



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

LUA DA SILVA MONTEIRO

CHUVAS URBANAS NAS CAPITALS DO NORDESTE BRASILEIRO

Maceió, AL
Junho, 2022

LUA DA SILVA MONTEIRO

CHUVAS URBANAS NAS CAPITALS DO NORDESTE BRASILEIRO

Trabalho de conclusão de curso apresentado ao Instituto de Ciências Atmosféricas – ICAT da Universidade Federal de Alagoas – UFAL como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Meteorologia.

Orientador: **Prof. Dr. José Francisco de Oliveira Júnior.**

Maceió, AL
Junho, 2022

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central

Bibliotecário: Antonia Izabel da Silva Meyer – CRB-4 – 1558

M775c Monteiro, Lua da Silva.
Chuvas urbanas nas capitais do nordeste brasileiro / Lua da Silva
Monteiro. – 2022.
103 f. : il.

Orientador: José Francisco de Oliveira Júnior.
Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso em Meteorologia) –
Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Ciências Atmosféricas, Maceió,
2022.

Bibliografia: f. 70-103.

1. Chuva – Nordeste - Brasil. 2. Chuvas – Frequência da intensidade . 3.
Precipitação (meteorologia). I. Título.

CDU: 551.578.1(812/813)

Essa conquista é dedicada à minha vovó (*in memoriam*), que, sem dúvidas, está muito orgulhosa de mim, onde quer que ela esteja.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus, o amor Dele foi o que me sustentou até aqui.

À minha mãe, Ana Mônica, por ser o meu maior exemplo de como batalhar pelo que se deseja ter e por ser a minha maior inspiração na vida. Tudo que eu faço é por você, e os seus sonhos são os meus, juntas vamos realizá-los.

À minha irmã, Cristal, você também é o motivo do meu esforço. Seu apoio sempre foi importante e nossos momentos juntas são muito especiais pra mim. Sua felicidade é a minha e vai ser assim sempre.

Aos meus tios/padrinhos, Gleide e Abraão, que nunca pensaram duas vezes antes de me ajudar com qualquer coisa e sempre me acolheram como verdadeiros pais. Serei eternamente grata por tudo, mesmo.

Ao meu namorado, Matheus, que sempre me apoiou em tudo e é o maior presente que a UFAL me deu. Você foi e tem sido meu porto seguro, em todos os momentos desde 2018. Minha vida ficou muito mais bonita depois de você.

Ao primeiro meteorologista que conheci, Heriberto dos Anjos. Sou grata por todo apoio no início do curso. Foram momentos muito importantes e decisivos pra mim. Muito obrigada.

Ao meu orientador Júnior, por toda atenção, paciência e encorajamento. E a todos os professores do ICAT com os quais pude me conectar de alguma forma, cada um me ensinou algo muito importante e que irei guardar com muito carinho.

Por último, mas não menos importante, às meninas do meu quarteto da faculdade: Charla, Juliana e Thayna. Sozinha eu nunca teria conseguido finalizar essa etapa da minha vida, o apoio de vocês foi fundamental. Os 3 anos presenciais que passamos juntas são dias que eu nunca vou esquecer, guardo tudo com muito amor em meu coração. A pandemia nos separou fisicamente, mas nossa conexão nunca deixou de existir, e por mais que nosso grupo tenha ficado xoxo em alguns dias, sempre dávamos um jeito de criar assunto, isso nunca vai mudar. Amo vocês.

RESUMO

O Nordeste Brasileiro (NEB) apresenta alta variabilidade espaço-temporal da chuva. Alguns estudos foram realizados em relação às chuvas nas capitais do NEB, que se resumem em estudos pontuais ou, quando na sua totalidade, não englobam um período de 60 anos. Portanto, o objetivo deste estudo é avaliar a variabilidade da chuva urbana em multiescala (anual e sazonal) nas capitais do NEB, com destaque na identificação dos sistemas meteorológicos responsáveis pela ocorrência da sazonalidade da chuva urbana e detecção de suas tendências. Para isso, foram usados dados pluviométricos do período de 1960 a 2020, através da estatística descritiva na análise do El Niño-Oscilação Sul (ENOS) e da Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) - (anual) e do Boxplot (sazonal). O teste de Mann-Kendall (MK) foi aplicado na detecção das tendências das chuvas nas capitais do NEB, bem como foi estabelecido um padrão relacional entre o crescimento populacional e os acumulados de chuva por década. Na discussão dos resultados foi adotado o seguinte critério: Norte do NEB (NNEB) – (MA, PI, CE e RN), Leste do NEB (ENEb) – (PB, PE, AL e SE) e Sul do NEB (SNEB) – (BA). Os resultados obtidos no estudo apontam que a variabilidade da chuva urbana em multiescala (anual e sazonal) nas capitais do NEB está diretamente associada às fases do ENOS, cuja intensidade pode variar, dependendo da fase da ODP, com influência direta nos sistemas meteorológicos produtores e inibidores de chuva no NEB. Além disso, não se descarta a influência antrópica, visto que, há um padrão relacional do crescimento populacional e a variabilidade da chuva decenal nas capitais do NEB, principalmente, acerca do processo de urbanização, que influencia drasticamente a alteração dos regimes de chuva urbana no período de estudo. Dessa forma, foi possível identificar os sistemas meteorológicos responsáveis pela ocorrência da sazonalidade da chuva urbana e a tendência das chuvas nas capitais do NEB, assim como, mostrar a influência dos modos de variabilidade climática na dinâmica das chuvas nas capitais do NEB. As mudanças nos padrões de chuva podem conduzir ao desabastecimento d'água no futuro próximo, períodos de estiagens prolongadas poderão comprometer a agricultura urbana e, principalmente, a diminuição de investimentos no setor industrial, turístico e na manutenção da qualidade de vida.

Palavras-chaves: NEB; chuva urbana; sistemas meteorológicos.

ABSTRACT

Brazilian Northeast (NEB) has high spatiotemporal variability of rainfall. Some studies were carried out in relation to rainfall in the capitals of NEB, which are summarized in specific studies or, when in their entirety, it does not cover a period of 60 years. Therefore, the objective of the study is to evaluate the variability of urban rainfall on a multiscale (annual and seasonal) in the capitals of NEB, with emphasis on the identification of the meteorological systems responsible for the occurrence of the seasonality of urban rainfall and the detection of its trends. For this, rainfall data from 1960 to 2020 and descriptive statistics were used in the analysis of El Niño-Southern Oscillation (ENSO) and the Pacific Decadal Oscillation (ODP) - (annual) and Boxplot (seasonal). The Mann-Kendall (MK) test was applied to detect rainfall trends in the capitals of NEB, as well as establishing a relational pattern between population growth and rainfall accumulated by decade. In the discussion of the results, the following criterion was adopted: North of the NEB (NNEB) - (MA, PI, CE and RN), East of the NEB (ENEb) - (PB, PE, AL and SE) and South of the NEB (SNEB) – (BA). The results obtained in the study indicate that the variability of multiscale urban rainfall (annual and seasonal) in the capitals of NEB is directly associated with the ENSO phases, whose intensity can vary around the ODP phase, with direct influence on the producing and inhibiting meteorological systems. of rain in NEB. In addition, the anthropic influence cannot be ruled out, since there is a relational pattern of population growth and the variability of decennial rainfall in the capitals of NEB, mainly regarding, the urbanization process, which drastically influences the alteration of urban rainfall regimes in the study period. In this way, it was possible to identify the meteorological systems responsible for the occurrence of the seasonality of urban rainfall and the tendency of rainfall in the capitals of NEB. As well as showing the influence of climate variability modes on rainfall dynamics in the capitals of NEB. Changes in rainfall patterns can lead to water shortages in the near future, periods of prolonged drought will compromise urban agriculture and, especially, decrease investments in the industrial, tourist sector and maintenance of quality of life.

Keywords: NEB; urban rainfall; meteorological systems.

LISTA DE FIGURAS

	pág.
Figura 1 – Localização da área de estudo. Fonte: Autora (2021).....	41
Figura 2 – Oscilação Decadal do Pacífico. Fonte: NOAA (2021).....	47
Figura 3 – Distribuição da chuva anual (mm) no ENEB - Aracaju (a), Maceió (b), Recife (c) e João Pessoa (d).....	48
Figura 4 – Distribuição da chuva anual (mm) no NNEB – São Luís (a), Teresina (b), Fortaleza (c) e Natal (d).....	53
Figura 5 – Distribuição da chuva anual (mm) no SNEB – Salvador.....	57
Figura 6 – Legenda para interpretação de Boxplot. Fonte: OLIVEIRA (2019).....	58
Figura 7 – Boxplot da chuva mensal (mm) no ENEB – Aracaju (a), Maceió (b), Recife (c) e João Pessoa (d).....	59
Figura 8 – Boxplot da chuva mensal (mm) no NNEB – São Luís (a), Teresina (b), Fortaleza (c) e Natal (d).....	61
Figura 9 – Boxplot da chuva mensal (mm) no SNEB – Salvador.....	63
Figura 10 – Padrão Relacional entre Chuva Média (mm) por Década e População (habitantes) nas capitais Aracaju (a), Fortaleza (b), João Pessoa (c), Maceió (d), Natal (e), Recife (f), Salvador (g), São Luís (h) e Teresina (i).....	66
Figura 11 – Comparação entre a Chuva Observada e a Normal Climatológica nas capitais Aracaju (a), Fortaleza (b), João Pessoa (c), Maceió (d), Natal (e), Recife (f), Salvador (g), São Luís (h) e Teresina.....	68

LISTA DE TABELAS

	pág.
Tabela 1 – População estimada para as capitais do NEB. Fonte: IBGE, 2020.....	42
Tabela 2 – Capitais do Brasil com seus identificadores (ID), latitude (°), longitude (°), altitude (m), chuva média (mm) e o percentual de falhas (%), respectivamente.....	43
Tabela 3 – Classificação da tendência ZMK no intervalo de confiança de -1,96 a +1,96.....	45
Tabela 4 – Ocorrências de ENOS – Oceanic Niño Index (ONI).....	46
Tabela 5 – Estatística descritiva aplicada a chuva anual das capitais do NEB.....	47
Tabela 6 – Tendência de chuva via teste MK aplicado as Capitais do Nordeste.....	65

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AHE	Análise Harmônica e Espectral
AS	América do Sul
ANA	Agência Nacional das Águas
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
CAPE	Convective Available Potential Energy
Cb	Cumulonimbus
CCM	Complexos Convectivos de Mesoescala
CGA	Circulação Geral da Atmosfera
CHELSA	Climatologies at High Resolution for the Earth's Land Surface Areas
Ci	Cirrus
CJ	Corrente de Jato
CJNEB	Corrente de Jato do Nordeste Brasileiro
CV	Coeficiente de Variação
CW	Célula de Walker
DOL's	Distúrbio Ondulatório de Leste
DP	Desvio Padrão
ENEB	Leste do Nordeste Brasileiro
ENOS	El Niño Oscilação Sul
FCS	Especificação Totalmente Condicional
FF	Frentes Frias
FUNCEME	Fundação Cearense de Meteorologia
GITSMA	Gradiente Inter-hemisférico da Temperatura da Superfície do Mar do Atlântico

HS	Hemisfério Sul
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
ICU	Ilha de Calor Urbana
IOS	Índice de Oscilação Sul
LI	Linhas de Instabilidade
Md	Mediana
MK	Mann-Kendall
MNM	Modelos Numéricos de Mesoescala
N	Norte
NC	Núcleos Higroscópicos
NCDC	National Climatic Data Center
NCEI	National Centers for Environmental Information
NE	Nordeste
NEB	Nordeste Brasileiro
NMM	Nível Médio do Mar
NNEB	Norte do Nordeste Brasileiro
NOAA	National Oceanographic and Atmospheric Administration
NWS	National Weather Service
ODP	Oscilação Decadal do Pacífico
OMJ	Oscilação Madden-Julian
OMM	Organização Meteorológica Mundial
ONI	Oceanic Niño Index
ONU	Organização das Nações Unidas
PMM	Predictive Mean Matching

POA's	Perturbações Ondulatórias nos Alísios
S	Sul
SCM	Sistemas Convectivos de Mesoescala
SF	Sistemas Frontais
SNEB	Sul do Nordeste Brasileiro
SPI	Standardized Precipitation Index
SW	Sudoeste
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
VCAN	Vórtice Ciclônico do Atlântico Norte
VCMN	Vórtice Ciclônico de Médios Níveis
W	Oeste
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
\bar{X}	Média

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	13
2 OBJETIVOS.....	15
2.1 Geral.....	15
2.2 Específicos.....	15
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	16
3.1 Precipitação em áreas urbanas e costeiras.....	16
3.2 Relação entre a chuva e o uso e ocupação do solo.....	21
3.3 Sistemas meteorológicos que atuam no Nordeste brasileiro.....	23
3.3.1 El Niño-Oscilação Sul (ENOS)	23
3.3.2 Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)	24
3.3.3 Frentes Frias (FF)	26
3.3.4 Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL's)	27
3.3.5 Vórtices Ciclônicos de Altos e Médios Níveis (VCAN's)	29
3.3.6 Linhas de Instabilidade (LI)	32
3.3.7 Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM)	33
3.3.8 Circulações de Brisas	34
3.3.9 Perturbações Ondulatória nos Alísios (POA's)	36
3.3.10 Dipolo do Atlântico	37
3.3.11 Oscilação Decadal do Pacífico (ODP)	38
3.3.12 Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS)	39
3.3.13 Corrente de Jato do Nordeste Brasileiro (CJNEB)	39
3.3.14 Oscilação Madden-Julian (OMJ)	40
3.3.15 Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)	40

4 MATERIAIS E MÉTODOS.....	41
4.1 Área de estudo.....	41
4.2 Dados Pluviométricos e Imputação de Dados.....	42
4.3 Estatística Aplicada.....	43
4.4 Teste de Mann-Kendall.....	44
4.5 ENOS e ODP.....	45
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	47
5.1 Análise da Chuva nas Capitais do NEB.....	47
5.1.1 Anual.....	47
5.1.2 Sazonal.....	58
5.2 Tendência da Chuva nas Capitais do NEB.....	64
5.3 Relação entre População e Chuva Média.....	65
5.4 Relação entre Normal Climatológica e Chuva observada.....	67
6 CONCLUSÕES.....	69
7 RECOMENDAÇÕES.....	70
8 REFERÊNCIAS.....	70

1 INTRODUÇÃO

O NEB apresenta alta variabilidade espaço-temporal da chuva, com influência direta em diversas atividades humanas, principalmente: Agricultura, Turismo, Pecuária e Indústria, bem como na dinâmica e na fitofisionomia dos biomas existentes (MOURA et al., 2007; MARENGO, 2010; CORREIA FILHO et al., 2019). Devido à sua localização geográfica, no NEB atuam sistemas meteorológicos em multiescala, desde a escala local até a grande escala, que, por sua vez, contribuem para dinâmica da chuva na região (SIQUEIRA et al., 2010; LYRA et al., 2014; COSTA et al., 2021).

A existência de regimes diferenciados da chuva para sub-regiões do NEB (Leste, Norte e Sul), sugere que mais de um mecanismo seja responsável pela sua variabilidade espaço-temporal. Dentre os mecanismos de grande escala que organizam a convecção em escala sinótica, destacam-se a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Sistemas Frontais (SF), Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) e a Oscilação Madden-Julian (OMJ) – (KAYANO, 1996; CALHEIROS et al., 2000; FERREIRA & MELLO, 2005; LYRA et al., 2014; ROSA & SILVA, 2016). Os mecanismos de mesoescala englobam as Perturbações Ondulatórias nos Alísios (POA's), os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) e as circulações de brisas marítimas/terrestres, vale/montanha e lacustre/lagunar (TEIXEIRA, 2008; FIALHO & MOLION, 2012; LYRA et al., 2014; SOUZA et al., 2021). As circulações orográficas e a convecção local constituem os fenômenos de microescala (MOLION & BERNARDO, 2002).

Além disso, existem os modos de variabilidade climática, por exemplo, o El Niño-Oscilação Sul (ENOS) e o Dipolo do Atlântico, atualmente denominado Gradiente Inter-hemisférico da Temperatura da Superfície do Mar do Atlântico (GITSMA) - (LYRA et al., 2017), que têm alta influência na variabilidade interanual da chuva no NEB (ANDREOLI & KAYANO, 2007; ALVES, 2012). Estudos mostram que em anos de El Niño/La Niña (fases quente e fria do ENOS), o NEB apresenta menos/mais chuva anual em comparação a climatologia (ROPELEWSKI & HALPERT, 1987; MARENGO, 2006). Outro modo de variabilidade climática importante no NEB é a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), que, por sua vez, está diretamente ligada às fases do ENOS (El Niño e La Niña). A ODP refere-se à interação oceano-atmosfera no Oceano Pacífico, dominante na escala interanual e com influência na distribuição

de chuva do NEB (ZHANG et al. 1997; MANTUA et al. 1997; ANDREOLLI & KAYANO, 2005; SOUSA et al., 2008; ÁVILA et al., 2015; LYRA et al., 2017).

É comum no NEB a ocorrência das chuvas extremas na costa, principalmente, nas capitais nordestinas. Estes eventos, quando associados a cidades com infraestrutura precária e combinados ao crescimento desordenado sem planejamento, resultam em alagamentos, inundações e aumento de doenças de veiculação hídrica (dengue e leptospirose) - (FREIRE et al., 2013; QUEIROZ ROSENDO et al., 2015; OLIVEIRA JÚNIOR et al., 2019; SILVA et al., 2021).

A expansão rápida e desordenada de núcleos urbanos leva à impermeabilização de áreas extensas e, conseqüentemente, problemas de drenagem urbana (TUCCI, 2003; TUCCI, 2012; SOUZA et al., 2013; CALDEIRA & LIMA, 2020). Em muitos casos, a ampliação das cidades ocorre também por meio de loteamentos clandestinos ou favelas, dotados de infraestruturas urbanísticas precárias, sujeitas às constantes inundações e deslizamentos, com perdas humanas e materiais (TAVARES & SILVA, 2008).

O aumento da impermeabilidade do solo e a aceleração da urbanização possuem grande impacto sobre as chuvas em áreas urbanas, que afetam o sistema hidrológico local (HAO et al., 2021) e ocasionam mudanças nos padrões de intensidade e frequência das chuvas (PATHIRANA et al., 2014; SHASTRI et al., 2015). As chuvas em áreas urbanas afetam o cotidiano das atividades humanas e do meio ambiente (REBOITA et al., 2010; LYRA et al., 2014; LIU & NIYOGI, 2019).

Anteriormente, Sousa et al. (2016) estimaram os riscos de chuvas extremas nas nove capitais do NEB no período de 1910 a 2012 e verificaram que os sistemas que atuam no NEB, no primeiro quadrimestre do ano, VCAN e ZCIT, podem ser intensificados por efeitos locais e causar intensidade na chuva, principalmente no Litoral e na zona de transição do Agreste para a região central do NEB. Recentemente, Da Silva et al. (2020) analisaram as chuvas na porção leste do NEB (ENEB) via índice *Standardized Precipitation Index* (SPI) e Análise de Ondeletas (*Wavelet Analysis*), no período de 1961 a 2014 e verificaram que as ocorrências de secas foram maiores em todas as cidades, porém, os eventos extremos de chuva se tornaram frequentes. Os eventos extremos climáticos (chuvosos ou secos) ocorreram em boa parte da série temporal, principalmente devido atuação das fases de ENOS. A presença de escalas

temporais relacionadas com ENOS, Dipolo do Atlântico, ciclo de manchas solares e ODP foram identificadas em todas as capitais.

Até o presente momento, poucos foram os estudos realizados com a avaliação da variabilidade espaço-temporal e tendência das chuvas nas capitais do NEB (FREIRE & SANTOS, 2012; SOUSA et al., 2016; SANTOS SILVA et al., 2017), os existentes se resumem em estudos pontuais (BARBIERI, 2014; PEREIRA, 2018; MANDÚ, 2020) ou, quando na sua totalidade, não englobam os seus impactos socioambientais, principalmente nos últimos 60 anos. Isso é extremamente importante para o desenvolvimento de novas políticas públicas e gestão geoambiental para as capitais do NEB.

2 OBJETIVOS

2.1 Geral

- **ANALISAR** a variabilidade da chuva urbana em multiescala (anual e sazonal) nas capitais do NEB.

2.2 Específicos

- **IDENTIFICAR** os sistemas meteorológicos responsáveis pela ocorrência da sazonalidade da chuva urbana nas capitais do NEB;
- **MOSTRAR** a influência dos modos de variabilidade climática na dinâmica das chuvas nas capitais do NEB;
- **IDENTIFICAR** a tendência das chuvas nas capitais do NEB.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 Precipitação em áreas urbanas e costeiras

A precipitação é toda água advinda da atmosfera que atinge a superfície terrestre, sendo na forma líquida (chuva) e sólida (granizo, geada ou neve). O volume, a duração, a frequência e a distribuição espaço-temporal da chuva são suas principais características (TUCCI, 1993). A precipitação pluvial (chuva) é o elemento hidrológico que interfere diretamente na vida humana, sendo a principal entrada de água no sistema hidrológico e, ainda é, a principal forma de suprimento hídrico para diversas atividades humanas (ALMEIDA et al., 2011).

Atualmente, mais da metade da população mundial vive nas grandes cidades ao redor do mundo, devido ao processo contínuo da urbanização e, assim, interferem no Ciclo Hidrológico e no microclima, com impacto direto nos padrões de precipitação (WATKINS & KOLOKOTRONI, 2012). As áreas urbanas afetam o sistema hidrológico local, a partir do aumento do grau de impermeabilidade do solo e, assim, mudam os padrões de intensidade e frequência da chuva. Diversos estudos mostram que o aumento de calor e da poluição atmosférica produzida pelas ações antrópicas, juntamente com as mudanças na rugosidade superficial (z_0), influenciam a chuva e os padrões de vento (HUFF & CHANGNO, 1973; SHEPHERD et al., 2002; GIVATI & ROSENFELD, 2004; SMITH et al., 2012; DANIELS et al., 2015; SALVADORE et al., 2015).

O aumento da temperatura do ar nas cidades e no seu entorno cria condições de movimentos ascendentes, que contribuem para a formação e intensificação das nuvens e, assim, para o aumento da chuva. As chuvas no ambiente urbano são, normalmente, intensas e de curta duração e agravam as inundações repentinas, conhecidas na literatura internacional como *flash floods* (MADOXX et al., 1980; TUCCI, 2002; DAVIS, 2001; KELSCH, 2001; SENE, 2012; PUCZKO et al., 2020).

Nas áreas urbanas, alguns padrões de circulação atmosférica são responsáveis por alterar as características das chuvas, principalmente os totais acumulados e a distribuição espacial. As mudanças variam de acordo com o tamanho e a morfologia da cidade, de suas funções urbanas desempenhadas e dos sistemas atmosféricos associados. Entretanto, nem sempre é possível relacionar, de forma direta, a urbanização com o aumento das chuvas, pois fatores como a topografia e os

sistemas sinóticos, são influenciados pela urbanização ao ponto de minimizar, ou anular, os efeitos antrópicos (MONTEIRO, 1976; ASSIS, 2009).

Em áreas urbanas, nas últimas décadas, os eventos extremos de chuva são frequentes, causam grande impacto socioeconômico e aumentam a vulnerabilidade social, principalmente da população que mora em áreas de risco e nas periferias (TUCCI, 1997; TUCCI, 2007; SILVEIRA, 2007; ZANELLA et al., 2009; HUFF & CHANGNON, 1973; COSTA, 2016). Nas cidades se concentram a maioria da população, que ocupa o espaço urbano de forma desordenada e, assim, altera suas características físicas e, tornando o ambiente urbano vulnerável aos desastres socioambientais, como deslizamentos e enchentes (BARRETO, 2012).

Diversos estudos na literatura apontam três fatores que contribuem para o aumento e modificação da chuva em áreas urbanas: **i)** a formação e intensificação da Ilha de Calor Urbana (ICU); **ii)** a z_0 urbana e o efeito obstáculo; e **iii)** a poluição atmosférica, que contribui para aumento dos núcleos higroscópicos (NC), que, por sua vez, contribui para a formação de nuvens e mudanças no tamanho da gota da chuva (SAGAN et al., 1979; LANDSBERG, 1981; GARTLAND, 2010; GARTLAND, 2011; SILVA JUNIOR et al., 2020; FERREIRA et al., 2021).

Atualmente, os Modelos Numéricos de Mesoescala (MNM) também são usados para investigar os fluxos superficiais locais, que são induzidos pela ICU e contribuem para variabilidade da chuva urbana (ATKINSON, 2003; BARROS, 2016; ANJOS et al., 2017; NASIR et al., 2020; SHABAHANG et al., 2021). Estudos mostraram que a intensidade e a estrutura horizontal da ICU afetam a quantidade e o padrão espacial da precipitação (LIN & SMITH 1986; CRAIG & BORNSTEIN 2002; HAN & BAIK 2008; OCHOA et al., 2015). Segundo Rosenfeld (2000) e Sheperd (2005), os efeitos urbanos aumentam a precipitação, devido à intensificação da ICU, ou a suprimem, devido à baixa umidade e aumento da carga dos aerossóis.

Thielen et al. (2000) indicaram que o aumento da z_0 em áreas urbanas pode aumentar a precipitação. Por outro lado, Rozoff et al. (2003) descobriram que o aumento da rugosidade, pode aumentar, também, a convergência no lado a barlavento da cidade, que não é capaz de induzir tempestades. Outros estudos afirmam que o aumento de aerossóis em ambientes urbanos pode afetar visivelmente o desenvolvimento de nuvens e, conseqüentemente, os padrões de precipitação,

portanto, o papel dos aerossóis na modificação da precipitação em áreas urbanas precisa de mais investigação (RAMANATHAN et al. 2001; KAUFMAN et al., 2002; DIEM & BROWN 2003; MÖLDERS & OLSON 2004; YANG et al., 2013; OCHOA et al., 2015).

Além disso, a expansão urbana representa um desafio para a gestão dos recursos hídricos em muitos países do mundo. A maioria das grandes cidades do mundo está sujeita às variações de precipitação e, conseqüentemente, aos problemas no sistema de abastecimento d'água (LIMA, 2001; FERNANDES et al., 2008; DOS SANTOS et al., 2010). A dependência de uma quantidade mínima de precipitação para evitar um colapso no abastecimento d'água é um problema crucial, pois depende da ocorrência de um processo natural com frequência incerta e volumes por períodos específicos (MARENGO & DIAS, 2008; VERIATO et al., 2015; MIRANDA & DECESARO, 2018). Ao considerar a chuva média histórica, as medidas mensais representam uma média de um determinado período, geralmente de trinta anos, como preconiza a Organização Meteorológica Mundial (OMM) – (ATAIDES & FURTADO, 2014; STEINKE, 2016; MENDONÇA & DANNI-OLIVEIRA, 2017). Assim, existem valores esperados, mas não há garantia de ocorrência de chuva e de valores específicos para um determinado período (SORIANO et al., 2016).

O agravamento da crise hídrica devido a crescente urbanização foi um processo marcante no século XX. Em 1900, somente 13% da população global residia em áreas urbanas. Em 2007, a população urbana cresceu para 49,4% e, assim ocupava somente 2,8% do território global. Em 2050, estima-se em 69,6% da população em áreas urbanas. Nesse contexto, a população brasileira cresceu (IBGE, 2022) de 90 milhões para 205 milhões desde 1970, e a população urbana passou de 55% para 84%. Suprir de água quase 170 milhões de pessoas concentradas nas cidades representa um enorme desafio, sem minimizar o problema da população rural, principalmente da região semiárida (TUCCI, 2010; TUNDISI et al., 2014).

