) aponta maior evidencia do aumento de dias quentes, com a maioria das estações apontando para tendências positivas, com apenas uma pequena parte não apresentando significância estatística. Esses resultados indicam, claramente, uma diminuição do número dos dias frios e o incremento do número de dias quentes.



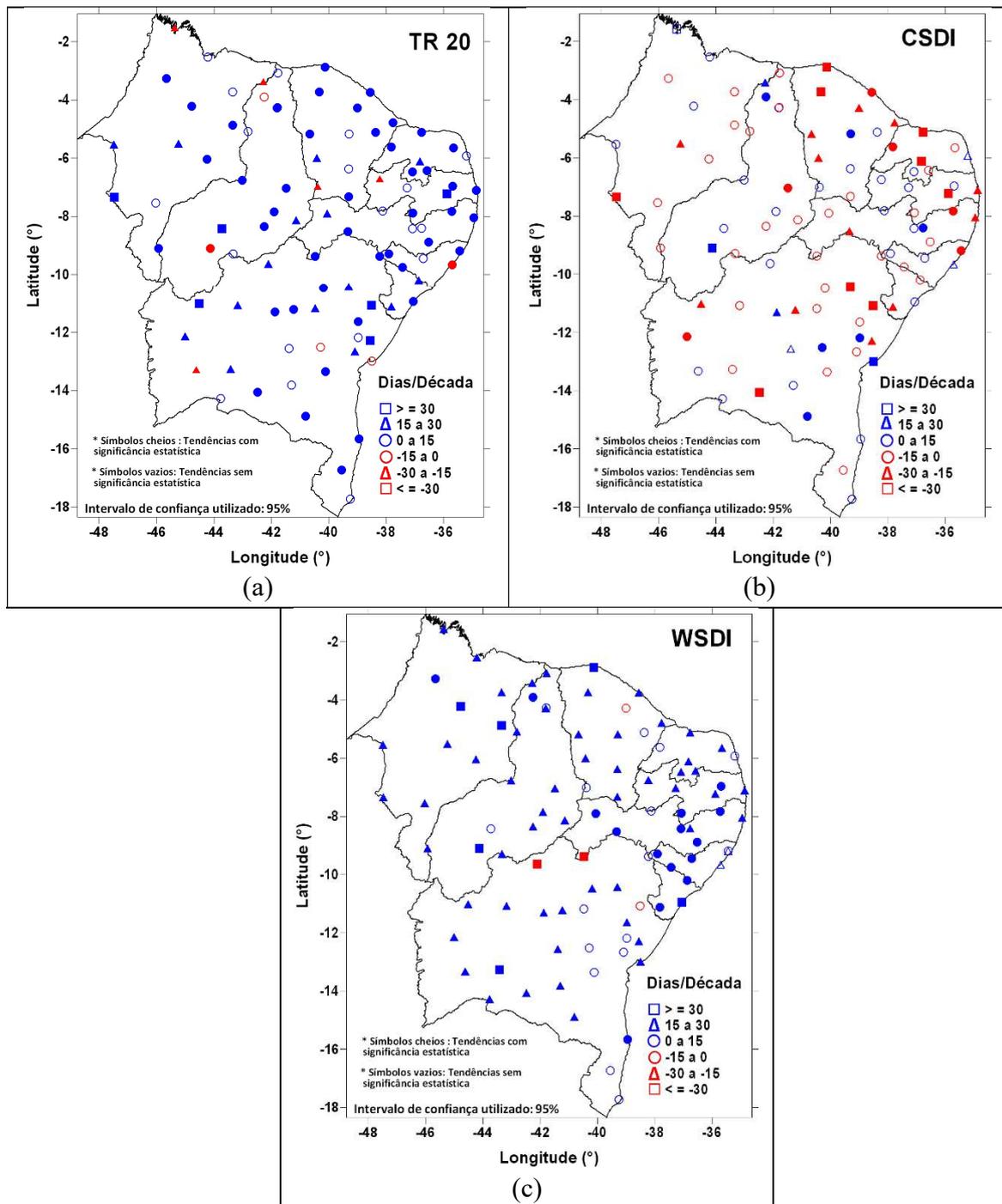
**Figura 13:** Tendências anuais estimadas (% de Dias/Década) para dias frios (a) e dias quentes (b), referentes ao período 1961-2014.

Similar para as temperaturas mínimas, a Figura 14a mostra a redução do percentual de noites frias, quando a TN é inferior ao percentil 10, com apenas 13 estações apresentando tendências positivas, das quais 9 estatisticamente significantes. Das 83 estações que não apresentaram aumento do percentual de noites frias, apenas 11 não tiveram suas tendências estatisticamente significantes. Na mesma direção, a Figura 14b evidencia o aumento do percentual de noites quentes, quando as TN excedem o percentil 90, com apenas 10 estações apresentando tendências de redução, sendo 4 estatisticamente significantes. O restante, 86 estações, indicam tendências de aumento das noites quentes, com apenas 16 sem apresentar significância estatística.



**Figura 14:** Tendências anuais estimadas (% de Dias/Década) para noites frias (a) e noites quentes (b), referentes ao período 1961-2014.

A Figura 15 mostra a distribuição espacial dos índices baseados na contagem de dias por década. A Figura 15a, para o índice TR20, mostra tendências expressivas e estatisticamente significantes de aumento do número de dias cujas TN excedeu 20°C. As figuras 15b e 15c mostram o comportamento de índices relacionados a ondas de frio e de calor. A tendência predominante da diminuição de dias consecutivos com TN abaixo do percentil 10, associada ao aumento das tendências do número de dias consecutivos em que a TX excedeu o percentil 90, aponta para o fato de que, apesar da região Nordeste estar inserida na porção tropical do planeta, está, nas últimas décadas, mais susceptível a períodos mais prolongados de fortes ondas de calor.

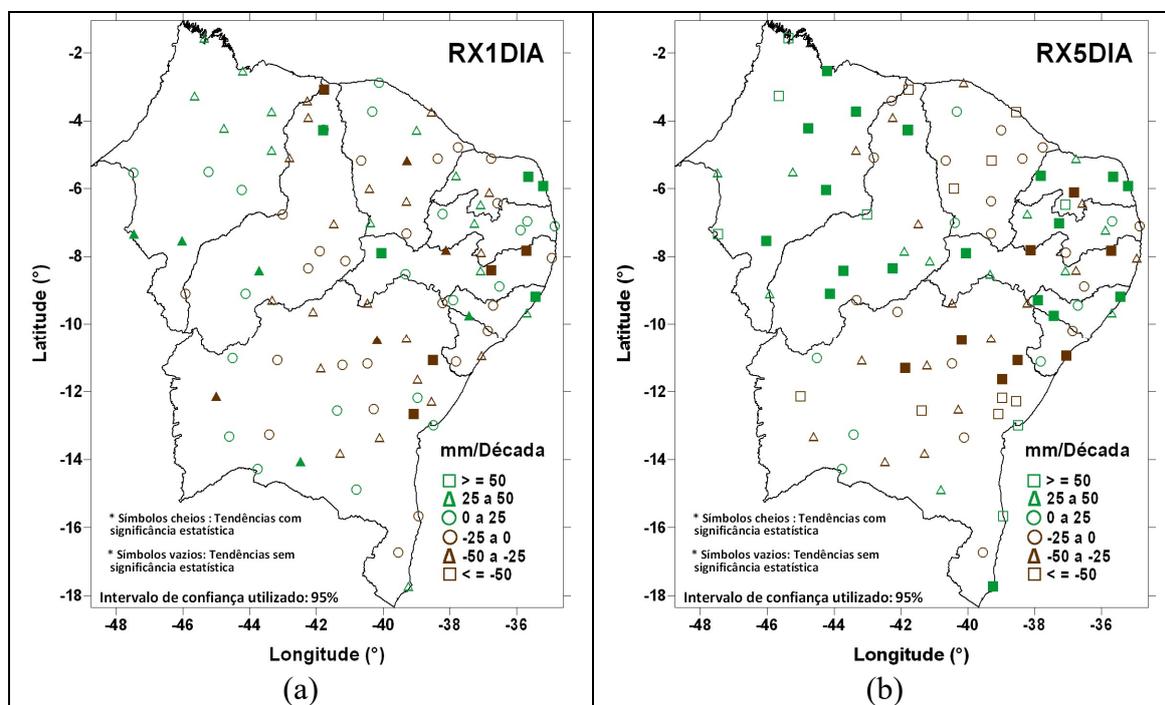


**Figura 15:** Tendências anuais estimadas (Dias/década) do número de dias com TN acima de 20°C (a), contagem do número de dias consecutivos com TN inferiores ao percentil 10 (b) e do número de dias consecutivos com TX superiores ao percentil 90, referentes ao período 1961-2014.

### 3.3.2. Precipitação

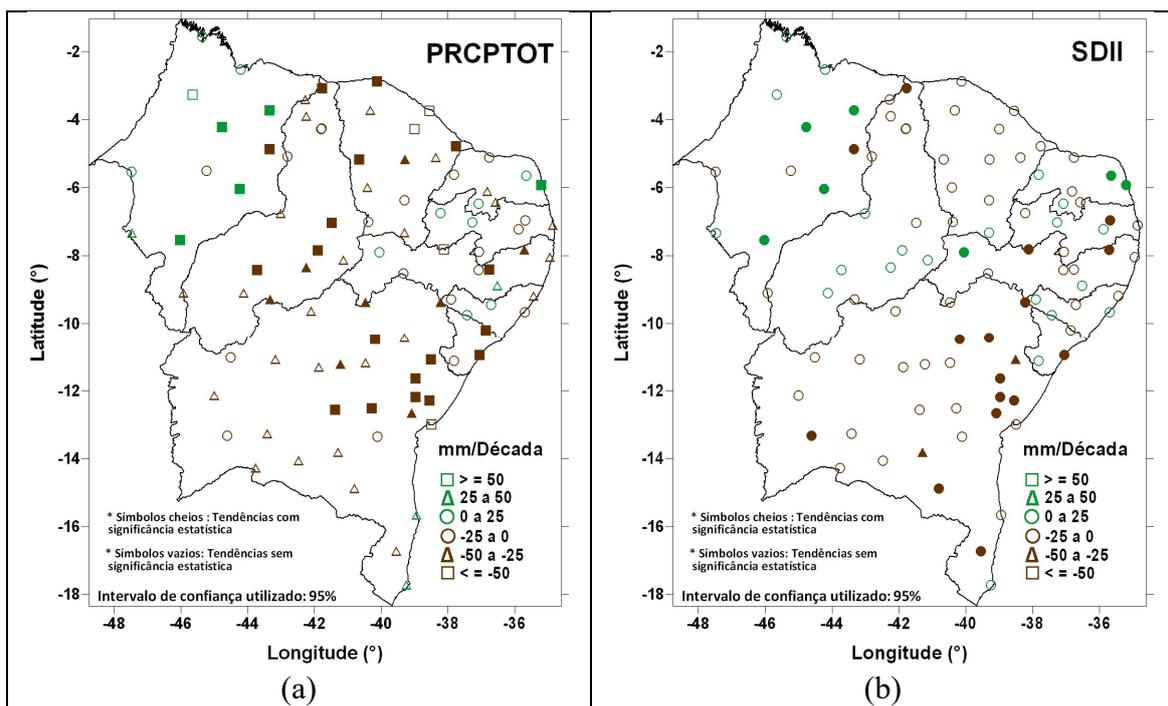
Para a PRCP, observa-se padrões de tendência de aumento ou diminuição nos seus índices de extremos assim como para os índices de TX e TN, embora a quantidade de pontos com significância estatística seja menor.

Do índice RX1DIA (Figura 16a), observa-se uma prevalência de tendência de redução na quantidade de chuvas extremas em um único dia para a maior parte das estações localizadas na RNB, enquanto o índice RX5DIAS (Figura 16b) apresenta prevalência de tendências positivas nos registros de precipitação acumulada em cinco dias por década. Apesar do número reduzido de estações com tendências estatisticamente significantes, nota-se da espacialização dos índices importantes, áreas de tendências aos registros de chuvas diárias e acumuladas por cinco dias, como é o caso da maioria das estações dos Estados da Bahia e Ceará, com tendências de redução, enquanto a maioria das estações localizadas no Maranhão apresenta tendências positivas para o índice Rx1dia, que se torna mais abrangente incluindo as estações do centro-sul do Piauí e oeste pernambucano para o índice Rx5dias. No entanto, esses índices são puramente para avaliação de extremos de precipitação e podem não refletir se está havendo mais ou menos precipitação em determinada estação.



**Figura 16:** Tendências anuais estimadas da maior precipitação (mm/Década) (a) registrada em um dia e (b) do maior valor acumulado da precipitação em cinco dias consecutivos referentes ao período 1961-2014.

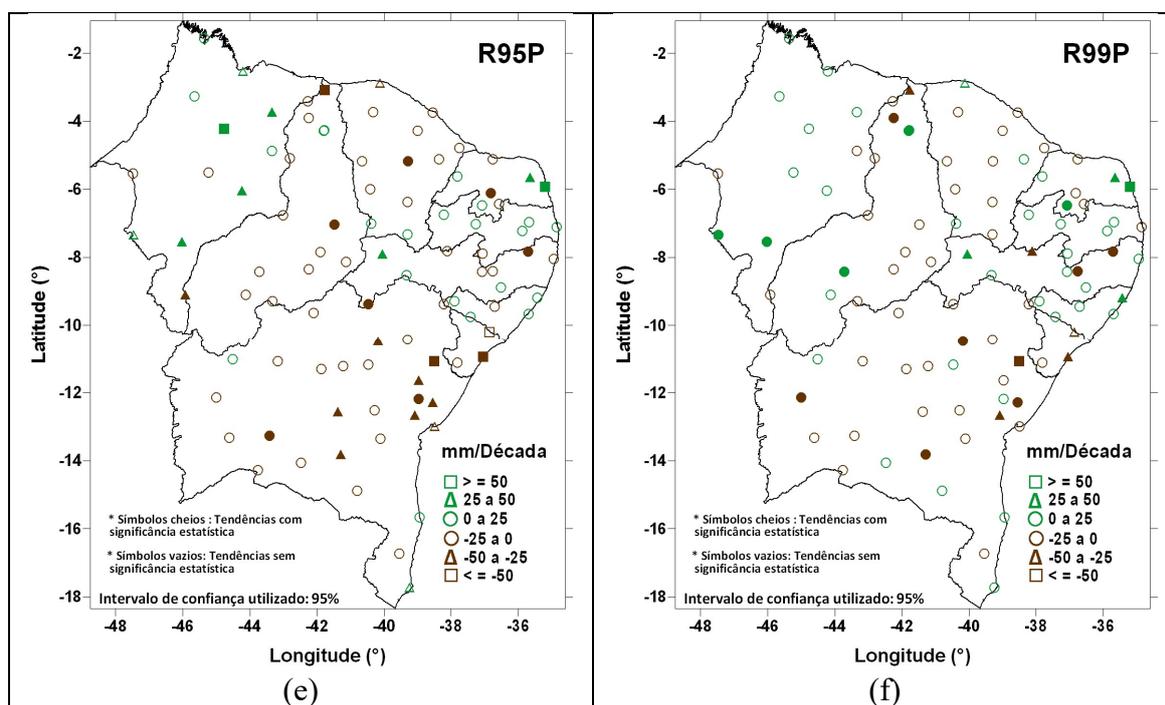
Os índices PRCPTOT e SDII representam melhor as áreas com tendências de aumento ou diminuição da precipitação ao longo das últimas cinco décadas. O índice PRCPTOT (Figura 17a) indica o acumulado anual de precipitação de todos os eventos a partir de 1mm. A maior parte da região Nordeste mostra tendência de diminuição do total anual de precipitação, com destaque principal para as tendências negativas e estatisticamente significantes nas estações localizadas nos Estados do Piauí, Ceará e parte leste da Bahia e Sergipe. O índice SDII (Figura 18b) tem seu comportamento similar ao do índice PRCPTOT, porém com número menor de estações que apresentam significância estatística para as tendências negativas, estas majoritariamente concentradas no leste da região Nordeste, com estações localizadas entre os Estados da Bahia, Sergipe, Alagoas, Pernambuco e Paraíba. Para os dois índices, as estações com tendências positivas estão concentradas em maior número nos Estados do Maranhão, e litoral do Rio Grande do Norte.



**Figura 17:** Tendências anuais (mm/Década) estimadas da (a) precipitação total anual contabilizando apenas dias com precipitações acima de 1mm e (b) da precipitação total anual dividida pelo número de dias com precipitações acima de 1mm referentes ao período 1961-2014.

Os índices R95P (Figura 18a) e R99p (Figura 18b) contabilizam a contribuição para a soma da precipitação anual dos dias em que a precipitação diária supera os respectivos percentis 95 e 99, indicando tendência para os dias úmidos e extremamente

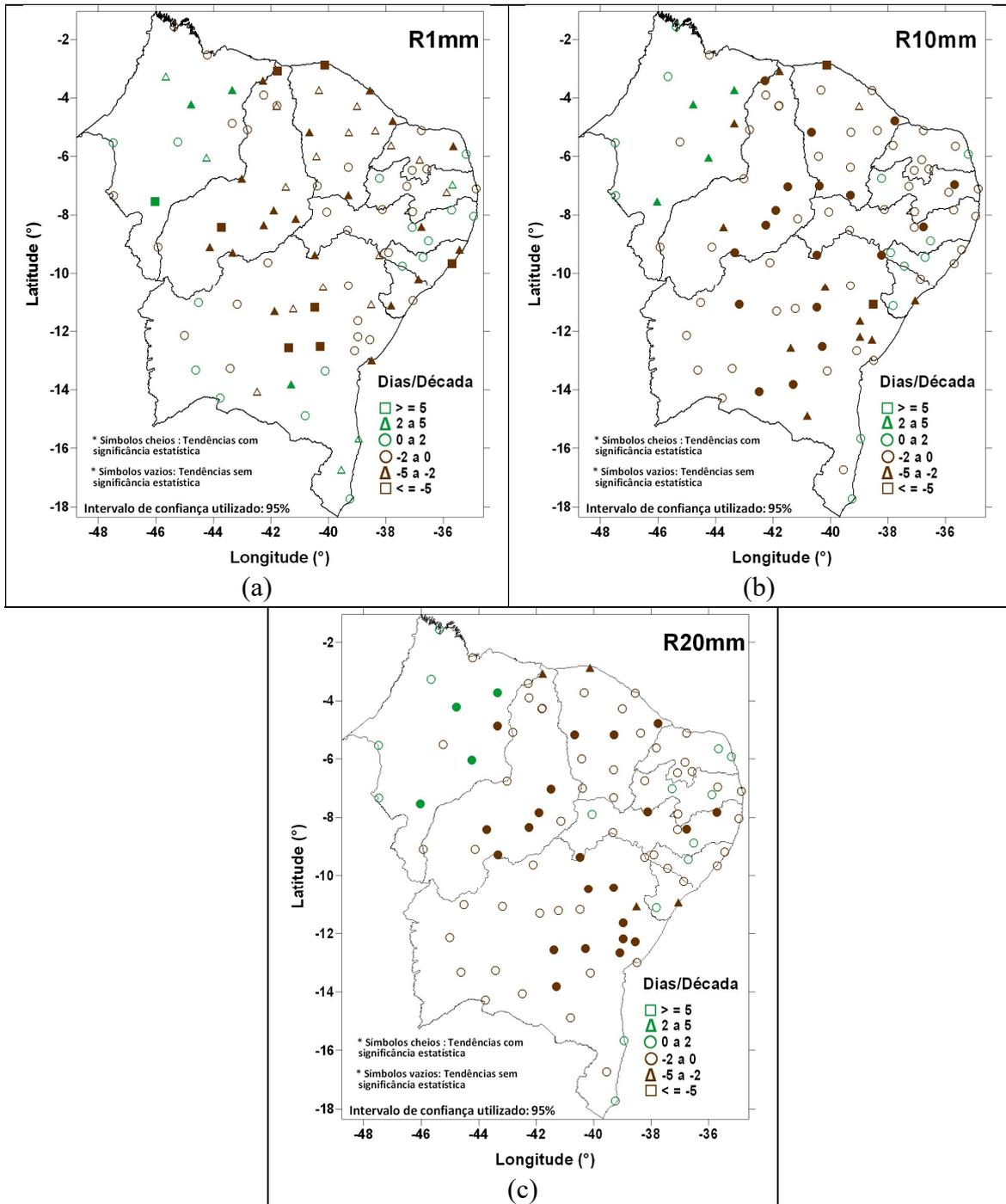
úmidos. Os mapas das tendências destes índices têm comportamento similar e mostram, para a maior parte das estações da região Nordeste, diminuição da contribuição de dias úmidos e extremamente úmidos para o total da precipitação anual acumulada. A exceção se dá, com maior destaque, para algumas estações localizadas nos Estados do Maranhão e Piauí (caso do índice R99P), e no litoral do Estado do Rio Grande do Norte. Seguindo o padrão de comportamento dos índices já descritos anteriormente, a maior concentração de estações com tendências negativas com significância estatística se dá no centro-leste do Estado da Bahia.



**Figura 18:** Tendências anuais estimadas (mm/Década) do número de dias úmidos (a) e do número de dias extremamente úmidos (b), referentes ao período 1961-2014.

A Figura 19 mostra o comportamento espacial das tendências dos índices R1mm (Figura 19a), R10mm (Figura 19b) e R20mm (Figura 19c), referentes à contagem anual de dias com chuvas acima de 1mm, 10mm e 20mm. O padrão entre esses índices é muito semelhante com tendências negativas dominando a região, com exceção de estações localizadas no Estado do Maranhão, nas quais algumas apresentam inclusive significância estatística, e aleatoriamente estações na faixa leste do Nordeste, próximas ao litoral, porém sem significância estatística. Como observado em outros índices de precipitação, entre os Estados do Ceará, Piauí, Pernambuco e Bahia está concentrada a maior parte das estações com tendências negativas, e com significância

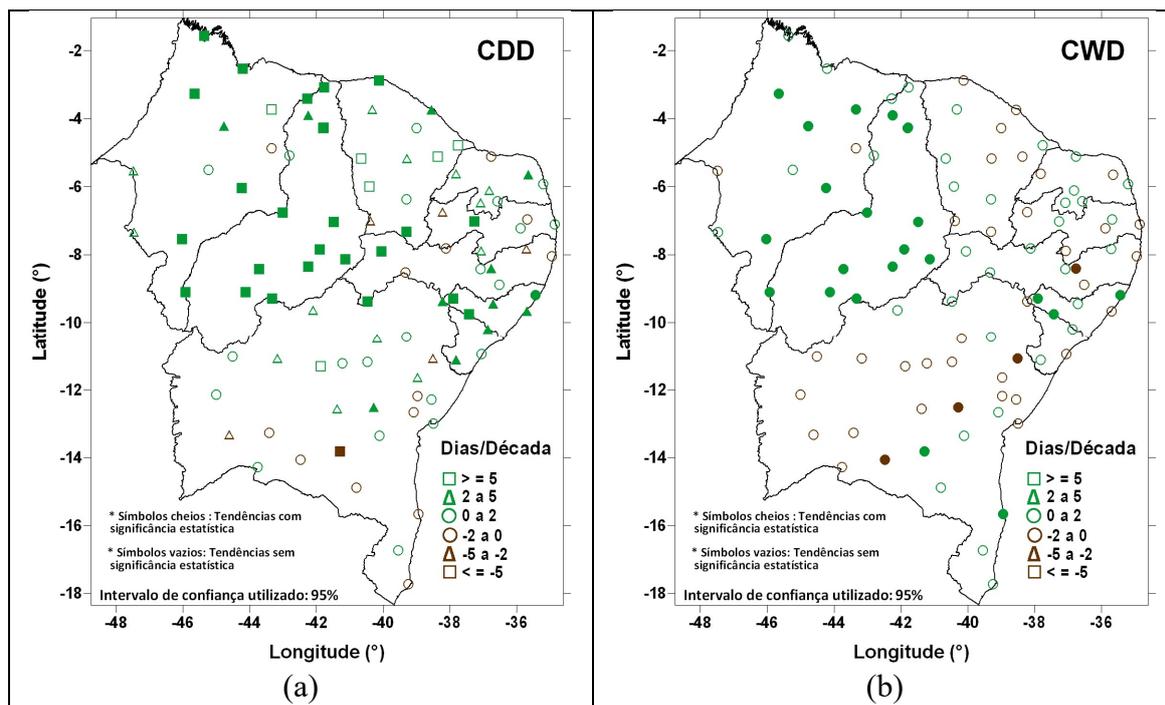
estatística. Outra característica importante é que, à medida que se eleva o valor acumulado de referência, como para 10mm e 20mm, o número de dias por década das tendências, positivas ou negativas diminui, com tendências de aumento ou diminuição mais pronunciadas para as precipitações diárias maiores ou iguais a 1mm.



**Figura 19:** Tendências estimadas da contagem de dias (dias/Década) com precipitações maiores ou iguais a 1mm (a), 10mm (b) e 20mm (c), referentes ao período 1961-2014.

Para finalizar as discussões acerca dos índices de precipitação, as tendências das sequências de dias secos consecutivos (CDD) e de dias úmidos consecutivos (CWD), tomando-se como referência chuvas diárias a partir de 1mm, são analisadas na Figura 20. Os resultados mostram-se muito interessantes. Da Figura 20a, fica evidente a predominância das tendências positivas, muitas das quais estatisticamente significativas e superiores a cinco dias por década, indicando o aumento do número de dias consecutivos sem precipitação a cada ano. Poucas estações, no sul da Bahia, com apenas uma apresentando significância estatística, indicam tendência de redução no número de dias secos consecutivos. Já a Figura 21b mostra um comportamento espacial do índice CWD semelhante ao CDD. Entre os dois índices, chamam à atenção as áreas coincidentes com tendências positivas, e estatisticamente significativas, que ocorrem principalmente nas estações do Maranhão e Piauí.

Este resultado mostra que, ao longo das décadas, os eventos de chuvas têm-se concentrado cada vez mais em determinados períodos do ano, superior a cinco dias, como já indicado pelo índice Rx5dias (Figura 16b), com respectiva diminuição da frequência de dias com chuvas. Ainda, muitas das estações, embora sem apresentar significância estatística de suas tendências, indicam conjuntamente o aumento de dias secos consecutivos e a diminuição dos dias úmidos consecutivos. Esses fatores podem ser um indicativo importante da situação extrema que muitas áreas da região Nordeste já vêm enfrentando, sinalizando os riscos ao processo de desertificação em amplas áreas do semiárido nordestino.



**Figura 20:** Tendências (dias/Década) dos casos de dias secos consecutivos (a) e de dias úmidos consecutivos (b), referentes ao período 1961-2014.

### 3.4. Discussão

O campo de estudos sobre tendências nos extremos de precipitação e temperatura sobre, ou que envolvem, a RNB é vasto e abrange muitos períodos distintos. Diversos estudos apresentam a necessidade em se avaliar as alterações climáticas por meio de índices, numa forma de corroborar com os estudos para mudanças climáticas futuras.

Para o caso das temperaturas, em estudo recente, Skansi et al. (2013) observaram, com uma rede limitada de estações sobre a RNB (não superior a cinco pontos), diminuição das noites frias e aumento das noites quentes. Esses resultados são confirmados neste estudo para um número muito maior de estações, que apontam para uma expressiva redução do número percentual de dias frios e aumento de dias quentes, e vigorosa redução do percentual de noites frias e aumento de noites quentes. No entanto, com uma grande densidade de estações, pôde-se observar também, para poucos pontos específicos, as condições inversas. A tendência positiva do índice TXN não apresentou significância estatística no presente estudo, mas apresentou em Skansi et al. (2013). Os demais índices concordaram nos sinais das tendências e alguns apresentaram valores

próximos, a exemplo dos índices TXX, TNX, TX10P, TR20 e CSDI, enquanto outros índices apresentaram tendências mais fortes em relação a Skansi et al. (2013), caso dos índices TX90P, TN10P e WSDI.

Vincent et al. (2005), apesar de, assim como Skansi et al. (2013), indicar um estudo para toda América do Sul, contou apenas com um ponto de estação sobre a RNB, não permitindo comparações de resultados. Já Silva (2004) avaliou as tendências para as temperaturas em 19 estações espacialmente distribuídas na RNB, conjunto que faz parte das 96 estações analisadas neste estudo. Embora seu período de análise tenha sido diferente (1961-1990 e 1971-200), as tendências anuais na maioria das estações apontavam para o incremento de TX e TN, muitas estatisticamente significantes, condição amplamente observada também neste estudo.

Para PRCP, Haylock et al. (2006), analisando apenas três estações na RNB, localizadas no Estado do Ceará, chegou a resultados distintos dos aqui apresentados em relação aos índices PRCPTOT, SDII, R10mm, R20mm, R95P, R99P, RX1DIA e RX5DIAS, nos quais as estações apresentam majoritariamente tendências positivas, em detrimento das tendências negativas ora mostradas. Os únicos resultados semelhantes ficam a cargo dos índices CDD e CWD. Com relação ao trabalho de Skansi et al. (2013), o pequeno número de estações analisadas para a composição regional também apontou para diferenças em relação a este estudo, seja com relação ao sinal da tendência, magnitude e significância estatística das tendências.

Para o índice RX1DIA, o sinal negativo da tendência, sem significância estatística, contrasta com o sinal positivo aqui encontrado, e significativo estatisticamente com o teste MK. Outro resultado diferente é em relação ao CDD, tendência negativa e estatisticamente significativa que contrasta com o sinal positivo e igualmente significativo aqui mostrado. O CWD apresentou fraca tendência negativa, não significativa, no estudo de Skansi et al. (2013), aqui foi mostrada forte tendência negativa, extremamente significativa. Quanto a magnitude, o índice PRCPTOT apresentou também fraca tendência negativa e não significativa, enquanto aqui mostrou-se forte tendência negativa e extremamente significativa. Quanto aos índices RX5DIAS, R20mm, R95P, R99P e SDII, os resultados foram semelhantes em valores das tendências.

Silva (2004), analisando a tendência da PRCPTOT, chegou à conclusão que a tendência é de decréscimo na maioria das estações analisadas. Esses resultados são compatíveis com os mostrados aqui, com diferenças pontuais em algumas estações em

comum analisadas. Santos et al. (2009), estudando índices de PRCP para o Estado do Ceará, no norte da RNB, chegou a resultados semelhantes aos aqui obtidos, na direção da tendência de acréscimo para o índice CDD e decréscimo para o índice CWD. No entanto, para os índices RX5DIAS, R95P e PRCPTOT, as tendências positivas encontradas para esses índices contrastam com as tendências negativas apresentadas neste trabalho. Nóbrega et al. (2015), estudou os mesmos índices de PRCP que Santos et al., (2009), só que para o Estado de Pernambuco, usando pontos de grade oriundos do CPC. Em seu mais importante resultado, encontrou aumento do índice PRCPTOT, diferente do resultado aqui mostrado, no qual predominou a tendência negativa desse índice em 7 das 9 estações analisadas no estado de Pernambuco.

Rao et al. (2015), usando também dados em pontos de grade do CPC, estudou as variações e tendências sazonais da precipitação no Brasil e encontrou incremento da PRCPTOT na porção oeste da RNB, notadamente para o estado do Maranhão, assim como os resultados aqui apresentados, embora também tenha encontrado tendência de aumento nas demais áreas da RNB, que embora sem significância estatística, divergem dos resultados obtidos neste estudo.

Em relação às diferenças encontradas, muito se dá pela quantidade e qualidade dos dados disponíveis para os estudos. Muitos deles não citam, por exemplo, quantidade de falhas e de que forma isso foi trabalhado para diminuir seus impactos. As diferentes épocas de análises também podem contribuir para diferentes resultados, assim como uso direto de análises gradeadas em detrimento de uso de séries pluviométricas.

#### **4. CONCLUSÕES**

Este estudo investigou mudanças nos índices de extremos para temperatura e precipitação na RNB, relativo ao período recente 1961-2014. Foram utilizadas séries temporais de 96 estações meteorológicas do INMET, que tiveram seus dados analisados e recuperados por meio de técnicas de preenchimento de falhas e controle de qualidade, permitindo o uso de dados de 96 estações espacialmente bem distribuídas nessa área do Brasil.

Essa avaliação permite melhorar nossa compreensão sobre alterações climáticas nessa importante região brasileira. Uma análise regional e sub-regional forneceu respeitáveis resultados que apontam que a RNB tem experimentado reduções significativas na quantidade de dias e noites frias, e aumentos significativos no

percentual de dias e noites quentes a cada ano/década. Embora naturalmente a RNB apresente temperaturas máximas e mínimas elevadas, a combinação entre a tendência de diminuição do índice CSDI e aumento do índice WSDI indica para exposição cada vez mais frequentes a fortes ondas de calor. Os extremos máximos diários de TX e TN, regionalmente e na maior parte das estações individuais, apresentam tendências de aumento, enquanto que os extremos mínimos diários são ocorrências cada vez mais raras.

Em relação a precipitação diária, ficaram evidentes padrões organizados espacialmente de aumento e redução. De um modo geral, em uma análise regional, houve diminuição da PRCPTOT na RNB, em detrimento da relativa tendência de aumento dos valores extremos diários e em cinco dias consecutivos, assim como do percentual de dias úmidos e extremamente úmidos, indicando a direção da maior quantidade de eventos extremos de precipitação ocorridos em curto espaço de tempo, corroborados pela tendência de aumento do índice CDD e diminuição do índice CWD.

Analisando a distribuição espacial das estações, áreas principalmente dos estados da Bahia, Ceará e Piauí, mostram agrupamentos de estações cujas tendências são negativas e estatisticamente significativas para os índices PRCPTOT, SDII, R95P, R99Pm R1mm, R10mm e R20mm. Para esses mesmos índices, tendências positivas são observadas melhor organizadas no Estado do Maranhão, e parte do litoral leste da RNB, entre os Estados do Rio Grande do Norte e Alagoas, embora estatisticamente significativas para poucas delas.

É importante ressaltar a influência do processo de urbanização das grandes cidades sob as variáveis precipitação e temperatura. Além da urbanização das grandes cidades, a grande concentração de poluentes em suspensão na atmosfera, devido à atividade industrial e circulação de veículos, concorre para adensar a massa de micropartículas em suspensão, as quais funcionam como núcleos higroscópicos, isto é, incentivadores do processo de condensação. Essa reação em cadeia conduz ao aumento das precipitações em áreas urbanas, porém de forma desordenada. Da mesma forma, a rugosidade representada pelos edifícios de grande porte estimula a instabilidade atmosférica, podendo desencadear as chamadas tempestades urbanas (Conti, 1998).

O crescimento da população urbana está diretamente relacionado com mudanças nos usos da terra e também com a emissão de gases do efeito estufa, fatores que apresentam influência direta na modificação do clima, que vão da escala local até a global. Atividades humanas ligadas ao fenômeno de urbanização também provocam impactos

locais, tais como mudanças na composição da atmosfera, no balanço de umidade e modificações no ecossistema (Souza e Alvalá, 2012).

Espera-se que estes resultados auxiliem a importantes tomadas de decisões na área ambiental, podendo ajudar no combate à desertificação que avança rapidamente em muitas cidades do interior da RNB, assim como para um melhor aproveitamento dos recursos hídricos, já escassos em boa parte da região.

## **AGRADECIMENTOS**

A autora agradece à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo auxílio financeiro durante a concepção deste estudo.

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

Alexander LV, Zhang X, Peterson TC et al (2006) Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research- Atmospheres* 111, D05109 [http:// dx.doi.org/10.1029/2005JD006290](http://dx.doi.org/10.1029/2005JD006290).

André RGB, Marques VS, Pinheiro FMA, Ferraudo AS (2008) Identificação de regiões pluviometricamente homogêneas no estado do rio de janeiro, utilizando-se valores mensais. *Revista Brasileira de Meteorologia* 23: 501-509.

Chen M, Shi W, Xie P, Silva VBS, Kousky VE, Higgins RW, Janowiak JE (2008) Assessing objective techniques for gauge-based analyses of global daily precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 113, D04110, [doi:10.1029/2007JD009132](https://doi.org/10.1029/2007JD009132).

Conti JB. *Clima e Meio Ambiente*. São Paulo: Atual, 1998.

Frich P, Alexander L.V, Della-Marta P, Gleason G, Haylock M.; Klein Tank AMG, Peterson T (2002) Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the century. *Climate Research* 19: 193-212.

Gandin LS (1965) Objective Analysis of Meteorological Fields. Israel Program for Scientific Translation, Jerusalem, 242 pp.

Gao Y, He N, Wang Q, Miao C (2013) Increase of external nutrient input impact on carbon sinks in Chinese coastal seas. *Environmental Science and Technology* 47: 13215-13216.

Gomez RAQ (1999) Trends of Maximum and Minimum Temperatures in Northern South America. *Journal of Climate* 16: 2104-2112.

Greenland S, Finkle WD (1995) A Critical Look at Methods for Handling Missing Covariates in Epidemiologic Regression Analyses. *American Journal of Epidemiology* 142: 1255-1264.

Haylock MR, Peterson TC et al (2006) Trends in total and extreme South American rainfall 1960-2000 and links with sea surface temperature. *Journal of Climate* 19: 1490-1512.

Hastenrath, S (1984) Interannual variability and annual cycle: mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic. *Monthly Weather Review* 112: 1097-1107.

Hervada-Sala C, Jarauta-Bragulat E (2004) A program to perform Ward's clustering method on several regionalized variables. *Computers and Geosciences* 30: 881-886.

Kayano MT, Andreoli RV (2004) Decadal variability of northern northeast Brazil rainfall and its relation to tropical sea surface temperature and global sea level pressure anomalies. *Journal Geophysical Research* 109, n.C11011, 8 pp.

Klein Tank AMG, Zwiers FW, Zhang X (2009) Guidelines on Analysis of Extremes in a Changing Climate in Support of Informed Decisions for Adaptation, WMO-TD No. 1500/WCDMP-No. 72, Geneva (52 pp).

Kousky VE(1979) Frontal influences on Northeast Brazil. *Monthly Weather Review* 107: 1140-1153.

Kousky VE, Gan MA (1981) Upper Tropospheric Cyclonic Vortices in the Tropical South Atlantic. *Tellus* 33: 538-551.

Kousky VE, Kayano MT (1994) Principal modes of outgoing longwave radiation and 250 mb circulation for the South American sector. *Journal of Climate* 7: 1131-1143.

Kürbis K, Mudelsee M, Tetzlaff G, Brázdil R (2009) Trends in extremes of temperature, dew point, and precipitation from long instrumental series from central Europe. *Theoretical Applied of Climatology* 98: 187-195.

Machiwal D, Jha MK (2008) Comparative Evaluation of Statistical Tests for Time Series Analysis: Application to Hydrological Time Series. *Hydrological Sciences Journal* 53: 353-366.

Miao C, Duan Q, Sun Q, Li J (2013) Evaluation and application of Bayesian multi-model estimation in temperature simulations. *Progress in Physical Geography* 37: 727-744.

Mimmack GM, Mason SJ, Galpin JS (2001) Choice of distance matrices in cluster analysis: defining regions. *Journal of Climate* 14:2790–2797.

Moura AD, Shukla J (1981) On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *Journal of the Atmospheric Science* 38: 2653-2675.

Nóbrega R S, Farias RFL, Santos CAC (2015) Variabilidade temporal e espacial da precipitação pluviométrica em Pernambuco através de índices de extremos climáticos. *Revista Brasileira de Meteorologia* 30: 171-180.

Onoz B, Bayazit M (2003) The Power of Statistical Tests for Trend Detection. *Turkish Journal of Engineering and Environmental Sciences* 27: 247-251.

Qian W, Lin X (2005) Regional trends in recent precipitation indices in China. *Meteorology and Atmospheric Physics* 90: 193-207.

Rao VB, Franchito SH, Espírito Santo CM, Gan MA (2016) An update on the rainfall characteristics of Brazil: seasonal variations and trends in 1979-2011. *International Journal of Climatology* 36: 291-302.

Richard OG (1987) *Statistical methods for environmental pollution monitoring*. John Wiley & Sons.

Salmi T, Määttä A, Anttila P, Ruoho-Airola T, Amnell T (2002) Detecting trends of annual values of atmospheric pollutants by the Mann-Kendall test and Sen's slope estimates – the Excel template application MAKESENS. Helsinki. (Publications on Air Quality No. 31, Report code FMI-AQ-31).

Santos APP, Aragão MRS, Correia MF, Santos SRQ, Silva FDS, Araújo HA (2016) Precipitação na Cidade de Salvador: Variabilidade Temporal e Classificação em Quantis. *Revista Brasileira de Meteorologia* 31: 454-467.

Santos CAC, Brito JIB (2007) Análise dos índices de extremos para o semiárido do Brasil e suas relações com TSM e IVDN. *Revista Brasileira de Meteorologia* 22: 303-312.

Santos CAC, Brito JIB, Rao TVR, Meneses EA (2009) Tendências dos Índices de precipitação no Estado do Ceará. *Revista Brasileira de Meteorologia* 24: 39-47.

Santos EB, Lucio PS, Silva CMS (2015) Precipitation regionalization of the Brazilian Amazon. *Atmospheric Science Letters* 16: 185-192.

Santos MA, Rosa LP, Matvienko B, Santos EO, Rocha CHEA, Sikar E, Silva MB, Bentes Junior AMP (2008) Emissões de gases de efeito estufa por reservatórios de hidrelétricas. *Oecologia Australis* 12: 100-115.

Schafer JL, Graham JW (2002) Missing Data: Our View of the State of the Art. *Psychological Methods* 7: 147–177.

Sen PK (1968) Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American Statistical Association* 63: 1379-1389.

Sheffield J, Goteti G, Wood EF (2006) Development of a 50-yr high-resolution global dataset of meteorological forcings for land surface modeling. *Journal of Climate* 19: 3088 - 3111.

Silva AG, Azevedo P (2008) Índices de tendências de Mudanças Climáticas no Estado da Bahia. *Engenharia Ambiental* 5: 141-151.

Silva FDS, Correia MF, Aragão MRS, Silva JM (2008) Convecção linearmente organizada na área de Petrolina, semi-árido do Nordeste do Brasil: aspectos em meso e grande escala. *Revista Brasileira de Meteorologia* 23: 292-304.

Silva MT, Silva VPR, Azevedo PV (2012) O cultivo do algodão herbáceo no sistema de sequeiro no Nordeste do Brasil, no cenário de mudanças climática. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental* 16: 80-91.

Silva VBS, Kousky VE, Shi W, Higgins RW (2007) An improved gridded historical daily precipitation analysis for Brazil. *Journal of Hydrometeorology* 8: 847-861.

Silva VPR (2004) On climate variability in Northeast of Brazil. *Journal of Arid Environments* 58: 575-596.

Skansi M, Brunet M et al (2013) Warming and wetting signals emerging from analysis of changes in climate extreme indices over South America. *Global and Planetary Change* 100: 295-307.

Sneyers R (1975) *Sur L'analyse Statistique des Series D'observations*. Genève: Organisation Météorologique Mondiale: 192 p.

Some'e BS, Ezani A, Tabari H (2013). Spatiotemporal trends of aridity index in arid and semi-arid regions of Iran. *Theoretical Applied of Climatology* 111: 149-160.

Souza DO, Alvalá RCS, Nascimento MG (2015) Urbanization effects on the microclimate of Manaus: A modeling study. *Atmospheric Research (Print)* 167: 237-248.

Subak S, Palutikof JP, Agnew MD, Watson SJ, Bentham CG. Cannell MGR. Crowards T, Hulme M, McNally S, Sparks TH, Thornes JE, Turner RK, Waughray D, Woods, J. C (2000) The Impact of the Anomalous Weather of 1995 on the U.K. Economy. *Climate Change* 44: 1-26.

Sun Q., Miao C, Duan Q (2014). Would the 'real' observed dataset stand up? A critical examination of eight observed gridded climate datasets for China. *Environmental Research Letters* 9: 15001-15015.

Sun Q, C. Miao C, Duan Q (2016) Extreme climate events and agricultural climate indices in China: CMIP5 model evaluation and projections. *International Journal of Climatology* 36: 43-61.

Trenberth KE, Jones PD, Ambenje P, Bojariu R, Easterling D, Klein Tank A, Parker D, Rahimzadeh F, Renwick JA, Rusticucci M, Solden B, Zhai P (2007) Observations: surface and atmospheric climate change. In: Solomon S, Qin, D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M, Miller HL (Eds.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, pp. 235-336.

Van Buuren S, Groothuis-Oudshoorn K (2011) MICE: Multivariate Imputation by Chained Equations in R. *Journal of Statistical Software* 45: 1-67.

Vincent LA, Peterson TC et al (2005) Observed trends in indices of daily temperature extremes in South America 1960–2000. *Journal of Climate* 18: 5011-5023.

Zhang X, Yang F (2004) RCLimDex (1.0) User Guide. Climate Research Branch Environment Canada. Downsview (Ontario, Canada).

Zhang X, Hegerl G, Zwiers F, Kenyon J (2005) Avoiding inhomogeneity in percentile based indices of temperature extremes. *Journal of Climate* 18: 1641-1651.

Zhang X, Alexander LV, Hegerl GC, Klein-Tank A, Peterson TC, Trewin B, Zwiers FW (2011) Indices for monitoring changes in extremes based on daily temperature and precipitation data. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change* 2: 851–870.

Zwiers FW, Alexander LV, Hegerl GC, Knutson TR, Naveau P, Nicholls N, Schär C, Seneviratne SI, Zhang X (2011) Community paper on climate extremes. Challenges in Estimating and Understanding Recent Changes in the Frequency and Intensity of Extreme Climate and Weather Events, World Climate Research Programme Open Science Conference, 24-28 October 2011, Denver, CO, USA.

### CAPÍTULO 3

## CENÁRIOS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS PARA A REGIÃO NORDESTE DO BRASIL POR MEIO DA TÉCNICA DE DOWNSCALING ESTATÍSTICO

Rafaela Lisboa Costa<sup>1</sup> e Gustavo Macedo de Mello Baptista<sup>2</sup>

**RESUMO:** O impacto das mudanças climáticas nos padrões de precipitação e temperatura da região Nordeste do Brasil é investigado com base na média dos resultados de quatro modelos climáticos globais, ECHAM5-OM, HADGEM2-ES, BCM2 e o CNRM-CM3, para dois cenários de emissões de gases de efeito estufa, A1B e A2 que tiveram suas projeções futuras regionalizadas para o período 2021-2080 com o emprego da técnica de *downscaling* estatístico. A habilidade dos modelos em simular as condições do clima presente foi validada para o período de controle 1961-1990, apresentando resultados muito satisfatórios. Foi empregado o método dos análogos para realizar o *downscaling* estatístico e encontrar as relações preditor-preditando. Os resultados mostram redução da precipitação nos respectivos períodos chuvosos das sub-regiões do Nordeste, aumento das temperaturas máximas no primeiro semestre e diminuição em extensas áreas do setor norte do Nordeste em meses do segundo semestre, principalmente para o cenário A2. Para as temperaturas mínimas os resultados apontam para tendência de aumento em todo o ano com destaque para os meses de inverno, em toda a região.

**Palavras-chave:** clima futuro, precipitação, temperatura, modelos climáticos globais.

**ABSTRACT:** The impact of climate change on precipitation and temperature patterns in the Northeast of Brazil region is investigated based on the mean results of four global climate models, ECHAM5-OM, HADGEM2-ES, BCM2 and CNRM-CM3, for two emission scenarios of greenhouse gases, A1B and A2, which had their future projections regionalized for the period 2021-2080 using the technique of statistical downscaling. The ability of the models to simulate present climate conditions validated for the 1961-1990 control period, presenting very satisfactory results. The analogues method used to perform statistical downscaling and to find predictor-predicting relationships. The results point to a reduction in precipitation in the respective rainy periods of the northeastern sub regions, and an increase in maximum temperatures in the first semester, with a tendency to decrease in large areas of the northern Northeast sector in the second semester, mainly for the scenario A2. For the minimum temperatures, the results point to trend of increase in all the year with highlight to the winter months, throughout the region.

**Key words:** Future climate, precipitation, temperature, global climate models

## 1. INTRODUÇÃO

O ser humano sempre percebeu a influência do clima em sua rotina, regulando colheitas, interferindo nas condições de conforto ambiental e na saúde. A necessidade de se conhecer o comportamento médio das condições de tempo atmosférico impulsionou estudos climatológicos (diagnósticos e prognósticos), além de incentivar, também, o avanço de modelos que pudessem atender não somente a previsão de tempo, como também de clima (Hastenrah e Greischar, 1993; Repelli e Alves, 1996, Ward e Folland, 1991, Xavier et al., 2000, Lucio et al., 2010).

Modelos Climáticos Globais (MCGs) são utilizados em todo o mundo com intuito de resolver os processos físicos da atmosfera, usando parametrizações matemáticas avançadas, que permitam caracterizar os principais sistemas meteorológicos de grande escala que determinam o clima global. No entanto, tais modelos, por abranger todo o planeta, possuem baixa resolução espacial, dividindo o globo em quadrículas, ou pontos de grade, da ordem de 250km ou superior (Huntingford e Cox, 2000; Xu et al., 2005; Huntingford et al., 2013). Tal resolução impede que se detecte toda a variabilidade climática sobre áreas que se situam, principalmente, na região tropical, como a região Nordeste do Brasil (Moura e Shukla, 1981; Mechoso et al., 1990; Gates, 1999; Cavalcanti et al., 2002; Teixeira et al., 2002).

Apesar do clima possuir uma variabilidade natural (Molion e Lucio, 2013), constatou-se que a atividade antrópica vem, ao longo das últimas décadas, adicionando quantidades consideráveis de monóxido e dióxido de carbono, metano, ozônio, óxido nitroso e dióxido de enxofre na atmosfera, além de material particulado, consistindo em uma importante forçante climática. Para determinar a influência antrópica no clima atual, um enorme número de observações experimentais de vários parâmetros ambientais foi compilado pela equipe do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (em inglês, *Intergovernmental Panel on Climate Change - IPCC*), que investigou as alterações climáticas em curso no planeta. Variações na temperatura média, nos padrões de precipitação pluvial, na área coberta por neve, no nível do mar e em muitos outros parâmetros ambientais foram analisadas detalhadamente. As conclusões indicam, dentro de um índice de confiabilidade de 95%, que o clima do planeta está efetivamente sendo alterado (IPCC, 2013).

Diante de tal situação, os MCGs passaram a ser utilizados, também, para simular o clima futuro, em um horizonte que alcança o final do século XXI. Em tais

modelos, são incorporadas todas as taxas de gases de efeito estufa adicionados recentemente na atmosfera, caracterizando o chamado período de controle, cujas simulações do estado atual do clima permite a comparação com as condições de superfície observadas, no que diz respeito, por exemplo, a temperatura e taxas de precipitação. Após essa etapa de calibração e validação dos MCGs, quanto a sua sensibilidade às forçantes climáticas, esses são usados para simular o horizonte futuro, dessa vez com a adição de taxas esperadas de gases que serão depositados na atmosfera, por meio de diferentes cenários climáticos futuros de emissões de CO<sub>2</sub> relativos as atividades humanas.

O princípio geral do *downscaling* é relacionar variáveis preditivas em grande escala (normalmente campos atmosféricos de larga escala, tais como a altura geopotencial no nível de 500mb) para variáveis climáticas em uma escala de subgrade, ou para nível de estação. De acordo com Prudhomme et al. (2010), o método de *downscaling* estatístico é usado principalmente devido à sua simplicidade e menos tempo computacional em comparação com o *downscaling* dinâmico.

O objetivo deste estudo é gerar cenários climáticos futuros, regionalizados para o Nordeste do Brasil, de precipitação e temperaturas, utilizando-se para isso uma metodologia moderna, o *downscaling* estatístico, cuja principal vantagem é permitir adaptar a resolução grosseira (em geral, de aproximadamente 250 km) dos cenários de mudanças climáticas globais, fornecidos pelos MCGs, à escala local ao nível das estações meteorológicas de superfície (Wilby et al., 2002; Wilby et al., 2004; Wilby e Fowler, 2010).

A técnica de *downscaling* estatístico será aplicada em previsões de quatro MCGs, para dois cenários futuros de emissão de CO<sub>2</sub>: cenários A1B e A2 (*Special Report Emissions Scenarios* (SRES), do IPCC (Nakicenovic et al., 2000). O conjunto de informações que gerou esses cenários, cobre uma vasta gama das principais forças demográficas, econômicas e tecnológicas de condução das futuras emissões de gases de efeito estufa e de enxofre. As projeções futuras serão realizadas e analisadas para o período 2021-2080.

## **2. DADOS E METODOLOGIA**

### **2.1. Dados e Área de Estudo**

O conjunto de dados a ser utilizado neste estudo, pode ser dividido em três grupos fundamentais: dados observados diários de precipitação pluviométrica (PRCP) e temperaturas máximas (TX) e mínimas (TN), provenientes das 96 estações meteorológicas localizadas na região Nordeste do Brasil (ver Figura 1 do capítulo 2), dados de reanálises climáticas gradeadas para calibrar o método de *downscaling* estatístico e dados em grande escala, para diferentes níveis atmosféricos, de quatro MCGs que serão melhor descritos a seguir. Foram usados dados de reanálises do projeto ERA40 (Uppala et al., 2005) e do NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996; Brands et al., 2012), disponíveis em uma grade comum de 2,5°x 2,5°, que é a mesma resolução de grade dos quatro diferentes MCGs, tanto para o período de controle (1961-1990) quanto para cenários futuros (A1B e A2, para 2021-2080).

O método de *downscaling* estatístico será validado para o período 1961-1990. Já os cenários futuros de 2021 a 2080, devido a sua extensão temporal, serão comparados a uma climatologia mais abrangente, obtida para um período de observações de 1961 a 2014.

## **2.2. Modelos Climáticos Globais e Cenários Climáticos**

Os MCGs estão em constante evolução desde a criação do IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*), em 1988 (Vannitsem e Chome, 2005), gerando previsões climáticas futuras que incorporaram informações de estimativas de gases de efeito estufa, conhecidas como cenários futuros (Mitchell e Hulme, 1999).

Muitos autores consideram que esses cenários são consistentes com a tendência mundial de consumo de combustíveis fósseis. Logo, são representações confiáveis de como se comportará o clima global futuramente (Jones et al., 2004).

Os cenários são divididos em quatro grandes famílias, conhecidos como cenários A1, A2, B1 e B2, onde ‘A’ e ‘B’ significam, respectivamente, baixo e alto comprometimento com o desenvolvimento sustentável, e ‘1’ e ‘2’ significam a integração ou fragmentação regional, respectivamente (SRES, 2010).

O cenário A1 representa um futuro de rápido crescimento econômico e não sustentável, populações ainda não estabilizadas e rápida introdução de tecnologias mais eficientes, com redução significativa das diferenças de renda entre as populações ricas e pobres. O cenário A1 se divide em três: uso intensivo de combustíveis fósseis (A1FI),

fontes não fósseis(A1T) ou um equilíbrio entre as fontes (A1B). O cenário A1B é considerado o mais realista entre todos os cenários (Raskin et al., 2005).

O cenário A2 representa um mundo fragmentado, não sustentável, e heterogêneo entre regiões e nações, com altos índices de população e menos interesse em rápido crescimento econômico (SRES, 2010). Entre os cenários é considerado o mais pessimista.

A família B de cenários é considerada a mais otimista e improvável de acontecer. B1 é um mundo integrado e sustentável que apresenta uma rápida mudança para uma economia de serviços e de tecnologias limpas, e a busca de soluções globais para problemas econômicos, sociais e ambientais (excluindo mudanças climáticas). E finalmente, o B2 é um mundo fragmentado e sustentável no qual as regiões e nações buscam vários modelos de desenvolvimento com diversas iniciativas locais que balanceiam objetivos econômicos, sociais e ambientais (Raskin et al., 2005). Nessa pesquisa, foram trabalhados os cenários A1B e A2, derivados da família A de cenários.

No entanto, apesar dos MCGs atuais estarem acoplados com modelos oceânicos, e caracterizar bem as condições climáticas globais, pecam em representar bem os climas regionais, principalmente em áreas com coberturas vegetais e topografias complexas, e regiões litorâneas (WMO, 2002). Sua principal limitação é representar processos sub-grade como nuvens e topografia, devido a sua alta resolução espacial (em média, da ordem de 250 km na horizontal, com 20 níveis na vertical).

Utilizou-se nesta pesquisa os MCGs ECHAM5-OM, do *Max Planck Institute for Meteorology*, da Alemanha (Marsland et al., 2003; Raddatz et al., 2007); o HadGEM2-ES, do *Meteorological Office Hadley Centre*, do Reino Unido (Bellouin et al., 2007; Collins et al., 2008); o BCM versão 2, do *Bjerknes Centre for Climate Research* (BCCR), da Universidade de Bergen, Noruega; e o CNRM-CM3 do Centro Nacional de Pesquisas Meteorológicas da França.

O ECHAM5-OM consiste do acoplamento de um MCG atmosférico (ECHAM5) e de uma componente oceano-gelo marinho. O ECHAM5 é a quinta geração do MCG ECHAM, evoluindo originalmente do modelo de previsão de tempo espectral do Centro Europeu de Previsão de Tempo a Médio Prazo (ECMWF). Seu módulo oceânico é um modelo de equações primitivas (Grade-C, coordenadas-Z, superfície livre), com os pressupostos hidrostáticos e de Boussinesq. Ele inclui um modelo de gelo marinho dinâmico/termodinâmico com uma reologia plástico-viscosa e um esquema de camada limite inferior para o fluxo ao longo de topografia íngreme.

Suas variáveis prognósticas atmosféricas são a vorticidade, divergência, temperatura, pressão, vapor d'água, água líquida de nuvens e gelo de nuvens. Sua resolução espacial é de 63 níveis de resolução horizontal e 31 níveis de resolução vertical. Resolução oceânica de 1,5°, com 40 níveis.

O HadGEM2-ES é um modelo acoplado do sistema terrestre utilizado pelo *Met Office Hadley Centre* para simulações ao longo do século. Este foi o primeiro modelo do *Hadley Centre* a incluir os componentes padrões do sistema terrestre. Este módulo é utilizado por um grande número de instituições no mundo, tanto para previsão do tempo operacional quanto para pesquisas climáticas. Este modelo compreende um MCG atmosférico com 96 níveis de resolução horizontal e 38 níveis de resolução vertical, e um MCG oceânico com resolução horizontal de 1° (aumentando até 0,33° no equador) e 40 níveis verticais. Os principais componentes do sistema terrestre incluídos são os ciclos do carbono terrestre e oceânico, e a química troposférica. Um modelo dinâmico de vegetação terrestre está presente, simulando a cobertura e balanço do carbono para cinco tipos de vegetação (árvores folhosas, árvores pouco folhosas, ramos C3, gramas C4 e arbustos). A biologia e a química dos carbonatos oceânicos são representados, incluindo a limitação do crescimento do plâncton por macro e micro nutrientes.

O BCM versão 2, do *Bjerknes Centre for Climate Research (BCCR)* é um modelo acoplado do sistema terrestre, com o modelo do gelo marinho acoplado ao modelo oceânico. Na sua versão global para o IPCC, foi incrementada sua sensibilidade ao CO<sub>2</sub>, os aerossóis marinhos e desérticos são constantes e apenas os urbanos variam de acordo com a tendência de 1850 a 2000 (Boucher e Pham, 2002). O MCG atmosférico contém 63 níveis de resolução horizontal e 31 níveis de resolução vertical, com truncamento triangular cuja resolução espacial equivale a 2,8°. O MCG oceânico tem 35 camadas verticais e células da grade horizontais aproximadamente quadrados com 1.5° de espaçamento ao longo do equador, numa grade C de Arakawa.

O CNRM-CM3 é um modelo acoplado oceano-atmosfera-gelo marinho pertencente a *Metéo-France*. Sua resolução atmosférica é de truncamento triangular para 63 níveis de resolução horizontal equivalente a 2,8°, 45 camadas verticais com 23 camadas acima de 200hPa e 7 abaixo de 850 hPa. A resolução oceânica é de 182 X 152 pontos de grade, com resolução de aproximadamente 2° de longitude, e variando de aproximadamente 0,5° próximo ao equador a 2° próximo aos pólos, em grade C de Arakawa. Para as projeções climáticas do IPCC, o modelo foi adaptado, gerando simulações a partir de janeiro de 2000 finalizando em 2100. Os agentes da forçante

radiativa tiveram seus valores fixados baseados no ano 2000 e nenhuma variabilidade solar ou vulcânica foi incluída, e as concentrações de gases de efeito estufa globais anuais foram especificadas com base nas observações, assim como a concentração de aerossóis (Boucher e Pham, 2002).

### 2.3. *Downscaling* Estatístico

A técnica de *downscaling* estatístico permite adaptar a baixa resolução dos cenários de mudanças climáticas globais fornecidas pelos MCGs, para escala regional ou local. Esses métodos ligam as saídas em larga escala dos MCGs, com observações históricas locais de variáveis de superfície, como a precipitação ou temperatura na região de interesse (Timbalet al., 2003; Hewitson e Crane, 2006; Timbal e Jones, 2008; Benestad, 2010; Maraunet al., 2010; Brands et al., 2011a; Brands et al., 2011b; Gutzler e Robbins, 2011).

Qualquer método de *downscaling* estatístico, inicialmente, relaciona dados de reanálises, que representam uma análise gradeada proveniente de interpolação de observações e análises de modelos sob a mesma resolução espacial do MCG, com as previsões das variáveis de grande escala dos MCGs. Dessa forma, estabelece-se a relação preditor/preditando, para um período representativo de, ao menos, 30 anos. Um modelo de *downscaling* estatístico (MDE) proveniente dessa relação, pode então ser aplicado aos dados de superfície (Wilby e Dawson, 2013).

A relação básica que deve-se estabelecer para empregar qualquer técnica de *downscaling* estatístico é entre preditores e predictandos, um processo básico de transferência  $R = F(L)$ , onde R representaria o predictando, ou variável local que se pretende prever em função (F) do preditor L, ou variável de grande escala de um MCG (Harpham e Wilby, 2005; Dibike e Coulibaly, 2005; Khan et al., 2006; Wilby e Harris, 2006; Toewse Allen, 2009).

Um MDE estará apto a ser utilizado após constituída a sequência preditores-predictandos-método de *downscaling* a ser empregado. Nesta pesquisa utiliza-se as funcionalidades fornecidas através de um portal web que permite selecionar os MCGs, selecionar a área de estudo, encontrar os melhores preditores dos modelos e adicionar séries climáticas das variáveis locais de interesse. O portal foi desenvolvido pelo Grupo Santander Meteorologia (<http://www.meteo.unican.es>) com a assistência técnica do Predictia (<http://www.predicita.es>), definido como *ENSEMBLES Downscaling Portal*,

do projeto *ENSEMBLES* financiado pela União Europeia (2004-2009, ver <http://ensembles-eu.metoffice.com>). As etapas principais para realização do *downscaling* estatístico cenários (Wilby e Fowler, 2010), são descritas a seguir.

### 2.3.1. Seleção dos Preditores

Para a calibração do modelo é preciso escolher um período com o maior número possível de dados observados. Neste estudo, trabalhou-se com o período de calibração e validação sugerido por Carter et al. (2007), de 1961-1990, devido aos dados climáticos observados durante esse período serem de boa qualidade. Desta forma, não se torna uma tarefa complexa obter uma boa relação preditor-preditando (Coulibaly et al., 2005). Os dados de reanálises do projeto ERA40 foram usados para calibração da precipitação e do NCEP/NCAR para as temperaturas máximas e mínimas em uma grade comum  $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$ , para o período de controle 1961-1990 (Flato et al., 2013; Collins et al., 2013; Hartmann et al., 2013).

Para a precipitação foram utilizados como preditores as componentes zonal e meridional do vento em 850hPa, a umidade específica em 850hPa, a pressão ao nível médio do mar, o geopotencial em 500hPa e a temperatura no nível de 850hPa (Figura 1) Para as temperaturas foram utilizados como preditores a umidade específica em 850hPa, a pressão ao nível médio do mar, o geopotencial em 500hPa e a temperatura em 850hPa.



**Figura 1:** Grade e preditores utilizados para a precipitação da região Nordeste.

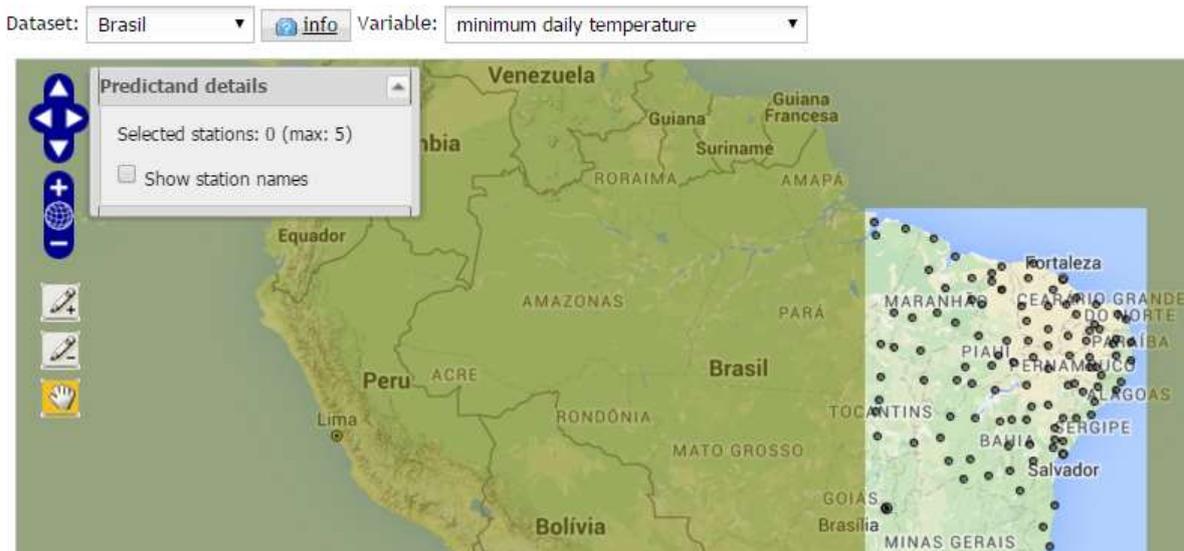
Pode-se fazer uma vasta combinação de preditores, no entanto, quando se trabalha com uma grande quantidade de estações, faz-se necessário encontrar um conjunto básico que permita operacionalizar os procedimentos da geração dos cenários futuros via *downscaling* estatístico usando uma combinação única de variáveis entre as disponibilizadas para tal procedimento, tanto do projeto ERA40 quanto do NCEP/NCAR, para seleção dos preditandos, que devem coincidir com variáveis simuladas pelos MCGs (Wilby e Wigley, 2000; Fowler et al., 2007; Teutschbein et al., 2011), de acordo com as opções mostradas na Tabela 1.

**Tabela 1.** Descrição das variáveis, níveis de altura e unidades do conjunto de parâmetros disponíveis para seleção de preditores.

Variável (Código)	Níveis Atmosféricos (hPa)	Unidades
Geopotencial (Z)	1000, 850, 700, 500, 300	$\text{m}^2 \text{s}^{-2}$
Componente Meridional do Vento (V)	850, 700, 500, 300	$\text{m s}^{-1}$
Componente Zonal do Vento (U)	850, 700, 500, 300	$\text{m s}^{-1}$
Temperatura (T)	850, 700, 500, 300	K
Umidade Específica (q)	850, 700, 500, 300	$\text{kg kg}^{-1}$
Pressão ao Nível do Mar (PNM)	Superfície	Pa
Temperatura a 2m (2T)	Superfície	K

### 2.3.2. Seleção dos Preditandos

Os preditandos são a PRCP, TX e TN, cujas séries temporais foram inseridas no banco de dados do *ENSEMBLES Downscaling Portal*, a Figura 2 mostra a localização espacial das estações, as quais podem ser trabalhadas em grupos de até cinco estações para, em seguida, ser escolhido o método de *downscaling* estatístico, o respectivo MCG e o respectivo cenário a ser trabalhado na geração das séries futuras de precipitação, temperaturas máximas e mínimas.



**Figura 2:**Janela de criação de um predictando para um determinado experimento. No exemplo, para as temperaturas mínimas das estações do INMET na região Nordeste.

### 2.3.3. Seleção do Método de *Downscaling* Estatístico

Para geração dos cenários de mudanças climáticas, foi empregado o método dos análogos, baseado em vizinhos próximos ou em uma pré-classificação da reanálise em um número finito de tipos de tempo obtidos de acordo com sua semelhança sinótica, onde um algoritmo de previsão é obtido para a geração das séries temporais (Gutierrez et al., 2013).

Esse método tem sido aplicado essencialmente no campo da previsão do tempo (Lorenz, 1969; Kruizinga e Murphy, 1983), e na previsão do clima a curto prazo (Barnett e Preisendorfer, 1978; Van DenDool, 1994). Para fins de redução de escala, esse método ainda é pouco aplicado (Zorita et al., 1995; Cubasch et al., 1996; Biau et al., 1999, Zorita e Storch, 1999), embora a sua metodologia seja simples. A circulação atmosférica em grande escala simulada por um MCG é comparada com cada uma das observações históricas, e o padrão mais semelhante com as observações é escolhido como seu análogo. O clima local observado simultaneamente é, então, associado ao padrão de grande escala simulado.

Nesse método, os padrões análogos são filtrados por funções ortogonais empíricas, especificando um estado local coerente com um estado simultâneo de grande escala. Como exemplo, as anomalias da circulação atmosférica, por exemplo, representadas por ( $f$ ) do campo da Pressão ao Nível do Mar (PNM), são descritos por poucos padrões principais de FOE:

$$f(i, t) = \sum_{k=1}^n xk_t gk_i + \epsilon_t(1)$$

onde  $i$  é um índice de ponto de grade,  $t$  é o tempo,  $gk$  é o padrão de ordem  $k$  da FOE,  $xk(t)$  é a amplitude deste padrão no tempo  $t$ ,  $n$  representa o número de padrões de EOF retidos, e  $\epsilon$  é a parte da variabilidade não descrita pelos principais padrões  $n$ , considerado pequeno. Os análogos são pesquisados apenas dentro do espaço gerado por estas  $n$  FOE padrões.

A validação é feita tanto em nível diário, quanto decendial e mensal. Principalmente, no caso da precipitação, uma variável de caráter duplo, discreta/continua, melhores desempenhos normalmente serão observados para maiores intervalos de acumulação. As climatologias do período 1961-1990 são comparadas para verificar a habilidade dos modelos em simular os ciclos anuais. Ainda para fins de validação, o coeficiente de correlação de Pearson ( $r$ ) entre simulações e observações foi calculado. O teste de significância estatística t-student foi empregado para obter o valor crítico de correlação ( $r_c$ ) que é um valor para a qual se aceita ou não a hipótese estatística que existe correlação entre os dados simulados e observados, a um nível de confiança estatística de no mínimo 95%.  $r_c$  é dado por:

$$r_c = \sqrt{\frac{t^2}{(N-2) + t^2}} \quad (2)$$

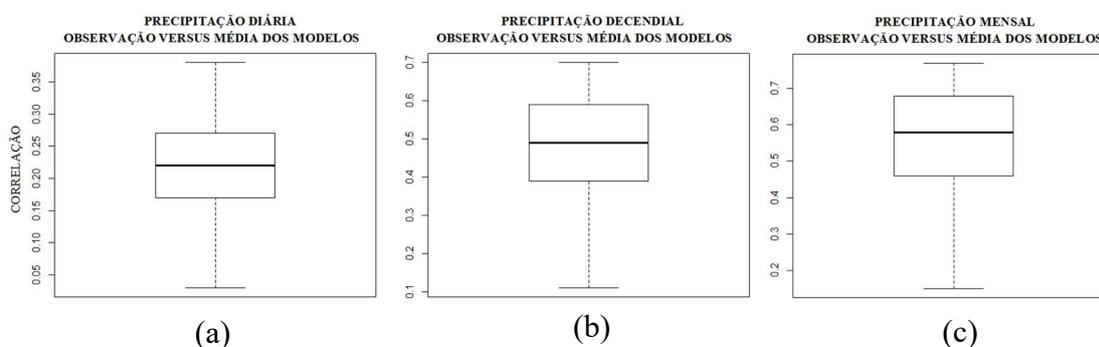
### 3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

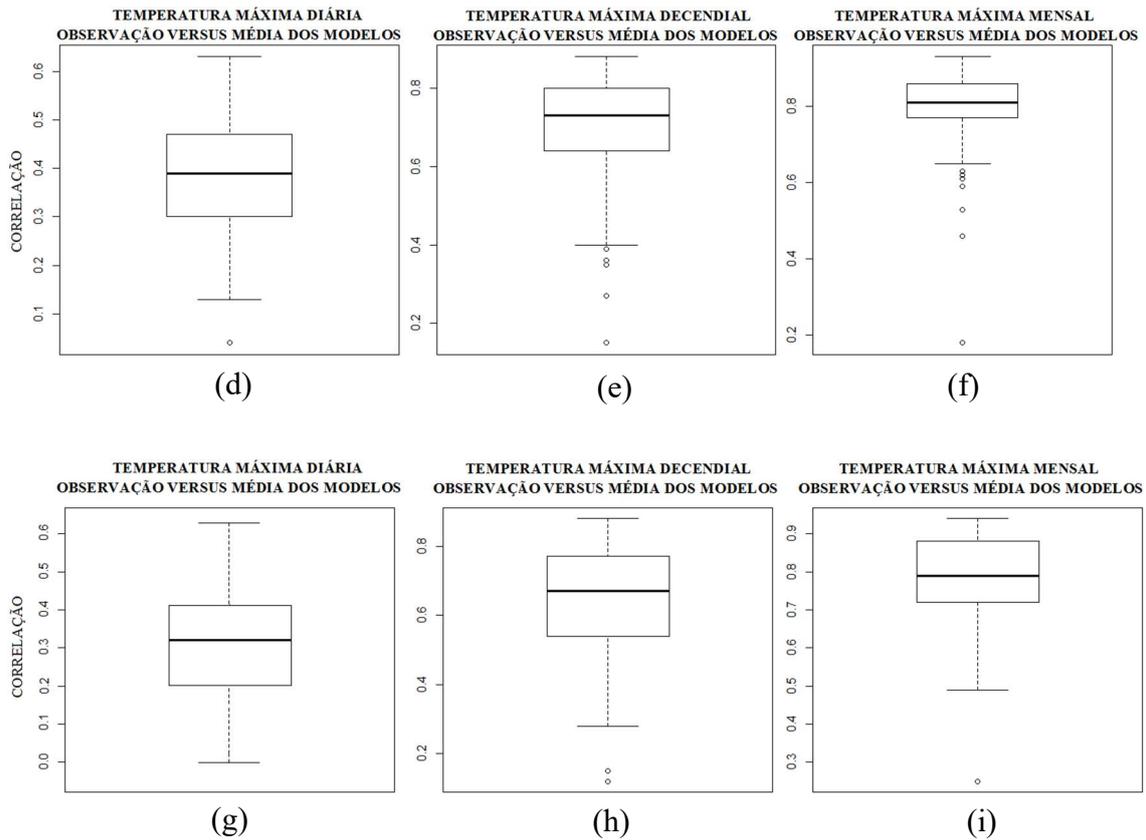
Nesta seção discutiremos os resultados obtidos no processo de calibração e validação do MDE utilizado para a geração de cenários futuros. Em seguida serão mostrados os mapas dos desvios das médias de precipitação e temperaturas máximas e mínimas obtidas para o período 2021-2080 em relação a médias das observações das estações no período 1961-2014, para os dois cenários dos quatro modelos analisados.

#### 3.1. Simulação do clima presente

Um dos critérios comumente usados na avaliação de desempenho de qualquer método de *downscaling* é se a condição histórica (observação) pode ser ou não replicada. Portanto, torna-se indispensável que os métodos usados para transferir os resultados de MCGs para estações meteorológicas gerem séries temporais de precipitação e temperatura que tenham as mesmas propriedades dos dados meteorológicos observados, resultando em boa correlação entre ambos e que apresentem habilidade ótima em caracterizar a climatologia de um período de referência.

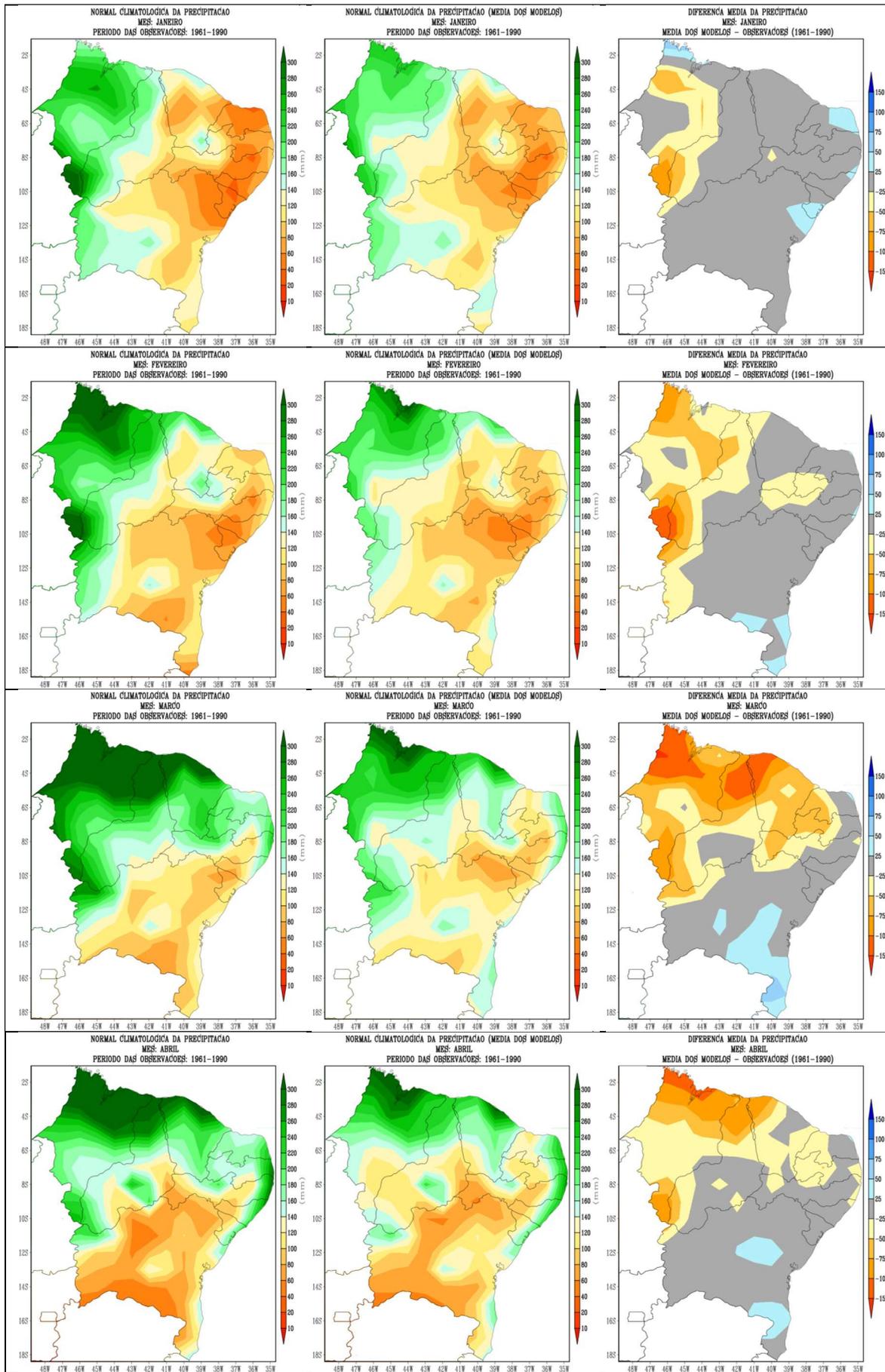
O IPCC recomenda 1961-1990 como o período basal climatológico na avaliação de impactos. Portanto, esse período também foi utilizado neste estudo para validar a técnica de *downscaling* estatístico, empregado aos quatro modelos utilizados. A fim de apresentar as informações de forma mais sucinta, adotou-se a média mensal obtida do conjunto dos modelos, a partir das séries diárias geradas, para compor a climatologia e testar a correlação. Estudos indicam que a correlação aumenta com o intervalo de acumulação e com a média do resultado dos modelos (Silva et al., 2009), pois este resultado final diminui a variância natural entre modelos (Murphy et al., 2004), como mostra a Figura 3. Para a precipitação as correlações variaram de 0,03 a 0,38 para a comparação diária, 0,11 a 0,70 para acumulados descendais e de 0,15 a 0,77 para acumulados mensais. Para as temperaturas máximas as correlações variaram de 0,04 a 0,63 para a comparação diária, 0,15 a 0,88 para médias descendais e de 0,18 a 0,93 para médias mensais. Para as temperaturas mínimas as correlações variaram de 0,01 a 0,62 para a comparação diária, 0,12 a 0,88 para médias descendais e de 0,25 a 0,94 para médias mensais.