O agravante acontece quando se quantificam os recursos hídricos nas diferentes regiões do Brasil, sendo que o país apresenta problemas relacionados à má distribuição desses recursos em escala intra e inter-regional. O Brasil ainda é afetado tanto pela escassez, quanto pela abundância, seguido da degradação causada em decorrência da poluição de origem doméstica e industrial (CIRILO, 2015).

Historicamente, os maiores déficits hídricos do Brasil são registrados no NEB, em sua porção semiárida, região ciclicamente submetida à ocorrência de secas e períodos de estiagem prolongada. Um desafio enorme para os governos estaduais e municipais das regiões atingidas pela seca é mitigar seus efeitos, com ações de curto prazo, para reduzir a longo prazo a vulnerabilidade da sociedade para o convívio com o fenômeno (CIRILO, 2015).

A constatação de que a escassez é um limitador ao desenvolvimento sinaliza que a água pode vir a ser motivo de sérios confrontos futuros. A Organização das Nações Unidas (ONU) sugere que há cerca de 300 potenciais conflitos severos associados à questão hídrica, visto que mais de 2 bilhões de pessoas no mundo carecem de acesso a água potável. As tensões são graves em países em desenvolvimento, onde os recursos hídricos disponíveis são poluídos e desperdiçados. Nas disputas por água, os mais pobres são os mais vulneráveis socialmente (CIRILO, 2015).

Outro agravante é como a escassez e a má qualidade da água afetam a saúde da população mundial. No Brasil, os principais problemas de saúde pública associados à água são: doenças diarreicas, doenças transmitidas por vetores (malária e dengue), esquistossomose e outras helmintoses, leptospirose e intoxicação por ciano toxinas, decorrentes da presença de algas tóxicas em reservatórios utilizados para abastecimento d'água e que podem gerar doenças neurológicas (RAZZOLINI & GÜNTHER, 2008; VIEIRA, 2018). No NEB, esse fenômeno prejudica a saúde da população e os sistemas de atenção médica. Embora as altas temperaturas e a baixa umidade tenham impactos diretos sobre a fisiologia humana, parte significativa dos problemas de saúde decorre, indiretamente, de processos socioambientais desencadeados pela seca ou enchentes (CIRILO, 2015; CONFALONIERI et al., 2010).

No Brasil, o investimento em tratamento de água é modesto e não atende o necessário para proteger os que padecem de doenças de veiculação hídrica. Além disso, o tratamento dos resíduos líquidos e sólidos que poluem a água ainda não alcança a devida prioridade dos governantes. Como resultado, o fornecimento de água para os centros urbanos requer retirado de água de fontes cada vez mais distantes, assim, os custos aumentam e geram conflitos com usuários de água nas áreas de origem (CIRILO, 2015).

As áreas costeiras ocupam menos de 15% da superfície continental do planeta, porém, são altamente povoadas e adensadas, estima-se que mais de 60% da população mundial viva numa faixa de 60 km ao longo da costa (CARDOSO, 2006). O litoral do Brasil se estende da região equatorial até às latitudes subtropicais, ao longo de mais ou menos 8.000 km banhados pelo Oceano Atlântico. Como consequência, a Zona Costeira atravessa diferentes regiões climáticas, com variações entre úmido equatorial e tropical, seguido do semiárido no Nordeste ao clima subtropical do Sul, além de diferentes ambientes geológicos e geomorfológicos (VIDIGAL, 2006).

As zonas costeiras estão entre as áreas mais vulneráveis aos impactos das mudanças climáticas, prevendo-se que serão atingidas nas próximas décadas pelos seguintes fatores: **i)** aumento significativo no Nível Médio do Mar (NMM), **ii)** elevação da Temperatura Superficial do Mar (TSM) até 3°C e do continente até 4°C, **iii)** eventos extremos de ondas de tempestade e ressacas, **iv)** alterações nos regimes de precipitação, descarga continental e acidificação dos oceanos (TRENBERTH et al., 2007; BINDOFF et al., 2007; NICHOLLS et al., 2007; POLOCZANSKA et al., 2007; NAGY et al., 2019; PINHO & GRANZIERA, 2019; FOTI et al., 2020).

As respostas dos sistemas naturais costeiros à elevação do NMM são dinâmicas e variam de acordo com as condições geomorfológicas, climáticas e antropogênicas locais (BIJLSMA et al., 1996). Fenômenos como erosão e inundação poderão ser agravados ou desencadeados e, assim, causarem prejuízos às cidades costeiras. Tais processos são consequências, também, de modificações na distribuição das chuvas, descarga de material particulado de rios, frequência direcional e intensidade das ondas e do aumento da frequência e intensificação de marés meteorológicas associadas a ciclones extratropicais (MUEHE, 2006). Nessas áreas, a chuva e a umidade provocam o intemperismo químico das rochas, condiciona a descarga dos rios, o transporte de sedimentos do continente para o mar e a distribuição da cobertura vegetal, que influencia a estabilização das formas de relevo (FONTES & CORREIA, 2008).

As regiões costeiras são bastante sensíveis às variações e mudanças no regime pluviométrico dessas regiões, que geram erosão de encostas, assoreamento de rios e inundações, que podem ser intensificadas, caso coincidam com às marés de sizígia e eventos de marés meteorológicas. Já a redução no índice de chuvas sobre

as bacias hidrográficas, pode ter efeito de salinização dos estuários devido à diminuição da vazão dos rios (NEVES & MUEHE, 2010).

3.2 Relação entre a chuva e o uso e ocupação do solo

A ocorrência de inundações em áreas urbanas no Brasil tem se intensificado e tornado frequente a cada ano, devido a crescente impermeabilização do solo, decorrente da intensificação da urbanização e da ocupação urbana em áreas ribeirinhas, que antes constituíam as várzeas e planícies de inundação (ANA, 2000). Tais centros urbanos apresentam fatores que agravam as chuvas fortes, tais como: **i)** impermeabilização do solo, **ii)** insuficiência de infraestrutura, **iii)** desmatamento, **iv)** ocupação desordenada do solo, entre outros (BARRETO et al., 2008).

A permeabilidade do solo é um dos condicionantes do clima urbano e da melhoria das condições microclimáticas dos espaços que formam as cidades. A impermeabilização das cidades, com as superfícies edificadas e os pavimentos das ruas, provocam uma rápida evacuação da água de precipitação, e devido à pouca existência de superfícies com solo natural e vegetação, a evapotranspiração é reduzida. Além disso, a impermeabilização da superfície do solo urbano ocasiona ainda a ocorrência de inundações (OLIVEIRA, 1988; GARCIA, 1999).

O terreno complexo e a cobertura do solo urbano são conhecidos por modular o tempo e o clima regionais (CHANGNON et al., 1971; BARRY, 2008; SHEPHERD, 2013). Dependendo da orientação das encostas em relação ao escoamento médio, tamanho e forma do terreno complexo, eles podem intensificar as características de escoamento regional, tais como, ondas de montanha, Jatos em Baixos Níveis (JBN) e as circulações termicamente dirigidas (COLLE, 2004; ZARDI & WHITEMAN, 2013).

As interações de superfícies urbanas com a atmosfera são governadas pelos fluxos de calor de superfície, cuja distribuição é drasticamente modificada pela urbanização. O principal fator que contribui para as alterações nas características físicas da superfície é a substituição da vegetação pelo asfalto e o concreto, que acarreta a diminuição da umidade da superfície disponível para a evapotranspiração, mudanças nos fluxos radiativos e no fluxo de superfície. Além disso, altera substancialmente a transferência de calor, umidade, *momentum* e a concentração dos aerossóis entre a superfície e a atmosfera (OKE, 1988; DOUSSET & GOURMELON, 2003; SHEPHERD, 2013).

A presença de vegetação no solo interfere na composição do microclima de uma região, pois absorve energia em forma de calor e a utiliza no processo de fotossíntese, liberando energia em forma de oxigênio e gás carbônico, renovando o ar atmosférico e produzindo vapor d'água, que umidifica o ar. Além disso, a vegetação tem a capacidade de atenuar o efeito estufa, filtrar poluentes, absorver o barulho e prevenir a erosão, contribuindo para economizar energia e reduzir as temperaturas urbanas. (SANTAMOURIS, 1997; SOUZA et al., 2020).

Essas modificações da superfície resultam em mudanças locais na formação de nuvens e nos padrões de precipitação (BORNSTEIN, 1968; OKE, 1973). Outro impacto direto da urbanização é a aceleração dos processos erosivos, sendo um dos fatores principais para a ocorrência de alagamentos. O aumento da produção de sedimentos, originados do uso e ocupação inadequada dos solos e da crescente urbanização, tem ligação direta com o sistema de drenagem local e agrava os efeitos das inundações (BRAGA, 2016).

O uso e a ocupação do solo têm uma relação direta com os riscos ambientais urbanos, que englobam diversos acidentes, tais como: **i)** riscos de enchentes, **ii)** escorregamentos, **iii)** contaminações do solo e da água, entre outros (JACOBI, 2004). A urbanização não planejada, não sistemática e rápida pode causar impactos profundos em vários componentes ambientais, especialmente na terra e na água (LEAL et al., 2008; TUCCI, 2008; GRANDE et al., 2014; ZAZIKY et al., 2020).

No NEB existem grandes áreas de terras degradadas submetidas a processos de desertificação, resultado, principalmente, de antigas práticas agrícolas (agricultura de subsistência), queima da biomassa e manejo inadequado do solo. Esse problema é de grande importância social, pois nessa região se encontra cerca de 30% da população do Brasil, entretanto, existem poucas informações disponíveis sobre a relação entre os índices de extremos climáticos e o uso e ocupação do solo nessas regiões (ALMEIDA-FILHO & CARVALHO, 2010).

3.3 Sistemas meteorológicos que atuam no Nordeste brasileiro

É sabido que o NEB possui alta variabilidade espaço-temporal na distribuição da chuva e, assim, apresenta anos extremamente secos ou chuvosos (MOURA, 1986;

DA SILVA et al., 2012; CAVALCANTI, 2016; CARVALHO et al., 2020). Devido à localização no extremo leste da América do Sul (AS) tropical, o NEB está submetido a influência de sistemas meteorológicos em multiescala que lhe atribuem características climáticas particulares (MOLION & BERNARDO, 2002).

3.3.1 El Niño-Oscilação Sul (ENOS)

O modo de variabilidade climática ENOS é definido como um fenômeno acoplado atmosfera-oceânico que ocorre no Pacífico Equatorial e na atmosfera adjacente. A ocorrência desse fenômeno acoplado se dá quando o oceano Pacífico Equatorial está mais quente (El Niño) ou mais frio (La Niña) do que a média normal histórica (INPE, 2020). A fase positiva (El Niño) é quando as anomalias estão acima de 0,5°C. Já, a fase negativa (La Niña), é quando as anomalias estão abaixo de -0,5°C. Quando não há ocorrência do fenômeno, denomina-se fase Neutra (MENDES, 2019).

Este fenômeno pode ser caracterizado com base nos índices da TSM do Pacífico Equatorial e via Índice de Oscilação Sul (IOS), calculado pela diferença de pressão atmosférica ao nível do mar entre duas estações: i) Taiti e ii) Darwin. Em geral, IOS positivo é associado a La Niña, enquanto que, IOS negativo está associado a El Niño. O ENOS influencia a Circulação Geral da Atmosfera (CGA) e modifica a temperatura e a precipitação em escala global, interferindo, assim, nas atividades humanas (OLIVEIRA, 1999; MOLION & BERNARDO, 2002).

Segundo Vianello et al. (2001), a ocorrência do El Niño no NEB está diretamente relacionada as secas e a La Niña está associada as enchentes. Siqueira et al. (2006) enfatizam que o ENOS influencia os sistemas produtores de chuva do NEB, pois afeta o posicionamento longitudinal dos ramos ascendentes da Célula de Walker (CW). No El Niño, seu ramo principal se posiciona sobre as águas quentes do Pacífico e causa subsidência e alta pressão sobre o Norte da AS, bloqueia a ZCIT mais ao norte, os SF do Hemisfério Sul (HS) e a ZCAS mais ao sul e, assim, provoca secas no NEB. Na La Niña, os eventos estão associados à intensificação dos ramos ascendentes da CW sobre os continentes e ao aumento dos totais pluviométricos.

Em anos de El Niño há uma diminuição significativa da chuva e em anos de La Niña há uma intensificação das chuvas no NEB, tais extremos podem ocorrer independentemente da ocorrência do modo de variabilidade climática ENOS. Tendo

em vista que, a chuva no NEB é influenciada por outros sistemas atmosféricos e/ou pela combinação das condições oceânicas do Atlântico Tropical (ALVES & REPELLI, 1992).

Há uma relação direta entre o fenômeno El Niño e as secas no NEB, ao menos no prolongamento do período seco além do normal. A mudança anômala na circulação da atmosfera superior e a alteração na dinâmica dos centros de altas e baixas pressões e das células do ar atmosférico, constituem mecanismos que explicam a ocorrência das grandes secas no NEB (DE ARAÚJO COSTA, 2012).

Existe uma grande probabilidade de ocorrer secas no NEB em 70% dos episódios moderados a fortes do El Niño. Essa influência é ainda maior no Norte do Nordeste brasileiro (NNEB), entre 1°S e 12°S, entre o norte dos estados do Maranhão (MA), Piauí (PI), Ceará (CE), Rio Grande do Norte (RN), Pernambuco (PE), Paraíba (PB) e Bahia (BA) (ARAGÃO, 1975).

O El Niño de 1997/98 foi considerado o evento mais forte do século, a seca que esse fenômeno provocou no NEB gerou grandes impactos sociais, econômicos e ambientais. As principais consequências das secas são relacionadas, principalmente, com a baixa produtividade na agricultura, pecuária e abastecimento d'água aos centros urbanos e comunidades rurais. A La Niña de 2008, também considerada como forte, causou enchentes na região (FREIRE et al., 2011).

3.3.2 Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)

A ZCIT é um sistema sinótico que ocorre próximo à linha do Equador. Segundo Ferreira (1996), o sistema possui características atmosféricas e oceânicas marcantes e que interage com: i) ZCAS; ii) zona do cavado equatorial; iii) zona de máxima TSM; iv) zona de máxima convergência de massa; e v) zona da banda de máxima cobertura de nuvens convectivas. Além disso, a região sob a ação da ZCIT é caracterizada pela presença de aglomerados convectivos, um dos principais mecanismos de aquecimento da atmosfera ocasionado, principalmente, pela liberação de calor latente e pela interação entre radiação e nebulosidade.

A posição média da ZCIT encontra-se um pouco ao norte do equador, porém a sua localização latitudinal apresenta grande variação sazonal e longitudinal. Sobre o Oceano Atlântico, a ZCIT desloca-se em média de 14°N, nos meses de agosto e

setembro, e 2ºS em março e abril. Em anos chuvosos no NEB, pode atingir 5ºS como posição mais austral (PHILANDER et al., 1996; MELO et al., 2009).

No Brasil, a ZCIT é o principal sistema meteorológico atuante no litoral NNEB, sendo mais ativo nos meses de março e abril (UVO, 1989; MOLION & BERNARDO, 2002; CORDEIRO et al., 2018; CAVALCANTI et al., 2009). A posição e a intensidade da ZCIT, no Oceano Atlântico Equatorial, é muito importante na determinação do período chuvoso da região semiárida do NEB. De maneira geral, em anos secos no NNEB, as águas estão mais aquecidas e a alta subtropical menos intensa no Atlântico Subtropical Norte, simultaneamente com águas mais frias e alta subtropical mais intensa no Atlântico Subtropical Sul. Em anos chuvosos a situação é inversa (DE MELO et al., 2002). Os estados do NEB que mais são afetados pela ZCIT são: norte e centro do Maranhão e Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte e os sertões da Paraíba e Pernambuco (MELO, 1997).

Estudos observacionais mostram que, em geral, a ZCIT interage com outros sistemas meteorológicos que atuam sobre o Nordeste durante os meses chuvosos, destacando-se os Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL's), a formação de Linhas de Instabilidade (LI) ao longo da costa norte brasileira e com sistemas de altos níveis (cavados e vórtices ciclônicos), que podem inibir ou favorecer a ocorrência de chuvas sobre o NEB (MELO et al., 2000).

Além disso, a formação de uma banda dupla da ZCIT pode estar relacionada com anos chuvosos no NEB. Nos meses de março e abril, quando a ZCIT alcança sua inclinação máxima Sudoeste-Nordeste (SW-NE) e influencia o aumento da precipitação no NNEB, o surgimento de uma segunda banda de nebulosidade convectiva ao sul da banda principal eleva ainda mais a quantidade de chuvas (UVO, 1989; COELHO, 2002).

Diniz e Pereira (2015) afirmam que a ZCIT é responsável pela maior parte da precipitação registrada no primeiro semestre do ano do Rio Grande do Norte. Na área do Clima Tropical de Zona Equatorial, a ZCIT é responsável pela maior parte das chuvas registradas, determinando o quadrimestre mais chuvoso de fevereiro a maio, já na área do Clima Tropical do Nordeste Oriental, junto à ZCIT, sistemas de mesoescala também possuem papel relevante na precipitação.

3.3.3 Frentes Frias (FF)

Uma frente é formada a partir do deslocamento de uma massa de ar em direção à outra, definida pela zona de transição ou descontinuidade entre massas de ar de características diferentes (VAREJÃO-SILVA, 2006).

Frentes frias são bandas de nuvens organizadas que se formam na região de confluência entre uma massa de ar frio (mais densa) e uma de ar quente (menos densa). A massa de ar frio penetra a massa de ar quente e, assim, o ar quente e úmido ascende, forma nuvens e, conseqüentemente, chuvas, se houver atuação dos NC (HOBBS et al., 1974; HINDMAN et al., 1977; ALBRECHT, 1989; HANSEN et al., 1997; MENON et al., 2002; MARTINS, 2006).

As FF são identificadas via imagens de satélite e normalmente se deslocam de SW para NE sobre o continente e oceano atlântico. As FF podem alcançar regiões como oeste da Amazônia e ao longo da costa NEB e, interagindo com o ar quente e úmido tropical, produzem chuvas fortes sobre o continente, principalmente no litoral NEB (CAVALCANTI et al., 2009).

A penetração de FF vindas do polo sul até às latitudes tropicais entre os meses de novembro e janeiro é um importante mecanismo produtor de chuvas no NEB nos meses de novembro a janeiro. Ocorrem durante todo o ano entre 25°S e 30°S, mas são mais numerosas de maio a outubro (MOLION & BERNARDO, 2002; FERREIRA & MELLO, 2005).

De outubro a janeiro, a precipitação sobre o NEB sofre influência das FF que chegam à Bahia, as quais geram uma convecção tropical nos estados mais ao norte, principalmente no sul do Maranhão, Piauí e Ceará (KOUSKY, 1979; ALVES & KAYANO, 1991; OLIVEIRA, 1999).

Alves e Diniz (1992) verificaram que, por vezes, as frentes frias afetam também o estado do Ceará, contribuindo para o total pluviométrico mensal. E Gemiacki (2005) estudou a passagem de dois SF's sobre a AS, durante a estação seca do NEB. No primeiro evento, o SF influenciou as condições de tempo em toda AS, até mesmo no estado de Alagoas. No segundo, o SF teve um deslocamento zonal, atingindo apenas as regiões Sul e Sudeste do Brasil.

O sul do NEB (SNEB) é composto por quase todo o estado da Bahia e o seu período chuvoso ocorre de novembro a fevereiro, com picos de chuvas entre

dezembro e março. Nessa região, os principais mecanismos de precipitação são os sistemas frontais estacionários, alimentados pela umidade proveniente do Atlântico Sul, que definem a ZCAS, sistemas pré-frontais, convecção local e brisas marítima e terrestre no litoral (KOUSKY, 1979).

3.3.4 Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL's)

Os DOL's são perturbações atmosféricas que ocorrem nos trópicos, onde há influência dos ventos alísios, e são caracterizados como conglomerados de nuvens convectivas, que se deslocam de leste para oeste e acompanhando de um cavado (CHOU, 1990; VAREJÃO-SILVA, 2006).

Esses distúrbios possuem oscilações com duração de 3 a 9 dias, comprimento de onda de 3200 a 6200 km e velocidade de propagação de 10 a 15 m/s (BURPEE, 1972; DE FELICE et al., 1993; MEKONNEN, et al., 2006; ALVES et al., 2008).

As chuvas extremas ocorrem após a passagem do eixo do cavado, pois atrás deste acontecem os movimentos ascendentes intensos. O vento, à superfície, rapidamente muda de direção e acompanhando o cavado, há uma faixa de nuvens convectivas desenvolvidas que produzem aguaceiros (VAREJÃO-SILVA, 2006).

Segundo Asnani (1993), os DOL's são difíceis de localizar em mapas sinóticos, pois não apresentam uma estrutura homogênea e possuem uma intensidade relativamente fraca, quando comparada à intensidade dos cavados de latitudes médias. A escassez de dados nos trópicos também limitou por muito tempo o estudo destes sistemas, pois grande parte da região tropical é coberta por oceanos, onde é difícil estabelecer observatórios meteorológicos.

Na AS, estudos concluem que os DOL's não justificam as chuvas que ocorrem no verão, pois ocorrem como um efeito combinado ou interação com outros sistemas tais como, VCAN's, ZCIT e remanescentes de SF. Em contrapartida, no inverno austral, a variabilidade de alta frequência do Atlântico Tropical Norte e de parte da área norte do Atlântico Tropical Sul é, principalmente, devido a esses distúrbios, que têm um papel importante no acumulado diário de precipitação sobre o setor norte da AS, o que inclui parte do NNEB (MOTA, 1997; KAYANO, 2003).

No Brasil, os DOL's são os principais responsáveis por um percentual considerável da chuva que ocorre no quadrimestre chuvoso do ENEB (abril a julho) -

(PAIVA NETO, 2003; FERREIRA & MELLO, 2005). Além do setor leste, a região NNEB recebe uma contribuição significativa de chuva, causada pelos DOL's (BARBOSA, 2005; KOUADIO et al., 2012) que se deslocam sobre o Atlântico Sul durante todo o ano, afetando o NEB com maior amplitude e propagação de fase mais organizada, durante o outono e inverno austral (CHAN, 1990; ESPINOZA, 1996). Estes distúrbios são capazes de provocar eventos extremos de chuva, resultando em alagamentos e deslizamentos de encostas (SANTOS et al., 2012; MACHADO et al., 2012; ALVES et al., 2013).

Os DOL's provocam chuvas, principalmente, na Zona da Mata que se estende desde o Recôncavo Baiano até o litoral do Rio Grande do Norte. Quando as condições oceânicas e atmosféricas estão favoráveis, também provocam chuvas no interior do NEB entre maio e agosto, principalmente na parte centro-norte da região com distâncias que podem chegar até 200 km do litoral (UVO, 1989; FERREIRA & MELO, 2005; TEIXEIRA, 2008; CAVALCANTI et al., 2009).

Paiva Neto (2003) estudou os DOL's que atingiram o NEB no mês de junho dos anos de 1995 a 1999, com o objetivo de avaliar sua contribuição para a precipitação da Paraíba. O autor observou que o número de distúrbios foi significativamente menor em junho de 1997 (mês considerado seco no leste do Estado da Paraíba), um mês com fortes anomalias positivas de TSM no Oceano Pacífico Equatorial e anomalias negativas de TSM no Oceano Atlântico Sul.

Calheiros et al. (2005) relataram que, em um único episódio deste sistema, chegou a chover 120 mm em Barreiros (litoral de Pernambuco) e entre 30 de julho e 1 de agosto de 2000 o volume de chuvas observado atingiu 400 mm. Alves et al. (2006), mostraram que entre 10% a 15% das chuvas em parte do leste da região Nordeste estão associados aos DOL's. Gomes et al. (2006) identificou e mostrou em imagens de satélite a interação de um distúrbio com o relevo do NEB em 1995, que ocasionou chuvas e rajadas de vento. Demonstrando que a circulação de leste sobre essa região facilita a entrada de distúrbios atmosféricos que se propagam do Oceano Atlântico para o continente, em várias escalas de tempo e de espaço.

Coutinho e Fisch (2007) realizaram uma climatologia dos DOL's que passaram por Alcântara – MA, no período de 1988 a 1997, utilizando três camadas (entre 850 - 700 hPa, 700 - 500 hPa e 850 - 500 hPa). Foram identificados distúrbios durante todo

o ano com duração de 3 a 6 dias. Durante a época chuvosa, as 3 camadas identificaram a passagem do sistema atmosférico. No período seco (julho - dezembro), o evento só não ocorreu na camada mais baixa (entre 850 - 700 hPa).

Segundo Silva (2011), este sistema esteve ligado diretamente ao evento que arrasou parte do leste de Pernambuco e Alagoas em junho de 2010, quando rios transbordaram devido à chuva extrema que ocorreu em poucas horas. Santos et al. (2012) estudaram um caso de chuva intensa (95 mm) que ocorreu no dia 12 de junho de 2006 em Salvador – Bahia (BA), causada por uma convecção profunda organizada, favorecida por um DOL que atingiu a costa leste do NEB. Esse sistema, com velocidade de fase estimada em 10 m.s^{-1} , foi detectado no campo da componente meridional do vento no nível de 700 hPa e em imagens de satélite. Consequências como deslizamentos de encosta foram os principais danos causados por esse evento extremo de chuva.

Segundo Ribeiro et al. (2013), a atuação de um DOL foi responsável pela intensificação e organização da atividade convectiva, e formação de linhas de instabilidade que ocasionaram chuvas fortes na desde o Rio Grande do Norte (RN) até Pernambuco (PE), no período de 15 a 17 de julho de 2011.

3.3.5 Vórtices Ciclônicos de Altos e Médios Níveis (VCAN's)

Os VCAN's ou baixas frias são sistemas sinóticos de baixa pressão que se apresentam em grande escala, formam-se na alta troposfera e ocorrem no verão austral (GAN, 1982). Na sua periferia há formação de nuvens causadoras de chuva e no centro, que é mais frio que a periferia, há subsidência (movimento de ar de cima para baixo), que causa aumento da pressão e inibe a formação de nuvens (FERREIRA & MELLO, 2005).

Segundo Cavalcanti et al. (2009), os VCAN's são caracterizados por centros de baixa pressão que se originam na alta troposfera e podem se estender até níveis médios, dependendo da instabilidade atmosférica. Em média, a duração do fenômeno varia entre 7 e 10 dias (FEDOROVA, 2001). Esse sistema possui duas classificações, de acordo com a sua estação e lugar de formação. Segundo Gan (1982), os VCANs do tipo Palmer se originam em latitudes tropicais e são mais frequentes no verão, enquanto os do tipo Palmén se formam em latitudes subtropicais e são mais observados na primavera e no inverno.

Os VCAN's podem afetar a distribuição das chuvas em variados setores do NEB, como o litoral e o sertão nordestino. Em alguns casos, o sistema pode também alcançar o interior do continente e a fronteira da região Norte do Brasil (SILVA, 2005; REBOITA et al., 2016; REBOITA et al., 2017). Este sistema exerce um papel fundamental no regime pluviométrico do NEB. No verão, é o principal sistema produtor de chuva em regiões localizadas sobre a sua periferia e, quando está posicionado sobre o NEB, pode contribuir para um verão mais quente e seco (COUTINHO, 2008; REPINALDO, 2010; MORAIS, 2016; REIS, 2018).

Os VCAN's que penetram sobre o NEB, geralmente, apresentam as seguintes características: **i)** vórtices de origem tropical que se formam na primavera, verão e outono; **ii)** originam-se no Oceano Atlântico e acima de 9000 m, em baixas latitudes; **iii)** podem permanecer na região tropical por semanas; **iv)** na passagem para latitudes mais altas, crescem e se intensificam; **v)** são irregulares e se movem tanto para leste como para oeste (KOUSKY & GAN 1981; GAN, 1982).

Além disso, os VCAN's que penetram no NEB são mais evidentes nos meses de março a novembro e mais frequentes de janeiro a fevereiro, com durabilidade média entre 7 e 10 dias. Na maior parte das vezes estes vórtices penetram no interior do NEB, próximo a Salvador, perdendo intensidade ao se deslocar para oeste, provocando céu claro na parte central e sul e chuvas no setor norte. Essa influência se torna mais evidente quando os vórtices se formam sobre o continente, provocando nebulosidade e chuva em uma parte da região e céu limpo em outra parte, decorrente dos fluxos subsidientes no centro dos vórtices (KOUSKY, 1979; UVO, 1989; FERREIRA & MELLO, 2005; COUTINHO et al., 2010; LLOPART, 2012).

Souza et al. (2002) analisaram as chuvas ocorridas em Pernambuco no período de 29/12/2001 a 18/01/2002 e encontraram precipitação acima da média histórica para a região do Sertão e Agreste Pernambucano, onde o posicionamento favorável de um VCAN foi essencial para a ocorrência de grande quantidade de chuva, suficiente para reabastecer várias bacias hidrográficas.

Calheiros et al. (2000) analisaram um evento extremo de precipitação/estiagem no NEB em janeiro de 2000, onde ocorreu uma grande variabilidade espacial das chuvas, algumas regiões com excesso e outras com escassez de chuva. Essa variabilidade foi atribuída a VCAN's que atuaram sobre a região durante esse mês.

Regiões localizadas sob o ramo esquerdo dos VCAN's apresentaram anomalias de até cerca de 200 mm no mês. O Sertão Alagoano, Pernambucano e grande parte da Bahia e Piauí ficaram sob o centro de subsidência do VCAN e apresentaram déficits de -25 mm a -100 mm naquele mês.

Calheiros et al. (2002) analisaram o evento crítico de precipitação sobre o NEB em janeiro de 2002 e concluíram que o excesso de chuva foi atribuído à presença de VCAN's sobre o continente e oceano adjacente durante todo o mês.

Germano (2016) estudou casos de VCAN's que provocaram eventos de precipitações extremas nas cidades de Recife, Maceió e Aracaju durante o período de 2011 a 2015. O autor verificou que eventos de precipitação extrema estão associados a precipitação mensal, ocorrendo com mais frequência durante a quadra chuvosa, que nas três cidades ocorre nos meses de abril a julho. Constatou-se, também, que esses VCAN's foram responsáveis por 52,2% dos eventos de precipitação extrema que ocorreram nas cidades no período de novembro a março.

Os Vórtices Ciclônicos de Médios Níveis (VCMN's) consistem em uma circulação ciclônica dos ventos, que ocorre somente em níveis médios da atmosfera. De acordo com Fedorova et al. (2006), esses vórtices foram observados nas análises de uma banda frontal que influenciou o NEB. No entanto, os VCMN's foram descobertos recentemente e pouco se sabe sobre os processos de formação e sua influência no tempo do NEB.

Carvalho (2004) e Fedorova et al. (2006) verificaram que a influência de uma zona frontal observada próxima ao NEB no período de 15 a 20 de maio de 2003 estava associada a um VCMN.

Pontes da Silva et al. (2011) observaram e analisaram diariamente precipitações iguais ou superiores a 5,0 mm em Alagoas durante 4 anos e verificaram que 33 casos (10%) estavam associados à extremidade frontal e 7 casos (2%) estavam ligados ao VCMN.

Santos (2012) realizou uma análise de frequência e estrutura dos VCMN's durante 3 anos, no período de 2008 a 2010 sobre o NEB. Foram observados 696 casos, com máxima ocorrência em 2008 (248 casos) e mínima em 2010 (204 casos). Setembro foi o mês que apresentou menor frequência de casos e maiores frequências

foram observadas em janeiro, abril e agosto. Quanto à sazonalidade, notou-se menor frequência de VCMN's na primavera e no inverno e maiores frequências no verão, que registrou 185 casos. Referente a localização espacial, houve maior ocorrência sobre os oceanos, com aproximadamente 87% dos casos.

Silva e Fedorova (2019) analisaram os VCMN's sobre a região continental, abrangendo as latitudes desde o Equador até 20°S e as longitudes de 30°O a 65°O, no período de 01 de janeiro a 31 de dezembro de 2017. Foram identificados 8 casos de formação do VCMN nas latitudes de 0° e 20°S e as longitudes de 35°O a 30°O. Observou-se atuação preferencial no nível de 700 hPa, onde dois casos se aprofundaram e atingiram o nível 600 hPa. A duração média dos casos foi de 12hrs, com variação entre 6 - 30hrs.

3.3.6 Linhas de Instabilidade (LI)

As LI são bandas de nuvens organizadas em linha, formadas a partir da grande quantidade de radiação solar incidente sobre a região tropical, que favorece o desenvolvimento das nuvens cumulus (UVO, 1989; COHEN et al., 1995; CAVALCANTI et al., 2009; SILVA et al., 2011). As LI atingem um número maior à tarde e início da noite, quando a convecção é máxima (FERREIRA & MELLO, 2005). O sistema é observado desde as latitudes médias até o Equador (SILVA et al., 2017). Além disso, a proximidade da ZCIT influencia o seu desenvolvimento, principalmente em fevereiro e março (FERREIRA & MELLO, 2005).

As LI estão, frequentemente, acompanhadas de uma área de precipitação estratiforme (HOUZE, 2004). Elas ocorrem tanto nos trópicos quanto nos extratropicos e são alguns dos sistemas precipitantes frequentes na atmosfera (BLUESTEIN & JAIN, 1985; PARKER & JOHNSON, 2000; HOUZE, 2004). Esses sistemas podem causar chuva forte, rajadas intensas de vento em superfície, queda de granizo e tornados (NEWTON, 1950; PARKER & JOHNSON, 2000).

As LI, geralmente, estão associadas as FF (BLUESTEIN & JAIN, 1985), onde há convergência do vento em baixos níveis, movimento ascendente em escala sinótica associado a um cavado em altos níveis e cisalhamento do vento paralelo à FF, o que favorece a interação entre as tempestades e a organização do Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) em forma de LI.

As LI podem ser divididas em duas partes, de acordo com o padrão de refletividade: i) linha convectiva (tempestades com alta refletividade e intensas correntes verticais, organizadas em linha) e ii) área estratiforme (com refletividade moderada e movimento vertical associado a correntes de mesoescala), são menos intensas e agem sobre uma área maior (HOUZE, 2004). A forma de LI comum e que está frequentemente associada ao tempo severo, ocorre quando a área estratiforme se posiciona atrás da linha convectiva (PARKER & JOHNSON, 2000).

3.3.7 Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM)

Os CCM são definidos como um conjunto de *cumulonimbus* (*Cb*), isto é, nuvens de desenvolvimento vertical e produtoras de chuvas intensas, sendo cobertos por uma camada densa de *cirrus* (*Ci*) e facilmente identificados em imagens de satélite como sistemas quase circulares em intenso crescimento num intervalo de 6 a 12 horas (MADDOX, 1980; SILVA DIAS, 1987). De latitudes médias ou tropicais, no geral, os CCM são noturnos e continentais. O ciclo de vida desse sistema inicia poucas horas depois da formação de células convectivas no final da tarde ou começo da noite, sua máxima extensão ocorre de madrugada e o sistema persiste até a manhã (VELASCO & FRITSCH, 1987).

Análises realizadas por centros regionais de meteorologia do NEB, por exemplo, pela Fundação Cearense de Meteorologia (FUNCEME), observaram indícios de CCM intensos próximo à costa leste do NEB, principalmente em maio, onde a origem e intensificação desses sistemas podem estar associados aos DOL's advindos do Atlântico Sul (BRABO ALVES et al., 2001).

Albuquerque (2011) analisou 80 casos de CCM em um período de 10 anos sobre o NEB e verificou que 49% dos eventos ocorreram no verão e 46% no outono, onde a maioria se desenvolveu sobre o continente. Ao relacionar com o ENOS, observou que grande parte dos eventos coincidiu com anos de El Niño fraco e La Niña forte.

Estudos mais recentes registraram ocorrências de CCM no NEB, sendo um dos sistemas meteorológicos que mais causam precipitações intensas e trovoadas na costa leste do NEB (FEDOROVA et al., 2008; LYRA et al., 2017; SILVA et al., 2011; PONTES DA SILVA et al., 2011; CORDEIRO et al., 2018; LYRA et al., 2018).

Lyra e Freitas (2019) identificaram 6 casos de CCM sobre o território do NEB durante o ano de 2017. Os eventos ocorreram exclusivamente durante o solstício de verão. Segundo os autores, os sistemas se formaram no setor NNEB e podem estar associados à convecção provocada pela ZCIT, que mantém seu posicionamento mais ao sul durante a estação predominante dos CCM. Além disso, pôde-se verificar a importância do fluxo de umidade proveniente do atlântico e das parcelas de ar originadas do oceano para a formação dos CCM, com elevados índices de instabilidade CAPE (Convective Available Potential Energy) e LI. Todos esses fatores favoreceram a convecção profunda na região, resultando na formação dos CCM com altos valores de precipitações e trovoadas como consequência.

Lyra et al. (2020), através da análise das imagens de satélite com o auxílio do algoritmo de análise automática, identificaram 65 casos de CCM sobre o NEB entre 2008 e 2017. Nestes dez anos, a frequência média anual foi de 7 casos, com maior ocorrência em 2008. Sazonalmente, também houve maior frequência de ocorrências durante o outono e verão com 42% e 40%, respectivamente. A área de cobertura total média dos CCM foi cerca de 120.000 km² e o maior caso identificado cobriu uma área de aproximadamente 427.926 km². Cerca de 83% dos CCM analisados atuaram sobre o continente, o restante se desenvolveu somente sobre o oceano.

3.3.8 Circulações de Brisas

As circulações de brisas podem ser definidas como um regime específico de vento, de escala diurna, decorrente das diferenças térmicas entre o continente e o oceano, que levam a diferenças de pressão do ar em baixos níveis. Sobre essas superfícies, existem dois tipos de circulações de brisas: marítima e terrestre (ROTUNNO et al., 1992).

A circulação da brisa marítima ocorre em dias ensolarados, a superfície do continente se aquece rapidamente que a superfície do oceano adjacente. De manhã, surge uma faixa de pressão mais baixa sobre o litoral e, assim, desenvolvem correntes convectivas ascendentes sobre o continente, dando origem as nuvens convectivas. Acima do oceano a pressão continua elevada, face à menor TSM. Assim, se estabelece uma conexão fechada, com movimentos ascendentes na costa e subsidente sobre o mar. O vento à superfície ocorre do oceano para o continente, em direção quase perpendicular à linha da costa (VAREJÃO-SILVA, 2006).

A circulação da brisa terrestre ocorre à noite, o continente perde calor mais rápido que o oceano e logo após o pôr-do-sol, a superfície do oceano passa a apresentar uma TSM maior em relação ao continente. A faixa de baixa pressão se situa sobre o oceano e o movimento ascendente associado podem gerar nuvens convectivas. O vento ocorre do continente para o oceano à superfície, também perpendicular à costa. No geral, a circulação da brisa terrestre não é tão intensa quanto a circulação da brisa marítima (VAREJÃO-SILVA, 2006).

No NEB, normalmente, as circulações das brisas contribuem para mudar a direção da velocidade dos ventos alísios, que são persistentes e intensos durante todo o ano (VAREJÃO-SILVA, 2006).

O ENEB, desde o Rio Grande do Norte ao sul da Bahia (até 120 km do litoral), apresenta período chuvoso de abril a julho, com pico de chuvas em maio. Os máximos de chuvas estão ligados à maior atividade de circulação da brisa marítima que advecta bandas de nebulosidade para o continente e à ação das FF que se propagam ao longo da costa. Estudos sugerem ainda que os picos de chuva estão associados à máxima Convergência dos Alísios com a circulação da brisa terrestre, que são mais fortes durante o outono e inverno, quando o contraste de temperatura entre a terra e o mar é maior (KOUSKY, 1979; MOLION E BERNARDO, 2002).

Kousky (1980) mostrou que a penetração da brisa marítima no NNEB, em conjunto com as circulações de vale montanha, determina os horários preferenciais para a ocorrência de chuva e que a variação sazonal na direção dos ventos alísios modifica a região de convergência com a circulação da brisa marítima e, assim, determina a ocorrência da chuva sobre o continente e/ou no Oceano Atlântico. Além disso, mostrou que 50% da chuva das áreas costeiras cai à noite, associada à circulação da brisa terrestre.

Segundo Lima e Pinto (2012), durante os meses mais chuvosos em Sergipe (maio, junho e julho), a circulação da brisa marítima é máxima, ou seja, existe um contraste máximo entre a TSM e a temperatura da terra. Além disso, os sistemas de brisa são observados no litoral e Zona da Mata de Sergipe durante todo o ano, com maior definição no outono e inverno, produzindo chuvas de intensidade fraca a moderada.

De acordo com Diniz e Pereira (2015), no litoral setentrional do RN, a circulação da brisa terrestre provém de sul, sudeste ou sudoeste, sendo responsável por afastar nuvens de chuva da costa, provocando precipitação pluviométrica sobre o Atlântico. A concavidade de trechos do litoral setentrional no NEB faz com que a convergência em baixos níveis da brisa terrestre com os alísios de sudeste origine uma frente de brisa no oceano, que dá origem a nuvens no formato de um grande arco (TEIXEIRA, 2008). A circulação da brisa terrestre é, portanto, um fator que contribui para o aumento das precipitações no litoral oriental. Já as regiões produtoras do litoral setentrional, são extremamente desfavorecidas pelo fenômeno da brisa terrestre nesse quesito, pois tende a afastar os ventos sinóticos da costa, gerando convergência de nuvens de chuva sobre o oceano, diminuindo seus totais pluviométricos e a frequência de chuvas.

3.3.9 Perturbações Ondulatória nos Alísios (POA's)

As POA's são definidas como distúrbios formados pela convergência dos ventos acompanhados das FF com os ventos alísios. Devido à convergência do fluxo de umidade e o contraste da temperatura entre o oceano e o continente, esse sistema origina grande nebulosidade ao se aproximar de áreas costeiras (SILVA et al., 2011).

Essas perturbações, quando associadas às circulações de brisas, podem se intensificar e ocasionar tempestades com totais pluviométricos superiores a 50 mm/dia e ventos superiores a 50 km/h. As POA's atuam desde o norte do Rio Grande do Norte até a Bahia, nos meses de maio a agosto (MOLION & BERNARDO, 2002).

Segundo Diniz e Pereira (2015), este é o segundo sistema em importância nos totais de precipitação pluviométrica do Rio Grande do Norte. Em casos de associação entre POA e brisa marítima, chegam a penetrar 300 km para o interior do continente, levando chuvas até ao Planalto da Borborema Potiguar, ou mesmo outros planaltos interiores. Caso se associem com a brisa terrestre, podem provocar precipitações superiores aos 50 mm/dia, geralmente, nas madrugadas e início da manhã, sendo comum ocorrer no litoral oriental do estado.

3.3.10 Dipolo do Atlântico

O Dipolo do Atlântico é um fenômeno oceano-atmosférico definido como uma mudança anômala na TSM do Oceano Atlântico Tropical. A fase positiva do Dipolo

ocorre quando as águas do Atlântico Tropical Norte estão mais quentes e as águas do Atlântico Equatorial e Tropical Sul estão mais frias: os movimentos descendentes transportam ar frio e seco dos altos níveis da atmosfera sobre a região setentrional, central e sertão do Nordeste, inibindo a formação de nuvens e diminuindo a chuva. A fase negativa ocorre quando as águas do Atlântico Tropical Norte estão mais frias e as águas do Atlântico Tropical Sul estão mais quentes: há um aumento nos movimentos ascendentes sobre estas regiões, intensificando a formação de nuvens e aumentando os totais pluviométricos (ARAGÃO, 1998).

Esses padrões de anomalias da TSM podem gerar gradientes meridionais de anomalias da TSM, que influenciam bastante a posição latitudinal da ZCIT e alteram a distribuição sazonal da chuva sobre o Atlântico Equatorial, parte NNEB e parte central da Amazônia (NOBRE & SHUKLA, 1996).

Nos anos em que as TSM sobre o Atlântico Tropical Sul estão mais altas do que a média de longo período durante março-abril-maio e o Atlântico Tropical Norte está menos aquecido que a média, há formação de um gradiente meridional de anomalias da TSM no sentido de norte para o sul. Nessa situação observa-se no mesmo período uma pressão ao nível do mar mais baixa do que a média sobre o Atlântico Sul e mais alta do que a média sobre o Atlântico Norte, os alísios de SE mais fracos do que a média e os alísios de NE mais intensos do que a média, o eixo de baixa pressão à superfície e confluência dos ventos alísios deslocados mais para sul, relativamente ao seu posicionamento médio e totais pluviométricos acima da média sobre o norte do NEB (HASTENRATH & HELLER, 1977).

A variabilidade interanual de precipitação no NEB é fortemente dependente da fase do dipolo do Atlântico, visto que as anomalias positivas da TSM no Atlântico Norte e anomalias negativas no Atlântico Sul, ao sul do equador, estão associadas a condições mais secas no Nordeste do Brasil (MOURA e SHUKLA, 1981).

Salgueiro et al. (2016) investigaram a relação entre eventos extremos registrados na Sub-Bacia 39, localizada no NEB, analisando as anomalias da TSM e os sistemas atmosféricos atuantes na região no período de 1943-2013. Os resultados mostraram que, comparativamente, as secas e chuvas intensas estão mais associados a influência do Dipolo do Atlântico do que ao ENOS.

3.3.11 Oscilação Decadal do Pacífico (ODP)

A ODP é definida como as variações na TSM do Oceano Pacífico, que ocorrem em períodos quase cíclicos (20 a 30 anos) e apresentam 2 fases (DA SILVA et al., 2007; DA SILVA & GALVÍNCIO, 2011; SILVA CARDOSO, 2010; NASCIMENTO JÚNIOR & SANT'ANNA NETO, 2016; SILVA & SILVA, 2016). A fase fria é caracterizada por anomalias negativas da TSM no Pacífico Tropical e, simultaneamente, positivas no Pacífico Extratropical em ambos os hemisférios. A fase quente apresenta a configuração contrária. O padrão da ODP é similar à variabilidade da TSM associada ao ENOS, porém, com maiores amplitudes em latitudes médias do que em baixas e uma maior extensão meridional das anomalias equatoriais comparado ao ENOS (MANTUA et al., 1997).

De acordo com Molion (2010), a ODP apresentou duas fases positivas (1925-1946; 1977-1998) e uma negativa (1947-1976) e parece ter entrado novamente em sua fase negativa a partir de 1999, que deve permanecer até cerca de 2025, gerando um aumento da frequência de eventos La Niña e redução de eventos de El Niño (MOLION, 2005). É sabido que durante a fase positiva da ODP, há a tendência de maior número de episódios de El Niño e mais intensos. Já durante a fase negativa, ocorrem mais episódios de La Niña, que também tendem a ser mais intensos (ANDREOLI & KAYANO, 2005).

Dessa forma, a ODP e o ENOS podem ter efeitos combinados na distribuição anômala da chuva na AS - (KAYANO & ANDREOLI, 2006), agindo positivamente (anomalias fortes e bem definidas) na mesma fase e negativamente (anomalias fracas e mal definidas) em fases opostas (BROWN e COMRIE, 2004). Salvador (2006) relacionou a ODP com a precipitação na Costa Leste do NEB e verificou um aumento nos totais médios anuais de precipitação na fase quente da ODP (1977-1998) com relação à fase fria (1947-1976).

3.3.12 Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS)

A ASAS é definida como um sistema de alta pressão localizado em torno de 30° de latitude no Oceano Atlântico Sul. O sistema possui seu giro com sentido anticiclônico e sua formação está diretamente ligada à circulação média meridional da atmosfera (BASTOS e FERREIRA, 2000). A formação da ASAS ocorre a partir de uma massa de ar quente descendente que, ao realizar seu movimento, aquece a atmosfera

e, assim, diminui a umidade relativa, condicionando a evaporação das gotículas de água e ocasionando a estabilidade na atmosfera (DEGOLA, 2013).

A ASAS possui uma oscilação leste-oeste ao longo do ano, com sua posição mais a leste nos meses de outubro e abril e a oeste, nos meses de julho, agosto e janeiro a março. A migração deste sistema para o sul promove a sua intensificação e para o norte, o seu enfraquecimento (MÄCHEL et al., 1998).

A chuva do NEB é favorecida pela ASAS quando está deslocada para o sul de sua posição climatológica e próximo ao continente sul-americano, pois os ventos do setor norte da ASAS podem intensificar os ventos de sudeste/leste que chegam ao litoral nordestino e, assim contribui para o maior transporte de umidade do oceano para o continente. Situação contrária ocorre quando a ASAS está afastado do continente e não tão deslocado para sul (MOSCATI, 1991).

3.3.13 Corrente de Jato do Nordeste Brasileiro (CJNEB)

Uma Corrente de Jato (CJ) é definida como o escoamento de ventos zonais intensos em altos níveis da troposfera, resultante do contraste de temperatura entre trópicos e polos (FEDOROVA, 1999). A Corrente de Jato do Nordeste Brasileiro (CJNEB) é caracterizada por ventos fortes em níveis superiores da atmosfera, entre o nordeste da Alta da Bolívia e o sudoeste do VCAN, atuantes no NEB (VAZ, 2014). A CJNEB é observada próxima ao nível de 200 hPa na tropopausa tropical, entre as latitudes de 20°S e o Equador, com maior ocorrência e desenvolvimento durante o inverno no Hemisfério Sul (GOMES, 2003; CAMPOS 2006).

No primeiro estudo realizado sobre CJNEB próximo de Alagoas (GOMES, 2003), foram identificadas fortes correntes de ar em altos níveis durante todas as estações do ano. Na maioria dos casos, as velocidades das correntes atingiram 30 m/s, limite característico das CJ's. Entretanto, no inverno e primavera os valores médios superaram 30 m/s e os máximos atingiram 50 m/s. A CJNEB é um dos principais sistemas relacionados à precipitação intensa em Alagoas e no NEB (SILVA, 2008; SILVA et al., 2011).

3.3.14 Oscilação Madden-Julian (OMJ)

A OMJ, também conhecida como Oscilação 30-60 dias, é caracterizada como a propagação de uma onda atmosférica na direção zonal (sentido leste), ao longo do

globo terrestre e em torno do Equador. Em geral, observa-se uma perturbação nos campos de pressão e convergência dos ventos em baixos níveis, originando a formação de nuvens convectivas sobre o Pacífico Oeste. Esse é o principal sistema de escala intrasazonal capaz de ocasionar variações na convecção de larga escala no cinturão tropical. A OMJ possui duas fases: positiva (quando a onda gera uma intensificação da nebulosidade convectiva) e negativa (quando a onda está inibindo a nebulosidade), ambas as fases possuem grande influência no padrão de nebulosidade sobre a AS (WEICKMANN et al., 1985; KOUSKY & KAYANO, 1994).

De acordo com Repelli et al. (1997), a OMJ possui grande influência sobre o NEB: Em anos onde a estação chuvosa (fevereiro a maio) do norte do NEB varia de normal a abaixo da média climatológica, a sua influência é evidente e, portanto, modula as variações intrasazonais das chuvas no período de dezembro a maio. Assim, o monitoramento da evolução da OMJ, bem como sua previsibilidade, é extremamente importante para se conhecer e prognosticar a variabilidade intrasazonal do regime de chuvas do NEB.

3.3.15 Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)

Além de todos esses sistemas, o posicionamento dos VCAN's e a persistência de FF favorecem o desenvolvimento da ZCAS, uma área de intensa convecção semiestacionária na baixa troposfera, que causa chuvas nas regiões Sudeste, Centro-Oeste, Norte e em grande parte do NEB nos meses de novembro a fevereiro (ALVES et al., 2006).

A ZCAS é um fenômeno de escala sinótica, com atuação bem caracterizada nos meses de dezembro a março e papel importante nos altos índices pluviométricos em grande parte do Brasil. A ZCAS tem como principal característica, uma larga faixa de nebulosidade convectiva desde o sul da Região Amazônica até o Oceano Atlântico Subtropical. Por ocorrer durante o verão do HS, ressalta-se a importância da convecção tropical, e conseqüente liberação de calor latente, na Região Amazônica, para a geração e manutenção do fenômeno (QUADRO, 1994).

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Área de estudo

O NEB está situado entre as latitudes $01^{\circ} 02' 30''$ norte (N) e $18^{\circ} 20' 07''$ sul (S) e entre as longitudes de $34^{\circ} 47' 30''$ e $48^{\circ} 45' 24''$ a oeste (W) do meridiano de Greenwich. As regiões em estudo são as capitais do NEB: Aracaju (SE), Fortaleza (CE), João Pessoa (PB), Maceió (AL), Natal (RN), Recife (PE), Salvador (BA), São Luís (MA) e Teresina (PI), conforme a Figura 1. Na Tabela 1, segue a população das capitais do NEB com base nos censos do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) - (IBGE, 2020).

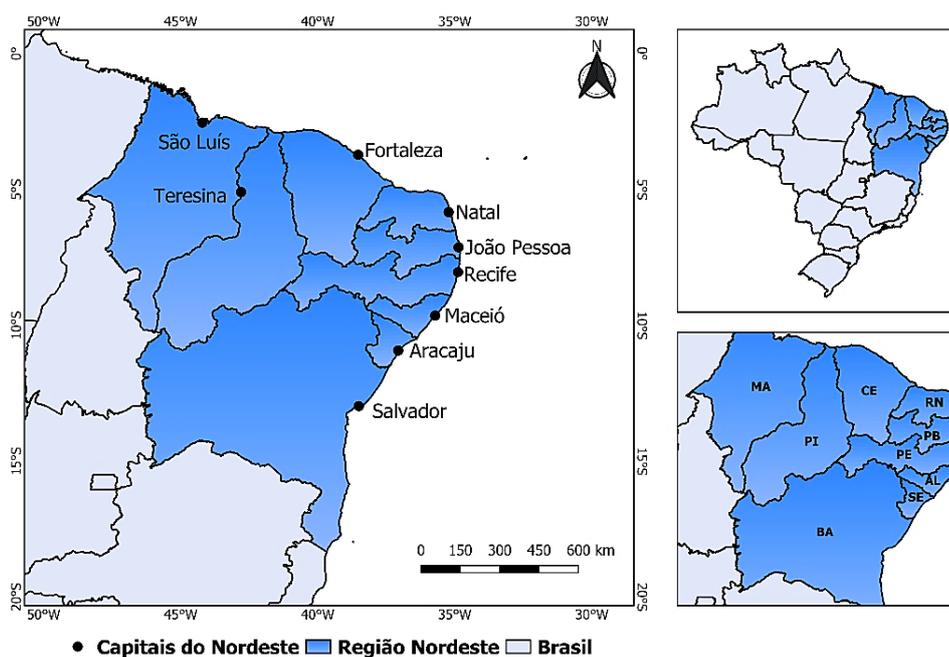


Figura 1: Localização da área de estudo. **Fonte:** Autora (2021).

Tabela 1: População estimada para as capitais do NEB. **Fonte:** IBGE (2020).