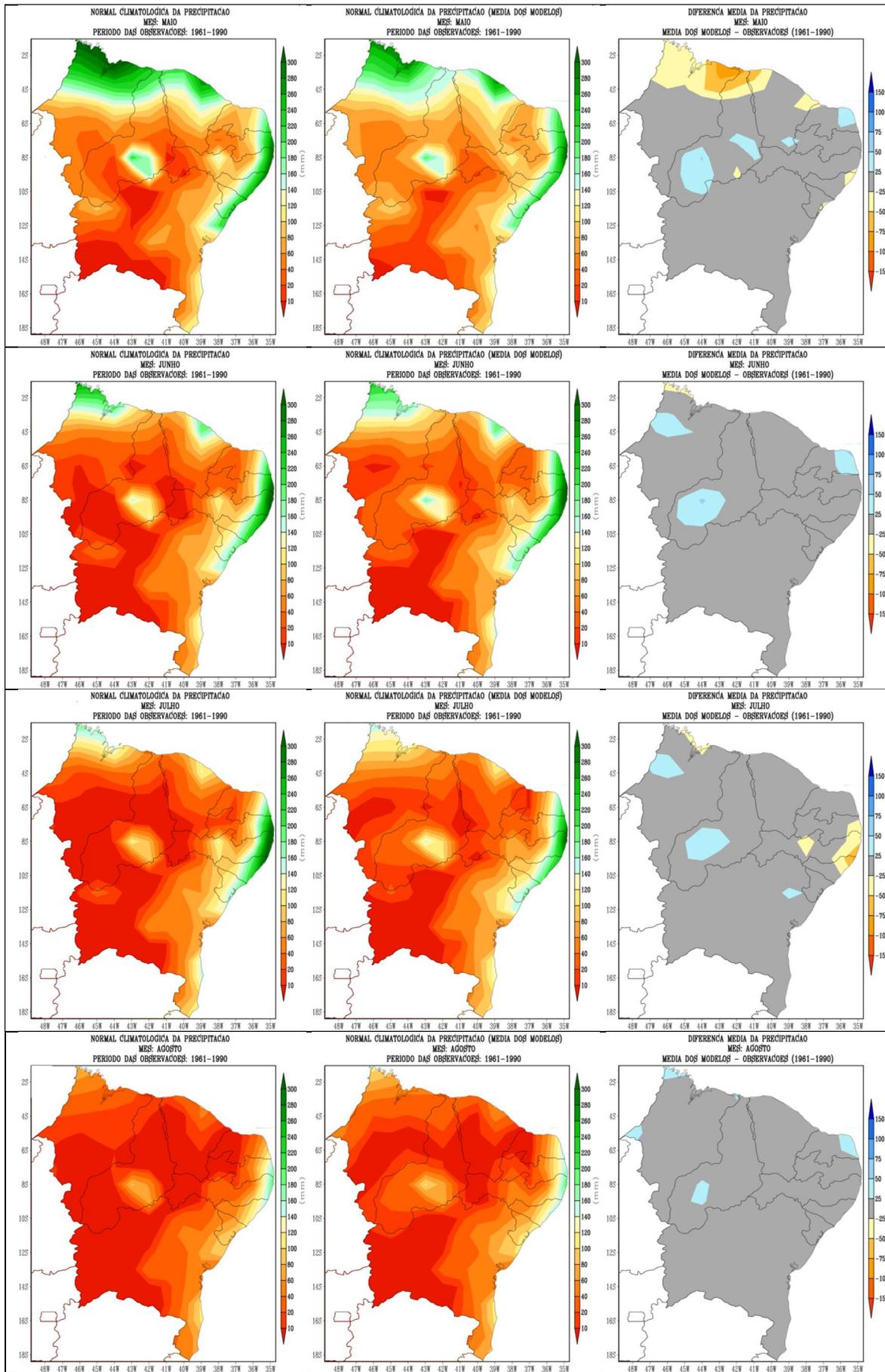


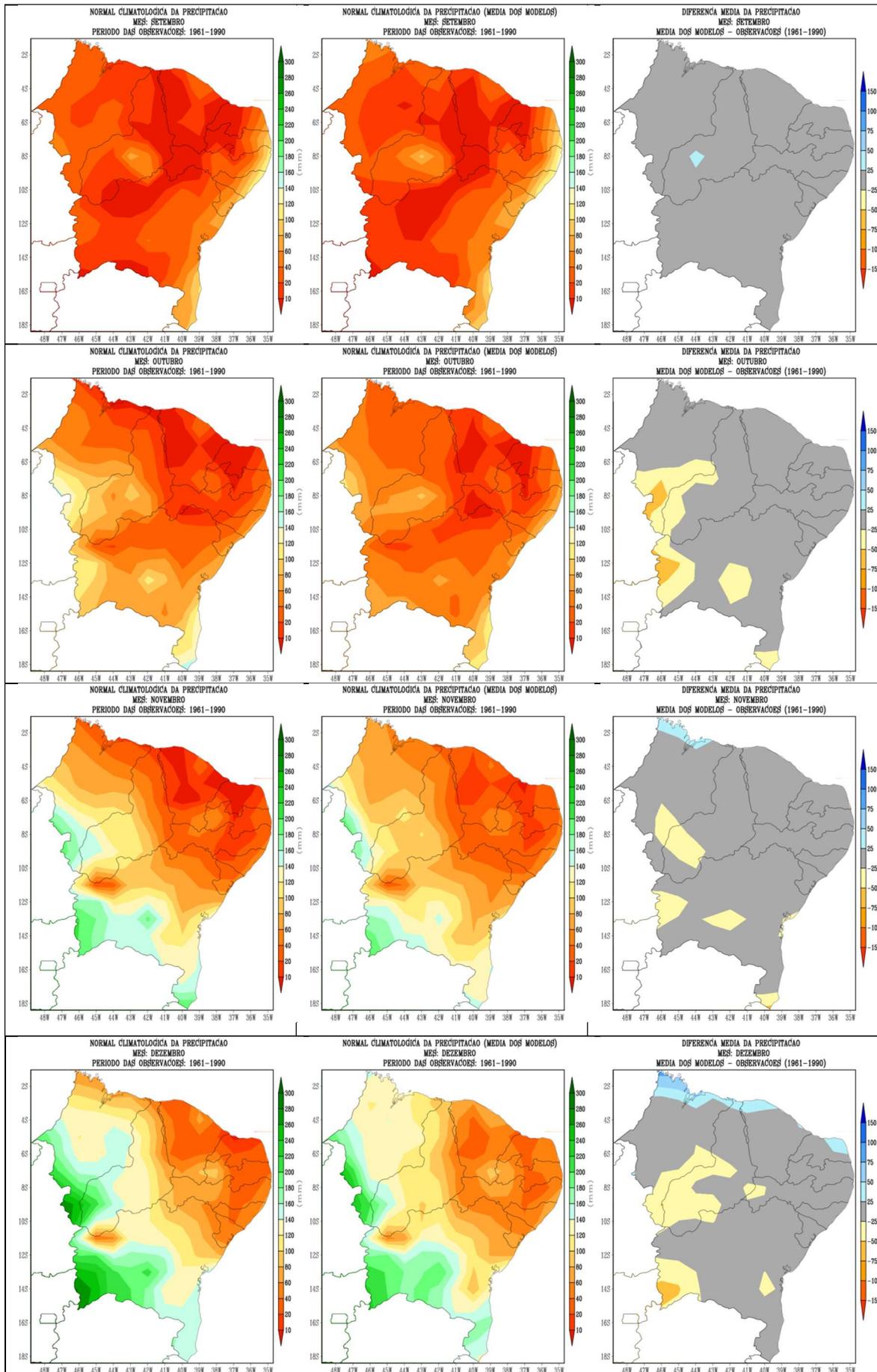


**Figura 3:** Plotagens box e *whisker* para a correlação obtida entre dados diários observados e proveniente da média dos modelos (esquerda), decendiais (meio) e mensais (direita), para precipitação (acima), temperaturas máximas (meio) e temperaturas mínimas (abaixo). As caixas denotam a mediana de 50% dos valores entre os percentis de 25 e 75%, com a linha vertical compreendida entre os valores máximos e mínimos. A escala vertical para a correlação é variável, aumentando a cada intervalo de acumulação.

Os mapas da Figura 4 mostram a habilidade dos modelos em representar o ciclo anual da precipitação. Os modelos subestimaram a precipitação de janeiro a maio, principalmente no norte do Nordeste, principalmente em janeiro e fevereiro nos Estados do Maranhão e Piauí. A partir de junho até dezembro, notam-se núcleos pouco significativos de subestimativa da precipitação em áreas litorâneas que se estendem para o interior da região. Alves et al. (2005) mostram que, muitos MCGs subestimam a precipitação do norte do Nordeste entre fevereiro e maio por não conseguirem representar bem a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que é o principal sistema meteorológico indutor de chuvas na faixa norte do Nordeste neste trimestre.

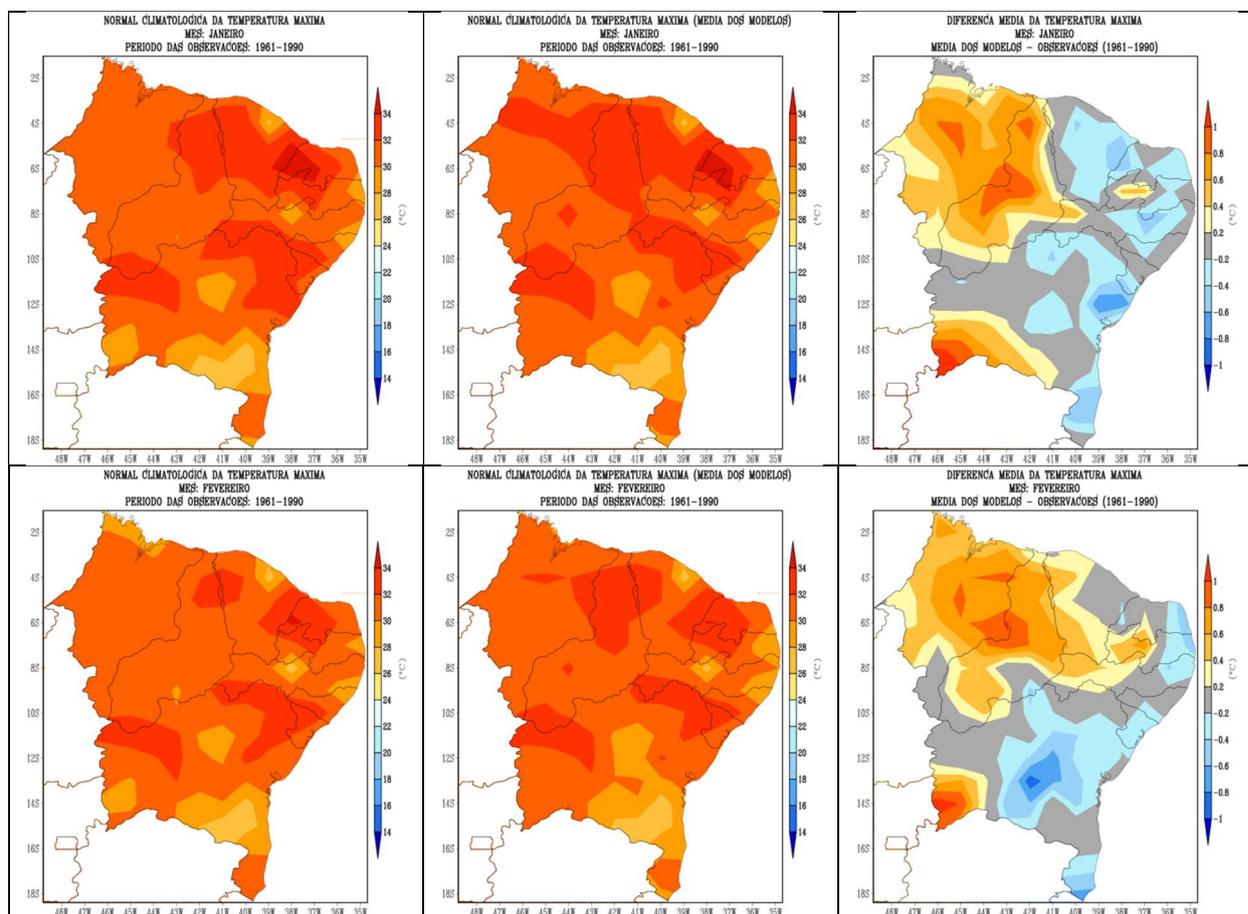


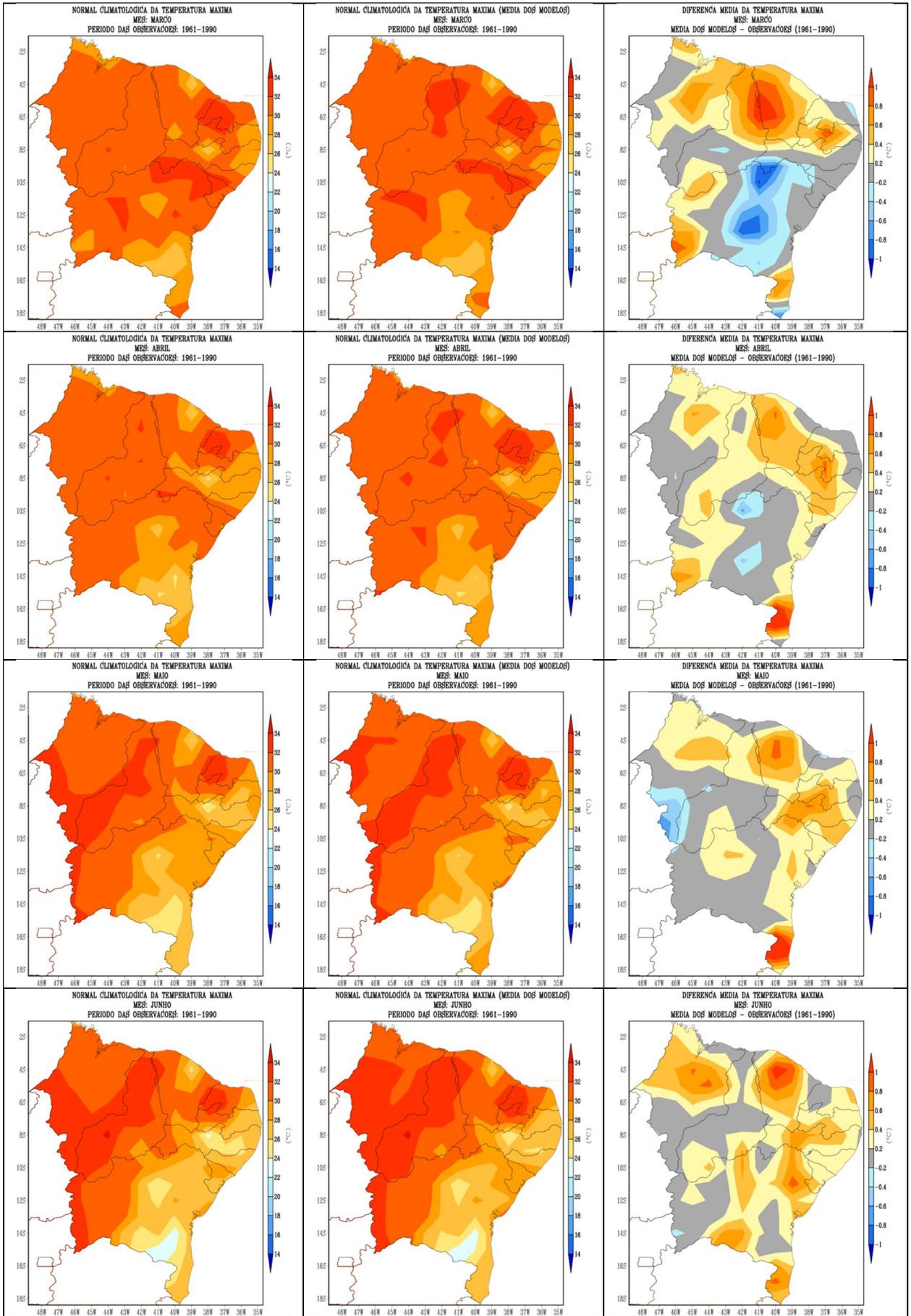


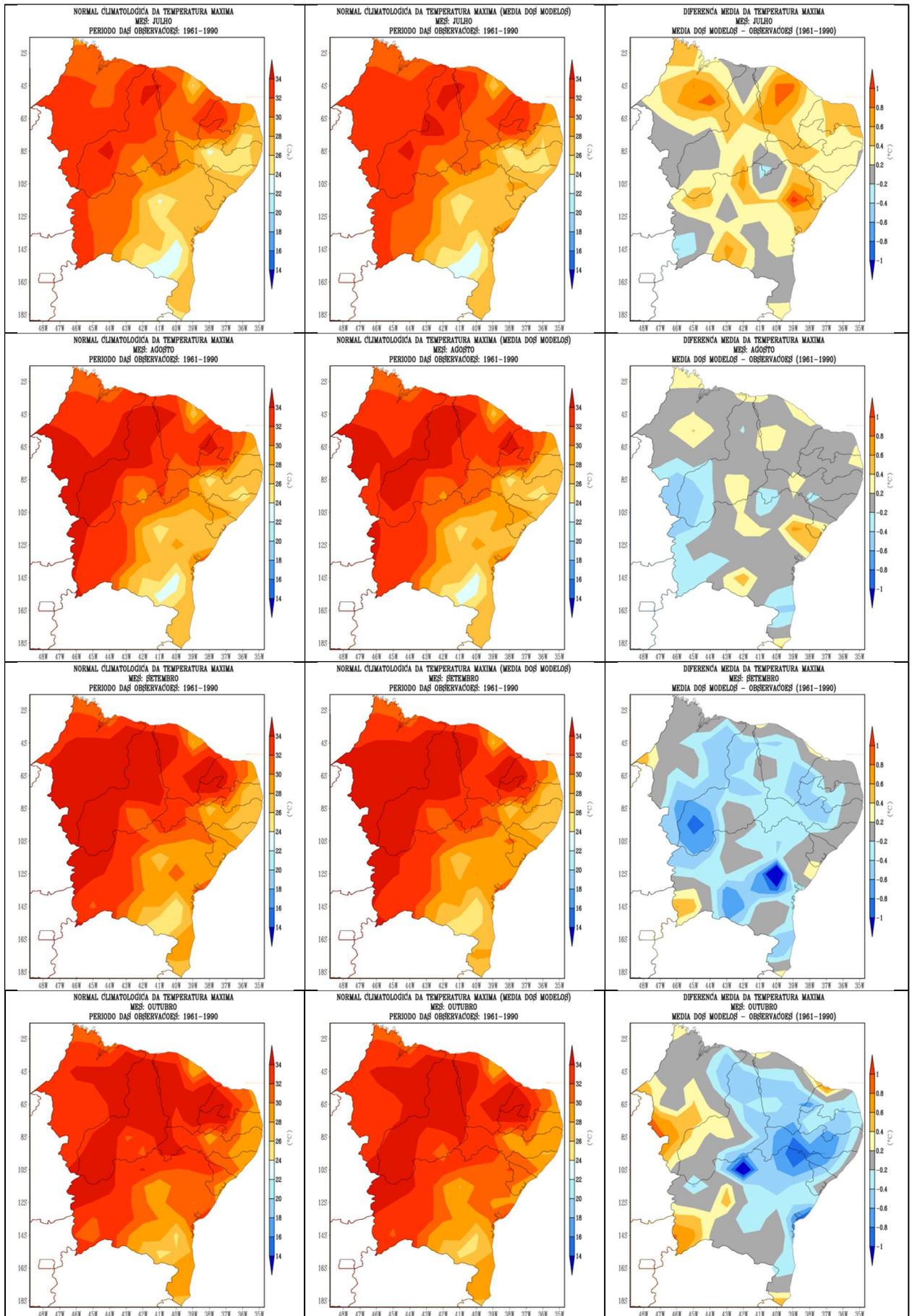


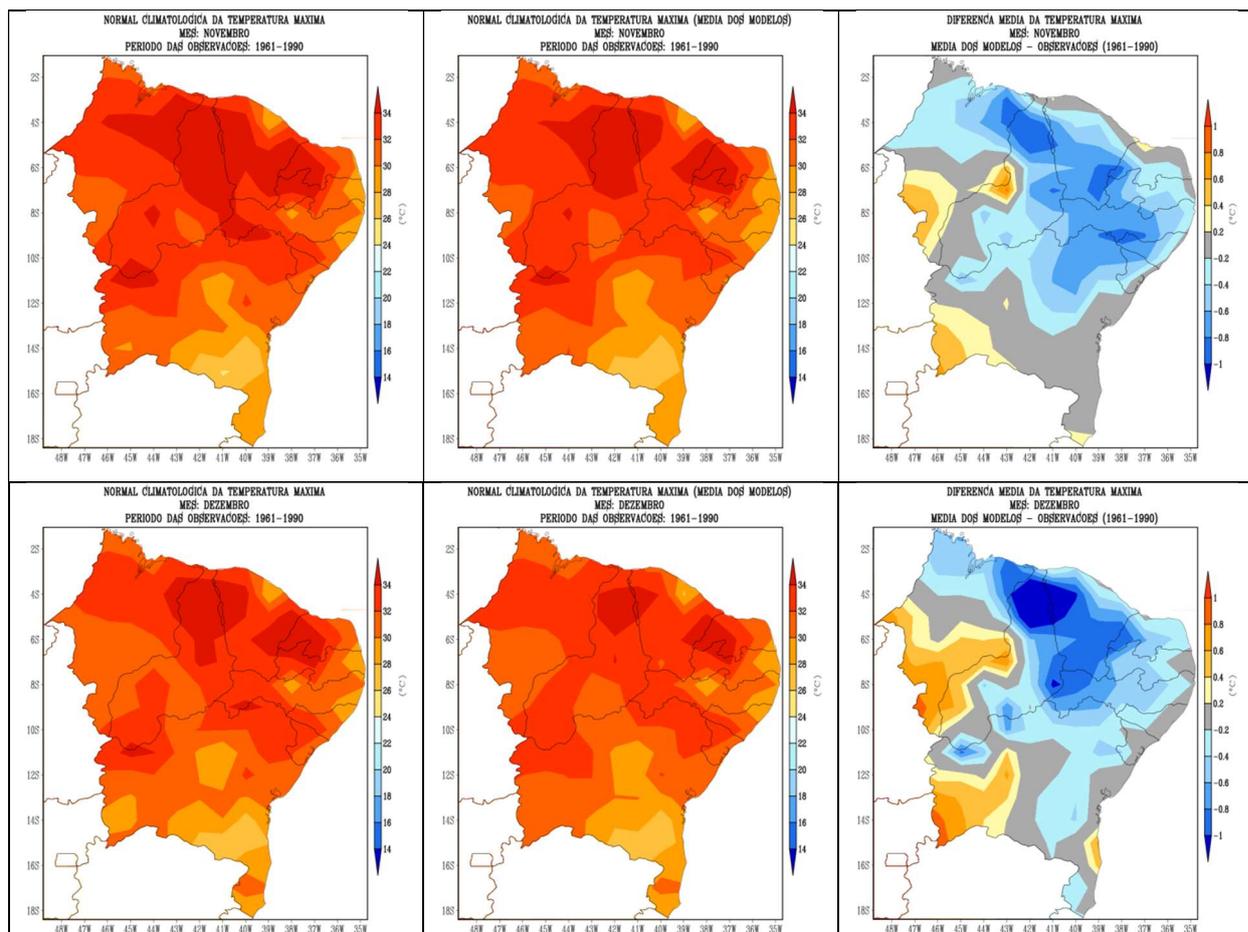
**Figura 4:** Climatologias mensais da precipitação para o período 1961-1990 obtida a partir de observações (esquerda), a partir da média dos quatro modelos (centro) e diferença entre a média dos modelos e as observações (direita).

Para as temperaturas máximas, na Figura 5, os modelos também simulam bem o ciclo anual. No entanto, percebe-se maiores diferenças entre simulações e observações. Isto se dá devido a escala utilizada, com anomalias de  $-1^{\circ}\text{C}$  a  $1^{\circ}\text{C}$ , com intervalos de  $0,2^{\circ}\text{C}$ , muito sensível a pequenas variações. De janeiro a março, uma grande área com desvios positivos é observada no norte do Nordeste alternada a outra com desvios negativos em parte do litoral leste e centro-sul da Bahia. De abril a julho predominam áreas com desvios positivos, enquanto de agosto a dezembro predominam desvios negativos, com exceção do sul do Maranhão e oeste da Bahia, de outubro a dezembro.



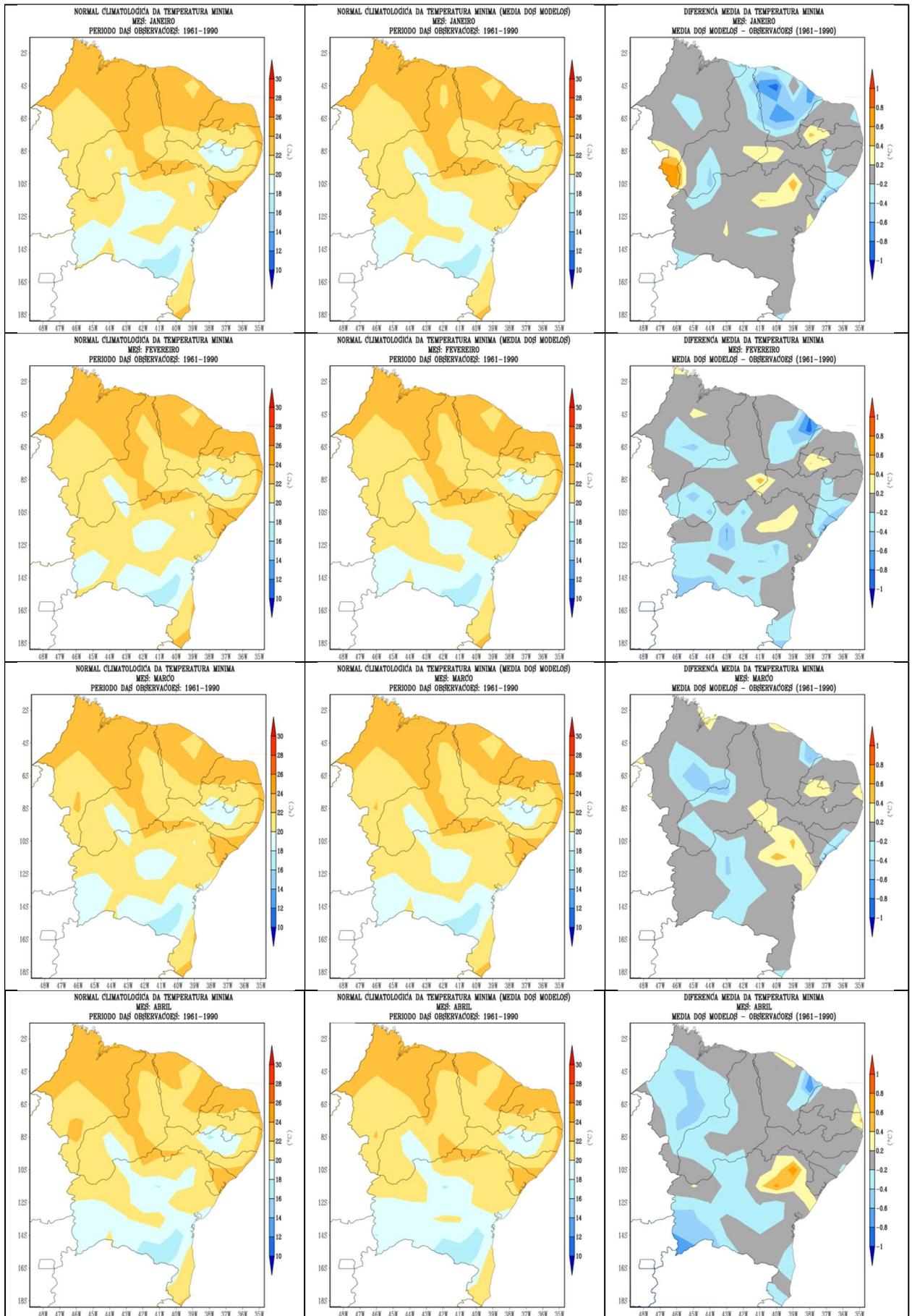


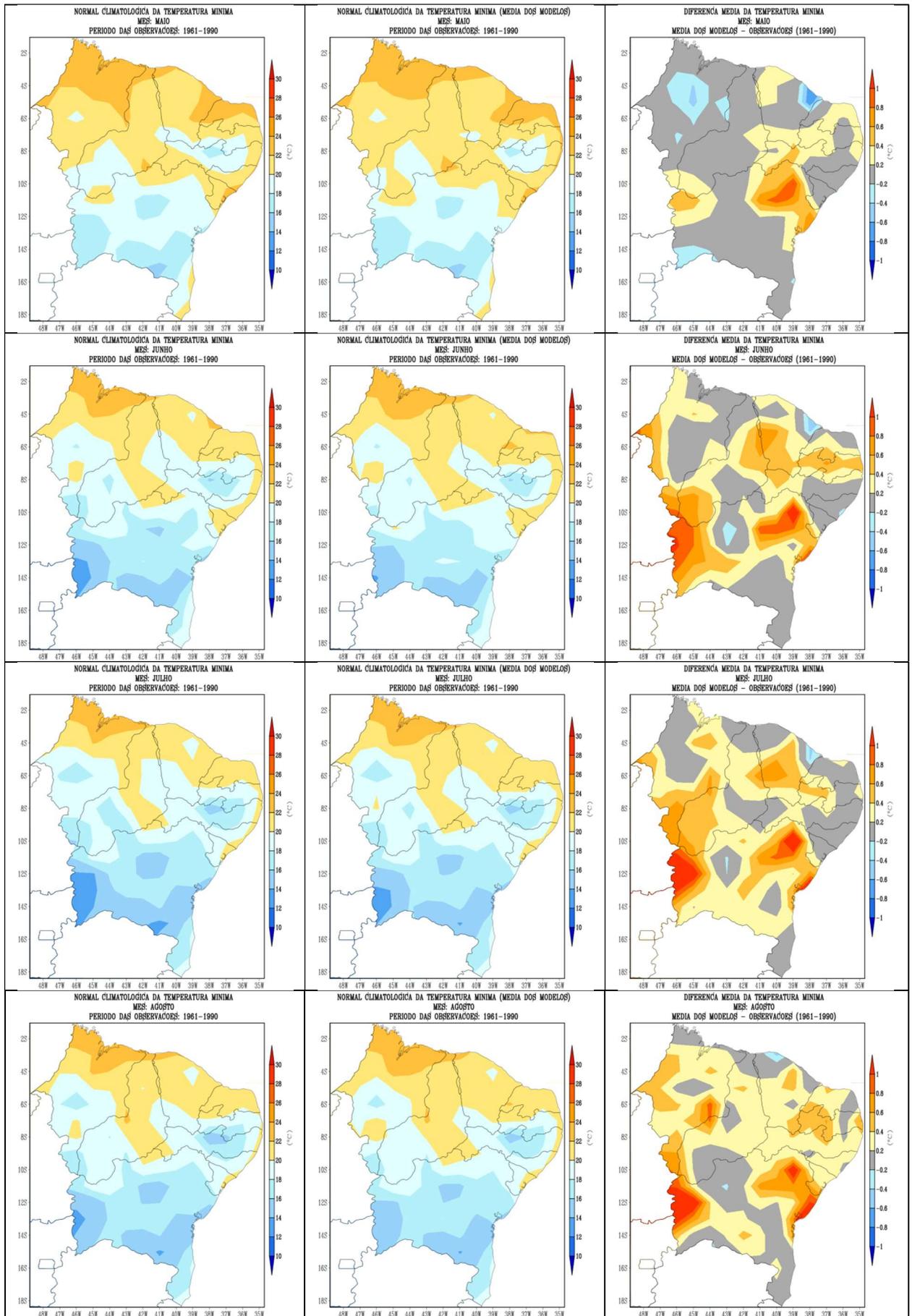


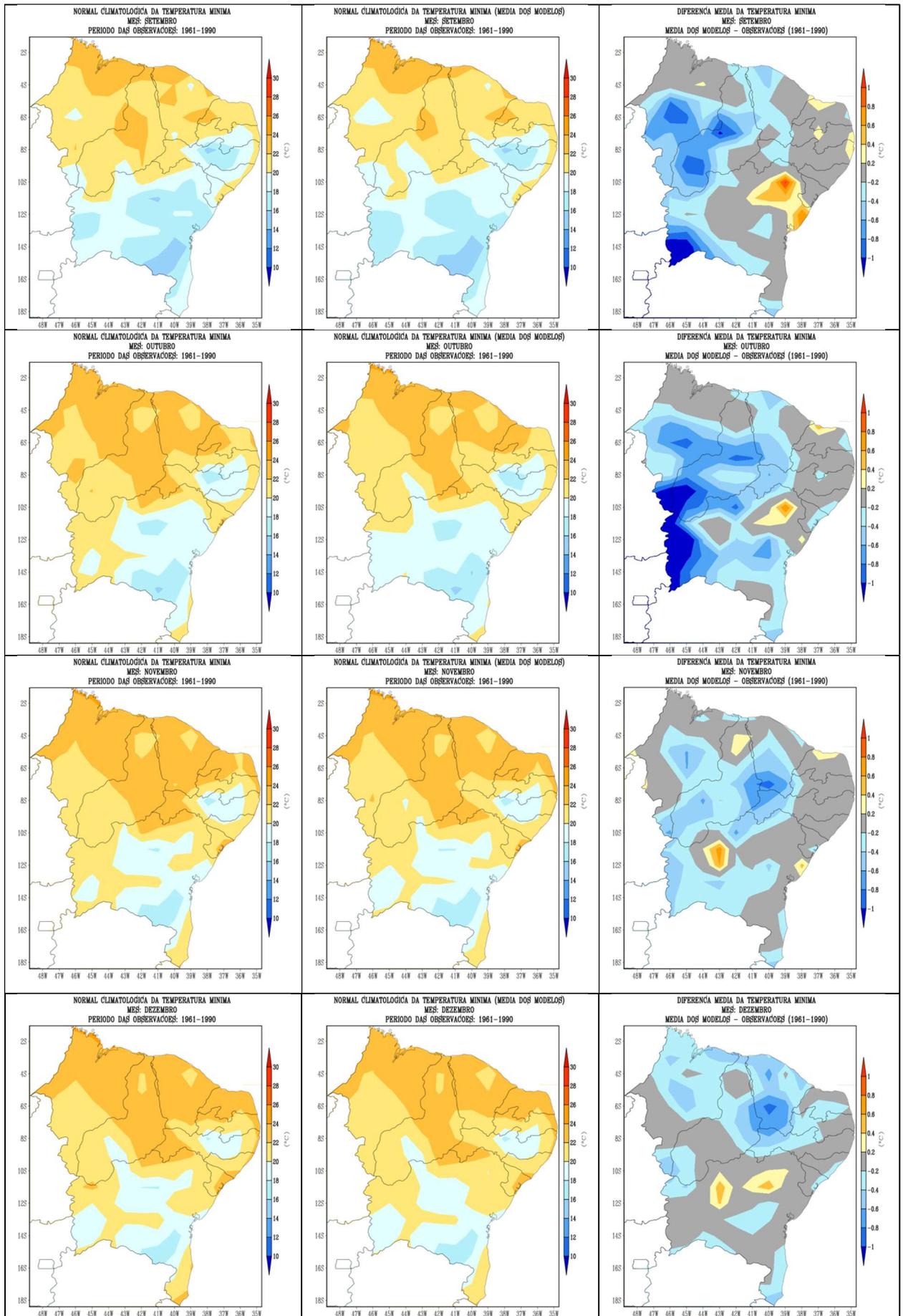


**Figura 5:** Climatologias mensais das temperaturas máximas para o período 1961-1990 obtida a partir de observações (esquerda), a partir da média dos quatro modelos (centro) e diferença entre a média dos modelos e as observações (direita).

Para as temperaturas mínimas (Figura 6) os modelos seguem a tendência de simular muito bem o período de observações caracterizando com precisão o ciclo anual. Ao contrário das temperaturas máximas, no início do ano de janeiro a abril predominam áreas com desvios negativos, ou subestimativa dos modelos, em relação as observações em alguns décimos de graus. Esta situação se inverte a partir de maio, que marca o final do outono com retorno ao hemisfério norte da ZCIT assim como o início do inverno do hemisfério sul, predominando áreas com núcleos mais intensos de desvios positivos, ou seja, superestimativa dos modelos durante final do outono e inverno. Novamente nos últimos quatro meses do ano os modelos subestimam as observações, com destaque para o centro-sul do Maranhão e Piauí e oeste da Bahia, com desvios que superam  $-1^{\circ}\text{C}$  em setembro e outubro.



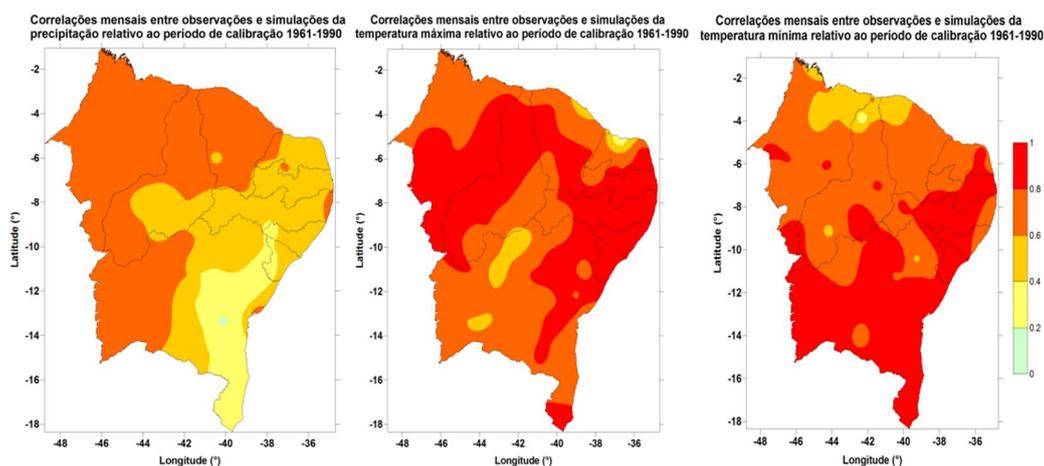




**Figura 6:** Climatologias mensais das temperaturas mínimas para o período 1961-1990 obtida a partir de observações (esquerda), a partir da média dos quatro modelos (centro) e diferença entre a média dos modelos e as observações (direita).

Em resumo, para as três variáveis analisadas, nota-se a ótima performance dos modelos em simular o clima passado quanto à precipitação e temperaturas, gerando confiança para as projeções de clima futuros. A Figura 7 mostra a correlação entre observações e simulações para o período 1961-1990 para precipitação (esquerda), temperaturas máximas (centro) e temperaturas mínimas (direita). Foi aplicado o teste *t-student* para as correlações, que mostrou haver significância estatística a um nível mínimo de 95% para todas as estações.

Para o tamanho das séries comparadas, o coeficiente de correlação crítica ao nível de 95% de significância é 0,11 e ao nível de 99% de confiança é 0,18. No caso da precipitação, a correlação mínima observada foi de 0,15 para a estação de Itiruçu (BA) e a máxima foi de 0,77 para Fortaleza (MA) e Bacabal (MA). Para temperatura máxima, a correlação mínima observada foi de 0,18 para a estação de Macau (RN) e a máxima foi de 0,93 para Propriá (SE). Para temperatura mínima, a correlação mínima observada foi de 0,25 para a estação de Esperantina (PI) e a máxima foi de 0,94 para Canavieiras (BA).



**Figura 7:** Espacialização das correlações mensais entre observações e simulações a partir da média dos modelos para o período 1961-1990.

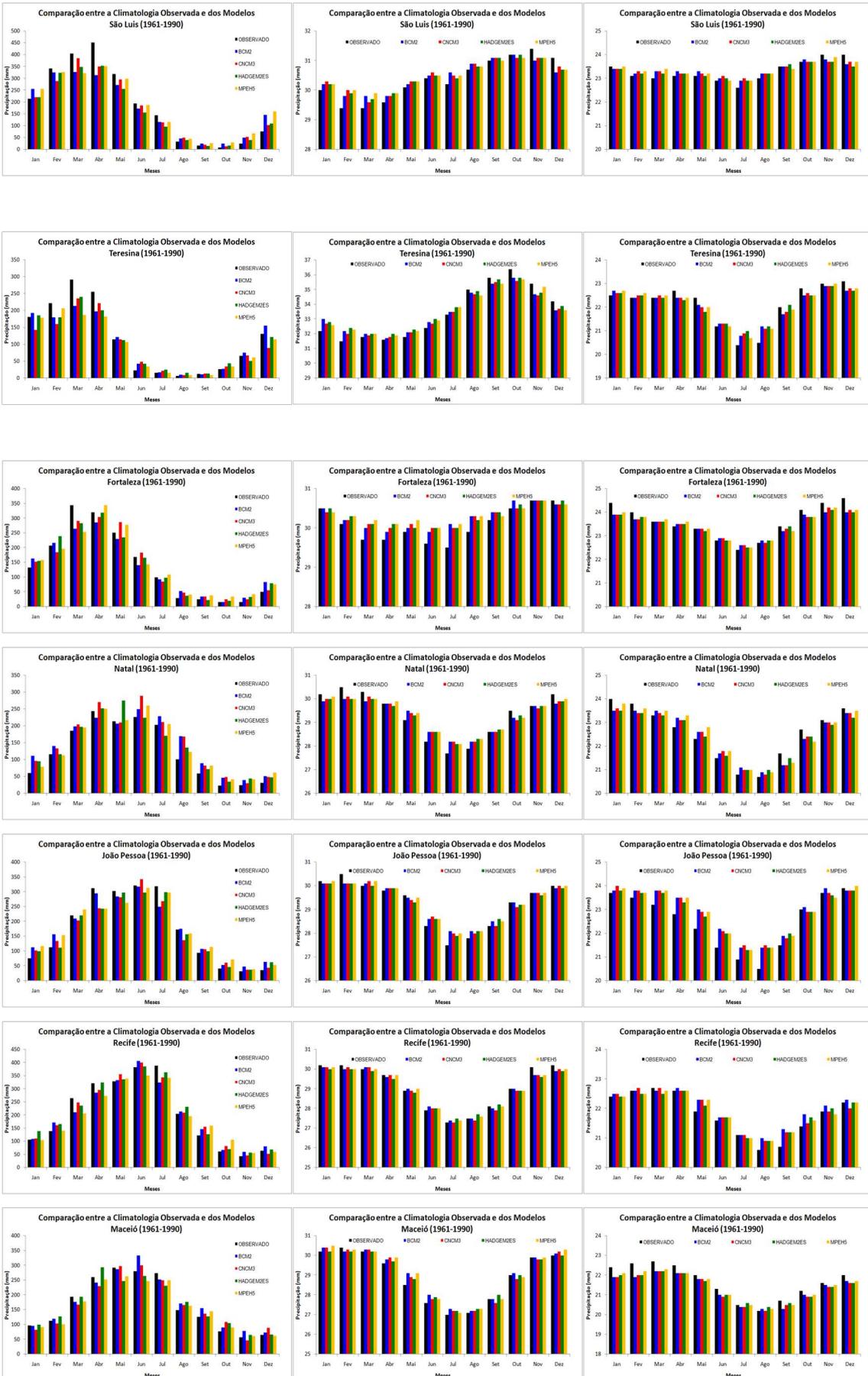
Os resultados apresentados entre as Figuras 4 e 7 certificam a eficácia dos modelos na representação do ciclo anual climatológico da precipitação e temperaturas,

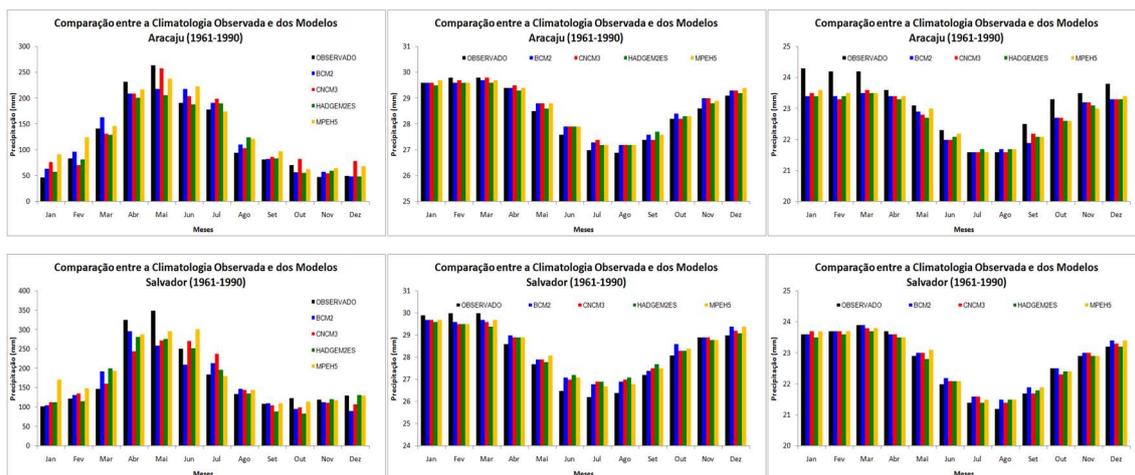
predominando a alta correlação entre observações e as simulações obtidas da média dos quatro modelos para cada variável.

Na Figura 8 mostra-se, para as capitais do Nordeste, como cada modelo individualmente representa o ciclo anual da precipitação (esquerda), temperaturas máximas (centro) e mínimas (direita). Em relação à precipitação, os resultados corroboram com os mostrados na Figura 4. Nota-se que, para as capitais do norte do Nordeste, os modelos subestimam o total mensal no trimestre fevereiro-março-abril e superestimam no trimestre maio-junho-julho, principalmente em São Luís e Teresina, e Fortaleza com destaque para março. Em Natal há tendência dos modelos em superestimar a precipitação na maior parte dos meses do ano. Em João Pessoa e Recife os modelos tendem a subestimar a climatologia observada em março e abril e superestimar nos meses mais secos. Em Maceió, o destaque é julho, com modelos superestimando a precipitação em 100mm. A climatologia dos modelos para Aracaju e Salvador apresenta comportamento similar, subestimando a precipitação em abril e maio e tendendo a superestimá-la nos demais meses do ano.

Para as temperaturas máximas, em São Luís, Teresina e Fortaleza a tendência dos modelos é de superestimativa entre janeiro e setembro, destacando-se fevereiro a julho, e subestimar de outubro a dezembro. Já em Natal, os modelos superestimaram de outubro a março, e subestimaram de maio a agosto, verificando-se similaridade em João Pessoa e Recife, porém, em menor magnitude. Para Maceió, Aracaju e Salvador o que há de comum com as demais capitais do leste do Nordeste são as subestimativas entre abril e agosto.

Para as temperaturas mínimas, as superestimativas e subestimativas verificadas são similares as da temperatura máxima em São Luís e Teresina. Em Fortaleza e Natal chama a atenção as superestimativas entre setembro e fevereiro. Em João Pessoa os modelos tendem a superestimar as temperaturas mínimas observadas de janeiro a setembro com destaque para os meses chuvosos de abril a agosto. Em Recife destaca-se as superestimativas no trimestre agosto-setembro-outubro. Os modelos superestimam as temperaturas em praticamente todos os meses do ano, chegando a quase 1°C acima da média observada em alguns meses. Em Salvador o comportamento da climatologia obtida por cada modelo é mais linear com a média das observações.





**Figura 8:** Climatologias mensais das observações e obtidas por cada modelo individualmente para o período 1961-1990. Na sequência: São Luís, Teresina, Fortaleza, Natal, João Pessoa, Recife, Maceió, Aracaju e Salvador. Figuras à esquerda representam a climatologia para precipitação, no centro para temperaturas máximas e à direita, para temperaturas mínimas.

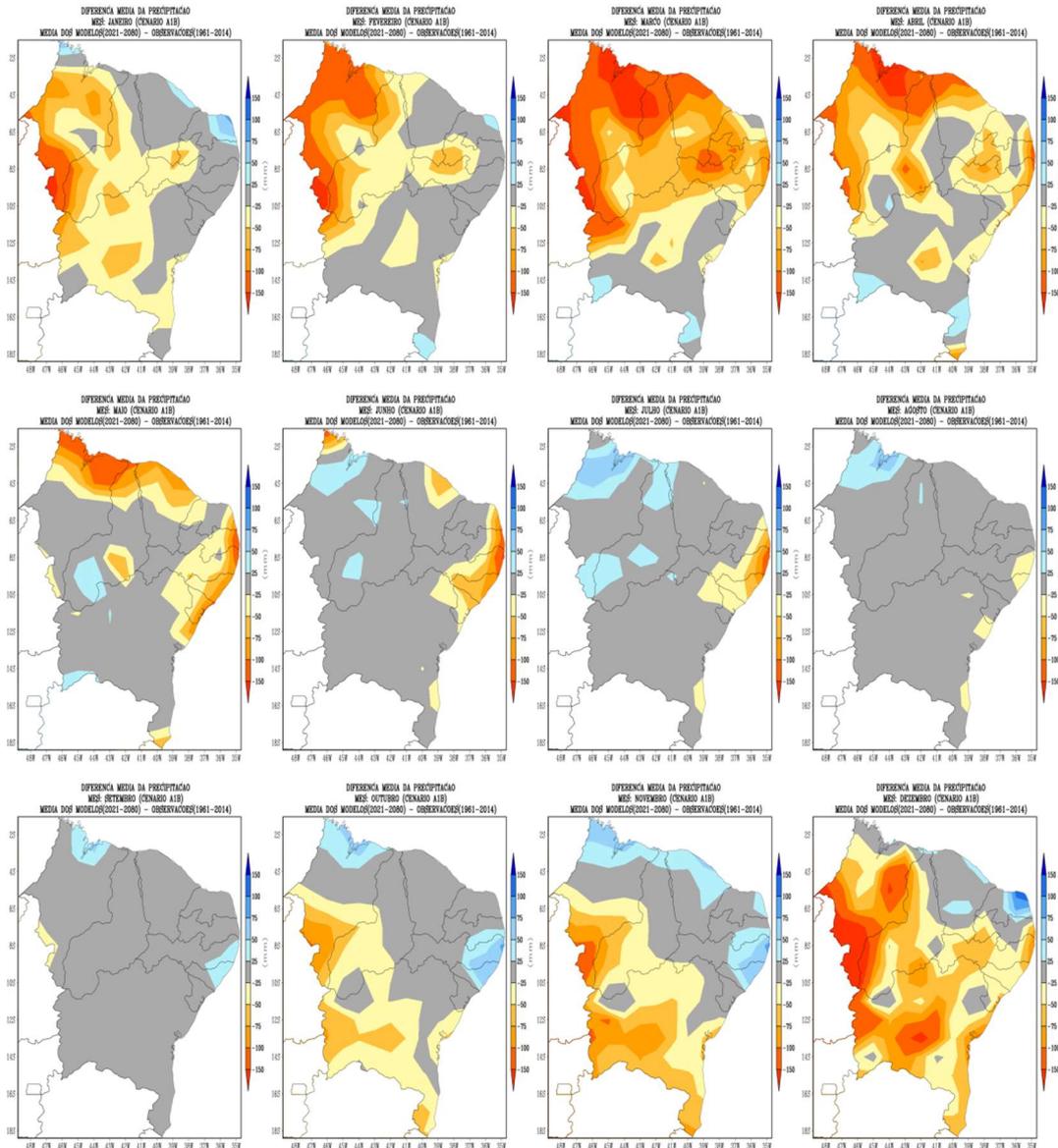
## 3.2. Cenários Futuros

Os cenários climáticos futuros foram desenvolvidos a partir do *downscaling* estatístico, utilizando o método dos análogos, usando as variáveis predictoras comentadas no item 2.3.1 para os dois cenários de emissões, A1B e A2 para o período 2021-2080 com base na média de 4MCGs. No entanto, serão mostrados apenas as diferenças entre a climatologia mensal dos modelos para o período 2021-2080 menos a climatologia observada do período 1961-2014.

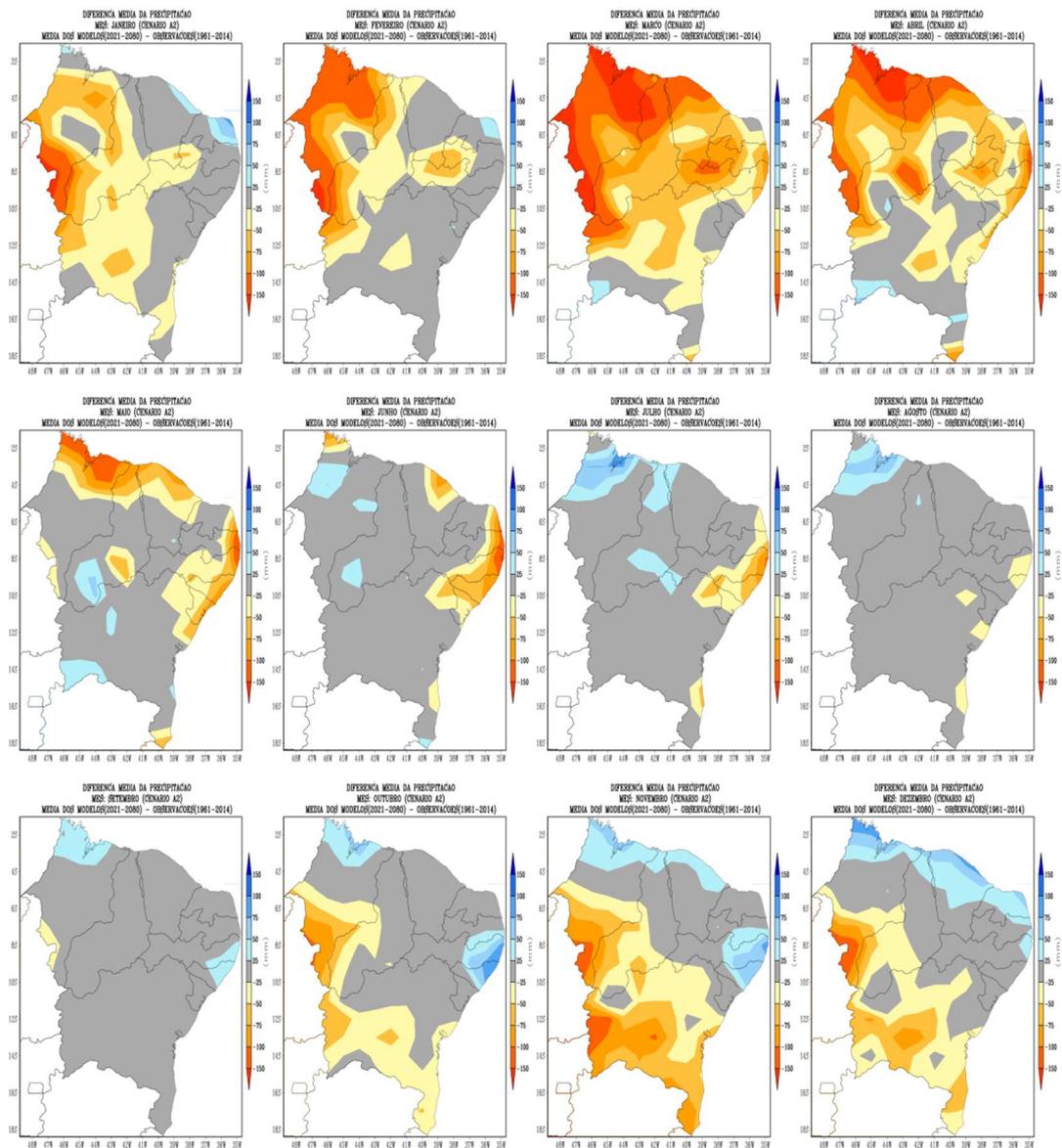
### 3.2.1. Precipitação

Para o cenário A1B (Figura 9), a diferença entre as climatologias mensais indica redução da precipitação no norte do Nordeste entre fevereiro e maio, ultrapassando menos de 150 mm em muitas áreas nestes meses. O leste do Nordeste, que tem seu período mais chuvoso de abril a julho, também apresenta redução da precipitação entre 100 e 150mm. O sul do Maranhão e Piauí e oeste da Bahia, que tem seu período chuvoso de outubro a fevereiro, também aponta para significativa redução da precipitação, principalmente no trimestre dezembro-janeiro-fevereiro. Algumas áreas isoladas apresentam aumento da precipitação, não muito significativa, de junho a novembro, destacando-se o litoral do Rio Grande do Norte com projeção de aumento da

precipitação, superando os 100mm em dezembro, aumento que se mantém em menor intensidade em janeiro e fevereiro. Para o cenário A2 (Figura 10), a situação é muito similar à verificada para o cenário A1B.



**Figura 9:** Diferenças entre as climatologias da precipitação obtidas da média dos modelos para o cenário A1B do período 2021-2080 e as climatologias do período de observações 1961-2014. Tons em azul significam incremento e em laranja redução da precipitação, para janeiro a dezembro em sequência.



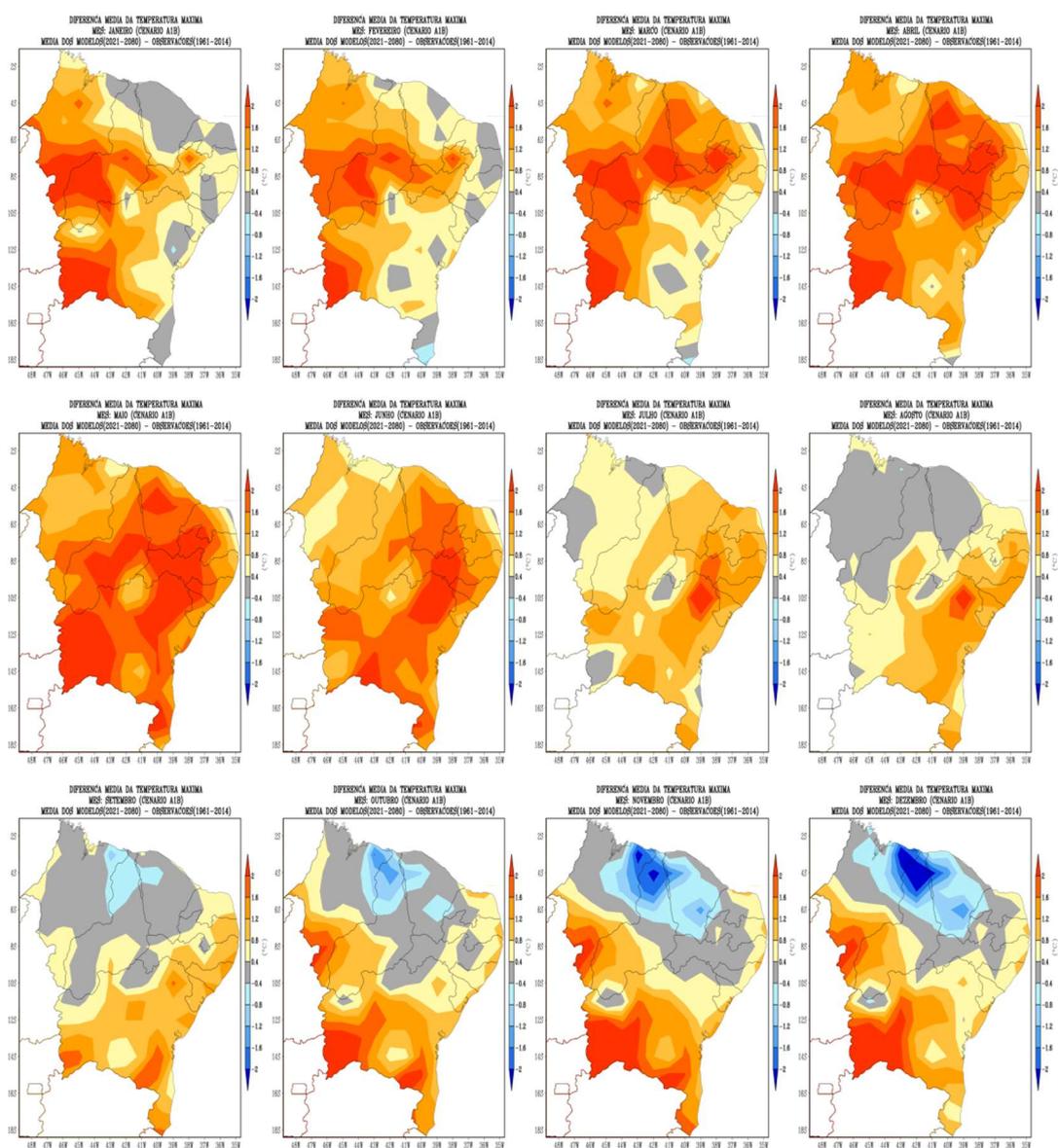
**Figura 10:** Diferenças entre as climatologias da precipitação obtidas da média dos modelos para o cenário A2 do período 2021-2080 e as climatologias do período de observações 1961-2014. Tons em azul significam incremento e em laranja redução da precipitação, para janeiro a dezembro em sequência.

### 3.2.2. Temperaturas Máximas

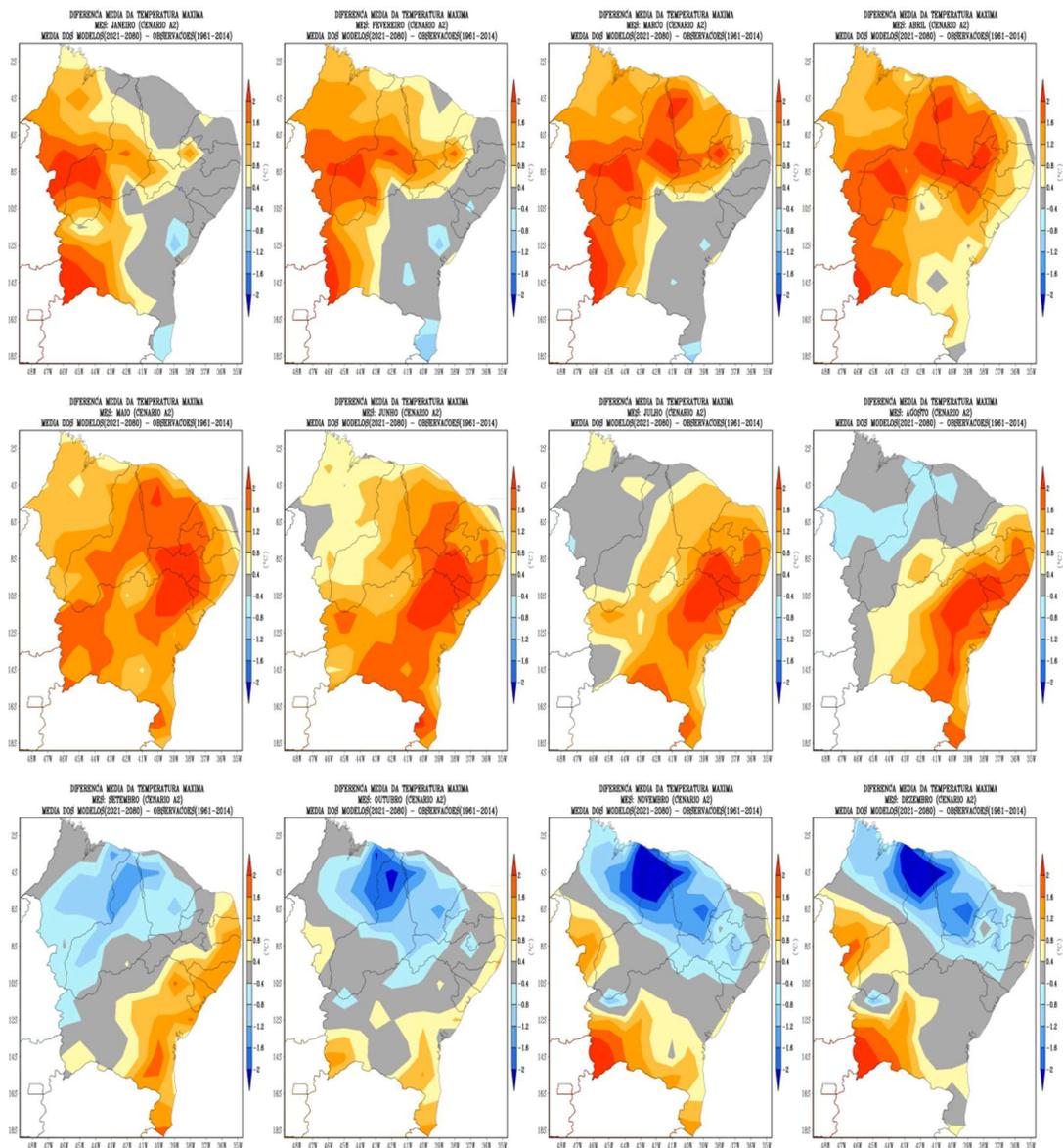
O cenário A1B (Figura 11) indica aumento significativo das temperaturas máximas, ultrapassando 1°C entre janeiro e junho em todo o Nordeste. De julho a dezembro, esses desvios positivos se restringem ao centro-sul e leste do Nordeste, mais intensos no centro-oeste baiano e sul do Maranhão. O setor norte do Nordeste apresenta temperaturas próximas a média do período observado entre agosto e setembro, dando lugar a desvios negativos de temperatura no trimestre de outubro a dezembro, com

destaque para os dois últimos meses do ano com média de temperaturas inferiores a  $-1^{\circ}\text{C}$  em partes do Maranhão, Piauí e Ceará.

Para o cenário A2, o panorama é similar ao cenário A1B, exceto para o leste do Nordeste mostrando temperaturas próximas as observações entre janeiro e março, e com os desvios negativos do norte do Nordeste, perdurando de agosto a dezembro, com destaque para o trimestre outubro a dezembro, com desvios inferiores a  $-1^{\circ}\text{C}$  que superam a área observada no cenário A1B.



**Figura 11:** Diferenças entre as climatologias da temperatura máxima obtidas da média dos modelos para o cenário A1B do período 2021-2080 e as climatologias do período de observações 1961-2014. Tons em azul significam redução e em laranja incremento da temperatura máxima, para janeiro a dezembro em sequência.

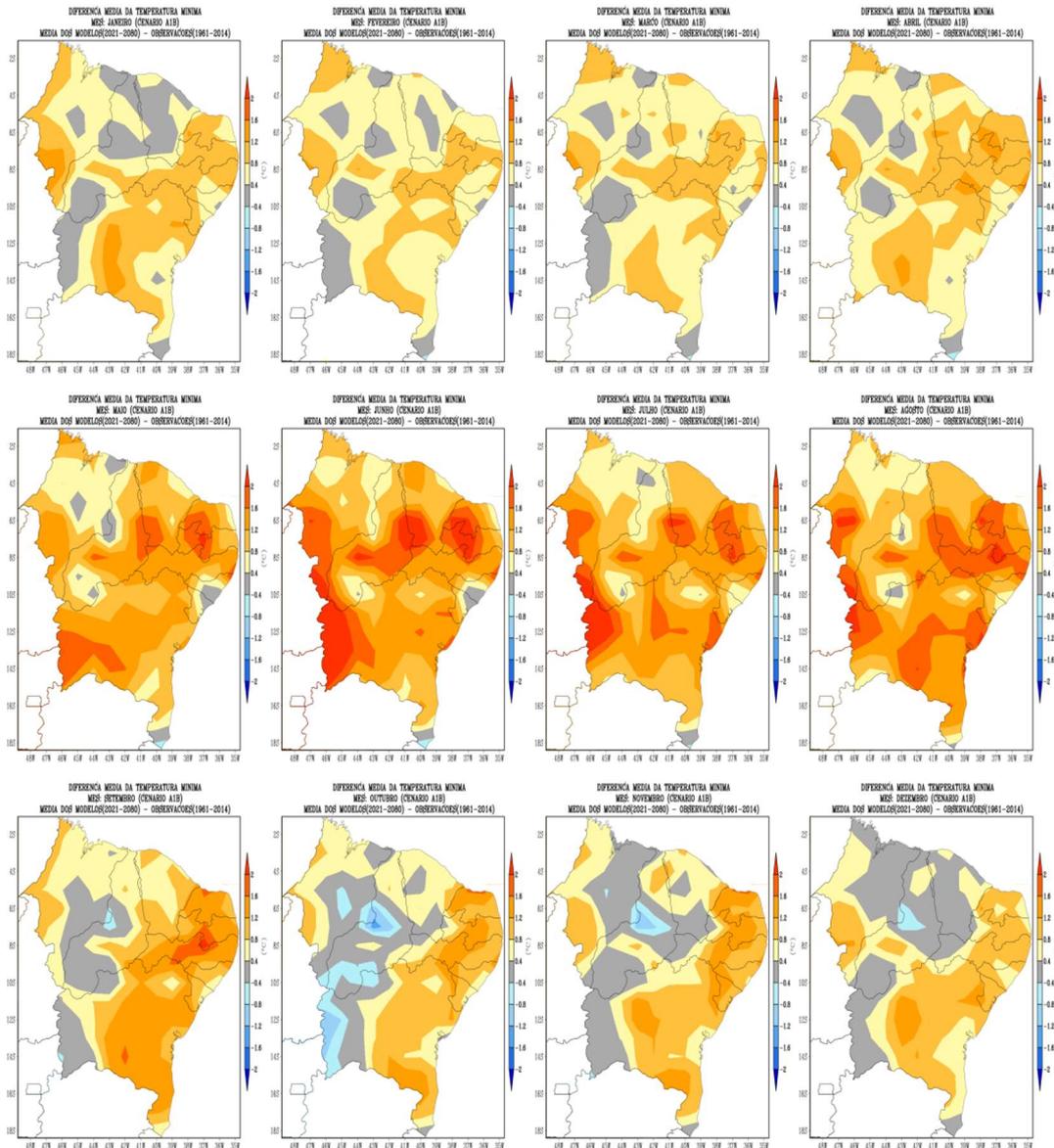


**Figura 12:** Diferenças entre as climatologias da temperatura máxima obtidas da média dos modelos para o cenário A2 do período 2021-2080 e as climatologias do período de observações 1961-2014. Tons em azul significam redução e em laranja incremento da temperatura máxima, para janeiro a dezembro em sequência.

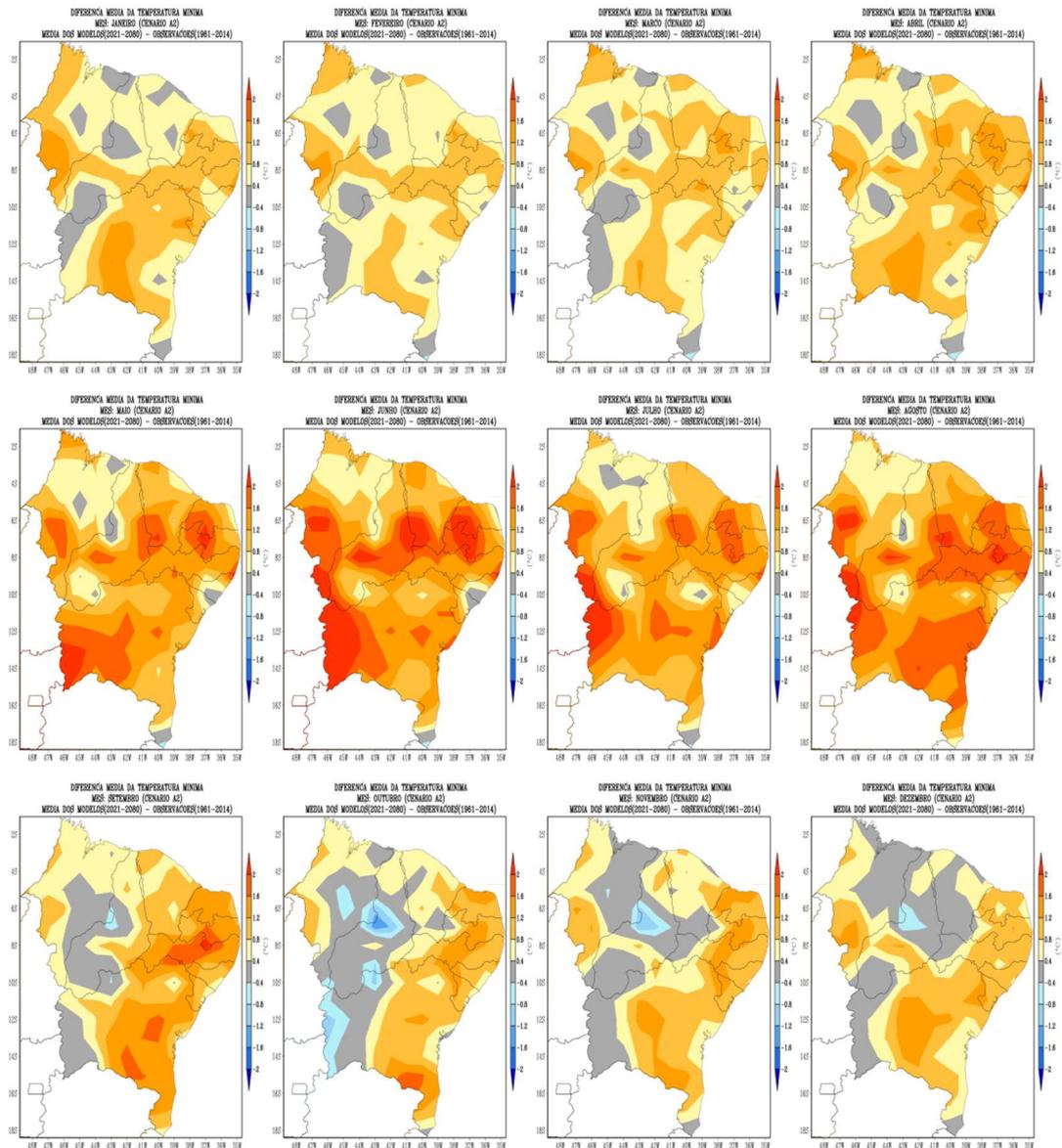
### 3.2.3. Temperaturas Mínimas

As temperaturas mínimas projetadas para o futuro pelos dois cenários, A1B (Figura 13) e A2 (Figura 14) são extremamente similares. Diferente das temperaturas máximas, que apresentam meses do ano com desvios negativos em relação a climatologia observada, para temperaturas mínimas quase não existem áreas com desvios negativos, ou sendo muito discretas e de pouca intensidade, como ocorre em outubro no oeste baiano. O principal destaque, além da predominância de desvios

positivos todos os meses do ano, é o incremento destes de maio a agosto, englobando quase todo o inverno, característica observada nos dois cenários. Esta característica aponta para o aumento das chamadas noites quentes, com temperaturas mínimas elevadas.



**Figura 13:**Diferenças entre as climatologias da temperatura mínima obtidas da média dos modelos para o cenário A1B do período 2021-2080 e as climatologias do período de observações 1961-2014. Tons em azul significam redução e em laranja incremento da temperatura mínima, para janeiro a dezembro em sequência.



**Figura 14:** Diferenças entre as climatologias da temperatura mínima obtidas da média dos modelos para o cenário A2 do período 2021-2080 e as climatologias do período de observações 1961-2014. Tons em azul significam redução e em laranja incremento da temperatura mínima, para janeiro a dezembro em sequência.

As projeções climáticas futuras mostram em geral redução da precipitação acumulada mensal e aumento das temperaturas para a região Nordeste. Como a precipitação é acumulada, o percentual anual da redução das precipitações é mais significativo do que o aumento das temperaturas máximas e mínimas médias anuais.

Tais resultados vão de encontro a outros estudos que apontam essa mesma tendência para a região Nordeste. Chou et al. (2014) utilizaram a técnica de *downscaling* dinâmico para gerar cenários de mudanças climáticas para o horizonte 2011-2100 com dois MCGs acoplados ao modelo dinâmico regional ETA, obtendo

como respostas para o Nordeste aumento da duração de dias secos consecutivos, com redução da precipitação total do período chuvoso e anual até o final do século e também, incremento nas temperaturas.

Franchito et al. (2014) também estudaram projeções de mudanças climáticas com o cenário A1B, aplicadas ao índice de aridez para a América do Sul. Para o Nordeste os resultados indicaram para uma diminuição de chuvas até o final do século, acarretando em aumento de até 20% no índice de aridez, provocado por este decréscimo no regime de precipitações e aumento das temperaturas.

No entanto, a maioria dos resultados de mudanças climáticas futuras para a região Nordeste é obtida pelo acoplamento de MCGs a modelos dinâmicos regionais, e a maior parte destes resultados aponta, para as temperaturas, aumentos muito expressivos até o final do século em relação as observações geralmente do período 1961-1990.

A aplicação de uma técnica de *downscaling* estatístico a uma quantidade considerável de séries temporais de estações meteorológicas na região Nordeste é inédita, mostrando que existe uma tendência de aumento das temperaturas que, para poucas estações, superam os 2°C anuais. A maior parte se situa entre 1°C e 2°C, com outra quantidade considerável de estações apontando aumentos da ordem de 0,5 a 1°C. Um resultado também inédito foi obtido para as temperaturas máximas, que apontam inclusive para uma redução no segundo semestre do ano em extensa área do norte do Nordeste.

#### 4. CONCLUSÕES

O método de *downscaling* estatístico empregado se ajustou bem as séries temporais de precipitação e temperaturas de estações meteorológicas da região Nordeste, haja visto a habilidade em representar a climatologia do período 1961-1990, quando comparada a climatologia observada.

Trabalhar com a média dos modelos traz melhores resultados do que analisando cada modelo individualmente, como mostrado para as capitais do Nordeste. As correlações mensais entre as séries de temperaturas máximas e mínimas da média dos modelos e das observações foram mais elevadas do que as da precipitação.

Os cenários de mudanças climáticas apontam para uma redução significativa da precipitação de março a maio no norte do Nordeste, de abril a junho no leste do

Nordeste, e de outubro a fevereiro no oeste da região. Esses meses coincidem com o período chuvoso destes setores específicos da região Nordeste, indicando uma projeção de acentuado déficit de chuvas acumulada anual para a região até o final do século.

Para o período 2021-2080, existe muita similaridade entre os resultados obtidos para os cenários A1B e A2, indicando aumento generalizado das temperaturas máximas no primeiro semestre do ano, restringindo-se ao oeste da Bahia no segundo semestre e dando lugar a extensa área com tendência a diminuição no setor norte do Nordeste. Esse resultado mostra-se mais realçado para o cenário A2.

Os cenários indicam para a região Nordeste do Brasil um aumento generalizado das temperaturas mínimas, ultrapassando 1°C especialmente durante os meses do inverno.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVES, J. M. B.; CAMPOS, J. N. B.; FILHO, F. A. S.; MONCUNNIL, D. F.; SILVA, E. M.; BARBOSA, W. L.; FERREIRA, A. G.; SUN, L.; MOURA, A. D. Uma avaliação preliminar de simulações climáticas de um modelo regional espectral aninhado em um modelo global (ECHAM 4.5) sobre o setor norte da região Nordeste do Brasil (1971-2000). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.20, n.2, p.191-206, 2005.
- BRANDS, S.; GUTIERREZ, J. M.; HERRERA, S. On the Use of Reanalysis Data for Downscaling. **Journal of Climate**, v.25, p. 2517-2526, 2012.
- BARNETT, T.; PREISENDORFER, R. Multifield analog prediction of short-term climate fluctuations using a climate state vector. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 35, p. 1771-1787, 1978.
- BELLOUIN N.; BOUCHER, O.; HAYWOOD, J.; JOHNSON, C.; JONES, A.; RAE, J.; WOODWARD, S. Improved representation of aerosols for HadGEM2. Meteorological Office Hadley Centre, **Technical Note 73**, March 2007.
- BENESTAD, R. E. Downscaling precipitation extremes. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 100 (1-2), p. 1-21, 2010.
- BIAU, G.; ZORITA, E.; VON STORCH, H.; WACKERNAGEL, H. Estimation of precipitation by kriging in the EOF space of the sea level pressure field. **Journal of Climate**, v. 12, p. 1070-1085, 1999.
- BOUCHER, O.; PHAM, M. History of sulfate aerosol radiative forcings. **Geophysical Research Letters**, v. 29: doi: 10.1029/2001GL014048. issn: 0094-827, 2002.

- BRANDS, S.; HERRERA, S.; SAN-MARTIN, D.; GUTIERREZ, J. M. Validation of the ensembles global climate models over southwestern Europe using probability density functions, from a downscaling perspective. **Climate Research**, v. 48, p. 145-161, 2011a.
- BRANDS, S.; TABOADA, J. J.; COFINO, A. S.; SAUTER, T.; SCHNEIDER, C. Statistical downscaling of daily temperatures in the Iberian Peninsula from global climate models: validation and future scenarios. **Climate Research**, v.48, p. 163–176, 2011b.
- CARTER, T. R. General Guidelines on the use of scenario data for Climate Impact and Adaptation Assessment. Finnish Environmental Institute, **Helsinki, Finland**, 2007.
- CAVALCANTI, I. Global climatological features in a simulation using the CPTEC/COLA AGCM. **Journal of Climate**, v.15, no.21, p.2965-2988. 2002.
- CHOU, S. C.; LYRA, A.; MOURAO, C.; DEREZYNSKI, C.; PILOTTO, I.; GOMES, J.; BUSTAMANTE, J.; TAVARES, P.; SILVA, A.; RODRIGUES, D.; CAMPOS, D.; CHAGAS, D.; SUEIRO, G.; SIQUEITA, G.; MARENGO, J. Assessment of Climate Change over South America under RCP 4.5 and 8.5 Downscaling Scenarios. **American Journal of Climate Change**, v. 3, p. 512-525, 2014.
- COLLINS, W. J.; BELLOUIN, N.; DOUTRIAUX-BOUCHER, M.; GEDNEY, N.; HINTON, T. C.; JONES, D.; LIDDICOAT, S.; MARTIN, G.; OCONNOR, F.; RAE, J.; SENIOR, C.; TOTTERDELL, I.; WOODWARD, S. Evaluation of the HadGEM2 model. Meteorological Office Hadley Centre, **Technical Note 74**, 2008.
- COLLINS, M.; KNUTTI, R.; ARBLASTER, J.; DUFRESNE, J. L.; FICHEFET, T.; FRIEDLINGSTEIN, P.; GAO, X.; GUTOWSKI, W. J.; JOHNS, T.; KRINNER, G.; SHONGWE, M.; TEBALDI, C.; WEAVER, A. J.; WEHNER, M. Long-term climate change: Projections, commitments and irreversibility. **In *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change***, 2013.
- COULIBALY, P.; DIBIKE, Y.B.; ANCTIL, F. Downscaling precipitation and temperature with temporal neural networks. **Journal of Hydrometeorology**, 2005.
- CUBASCH, U.; VON STORCH, H.; WASZKEWITZ, J. ZORITA, E. Estimates of climate changes in southern Europe using different downscaling techniques. **Climate Research**, v. 7, p. 129-149, 1996.

- DIBIKE, Y. B.; COULIBALY, P. Hydrologic impact of climate change in the Saguenay watershed: comparison of downscaling methods and hydrologic models. **Journal of Hydrology**, v. 307, 145-163, 2005.
- EASTERLING, D. R.; KAPLAN, A.; SODEN, B. J.; THORNE, P. W.; WILD, M.; ZHAI, P. M. Observations: Atmosphere and Surface. **In The Physical Science Basis**. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, p. 159-254, 2013.
- FLATO, G.; MAROTZKE, J.; ABIODUN, B.; BRACONNOT, P.; CHOU, S. C.; COLLINS, W.; COX, P.; DRIQUECH, F.; EMORI, S.; EYRING, V.; FOREST, C.; GLECKLER, P.; GUILYARDI, E.; JAKOB, C.; KATTSOV, V.; REASON, C.; RUMMUKAINEN, M. Evaluation of climate models. **In Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**, 2013.
- FOWLER, H. J.; BLENKINSOP, S.; TEBALDI, C. Linking climate change modelling to impacts studies: Recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. **International Journal of Climatology**, v. 27, p. 1547-1578, 2007.
- FRANCHITO, S. H.; REYES FERNANDEZ, J. P.; PAREJA, D. Surrogate Climate Change Scenario and Projections with a Regional Climate Model: Impact on the Aridity in South America. **American Journal of Climate Change**, v. 3, p. 474-489, 2014.
- GATES, L. W. An overview of the results of the atmospheric model intercomparison project (AMIP I). **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.80, no.1, p.29-55. 1999.
- GUTIÉRREZ, J. M.; SAN-MARTIN, D.; BRANDS, S.; MANZANAS, R.; HERRERA, S. Reassessing statistical downscaling techniques for their robust application under climate change conditions. **Journal of Climate**. v. 26, p. 171-188, 2013.
- GUTZLER, D. S.; ROBBINS, T. O. Climate variability and projected change in the western United States: regional downscaling and drought statistics. **Climate Dynamics**, v. 37, p. 835-849, 2011.
- HARPHAM, C.; WILBY, R. L. Multi-site downscaling of heavy daily precipitation occurrence and amounts. **Journal of Hydrology**, v. 312, p. 240-255, 2005.
- HARTMANN, D. L.; KLEIN-TANK, A. M. G.; RUSTICUCCI, M.; ALEXANDER, L. V.; BRONNIMANN, S.; CHARABI, Y.; DENTENER, F. J.; DLUGOKENCKY, E. J.;

- HASTENRATH, S.; GREISCHAR, L. Circulation mechanisms related to Northeast Brazil rainfall anomalies. **Journal of Geophysical Research**, v.98, n.d, p.5093-102, 1993.
- HEWITSON, B. C.; CRANE, R. G. Consensus between GCM Climate Change Projections with Empirical Downscaling: Precipitation Downscaling over South Africa. **International Journal of Climatology**, v. 26, p. 1315-1337, 2006.
- HUNTINGFORD, C.; COX, P. M. An analogue model to derive additional climate change scenarios from existing GCM simulations. **Climate Dynamics**. 16, 575-586, 2000.
- HUNTINGFORD, C.; ZELAZOWSKI, P.; GALBRAITH, D.; MERCADO, L. M.; SITCH, S.; FISHER, R.; LOMAS, M.; WALKER, A. P.; JONES, C. D.; BOOTH, B. B. B.; MALHI, Y.; HEMMING, D.; KAY, G.; GOOD, P.; LEWIS, S. L.; PHILLIPS, O. L.; ATKIN, O. K.; LLOYD, J.; GLOOR, E.; ZARAGOZA-CASTELLS, J.; MEIR, P.; BETTS, R.; HARRIS, P. P.; NOBRE, C.; MARENGO, J.; COX, P.M. Simulated resilience of tropical rainforests to CO<sub>2</sub>-induced climate change. **Nature Geoscience**, v. 6, p. 268-273, 2013.
- IPCC. Working Group I Contribution to the IPCC Fifth Assessment Report (AR5), Climate Change 2013: The Physical Science Basis. **Intergovernmental Panel on Climate Change**, Geneva, Switzerland, 2013.
- JONES, R. G.; NOGUER, M.; HASSEL, D. C.; HUDSON, D.; WILSON, S. S.; JENKINS, G. J.; MITCHELL, J. F. B. Generating high resolution climate change scenarios using PRECIS. **Meteorological Office Hadley Centre**. Exeter, UK, 40p. 2004.
- KALNAY, E., and Coauthors. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v.77(3), p.437–471, 1996.
- KHAN, M. S.; COULIBALY, P.; DIBIK, Y. Uncertainty analysis of statistical downscaling methods. **Journal of Hidrology**, v. 319, p. 145-163, 2006.
- KRUIZINGA, S.; MURPHY, A H. Use of an Analogue Procedure to Formulate Objective Probabilistic Temperature Forecasts in the Netherlands. **Monthly Weather Review**, v. 111, p. 2244-2254, 1983.
- LORENZ, E. N. Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogues. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 26, p. 636-646, 1969.
- LUCIO, P.S.; SILVA, F. D. S.; FORTES, L.T.; SANTOS, L. A. R.; FERREIRA, D.B.; SALVADOR, A. M.; BALBINO, H. T.; SARMANHO, G. F.; SANTOS, L. S. F. C.; LUCAS, E. W. M.; BARBOSA, T. F.; DIAS, P. L. S. Um Modelo Estocástico

Combinado de Previsão Sazonal para a Precipitação no Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia** (Impresso), v. 25, p. 70-87, 2010.