Capital	População (1991)	População (2000)	População (2010)	População (2020)
Aracaju	404.828	451.027	571.149	664.908
Fortaleza	1.708.741	2.139.372	2.452.185	2.686.612
João Pessoa	484.291	594.968	723.515	817.511
Maceió	699.760	806.167	932.748	1.025.360
Natal	606.276	699.339	803.739	890.480
Recife	1.335.684	1.388.193	1.537.704	1.653.461
Salvador	2.075.392	2.331.612	2.675.656	2.886.698
São Luís	781.374	855.442	1.014.837	1.108.975
Teresina	591.164	703.796	814.230	868.075

De acordo com Rocha et al. (2011) o NEB possui 4 tipos climáticos bem definidos, sendo eles: **i) Equatorial úmido:** observado a oeste do Maranhão, com médias térmicas entre 25°C e 28°C, pequena amplitude térmica anual e chuvas abundantes no ano; **ii) Tropical:** presente na Bahia, Ceará, Maranhão e Piauí, apresenta verão úmido e inverno seco. A vegetação engloba o Cerrado e a Mata dos Cocais; **iii) Tropical semiárido:** abrange o interior da região e é marcado por médias térmicas em torno de 28°C e chuvas escassas e irregulares no verão e outono. A vegetação da área é a Caatinga; **iv) Litorâneo úmido:** do litoral da Bahia ao Rio Grande do Norte, tem maior índice pluviométrico no outono e inverno e possui a Mata Atlântica como vegetação.

4.2 Dados Pluviométricos e Imputação de Dados

Nesse estudo foram usados dados pluviométricos mensais referentes a 9 estações localizadas nas capitais do NEB conforme distribuição espacial da Figura 1 e Tabela 2. As estações são pertencentes à rede hidrometeorológica da ANA – Agência Nacional das Águas (ANA, 2021), sendo obtidas via plataforma HidroWeb no seguinte endereço eletrônico: <http://www.ana.gov.br>. O período de estudo compreende os anos de 1960 a 2020.

Para os anos que apresentaram dados faltantes, foi realizada uma análise de preenchimento de lacunas, com base no método de imputação proposto por Harrel (2001) e Junger e Ponce de Leon (2018). As porcentagens de dados faltantes nas séries temporais de precipitação foram submetidas aos seguintes critérios: i) porcentagem $\leq 0,05$: aplica-se a imputação única ou analisa-se apenas dados

completos; ii) percentual entre 0,05 e 0,15: utiliza-se imputação única; e iii) percentual superior a 0,15: múltiplas imputações são indicadas na maioria dos casos. Esse procedimento foi realizado em estudos recentes, tais como: Gois et al. (2019) e Gois et al. (2020), no estado do Rio de Janeiro, e Souza et al. (2020) no estado de Alagoas. O pacote R 'mtsd' foi usado no processo de imputação múltipla, com base na FCS – Especificação Totalmente Condicional (BUUREN & OUDSHOORN, 2011). O método de imputação de dados utilizou o *Predictive Mean Matching* (PMM) por meio do pacote 'midastouch' R para preencher as lacunas nas séries temporais, com base em dados disponíveis de estações vizinhas, ou seja, das três estações próximas localizadas na mesma região climatológica (TUCCI, 2015).

Tabela 2: Capitais do Brasil com seus identificadores (ID), latitude (°), longitude (°), altitude (m), chuva média (mm) e o percentual de falhas (%), respectivamente.

ID	Capitais	Lat. (°)	Long. (°)	Alt. (m)	Chuva Média (mm)	Percentual de falhas (%)
1	Aracaju	-10.95	-37.05	3.68	1403.13	16.12
2	Fortaleza	-3.82	-38.54	29.89	1607.61	20.08
3	João Pessoa	-7.10	-34.85	9.67	1906.07	10.79
4	Maceió	-9.55	-35.77	84.12	1867.25	26.64
5	Natal	-5.84	-35.21	47.68	1616.26	25.82
6	Recife	-8.06	-34.96	11.3	2276.68	3.28
7	Salvador	-13.01	-38.51	47.35	1968.17	18.85
8	São Luís	-2.53	-44.21	32.58	2094.54	13.93
9	Teresina	-5.03	-42.80	75.73	1262.36	31.56

4.3 Estatística Aplicada

Na estatística descritiva aplicada aos dados mensais de chuva (mm), foram calculados: a média – \bar{x} (mm) (1), a mediana – Md (mm) (2), o desvio padrão – DP (mm) (3) e o coeficiente de variação – CV (%) (4).

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n} \quad (1)$$

$$m_d = l_i + \left[\frac{\frac{n}{2} - f_{acant}}{f_i} \right] x h \quad (2)$$

$$S = \sqrt{\frac{\sum(x_i - \bar{x})^2}{n}} \quad (3)$$

$$CV = \frac{\sigma}{\bar{x}} \cdot 100 \quad (4)$$

4.4 Teste de Mann-Kendall

O teste de Mann-Kendall (MK) considera a hipótese de estabilidade da ocorrência de valores sucessivos e independentes com a distribuição de probabilidade permanecendo a mesma (Mann 1945; Kendall 1975). Com o teste MK aplicado em uma série temporal de x_i de n termos ($1 \leq i \leq n$), sua estatística pode ser definida, $x = x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$ pela Eq. (1):

$$S = \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_j - x_i) \quad (1)$$

Em que, x_j são os dados estimados da sequência de valores, n é o comprimento da série temporal e o sinal S é dado pela Eq. (2):

$$S = \begin{cases} \text{sgn}(x) = 1 & \Leftrightarrow \text{para } (x_j - x_i) > 0 \\ \text{sgn}(x) = 0 & \Leftrightarrow \text{para } (x_j - x_i) = 0 \\ \text{sgn}(x) = -1 & \text{para } (x_j - x_i) < 0 \end{cases} \quad (2)$$

Para a série temporal $x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$ com um grande número de termos ($n > 4$), sob a hipótese nula (H_0) de ausência de tendência, S tem uma distribuição normal com média zero e variância unitária, definida pela Eq. (3):

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18} \quad (3)$$

E, com a repetição de dados, a variância é definida pela Eq. (4): $\text{Var}(S) =$

$$\frac{1}{18} [n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1}^g t_p(t_p-1)(2t_p+5)] \quad (4)$$

Em que n é o número de observações, t_p é o número de observações com valores iguais em um determinado grupo p^{th} e é o número de grupos contendo os mesmos valores na série de dados em um determinado grupo p . O segundo termo representa um ajuste para dados censurados.

A avaliação da significância estatística de S para a H_0 com um teste bicaudal, ela pode ser rejeitada para maiores valores da estatística MK, que é definida pela Eq. (5):

$$Z_{MK} = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{Var(S)}} & \text{para } S > 0 \\ 0 & \text{para } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{Var(S)}} & \text{para } S < 0 \end{cases} \quad (5)$$

Com base nas estatísticas Z_{MK} , a hipótese H_0 é aceita quando a série temporal não tem tendência (para $p\text{-valor} > \alpha$), e rejeitada em favor da hipótese alternativa (H_1), quando há uma tendência para o valor $p < \alpha$ na série temporal. Para este estudo, adotou-se o nível de significância de 5% (Tabela 3).

Tabela 3: Classificação da tendência ZMK no intervalo de confiança de -1,96 a +1,96.

Categorias	Escalas
Tendência significativa de aumento (TSA)	$Z_{MK} > +1.96$
Tendência não significativa de aumento (TNSA)	$Z_{MK} < +1.96$
Sem tendência (ST)	$Z_{MK} = 0$
Tendência não significativa de diminuição (TNSD)	$Z_{MK} > -1.96$
Tendência significativa de diminuição (TSD)	$Z_{MK} < -1.96$

Os resultados serão analisados de acordo com o sinal da estatística Z , que indica que valores positivos ($Z > 0$) apresentam tendência crescente e valores negativos tendência decrescente ($Z < 0$) nas séries temporais das chuvas urbanas no NEB.

4.5 ENOS e ODP

Para uma melhor compreensão da variabilidade da precipitação nas capitais, incluiu-se a influência do modo de variabilidade interanual ENOS, caracterizado por possuir três fases: uma fase positiva (El Niño), uma negativa (La Niña) e outra Neutra. As fases do ENOS são classificadas de acordo com as anomalias da TSM da região Equatorial do Pacífico, caracterizada a partir da região El Niño 3.4 via Oceanic Niño Index (ONI) - (NOAA/CPC, 2021). As informações acerca de ocorrências de ENOS (El

Niño, La Niña e Neutro) estão baseadas nos dados do National Weather Service (NWS) e do National Oceanographic and Atmospheric Administration (NOAA), conforme o seguinte endereço eletrônico: <https://ggweather.com/enso/oni.htm>.

Tabela 4: Ocorrências de ENOS – Oceanic Niño Index (ONI).

El Niño				La Niña		
Fraco	Moderado	Forte	Muito Forte	Fraco	Moderado	Forte
1952-53	1951-52	1957-58	1982-83	1954-55	1955-56	1973-74
1953-54	1963-64	1965-66	1997-98	1964-65	1970-71	1975-76
1958-59	1968-69	1972-73	2015-16	1971-72	1995-96	1988-89
1969-70	1986-87	1987-88		1974-75	2011-12	1998-99
1976-77	1994-95	1991-92		1983-84	2020-21	1999-00
1977-78	2002-03			1984-85		2007-08
1979-80	2009-10			2000-01		2010-11
2004-05				2005-06		
2006-07				2008-09		
2014-15				2016-17		
2018-19				2017-18		

Além disso, abordou-se também a influência das fases da ODP, caracterizada por possuir duas fases: uma fase positiva – quente – (1925-1946; 1977-1998) e outra negativa – fria – (1947-1976) e atualmente estamos em uma fase fria que se iniciou em 1999 e deve permanecer até por volta de 2025 (MOLION, 2005). As duas fases são definidas pelas anomalias da temperatura no Nordeste e no Oceano Pacífico Tropical, através do Índice do NCDC (National Climatic Data Center), USA: baseado nos dados “reconstruídos” da TSM no Pacífico. As informações acerca de ocorrências da ODP estão baseadas no National Centers for Environmental Information (NCEI), conforme o seguinte endereço eletrônico: <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/pdo/>.

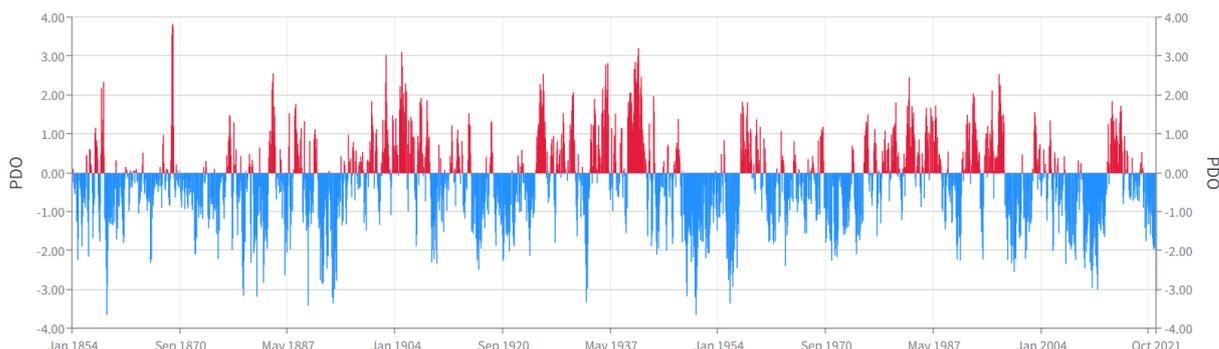


Figura 2: Oscilação Decadal do Pacífico. Fonte: NOAA (2021).

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Análise da Chuva nas Capitais do NEB

5.1.1 Anual

A variabilidade da chuva anual nas capitais do NEB foi baseada na identificação dos anos secos e chuvosos no período estudado, sendo associado com fases do ENOS (El Niño, La Niña e Neutro) via índice ONI juntamente com as fases da ODP via índice NCEI ODP. Para facilitar a discussão dos resultados foi adotado o seguinte critério: Norte do NEB (NNEB) – (MA, PI, CE e RN), Leste do NEB (ENEb) – (PB, PE, AL e SE) e Sul do NEB (SNEB) – (BA).

Tabela 5: Estatística descritiva aplicada a chuva anual das capitais do NEB.

CAPITAIS	\bar{x}	m_d	S	MÁXIMO (mm)	MÍNIMO (mm)	CV (%)
ARACAJU	1382,7	1328,1	432,3	3126,3	738,00	31%
FORTALEZA	1607,6	1620,8	513,9	2900,1	636,2	32%
JOÃO PESSOA	1906,1	1971,5	637,8	3888,4	501,2	33%
MACEIÓ	1867,3	1825,4	436,3	3033,1	997,23	23%
NATAL	1616,3	1527,3	349,3	2485,9	849,0	22%
RECIFE	2276,7	2260,4	468,4	3527,1	1249,70	21%
SALVADOR	1968,2	1999,6	393,1	3223,2	1233,2	20%
SÃO LUÍS	2094,5	1966,4	627,0	3981,3	647,02	30%
TERESINA	1262,4	1267,0	296,1	2028,0	334,76	23%

- ENEB

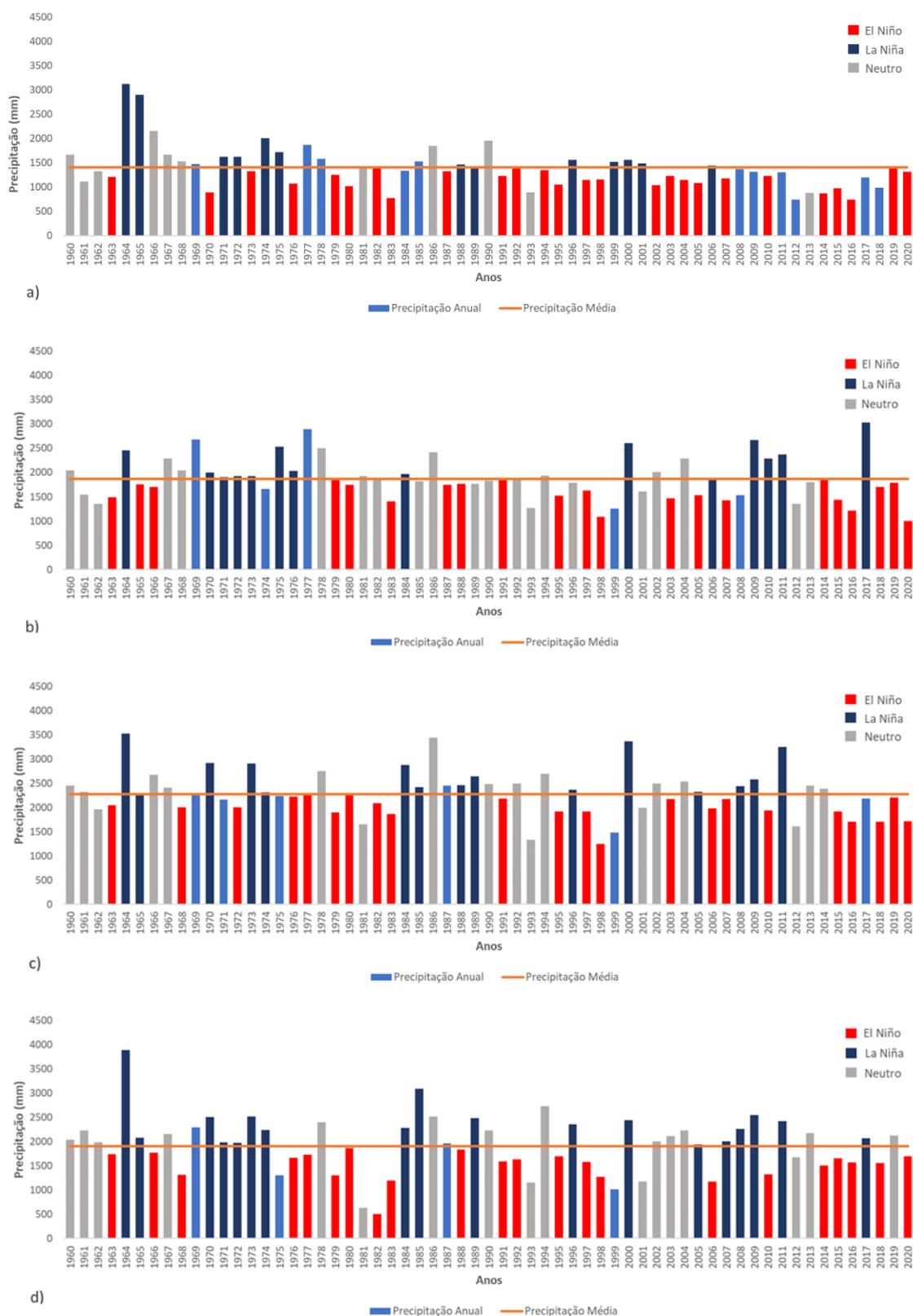


Figura 3: Distribuição da chuva anual (mm) no ENEB - Aracaju (a), Maceió (b), Recife (c) e João Pessoa (d).

A capital Aracaju (Figura 3a) apresentou anos chuvosos até a 1ª metade da década de 1970, sendo correspondente a 1ª fase negativa da ODP (1947-1976). Os índices pluviométricos diminuem significativamente a partir da 2ª metade até a década de 1990, sendo correspondente a fase positiva da ODP (1977-1998). As décadas de 2000 e 2010 estavam sob atuação da ODP na fase negativa, apesar disso, a maior parte dos anos da série temporal foi caracterizada pelo registro de chuva abaixo da média (1403,13 mm) na capital de Sergipe. Da Silva et al. (2018), utilizando o SPI, verificaram que a influência e alguns eventos do ENOS foram potencializados por ocorrências de fases da ODP. Aracaju apresentou amplo período chuvoso, com registro também de chuva extrema de 1964 a 1968, e período de anos mais secos de 1961 a 1963 e de 2004 a 2014. E em todos os meses de 1963/64 verificou-se também que o evento de La Niña associado à fase fria da ODP ocasionou altos valores positivos de SPI em todos os meses de, exceto fevereiro. Costa (2015) ao utilizar o SIP para o Ceará, verificou que nos anos em que houve interação entre El Niño e ODP em fase quente, favoreceu-se a incidência de seca em quase todo o Estado.

Dos 37 anos que apresentaram chuva inferior à média, 26 eventos foram correspondentes a atuação de El Niño, 4 correspondentes aos eventos Neutros e 7 anos, apesar de também apresentarem chuva abaixo da média, não coincidiram com nenhum evento de El Niño, segundo o índice ONI (Tabela 4). Os anos de 1983 (El Niño Forte) e 2016 (El Niño Muito Forte), foram destaque na série temporal com os menores registros de chuvas (NOAA/CPC, 2021). Dos 24 anos que apresentaram chuva superior à média, 13 eventos foram correspondentes a atuação da La Niña, 7 eventos correspondentes aos anos Neutros e 4 anos, apesar de também apresentarem chuva acima da média, não coincidiram com nenhum evento de La Niña. Destaque para o ciclo bianual 1964-65 (La Niña Fraco) e o ciclo bianual 1974-75 (La Niña Forte), com os maiores registros de chuva anual. Os registros de períodos de anos mais secos foram de 1961 a 1963 e de 2004 a 2014; os anos de 1963 e 2004 foram anos de atuação do fenômeno El Niño, responsável por ocorrência de secas no nordeste brasileiro (DA SILVA et al., 2020). Na análise descritiva, Aracaju apresentou a menor média anual, no valor de 1382,7 mm e um alto CV (31%).

A capital Maceió (Figura 3b) apresentou alta variabilidade das chuvas anuais, por exemplo, nas décadas de 1960 e 1970 obtiveram maiores registros de chuvas anuais (fase negativa da ODP), ao contrário, das décadas de 1980 e 1990 com os

menores registros de chuvas anuais (fase positiva da ODP). Recentemente, Oliveira Júnior et al. (2021) identificaram com base no produto de precipitação CHELSA (*Climatologies at High Resolution for the Earth's Land Surface Areas*) que as fases do ENOS são responsáveis diretos na variabilidade da chuva interanual, enquanto a variabilidade decadal correspondeu à mudança de fase da ODP similar aos resultados obtidos no estudo. As décadas de 2000 e 2010 estavam sob atuação da ODP na fase negativa, apesar disso, maiores registros de chuvas anuais ocorreram na década de 2000 e menores registros de chuvas anuais na década de 2010. Anteriormente, Lyra et al. (2017) relacionaram os períodos úmidos e secos no Estado de Alagoas via Análise Harmônica e Espectral (AHE), e identificaram padrões similares aos encontrados neste estudo, porém com uma série temporal de dados inferior (1960-1990) e menor quantidade de estações (33 estações).

Dos 34 anos que apresentaram chuva inferior à média (1867,25 mm), 21 eventos correspondem a atuação de El Niño, 10 são correspondentes aos eventos Neutros e 3 anos, apesar de também apresentarem chuva abaixo da média, não coincidiram com nenhum evento de El Niño. Destaque para os anos de 1998 (El Niño Muito Forte) e 2020 (El Niño Fraco), com os menores registros de chuva na capital de Alagoas, tais resultados são corroborados anteriormente por (Oliveira Júnior et al. 2012; Lyra et al., 2017) e recentemente por (Costa et al., 2020; Oliveira Júnior et al., 2021). Dos 27 anos que apresentaram chuva superior à média, 14 eventos correspondem a atuação de La Niña, 11 eventos correspondentes aos anos Neutros e 2 anos, apesar de também apresentarem chuva acima da média, não coincidiram com nenhum evento de La Niña. Destaque para os anos de 2000 e 2009 (La Niña Fraco) e 2017 (La Niña Forte), com os maiores registros de chuva. Na análise descritiva, Maceió apresentou baixo CV (23%).

A capital Recife (Figura 3c) apresentou diminuição da chuva ao longo das décadas, sendo a década de 1960 com maiores registros de chuva anual, que se mantém até 1974, correspondentes à fase negativa da ODP. Apesar de 1976 a 1998 corresponder à fase positiva da ODP, todos os registros de chuva de 1984 a 1990 foram superiores à média (2276,68 mm). A década de 1990 teve os menores registros de chuva anual, correspondendo à fase positiva da ODP, enquanto as décadas de 2000 e 2010, apesar de ambas estarem na fase negativa da ODP, apresentaram anos chuvosos e secos, respectivamente. Salvador (2006) relacionou a ODP com a

precipitação na Costa Leste do NEB e verificou um aumento nos totais médios anuais de precipitação na fase quente da ODP (1977-1998) com relação à fase fria (1947-1976).

Dos 31 anos com chuva inferior à média, 22 eventos correspondem a atuação de El Niño, 5 correspondem aos eventos Neutros e 4 anos, apesar de também apresentarem chuva abaixo da média, não coincidiram com nenhum evento de El Niño. Destaque para os ciclos bianuais 1997-98, 1982-83 e 2015-16 (El Niño Muito Forte), com os menores registros de chuva na capital de Pernambuco. Dos 30 anos com chuva superior à média, 15 corresponderam a atuação de La Niña, 13 aos eventos Neutros e 2 anos, apesar de também apresentarem chuva acima da média, não coincidiram com nenhum evento de La Niña. Destaque para os anos de 1964 (La Niña Fraco), 2000 e 2011 (La Niña Forte), com os maiores registros anuais de chuva. Além de um baixo CV (21%), na análise descritiva, Recife apresentou o maior valor de média anual da chuva, com 2276,6 mm – (Tabela 5). Tal valor médio da chuva se deve em função da atuação de sistemas meteorológicos, por exemplo, DOL, POA's e circulações de brisas, seguidos do efeito de continentalidade e maritimidade (ANDREOLI & KAYANO, 2007; MACHADO et al., 2012; ALVES, 2013).

A capital João Pessoa (Figura 3d) apresentou alta variabilidade da chuva em comparação às outras capitais do ENEB, pois os sistemas atmosféricos que agem em João Pessoa atuam principalmente nas áreas equatoriais de baixa latitude, promovendo habitualmente estabilidade atmosférica no final do inverno e no período da primavera e causando instabilidade no período sazonal do verão, outono e início do inverno, com a ocorrência de chuvas concentradas entre os meses de março a julho (RODRIGUES et al., 2021). Até metade da década de 1970 foram registrados anos mais chuvosos (fase negativa da ODP), a partir da segunda metade da década de 1970 até a década de 1990, foram registrados anos mais secos (fase positiva da ODP). E seguindo, novamente, o mesmo padrão, apesar de ambas as décadas estarem na fase negativa da ODP, a década de 2000 apresentou anos mais chuvosos e a década de 2010 apresentou anos mais secos.

Dos 28 anos com chuva inferior à média (1906,07 mm), 22 eventos correspondem a atuação de El Niño, 4 aos eventos Neutros e 2 anos, apesar de também apresentarem chuva abaixo da média, não coincidem com nenhum evento de El Niño. Destaque para o ciclo bianual 1982-83 (El Niño Muito Forte), com o menor

registro de chuva anual. Dos 33 anos com chuva superior à média, 18 correspondem a eventos de La Niña, 13 correspondem aos eventos Neutros e 2 anos, apesar de também apresentarem chuva acima da média, não coincidem com nenhum evento de La Niña. Destaque para os anos de 1964, 1985 e 2009 (La Niña Fraco), com os maiores registros anuais de chuva. Na análise descritiva, João Pessoa apresentou alto CV (33%), além de um alto valor de desvio padrão (637,8).

Destaque para Aracaju, Maceió, Recife e João Pessoa, 70,27%, 61,76%, 70,97% e 78,57%, com chuva abaixo da média devido ao El Niño e 54,17%, 51,85%, 50% e 54,55% com chuva acima da média devido La Niña, respectivamente.

Claramente, os percentuais identificados mostram a variabilidade da chuva em função das fases do ENOS, no entanto, não se descarta a influência antrópica na dinâmica da chuva, particularmente o processo de urbanização que tem alterado os regimes de chuva no Brasil (OLIVEIRA JÚNIOR et al., 2022) e no NEB (FONSECA, 2017).

- NNEB



Figura 4: Distribuição da chuva anual (mm) no NNEB – São Luís (a), Teresina (b), Fortaleza (c) e Natal (d).

Na capital São Luís (Figura 4a), durante a fase negativa da ODP, a década de 1960 foi caracterizada com chuva anual abaixo da média (2094,54 mm). A partir da década de 1970 houve a ocorrência de alguns anos com chuva anual superior à média, por exemplo, os anos iniciais até 1975, exceto o ano 1972. Durante a fase positiva (1976-1998), há uma variabilidade anual da chuva. As décadas de 2000 e 2010, apresentaram, na maior parte dos anos, altos registros de chuva.

Dos 34 anos que apresentaram chuva inferior à média, 25 eventos correspondem a atuação de El Niño e 9 aos eventos Neutros. Destaque para 1964 (El Niño Moderado) e 1983 (El Niño Muito Forte), com os menores registros anuais de chuva. Dos 26 anos que apresentaram chuva superior à média, 19 eventos correspondem a atuação de La Niña e 7 correspondem aos eventos Neutros. Destaque para 1971 e 1984-85 (La Niña Fraco) e o ciclo 1973-74 (La Niña Forte), com os maiores registros anuais de chuva. Em São Luís, os efeitos do El Niño e La Niña são mais intensos e provocam uma acentuada diminuição e aumento da sua pluviosidade histórica (PINHEIRO & ARAÚJO, 2019), mas o principal mecanismo climático de geração de chuvas na capital é a ZCIT (MENEZES, 1995).

Na análise descritiva, São Luís apresentou o segundo maior desvio padrão (627,0), que por sua vez apontou menor homogeneidade dos dados e um CV de 33%, que indicou uma dispersão elevada dos dados. Além disso, a capital apresentou o maior valor máximo de chuva registrado anualmente (3981,3 mm) durante todo o período de estudo em comparação as demais capitais do NEB – (Tabela 5). Isso se deve a influência da ZCIT, das LI's e das circulações das brisas na capital do Maranhão (MOLION & BERNARDO, 2002; ANDREOLI & KAYANO, 2007; PINHEIRO e ARAÚJO, 2019).