MARAUN, D.; WETTERHALL, F.; IRESON, A. M.; CHANDLER, R. E.; KENDON, E. J.; WIDMANN, M.; BRIENEN, S.; RUST, H. W.; SAUTER, T.; THEMEL, M.; VENEMA, V. K. C.; CHUN, K. P.; GOODESS, C. M., JONES, R. G.; ONOF, C.; VRAC, M.; THIELE-EICH, I. Precipitation downscaling under climate change: recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user. **Reviews of Geophysics**, v.48, p. 1-38, 2010.

MARSLAND, S. J.; HAAK, H.; JUNGCLAUS, J. H.; LATIF, M.; ROESKE, F. The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates. **Ocean Modelling**, v. 5, p. 91-127, 2003.

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 38, p. 2653-2675, 1981.

MECHOSO, C. R.; S. W. LYONS; J. A. SPHAR. The impact of sea surface temperature anomalies on the rainfall over Northeast Brazil. **Journal of Climate**, v.3, p.812-826. 1990.

MOLION, L. C. B.; LUCIO, P. S. A Note on Pacific Decadal Oscillation, El Nino Southern Oscillation, Atlantic Multidecadal Oscillation and the Intertropical Front in Sahel, Africa. **Atmospheric and Climate Science** (Print), v. 03, p. 269-274, 2013.

MITCHELL, T. D.; HULME, M. Predicting regional climate change: living with uncertainty. **Progress in Physical Geography**, v.23, n. 1, p.57- 78, 1999.

MURPHY, J. Predictions of climate change over Europe using statistical and dynamical downscaling techniques. **International Journal of Climatology**, v. 20, p. 489-501, 2000.

NAKICENOVIC, N.; ALCAMO, J.; DAVIS, G.; DE VRIES, B.; FENHANN, J.; GAFFIN, S.; GREGORY, K.; GRÜBLER, A.; JUNG, T. Y.; KRAM, T.; LA ROVERE, E. L.; MICHAELIS, L.; MORI, S.; MORITA, T.; PEPPER, W.; PITCHER, H.; PRICE, L.; RAIHI, K.; ROEHRL, A.; ROGNER, H. H.; SANKOVSKI, A.; SCHLESINGER, M.; SHUKLA, P.; SMITH, S.; SWART, R.; VAN ROOIJEN, S.; VICTOR, N.; DADI, Z. IPCC: Special Report on Emissions Scenarios, **Cambridge University Press**, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2000.

PRUDHOMME, C.; WILBY, R. L.; CROOKS, S.; KAY, A. L.; REYNARD, N. S. Scenario-neutral approach to climate change impact studies: application to flood risk. **Journal of Hydrology**, v. 390, p. 198-209, 2010.

- RADDATZ T. J.; REICK, C. H.; KNORR , W.; KATTGE, J.; ROECKNER, E.; SCHNUR, R.; SCHNITZLER, K.-G.; WETZEL, P.; JUNGCLAUS, J. Will the tropical land biosphere dominate the climate-carbon cyclefeedback during the twenty first century? **Climate Dynamics**, v. 29, p. 565-574, 2007.
- RASKIN, P. et al. Global Scenarios in Historical Perspective. Cap. 2. In: Ecosystems and Human Well-being: **Scenarios**. 2005.
- REPELLI, C. A.; J. M. B.; ALVES. O uso de Análise de Correlações Canônicas para Prognosticar a Variabilidade Espacial da Precipitação sobre o Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.11, n., p.67-75. 1996.
- SILVA, F. D. S.; PEREIRA FILHO, A. J.; HALLAK, R. Classificação de Sistemas Meteorológicos e Comparação da Precipitação Estimada pelo Radar e Medida pela Rede Telemétrica na Bacia Hidrográfica do Alto Tietê. **Revista Brasileira de Meteorologia (Impresso)**, v. 24, p. 292-307, 2009.
- SRES - Emissions Scenarios: A Special Report of IPCC Working Group III. **Published for the Intergovernmental Panel on Climate Change**, ISBN: 92-9169-113-5, 2010.
- TEIXEIRA, F. V. B.; TANAJURA, C. A. S.; TOLEDO, E. M. An investigation of the ZCAS with extend simulations of the atmospheric model RAMS. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.17, n.1, p.83-89, 2002.
- TEUTSCHBEIN, C., WETTERHALL, F.; SEIBERT, J. Evaluation of different downscaling techniques for hydrological climate-change impact studies at the catchment scale. **Climate Dynamics**, v. 37(9-10), p. 2087-2105, 2011.
- TIMBAL, B.; DUFOUR, A.; MCAVANEY, B. An estimate of future climate change for western France using a statistical downscaling technique. **Climate Dynamics**, v. 20, p. 807-823, 2003.
- TIMBAL, B.; JONES, D. A. Future projections of winter rainfall in southeast Australia using a statistical downscaling technique. **Climatic Change**, V. 86(1), P.165-187, 2008.
- TOEWS, M. W.; ALLEN, D. M. Simulated response of groundwater to predicted recharge in a semi-arid region using a scenario of modeled climate change. **Environmental Research Letters**, v. 4, p. 1-19, 2009.
- UPPALA, S., et al. The era-40 re-analysis. **Quarterly Journal of The Royal Meteorological Society**, v. 131 (612, PartB), p. 2961–3012, 2005.
- VAN DEN DOOL, H. Searching for analogs, how long must we wait? **Tellus**, 46A, p. 314-324, 1994.

- VANNITSEM, S.; CHOMÉ, F. One-way nested regional climate simulations and domain size. **Journal of Climate**, v. 18, p. 229-233, 2005.
- WARD, M. N.; FOLLAND, C. K. Prediction of seasonal rainfall in the north nordeste of Brazil using eigenvectors of sea-surface temperature. **International Journal of Climatology**, v.11, p.711-43. 1991.
- WILBY, R. L. WIGLEY, T. M. L. Downscaling general circulation model output: A reappraisal of methods and limitations. In *Climate Prediction and Agriculture. Proceedings of the START/WMO International Workshop*, Washington, DC, pp. 39-68, 2000.
- WILBY, R. L.; DAWSON, C. W.; BARROW, E. M. SDSM - A decision support tool for the assessment of regional climate change impacts. **Environmental Modelling and Software**, v. 17, p. 147-159, 2002.
- WILBY, R. L.; CHARLES, S. P.; ZORITA, E.; TIMBAL, B.; WHETTON, P.; MEARNS, L. O. Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods. **Available at: [http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/guidelines/dgm\\_no2\\_v1\\_09\\_2004.pdf](http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/guidelines/dgm_no2_v1_09_2004.pdf)**, 2004.
- WILBY, R. L.; DAWSON, C. W. SDSM 4.1 - A decision support tool for the assessment of regional climate change impacts. *Environment Agency of England and Wales*, Nottingham, 2004.
- WILBY, R. L.; HARRIS, I. SDSM - A framework for assessing uncertainties in climate change impacts: low flow scenarios for the River Thames, UK. *Water Resources Research*, v. 42:W02419.1-W02419.10, 2006.
- WILBY, R. L.; FOWLER, H. J. Regional climate downscaling. In *Modelling the Impact of Climate Change on Water Resources*. Fung CF, Lopez A, New M (eds). **Wiley-Blackwell Publishing: Chichester**, 2010.
- WILBY, R. L.; DAWSON, C. W. The Statistical DownScaling Model (SDSM): Insights from one decade of application. **International Journal of Climatology**, v. 33, p. 1707-1719, 2013.
- WMO. Atmospheric RCMs: A multipurpose tool? Report of the joint WGNE/WGCM ad hoc panel on Regional. **Climate Modelling**, Geneva, Switzerland, 2002.
- XAVIER, T. M. B. S. et al. Previsão regional de chuva para o Estado do Ceará através do projeto “Tempo de Chuva”: 1964-1999. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v.5, p.69-92. 2000.

- XU, C. Y.; WIDEN, E.; HALLDIN, S. Modelling Hydrological Consequences of Climate Change - Progress and Challenges. **Advances in Atmospheric Sciences**, v. 22 (6), p.789–797, 2005.
- ZORITA, E.; HUGHES, J. P.; LETTENMAIER, D. P.; VON STORCH, H. Stochastic characterization of regional circulation patterns for climate model diagnosis and estimation of local precipitation. **Journal of Climate**, v.8, p.1023-1042, 1995.
- ZORITA, E.; VON STORCH, H. The analog method as a simple statistical downscaling technique: Comparison with more complicated methods. **Journal of Climate**, v. 12(n. 8, Part 2), p. 2474-2489, 1999.

## CAPÍTULO 4

# CENÁRIOS FUTUROS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS APLICADOS AO ÍNDICE DE CONFORTO TÉRMICO PARA A REGIÃO NORDESTE DO BRASIL

Rafaela Lisboa Costa<sup>1</sup> e Gustavo Macedo de Mello Baptista<sup>2</sup>

**Resumo:** O índice de desconforto térmico proposto por Ono e Kawamura (1991), foi avaliado para dois cenários de mudanças climáticas, A1B e A2, a partir das séries de temperaturas e precipitação da região Nordeste, por meio da regionalização obtida por *downscaling* estatístico, de quatro modelos climáticos globais. Trabalhou-se com a média dos modelos para cálculo do índice que foi validado por meio do cálculo a partir de observações no período de referência de 1961 a 1990. O índice foi analisado para três regiões homogêneas do Nordeste, e os resultados apontam para um aumento de dias com desconforto pelo calor entre 2021 e 2080. A principal tendência de aumento se dá na segunda metade desse período, entre 2051 e 2080. Na porção norte do Nordeste deve predominar dias com desconforto pelo calor já entre 2021 e 2050. Na porção leste a prevalência de dias com desconforto pelo calor se dá no período de 2051 a 2080, e na parte centro-oeste da região, que no período de referência, registrou menos de 1% dos dias com desconforto pelo calor, deve entre 2021 a 2050 ter 7% dos seus dias nessa classificação, atingindo 48% dos dias desconfortáveis pelo calor.

**Palavras – chave:** temperatura, *downscaling* estatístico, Índice de Desconforto de Kawamura.

**ABSTRACT:** The Thermal Discomfort Index, proposed by Ono and Kawamura (1991), evaluated for two scenarios of climatic changes, A1B and A2, from the series of temperatures and precipitation obtained for the Northeast region, from regionalization through downscaling of four global climate models. We worked with the average of the models for calculating the index, which validated with the calculation from observations in the reference period 1961-1990. The index analyzed for three homogeneous regions of the Northeast, and the results point to a significant increase of days with heat discomfort between 2021 and 2080. The main tendency of increase occurs in the second half of this period, between 2051 and 2080. In the northern sector of the Northeast, the prevalence of days with heat discomfort occurs between 2051 and 2080, and in the west central sector of the region, which in the period of reference, recorded less than 1% of the days with heat discomfort, should between 2021 and 2050 have 7% of their days in this classification, reaching 48% of the days uncomfortable by the heat between 2051 and 2080.

**Key words:** Temperature, statistical downscaling, Kawamura Discomfort Index.

## 1. INTRODUÇÃO

A questão da mudança climática global é cada vez mais relevante em um contexto de uma população de mais de sete bilhões de pessoas, cujas atividades vêm alterando características da superfície, como a cobertura vegetal, e também a concentração de gases que interagem fortemente com a radiação na atmosfera (SANTOS e MELO, 2010; MELO, 2007).

Segundo o quinto relatório do IPCC (2014), as populações que sofrerão mais serão as das grandes cidades dos países em desenvolvimento, especialmente os países tropicais. Os chamados eventos extremos são bastante preocupantes, já que há uma tendência de aumento na sua incidência, associados a prejuízos materiais e mortes devido a ondas de calor (HUNT, 2007).

O Nordeste do Brasil é uma região vulnerável do ponto de vista social às mudanças climáticas, seja pela redução das chuvas prevista na maioria dos modelos climáticos globais (MCGs), seja pelo aquecimento. Nos cenários climáticos pessimistas, as temperaturas aumentariam de 2°C a 4°C e nos otimistas, de 1°C a 3°C (SANTOS e MELO, 2010; IPCC, 2007, 2014).

As ondas de calor, além de danos à vida humana, causa prejuízos à agricultura, a vegetação em geral e ao abastecimento de água, estimulando estudos em diversas partes do mundo que procuram explicar suas características climatológicas, tempos de recorrência e, especialmente, se são um sinal de mudança climática induzida pelo efeito estufa. Trigo et al. (2005) afirmam que o verão extremamente quente da Europa em 2003 ultrapassou em magnitude a qualquer outro nos últimos 500 anos, e Schär et al. (2004) afirmaram que esse evento foi estatisticamente muito improvável, embora consistente com resultados de simulações de mudanças climáticas. Stott et al. (2004) estimaram que as influências antropogênicas duplicaram a probabilidade de ocorrência da onda de calor na Europa. Ondas de calor mais intensas e frequentes são também previstas por Meehl e Tebaldi (2004) e Beniston (2004), com base em simulações de mudanças climáticas.

Uma maneira de estudar indiretamente as ondas de calor é por meio do uso de índices de Conforto Térmico (CT). Assim, o objetivo deste trabalho é analisar o grau de conforto térmico na região Nordeste do Brasil por meio do Índice de Desconforto proposto por Kawamura (ONO e KAWAMURA, 1991), o  $ID_K$ , para um clima presente de referência, 1961-1990, e para dois cenários futuros de mudanças climáticas, A1B e

A2, para 2021-2080, por meio da técnica de *downscaling* estatístico, mostrada no Capítulo 2, para a média de quatro MCGs.

## 2. DADOS E METODOLOGIA

### 2.1. Dados

Os dados utilizados neste estudo são os mesmos descritos no Capítulo 1 (variáveis meteorológicas de 96 estações meteorológicas da região Nordeste disponibilizadas pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), e dados de cenários futuros a partir da média de quatro MCGs para o período 2021-2080 descritos no Capítulo 2 desta tese).

### 2.2. Cálculo do $ID_K$

Estudos sobre conforto térmico no Brasil remontam a década de 30 (LAMBERTS, 2003). O conforto térmico é uma condição de bem-estar de um indivíduo em relação ao meio ambiente ao qual está exposto. Com o intuito de estudar a nível regional o nível de conforto ou desconforto médio, será avaliado neste trabalho o  $ID_K$ , utilizando dados médios diários de temperatura para analisar as condições médias de conforto observadas e modeladas para cenários futuros de mudanças climáticas.

O cálculo o  $ID_K$  é baseado na temperatura média ambiente (T) e na temperatura do ponto de orvalho ( $T_d$ ), ambas em °C, que por sua vez está relacionada à umidade relativa, pois é a temperatura necessária para que a condensação de água se inicie (VITAL et al, 2012). O  $ID_K$  é calculado de acordo com a equação 1:

$$ID_K = 0,99 \cdot T + 0,36 \cdot T_d + 41,5 \quad (1)$$

A  $T_d$  é calculada empiricamente para dados diários de uma estação convencional relacionando a temperatura média e a umidade relativa (UR), segundo a equação 2:

$$Td = T - (14,55 + 0,114 \cdot T) \cdot (1 - (0,01 \cdot UR)) - ((2,5 + 0,007 \cdot T) \cdot (1 - (0,01 \cdot UR)))^3 - (15,9 + 0,117 \cdot T) \cdot (1 - (0,01 \cdot UR))^{14} \quad (2)$$

Por meio desse índice, é possível estabelecer condições de conforto, desconforto ou estresse, devido ao frio ou calor sentido pela população, dependendo da faixa atingida pelo índice de acordo com as faixas interpretativas do CT estabelecida por Ono e Kawamura (1991), conforme a Tabela 1:

**Tabela 1.** Classificação do  $ID_K$ .

Valores do $ID_K$	Sensação Térmica
$ID_K > 80$	<i>Estresse devido ao calor</i>
$75 < ID_K < 80$	<i>Desconforto devido ao calor</i>
$60 < ID_K < 75$	<i>Confortável</i>
$55 < ID_K < 60$	<i>Desconforto devido ao frio</i>
$ID_K < 55$	<i>Estresse devido ao frio</i>

### 2.3. Regressão Linear Múltipla para obtenção do $ID_K$ dos modelos

Para dados observados, aplica-se a equação 2 aos dados de T e UR, e encontra-se os valores de  $ID_K$ . No entanto, os modelos são trabalhados apenas para gerar séries temporais presente e futuras das variáveis temperaturas máximas e mínimas, e precipitação. Assim, para obter valores de UR necessárias ao cálculo do  $ID_K$ , para o período de referência e cenários dos modelos, a UR foi obtida por meio de regressão linear múltipla, entre dados observados de precipitação, temperaturas máximas, mínimas e médias. As equações para os dados observados foram, então, empregadas aos dados dos modelos e comparados as observações para validação, via coeficiente de correlação de Pearson ( $r$ ) e análise de significância estatística utilizando o teste F segundo descrição a seguir.

O modelo de regressão linear múltipla é dado pela seguinte equação:

$$y_i = \beta_0 + \beta_1 x_1 + \beta_2 x_2 + \dots + \beta_k x_k + \varepsilon \quad (3)$$

Em que  $\beta_0, \beta_1, \beta_2, \dots, \beta_k$  são parâmetros a serem estimados com os dados e  $\varepsilon$  representa o erro aleatório. Na prática, as estimativas desses parâmetros são obtidos a partir de uma amostra de  $n$  observações como apresentado na equação abaixo:

$$\hat{y} = \hat{\beta}_0 + \hat{\beta}_1 x_1 + \hat{\beta}_2 x_2 + \dots + \hat{\beta}_k x_k \quad (4)$$

Os testes de hipóteses para o intercepto e as inclinações são realizados da seguinte maneira:

$$\begin{aligned} H_0 : \beta_1 = \beta_2 = \beta_3 = \dots = \beta_k = 0 \\ H_1 : \beta_1 \neq \beta_2 \neq \beta_3 \neq \dots \neq \beta_k \neq 0 \end{aligned} \quad (5)$$

De acordo com Hoffmann (2006), têm-se a distribuição de  $F$  com  $k$  e  $n - p$  graus de liberdade, onde os erros  $\varepsilon_i$  têm distribuição normal e  $\beta_1 = \beta_2 = \dots = \beta_k = 0$ , dada por:

$$F_{calc} = \frac{QMReg}{QMRes} \quad (6)$$

Em que  $QMReg$  é o quadrado médio da regressão e  $QMRes$  o quadrado médio dos resíduos. Portanto, a hipótese nula  $H_0$  será rejeitada se a estatística  $F_{calc} > F_{tabela}$ , caso contrário não existe regressão.

Para testar as hipóteses a respeito dos valores dos parâmetros utilizou-se o teste  $t$  com  $n - p$  graus de liberdade, como:

$$t = \frac{\hat{\beta}_i - \beta_i}{ep(\hat{\beta}_i)} \quad (7)$$

Em que  $n$  é o tamanho da amostra e  $p$  é o número de parâmetros estimados.

Os coeficientes de determinação da regressão linear múltipla ( $r^2$ ) e o coeficiente de determinação ajustado ( $r^2_a$ ) são encontrados de forma semelhante à da regressão linear simples.

#### 2.4. Cálculo do $ID_K$ no período de referência e para cenários futuros

O  $ID_K$  foi calculado para o período de referência 1961-1990 para dados diários observados e modelados, após obtenção dos valores de  $T_d$  a partir dos valores de  $UR$  via regressão linear múltipla, e a climatologia mensal do índice a partir da média dos modelos foi comparada a das observações a fim de verificar as diferenças e o valor de  $r$ . A fim de facilitar a distribuição espacial dos resultados do  $ID_K$  sobre o Nordeste, utilizou-se a divisão da região em três áreas segundo o item 3.1 do Capítulo 2.

Para os cenários futuros A1B e A2 de 2021 a 2080, os valores diários são analisados por meio de histogramas que comparam a evolução do  $ID_K$  nos subperíodos 2021-2050 e 2051-2080 ao período de referência. Por fim, os dados médios diários do  $ID_K$ , para os cenários futuros, foram convertidos em valores médios anuais, a fim de permitir uma melhor visualização de possíveis tendências de aumento ou diminuição dos valores de  $ID_K$ . As tendências encontradas foram validadas estatisticamente, por meio de regressão linear e do teste não paramétrico de Mann-Kendall, como explicado no Capítulo 2.

### **3. RESULTADOS E DISCUSSÃO**

Nesta seção serão debatidos os resultados das análises do  $ID_K$ , para o período de referência 1961-1990, entre dados observados e modelados, para fins de validação das metodologias empregadas. Em seguida, para as três áreas homogêneas da região Nordeste, o  $ID_K$  é analisado para dois subperíodos dentro do horizonte 2021-2080, afim de detectar o que mais contribuirá para aumento ou diminuição do índice. Por fim, o  $ID_K$  é convertido para valores médios anuais, a fim de detectar as tendências das séries das regiões homogêneas e sua significância estatística por meio de regressão linear e de Mann-Kendall.

#### **3.1. Análise do $ID_K$ para o período de referência 1961-1990**

Inicialmente, empregou-se a regressão linear múltipla aos dados observados, a fim de encontrar uma equação para a UR, de tal forma que essa seja explicada apenas por quatro outras variáveis: temperaturas médias, máximas e mínimas e precipitação (variáveis preditivas). Isso é necessário para poder derivar dos dados dos modelos, cujas saídas são apenas de temperaturas máximas, temperaturas mínimas e precipitação, valores de UR que permitam calcular a  $T_d$  que será utilizada no cálculo do  $ID_K$ .

Mostra-se, como exemplo, os resultados obtidos da análise de Regressão Linear Múltipla para a cidade de Teresina, apresentada na Tabela 2, evidenciando o quanto as variáveis meteorológicas preditivas explicam o comportamento da UR. Esses resultados indicam que as variáveis analisadas juntas explicam 74% ( $R^2_{adj}=0,74$ ), do comportamento da UR, explicado, assim, por meio do modelo matemático obtido pela

equação 8. A análise de variância (ANOVA) mostrou que, para a variável resposta, UR, o modelo é estatisticamente significativo, com valor  $F = 0,00$ , o que de acordo com a regra do teste F, indica extrema significância estatística.

Por outro lado, também foi avaliado o nível de significância *p-valor para cada variável* no qual apresentou um valor menor que 0,05, o que indica efeitos estatisticamente significativos, ou seja, há uma probabilidade de acerto de 95% em se admitir que essas variáveis meteorológicas influenciam na variável dependente UR.

Esse procedimento foi replicado para todas as 96 estações da região Nordeste obtendo-se, para cada uma delas, uma equação para a UR que posteriormente foi usada para os resultados dos modelos no período de referência.

**Tabela 2.** Sumário do Modelo de Regressão Múltipla (Variável dependente: UR) para Teresina.

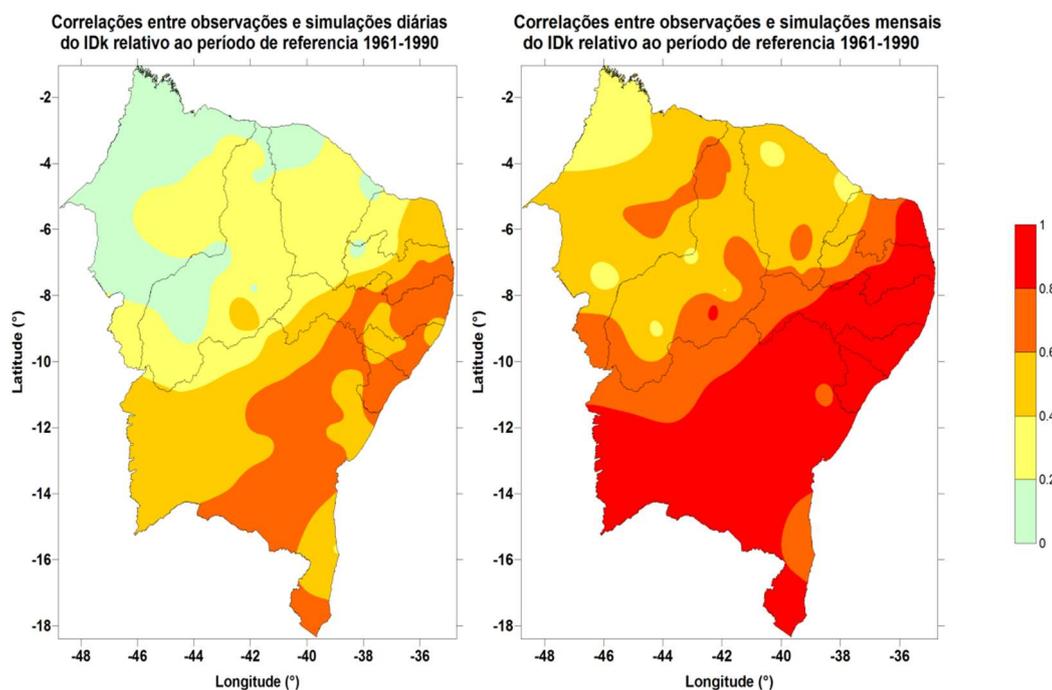
<i>Estimados</i>	<i>Coefficientes</i>	<i>Erro</i>			<i>R</i>	<i>R<sup>2</sup></i>	<i>R<sup>2</sup> adj</i>
		<i>padrão</i>	<i>Stat t</i>	<i>p-valor</i>			
Intercepto	196,8	1,40	145,3	<b>0,00</b>	<b>86%</b>	<b>74%</b>	<b>74%</b>
T <sub>max</sub>	-4,50	0,03	-152,6	<b>0,00</b>			
T <sub>min</sub>	+1,17	0,04	26,3	<b>0,00</b>			
P <sub>rec</sub>	+0,074	0,01	11,45	<b>0,00</b>			

Conforme os resultados da coluna dos coeficientes da Tabela 2, permitiu-se escrever a equação 8, que representa o modelo matemático empírico da UR estabelecido pelas as variáveis independentes, na qual os coeficientes em negrito são os efeitos estatisticamente significativos ao nível de 95% de confiança, pois os *p-valores* são inferiores a 0,05, podendo assegurar que o modelo da regressão (Equação 8) é útil para prever os valores de UR da localidade.

$$UR = 196,8 - 4,50T_{máx} + 1,17T_{mín} + 0,074Prec \quad (8)$$

Uma vez obtidos todos os valores de ID<sub>K</sub> para todas as estações, com as saídas dos MCGs após procedimento de *downscaling* estatístico da precipitação, temperaturas máximas e mínimas, como explicado no Capítulo 2, trabalhou-se, também, com o resultado das médias dos modelos para o período de referência. A Figura 1 mostra as correlações a níveis diário (esquerda) e mensal (direita) do ID<sub>K</sub> entre observações e modelos. Para dados diários, o ID<sub>K</sub> simulado pelo modelos tem baixa correlação com os valores observados no oeste da região Nordeste entre os Estados do Maranhão, Piauí e

Ceará. Essas correlações melhoram sensivelmente ao se trabalhar com os valores médios mensais.



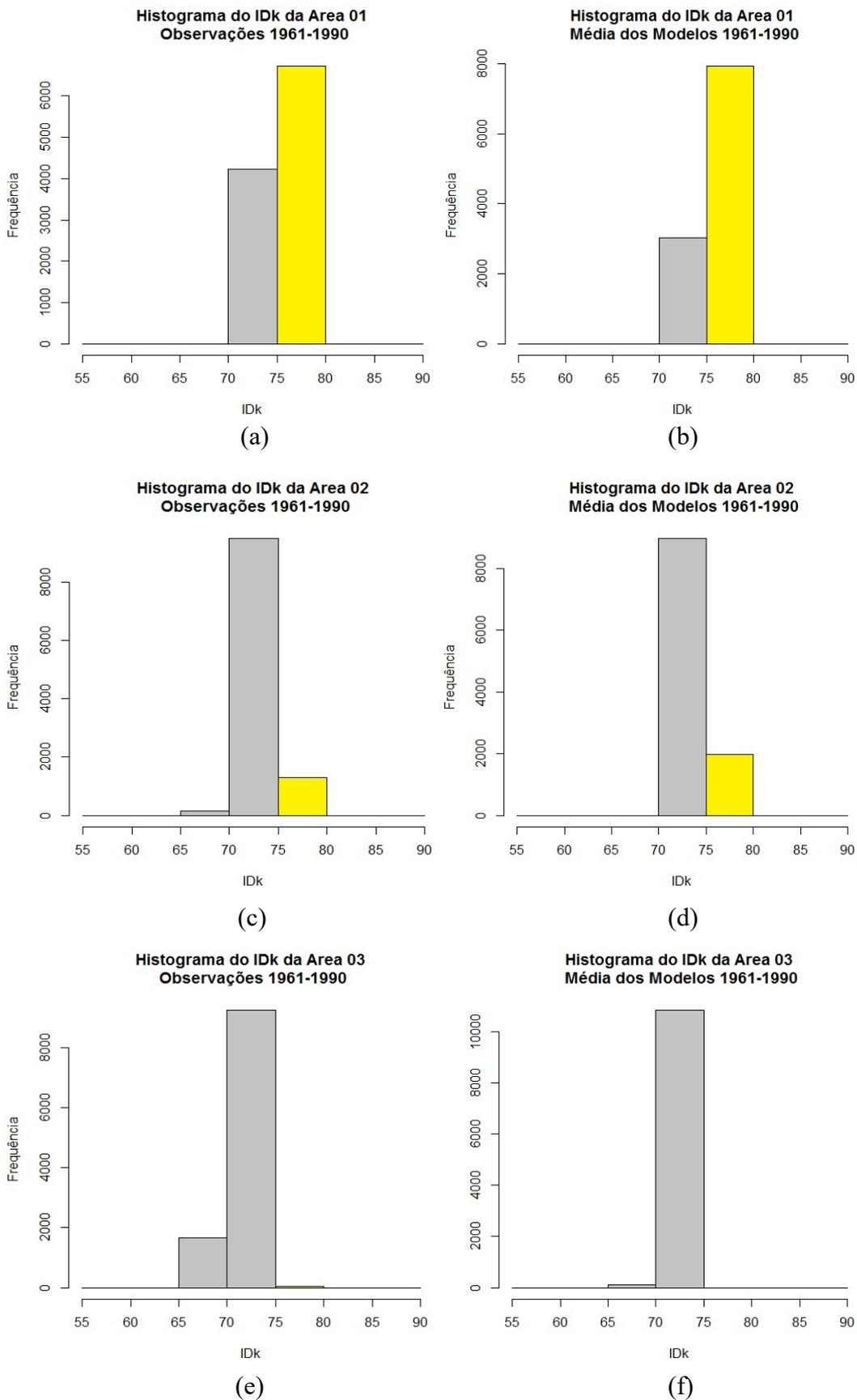
**Figura 1:** Espacialização das correlações diárias e mensais entre observações e simulações a partir da média dos modelos do ID<sub>K</sub> para o período 1961-1990.

A Figura 2 mostra a comparação de histogramas do ID<sub>K</sub> relativo aos dados diários 1961-1990 obtido das observações e da média dos modelos, para as três áreas homogêneas da região Nordeste (Figura 2 do Capítulo 2). Para esses histogramas, a cor azul representaria estresse térmico devido ao frio; a cor verde, representaria desconforto devido ao frio; o cinza representa o conforto térmico; amarelo, desconforto devido ao calor e, por fim, o vermelho representaria o estresse térmico devido ao calor.

Em todos os casos, não foi identificado casos de estresse e desconforto devido ao frio. Para a Área 01, os modelos superestimaram o intervalo de classe do ID<sub>K</sub> de 75 a 80, que representa desconforto devido ao calor, subestimando a faixa confortável.

Para a Área 02, o modelo representou melhor as observações, subestimando menos a faixa confortável e superestimando pouco a faixa de desconforto pelo calor.

Para a Área 03, o resultado da média dos modelos praticamente eliminou a faixa de conforto de 65 a 70, apresentando quase a totalidade dos seus valores na faixa de conforto entre 70 e 75. Em média os modelos representaram bem as condições observadas.



**Figura 3:** Histogramas do registro diário de observações e simulações a partir da média dos modelos do ID<sub>k</sub> para o período 1961-1990.

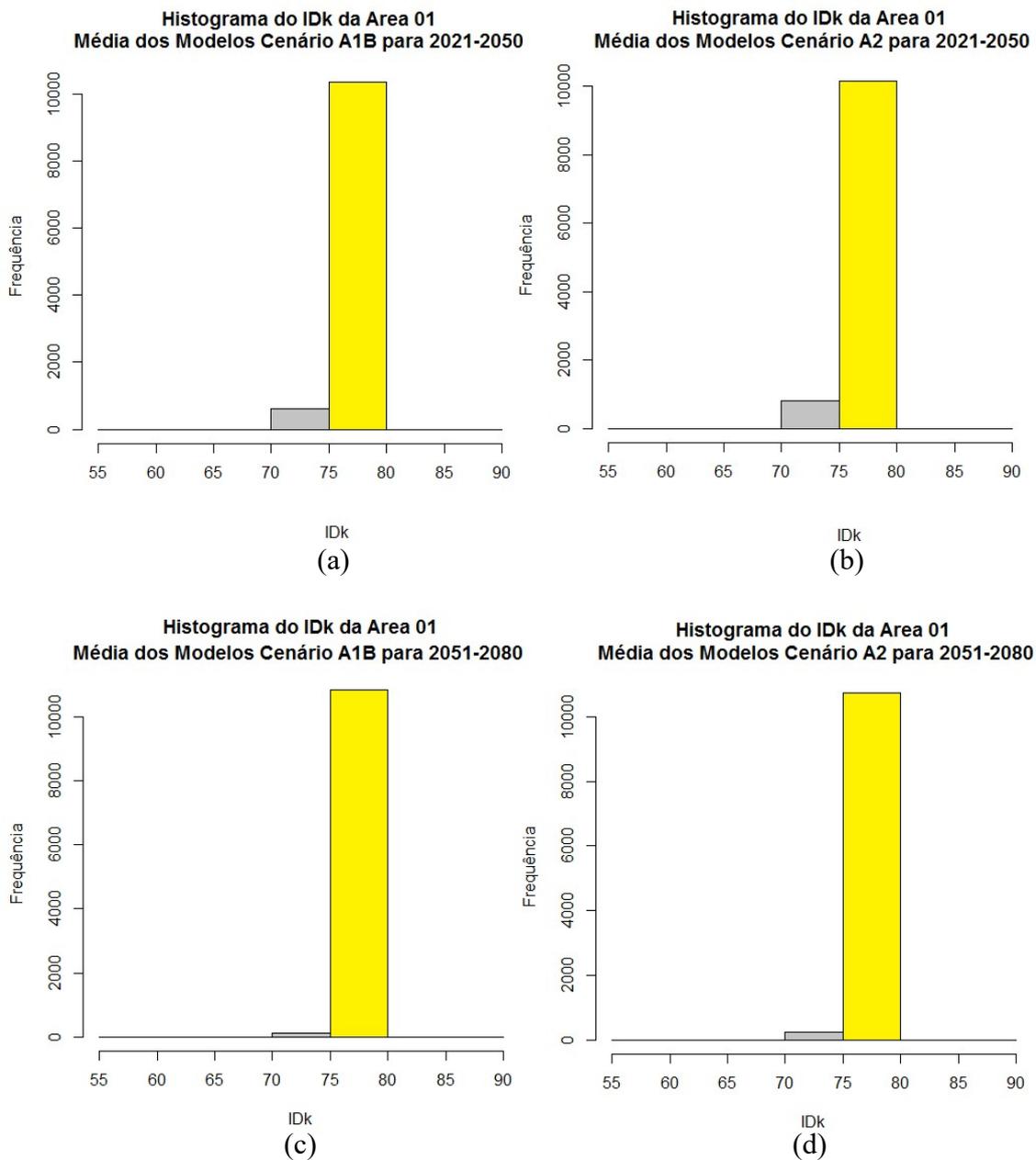
### 3.2. Análise do ID<sub>K</sub> para os cenários futuros

A seguir apresenta-se resultados dos cenários futuros do ID<sub>K</sub> para os cenários A1B e A2 da média dos modelos. Esse período foi decomposto em dois, 2021-2050 e 2051-2080, a fim de melhor compreender quais destes períodos contribuirão mais, segundo os modelos, para as mudanças no comportamento diário das classes do ID<sub>K</sub>.

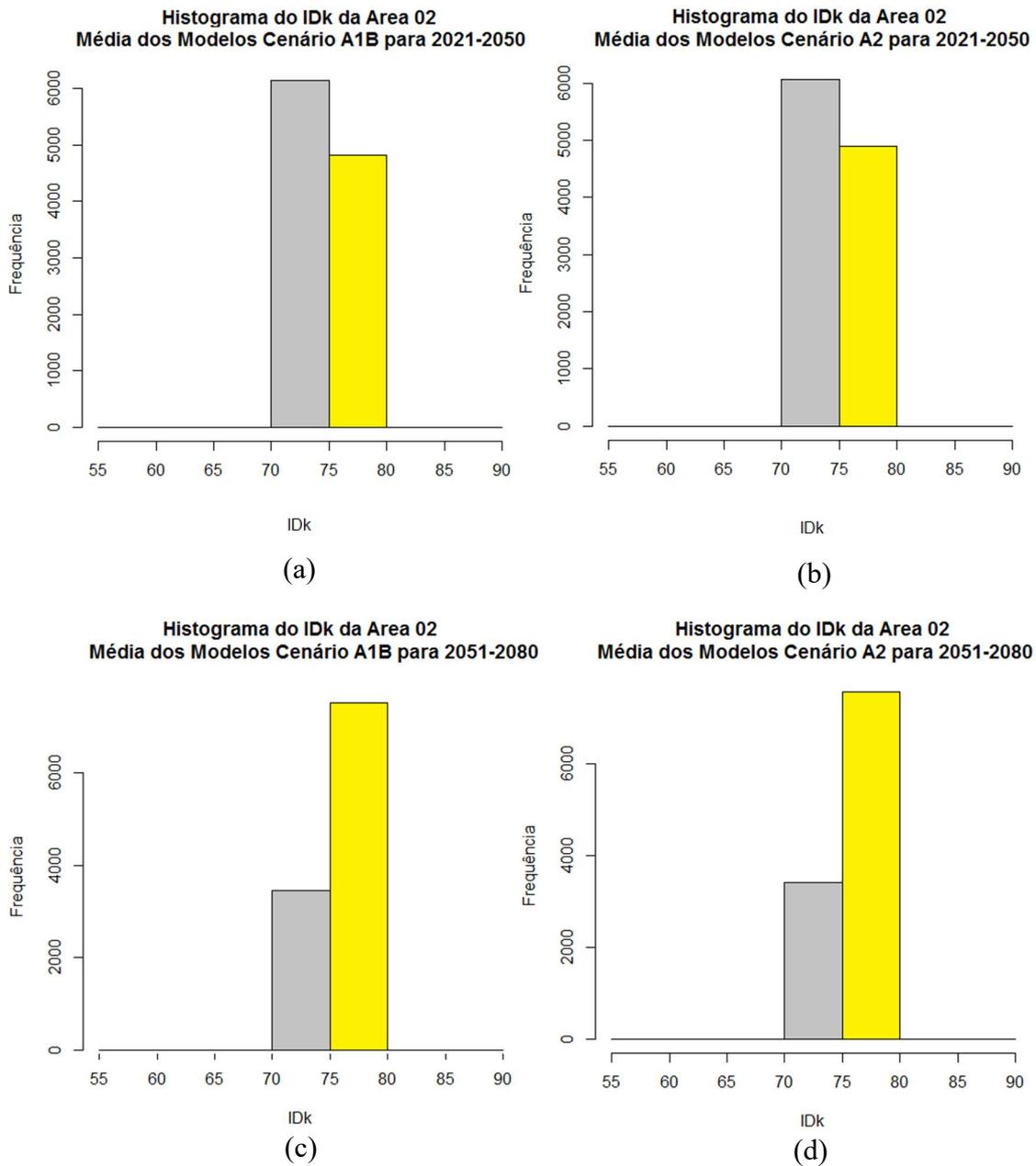
A Figura 4, para a Área 01, mostra cenários de redução significativa dos dias classificados como confortáveis, ou seja, que apresentam o ID<sub>K</sub> entre 60 e 75. No cenário A1B para 2021 a 2050 (Figura 4a) 7,3% dos dias serão considerados confortáveis e 92,7% desconfortáveis (Figura 4b), esse percentual diminui levemente no cenário A2, para 91,8% dos dias com desconforto pelo calor e 8,2% confortáveis. No período 2051-2080, para o cenário A1B (Figura 4c), 98,6% dos dias serão desconfortáveis pelo calor e 1,4% confortáveis, para o cenário A2 (Figura 4d), 97,9% dos dias serão desconfortáveis pelo calor e 2,1% confortáveis.