A capital Teresina (Figura 4b) é única capital do Nordeste que não está localizada no litoral e apresentou diminuição significativa das chuvas anuais no período de estudo em comparação as demais capitais do NNEB, pois é uma região marcada pela baixa umidade do ar e altas temperaturas (MENEZES et al., 2016; ABREU et al., 2009). A década de 1960 alguns anos com chuvas superiores ou próximos à média até 1975 (fase negativa da ODP). O período de 1976 a 1998 apresentou alta variabilidade da chuva anual. A década de 1980 a registrou diversos anos com chuva abaixo da média, a exceção 1984, sendo correspondente à fase positiva da ODP. E retomando o padrão, na fase fria da ODP, a década de 2000

apresentou altos registros de chuva, voltando a apresentar baixos registros na década de 2010.

Dos 26 anos com chuva inferior à média, 18 eventos correspondem a atuação de El Niño e 8 correspondem aos eventos Neutros. Destaque para 2016 e os ciclos bianuais de 1982-83 e 1997-98 (El Niño Muito Forte), com os menores registros anuais de chuva em Teresina. Dos 31 anos com chuva superior à média, 18 eventos correspondem a atuação de La Niña, 11 correspondem aos eventos Neutros e 2 anos, apesar de também apresentarem chuva acima da média, não coincidem com nenhum evento de La Niña. A maioria dos anos com os maiores registros de chuva foram marcados por eventos de La Niña Fraco, com exceção do ciclo bianual 1995-96, marcado por eventos de La Niña Moderado. Na análise descritiva, Teresina apresentou o menor desvio padrão (296,1), o que indica uma maior homogeneidade dos dados e CV de 23%, com pequena variabilidade dos registros de chuva.

A capital Fortaleza (Figura 4c) apresentou diminuição das chuvas ao longo das décadas. De 1960 a 1975 observam-se altos registros de chuva (fase negativa da ODP). No período de 1976 a 1998, a maior parte dos anos teve baixos registros de chuva (fase positiva). Apesar de ambas corresponderem à fase negativa da ODP, a década de 2000 foi a mais chuvosa (17689,65 mm) e a década de 2010 a menos chuvosa (14503,28 mm). Silva et al. (2012) verificou que a associação das mesmas fases de ENOS e ODP promoveram diminuição nas chuvas, quando nas fases quentes dos dois eventos, e aumento nas chuvas, quando em fases frias.

Dos 31 anos com chuva inferior à média (1607,61 mm), 21 eventos correspondem a atuação de El Niño, 6 correspondem a anos neutros e 4 anos, apesar de também apresentarem chuva abaixo da média, não coincidem com nenhum evento de El Niño. Destaque para os anos de 1979 (El Niño Fraco) e 1982 (El Niño Muito Forte), com os menores registros anuais de chuva. Dos 29 anos que apresentaram chuva superior à média, 18 correspondem a atuação de La Niña, 9 correspondem aos eventos Neutros e 2 anos, apesar de também apresentarem chuva acima da média, não coincidem com nenhum evento de La Niña. Os maiores registros de chuva anual em Fortaleza, ocorreram apenas no ciclo bianual de 1973-74 e no ano de 2011, sendo marcados pela atuação de La Niña Forte. As secas severas no NEB têm sido relacionadas à ocorrência do El Niño. Entretanto, Kane (1997) mostrou que relação entre El Niño e as secas no NEB é ambígua, pois dos 46 El Niños (fortes e moderados)

do período de 1849-1992, somente 21 (45%) estiveram associados a secas severas em Fortaleza, por exemplo. Na análise descritiva a capital apresentou alto CV (32%).

A capital Natal (Figura 4d), apresenta um aumento das chuvas ao longo das décadas recentes. Apesar de estar sob atuação da fase negativa da ODP, a década de 1960 apresentou os menores registros anuais de chuva. As décadas de 1970, 1980 e 1990 apresentaram maiores registros de chuva abaixo da média (fase positiva da ODP). Correspondendo à fase negativa da ODP, a década de 2000 obteve os maiores registros de chuva anual e a década de 2010 se manteve com altos registros de chuva na maior parte dos anos.

Dos 38 anos com chuva inferior à média (1616,26 mm), 23 eventos correspondem a atuação de El Niño, 11 correspondem aos eventos Neutros e 4 anos, apesar de também apresentarem chuva abaixo da média, não coincidem com nenhum evento de El Niño. Destaque para 1968 (El Niño Moderado), com o menor registro anual de chuva. Dos 23 anos com chuva inferior à média, 12 correspondem a atuação de La Niña, 9 correspondem aos eventos Neutros e 2 anos, apesar de também apresentarem chuva acima da média, não coincidem com nenhum evento de La Niña. Destaque para os anos de 2008 (La Niña Forte) e 2009 (La Niña Fraco), com os maiores registros anuais de chuva na capital Natal.

Na análise descritiva, Natal apresentou um baixo CV (22%), com máximo registrado de 2485,9 mm e mínimo de 849,0 mm. De acordo com Silva et al. (2020), através da aplicação do SPI e análise de ondeletas, as interações simultâneas de diferentes escalas temporais explicam altos valores de Precipitação para Natal, como também as influências de ENOS, ENOS estendido, Dipolo do Atlântico, Manchas solares e ODP.

Em São Luís, Teresina, Fortaleza e Natal, 70,59%, 69,23% 64,52% e 60,53% dos anos com chuva abaixo da média correspondem aos eventos de El Niño e 73,08%, 58,06%, 62,07% e 52,17%, com chuva acima da média aos eventos de La Niña.

- SNEB

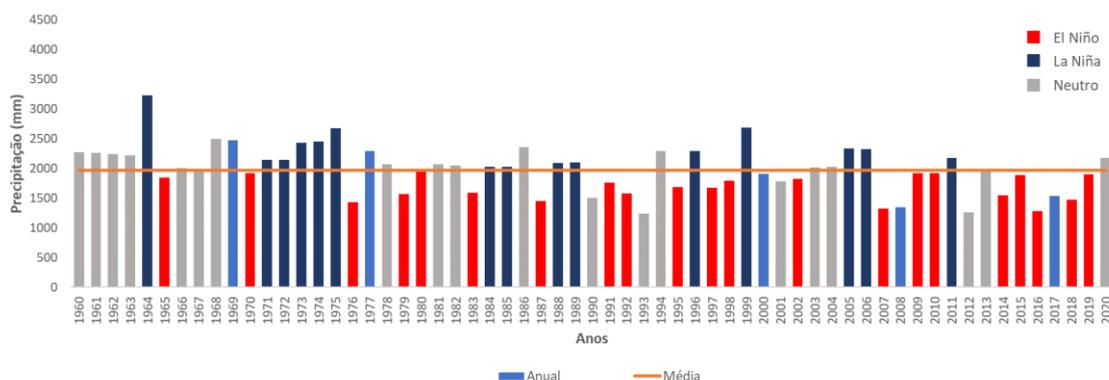


Figura 5: Distribuição da chuva anual (mm) no SNEB – Salvador.

Salvador (Figura 5) apresenta uma diminuição significativa das chuvas a partir de 1978. Destaque para a década de 1960 até 1975, com os anos mais chuvosos correspondendo à fase negativa da ODP. Em seguida, a capital passou por um ciclo de chuvas abaixo da média (1976-1998), correspondendo a fase positiva da ODP (SILVA et al., 2020). Nesta próxima fase negativa da ODP, a década de 2000 obteve registros de chuva um pouco maiores comparando à década anterior e a década de 2010 foi a menos chuvosa (17187,00 mm).

Dos 29 anos com chuva inferior à média (1968,17 mm) em Salvador, 21 eventos correspondem a atuação de El Niño, 5 aos eventos Neutros e 3 anos, apesar de também apresentarem chuva abaixo da média, não coincidem com nenhum evento de El Niño. Destaque para o ano de 2016 (El Niño Muito Forte), com o menor registro anual de chuva. Dos 31 anos com chuva superior à média, 15 eventos correspondem a atuação de La Niña, 14 aos eventos Neutros e 2 anos, apesar de também apresentarem chuva acima da média, não coincidem com nenhum evento de La Niña. Destaque para os anos de 1964 (La Niña Fraco) e 1999 (La Niña Forte), com os maiores registros anuais de chuva na capital de Salvador.

O SNEB apresenta uma forte relação entre a variabilidade da precipitação e o fenômeno ENOS (CHAVES & CAVALCANTI, 2001). Em Salvador, 72,41% dos anos com chuva abaixo da média foram correspondentes a eventos de El Niño e 50% dos anos com chuva acima da média foram correspondentes a eventos de La Niña. A capital apresenta um dos maiores totais anuais de chuva dentre as cidades brasileiras, cerca de 2.144,0 mm (RAMOS et al., 2009). Em relação à análise descritiva, Salvador

apresentou o menor coeficiente de variação anual (20%) e um desvio padrão relativamente alto (393,1 mm), resultado da alta variabilidade pluviométrica, que representa um alto grau de dispersão em torno da média, sendo a capital com maior oscilação do regime de chuvas.

5.1.2 Sazonal

A análise sazonal foi realizada através da aplicação dos dados em gráficos de boxplot, que pôde ser interpretado seguindo a legenda abaixo (Figura 6).

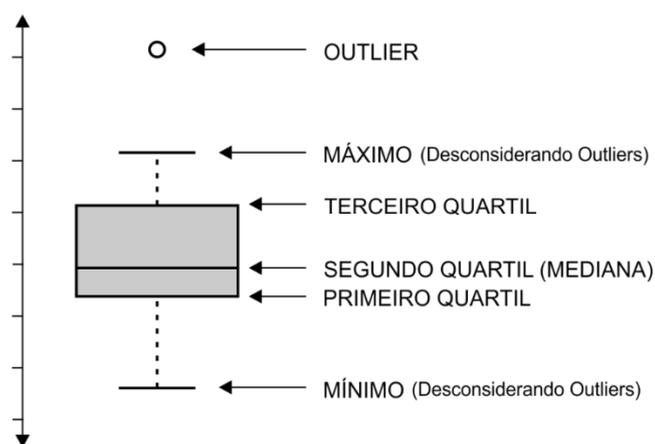
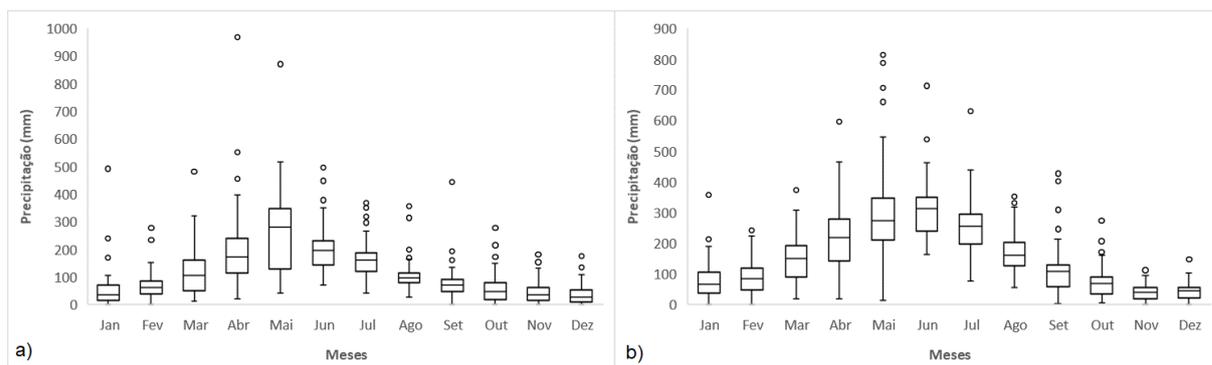


Figura 6: Legenda para interpretação de Boxplot. Fonte: OLIVEIRA (2019).

- **ENEB**

A figura 7 apresenta o boxplot da chuva média mensal no ENEB no período de estudo.



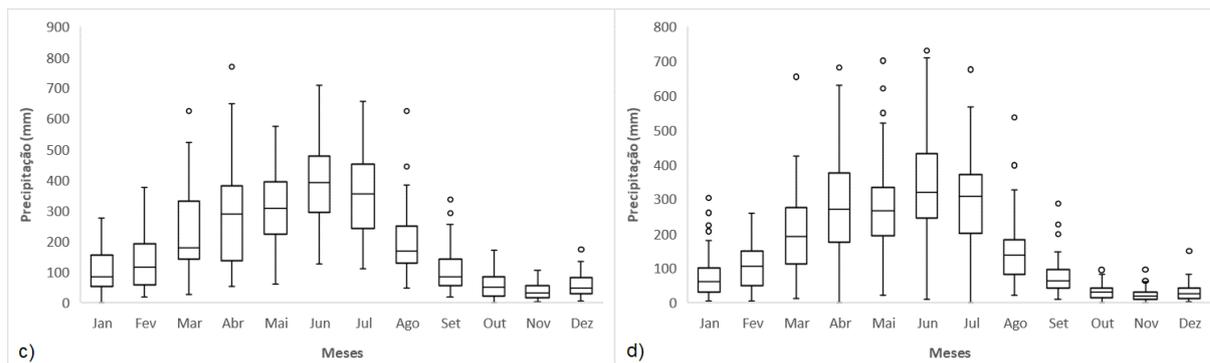


Figura 7: Boxplot da chuva mensal (mm) no ENEB – Aracaju (a), Maceió (b), Recife (c) e João Pessoa (d).

Na capital Aracaju (Figura 7a), o maior valor de mediana identificado ocorreu no mês de maio (279,1 mm), enquanto menor valor (26,4 mm) foi em dezembro. A maior amplitude interquartílica ocorreu também em maio (218,15 mm) e a menor em agosto (35,39 mm). Os meses entre janeiro e junho apresentaram maior dispersão dos dados de chuva (maior ocorrência de *outliers*), devido à influência, principalmente da ZCIT, que atua entre março e abril, mas, em muitos anos, está presente nos meses de fevereiro e maio (ARAÚJO et al., 2010; DE JESUS FARIAS, 2019). Por outro lado, com ausência da ZCIT nos meses de março ou abril, não só a capital, como o estado de Sergipe tem redução frequente de chuvas, principalmente na região semiárida (SANTOS LIMA, 2012; DINIZ et al., 2014). Vale destacar a influência de frentes frias, DOLs e das circulações das brisas (LIMA e PINTO, 2012; FERREIRA & MELLO, 2005). Em julho, outubro, novembro e dezembro, essa dispersão diminuiu significativamente (menor ocorrência de *outliers*), portanto, isso indicou que os dados possuem maior similaridade, sendo menos susceptíveis aos desvios nessa época do ano (ARAÚJO et al., 2010; AQUINO, 2020).

Em Maceió (Figura 7b), a maior mediana ocorreu no mês de junho (312,3 mm) e menor mediana no mês de novembro (40,6 mm), assim como a menor amplitude interquartílica (36,2 mm). A maior ocorreu no mês de maio (136,31 mm). Entre abril e julho houve maior dispersão dos dados (*outliers*), ao contrário do período de agosto e dezembro com uma diminuição dessa dispersão. A sazonalidade da chuva em Maceió se deve à diversos sistemas meteorológicos que nela atuam, por exemplo, VCAN's, ASAS, DOL's, POA's e as circulações de brisas marítima/terrestre e lagunar (LYRA et al., 2017; COSTA et al., 2020; DA SILVA et al., 2020; SOUZA et al., 2021; OLIVEIRA JÚNIOR et al., 2021). Além disso, não se descarta a influência do processo de

urbanização e as alterações no uso e ocupação da terra, particularmente a partir da década de 1990, sendo recentemente identificado por Oliveira Júnior et al. (2021).

Recife (Figura 7c) seguiu o mesmo padrão de Maceió, com a maior mediana no mês de junho (390,8 mm) e a menor no mês de novembro (31,3 mm), com maior dispersão de março à julho, onde chuvas neste período se devem, principalmente, aos DOL's e dados menos dispersos de setembro à dezembro, época em que ocorrem os menores registros de chuva (FERREIRA, 2016). Da mesma forma, a capital João Pessoa (Figura 7d), apresentou a maior mediana no mês de Junho (318,8 mm) e a menor no mês de Novembro (29,9 mm). De março a agosto, houve maior dispersão dos dados, com diminuição significativa de outubro a dezembro. Nas duas capitais, abril foi o mês com maior amplitude interquartilica (244,05 e 201,95) e novembro apresentou a menor (37,8 e 20,65).

O ENEB possui características climáticas particulares, pois o NEB localiza-se no extremo leste da AS, na faixa tropical, esta sub-região que está sob a influência de diversos sistemas meteorológicos, também possui proximidade do Equador e, conseqüentemente, maior quantidade de radiação solar (ARAGÃO et al., 2013; SILVA & FISCH, 2014). A ZCIT que atua no período de março a abril, a penetração de ar frio das massas de ar polar, normalmente associada à formação de FF que influenciam na dinâmica da chuva entre abril a agosto, seguido dos DOL's que atuam entre maio e julho, são os principais responsáveis por um percentual da chuva que ocorre nesse período e, por fim, as circulações das brisas que afetam o regime de chuvas no litoral, com maior intensidade no período de maio a junho (LYRA et al., 2014; HOUNSOUGBO et al., 2016; MOURA et al., 2020). As chuvas ocasionadas pelo VCAN no ENEB (GAN E KOUSKY, 1982) dependem de sua posição, pois movimentos ascendentes de ar são observados nas bordas oeste e norte, e causam inundações, enquanto no centro do vórtice, movimentos subsidentes causam tempo estável região abaixo (PINHO et al., 2010; BRITO et al., 2011; COSTA et al., 2013; COSTA et al., 2014). A ASAS também é um sistema atmosférico que favorece a precipitação no litoral ENEB, quando se encontra situada mais ao sul da sua posição média e fica próxima à costa da AS (REBOITA et al., 2010). As anomalias positivas de TSM no Atlântico Tropical sul produzem chuva sobre o ENEB, enquanto anomalias positivas de TSM no Pacífico inibem a chuva (MOURA et al., 2009). Logo, a chuva sazonal no ENEB é influenciada pelos seguintes sistemas: ZCIT, SF, DOL's, circulação das brisas, VCAN's e ASAS.

- **NNEB**

A figura 8 apresenta o boxplot da chuva média mensal no NNEB no período de estudo.

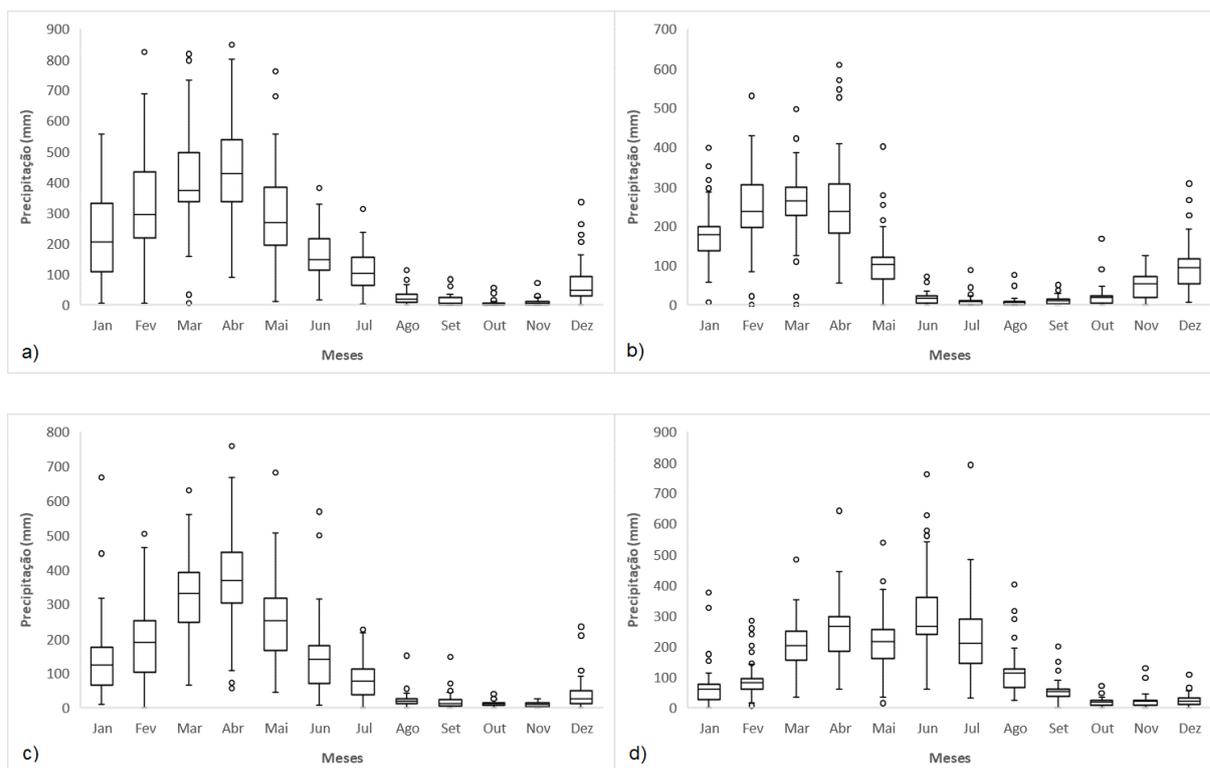


Figura 8: Boxplot da chuva mensal (mm) no NNEB – São Luís (a), Teresina (b), Fortaleza (c) e Natal (d).

Na capital São Luís (Figura 8a), a maior mediana ocorreu no mês de abril (429,3 mm) e a menor no mês de outubro (1,0 mm), destaque para esse mês com menor mediana entre as capitais do NEB. Os meses fevereiro, abril e maio obtiveram maior dispersão de dados (outliers), correspondentes aos meses de maior atuação da ZCIT e da quadra chuvosa da região (MELO et al., 2000), enquanto o período de agosto e novembro houve menor dispersão, correspondente ao período seco da região. Janeiro apresentou a maior amplitude interquartílica (223,35 mm) e Outubro a menor (5,2 mm). Em Teresina (Figura 8b), a maior mediana ocorreu no mês de março (264,3 mm) e a menor no mês de agosto (5,4 mm), assim como a menor amplitude interquartílica (8,03 mm). Entre dezembro e maio houve maior dispersão dos dados, com diminuição significativa entre junho e novembro. E abril apresentou a maior amplitude

interquartílica (124,85 mm). Já Fortaleza (Figura 8c) apresentou a maior mediana, que ocorreu no mês de abril (368,2 mm), enquanto a menor mediana foi no mês de novembro (9,5 mm). Entre dezembro e junho houve maior dispersão dos dados, com significativa diminuição entre agosto e novembro. A maior amplitude interquartílica ocorreu no mês de maio e a menor em outubro. A capital Natal (Figura 8d) seguiu o mesmo padrão de São Luís, com a maior mediana no mês de abril (265,2 mm) e a menor em outubro (18,4 mm), assim como a menor amplitude interquartílica (14,4 mm). A maior ocorreu no mês de Julho (143,4 mm). Houve maior dispersão dos dados entre janeiro e agosto, diminuindo significativamente nos meses de outubro, novembro e dezembro.

O NNEB é caracterizado por um período chuvoso (entre fevereiro e maio) com a alta variabilidade interanual (UVO & BERNDTSSON, 1996; UVO et al., 1989) e nenhuma chuva durante maior parte do período seco (outubro – dezembro). A influência do El Niño é marcante no NNEB e existe uma grande probabilidade de ocorrerem secas, associadas, em 70% dos casos, aos episódios moderados a forte (ARAGÃO, 1990). Já eventos La Niña têm sido associados à ocorrência de estações chuvosas mais úmidas que o normal ALVES e SOUZA (1997 apud SILVA et al., 2012), os autores mostraram que, para 3 tipos de categorias de La Niña (forte, moderado e fraco), observados na Bacia do Oceano Pacífico tropical, a distribuição de chuvas sazonais (fevereiro a maio) e intrasazonais no setor NNEB configuram-se em torno ou acima da média climatológica que é aproximadamente 850 mm para esse período.

No NNEB, os sistemas meteorológicos atuam em escala sinótica: ZCIT, VCAN's, DOL's, ZCAS e SF; em mesoescala: LI e SCM's; e em escala local: tempestades isoladas e circulações de brisa (CAVALCANTI, 1982; COHEN ET AL., 1989; MOLION E BERNARDO, 2002; TAVARES, 2008 apud BARROS & OKAMA, 2010).

- **SNEB**

A figura 9 apresenta o boxplot da chuva média mensal no SNEB no período de estudo.

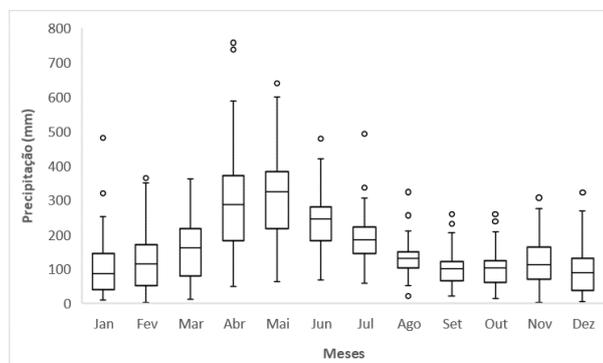


Figura 9: Boxplot da chuva mensal (mm) no SNEB – Salvador.

Em Salvador, a maior mediana ocorreu no mês de maio (323,6 mm), sendo o Dipolo do Atlântico um dos principais indutores de chuva, uma vez que exerce influência no posicionamento da ZCIT (SANTOS, 2016; SANTANA et al., 2020) e a menor ocorreu em Janeiro (85,9 mm), nesse período, VCANs penetram no interior do NEB, provocando céu claro no SNEB (KOUSKY, 1979; UVO, 1989; FERREIRA & MELLO, 2005). Os meses de janeiro, julho e agosto foram os meses com maior dispersão de dados (*outliers*), enquanto nos meses de setembro a dezembro houve menor dispersão. Abril é o mês com maior amplitude interquartil (188,33 mm) e agosto com a menor (47,45 mm).

Os sistemas frontais, importante sistema produtor de precipitação, atuam basicamente no SNEB, de novembro a fevereiro, com máximos registrados em dezembro, principalmente na parte sul da Bahia, e decrescendo para o norte da região (CHU, 1983). O SNEB apresenta totais pluviométricos mensais elevados o ano todo, porém os maiores volumes ocorrem no período de abril a julho. Diversos sistemas atmosféricos atuam sobre o NEB e afetam, direta ou indiretamente, o regime de chuvas de Salvador, são eles: ZCIT, ASAS, ZCAS, DOL's, SF, VCAN's, CCM (QUEIROZ, 2015). Além disso, Salvador é influenciado pelo sistema de brisa marítima na sua costa atlântica, que atua como regulador térmico da cidade, amenizando as altas temperaturas no período de setembro a fevereiro (SILVA, 2011; SOUSA et al., 2016; DE MOURA et al., 2019). Em alguns bairros da cidade, a concentração de automóveis em circulação, torna o uso do solo como fator condicionante para geração

das ilhas de calor e problemas na atmosfera local, resultando num ar mais poluído e saturado, deixando o índice de precipitação pluviométrica mais elevado e ocasionando enchentes, inundações e alagamentos. (SOUSA et al., 2016; SANTOS OLIVEIRA et al., 2021).

5.2 Tendência da Chuva nas Capitais do NEB

Em todas as capitais do NEB avaliadas não houve tendência significativa de aumento da chuva anual ($Z_{MK} > +1.96$), porém, todas as capitais apresentaram tendência não significativa de aumento ($Z_{MK} < +1.96$) de chuva no período avaliado. Destaque que nenhuma das capitais do NEB apresentou ausência de tendência ($Z_{MK} = 0$) no período estudado (Tabela 4). Tal resultado é preocupante em termos de abastecimento d'água, suprimento dos reservatórios e principalmente para agricultura urbana, pois nas capitais residem 12.602,080 habitantes (Tabela 1) – (IBGE, 2020). A detecção de tendências ou alterações em séries temporais pluviométricas é extremamente importante (GOIS et al., 2020; SOBRAL et al., 2020), principalmente em um país como o Brasil, que é dependente da hidroeletricidade, da irrigação para o agronegócio e de uma população totalmente urbana na área costeira (ZANELLA & MOURA, 2013; SOUSA et al., 2016).

Individualmente, as capitais que apresentaram tendência não significativa de diminuição da chuva ($Z_{MK} > -1.96$) foram Fortaleza, João Pessoa, Natal, Recife, São Luís e Teresina, pois se encontram na região dos Tabuleiros Costeiros (MOLION & BERNARDO, 2002; LYRA et al., 2014), que é marcada pela alta variabilidade das chuvas, devido a influência das fases do ENOS e da ODP (REBOITA et al., 2010; ALVALA et al., 2017; COSTA et al., 2020) e, principalmente, do GITSMA - (LYRA et al., 2017).

Por outro lado, a tendência significativa de diminuição da chuva ($Z_{MK} < -1.96$) prevaleceu nas capitais de Aracaju, Maceió e Salvador, correspondentes à parte do ENEB e SNEB. Novamente, as capitais com tendência de diminuição de chuva anual encontram-se na região dos Tabuleiros Costeiros (MOLION & BERNARDO, 2002; LYRA et al., 2014). Não se descartam as mudanças de uso e ocupação do solo nas capitais via processo de urbanização nos últimos 60 anos, que podem ter contribuído para as categorizações de tendências anuais de chuva identificadas no estudo (SHASTRI et al., 2015).

Tabela 6 – Tendência de chuva via teste MK aplicado as Capitais do Nordeste.

Capitais	Valores de Z_{MK}
Aracaju	- 4,24
Fortaleza	- 1,43
João Pessoa	- 1,32
Maceió	- 2,22
Natal	- 1,01
Recife	- 1,44
Salvador	- 4,64
São Luís	- 0,29
Teresina	- 1,14

Anteriormente, Silva (2004) analisou a variabilidade climática do NEB e detectou tendências significativamente decrescentes em vários locais da região NEB via teste de MK. O autor sugeriu em seu estudo que essa variabilidade pode estar relacionada com a ocorrência de mudanças climáticas no NEB, desde o semiárido até a área litorânea da região, similar aos resultados obtidos no estudo, apenas para capitais do NEB que se encontram na costa, exceto Teresina (Figura 1).

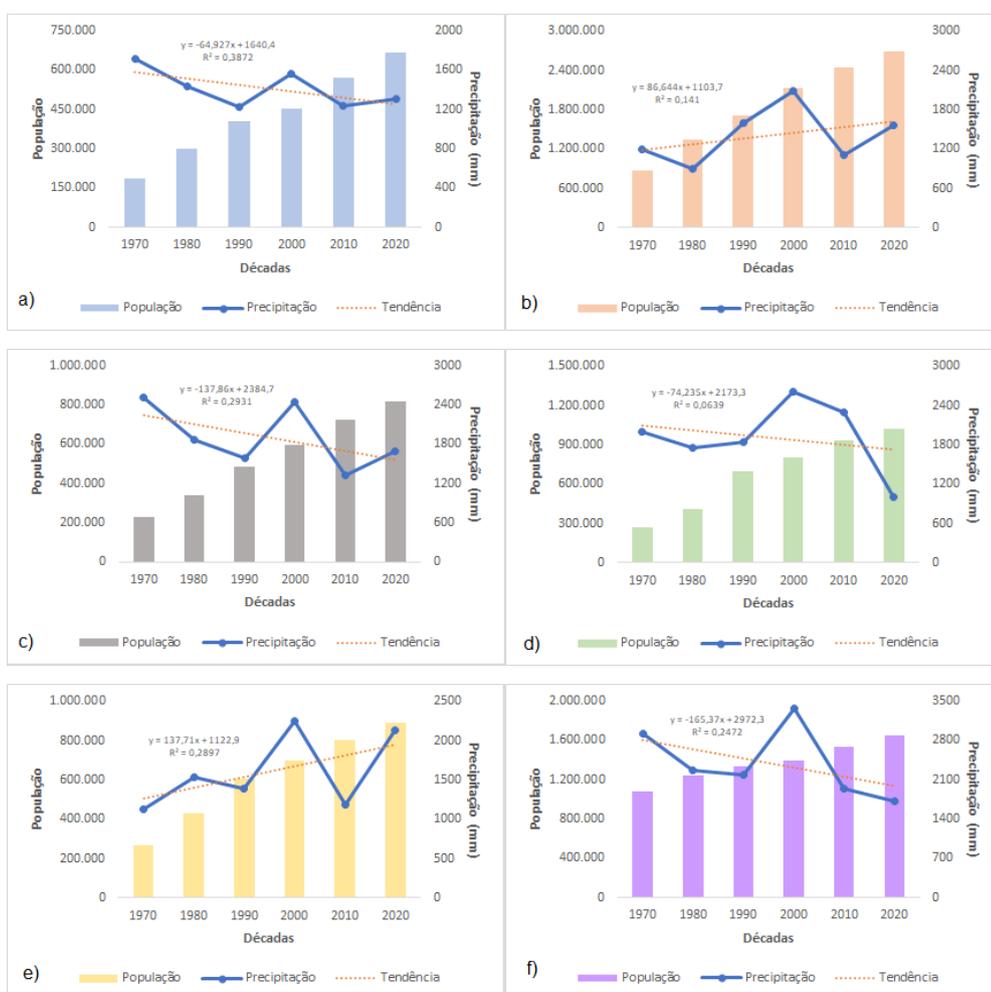
5.3 Relação entre População e Chuva Média

A Figura 10 mostra o padrão relacional entre a chuva urbana anual e o crescimento populacional decenal entre 1970 e 2020 nas capitais do NEB. As capitais de Aracaju (Figura 10a), Maceió (Figura 10d), João Pessoa (Figura 10c), Recife (Figura 10f) e Teresina (Figura 10i) apresentaram tendência decrescente entre o tamanho populacional e a variabilidade da chuva anual, principalmente nas décadas de 1980, 1990 e 2010. Enquanto as capitais de Fortaleza (Figura 10b), Natal (Figura 10e), Salvador (Figura 10g) e São Luís (Figura 10h) apresentaram tendência crescente, principalmente na década de 2000.

A ocupação desordenada das cidades provoca alteração das suas características físicas e torna o ambiente urbano vulnerável à desastres socioambientais, como deslizamentos e enchentes (BARRETO, 2012). Em contraparte, a expansão urbana desafia a gestão dos recursos hídricos, causando

variações de precipitação e gerando problemas no sistema de abastecimento d'água (LIMA, 2001; FERNANDES et al., 2008; DOS SANTOS et al., 2010).

Em 1900, somente 13% da população global residia em áreas urbanas. Em 2007, a população urbana cresceu para 49,4% e, assim ocupava somente 2,8% do território global. Em 2050, estima-se em 69,6% da população em áreas urbanas. Nesse contexto, a população brasileira cresceu (IBGE, 2022) de 90 milhões para 205 milhões desde 1970, e a população urbana passou de 55% para 84% (TUCCI, 2010; TUNDISI et al., 2014). O cenário é preocupante, já que, historicamente, os maiores déficits hídricos do Brasil são registrados no semiárido do NEB, que é ciclicamente submetido à ocorrência de secas e períodos de estiagem prolongada (CIRILO, 2015).



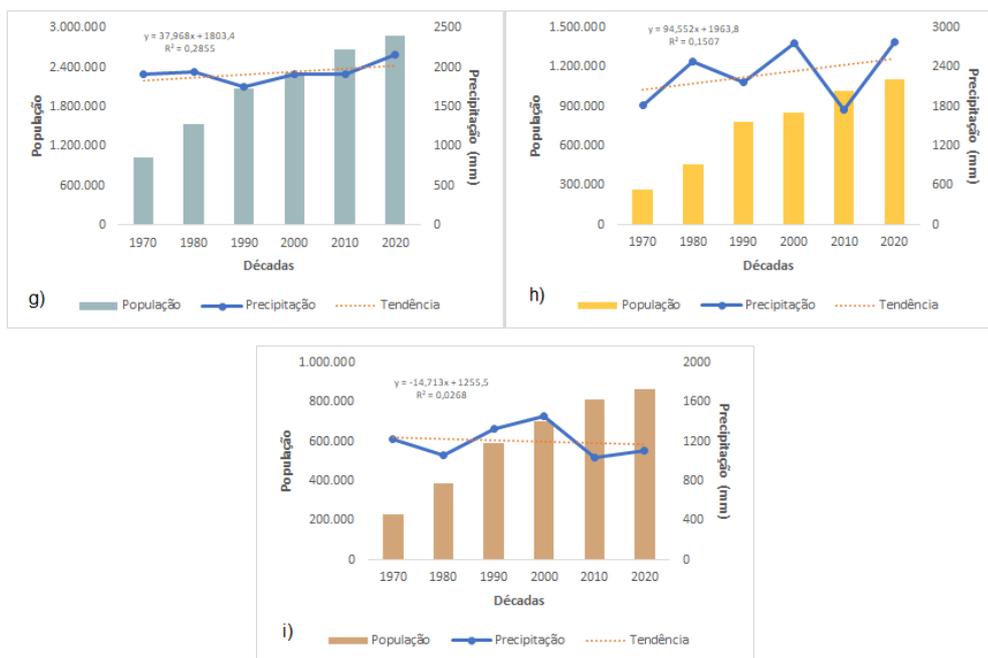


Figura 10: Padrão Relacional entre Chuva Média (mm) por Década e População (habitantes) nas capitais Aracaju (a), Fortaleza (b), João Pessoa (c), Maceió (d), Natal (e), Recife (f), Salvador (g), São Luís (h) e Teresina (i).

5.4 Relação entre Normal Climatológica e Chuva observada

A Figura 11 mostra a comparação entre a Chuva Observada e a Normal Climatológica, nos períodos de 1961-1990, 1981-1990 e 1991-2020, nas capitais do NEB. Aracaju (Figura 11a) (-16%, 2% e 11%) e São Luís (Figura 11h) (-6%, 5% e 11%) apresentam uma diminuição significativa no percentual da chuva no período de 1961-1990 e um aumento nos dois períodos seguintes. Já Fortaleza (Figura 11b) (-31%, -35% e 0,4%), Maceió (Figura 11d) (-11%, -4% e 6%), Natal (Figura 11e) (-8%, -17% e 3%) e Salvador (Figura 11g) (-14%, -1% e 5%), ao contrário, de Aracaju e São Luís, apresentaram uma diminuição significativa no percentual da chuva nos períodos 1961-1990 e 1981-1990, e um aumento no período de 1991-2020.

Destaque para João Pessoa (Figura 11c) (-8%, -11% e -4%) e Teresina (Figura 11i) (-16%, -11% e -8%) com uma diminuição percentual da chuva em todos os períodos avaliados, tais variações de chuva acumulada se devem aos problemas no sistema de abastecimento d'água (LIMA, 2001; FERNANDES et al., 2008; DOS SANTOS et al., 2010). Já Recife (Figura 11f), apresentou menores percentuais de variação (1%, -2%, 6%), com diminuição percentual da chuva apenas no período de 1981-1990.

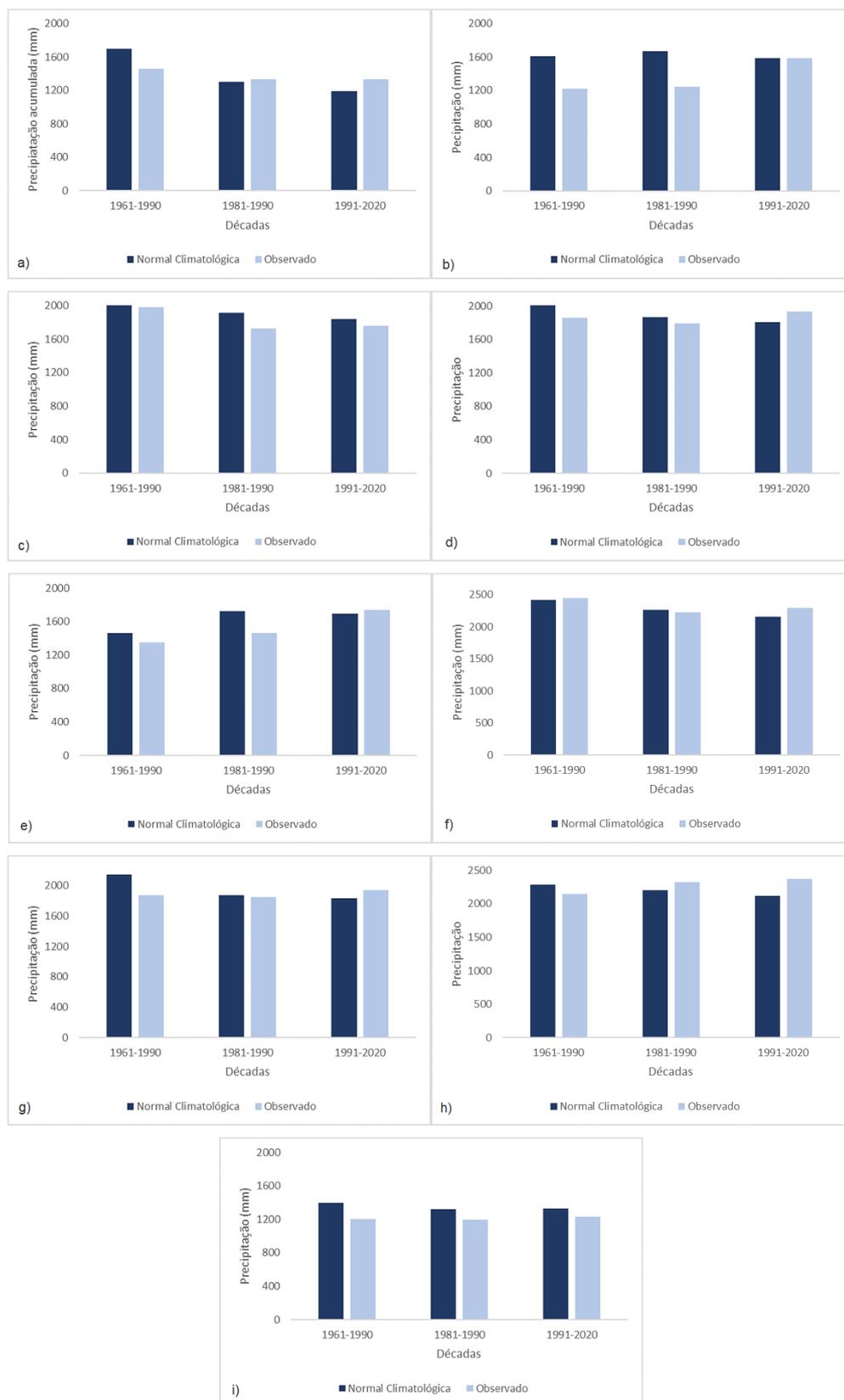


Figura 11: Comparação entre a Chuva Observada e a Normal Climatológica nas capitais Aracaju (a), Fortaleza (b), João Pessoa (c), Maceió (d), Natal (e), Recife (f), Salvador (g), São Luís (h) e Teresina (i).

6 CONCLUSÕES

O estudo realizado aponta que a variabilidade da chuva urbana em multiescala (anual e sazonal) nas capitais do NEB é diretamente associada às fases do ENOS e ainda podem ser intensificadas ou desintensificadas, dependendo da fase da ODP, com influência direta nos sistemas meteorológicos produtores e inibidores de chuva no NEB. Não se descarta a influência antrópica, pois há um padrão relacional do crescimento populacional e a variabilidade da chuva decenal nas capitais do NEB, com destaque as normais climatológicas, principalmente, acerca do processo de urbanização, que influencia drasticamente a alteração dos regimes de chuva urbana no período de estudo, por exemplo, mudanças nas estações meteorológicas e adensamento urbano nos locais de observação.

Os sistemas meteorológicos responsáveis pela ocorrência da sazonalidade da chuva urbana no ENEB são a ZCIT, os SF, os DOL's, as circulações das brisas, os VCAN's e a ASAS. Já no NNEB, os principais sistemas meteorológicos atuantes são: a ZCIT, os VCAN, os DOL's, a ZCAS, os SF, as LI, e as circulações de brisa. E, por fim, no SNEB os principais sistemas são os SF estacionários, a ZCAS, a convecção local e as circulações de brisas.

A tendência das chuvas nas capitais do NEB mostra que nenhuma capital apresentou tendência significativa de aumento da chuva anual, particularmente, Aracaju, Maceió e Salvador que, além disso, apresentaram também tendência significativa de diminuição da chuva ($Z_{MK} < -1.96$). O aumento da população nas capitais do NEB e a notável tendência decrescente de precipitação, demonstram uma expansão urbana voltada somente para desenvolvimento econômico, sem considerar aspectos sociais e ambientais e as mudanças climáticas na região.

Dessa forma, foi possível identificar os sistemas meteorológicos responsáveis pela ocorrência da sazonalidade da chuva urbana e a tendência das chuvas nas capitais do NEB. A contribuição do estudo é a discussão de como as mudanças nos padrões de chuva nas capitais pode conduzir desabastecimento d'água no futuro próximo, onde períodos de estiagens prolongadas irão comprometer a agricultura urbana que é marcante no NEB, principalmente, na diminuição de investimentos no setor industrial, turístico e manutenção da qualidade de vida.

7 RECOMENDAÇÕES

As principais recomendações deste estudo são:

1. Aplicar a técnica de Análise de Componentes Principais (ACP) aos dados de chuva acumulada anual e os fatores sociodemográficos, ambientais e fisiográficos na identificação padrões relacionais;
2. Avaliar a influência do Gradiente Inter-hemisférico da Temperatura da Superfície do Mar do Atlântico nos padrões de chuva urbana no NEB;
3. Caracterizar a influência dos ventos alísios na dinâmica das chuvas na costa do NEB.

8 REFERÊNCIAS

ABREU, E. L.; LOPES, D. S.; TEIXEIRA, M. A. C. M.; SANTOS, A. C. D.; MOURA, H. F. N. **Monitoramento meteorológico da Av. Frei Serafim em Teresina-PI, no período de 05 a 11 de maio de 2009.** In: Congresso de Pesquisa e Inovação de Rede Norte e Nordeste de Educação Tecnológica Belém – PA. Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Piauí. 2009.

ALBRECHT, B. A. **Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness.** Science, v. 245, n. 4923, p. 1227-1230, 1989.

ALBUQUERQUE, C. S. M. **Desenvolvimento e Trajetórias dos Complexos Convectivos de Mesoescala no Estado de Alagoas entre os anos de 1999 e 2009.** Trabalho de Conclusão de Curso em Meteorologia. Instituto de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2011.

ALMEIDA FILHO, R.; CARVALHO, C. M. **Mapping land degradation in the Gilbués region, northeastern Brazil, using Landsat TM images.** International Journal of Remote Sensing, v. 31, n. 4, p. 1087–1094, 2010.

ALMEIDA, A. Q.; RIBEIRO, A.; PAIVA, Y. G.; RASCON, N. J. L.; LIMA, E. P. **Geoestatística no estudo de modelagem temporal da precipitação.** Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v. 15, n. 4, p. 354–358, 2011.

ALVALA, R.; CUNHA, A. P.; BRITO, S. S.; SELUCHI, M. E.; MARENGO, J. A.; MORAES, O. L.; CARVALHO, M. A. **Drought monitoring in the Brazilian Semiarid region**. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 21, n. 1, epub 16, 2017.

ALVES, J. M. B. **Recentes variações climáticas no Nordeste do Brasil com ênfase a precipitação: relações com o ENOS, dipolo de temperatura da superfície do mar no Atlântico Tropical e a oscilação decadal do Pacífico**. Revista de Geografia, v. 29, n. 3, p. 147-166, 2012.

ALVES, J. M. B.; DINIZ, F. A. **Sistemas Atmosféricos Atuantes no Estado do Ceará**. VII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Anais, São Paulo, SBMet. Vol. 2. 1992.

ALVES, J. M. B.; FERREIRA, F. F.; CAMPOS, J. N. B.; SOUZA FILHO, F. D. A. D.; SOUZA, E. B. D.; DURAND, B. J.; STUDART, T. M. D. C. **Mecanismos atmosféricos associados à ocorrência de precipitação intensa sobre o Nordeste do Brasil durante Janeiro/2004**. 2006.

ALVES, J. M. B.; KAYANO, M. T. **Estudos preliminares da precipitação no Sul do Ceará durante a pré-estação das chuvas**. Climanálise, v.6, p.42-50, 1991.

ALVES, J. M. B.; REPELLI, C. A. **Variabilidade pluviométrica no setor norte do Nordeste e os eventos El-Niño Oscilação Sul**. Revista Brasileira de Meteorologia, v.7, n. 2, p.583-592, 1992.

ALVES, J. M. B.; SOUZA, B. E. **A Relação entre os fenômenos El Niño e La Niña e a distribuição interanual da precipitação no estado do Ceará**. Notas Técnicas, Monitor Climático, vol. 11, N° 127, 1997.

ALVES, K. M. A. S.; CAVALCANTI, L.; NÓBREGA, R. S. **Eventos extremos e risco de inundação: uma análise do comportamento evolutivo dos distúrbios ondulatórios de leste em junho de 2010 sobre a bacia do Rio Una Pernambuco**. Geotextos (Online), v. 9, n. 2, p. 173-189, 2013.

ALVES, M. A. S.; MARQUES, R. F. C.; OYAMA, M. D. **Detecção de DOL a partir de filtros temporais**. In: Anais do X Congresso Brasileiro de Meteorologia, 15, 2008, São Paulo. São Paulo: CBMET, 2008.

ALVES, M. A. S.; OYAMA M. D.; YAMASAKI J. **Composição de eventos de distúrbios ondulatórios de leste sobre as regiões de Alcântara e Natal: caracterização preliminar.** *In: Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza - CE, 2006.*

ANA – Agência Nacional de Águas. **Hidroweb.** 2021. Disponível em: <http://hidroweb.ana.gov.br>. Acesso em 15 de janeiro de 2021.

ANA – Agência Nacional de Águas. **Conjuntura recursos hídricos Brasil.** 2000. Brasília, DF. disponível em: <<http://www3.ana.gov.br/portal/ANA/panorama-das-aguas/quantidade-da-agua>>. Acesso em 17 de janeiro de 2021.

ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. **ENSO – Related Rainfall Anomalies in South America and Associated Circulation Features During Warm and Cold Pacific Decadal Oscillation Regimes, International Journal of Climatology.** *Internacional Journal Climatology*, v.25, p. 2017–2030, 2005.

ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. **A importância relativa do Atlântico tropical sul e Pacífico leste na variabilidade de precipitação do Nordeste do Brasil.** *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 22, n. 1, p. 337–344, 2007.

ANJOS, M.; LOPES, A.; ALVES, E. D. L.; DE LUCENA, A. J. **Rede climatológica de mesoescala aplicada ao estudo da Ilha de Calor Urbano: o caso de Aracaju - SE.** *Caminhos de Geografia*, v. 18, n. 62, p. 203-216, 2017.

AQUINO, D. S. **Análise do comportamento anômalo da precipitação pluvial em Aracaju – SE, entre 1961 e 2019.** *Revista Principia, Instituto Federal da Paraíba*, nº 57, p. 150 - 158, 2020.

ARAGÃO, J. O. R. **Um estudo da estrutura das perturbações sinóticas no Nordeste do Brasil.** *Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais/INPE, São José dos Campos, SP, 1975.*

ARAGÃO, J. O. R. **Fatos sobre o fenômeno El Niño e sua relação com as secas no Nordeste do Brasil.** *Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia-SBMET-Vol 14, nº 1, P. 2-8, 1990.*

ARAGÃO, J. D. **O Impacto do ENSO e do Dipolo do Atlântico no Nordeste do Brasil.** *Bull. Inst. fr. études andines*, v. 27, n. 3, p. 839-844, 1998.

ARAGÃO, R. D.; SANTANA, G. R. D.; DA COSTA, C. E. F. F.; CRUZ, M. A. S.; FIGUEIREDO, E. D.; SRINIVASAN, V. S. **Chuvas intensas para o estado de Sergipe com base em dados desagregados de chuva diária.** Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, Paraíba, v. 17, n. 3, p. 243-252, 2013.

ARAÚJO, H. M. D.; SOUZA, A. C.; COSTA, J. D. J.; SANTOS, G. J. D. **O Clima de Aracaju na Interface com a Geomorfologia de Encostas.** 2010.

ASNANI, G. C. **Tropical meteorology.** Vols. I-II Chapter 8 – Easterly waves, Pune-India: Noble Printers, 1201p, 1993.

ASSIS, W. L. **Variações temporais e espaciais da precipitação em áreas urbanas: estudo de caso na região oeste do município de Belo Horizonte.** Geosul, v. 24, n. 48, p. 177-196, 2009.

ATAIDES, R. S.; FURTADO, T. V. **A importância da utilização das normais climatológicas para análise de variação climática.** 2014.

ATKINSON, B. W. **Numerical modelling of urban heat-island intensity.** Boundary-Layer Meteorology, v. 109, n. 3, p. 285-310, 2003.

ÁVILA, P. L. R.; DE BRITO, J. I. B. **Relação entre a Oscilação Decadal do Pacífico e a variabilidade de precipitação de Campina Grande, PB.** Ciência e natureza, v. 37, n. 1, p. 159-162, 2015.

BARBIERI, G. M. L. **Eventos de chuva extrema associados a sistemas atmosféricos de escala sinótica e escala local no estado do Ceará.** 2014.

BARBOSA, R. L. **Interação das perturbações convectivas iniciadas na costa Norte do Brasil com Distúrbios Ondulatórios de Leste.** São José dos Campos. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE. 2005.

BARRETO, A. B. **Eventos extremos de chuva em salvador: uma abordagem matemático-estatística do ambiente atmosférico.** 2012.

BARRETO, A. B.; SILVA ARAGÃO, M. R.; CORREIA, M. F.; SANTOS, A. H. M. **Uma investigação sobre eventos de chuva intensa na cidade de Salvador, Bahia.** In: XV Congresso Brasileiro de Meteorologia. São Paulo, 2008.

BARROS, H. R. D. **A relação entre ilha de calor urbana, o uso e cobertura do solo e o balanço de energia no município de São Paulo: avaliação do campo térmico nos parques públicos de lazer.** Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo, 2016.

BARROS, S. S. D.; OYAMA, M. D. **Sistemas meteorológicos associados à ocorrência de precipitação no centro de lançamento de Alcântara.** Revista Brasileira de Meteorologia, 25, 333-344, 2010.

BARRY R. B. **Mountain Weather and Climate.** Cambridge University Press, Cambridge: 506 p., 2008.

BASTOS, C. C.; FERREIRA, N. J. **Análise climatológica da Alta Subtropical do Atlântico Sul.** CEP, v. 12220, n. 110, p. 973-990, 2000.

BIJLSMA, Luitzen et al. **Coastal zones and small islands. Climate Change 1995: Impacts, Adaptations, and Mitigation of Climate Change: Scientific-Technical Analyses.** Contribution of Working Group II to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, p. 289-324, 1996.

BINDOFF, N. L.; WILLEBRAND, J.; ARTALE, V.; CAZENAVE, A.; GREGORY, J. M.; GULEV, S.; WOODWORTH, P. **Observations: oceanic climate change and sea level.** 2007.

BLUESTEIN, H. B.; JAIN, M. H. **Formation of mesoscale lines of precipitation: severe squall lines in Oklahoma during the spring.** Journal of the Atmospheric Sciences, v. 42, n. 16, p. 1711–1732, 1985.

BORNSTEIN, R. D. **Observations of the urban heat island effect in New York City.** Journal of Applied Meteorology and Climatology, v. 7, n. 4, p. 575-582, 1968.

BRABO ALVES, J. M.; TEXEIRA, R. F. B.; FERREIRA, A. G. **Um intenso sistema convectivo de mesoescala no setor Leste do Nordeste: O caso de 20 a 21 de maio de 1999.** Revista Brasileira de Meteorologia, v. 16, n. 1, p. 19-31, 2001.