A Figura 5 mostra que a Área 02 terá no período 2021-2050 mais dias classificados como confortáveis para o cenário A1B (56,1%) do que com desconforto pelo calor (43,9%), números semelhantes do cenário A2, 55,4% para confortáveis e 44,6% para desconfortáveis pelo calor (Figuras 5a e 5b). No período 2051-2080 a situação se inverte, com predomínio de dias com desconforto pelo calor para os dois cenários: 68,5% dos dias no cenário A1B e 68,9% no cenário A2 (Figuras 5c e 5d).

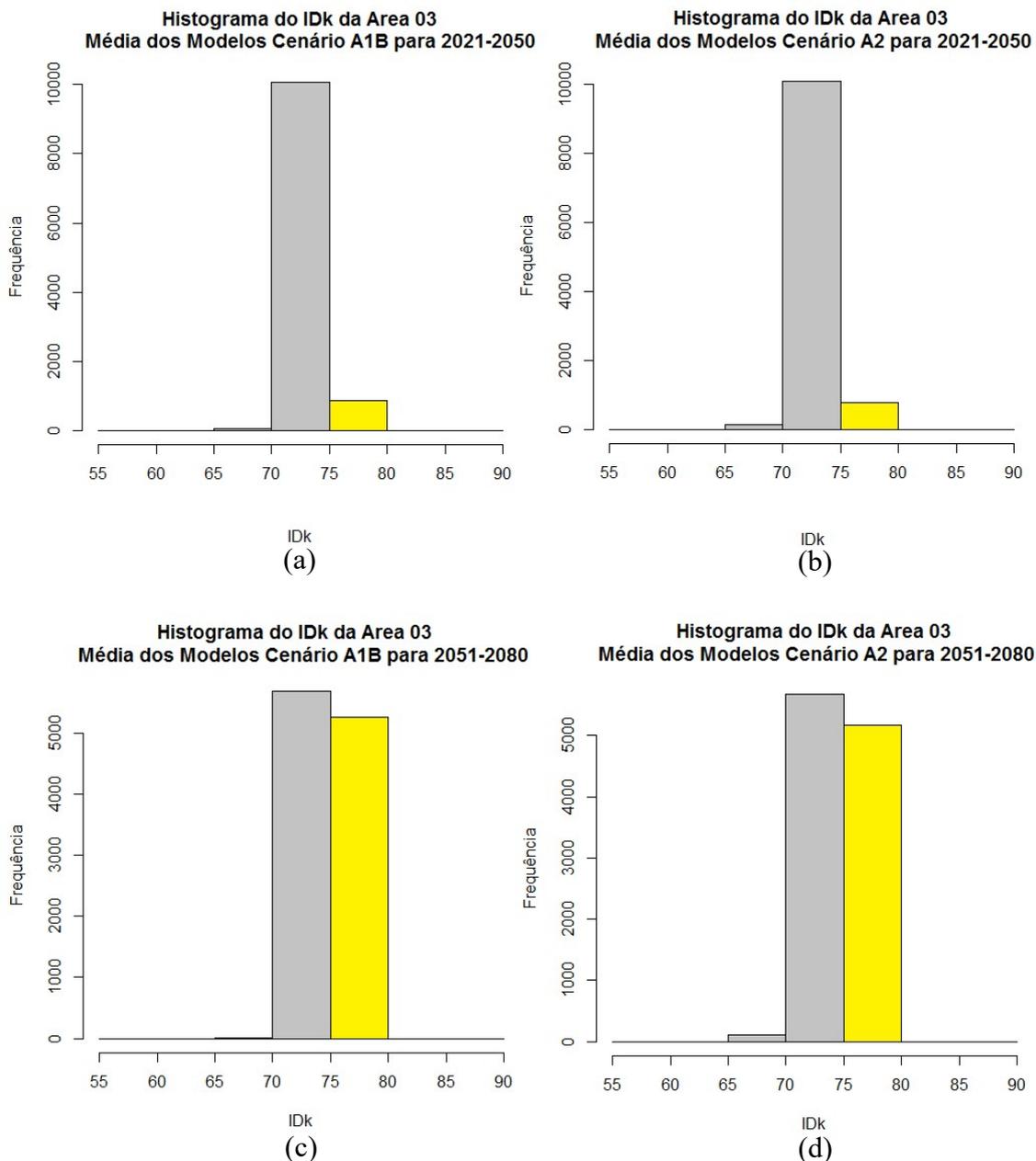
A Figura 6 mostra para a Área 03 um aumento no percentual de dias com desconforto pelo calor no período 2021-2050, da ordem de 7,7% para o cenário A1B e 6,9% para o cenário A2 (Figuras 3a e 3b). Esses percentuais aumentam significativamente para o período 2051-2080, atingindo 48,1% dos dias com desconforto pelo calor para o cenário A1B e 47,2% para o cenário A2. Há de se considerar que no período 1961-1990, a quantidade de dias nas observações com desconforto pelo calor não ultrapassava 1% (Figura 3c e 3d), e que os modelos sequer simularam dias com desconforto pelo calor.



**Figura 4:** Histogramas dos cenários futuros da classificação do ID<sub>K</sub> diário para os períodos de 2021-2050 dos cenários A1B (a) e A2 (b) e 2051-2080 para os cenários A1B (c) e A2(d), a partir dos resultados dos modelos para a Área 01.



**Figura 5:** Histogramas dos cenários futuros da classificação do ID<sub>K</sub> diário para os períodos de 2021-2050 dos cenários A1B (a) e A2 (b) e 2051-2080 para os cenários A1B (c) e A2(d), a partir dos resultados dos modelos para a Área 02.



**Figura 6:** Histogramas dos cenários futuros da classificação do ID<sub>K</sub> diário para os períodos de 2021-2050 dos cenários A1B (a) e A2 (b) e 2051-2080 para os cenários A1B (c) e A2(d), a partir dos resultados dos modelos para a Área 03.

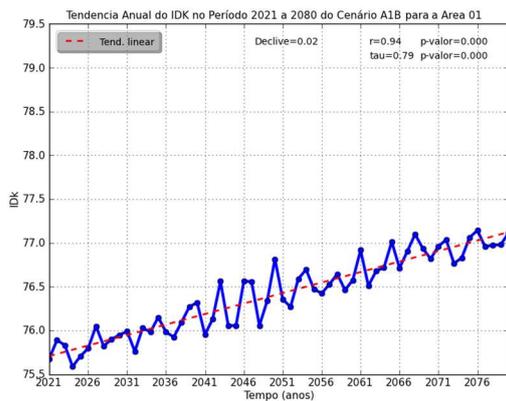
### 3.3. Tendências do ID<sub>K</sub> de 2021 a 2080

A partir dos dados diários do ID<sub>K</sub> obtidos da média dos modelos, foram compostos valores anuais do índice, a fim de detectar tendências, e se essas seriam estatisticamente significantes, do ponto de vista da regressão linear e pelo método de Mann-Kendall. O teste de significância estatística da regressão linear é conseguido a partir do *p-valor* para o coeficiente angular da reta de tendência estimada. Pelo teste não

paramétrico de Mann-Kendall, a tendência é estimada do cálculo de duas curvas, denominadas, respectivamente, de curva direta  $U_i$  e curva retrógrada  $U'_i$ . A tendência é significativa quando a curva  $U(t)$  excede o limiar superior a 5% ou  $[U_i] > 1,96$ , suportada pela estimativa do  $p$ -valor, proveniente do teste  $t$  de Student. Na reta de tendência linear obtém a correlação ( $r$ ) entre os valores e o tempo e no caso do teste de MK essa correlação é estimada pelo coeficiente  $tau$  ( $\tau$ ) de Kendall.

A Figura 7 mostra, para os cenários A1B (esquerda) e A2 (direita), para as Áreas 01 (painel superior), 02 (painel central) e 03 (painel inferior), a distribuição anual do  $ID_K$ . É mostrada, apenas, a reta de tendência linear. No entanto, os valores de  $r$  e  $\tau$  aparecem no canto superior direito das Figuras, juntamente com o  $p$ -valor.

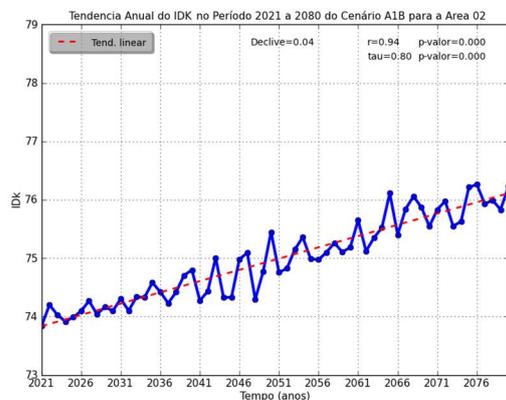
Para todos os cenários das três áreas, percebe-se tendência crescente dos valores do  $ID_K$ . Essa tendência é mais acentuada para o período 2051-2080. Em todos os casos, o  $p$ -valor para a regressão linear e para MK foi de 0,000, representando uma tendência de aumento de extrema significância estatística.



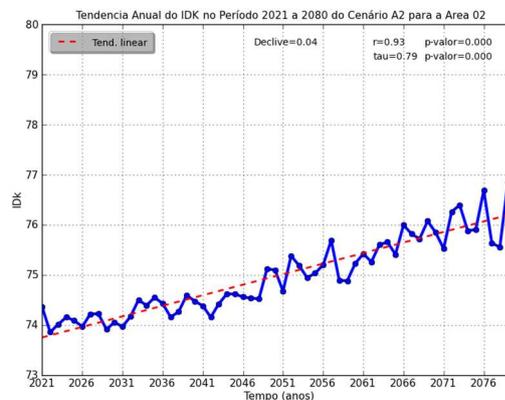
(a)



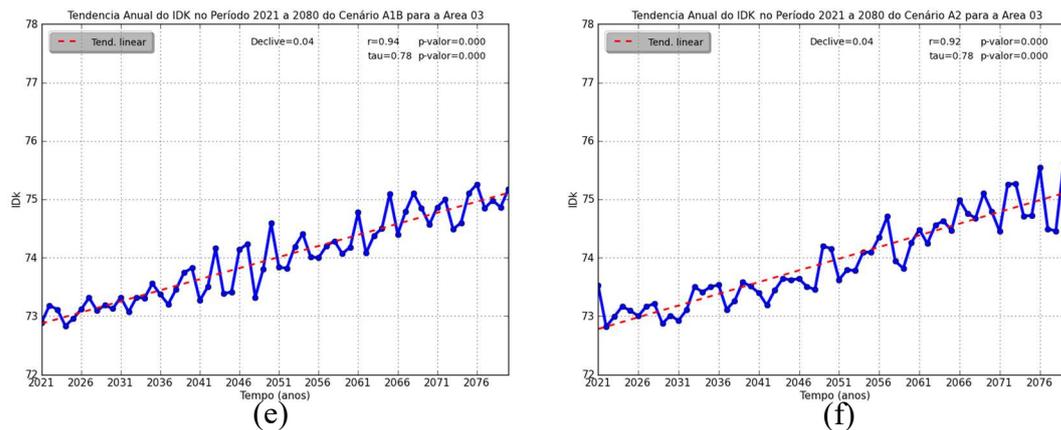
(b)



(c)



(d)



**Figura 7:** Gráficos da tendência do  $ID_K$  anual, entre 2021 e 2080 para os cenários A1B (a) e A2 (b) para a Área 01, A1B (c) e A2 (d) para a Área 02 e A1B (e) e A2 (f) para a Área 03.

#### 4. CONCLUSÕES

Neste estudo, cenários futuros de mudanças climáticas foram empregados para avaliar a tendência futura de um índice que mede o grau de conforto/desconforto térmico das pessoas em relação ao seu meio ambiente, utilizando em seu cálculo dados de temperatura média e temperatura do ponto de orvalho, o  $ID_K$ .

Como resposta a um panorama de redução das precipitações no largo prazo, entre 2021 e 2080, e de aumento das temperaturas, três áreas da região Nordeste foram analisadas. A Área 01, mais ao norte da região, a Área 02 no setor leste e a Área 03, no centro-oeste do Nordeste.

Os modelos simularam bem os valores de  $ID_K$  para o período de referência 1961-1990, a partir do sucesso ao se empregar regressão linear múltipla para obtenção da umidade relativa e consequente temperatura do ponto de orvalho, indispensáveis ao cálculo do índice.

Para as três áreas e para os dois cenários, as projeções são de aumento significativo do número de dias com desconforto pelo calor. Na Área 01, as poucas ocorrências de dias classificados como confortáveis diminuem um pouco mais no período 2051-2080. Para a Área 02, o período 2021-2050 ainda apresenta predominância de dias com conforto, embora bem menos que no período 1961-1990, sendo totalmente superados por dias com predominância de desconforto pelo calor no período 2051-2080. Por fim, a Área 03 é a que apresenta as maiores mudanças, pois no período de referência os dias com desconforto pelo calor não superaram 1% do total,

enquanto este percentual aumenta para aproximadamente 7% na média dos dois cenários no período 2021-2050, e para 48% em média no período 2051-2080.

O valor médio anual dos índices mostra tendência de aumento com extrema significância estatística de 2021 a 2080, seja pela regressão linear, seja pelo teste de Mann-Kendall.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BENISTON, M. The 2003 heat wave in Europe: A shape of things to come? An analysis based on Swiss climatological data and model simulations. **Geophysical Research Letters**, v. 31, L02202, 2004. doi:10.1029/2003GL018857.

HOFFMANN, R. Regressão linear múltipla. In-Análise de Regressão: Uma Introdução à Econometria. Hucitec, São Paulo 2006.

HUNT, B. G. A Climatology of Heat Waves from a Multimillennial Simulation. **Journal of Climate**, v. 20, p. 3802-3821, 2007.

LAMBERTS, R.; XAVIER, A. A de P. Conforto térmico e stress térmico. Laboratório de eficiência energética em edificações. Florianópolis, março, 2002. Disponível em: <http://dec.ufms.br/lade/docs/cft/ap-labee.pdf>. Acessado em: 26/04/2017.

MEEHL, G. A.; TEBALDI, C. More intense, more frequent, and longer lasting heat waves in the 21st century. **Science**, v. 305, 994-997, 2004.

ONO, H.S.P.; KAWAMURA, T.; Sensible climates in monsoon Asia. **International Journal of Biometeorology**, v.35, p. 39-47, 1991.

SANTOS, W. R. T; MELO, M. L. D. Índices de conforto e desconforto térmico humano segundo os cenários climáticos do IPCC. Disponível em [http://www.cbmet2010.com/anais/artigos/446\\_95127.pdf](http://www.cbmet2010.com/anais/artigos/446_95127.pdf). Acessado em: 26/04/2017.

SCHÄR, C.; VIDALE, P. L.; LÜTHI, D.; FREI, C.; HÄBERLI, C.; LINIGER, M. A.; APPENZELLER, C. The role of increasing temperature variability in European summer heat waves. **Nature**, v. 427, p. 332–336, 2004.

STOTT, P. A.; STONE, D. A.; ALLEN, M. R. Human contribution to the European heat wave of 2003. **Nature**, v. 432, p. 610-614, 2004.

TRIGO, R. M.; GARCIA-HERRERA, R.; DIAZ, J.; TRIGO, I. F.; VALENTE, M. A. How exceptional was the early August 2003 heat wave in France. **Geophysical Research Letters**, 32, L10701, doi: 10.1029/2005GL022410, 2005.

VITAL, L. A. B.; MOREIRA, E. B. M.; NOBREGA, R. S. Estimativa de índice de desconforto humano em um transecto no Município de Olinda/PE. **Revista Geonorte**, Edição Especial, v. 2, n. 5, p. 761-772, 2012.

## CAPÍTULO 5

# USO DO SENSORIAMENTO REMOTO NA IDENTIFICAÇÃO DAS ILHAS DE CALOR URBANAS E NA AVALIAÇÃO DO CONFORTO TÉRMICO HUMANO

Rafaela Lisboa Costa<sup>1</sup> e Gustavo Macedo de Mello Baptista<sup>2</sup>

**RESUMO:** O objetivo deste estudo foi identificar ilhas de calor e avaliar o grau de conforto/desconforto térmico em áreas urbanas selecionadas. Utilizou-se imagens dos satélites Landsat 5 e 8, nas bandas do termal, e, como complemento, dados observados de estações meteorológicas presentes nas cidades escolhidas. Para avaliar ilhas de calor e o grau de conforto/desconforto térmico, foi obtida a temperatura de superfície e utilizou-se o Índice de Desconforto de Kawamura ( $ID_K$ ). Por meio das imagens de temperatura de superfície, conseguiu-se identificar as ilhas de calor nessas áreas. Para o  $ID_K$ , apesar desse índice, de forma geral, apresentar a situação de conforto, para algumas áreas foram observados situações de desconforto e estresse térmico devido ao calor, principalmente, no ano de 2016, considerado um dos mais quentes desse século. O uso de dados observados fez-se necessário com o intuito em corroborar com as informações dos satélites.

**Palavras-chave:** temperatura de superfície, Índice de Desconforto de Kawamura, clima urbano.

**ABSTRACT:** The objective of this study was to identify heat islands and to evaluate the degree of thermal comfort / discomfort in selected urban areas. Landsat 5 and 8 satellite images were use in the thermal bands and, as a complement, observed data from meteorological stations present in the chosen cities. In order to evaluate heat islands and the degree of thermal comfort / discomfort, the surface temperature was obtain and the Kawamura Discomfort Index ( $ID_K$ ) was use. By means of surface temperature images, it was possible to identify the heat islands in these areas. For  $ID_K$ , in spite of this index, in general, to present the situation of comfort, for some areas were observe situations of discomfort and heat stress due to the heat, mainly in the year of 2016, considered one of the hottest of this century. The use of observed data was necessary in order to corroborate with the information of the satellites.

**Key words:** surface temperature, Kawamura Discomfort Index, urban climate

## 1. INTRODUÇÃO

As cidades brasileiras seguem uma tendência comum associada ao desenvolvimento dos últimos anos: a expansão urbana, que não se restringe apenas as cidades mais populosas. De acordo com a Organização das Nações Unidas mais da metade da população mundial vive em áreas urbanas, percentual que aumentará para

60% ou mais até 2030, e na América Latina incluindo-se o Brasil este número deve subir, até 2030, para 83% da população (UN, 2008). Dentre os estudos já realizados sobre as incertezas das mudanças climáticas globais, existe, pelo menos, uma certeza sentida pela população: o clima das cidades está mudando. A população dos grandes centros urbanos, principalmente, tem se queixado, ao longo dos anos, que o clima está “mais quente”. De fato, isso pode ser realmente observado nas grandes cidades, devido, aparentemente, ao acelerado processo de urbanização.

O clima urbano é o clima que se processa no ambiente urbano é resultado da combinação entre os fatores geográficos globais, como a latitude e longitude, e os fatores climáticos locais, como a morfologia das ruas, forma e disposição das edificações, arborização dos espaços livres e os materiais que compõem o solo (NEDEL, 2008).

No processo de urbanização observado nas grandes cidades ao longo dos anos, como a supressão da vegetação e a substituição de áreas verdes por asfaltos e prédios, as temperaturas locais sofrem alterações. Esse processo desordenado de crescimento de áreas urbanas, devido ao mau planejamento, tem provocado um fenômeno peculiar, conhecido como Ilhas de Calor Urbanas (BAPTISTA, 2003).

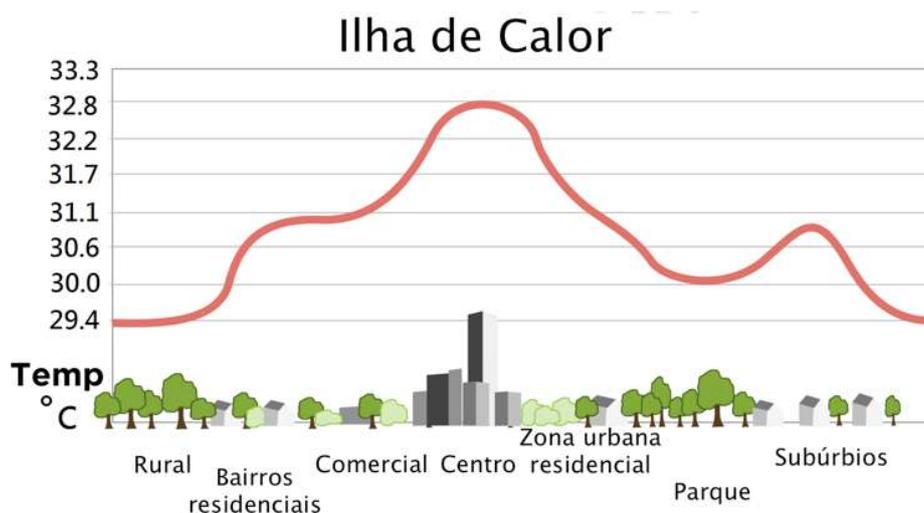
O aumento populacional está diretamente relacionado com mudanças nos usos da terra, fatores que influenciam diretamente o microclima local, provocando impactos no balanço de umidade e modificações no ecossistema (SOUZA e ALVALÁ, 2012). Como consequência da alteração dos microclimas locais, está a formação de ilhas de calor urbanas.

As Ilhas de Calor Urbanas caracterizam-se pela diferença de temperaturas entre a temperatura da superfície ou do ar em uma área urbana e em áreas rurais ou suburbanas vizinhas (ARYA, 2001; FREITAS e DIAS, 2005). O estudo de Lombardo (2005) é um dos pioneiros em analisar as Ilhas de Calor, tendo utilizado sensoriamento remoto para a cidade de São Paulo a partir de dados do satélite NOAA. Seus resultados encontraram diferenças de até 10°C entre a área metropolitana e a vizinhança. A disponibilidade de dados de sensores obtidos a partir de plataformas orbitais permitiu o avanço do uso do sensoriamento remoto para estudos aplicados as IC (TOMLINSON et al., 2011; FREITAS et al., 2011; PENG et al, 2012).

Uma Ilha de Calor urbana se desenvolve, na maior parte das vezes, quando os ventos são fracos. Nessas condições, em algumas grandes áreas metropolitanas o aquecimento relativo da cidade, comparado com seus arredores, pode promover uma

circulação convectiva do ar: ar relativamente quente sobe sobre o centro da cidade e é trocado por ar mais frio e mais denso, convergente nas zonas rurais. A coluna de ar ascendente acumula aerossóis sobre a cidade formando uma nuvem de poeira, ou seja, poluentes, que podem tornar-se muitas vezes mais concentrados sobre uma área urbana que sobre as áreas rurais (FREITAS, 2003).

A diferença entre as temperaturas do ar urbano e rural, também conhecida como força ou intensidade da ilha de calor, é comumente utilizada para medir seu efeito. Essa intensidade varia ao longo do dia e da noite. Pela manhã, a diferença de temperatura entre essas duas áreas é geralmente menor. Ao longo do dia, essas diferenças aumentam à medida que o ar sobre as cidades se aquece. A ilha de calor é, geralmente, mais intensa à noite, uma vez que as superfícies urbanas continuam a liberar calor e diminuem o arrefecimento durante o período noturno. A Figura 1 mostra, de uma forma geral, o perfil do comportamento da temperatura em áreas urbanas e áreas rurais, evidenciando as ilhas de calor.



**Figura 1:** Perfil do comportamento da ilha de calor (Fonte: CORREA, 2006).

Muitos dos fatores relacionados com a formação da Ilha de Calor Urbana incluem o uso de materiais de construção, principalmente concreto e asfalto, assim como metais e vidros. Esses materiais possuem capacidade térmica diferente da cobertura vegetal natural, o que irá resultar em grandes diferenças de temperatura, principalmente, durante a noite, quando a superfície irá liberar maior quantidade de calor para a atmosfera (COMARAZAMY et al., 2007; SOUZA e ALVALÁ, 2012).

Devido ao crescimento populacional e o processo de urbanização, o microclima local é seriamente afetado, com a cidade apresentando, naturalmente, diferenças de temperaturas. Por causa dessa diferença, a população acaba sofrendo certo desconforto com noites muito frias ou dias muito quentes, ou vice e versa. O grau de conforto ou desconforto térmico sentido pelas pessoas deve-se ao efeito conjugado da produção de calor metabólico, de fatores ambientais como a velocidade do vento, temperatura do ar e umidade relativa, entre outros, e também do tipo de vestimenta utilizada pela pessoa (MAIA, 2002; GOUVÊIA, 2006). Um exemplo disso é a definição de conforto estipulada pela ASHRAE (*American Society of Heating Refrigerating and Air-Conditioning Enginners*), norma 55/1994: conforto térmico como “a condição da mente que expressa satisfação com o ambiente externo”.

Tanto os aspectos psicológicos quanto os fisiológicos são influenciados por dois grupos de fatores principais: fatores individuais e fatores ambientais. Compreendem os fatores individuais (o nível de atividade física - metabolismo -, resistência das vestimentas, aclimatação, idade, sexo, entre outros). Os fatores do ambiente que afetam o conforto térmico são a temperatura do ar, umidade do ar, velocidade do vento e temperatura média radiante (MAIA, 2002).

Diante dessas definições, há uma tendência em idealizar que ilhas de calor podem ser melhor identificadas em cidades com extensa área urbana e elevada população (KIM e BAIK, 2004; MIAO et al., 2008; SAJANI et al., 2008; CIVEROLO et al., 2007). Na contramão dessa afirmação, o objetivo deste trabalho foi identificar a evolução e conseqüente presença ou não de ilhas de calor em cinco cidades localizadas na região Nordeste do Brasil, utilizando imagens dos satélites Landsat 5 e 8 para anos selecionados a partir da década de 80, e dados meteorológicos locais para comprovar se há alteração no grau de conforto térmico local.

A escolha dessas cidades se deu pelo fato de apresentarem em determinadas época do ano uma estação seca com pouca ou ausência de nebulosidade na maior parte dos dias, fator que interfere na qualidade dos resultados que se pretende obter via sensoriamento remoto em áreas mais específicas. Dentre as 9 capitais dos Estados da região Nordeste 8 são cidades litorâneas, com presença regular de nebulosidade mesmo fora do período chuvoso. Devido a este fato decidiu-se trabalhar com Teresina, capital do Estado do Piauí por ser a única capital não localizada no litoral, e com quatro cidades dos Estados do Ceará (Quixeramobim), Rio Grande do Norte (Mossoró), Paraíba (Sousa) e Bahia (Vitória da Conquista), pelo fato de se conseguirem imagens de boa

qualidade e sem presença de nebulosidade. Tais cidades também foram selecionadas para esta pesquisa por apresentarem tendências positivas de aumento das temperaturas das suas respectivas estações meteorológicas (Capítulo 1).

## **2. MATERIAL E MÉTODOS**

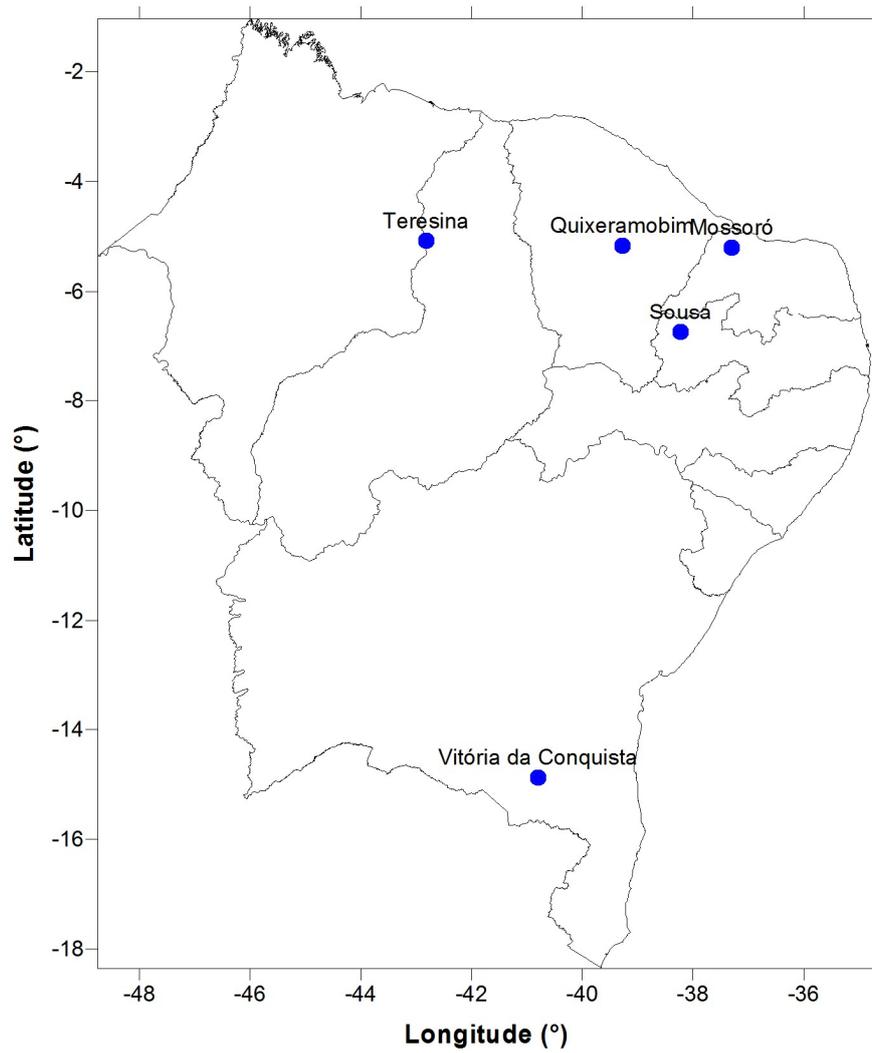
### **2.1. Área de estudo**

A área de estudo desta pesquisa compreende os municípios e respectiva área urbana de Teresina-PI (5,08°S; 42,82°W; 74,4m), Quixeramobim-CE (5,17°S; 39,28°W; 79,5m), Sousa-PB (6,75°S; 38,22°W; 233,1m), Mossoró-RN (5,2°S; 37,3°W; 36m) e Vitória da Conquista - BA (14,88°S; 40,80°W; 874,8m), como mostra a Figura 2.

Todas as cidades selecionadas fazem parte do interior semiárido da região Nordeste. Segundo a classificação de Koppën para as regiões brasileiras, Teresina e Vitória da Conquista possuem a classificação Aw, que significa climas megatérmicos subúmidos cuja principal característica é apresentarem um inverno seco, com pouca precipitação e umidades relativas mais baixas. Quixeramobim, Mossoró e Sousa possuem a classificação Bsw, característica de climas secos semiáridos.

Em Teresina a temperatura e a precipitação média anuais são em média, de 27,1°C e 1393,2 mm/ano, respectivamente. O clima de Mossoró é caracterizado como semiárido quente, com temperatura média anual de 28°C e índice pluviométrico de 787,9 mm/ano, concentrados entre os meses de fevereiro e maio. A mesma característica climática é observada em Quixeramobim, com chuvas concentradas de fevereiro a maio e uma média pluviométrica de 857,7 mm/ano e temperatura média anual de 26,5°C. Em Sousa a taxa de precipitação anual é mais elevada que em Mossoró e Quixeramobim, da ordem de 995,5mm e temperatura média anual de 26,5°C. Vitória da Conquista caracteriza-se por ser entre as cidades selecionadas a de clima mais ameno, devido sua altitude (875m), com temperaturas médias anuais de 22,1°C, com extremos já registrados da ordem de 10°C nos meses mais frios de julho e agosto, sua pluviosidade média anual é de 795,2 mm, com estação seca de maio a setembro (INMET, 2010).

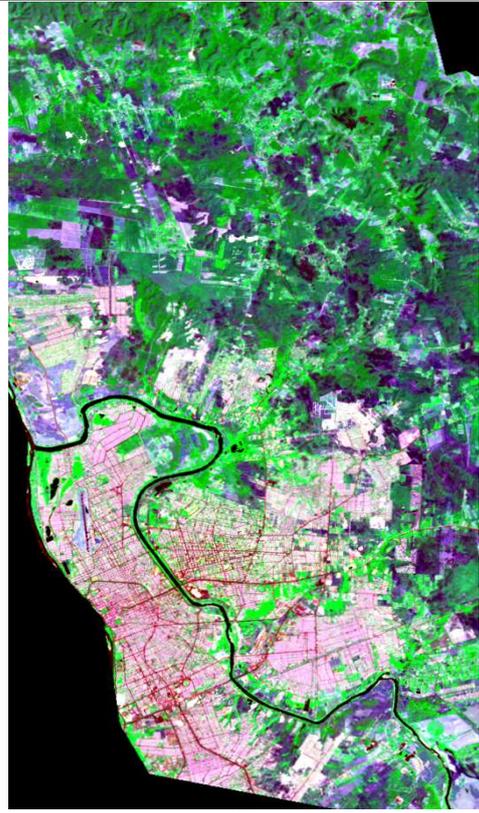
## Distribuição geográfica das cidades pesquisadas



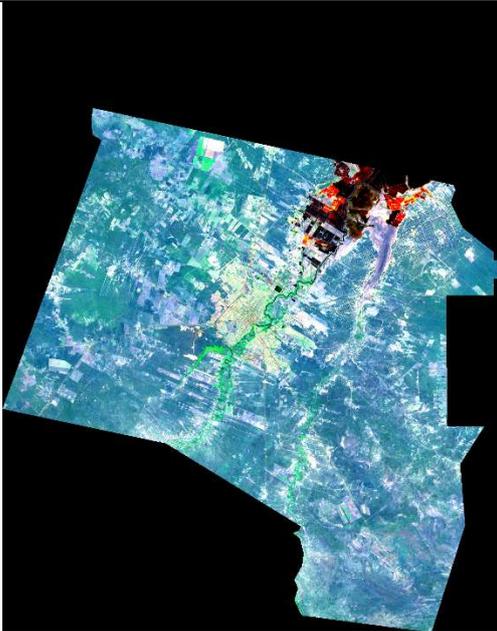
**Figura 2:** Distribuição geográfica dos municípios selecionadas para estudo.



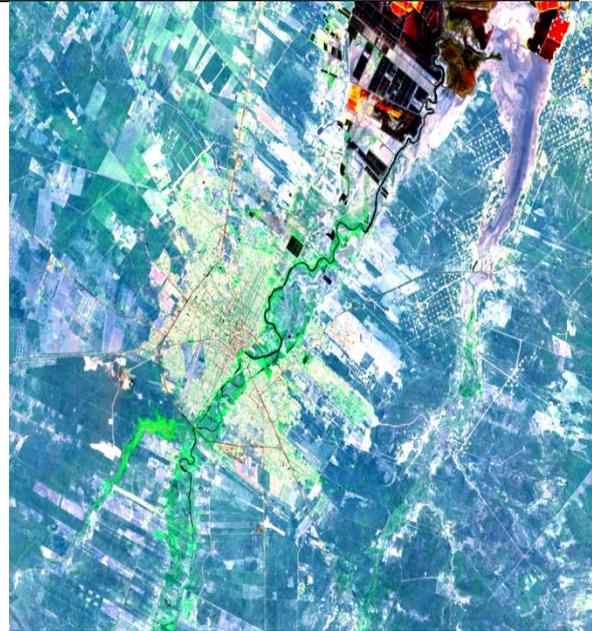
(a)



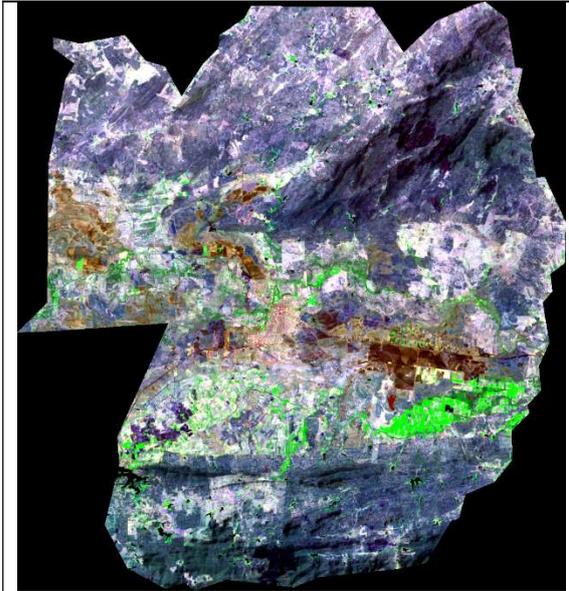
(b)



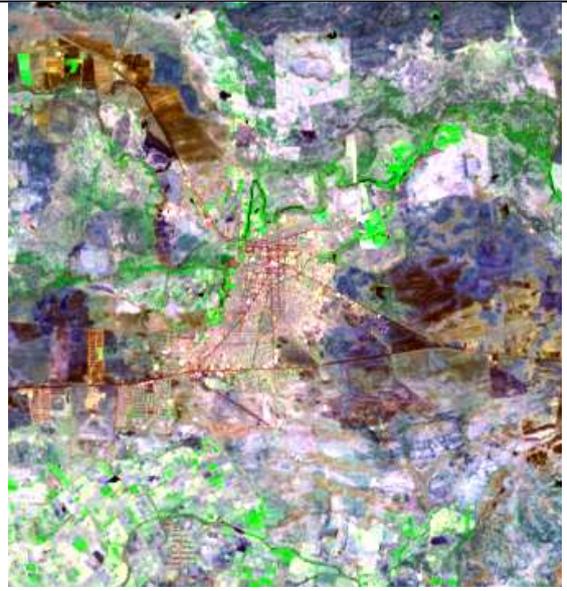
(c)



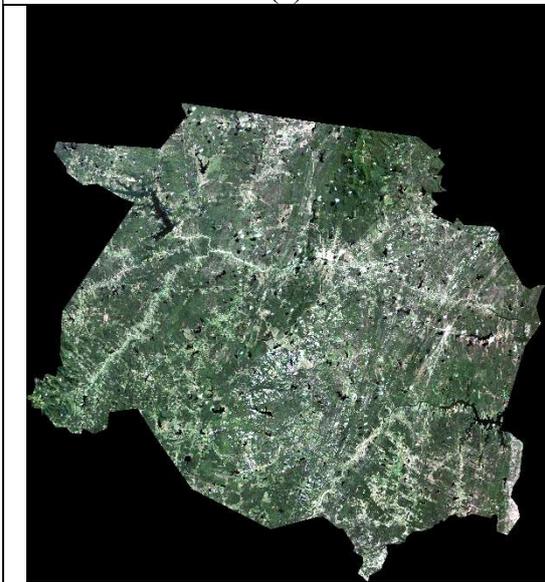
(d)



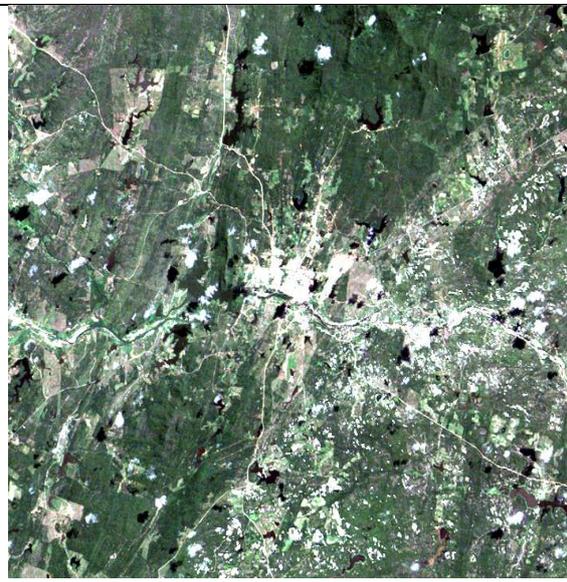
(e)



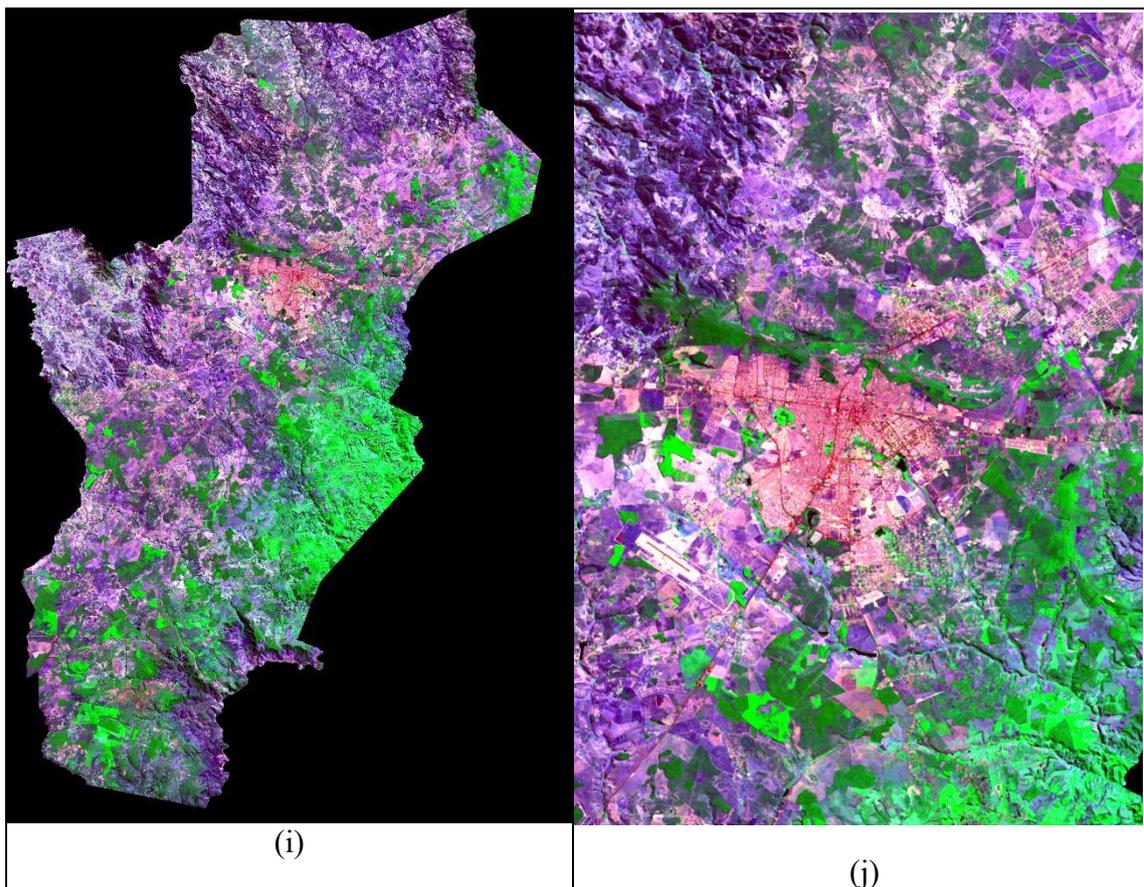
(f)



(g)



(h)



**Figura 3:** Combinação RGB 345 do município de Teresina (PI) (a) e recorte da área urbana (b), combinação RGB 456 do município de Mossoró (RN) (c) e recorte da área urbana (d), combinação RGB 456 do município de Sousa (PB) (e) e recorte da área urbana (f), combinação RGB 456 do município de Quixeramobim (CE) (g) e recorte da área urbana (h), combinação RGB 345 do município de Vitória da Conquista (BA) (i) e recorte da área urbana (j).