BRAGA, J. O. **Alagamentos e inundações em áreas urbanas: estudo de caso na cidade de Santa Maria-DF.** 2016.

BRITO, B. M. D.; LEVIT, V; FEDEROVA, N; MOLION, L. C. B.; TENÓRIO, R. S.; RODRIGUES, R. N.; DA SILVA, B. F. P. **Análise do comportamento das trovoadas**

no estado de Alagoas, previsão à curto prazo. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 26, n. 2, p. 243 - 256, 2011.

BROWN D. P.; COMRIE, A. C. **A winter precipitation ‘dipole’ in the western United States associated with multidecadal ENSO variability.** Geophysical Research Letters, v. 31, n. 9, 2004.

BURPEE, R. W. **The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa.** Journal of Atmospheric Science, v. 29, n. 1, p. 77-90, 1972.

BUUREN, S. V.; OUDSHOORN, K. G. **MICE: Multivariate Imputation by Chained Equations in R.** J. Stat. Soft., v. 45, p. 1-67, 2011.

CALDEIRA, L. A. C.; LIMA, D. P. **Drenagem urbana: uma revisão de literatura.** Engineering Sciences, v. 8, n. 2, p. 1-9, 2020.

CALHEIROS, A. J. P.; MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. D. O. **Vórtice ciclônico sobre o nordeste do brasil em janeiro de 2000.** 2000.

CALHEIROS, A. J. P.; MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. D. O. **Evento crítico de precipitação sobre o nordeste do brasil em janeiro de 2002.** 2002.

CALHEIROS, A. J. P.; MOLION, L. C. B.; BERNARDO S. O. **A catástrofe de 1 de agosto de 2000 no leste do Nordeste do Brasil.** In: XIV congresso brasileiro de Agrometeorologia, Campinas – SP, 2005.

CAMPOS, A. M. V.; FEDOROVA, N. **Corrente de jato do nordeste brasileiro.** In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia. 2006.

CARDOSO, A. **Vulnerabilidade e Risco da Zona Costeira Portuguesa às Alterações Climáticas.** 2006.

CARVALHO, A. A. D.; MONTENEGRO, A. A. D. A.; SILVA, H. P. D.; LOPES, I.; DE MORAIS, J. E.; DA SILVA, T. G. **Tendências da precipitação pluvial e da temperatura no Nordeste brasileiro.** Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v. 24, n. 1, p.15-23, 2020.

CARVALHO, L. C.; FEDOROVA, N.; LEVIT, V. **Análise dos produtos do modelo ETA de alta resolução para o estado de Alagoas: parte 5 – zona frontal sobre o nordeste brasileiro.** *In:* XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Fortaleza, 2004.

CAVALCANTI, I. F. A. **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais.** Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1982.

CAVALCANTI, I. F. A. **Tempo e clima no Brasil.** Oficina de textos, 2016.

CAVALCANTI, I.F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. **Tempo e clima no Brasil.** Oficina de Textos. São Paulo SP. 2009.

CHAN, C. S. **Análise de Distúrbios Ondulatórios de Leste sobre o Oceano Atlântico Equatorial Sul.** 134 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos. 1990.

CHANGNON JR, S. A.; HUFF, F. A.; SEMONIN, R. G. **METROMEX: An investigation of inadvertent weather modification.** Bulletin of the American Meteorological Society, v. 52, n. 10, p. 958-968, 1971.

CHAVES, R. R.; CAVALCANTI, I. F. A. **Atmospheric circulation features associated with rainfall variability over southern Northeast Brazil.** Monthly Weather Review, v. 129, n. 10, p. 2614-2626, 2001.

CHOU, S. C. **Análise de Distúrbios Ondulatórios de Leste sobre o oceano Atlântico Equatorial Sul.** 153 p. (INPE – 5222 – TDL / 437). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1990.

CHU, P. S. **Diagnostic studies of rainfall anomalies in Northeast Brazil.** Monthly Weather Review, v. 111, n. 8, p. 1655-1664, 1983.

CIRILO, J. A. **Crise hídrica: desafios e superação.** Revista USP, n. 106, p. 45-58, 2015.

COELHO, M. S. **Estudo da estrutura vertical horizontal da precipitação e da circulação atmosférica na região da ZCIT.** Tese de Doutorado. Dissertação de M. Sc., INPE, São José dos Campos, SP, Brasil. 2002.

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. F.; NOBRE, C. A. **Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia.** Climanálise – Boletim de Monitoramento e Análise Climática, v. 4, n. 11, p. 34-40, nov. 1989.

COHEN, S.; KESSLER, R. C.; UNDERWOOD, G. L. **Strategies for measuring stress in studies of psychiatric and physical disorders.** In: Cohen S, Kessler RC, Underwood Gordon L, editors. Measuring stress: A guide for health and social scientists. New York, NY: Oxford University Press; 1995. pp. 3–26.

COLLE, B. A. **Sensitivity of orographic precipitation to changing ambient conditions and terrain geometries: An idealized modeling perspective.** Journal of Atmospheric Sciences, v. 61, n. 5, p. 588-606, 2004.

CONFALONIERI, U.; HELLER, L.; AZEVEDO, S. **Água e saúde: Aspectos globais e nacionais.** Águas do Brasil: Análises Estratégicas. São Paulo, Academia Brasileira de Ciências e Instituto de Botânica, 25-38. 2010.

CORDEIRO, E. S.; FEDOROVA, N.; LEVIT, V. **Análise sinótica e Termodinâmica dos Eventos com Trovoadas para o Estado de Alagoas no Período de 15 Anos, 1998 - 2012.** Revista Brasileira de Meteorologia, v. 33, n. 4, p. 685- 694, 2018.

CORREIA FILHO, W. L. F.; OLIVEIRA-JÚNIOR, J. F.; BARROS SANTIAGO, D.; BODAS TERASSI, P. M.; TEODORO, P. E.; GOIS, G.; DOS SANTOS, P. J. **Rainfall variability in the Brazilian northeast biomes and their interactions with meteorological systems and ENSO via CHELSA product.** Big Earth Data, v. 3, n.4, p. 315-337, 2019.

COSTA, J. A. 2015. **Distribuição Espaço-Temporal do Índice de Anomalia de Chuva Para o Estado do Ceará.** Universidade Federal do Cariri, Crato.

COSTA, M. D. S.; LEVIT, V.; FEDEROVA, N. **Padrões de circulação atmosférica no nordeste Brasileiro dos eventos de Vórtice Ciclônico de altos Níveis com Corrente de Jato.** Revista Brasileira de Geografia Física v. 6, n. 4, p. 794-804, 2013.

COSTA, M. D. S.; OLIVEIRA JÚNIOR, J. F. D.; SANTOS, P. J. D.; CORREIA FILHO, W. L. F.; GOIS, G. D.; BLANCO, C. J. C.; JARDIM, A. M. D. R. F. **Rainfall extremes and drought in Northeast Brazil and its relationship with El Niño–Southern Oscillation.** International Journal of Climatology, v. 41, p. E2111-E2135, 2021.

COSTA, R. L.; SOUZA, E. P. D.; SILVA, F. D. D. S. **Aplicação de uma teoria termodinâmica no estudo de um Vórtice Ciclônico de Altos níveis sobre o Nordeste do Brasil.** Revista Brasileira de Meteorologia, v. 29, n. 1, p. 96-104, 2014.

COSTA, T. O.; WOLLMANN, C. A. **Eventos de precipitação extrema e impacto meteórico na bacia hidrográfica do Igarapé Cereja, área urbana de Bragança-PA, durante o inverno amazônico de 2014.** Revista do Departamento de Geografia (USP), volume especial, p. 51-69, 2016.

COUTINHO, E. C.; FISCH, G. **Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOLs) na região do Centro de Lançamento de Alcântara – MA.** Revista Brasileira de Meteorologia, v.22, n.2, p. 193-203, 2007.

COUTINHO, M. D. L. **Método Objetivo de Identificação dos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis na Região Tropical Sul: Validação e Climatologia.** Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Dissertação de Mestrado, 119p. 2008.

COUTINHO, M. D. L.; GAN, M. A.; RAO, V. B. **Método objetivo de identificação dos vórtices ciclônicos de altos níveis na região Tropical Sul: validação.** Revista Brasileira de Meteorologia, v. 25, n. 3, p. 311-323, 2010.

CRAIG, K. J.; BORNSTEIN, R. D. **MM5 simulation of urban induced convective precipitation over Atlanta.** Preprints, Fourth Symp. on the Urban Environment, Norfolk, VA, Amer. Meteor. Soc., 5–6. 2002.

DA SILVA, D. F., LIMA, M. J., GOMES, H., & BONFIM, O. E. **Tendências climáticas nas séries de SPI de Aracaju (SE).** In: Congresso Argentino de Meteorología – CONGREMET, Rosario, 2018.

DA SILVA, D. F., SOUSA, A. B., MAIA, L. M., & RUFINO, L. L. **Efeitos da associação de eventos de ENOS e ODP sobre o Estado do Ceará.** Revista de Geografia (UFPE), 29(2). 2012.

DA SILVA, D. F.; DE SOUSA, F. D. A. S.; KAYANO, M. T.; DINIZ, E. M. D. C. S. **Contribuição da oscilação decadal do pacífico na precipitação.** In: XV Congresso Brasileiro de Agrometeorologia. Aracaju - SE, 2007.

DA SILVA, D. F.; GALVÍNIO, J. D. **Estudo da Influência da Oscilação Decadal do Pacífico no Nordeste do Brasil**. Revista Brasileira de Geografia Física, v. 4, n. 4, p. 665-676, 2011.

DA SILVA, D. F.; LIMA, M. J. S.; SOUZA NETO, P. F.; GOMES, H. B.; SILVA F. D. S.; ALMEIDA, H. R. R. C.; COSTA, R. L. **Caracterização de eventos extremos e de suas causas climáticas com base no índice Padronizado de Precipitação Para o Leste do Nordeste**. Revista Brasileira de Geografia Física, v.13, n. 2, p.449-464, 2020.

DA SILVA, D. F.; LIMA, M. J. S.; SOUZA NETO, P. F.; GOMES, H. B.; SILVA, F. D. S.; ALMEIDA, H. R. R. C.; Costa, R. L. **Caracterização de eventos extremos e de suas causas climáticas com base no índice Padronizado de Precipitação Para o Leste do Nordeste**. Revista Brasileira de Geografia Física, v.13, n. 2, p. 449-464, 2020.

DA SILVA, V. P. R. S.; PEREIRA, E. R. R.; ALMEIDA, R. S. R. **Estudo da variabilidade anual e intraanual da precipitação da região Nordeste do Brasil**. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 27, n. 2, p. 163-172, 2012.

DANIELS, E. E.; LENDERINK, G.; HUTJES, R. W. A.; HOLTSLAG, A. A. M. **Observed urban effects on precipitation along the Dutch West coast**. International Journal of Climatology, v. 36, n. 4, p. 2111–2119, 2015.

DAVIS, R. S. **Flash flood forecast and detection methods**. In: Severe Convective Storms. American Meteorological Society, Boston - MA, p. 481-525. 2001.

DE ARAÚJO COSTA, J. **O fenômeno El Niño e as secas no Nordeste do Brasil**. EDUCTE: Revista Científica do Instituto Federal de Alagoas, v. 3, n. 1, 2012.

DE FELICE, P.; VILTARD, A.; OUBUIH, J. **A synoptic scale wave 6 - 9day period in the Atlantic Tropical Troposphere during summer 1981**. Monthly Weather Review, v. 121, p. 1291-81, 1993.

DE JESUS FARIAS, F., SILVEIRA, H. T., & TRINDADE, K. A. **Estudo de caso sobre a variabilidade pluviométrica: um comparativo entre as cidades Aracaju/SE e de São Cristóvão/SE**. In: Anais Semana Nacional de Ciência e Tecnologia (SNCT), 1(1), 221-224. 2019.

DE MELO, A. B. C.; NOBRE, P.; MENDES, D.; BOTTINO, M. J. **A zona de convergência intertropical sobre o oceano Atlântico: Climatologia**. 2002.

DE MOURA, M. S. B.; SOBRINHO, J. E.; DA SILVA, T. G. F. **Aspectos meteorológicos do semiárido brasileiro**. 2019.

DEGOLA, T. S. D. **Impactos e variabilidade do Anticiclone subtropical do Atlântico Sul sobre o Brasil no clima presente e em cenários futuros**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de São Paulo, São Paulo, 2013.

DIEM, J. E.; BROWN, D. P. **Anthropogenic impacts on summer precipitation in central Arizona, USA**. *The Professional Geographer*, v. 55, n. 3, p. 343-355, 2003.

DINIZ, M. T. M.; MEDEIROS, S. C. D.; CUNHA, C. D. J. **Sistemas atmosféricos atuantes e diversidade pluviométrica em Sergipe**. 2014.

DINIZ, M. T. M.; PEREIRA, V. H. C. **Climatologia do estado do Rio Grande do Norte, Brasil: sistemas atmosféricos atuantes e mapeamento de tipos de clima**. *Boletim Goiano de Geografia*, v. 35, n. 3, p. 488-506, 2015.

DOS SANTOS OLIVEIRA, L.; FERREIRA, B. C.; ESTEVAM, A. L. D. **Enchentes na cidade de Salvador, Bahia (Brasil): estudos geográficos nos rios urbanos Lucaia e Camarajipe**. *Brazilian Journal of Development*, v. 7, n. 1, p. 10551-10571, 2021.

DOS SANTOS, A. M.; GALVÍNCIO, J. D.; DE MOURA, M. S. B. **Os recursos hídricos e as mudanças climáticas: discursos, impactos e conflitos**. *Revista Geográfica Venezuelana*, v. 51, n. 1, p. 59-68, 2010.

DOUSSET, B.; GOURMELON, F. **Satellite MultiSensor Data Analysis of Urban Surface Temperatures and Landcover**. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, v. 58, n. 1, p. 43-54, 2003.

ESPINOZA, E. S. **Distúrbios nos Ventos de Leste no Atlântico Tropical**. INPE, São José dos Campos. 123. 1996.

FEDOROVA, N. **Meteorologia sinótica**. Universidade Federal de Pelotas, Editora Gráfica Universitária–UFPel, v. 1, 1999.

FEDOROVA, N. **Meteorologia Sinótica v. II**. Pelotas. Editora e Gráfica Universitária. 2001.

FEDOROVA, N.; GEMIACKI, L.; CARVALHO, L. C.; LEVIT, V.; RODRIGUES, L. R. L.; COSTA, S. B. **Frontal Zone on the Northeast of Brazil**. In: International Conference On Southern Hemisphere Meteorology And Oceanography (Icshmo). Foz do Iguaçu, 2006.

FEDOROVA, N.; LEVIT, V.; RODRIGUES, L.R.L.; COSTA, S.B. **Mesoscale Convective Complex Genesis and forecast in Alagoas State of Brazil**. Journal of the Georgian Geophysical Society, v. 12, p. 36-44, 2008.

FERNANDES, A. L. T.; NOGUEIRA, M. A. S.; RABELO, P. V. **Escassez e qualidade da água no século 21**. Informe Agropecuário, v. 29, n. 246, p. 86-101, 2008.

FERREIRA, A. G.; MELLO, N. G. S. **Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a região Nordeste do Brasil e a influência dos oceanos Pacífico e Atlântico no clima da região**. Revista Brasileira de Climatologia, v.1, n. 1,p. 15 -28, 2005.

FERREIRA, F. L.; PEREIRA, E. B.; LABAKI, L. C. **Fatores associados à distribuição da temperatura das superfícies em áreas urbanas: zonas climáticas locais e características espectrais**. Ambiente Construído, v. 21, n.1, p. 237-262, 2021.

FERREIRA, FLAVIANO FERNANDES. **Climatologia da precipitação na cidade do Recife**. In:Congresso Técnico Científico da Engenharia e da Agronomia. 2016.

FERREIRA, N. S. **Zona de convergência intertropical**. Boletim do Climanálise Especial - Comemoração dos 10 anos, São Paulo, 1996.

FIALHO, W.; MOLION, L. C. B. **Extremos de chuva na costa leste do NEB: o evento de maio de 2009**. Revista Ambiental,v. 3, p. 65-72, 2012.

FONSECA, L. D. O. **Urbanização e variação climática na Região Nordeste do Brasil**. 2017.

FONTES, A. L.; CORREIA, A. L. F. **Diagnóstico ambiental físico do município de Aracaju como subsídio ao estudo de impacto ambiental na zona costeira do Estado de Sergipe**. 2008.

FOTI, E.; MUSUMECI, R. E.; STAGNITTI, M. **Coastal defence techniques and climate change: a review**. Rendiconti Lincei. Scienze Fisiche e Naturali, v. 31, n. 1, p. 123-138, 2020.

FREIRE, F. G. C. et al. **Estudo das precipitações máximas para o município de Mossoró-RN, Brasil.** Revista Brasileira de Agricultura Irrigada, v. 6, n.1, p. 3-7, 2013.

FREIRE, J. L. M.; LIMA, J. R. A.; CAVALCANTI, E. P. **Análise de aspectos meteorológicos sobre o Nordeste do Brasil em anos de El Niño e La Niña.** Revista Brasileira de Geografia Física, v. 4, n. 3, p. 429-444, 2011.

FREIRE, P. K. D. M. M.; SANTOS, C. A. G. **Análise pluviométrica das capitais nordestinas.** In: XI Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, 1-13. 2012.

GAN, M. A. **Um estudo observacional sobre as Baixas Frias da Alta Troposfera, nas Latitudes Subtropicais do Atlântico Sul e Leste do Brasil.** Dissertação De Mestrado Em Meteorologia: Inpe -2685-Tdl/126. 1982.

GAN, M. A; KOUSKY, V. E. **Estudo observacional sobre as baixas frias da alta troposfera nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e Leste do Brasil.** São José dos Campos, INPE, 1982.

GARCIA, M. C. M. **Climatologia Urbana.** Barcelona: Universitat de Barcelona. Textos Docents – 169. 1999.

GARTLAND, L. **Ilhas de calor.**São Paulo: Oficina de Textos, p. 9-10, 2010.

GARTLAND, L.**Ilhas de calor: como mitigar zonas de calor em áreas urbanas.** Oficina de textos, 2011.

GEMIACKI, L. **Atuação de sistemas frontais na estação seca do Nordeste do Brasil.** 121p. 2005. MET-UFAL-MS-035). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2005.

GERMANO, A. D. S. **Aspectos sinóticos de vórtices ciclônicos em altos níveis que provocaram precipitações externas nas cidades de Recife, Maceió e Aracaju no período de 2011 a 2015: estudo de casos.** 2016.

GIVATI, A.; ROSENFELD, D. **Quantifying precipitation suppression due to air pollution.** Journal of Applied Meteorology and Climatology, v. 43, n. 7, p.1038–1056, 2004.

GOIS, G.; FREITAS, W.K.; TERASSI, P. M. B.; OLIVEIRA-JÚNIOR, J. F.; PORTZ, A. **Variabilidade Anual e Mensal da Chuva e da Temperatura do Ar no Município de**

Resende, Rio de Janeiro. Revista Brasileira de Climatologia, v. 24, n. 1, p. 67-88, 2019.

GOIS, G.; OLIVEIRA-JÚNIOR, J. F.; SILVA JUNIOR, C. A.; SOBRAL, B. S.; TERASSI, P. M. B.; LEONEL JUNIOR, A. H. S. **Statistical normality and homogeneity of a 71-year rainfall dataset for the state of Rio de Janeiro - Brazil.** Theoretical and Applied Climatology, v. 141, n. 1, p. 1573-1591, 2020.

GOMES H. B. **Estudo da Corrente de Jato próximo ao estado de Alagoas.** Dissertação De Mestrado. Universidade Federal De Alagoas – UFAL, 2003.

GOMES, M. F.; PEREIRA, N.; BECKER, C. T. **Sistemas de mesoescala com propagação sobre a Paraíba: um estudo de caso.** *In: Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Florianópolis - SC, 2006.*

GRANDE, M.; GALVÃO, C.; MIRANDA, L.; RUFINO, I. **Environmental equity as a criterion for water management.** *In: Proceedings of ICWRS2014, v. 364, p. 519-525. 2014.*

HAN, J.-Y., BAIK, J.-J. **A theoretical and numerical study of urban heat island-induced circulation and convection.** Journal Atmospheric Science, v. 65, n. 6, 1859-1877, 2008.

HANSEN, J.; SATO, M.; RUEDY, R. **Radiative forcing and climate response.** Journal of Geophysical Research: Atmospheres, v.102, n. D6, p. 6831-6864, 1997.

HAO, X.; LI, Y.; LIU, S. **Comparison of dynamic flow interaction methods between pipe system and overland in urban flood analysis.** Scientific Reports, v. 11, p.12079, 2021.

HARREL, F. **Regression Modeling Strategies: With Applications to Linear Models, Logistic Regression, and Survival Analysis.** Chapter 5: Resampling, Validating, and Simplifying the Model, v.3, p. 88-103. 2001.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. **Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil.** Quartely Journal Royal Meteorological Society, v. 103, n. 435, p. 77-92, 1977.

HINDMAN, E. E.; HOBBS, P. V.; RADKE, L. F. **Cloud condensation nuclei from a paper mill. Part I: Measured effects on clouds.** Journal of Applied Meteorology, v. 16, n. 7, p. 745-752, 1977.

HOBBS, P. V.; HARRISON, H.; ROBINSON, E. **Atmospheric effects of pollutants.** Science, 183, 909-915, 1974.

HOUNSOU-GBO, G. A.; SERVAIN, J.; ARAUJO, M.; MARTINS, E.S.; BOURLES, B.; CANAIX, G. **Oceanic Indices for Forecasting Seasonal Rainfall over the Northern Part of Brazilian Northeast.** American Journal of Climate Change, v. 5, n. 5, p. 261-274, 2016.

HOUZE, R. A. **Observed structure of mesoscale convective systems and implications for large-scale heating.** Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, v. 115, n. 487, p. 425–461, 1989.

HUFF, F. A.; CHANGNON JR, S. A. **Precipitation modification by major urban areas.** Bulletin of the American Meteorological Society, v. 54, n. 12, p. 1220-1233, 1973.

IBGE - **Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística**, 2022. Censos 2000 e 2010, https://ww2.ibge.gov.br/home/estatistica/populacao/censo2010/indicadores_sociais_municipais/. Acessado em 13 fevereiro de 2022.

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. **Monitoramento do El Niño durante ndj-2019/2020.** 2020. Disponível em: <<http://enos.cptec.inpe.br/>>. Acesso em: 02/09/2020.

JACOBI, P. **Impactos socioambientais urbanos – do risco à busca de sustentabilidade.** Curitiba: UFPR, 2004.

JUNGER, W.; PONCE DE LEON, A. **Mtsdi: multivariate time series data imputation: R package version 0.3.5.** <https://CRAN.R-project.org>, 2018.

KAUFMAN, Y. J.; TANRE, D.; BOUCHER, O. **A satellite view of aerosols in the climate system.** Nature, v. 419, p. 215-223, 2002.

KAYANO, M. T. **Oscilações de Madden & Julian-Oscilações Intrazonais ou oscilações de 30-60 dias.** Edição comemorativa de 10 anos-Climanálise, 1996.

KAYANO, M. T. **Low-level high-frequency modes in the Tropical Atlantic and their relation to precipitation in the equatorial South America.** Meteorology and Atmospheric Physics, v. 83, n. (3-4), p. 263-276, 2003.

- KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. **Low frequency variability. Climate Change in the La Plata Basin.** Chapter XIV, 2006.
- KELSCH, M. **Hydrometeorological characteristics of flash floods.** In: Coping with flash floods. Springer, Dordrecht, p. 181-193. 2001.
- KENDALL, M. **Rank correlation measures.** Charles Griffin, London, 202, 15. 1975.
- KOUADIO, Y. K.; SERVAIN, J.; MACHADO, L. A. T.; LENTINI, C. A. D. **Heavy Rainfall Episodes in the Eastern Northeast Brazil Linked to Large-Scale Ocean-Atmosphere Conditions in the Tropical Atlantic.** Advances in Meteorology, v. 2012, n. 12, p. 1-16, 2012.
- KOUSKY, V. E. **Frontal influences on northeast Brazil.** Monthly Weather Review, v. 107, n. 9, p. 1140-1153, 1979.
- KOUSKY, V. E. **Diurnal rainfall variation in northeast Brazil.** Monthly Weather Review, v. 108, n. 4, p. 488-498, 1980.
- KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. **Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic.** Tellus, v. 33, n. 6, p. 538-551. 1981.
- KOUSKY, V. E.; KAYANO, M. T. **Principal modes of outgoing longwave radiation and 250-mb circulation for the South American sector.** Journal of Climate, 7: 1131-1143, 1994.
- LANDSBERG, H. E. **The urban climate.** Academic press, 1981.
- LEAL, G. C. G.; DE FARIAS, M. S. S.; ARAÚJO, A. F. **O processo de industrialização e seus impactos no meio ambiente urbano.** Qualitas revista eletrônica, v. 7, n. 1, 2008.
- LIMA, E. S.; PINTO, J. E. S. S. **Principais sistemas meteorológicos em sergipe.** Revista Geonorte, v. 3, n. 8, p. 729–739, 2012.
- LIMA, J. E. F. W. **Recursos hídricos no Brasil e no mundo.** Embrapa Cerrados-Documentos (INFOTECA-E), 2001.
- LIN, Y. L.; SMITH, R. B. **Transient dynamics of airflow near a local heat source.** Journal of the Atmospheric Sciences, v. 43, n. 1, p. 40-49, 1986.

LIU, J.; NIYOGI, D. **Meta-analysis of urbanization impact on rainfall modification.** Sci. Rep., 9, 7301. 2019.

LLOPART, M. **Sistemas Meteorológicos Atuantes na América do Sul.** 2012.

LYRA, G. B.; OLIVEIRA JÚNIOR, J. F.; GOIS, G.; CUNHA-ZERI, G.; ZERI, M. **Rainfall variability over Alagoas under the influences of SST anomalies.** Meteorology and Atmospheric Physics, v. 129, n. 1, p. 157-171, 2017.

LYRA, G. B.; OLIVEIRA JÚNIOR, J. F.; ZERI, M. **Cluster analysis applied to the spatial and temporal variability of monthly rainfall in Alagoas state, Northeast of Brazil.** International Journal of Climatology, v. 34, n. 13, p. 3546-3558, 2014.

LYRA, M. J. A.; BONFIM, O. E. T.; FEDOROVA, N.; LEVIT, V. **Diagnóstico de um Complexo Convectivo de Mesoescala Observado no Semiárido do Nordeste Brasileiro.** Revista Brasileira de Geografia Física, v. 11, n. 6, p. 1998-2009, 2018.

LYRA, M. J. A.; DE FREITAS, I. G. F. **Desenvolvimento dos Complexos Convectivos de Mesoescala no Nordeste Brasileiro em 2017.** Revista Brasileira de Geografia Física, v. 6, n. 06, p. 2152-2162, 2019.

LYRA, M. J. A.; FEDOROVA, N.; LEVIT, V.; BONFIM, O. E. T.; JANUÁRIO, I.R; **Influência do El Niño Oscilação Sul na formação dos Complexos Convectivos de Mesoescala sobre o Nordeste brasileiro.** In: VII Simpósio Internacional de Climatologia (SIC), Petrópolis: SBMET, 2017.

LYRA, M. J. A.; FEDOROVA, N.; LEVIT, V.; FREITAS, I. G. F. **Características dos Complexos Convectivos de Mesoescala no Nordeste Brasileiro.** Revista Brasileira de Meteorologia, v. 35 (especial), p. 727-734, 2020.