## 2.2. Imagens de satélites

Foram utilizadas imagens de satélites do programa Landsat, que consiste em uma série de missões orbitais de observação da Terra gerenciados pela NASA em conjunto com o Serviço Geológico dos Estados Unidos desde 1972 (CAMPBELL, 1987).

As imagens usadas foram do sensor *Thematic Mapper* (TM) do satélite Landsat 5 e do *Thermal Infrared Sensor* (TIRS) do satélite Landsat 8, nas bandas do termal, com o propósito de visualizar os possíveis aumentos nas temperaturas de cada área, ao longo dos anos.

O Landsat 5 possui 7 bandas, sendo 6 com resolução espacial de 30 m, e 1 banda termal com resolução espacial de 120 m. Já o Landsat 8 possui 11 bandas, sendo

duas bandas no comprimento de onda do infravermelho termal, as bandas 10 e 11. Como a análise realizada é diretamente relacionada à temperatura de superfícies quentes, somente foi usada a banda 10 do sensor termal, por ser melhor sensor para esses tipos de alvos, pois, de acordo com a Lei de Wien, ou seja, quanto maior a temperatura do alvo, menor é o comprimento de onda do pico de excitância radiante.

Nessa pesquisa foi obtida, inicialmente, a temperatura da superfície, a fim de averiguar o aumento da temperatura do ambiente urbano em datas selecionadas das décadas de 1980, 1990, 2000 e do ano recente 2016. Com os dados das imagens foi possível calcular também a temperatura do ponto de orvalho para, em seguida, obter os respectivos valores de  $ID_K$  para as cidades selecionadas. Para fins de comparação e validação dos resultados, as séries de dados observados nas estações meteorológicas das cidades foram utilizados para analisar a média anual da temperatura e do  $ID_K$  dos anos das imagens selecionadas para cada cidade.

### 2.3. Índice de Desconforto de Kawamura ( $ID_K$ ) por Imagens de Satélite

O  $ID_K$  foi descrito no item 2.2 do capítulo 3. O mesmo é conseguido pela equação 2 a seguir:

$$ID_K = 0,99 \cdot T + 0,36 \cdot T_d + 41,5 \quad (2)$$

Onde T é a temperatura do ar e  $T_d$  é a temperatura do ponto de orvalho, ambas em °C.

A Tabela 1 mostra a classificação do índice em termos de sensação térmica.

**Tabela 1.** Classificação do Índice de Desconforto de Kawamura (ONO e KAWAMURA, 1991).

Valores do $ID_K$	Sensação Térmica
$ID_K > 80$	Estresse devido ao calor
$75 < ID_K < 80$	Desconforto devido ao calor
$60 < ID_K < 75$	Confortável
$55 < ID_K < 60$	Desconforto devido ao frio
$ID_K < 55$	Estresse devido ao frio

A temperatura do ar (T) é uma expressão usada na meteorologia para traduzir a temperatura reinante em um ponto da atmosfera e a temperatura do ponto de orvalho ( $T_d$ ) é definida como a temperatura à qual o vapor d'água que está em suspensão na atmosfera condensaria sob uma mesma pressão. Os valores de temperatura do ar (T) e temperatura do ponto de orvalho ( $T_d$ ), como visto na equação 2 do capítulo 3, são essenciais para se obter o  $ID_K$ . Já a temperatura do ponto de orvalho ( $T_d$ ) foi obtida seguindo o seguinte processo:

- Inicialmente, estima-se a radiância, através das seguintes equações, tanto para o Landsat 5 (3) como para o 8 (4), respectivamente:

$$L_\lambda = \left( \frac{L_{m\acute{a}x} - L_{m\acute{i}n}}{DN_{m\acute{a}x}} \right) * DN + L_{m\acute{i}n} \quad (3)$$

Onde:

$L_\lambda$  – radiância espectral no topo da atmosfera (TOA) ( $W/m^2 * srad * \mu m$ );

$L_{m\acute{a}x}$  e  $L_{m\acute{i}n}$  – Constantes de calibração para cada banda

$DN_{m\acute{a}x}$  – valor máximo do número digital ( $DN_{m\acute{a}x} = 255$ )

DN – número digital de cada pixel

$$L_\lambda = M_L * Q_{cal} + A_L \quad (4)$$

Onde,

$L_\lambda$  – radiância espectral no topo da atmosfera (TOA) ( $W/m^2 * srad * \mu m$ );

$M_L$  – fator multiplicativo específico da banda;

$A_L$  – fator aditivo específico da banda;

$Q_{cal}$  – imagem em número digital (DN).

- Após o cálculo da radiância, a temperatura do ar (T) é estimada por meio do seguinte processo, de acordo com a equação 2:

$$T = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_\lambda} + 1\right)} \quad (5)$$

Onde,

T – temperatura de brilho (K)

$L_\lambda$  – radiância espectral no topo da atmosfera (TOA) ( $W/m^2 \cdot srad \cdot \mu m$ );

$K_1$  – constante de conversão térmica específica da banda;

$K_2$  – constante de conversão térmica específica da banda.

Como a temperatura é dada em Kelvin, esta deve ser convertida em ( $^{\circ}C$ ), usando a seguinte equação:

$$T(^{\circ}C) = T(K) - 273,15 \quad (6)$$

Diante do que já dito anteriormente, as bandas escolhidas para esta análise foram a banda 6, do Landsat 5, e a banda 10, do Landsat 8. Portanto, os valores das constantes, descritas acima, estão presentes na Tabela 2:

**Tabela 2.** Constantes utilizadas para a conversão da imagem em radiância e em temperatura.

Landsat 5	Landsat 8
$L_{m\acute{a}x} = 15,303$	$M_L = 3,3420e^{-04}$
$L_{m\acute{i}n} = 1,2378$	$A_L = 0,10000$
$K_1 = 607,76$	$K_1 = 774,89$
$K_2 = 1260,56$	$K_2 = 1321,08$

- Para complementar o processo de cálculo do  $ID_K$ , estima-se a pressão parcial do vapor d'água ( $e_a$ ), definida como a pressão do teor de vapor d'água contido no ar, em condições atmosféricas normais. A equação para se obter a pressão parcial do vapor d'água é dada pela equação 7:

$$e_a = 6,1078 * e^{\frac{17,3 * T}{237,3 + T}} \quad (7)$$

- Após obtido a  $e_a$ , calcula-se  $T_d$ , de acordo com a equação (8) descrita abaixo:

$$T_d = \frac{237,3 * \ln\left(\frac{e_a}{e_o}\right)}{\left(17,2688 - \ln\left(\frac{e_a}{e_o}\right)\right)} \quad (8)$$

Onde  $T_d$  é a temperatura do ponto de orvalho ( $^{\circ}\text{C}$ );  $e_a$  é a pressão parcial do vapor d'água (hPa);  $e_o$  é a pressão parcial do vapor d'água quando a temperatura do ar for  $0^{\circ}\text{C}$  = 6,1078 hPa.

Por último, estima-se o  $\text{ID}_K$ , através da equação 2, já descrita anteriormente para as imagens. A Tabela 3 mostra, para cada município, as respectivas datas das imagens dos satélites para processamento das informações relevantes à pesquisa.

**Tabela 3.** Municípios e datas das imagens escolhidas dos satélites Landsat 5 e 8.

<b>Município</b>	<b>Data da Imagem</b>
Teresina (PI)	25/08/1987 ; 18/10/1995 ; 07/07/2010 ; 28/11/2016
Mossoró (RN)	04/08/1987 ; 29/09/1996 ; 15/07/2003 ; 20/09/2016
Sousa (PB)	01/10/1985 ; 20/08/1993 ; 24/09/2000 ; 07/11/2016
Quixeramobim (CE)	23/07/1986 ; 22/06/1998 ; 24/07/2004 ; 26/08/2016
Vitória da Conquista (BA)	26/06/1988 ; 11/08/1993 ; 30/07/2006 ; 10/08/2016

#### **2.4. Dados observados**

Foram usados dados observados de temperatura média e de umidade relativa, necessárias ao cálculo da  $T_d$  e em seguida do  $\text{ID}_K$  dos anos das imagens escolhidas para comparação da temperatura média observada e do  $\text{ID}_K$  nos respectivos anos.

### **3. RESULTADOS E DISCUSSÃO**

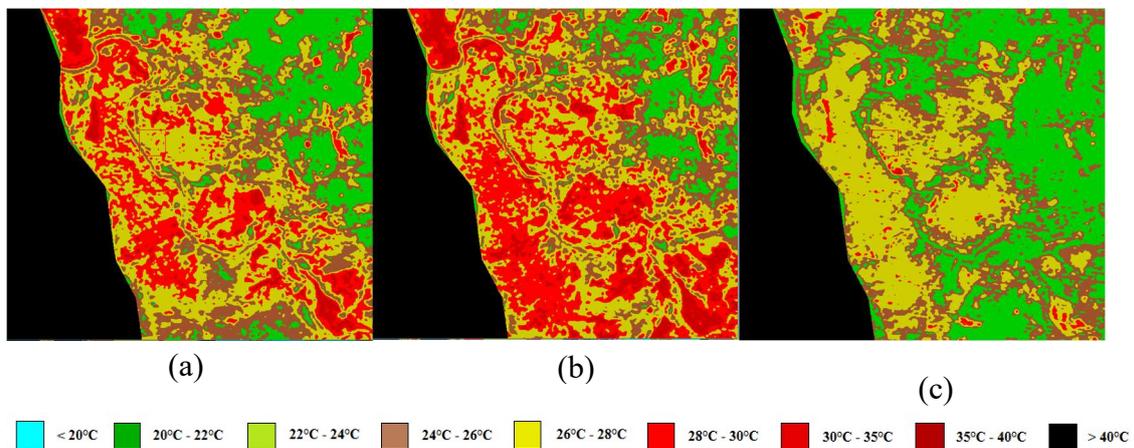
Neste tópico serão apresentados os resultados das análises da temperatura de superfície e do  $\text{ID}_K$  para as respectivas datas selecionadas de cada município.

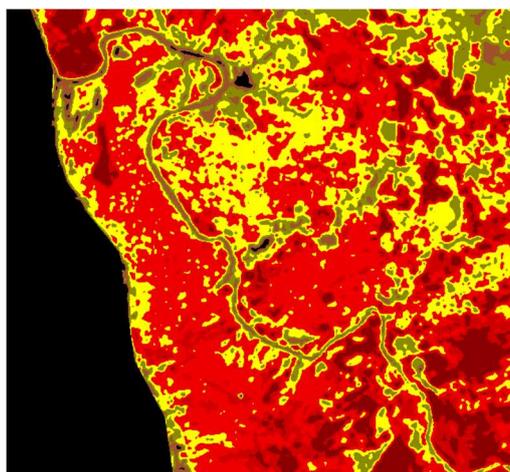
#### **3.1. Temperatura de Superfície**

A temperatura de superfície foi utilizada para diferenciar a temperatura da área urbana em relação as áreas rurais ou suburbanas adjacentes, como forma de identificar a IC. Nessas imagens, quanto mais claro o ponto, maior é a temperatura do pixel.

Em seus estudos, LOMBARDO (2005), BIAS et al. (2003) e BAPTISTA (2002), mostraram que o aumento das áreas urbanas de forma desordenada pode afetar o microclima local, acarretando, principalmente, no aumento da temperatura local. LOMBARDO (2005) afirma que “uma metrópole sem planejamento adequado de uso de solo, com ausência de parâmetros adequados de verticalização e ocupação, sobretudo onde ela cresce a uma velocidade rápida e com poucos recursos técnicos, pode colocar em risco a qualidade de vida dos seus habitantes”.

Teresina (PI) (Figura 4) pode ser considerada um caso clássico de IC urbana, onde a temperatura da área urbana (pixels mais claros) é maior que a área vizinha (pixels mais escuros). Entre as imagens 4a a 4c, obtidas pelo Landsat5, a Figura 4c do ano de 2010 apresenta a melhor discretização da área urbana e consequente ilha de calor. A Figura 4d, obtida pelo Landsat8, também permite identificar a área urbana mais quente que a vizinhança no ano de 2016, e sua diferença em relação as imagens anteriores se dá devido a melhor resolução espacial do satélite.



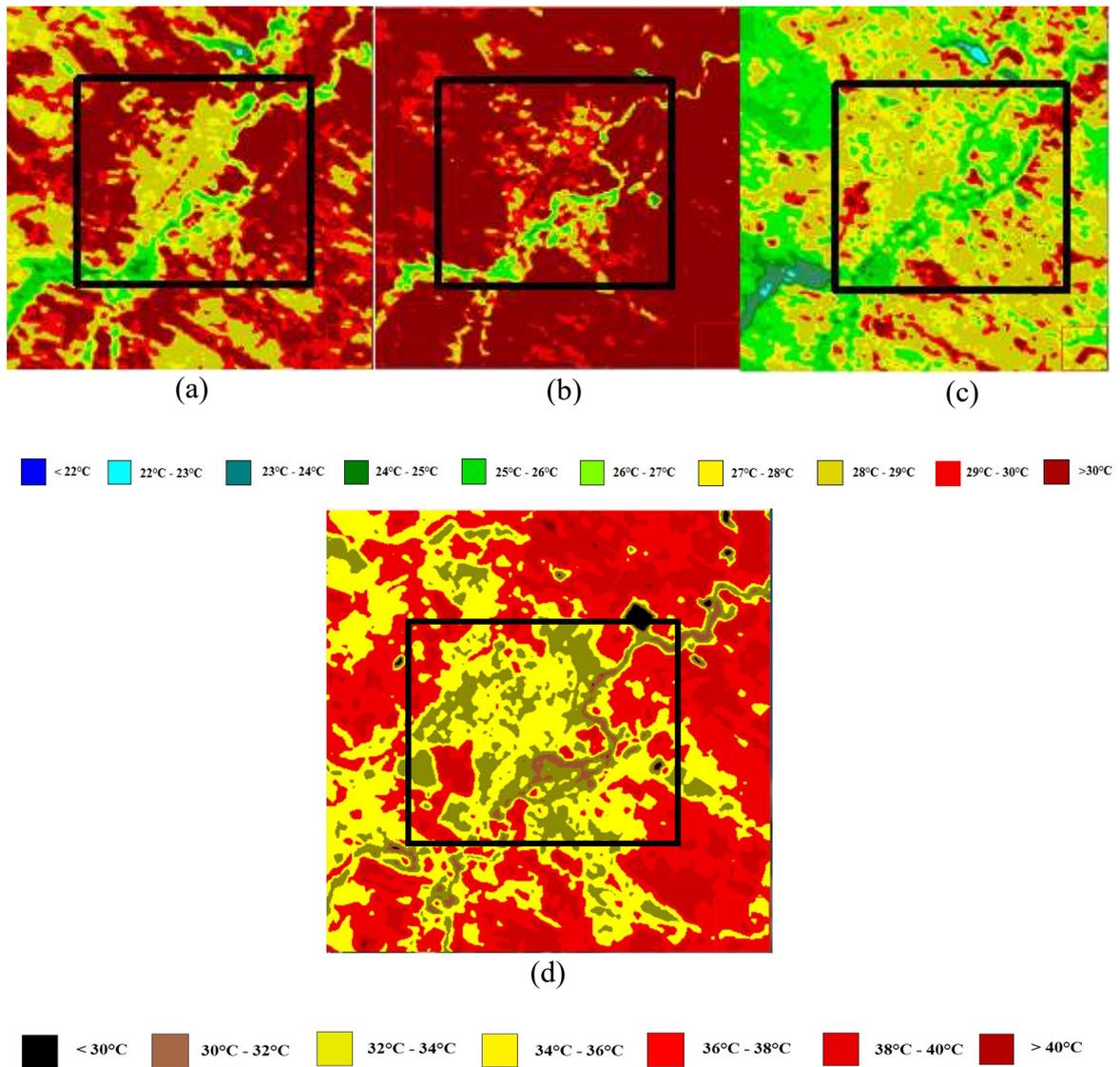


(d)



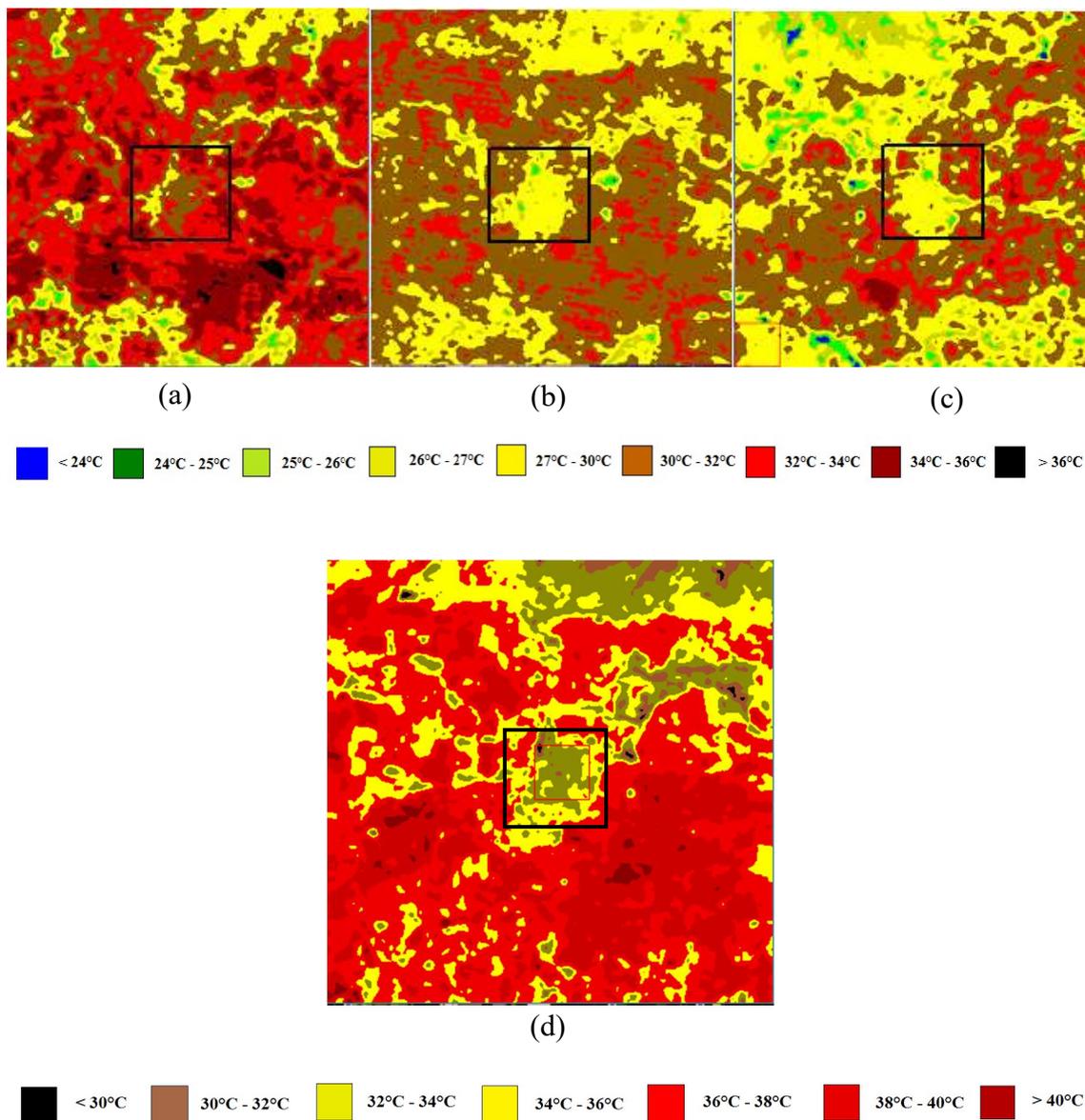
**Figura 4:** Temperatura da superfície de Teresina (PI) para as seguintes datas: (a) 25/08/1987, (b) 18/10/1995, (c) 07/07/2010 e (d) 28/11/2016.

A Figura 5 mostra a sequência de imagens da temperatura de superfície para Mossoró. Para as imagens de 1987 (Figura 5a) e 2003 (Figura 5c), nota-se claramente a predominância de pixels de tonalidades mais claras que o entorno na área do retângulo onde se situa a área urbana, evidenciando a ilha de calor em relação a vizinhança. Nas imagens dos anos de 1996 percebe-se também o efeito da ilha de calor em menor intensidade (Figura 5b). O campo de temperatura da superfície da imagem de 15/07/2003 é a que melhor retrata tanto a área urbana, mais aquecida que o entorno, como a expansão da área urbana em relação aos anos anteriores. Mossoró é considerada uma das cidades mais quentes do semiárido nordestino. Nascimento et al. (2014), mostraram, por meio de imagens do satélite Landsat-5, dos dias 06 de julho de 1994, 06 de julho de 2000 e 31 de julho 2009, que Mossoró sofreu grande crescimento urbano e supressão de áreas verdes, com consequente aumento da temperatura na área urbanizada em relação ao entorno.



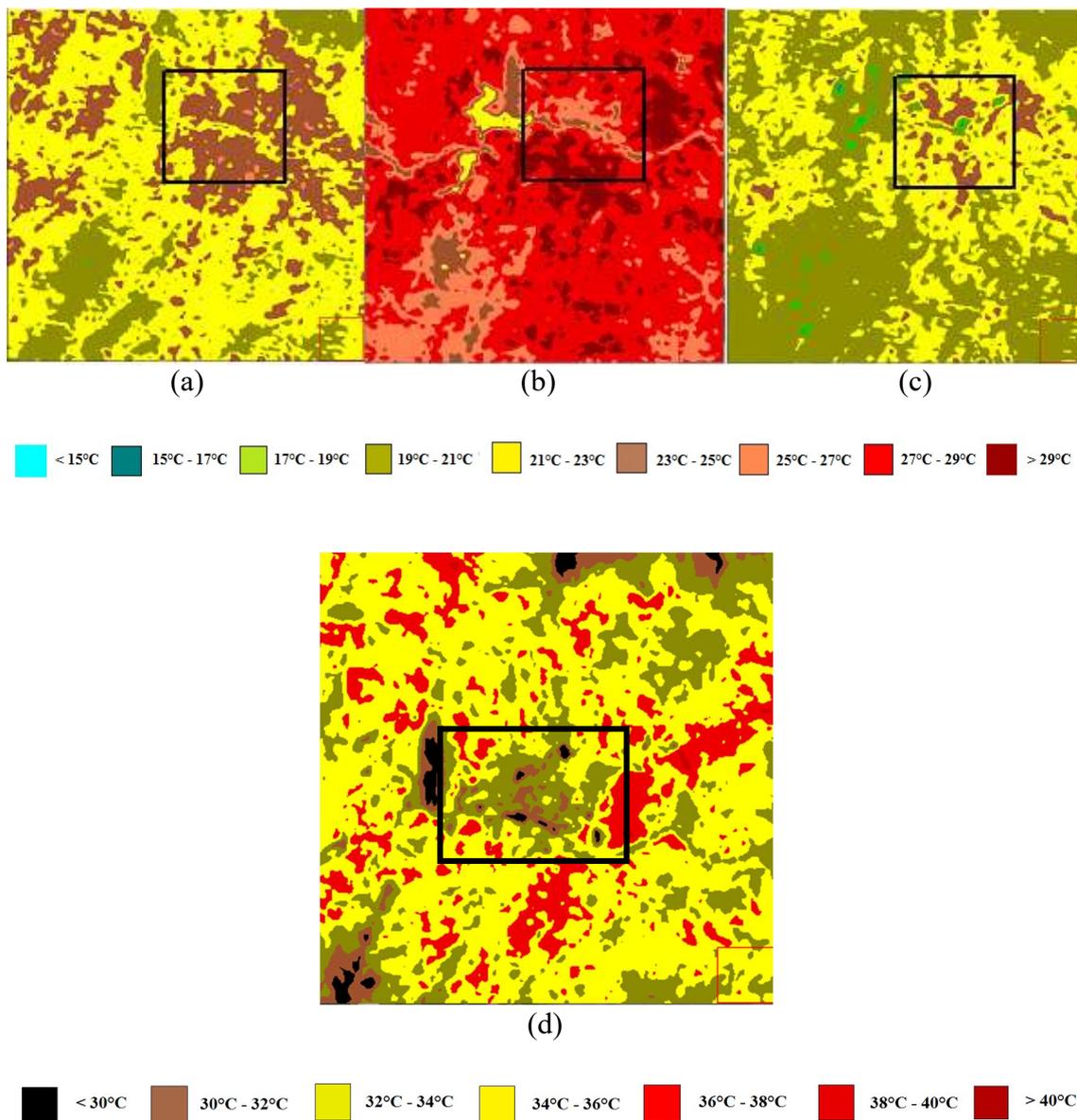
**Figura 5:** Temperatura da superfície de Mossoró (RN) para as seguintes datas: (a) 04/08/1987, (b) 29/09/1996, (c) 15/07/2003 e (d) 20/09/2016.

O mesmo comportamento observado em Mossoró, pode ser observado em Sousa (PB), conforme pode ser visto na Figura 6. As áreas que apresentam temperaturas mais amenas encontram-se ao redor do centro urbano.



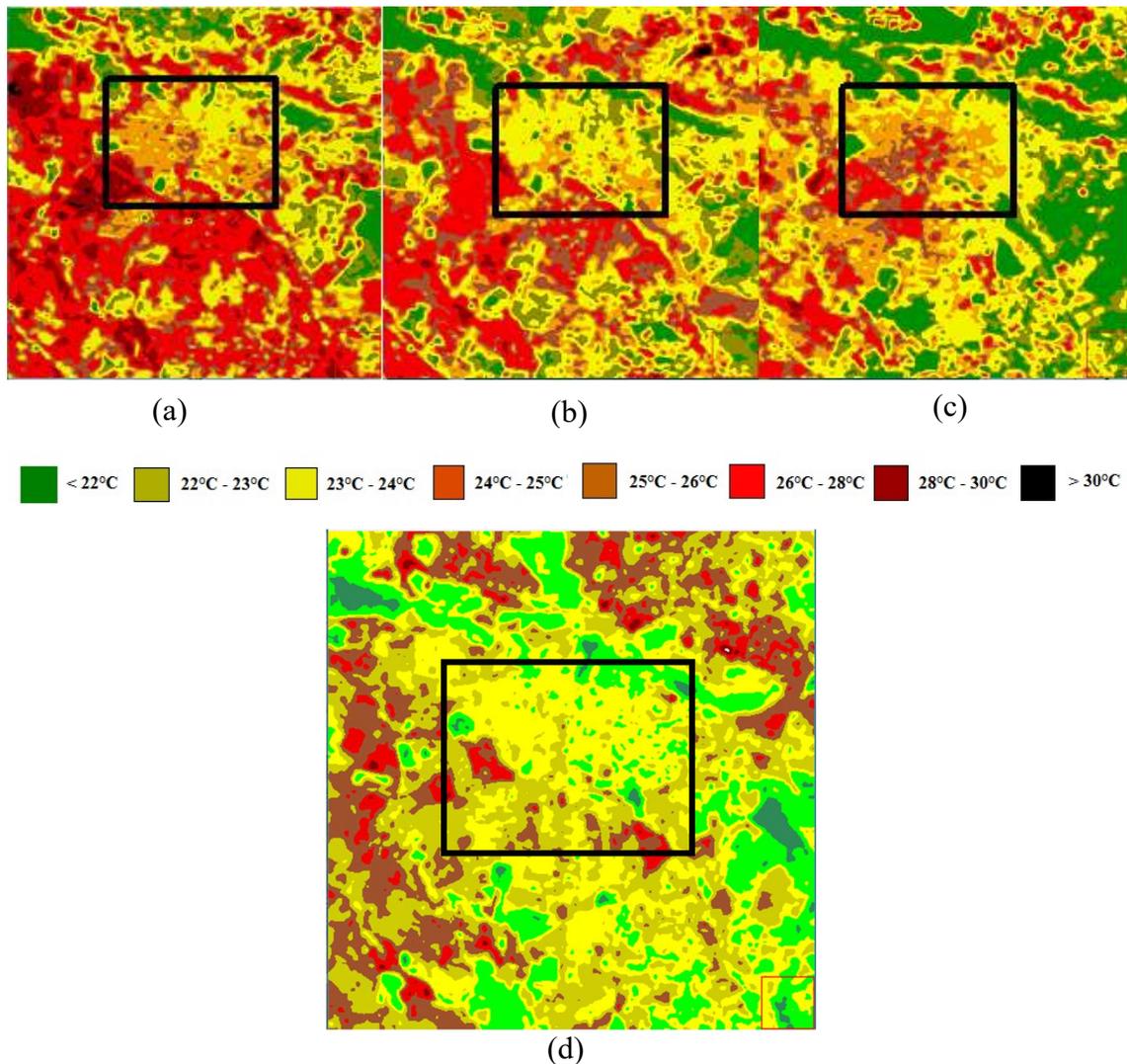
**Figura 6:** Temperatura da superfície de Sousa (PB) para as seguintes datas: (a) 01/10/1985, (b) 20/08/1993, (c) 24/09/2000 e (d) 07/11/2016.

Em Quixeramobim (CE), a área urbana é consideravelmente mais aquecida do que seu entorno na sequência de mapas da Figura 7. Grandes áreas provavelmente vegetadas e com temperaturas mais amenas são vistas em todas as imagens, principalmente nas três primeiras dos anos de 1986, 1998 e 2004 (Figuras 7a, 7b e 7c). Tais resultados permitem inferir que é possível identificar possíveis ilhas de calor não apenas em cidades consideradas de médio a grande porte.



**Figura 7:** Temperatura da superfície de Quixeramobim (CE) para as seguintes datas: (a) 23/07/1986, (b) 22/06/1998, (c) 24/07/2004 e (d) 26/08/2016.

Vitória da Conquista (BA), como já comentado anteriormente, é entre as cidades estudadas a de temperaturas mais amenas devido sua altitude de 875m. Por isso, percebe-se com mais suavidade as diferenças de temperatura, um pouco mais altas que a maior parte do seu entorno, principalmente nas imagens 8a a relativas aos dias 20 de junho e 30 de julho dos anos 1988 e 2006, obtidas com o satélite Landsat 5. A imagem de 10/08/2016 obtida com o Landsat 8 permite perceber além da expansão da área urbana, as temperaturas mais elevadas na mesma em relação à vizinhança mais fria.



**Figura 8:** Temperatura da superfície de Vitória da Conquista (BA) para as seguintes datas: (a) 26/06/1988, (b) 11/08/1993, (c) 30/07/2006 e (d) 10/08/2016.

### 3.2. Índice de Desconforto Térmico ( $ID_K$ )

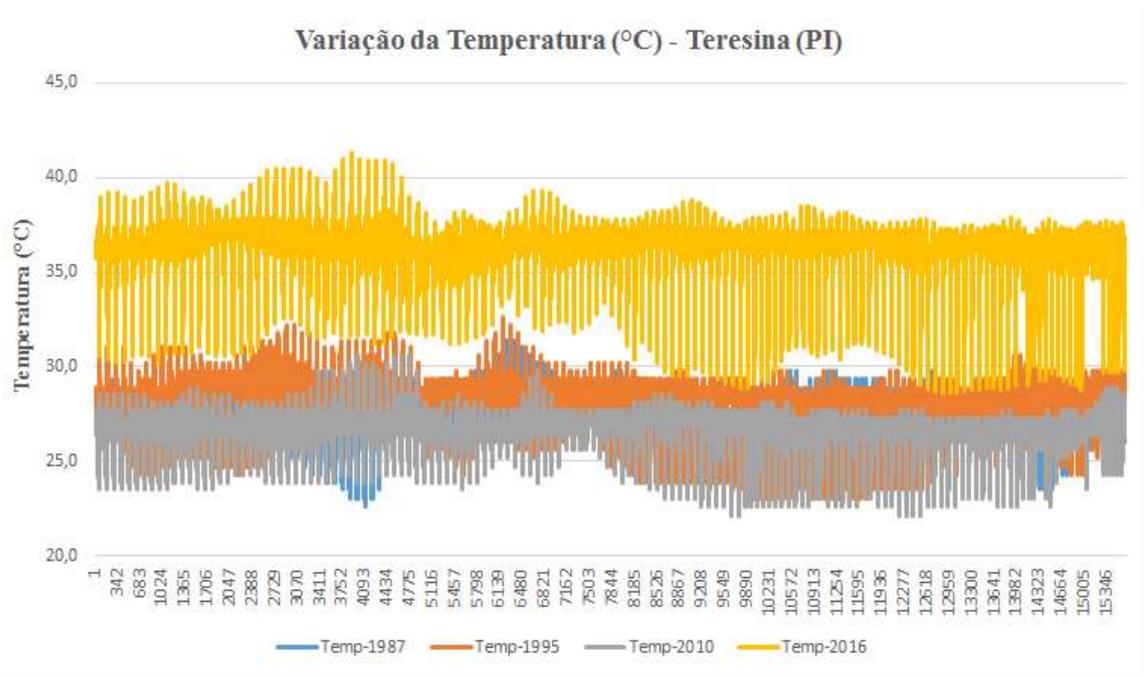
Neste tópico são apresentados os resultados do  $ID_K$  para as cidades em estudo. Para uma melhor avaliação em relação à temperatura e ao  $ID_K$  dessas cidades, foi extraído um ROI (*Region of Interest*) da área urbana de cada município, a fim de uma melhor visualização do comportamento dessas variáveis nas imagens de cada ano selecionado. As regiões de interesse (ROIs) são porções de imagens selecionadas graficamente ou selecionadas por outros meios, como limiar. Os ROIs podem ter forma

irregular e são tipicamente usadas para extrair estatísticas para classificação, mascaramento e outras operações.

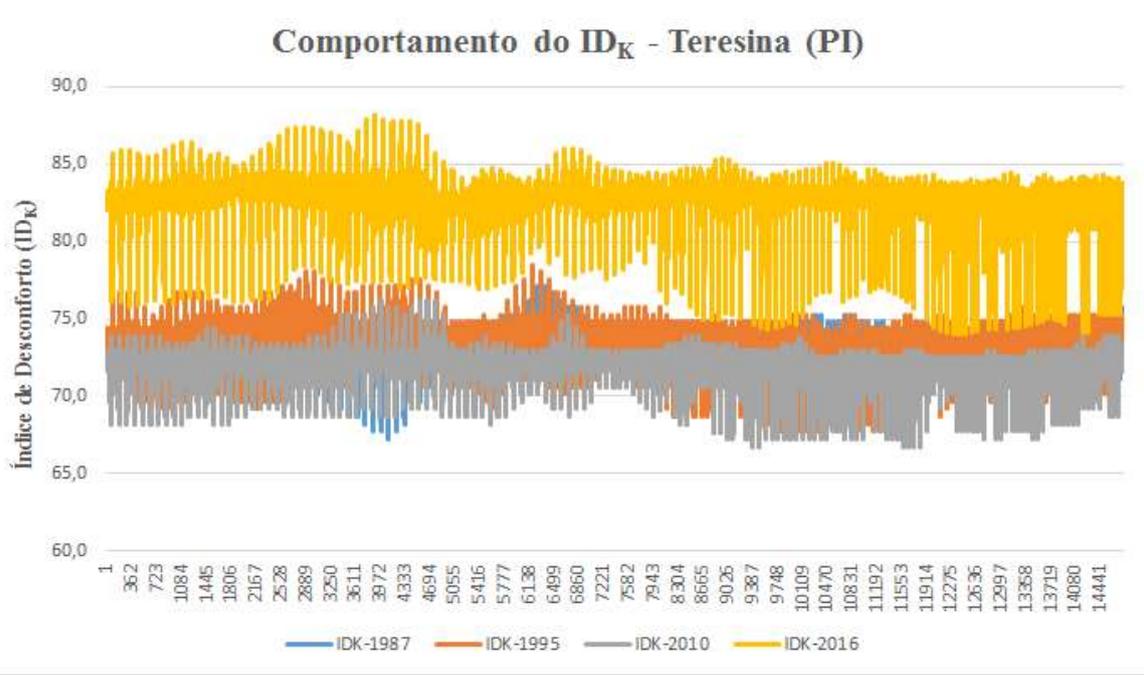
A justificativa em se usar as informações do ROI se dá pela dificuldade em se trabalhar com áreas urbanas, que possuem uma grande diversidade de alvos, principalmente devido à grande distinção de materiais usados na construção civil, incorrendo em grande variedade de albedos (BAPTISTA, 2010). Baptista e Nascimento (2016) inclusive sugerem a utilização das luzes noturnas das cidades como forma de minimização da diversidade de alvos na geração de cenários de crescimento urbano.

Na Figura 9a e 9b estão plotadas a variação da temperatura a superfície e o  $ID_K$  para a área urbana de Teresina. Devido a já comentada grande diversidade de alvos, existe grande variabilidade tanto dos valores da temperatura quanto do  $ID_K$ . Em Teresina observa-se que as temperaturas mais elevadas para a área urbana foram observadas na imagem do ano de 2016, seguido pela imagem do ano de 1987, 1995 e 2010. As temperaturas verificadas em alguns pixels ultrapassam os  $40^{\circ}\text{C}$ . Como a temperatura é a principal variável para o cálculo do  $ID_K$ , a variação do índice nas imagens segue o mesmo padrão observado da temperatura, com o  $ID_K$  superando nos pixels mais quentes o valor 85, que representa intenso estresse pelo calor.

Como trata-se apenas da imagem para um dia de cada um dos quatro anos, nada pode-se dizer em relação à média da temperatura e do índice para cada ano. Por isso foram construídas as Figuras 10a e 10b, que ligam os valores médios da temperatura e do  $ID_K$  para os anos das imagens. Observa-se que há concordância apenas para o ano de 2016, com as maiores médias anuais de temperatura e de  $ID_K$ . O que se observa é uma curva de tendência crescente para as duas variáveis, com 1995 sendo o ano que apresentou as temperaturas mais amenas, assim como para o  $ID_K$ .

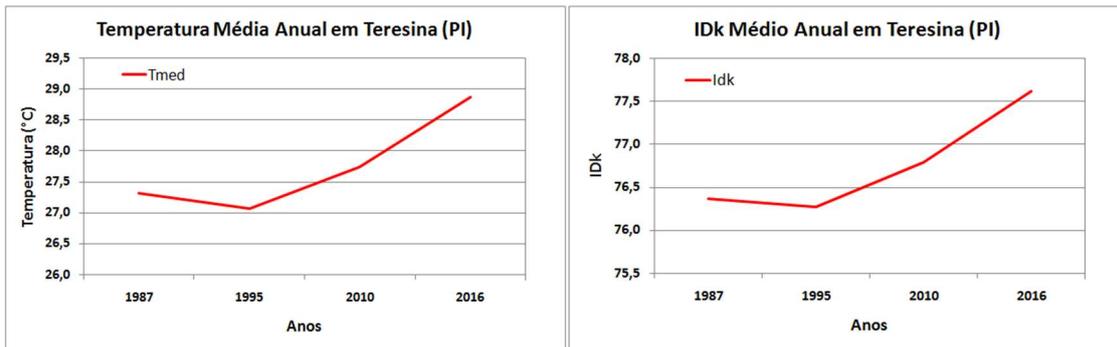


(a)



(b)

**Figura 9:** (a) Variação da temperatura e (b) do ID<sub>K</sub> da área urbana de Teresina (PI) para os quatro anos selecionados.



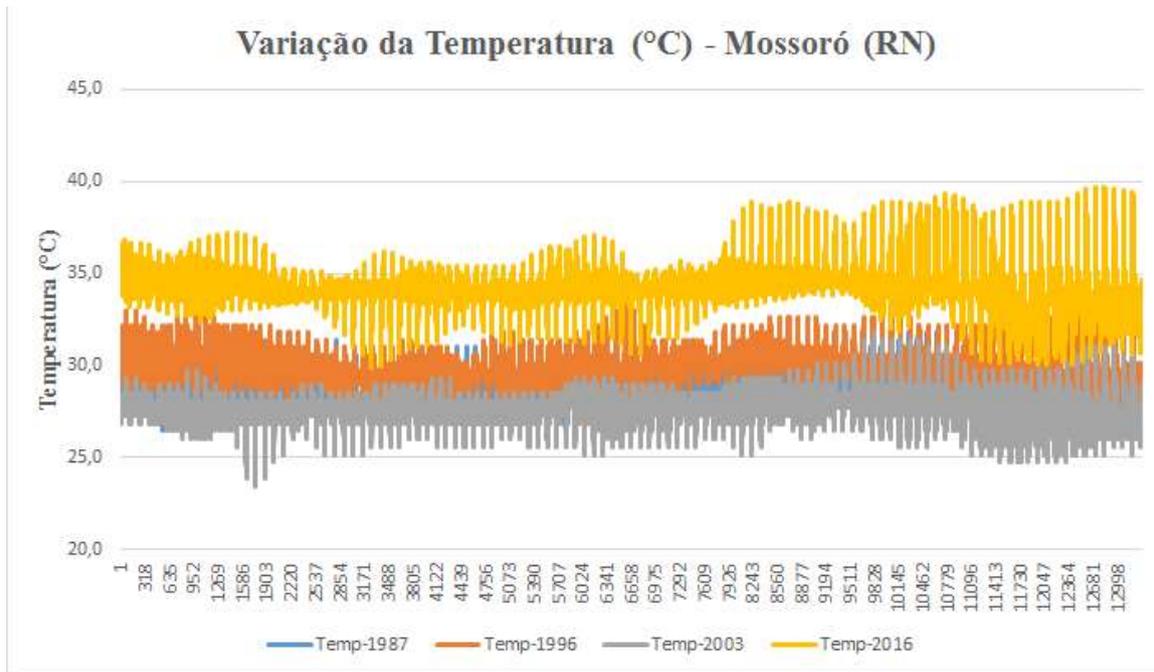
(a)

(b)

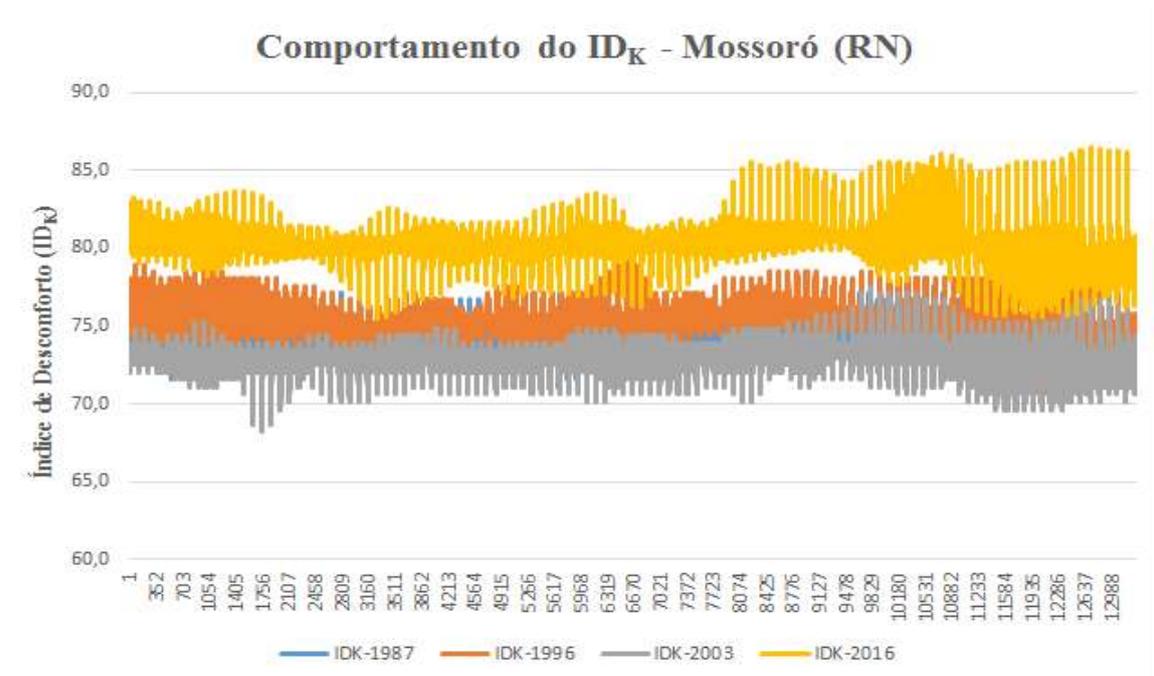
**Figura 10:** (a) Médias anuais da temperatura (a) e  $ID_K$  (b) de Teresina (PI) para os quatro anos selecionados.

Na Figura 11a e 11b são mostradas a variação da temperatura da superfície e o  $ID_K$  para a área urbana de Mossoró. Em Mossoró observa-se que as temperaturas mais elevadas para a área urbana também foram observadas na imagem do ano de 2016, seguido pela imagem do ano de 1987, 1996 e 2003. As temperaturas verificadas em alguns pixels chegam aos  $40^{\circ}\text{C}$ , com o  $ID_K$  superior a 85 nos pixels mais quentes, que representa intenso estresse pelo calor. Para os pixels mais frios o  $ID_K$  atinge valores próximos a 65 ou inferiores, classificados como confortáveis.

As Figuras 12a e 12b mostram os valores médios anuais da temperatura e do  $ID_K$  para os anos das imagens. Observa-se que há concordância apenas para o ano de 2016, com as maiores médias anuais de temperatura e de  $ID_K$ . O que se observa é o ano de 1987 com temperaturas as menores entre os quatro, com aumento em 1996, posterior redução em 2003 e novamente elevação em 2016, mesmo comportamento para o  $ID_K$ .

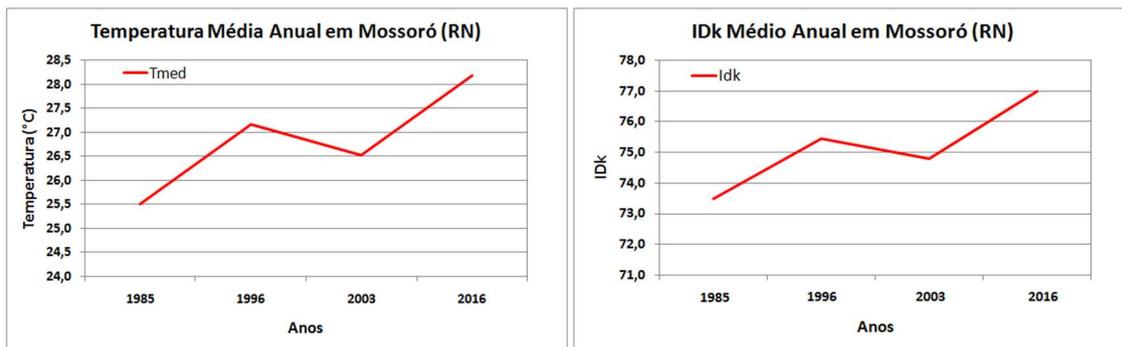


(a)



(b)

**Figura 11:** (a) Variacão da temperatura e (b) do ID<sub>K</sub> da área urbana de Mossoró (RN) para os quatro anos selecionados.



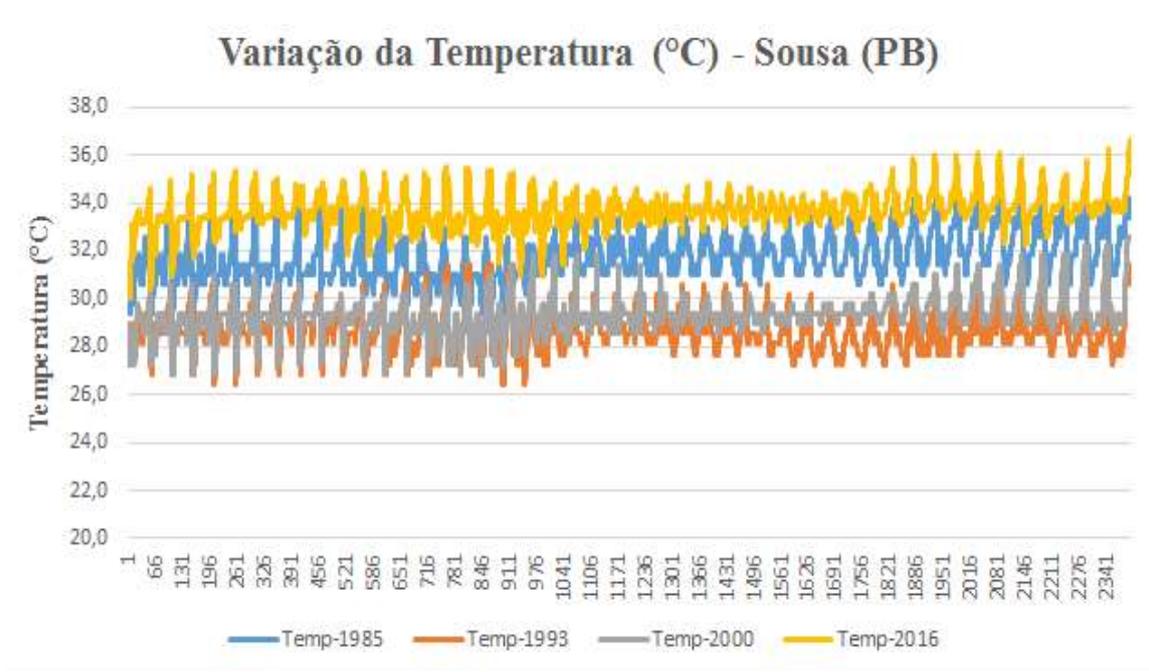
(a)

(b)

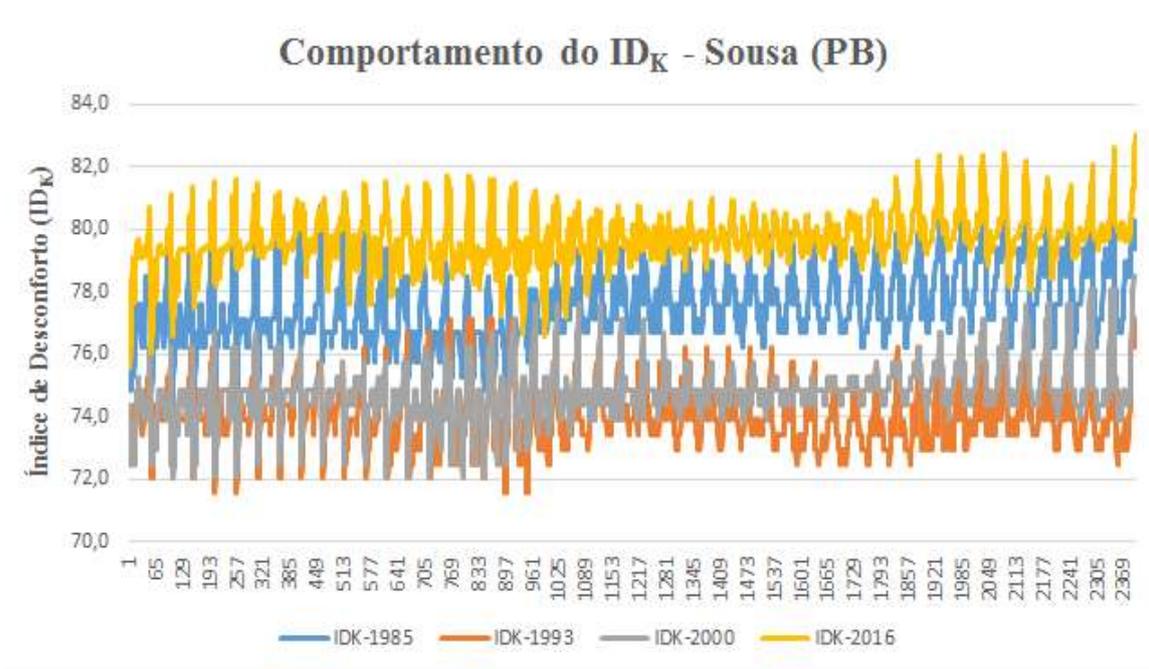
**Figura 12:** (a) Médias anuais da temperatura (a) e  $ID_K$  (b) de Mossoró (RN) para os quatro anos selecionados.

As Figuras 13a e 13b mostram a variação da temperatura da superfície e o  $ID_K$  para a área urbana de Sousa. Devido a sua menor área urbana e conseqüente menor número de pixels, nota-se a menor flutuação dos dados, com as temperaturas mais elevadas para a área urbana sendo observadas nas imagens dos anos de 2016 e 1985, seguido pelas imagens dos anos de 2000 e 1993. As temperaturas verificadas não ultrapassaram os  $40^{\circ}\text{C}$ , com as menores em torno de  $20^{\circ}\text{C}$ . O  $ID_K$  é superior a 85 nos pixels mais quentes e inferior a 65 para os mais frios, predominando a situação de conforto térmico.

A Figura 14a mostra a tendência de aumento das médias anuais de temperatura entre os anos das imagens, da ordem de  $2,5^{\circ}\text{C}$  entre o ano mais "frio" e o ano mais "quente", ou seja entre 1985 e 2016. O comportamento do  $ID_K$  segue o da temperatura, predominando a condição média de conforto (Figura 14b), atingindo a classe de desconforto pelo calor no ano de 2016.

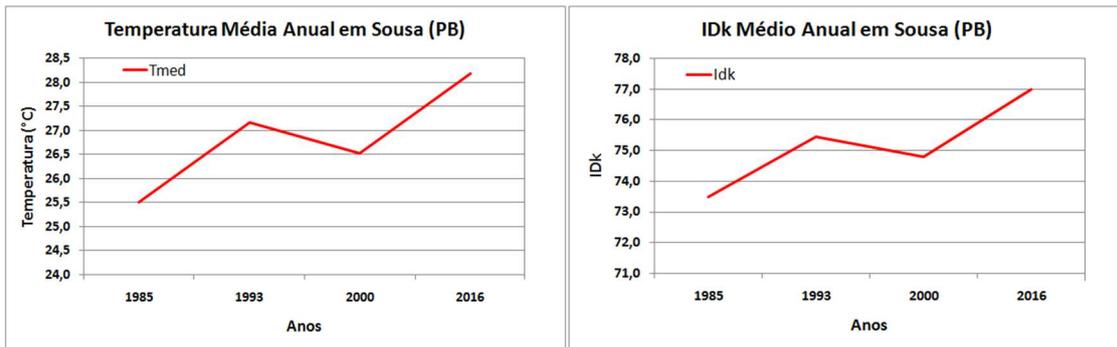


(a)



(b)

**Figura 13:** (a) Variação da temperatura e (b) do ID<sub>K</sub> da área urbana de Sousa (PB) para os quatro anos selecionados.



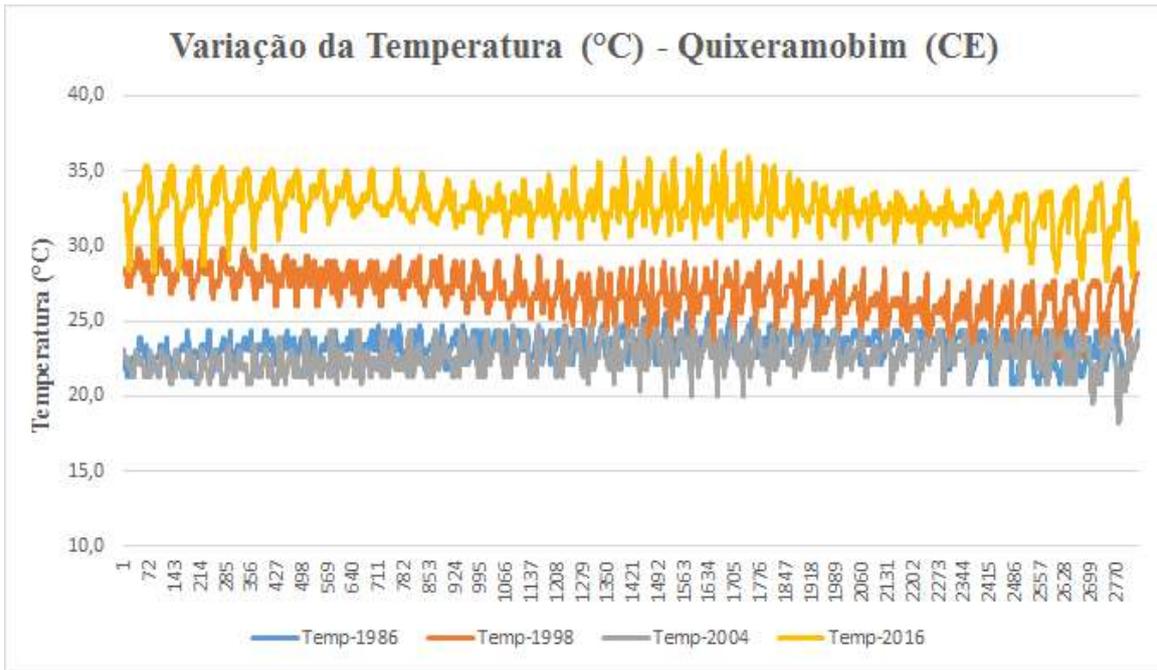
(a)

(b)

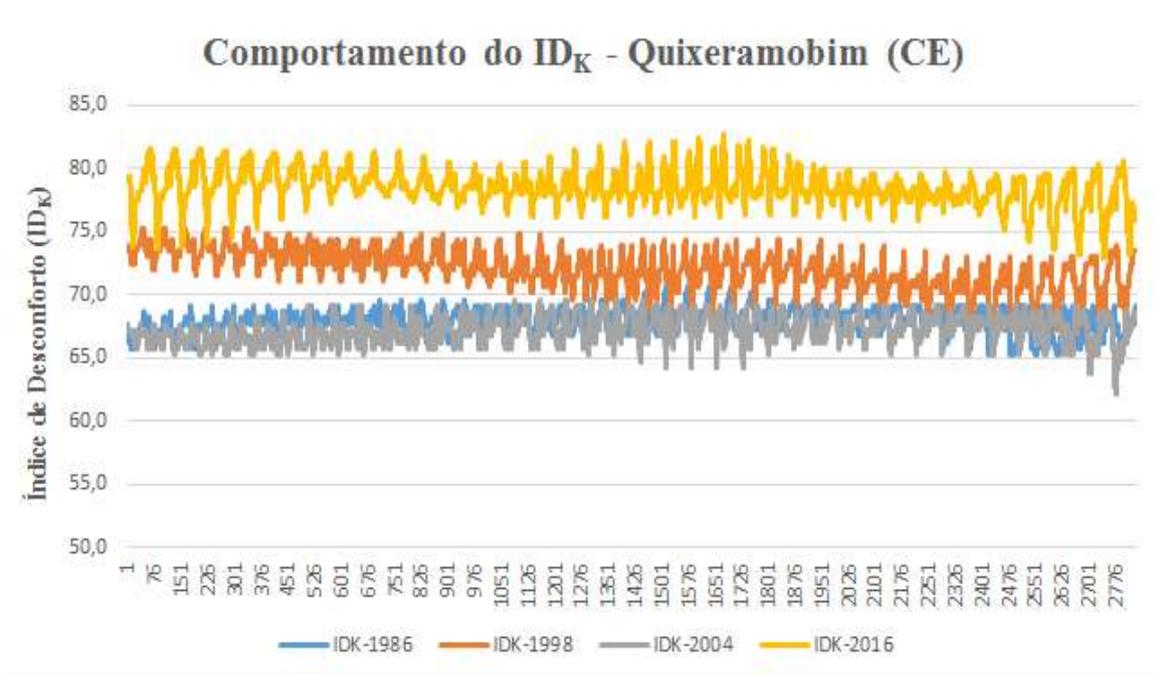
**Figura 14:** (a) Médias anuais da temperatura (a) e  $ID_K$  (b) de Sousa (PB) para os quatro anos selecionados.

A Figura 15a mostra que a imagem que apresentou o ano com pixels de maior temperatura foi a do ano de 2016, seguida pelos anos de 1998, 1986 e 2004. Em 2016 a temperatura está em torno de  $35^{\circ}\text{C}$ , em 1998 em torno de  $31^{\circ}\text{C}$ , uma diferença média de  $4^{\circ}\text{C}$  entre as imagens destes dois anos. Dos dados plotados na Figura 15b, o valor médio do  $ID_K$  foi de 67,1 na imagem de 1986, 76,8 na imagem de 1998, 64,3 na imagem de 2004 e 80 na imagem de 2016. Logo observa-se predominância de pixels na classe confortável nas imagens de 1986 e 2004, na classe de desconforto pelo calor na imagem de 1998 e desconforto/estresse pelo calor na de 2016.

O gráfico da Figura 16a mostra que a temperatura média anual aumentou gradualmente entre os anos das imagens obtidas, o mesmo ocorrendo com o  $ID_K$  médio anual, variando de 74,5 a 77,5, passando de uma condição média de conforto para desconforto pelo calor.

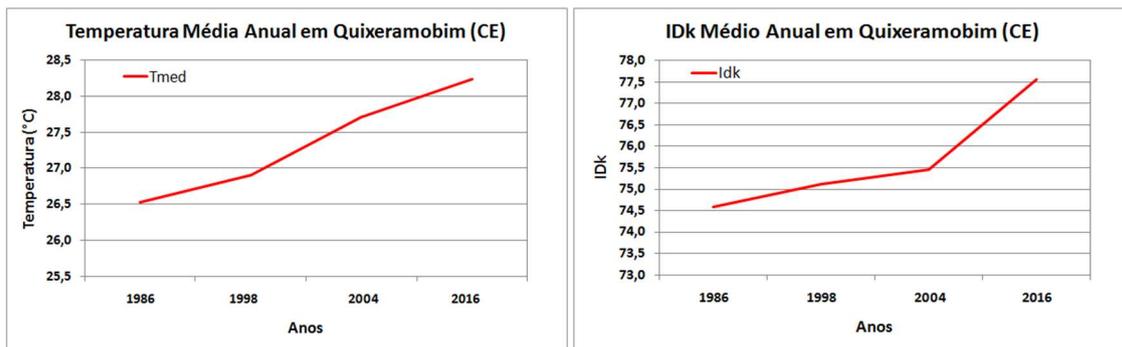


(a)



(b)

**Figura 15:** Variação da temperatura (a) e comportamento do ID<sub>K</sub> (b) da área urbana de Quixeramobim (CE).



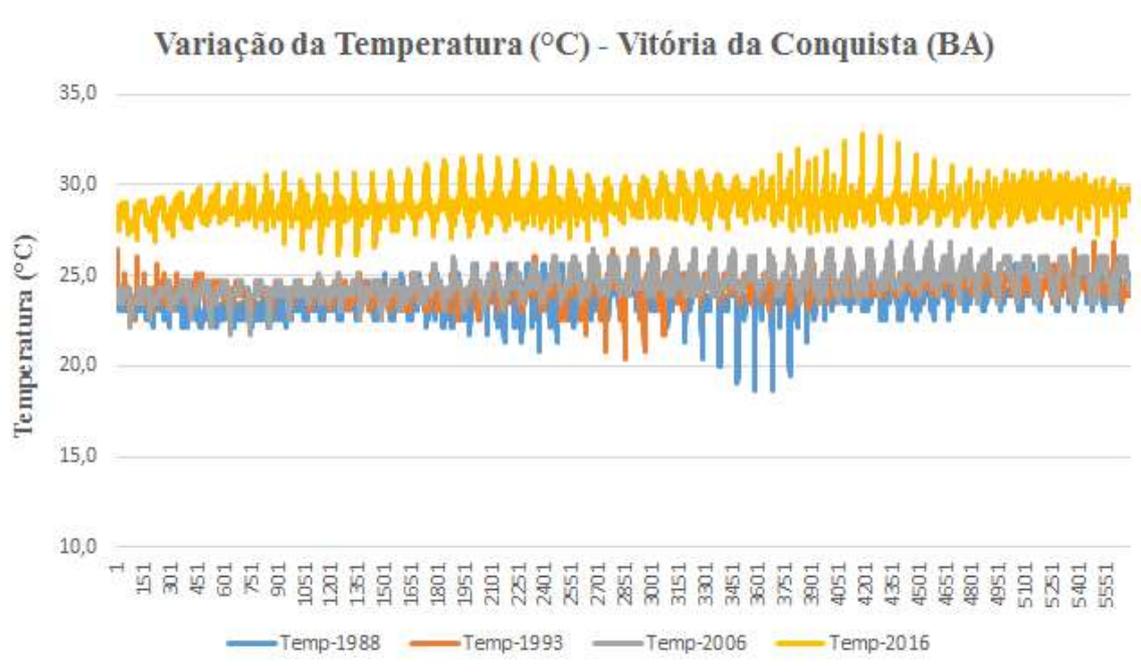
(a)

(b)

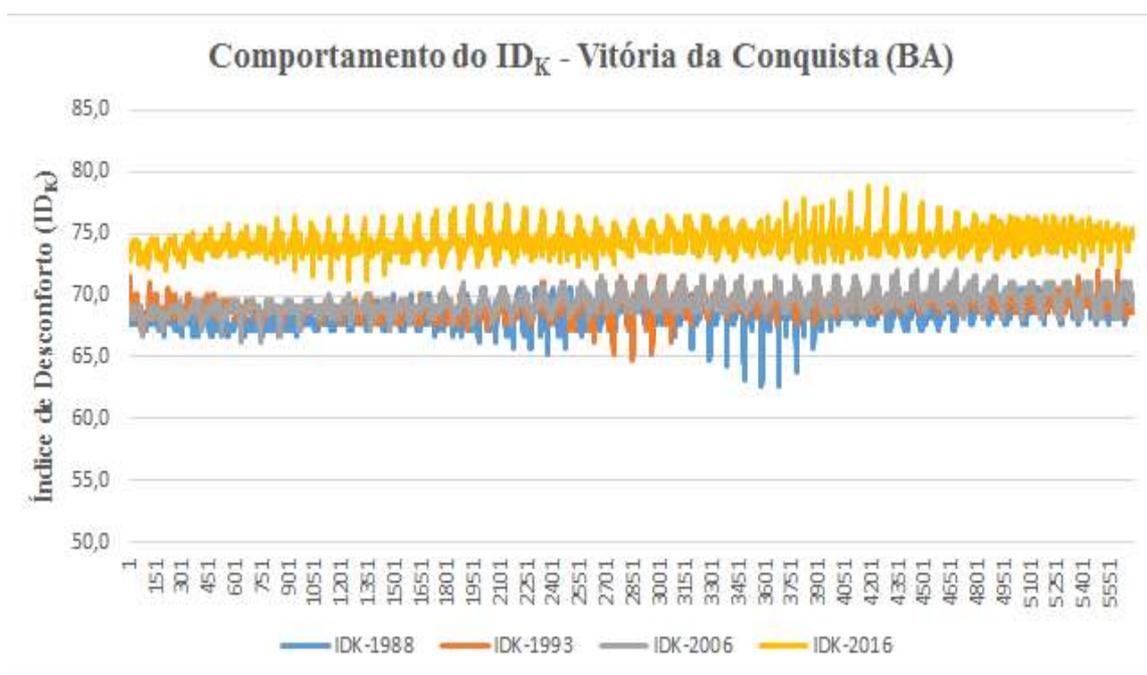
**Figura 16:** (a) Médias anuais da temperatura (a) e  $ID_K$  (b) de Quixeramobim (CE) para os quatro anos selecionados.

Na Figura 17a é mostrada a variação da temperatura da superfície para Vitória da Conquista relativo. Para as imagens dos anos de 1988, 1993, 2006 e 2016, as temperaturas médias dos pixels foram de 24°C, 21°C, 24°C e 31°C, ressaltando o aumento recente das temperaturas de 2016 já verificado nas cidades anteriores. Em relação ao  $ID_K$  mostrado na Figura 17b, os valores médios dos pixels foram de 69, 65, 69 e 77, condições predominantes de conforto térmico observadas nos três primeiros anos e desconforto pelo calor em 2016.

Em relação as médias anuais da temperatura média observada nos anos das imagens houve pouca variação entre os valores de 1988, 1993 e 2006, que apresentaram temperaturas médias anuais entre 20 e 20,5°C, atingindo 21,5°C em 2016. O padrão médio anual do  $ID_K$  entres estes anos variou de 67,2 a 68,2, na classe confortável.

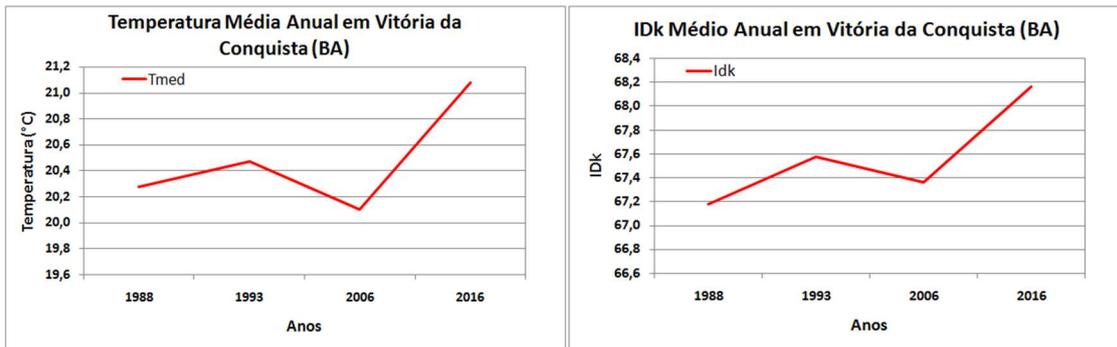


(a)



(b)

**Figura 17:** Variação da temperatura (a) e comportamento do ID<sub>K</sub> (b) da área urbana de Vitória da Conquista (BA).



(a)

(b)

**Figura 18:** (a) Médias anuais da temperatura (a) e  $ID_K$  (b) de Vitória da Conquista (BA) para os quatro anos selecionados.

#### 4. CONCLUSÕES

Nesta pesquisa foram utilizadas imagens dos satélites Landsat 5 e 8, com o intuito de identificação ilhas de calor e avaliar o grau de conforto/desconforto térmico em áreas urbanas. Para isso, calculou-se a temperatura de superfície, obtida através das imagens de satélite do sensor termal (banda 6, do Landsat 5 e banda 10, do Landsat 8), para identificar as ilhas de calor, e o Índice de Desconforto de Kawamura ( $ID_K$ ), para o cálculo do conforto térmico. Essas análises foram aplicadas a 5 cidades do Nordeste do Brasil, sendo elas: Teresina (PI), Mossoró (RN), Sousa (PB), Quixeramobim (CE) e Vitória da Conquista (BA).

Por meio das imagens de temperatura da superfície, observou-se temperaturas mais elevadas nas áreas urbanas das cidades em relação a seus entornos, caracterizando as ilhas de calor. No caso do Índice de Desconforto de Kawamura ( $ID_K$ ), a maior ocorrência identificada nas imagens foi de conforto térmico, com exceção principalmente do ano de 2016, que em todos os municípios apresentou valores mais elevados que das imagens dos anos anteriores. O ano de 2016 apresentou predominância muito clara, em todas as cidades estudadas, de desconforto e/ou estresse térmico devido ao calor. Em nenhum dos casos foi observada a ocorrência de desconforto e/ou estresse térmico relacionado ao frio.

Para complementar esta pesquisa, dados observados foram utilizados para estimativa da temperatura média e do  $ID_K$  dos anos cujas imagens de satélites foram obtidas. Os resultados corroboraram o ano de 2016 como o mais quente e mais desconfortável para as áreas urbanas estudadas.

Sugere-se, para trabalhos futuros, o uso de outros índices derivados de imagens de satélites, como por exemplo, o NDBI (*Normalized Difference Built-up Index*), que é um índice radiométrico desenvolvido para identificar áreas urbanas e construídas, tendo como base o grande incremento de resposta espectral das áreas construídas entre as bandas do infravermelho próximo e infravermelho médio. O NDBI é aplicado ainda para o mapeamento rápido de áreas urbanas e no auxílio ao estudo de ilhas de calor urbanas (ZHANG et al., 2009).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANSI/ASHRAE Standard 55-1992. Thermal environmental conditions for human occupancy. American Society of Heating, Refrigerating and Air Conditioning Engineers. Atlanta, 1992.
- AYRA, S. P. Introduction to Micrometeorology. **Academic Press**. 420 p. 2001.
- BAPTISTA, G.M. M. Ilhas Urbanas de Calor. **Scientific American Brasil**, São Paulo, v. 8, n.08, p. 54-59, 2003.
- BAPTISTA, G. M. M. Ilhas Urbanas de Calor. **Scientific American Brasil**, São Paulo, Aula Aberta, v. 2, p. 24-31, 2010.
- BAPTISTA, G. M. M.; NASCIMENTO, M. E. M. Geração de Cenários de Crescimento da Mancha Urbana da Área Metropolitana de Brasília por meio da Série Histórica DMSP-OLS de Dados de Luz Noturna. RBC. **Revista Brasileira de Cartografia (Online)**, v. 68, p. 911-919, 2016.
- BERTOLO, L. S. et al. Evolução Temporal do Índice de Vegetação da área Urbana de Curitiba-PR. **XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Goiânia, Brasil, pp. 2052-2058, 2005.
- BIAS, E. S.; BAPTISTA, G. M. M.; LOMBARDO, M. A. Análise do fenômeno de ilhas de calor urbanas, por meio da combinação de dados Landsat e IKONOS. **In: XI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Belo Horizonte – MG. 2003.
- CAMPBELL, J. B. Introduction to Remote Sensing. The Guilford Press. **New York**, USA, 551p, 1987.
- CIVEROLO, K.; HOGREFE, C.; LYNN, B.; ROSENTHAL, J.; KU, J.Y.; SOLECKI, W. Estimating the effects of increased urbanization on surface meteorology and

ozone concentrations in the New York City metropolitan region. **Atmospheric Environment**, 41, pp. 1803–1818. 2007.

COMARAZAMY, D. E.; GONZÁLES, J. E.; LUVALL, J. C. The Urban Heat Island Phenomenon in a Coastal Tropical City: Case Study of the Metropolitan Area of San Juan, Puerto Rico. **Urbanization, Global Environmental Change, and Sustainable Development in Latin America**. pp 59-75. 2007.

ENPING YAN.; WANG, G.; LIN, H.; XIA, C.; SUN, H. Phenology-based classification of vegetation cover types in Northeast China using MODIS NDVI and EVI time series. **International Journal of Remote Sensing**, v. 35, Issue 2, 2015.

FREITAS, E. D. Circulações Locais em São Paulo e sua Influência na Dispersão de Poluentes. Tese de Doutorado do Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, 176p. 2003.

FREITAS, E. D.; DIAS, P. L. S. Alguns efeitos de áreas urbanas na geração de uma ilha de calor. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, p. 355-366, 2005.

FREITAS, E. D.; ROZOFF, C. M.; COTTON, W. R.; SILVA DIAS, P. L. Interactions of an urban heat island and sea-breeze circulations during winter over the metropolitan area of São Paulo, Brazil. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 122, pp 43-65, 2007.

FREITAS, R. M.; ARAI, E.; ADAMI, M.; FERREIRA, A. S.; SATO, F. Y.; SHIMABUKURO, Y. E.; ROSA, R. R.; ANDERSON, L. O.; RUDORFF, B. F. T. Virtual laboratory of remote sensing time series: visualization of MODIS EVI2 data set over South America. **Journal of Computational Interdisciplinary Science**, v. 2, p. 57-68, 2011.

GOUVÊIA, M. L.; FREITAS, E. D.; BRANCO, F. V. Estudo do conforto térmico humano na região metropolitana de São Paulo e sua relação com propriedades da superfície urbana. In: **XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Florianópolis, Santa Catarina, 2006.

KIM, Y.; BAIK, J. Spatial and Temporal Structure of the Urban Heat Island in Seoul. **Journal of Applied Meteorology**, v. 44, pp. 591–605 2004.

LOMBARDO, M. A. Ilhas de Calor nas Metrôpoles: o exemplo de São Paulo. São Paulo: HUCITEC. 244 p, 1985.

- MAIA, J. A. Uma análise do conforto térmico e suas relações meteorotrópicas na cidade de São Paulo. São Paulo SP. 134p. **Dissertação de Mestrado**, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas de São Paulo, 2002.
- MIAO, S.; CHEN, F.; LEMORE, M. A.; TEWARI, K.; LI, Q.; WANG, Y. An observation and Modeling Study of Characteristics of Urban Heat Island and Boundary Layer Structures in Beijing. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 48, pp.484–501. 2008.
- NASCIMENTO, F. C. A.; ARAÚJO, F. R. C. D.; SANTOS, C. A. C.; SANTOS, E. G. S. Análise das mudanças ambientais provocadas pela expansão urbana na cidade de Mossoró-RN, através do uso de técnicas de Sensoriamento Remoto. **Revista Brasileira de Geografia Física**, vol. 7, n. 4, p. 636-642, 2014.
- NEDEL, A. S. Condições Meteorológicas Favoráveis à Ocorrência de Doenças Respiratórias em Crianças da Cidade de São Paulo. São Paulo – SP. **Tese de Doutorado**. 193 p. Universidade de São Paulo – USP, 2008.
- ONO, H. S. P.; KAWAMURA, T.; Sensible climates in monsoon Asia. **International Journal of Biometeorology**, v.35, p. 39-47, 1991.
- PENG GONG, J. W.; YU, L.; ZHAO, Y.; ZHAO, Y.; LIANG, L. Finer resolution observation and monitoring of global land cover: first mapping results with Landsat TM and ETM+ data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 34, Issue 7, 2013.
- ROSA, R. Introdução ao sensoriamento remoto. 7 ed. Uberlândia: **EDUFU**, 2009. 262p.
- SAJANI, S. Z.; TIBALDI, S.; SCOTTO, F.; LAURIOLA, P. Bioclimatic characterisation of an urban area: a case study in Bologna (Italy). **Journal of Biometeorology**, v. 52(8), pp. 779-785, 2008.
- SILVA, V. V. B.; KOUSKY, V. E.; SILVA, F. D. S.; SALVADOR, M. A.; ARAVEQUIA, J. A. The 2012 severe drought over northeast Brazil. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 94, p. 162, 2013.
- SOUZA, D. O.; ALVALA, R. C. S. Observational evidence of the urban heat island of Manaus City, Brazil. **Meteorological Applications**, 2012.
- TOMLINSON, C. J.; CHAPMAN, L.; THORNESB, J. E.; BAKERA, C. Remote sensing land surface temperature for meteorology and climatology: a review. **Meteorological Applications**, v. 18, p. 296-306, 2011.

ZHANG, Y.; ODEH, I. O.; HAN, C. Bi-temporal characterization of land surface temperature in relation to impervious surface area, ndvi and ndbi, using a sub-pixel image analysis. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 11, n. 4, p. 256 - 264, 2009.

## CAPÍTULO 6

### CONCLUSÕES GERAIS

A análise de tendências de extremos climáticos, para uma alta densidade de estações na região Nordeste, mostrou que, para as temperaturas máximas e mínimas, houve redução das noites frias e aumento do número de noite quentes, além de tendência de incremento de dias com temperaturas que podem caracterizar a ocorrência de ondas de calor. Para precipitação, a ocorrência de tendências estatisticamente significativas ocorre em menor quantidade, comparada as temperaturas. Entretanto, indicam redução nos últimos anos para estações localizadas, principalmente, no centro-norte do Nordeste e Bahia, com exceção de estações do Maranhão e parte do leste do Nordeste, como Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco e Alagoas.

Os cenários futuros de mudanças climáticas, utilizados nessa pesquisa, apontam para redução da precipitação nos respectivos períodos chuvosos do norte, leste e oeste do Nordeste. Com relação as temperaturas, os resultados indicam aumento das temperaturas mínimas em todos os meses do ano, sendo mais acentuados nos meses de inverno. Para as temperaturas máximas, as projeções apontam para aumento no primeiro semestre do ano em toda a região, com redução para o norte do Nordeste no segundo semestre, entre agosto e dezembro. Esses resultados são extremamente parecidos para os dois cenários trabalhados.

Com relação ao  $ID_K$ , para 2021 a 2080, os cenários, regionalizados para as três regiões homogêneas do Nordeste, indicam aumento para o número de dias com desconforto pelo calor, principalmente para o setor norte e leste do Nordeste, que ultrapassariam os dias classificados como confortáveis.

O uso de imagens de NDVI e temperatura da superfície, provenientes dos satélites Landsat 5 e 8 mostraram, para cinco cidades selecionadas na região Nordeste (Teresina, Quixeramobim, Mossoró, Sousa e Vitória da Conquista), entre as décadas de 1980, 1990, 2000 e 2010, que todos vem experimentando aumento da área urbana e consequente formação de ilhas de calor, ao se comparar a temperatura da área urbanizada com seu entorno, afetando o conforto térmico observado, que vem apresentando tendência de aumento nos casos de desconforto pelo calor ao longo dessas últimas décadas.