MACHADO, C. C. C.; NÓBREGA, R. S.; OLIVEIRA, T. H.; ALVES, K. M. A. S. **Distúrbio Ondulatório de Leste como Condicionante a Eventos Extremos de Precipitação em Pernambuco.** Revista Brasileira de Climatologia, v. 11, n. 8, 2012.

MÄCHEL, H.; KAPALA, A.; FLOHN, H. **Behaviour of the centres of action above the atlantic since 1881.** Part I: characteristics of seasonal and interannual variability. International Journal of Climatology, v. 18, n. 1, p. 1–22, 1998.

MADDOX, R. A. **Mesoscale convective complexes.** Bulletin of the American Meteorological Society, v.61, n. 11, p. 1374-1387, 1980.

MANDÚ, T. B. **Variabilidade da intensidade da precipitação no período chuvoso em Recife-PE.** Brazilian Journal of Development, 6(9), 69045-69053. 2020.

MANN, H. B. **Nonparametric tests against trend.** Econometrica: Journal of the Econometric Society, 245–259. 1945.

MANTUA, N.J.; HARE, S.R.; ZHANG Y.; WALLACE, J.M.; FRANCIS R.C: **A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production.** Bull. Amer. Meteor. Soc. v. 78, p. 1069-1079, 1997.

MARENGO, J. A. **On the hydrological cycle of the Amazon basin: a historical review and current state-of-the-art.** Revista Brasileira de Meteorologia, v. 21, p. 1-19, 2006.

MARENGO, J. A. **Água e mudanças climáticas.** Estudos avançados, v. 22, n. 63, p. 83-96, 2008.

MARENGO, J. A. **Vulnerabilidade, impactos e adaptação à mudança do clima no semiárido do Brasil.** Parcerias estratégicas, v. 13, n. 27, p. 149-176, 2010.

MARENGO, J. A.; DIAS, P. S. **Mudanças climáticas globais e seus impactos nos recursos hídricos.** Águas doces no Brasil: capital ecológico, uso e conservação, v. 3, p. 63-109, 2006.

MARTINS, J. A. **Efeito dos núcleos de condensação na formação de nuvens e o desenvolvimento da precipitação na região amazônica durante a estação seca.** Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. 2006.

MEKONNEN, A.; TRORNCROFT, C. D.; AIYYER, A. R. **Analysis of Convection and Its Association with African Easterly Waves.** Journal of Climate, v. 19, n. 20, p. 5405- 5421, 2006.

MELO, A. B. C. **Previsibilidade da precipitação na Região Semiárida do Nordeste do Brasil, durante a estação chuvosa, em função do comportamento diário das chuvas na pré-estação.** Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Departamento de Ciências Atmosféricas (DCA). Universidade Federal da Paraíba – UFPB. Campina Grande-PB. 100p. 1997.

MELO, A. B. C.; CAVALCANTI, I. F. A.; SOUZA, P. P. **Zona de convergência intertropical do Atlântico**. In: Tempo e clima no Brasil. São Paulo: Oficina de textos, 2009.

MELO, A. B. C.; NOBRE, P.; MELO, M. L. D.; SANTANA, S. C. **Estudo Climatológico da Posição da ZCIT no Atlântico Equatorial e sua Influência sobre o Nordeste do Brasil**. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia (Vol. 12). 2000.

MENDES, M. V. **O fenômeno El Niño Oscilação Sul**. Revista Marítima Brasileira, v. 139, n. 01/03, 2019.

MENDONÇA, Francisco; DANNI OLIVEIRA, Inês Moresco. **Climatologia: noções básicas e climas do Brasil**. Oficina de textos, 2017.

MENEZES, H. E. A.; DE MEDEIROS, R. M.; SANTOS, J. L. G. **Climatologia da pluviometria do município de Teresina, Piauí, Brasil**. Revista Verde de Agroecologia e Desenvolvimento Sustentável, v.11, n. 4, p. 135-141, 2016.

MENEZES, R. H. N. **Relação entre a precipitação no NEB e as anomalias de temperatura da superfície do mar dos Oceanos Atlântico e Pacífico tropicais**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande, 1995.

MENON, S. et al. **Climate effects of black carbon aerosols in China and India**. Science, v. 297, n. 5590, p. 2250-2253, 2002.

MIRANDA, D. T.; DECESARO, G. D. M. **Os impactos e as consequências gerados pela urbanização acelerada às águas urbanas**. Revista Técnico-Científica, (13). 2018.

MÖLDERS, N.; OLSON, M. A. **Impact of urban effects on precipitation in high latitudes**. Journal of Hydrometeorology, v. 5, n. 3, p. 409-429, 2004.

MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. O. **Uma Revisão da Dinâmica das Chuvas no Nordeste Brasileiro**. Revista Brasileira de Meteorologia, v.17, n.1, 2002.

MOLION, L. C. B. **Aquecimento Global, El Niños, Manchas Solares, Vulcões e Oscilação Decadal do Pacífico**. Revista Climanálise, 2005.

MOLION, Luiz Carlos Baldicero. **Perspectivas climáticas para América do Sul nos próximos 20 anos.** In: II Workshop Clima e Recursos Naturais—Bragança, Portugal-15 a 19 de. 2010. p. 3.

MONTEIRO, C. A. F. **Teoria e clima urbano.** São Paulo: IGEO/USP, 181p, 1976.

MORAIS, M. D. C. **Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis que Atuam no Nordeste do Brasil: Estudo Observacional e Numérico.** Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Tese de Doutorado, 2016.

MOSCATI, M. C. L. **Variabilidade da Precipitação no Litoral Leste da Região Nordeste do Brasil.** Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE-5283-TDI/453. 1991.

MOTA, G. V. **Estudo observacional de Distúrbios Ondulatórios de Leste no Nordeste Brasileiro.** Dissertação de Mestrado, Programa de Pós Graduação do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

MOURA, A. D.; KAGANO, M. T. **A distribuição da precipitação para os anos extremos do Nordeste do Brasil.** Revista Brasileira de Meteorologia, v. 1, p. 1-9, 1986.

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. **On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model.** Journal Atmospheric Sciences, v. 38, n. 12, p. 2653-2675, 1981.

MOURA, G. B. A.; ARAGÃO, R.; MELO, J. S. P.; SILVA, A. P. N.; GIONGO, P. R.; LACERDA, F. F. **Relação entre a precipitação do leste do nordeste do Brasil e a temperatura dos oceanos.** Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v.13, n.4, p.462–469, 2009.

MOURA, G. B. A.; BRITO, J. I. B.; SOUSA, F. A. S.; CAVALCANTI, E. P.; SILVA, J. L. B.; NASCIMENTO, C. R.; LOPES, P. M. O. **Identificação de preditores para as chuvas do setor leste do Nordeste do Brasil utilizando análise de correlação canônica.** Revista Brasileira de Geografia Física, v. 13, n. 4, p. 1463-1482, 2020.

MOURA, M. S. B.; GALVINCIO, J. D.; BRITO, L. D. L.; SOUZA, L. D.; SÁ, I. D. S.; DA SILVA, T. G. F. **Clima e água de chuva no Semiárido**. Embrapa Semiárido-Capítulo em livro científico (ALICE). 2007.

MUEHE, D. C. E. H. et al. **Erosão e progradação do litoral brasileiro**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, v. 1, p. 475, 2006.

NAGY, G. J.; GUTIÉRREZ, O.; BRUGNOLI, E.; VEROCAI, J. E.; GÓMEZ-ERACHE, M.; VILLAMIZAR, A.; AMARO, N. **Climate vulnerability, impacts and adaptation in Central and South America coastal areas**. Regional Studies in Marine Science, 29, 100683. 2019.

NASCIMENTO JÚNIOR, L.; SANT'ANNA NETO, J. L. **Contribuição aos estudos da precipitação no estado do Paraná: a oscilação decadal do Pacífico - ODP**. Raega - O Espaço Geográfico em Análise, v. 35, p. 314-343, 2016.

NASIR, D. S.; PANTUA, C. A. J.; ZHOU, B.; VITAL, B.; CALAUTIT, J.; HUGHES, B. **Numerical analysis of an urban road pavement solar collector (U-RPSC) for heat island mitigation: Impact on the urban environment**. Renewable Energy, v.164, n. 1, p. 618-641, 2020.

NEVES, C. F.; MUEHE, D. **Vulnerabilidade, impactos e adaptação a mudanças do clima: a zona costeira**. Parcerias estratégicas, v. 13, n. 27, p. 217-296, 2010.

NEWTON, C. W. **Structure and mechanism of the prefrontal squall line**. Journal of Meteorology, v. 7, n. 3, p. 210–222, 1950.

NICHOLLS, R. J.; WONG, P. P.; BURKETT, V.; CODIGNOTTO, J.; HAY, J.; MCLEAN, R.; SAITO, Y. **Coastal systems and low-lying areas**. 2007.

NOAA/CPC – **National Oceanic and Atmospheric Administration/Climate Prediction Center**. Disponível em: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml. Acesso em: 20/01/2021.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. **Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America**. Journal of Climate, v. 9, n.10, p. 2464–2479, 1996.

OCHOA, C. A.; QUINTANAR, A. I.; RAGA, G. B.; BAUMGARDNER, D. **Changes in intense precipitation events in Mexico City.** Journal of Hydrometeorology, v. 16, n. 4, p. 1804-1820, 2015.

OKE, T. R. **City size and the urban heat island.** Atmospheric Environment (1967), v. 7, n. 8, p. 769-779, 1973.

OKE, T. R. **The urban energy balance.** Progress in Physical geography, v. 12, n. 4, p. 471-508, 1988.

OLIVEIRA JÚNIOR, J. F. ; SOUZA, P. H. A.; SOUZA, E. O.; VANDERLEI, M. H. G. S.; CORREIA FILHO, W. L. F.; SANTOS, C. T. B.; BATISTA, B. A.; SANTIAGO, D. B.; GOIS, G. **Climatologia da Chuva em Maceió: Aspectos Climáticos e Ambientais.** Revista Brasileira de Geografia Física, v. 14, n. 4, p. 2253-2264, 2021.

OLIVEIRA JÚNIOR, J. F.; CORREIA FILHO, W. L. F.; MONTEIRO, L. S.; SHAH, M.; HAFEEZ, A.; GOIS, G.; LYRA, G. B.; ABREU, M. C.; SANTIAGO, D. D. B.; DE SOUZA, A.; MENDES, D.; COSTA, C. E. A. S.; BLANCO, C. J. C.; ZERI, M.; PIMENTEL, L. C. G. ; JAMJAREEGULGARN, P.; SILVA, E. B. **Urban rainfall in the Capitals of Brazil: Variability, trend, and wavelet analysis.** Atmospheric Research, v. 267, p. 105984, 2022.

OLIVEIRA JÚNIOR, J. F.; GOIS, G.; SILVA, E. B.; TEODORO, P. E.; JOHANN, J.; SILVA JUNIOR, C. A. **Non-parametric tests, multivariate analysis and descriptive and exploratory statistics applied to reported dengue cases in Brazil.** Environmental Monitoring and Assessment, v. 191, p. 473-491, 2019.

OLIVEIRA JÚNIOR, J. F.; GOIS, G.; SILVA, I. J. L.; JARDIM, A. M. R. F.; SILVA, M. V.; SHAH, M.; JAMJAREEGULGARN, P. **Wet and dry periods in the state of Alagoas (Northeast Brazil) via Standardized Precipitation Index.** Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, v. 224, p. 105746, 2021.

OLIVEIRA JÚNIOR, J. F.; LYRA, G. B.; GOIS, G.; BRITO, T. T.; MOURA, N. S. H. **Análise de homogeneidade de séries pluviométricas para determinação do índice de seca IPP no estado de Alagoas.** Floresta e Ambiente , v. 19, n. 1, p. 101-112, 2012.

OLIVEIRA, Bruno. **Boxplot: Como interpretar?** OPER, 2019. Disponível em: <https://operdata.com.br/blog/como-interpretar-um-boxplot/>. Acesso em: 12/01/2022.

OLIVEIRA, G. S. **O El Niño e você: o fenômeno climático**. São José dos Campos: Transtec Editorial, 1999.

OLIVEIRA, P. M. P. **Cidade apropriada ao clima: a forma urbana como instrumento de controle do clima urbano**. Brasília: UNB, 1988. 134p.

PAIVA NETO, A. C. **Distúrbios de leste: Diagnóstico e relação com a precipitação no estado da Paraíba em períodos de contraste**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande. 107 f. 2003.

PARKER, M. D.; JOHNSON, R. H. **Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems**. Monthly Weather Review, v. 128, n. 10, p. 3413–3436, 2000.

PATHIRANA, A.; DENEKEW, H.B.; VEERBEEK, W.; ZEVENBERGEN, C.; BANDA, A.T. **Impact of urban growth-driven land use change on microclimate and extreme precipitation - A sensitivity study**. Atmospheric Research, v. 138, p. 59-72, 2014.

PEREIRA, M. D. B. **Dinâmica climática e as chuvas na região da Zona da Mata, Nordeste do Brasil**. 2018.

PHILANDER, S. G. H.; GU, D.; HALPERN, D.; LAMBERT, G.; LAU, N. C.; LI, T.; PACANOWSKI, R. C. **Why the ITCZ is mostly north of the equator**. Journal of Climate, v. 9, n. 12, p. 2958-2972, 1996.

PINHEIRO, J. M.; ARAÚJO, R. R. **Impactos do fenômeno El Niño e La Niña no município de São Luís - Maranhão**. Revista GeoUECE, v. 8, n. 15, p. 124-136, 2019.

PINHO, R. M. L.; GRANZIERA, M. L. M. **Efeitos das Mudanças Climáticas na Zona Costeira: O Caso de Santos**. Leopoldianum, v. 45, n. 125, p. 12-12, 2019.

PINHO, V. N.; NASCIMENTO, A. A.; MEDEIROS, F. C.; MEDEIROS, I. R.; TENÓRIO, R. S.; MORAES, M. C. D. S. **Características de evento extremo de 91 precipitação na costa leste do Brasil: caso de janeiro de 2004**. In: XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2010.

POLOCZANSKA, E. S.; BABCOCK, R. C.; BUTLER, A.; HOBDAV, A. J.; HOEGH-GULDBERG, O.; KUNZ, T. J.; RICHARDSON, A. J. **Climate change and Australian marine life**. Oceanography and Marine Biology, v. 45, n. 1, p. 407-478, 2007.

PONTES DA SILVA, B. F. P.; FEDOROVA, N.; LEVIT, V.; BRITO, B. M.; PERESECKY, A. **Sistemas sinóticos associados às precipitações intensas no Estado de Alagoas**. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 26, n. 3, p. 295-310, 2011.

PUCZKO, K.; JEKATIERYN CZUK-RUDCZYK, E. **Extreme hydro-meteorological events influence to water quality of small rivers in urban area: A case study in Northeast Poland**. Scientific Reports, v. 10, n. 1, p. 1-14, 2020.

QUADRO, M. F. L. **Estudo de episódios de zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). INPE, São José dos Campos. 1994.

QUEIROZ ROSENDO, E. E. Q. et al. **Extreme rainfall and territorial disorder in the construction of risk: a case study in the Cabaceiras Municipality of Paraíba, Brazil**. Cuadernos de Geografía - Revista Colombiana de Geografía, v. 24, n. 2, p. 189-203, 2015.

QUEIROZ, Jaqueline Nubia de et al. **Análise sinótica e multivariada de condições climáticas extremas na cidade de Salvador**. 2015.

RAMANATHAN, V.; CRUTZEN, P. J.; KIEHL, J. T.; ROSENFELD, D. **Atmosphere - Aerosols, climate, and the hydrological cycle**. Science, v. 294, p. 2119-2124, 2001.

RAMOS, A. M.; SANTOS, L. A. R.; FORTES, L. T. G. **Normais climatológicas do Brasil 1961-1990**. Distrito Federal: INMET - Instituto Nacional de Meteorologia, 2009.

RAZZOLINI, M. T. P.; GÜNTHER, W. M. R. **Impactos na saúde das deficiências de acesso a água**. Saúde e Sociedade, v. 17, n. 1, p. 21-32, 2008.

REBOITA, M. S.; CAMPOS, B.; SANTOS, T.; GAN, M. A.; CARVALHO, V. S. B. **Análise sinótica e numérica de um VCAN no Nordeste do Brasil**. Revista Brasileira de Geografia Física, v. 10, n. 1, p. 41-59, 2017.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. **Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica**. Revista Brasileira Meteorologia, v. 25, n. 4, p.185-204, 2010.

REBOITA, M. S.; RODRIGUES, M.; ARMANDO, R. P.; FREITAS, C.; MARTINS, D.; MILLER, G. **Causas da semiaridez do Sertão Nordestino**. Revista Brasileira de Climatologia, v. 19, n. 1, p. 254-277, 2016.

REIS, J. S. **Características Dinâmicas e Termodinâmicas dos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis no Nordeste do Brasil**. Programa de Pós-Graduação em Ciências Climáticas, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Dissertação de Mestrado, 77p. 2018.

REPELLI, C. A.; SOUZA, E. B.; QUADRO, M. F. L.; MARIA, J.; ALVES, B.; SAKAMOTO, M. S. **Influências da Oscilação de Madden-Julian sobre o nordeste brasileiro no final de março/1997**. 1997.

REPINALDO, H. F. B. **Vórtice ciclônico em altos níveis e corrente de jato do nordeste brasileiro em anos de El Niño e La Niña**. 2010.

RIBEIRO, R. E. P.; ARAGÃO, M.; CORREIA, M. **Distúrbio ondulatório de leste e linhas de instabilidade: impacto na precipitação no estado da Paraíba**. Revista Brasileira de Geografia Física, v. 6, n. 4, p. 837-856, 2013.

ROCHA, A. P. B.; DANTAS, E. M.; MORAIS, I. R. D.; OLIVEIRA, M. S. **Geografia do Nordeste**. 2. ed., Natal, RN. EDUFRN, 2011.

RODRIGUES, E. L.; LOPES, R. F. C.; DE SOUSA, F. A. S. **Análise estatística da variabilidade da precipitação para o Município de João Pessoa-PB**. Brazilian Journal of Development, v. 7, n. 7, p. 73263-73271, 2021.

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. **Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation**. Monthly Weather Review, v.115, n. 8, p.1606- 1626, 1987.

ROSA, M. B.; SILVA, L. T. **Alguns Aspectos Climatológicos da ZCIT sobre o Atlântico**. Climanálise Edição comemorativa de 30 anos, 2016.

ROSENFELD, D. **Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution**. Science, v. 287, n. 5459, p. 1793-1796, 2000.

ROTUNNO, R. et al. **Coastal Meteorology: A review of the state of the science**. Washington: The National Academy Press, 1992.

ROZOFF, C. M.; COTTON, W. R.; ADEGOKE, J. O. **Thunderstorms and the urban heat island**. Bulletin of the American Meteorological Society, v. 84, n. 6, p. 756-756, 2003.

SAGAN, C.; TOON, O.B.; POLLACK, J. B. **Anthropogenic Albedo changes and the Earth's climate**. *Science*, v. 206, n. 4425, p. 1363–1368, 1979.

SALGUEIRO, J. H. P. B.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; PINTO, E. J. A.; SILVA, B. B.; SOUZA, W. M.; OLIVEIRA, L. M. M. **Influence of oceanic atmospheric interactions on extreme events of daily rainfall in the Sub-basin 39 located in Northeastern Brazil**. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 21, n. 4, p. 685-693, 2016.

SALVADOR, M. A. **A Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) e o Regime de Chuvas na Costa Leste do Nordeste Brasileiro (NEB)**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Instituto de Ciências Atmosféricas (ICAT). Maceió/AL. UFAL. 48p. 2006.

SALVADORE, E.; BRONDERS, J.; BATELAAN, O.: **Hydrological modelling of urbanized catchments: A review and future directions**. *Journal of Hydrology*, v. 529, n. 1, p. 61–81, 2015.

SANTAMOURIS, M. **Energy and indoor climate in urban environments – Recent trends**. *In: Encontro Nacional de Conforto no Ambiente Construído*, 4. Salvador. Anais. Salvador: ANTAC, 1997.

SANTANA, C. R.; DE LIMA SOUZA, M. F.; DA LUZ, L. D. **Idf de chuvas intensas em Salvador: alterações e tendências históricas**. *In: XIII Encontro Nacional de Águas Urbanas*. Porto Alegre – RS, 2020.

SANTOS LIMA, Elder. **Contribuições teóricas sobre os principais sistemas meteorológicos em Sergipe**. *Revista Geonorte*, v. 3, n. 8, p. 502–514-502–514, 2012.

SANTOS SILVA, C. M.; DA CUNHA OLIVEIRA, J. V.; DE OLIVEIRA, L. **Estudo climatológico de precipitação para as capitais do nordeste brasileiro**. II Congresso Nacional De Pesquisa e Ensino Em Ciências. Campina Grande – PB. 2021.

SANTOS, A. H. M.; ARAGÃO, M. R. S.; CORREIA, M.F.; ARAUJO, H. A.; SILVA, A.B. **Distúrbio Ondulatório de Leste e seus impactos na cidade de Salvador**. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 27, n. 3, p. 355-364, 2012.

SANTOS, D. M. B. **Vórtices Ciclônicos de Médios Níveis (VCMN): Uma análise de frequência e estrutura.** Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Alagoas, 2012.

SANTOS, N. A. **Modulação regional da precipitação e temperatura da superfície do mar no estado da Bahia.** 88f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande. 2016.

SENE, K. **Flash floods: forecasting and warning.** Springer Science & Business Media, 2012.

SHABAHANG, S.; VALE, B.; GJERDE, M. **A Simulation Method for Studying Urban Heat Islands at the Urban Scale.** In: Sustainability in Energy and Buildings, p. 115-126, 2021.

SHASTRI, H.; PAUL, S.; GHOSH, S.; KARMAKAR, S. **Impacts of urbanization on Indian summer monsoon rainfall extremes.** Journal of Geophysical Research: Atmospheres, v. 120, n. 2, p. 495–516, 2015.

SHEPHERD, J. M. **A review of current investigations of urban-induced rainfall and recommendations for the future.** Earth Interactions, v. 9, n. 12, p.1–27, 2005.

SHEPHERD, J. M. **Impacts of urbanization on precipitation and storms: Physical insights and vulnerabilities.** Climate Vulnerability, v. 5, p. 109-125, 2013.

SHEPHERD, J. M.; PIERCE, H.; NEGR, I. A. J. **Rainfall Modification by Major Urban Areas: Observations from Spaceborne Rain Radar on the TRMM Satellite.** Journal of Applied Meteorology and Climatology, v. 41, n. 7, p. 689–701, 2002.

SILVA CARDOSO, C., Molion, L. C. B., SIQUEIRA, A. H. B., CARDOSO, M. S., NETO, I. L. G. **Precipitação do Sahel e a Oscilação Decadal do Pacífico.** Revista Ambientale, v. 2, n. 2, p. 17-32, 2010.

SILVA DIAS, M. A. F. D. **Sistemas de mesoescala e previsão de tempo a curto prazo.** Revista Brasileira de Meteorologia, v. 2, n. 1, p. 133-150, 1987.

SILVA JUNIOR, R. S.; MARTILLI, A.; DE LIMA SILVA, E. H. **Efeito da urbanização sobre a dispersão de poluentes e formação de ilha de calor.** Revista Brasileira de Climatologia, v. 27, 2020.

SILVA, A. F.; FISCH, G. **Avaliação do modelo WRF para a previsão do perfil do vento no centro de lançamento de Alcântara.** Revista Brasileira de Meteorologia, v. 29, n. 2, p. 259-270, 2014.

SILVA, B. F. P. **Sistemas sinóticos associados às precipitações intensas no estado de Alagoas.** Trabalho de Conclusão de Curso – Universidade Federal de Alagoas. 2008.

SILVA, B. F. P. D. **Contribuição dos Distúrbios Ondulatórios de Leste para a chuva no Leste do Nordeste do Brasil: evolução sinótica média e simulações numéricas.** Tese de doutorado, Universidade de São Paulo. 2011.

SILVA, B. F. P.; FEDOROVA, N.; LEVIT, V.; PERESETSKY, A.; BRITO, B. M. D. **Sistemas sinóticos associados às precipitações intensas no estado de Alagoas.** Revista Brasileira de Meteorologia, v. 26, n. 3, p. 323-338, 2011.

SILVA, E. B.; RAPOSO, J. C. S.; OLIVEIRA-JUNIOR, J. F.; CORREIA FILHO, W. L. F.; SANTIAGO, D. B. **Diagnóstico dos Casos de Dengue nas Capitais do Nordeste do Brasil entre 2000 e 2017.** Caderno de Geografia, v. 31, n. 65, p. 546-556, 2021.

SILVA, L. A. **A Influência do Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) Sobre a Precipitação do Nordeste do Brasil (NEB) e as Cercanias Associadas.** Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Dissertação de Mestrado, 134p. 2005.

SILVA, M. C.; FEDOROVA, N. **Processo de Formação do Vórtice Ciclônico de Médios Níveis na Região Continental e Fenômenos Associados (Process of formation of the cyclonic vortex of middle levels in the continental region and associated phenomena).** Revista Brasileira de Geografia Física, v. 12, n. 2, p. 365-379, 2019.

SILVA, M. E. S.; SILVA, C. B. **Influência da oscilação decadal do pacífico e do padrão Pacific South America no clima da américa do sul para o período 1970 - 2003.** Revista Brasileira de Climatologia, v. 19, n. 1, p. 20-35, 2016.

SILVA, M. T.; ALCÂNTARA, C. R.; SOUZA, E. P. D.; OLINDA, R. A. D.; GONÇALVES, W. A. **Influência da temperatura da superfície do mar na ocorrência de linhas de instabilidade na costa norte e nordeste do Brasil.** Revista Brasileira de Meteorologia, v. 32, n. 2, p. 260-268, 2017.

SILVA, P. K. O. et al. **Análise multivariada aplicada ao vento na área costeira do Nordeste do Brasil.** 2011.

SILVA, V. P. R. **On climate variability in Northeast of Brazil.** Journal of Arid Environments, v.58, p.574-596, 2004.

SILVEIRA, R. D. **Relação entre tipos de tempo, eventos de precipitação extrema e inundações no espaço urbano de São Sepé - RS.** 2007.

SIQUEIRA, A. H. B.; SANTOS, N. A.; SILVA CARDOSO, C.; SANTOS, W. R. T.; MOLION, L. C. B. **Eventos extremos de precipitação de maio de 2006 sobre Alagoas: uma análise de suas causas e seus impactos.** Revista Ambientale, v. 2, n. 2, p. 147-153, 2010.

SIQUEIRA, A. H. B.; SOUZA, L. O.; MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. O.; SALVADOR, M. A.; OLIVEIRA, J. P. P. **Impactos do ENOS no Norte e Nordeste Brasileiros e sua relação com a Oscilação Decadal do Pacífico.** In: Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, SBMET (Vol. 26). 2006.

SMITH, A. J.; BAECK, M. L.; VILLARINI, G.; WELTY, C.; MILLER, A. J.; KRAJEWSKI, W. F. **Analyses of a long term, high resolution radar rainfall data set for the Baltimore metropolitan region.** Water Resources Research, v. 48, n. 4, p. 4504-4524, 2012.

SOBRAL, B. S.; OLIVEIRA JÚNIOR, J. F.; ALECRIM, F. B.; GOIS, G.; MUNIZ JUNIOR, J. G. R.; TERASSI, P. M. B.; PEREIRA JUNIOR, E. R.; LYRA, G. B.; ZERI, M. **PERSIANN-CDR based characterization and trend analysis of annual rainfall in Rio de Janeiro State, Brazil.** Atmospheric Research, v. 238, p. 104873, 2020.

SORIANO, E., LONDE, L. R., DI GREGORIO, L. T., COUTINHO, M. P., SANTOS, L. B. L. **Crise hídrica em São Paulo sob o ponto de vista dos desastres.** Ambiente & Sociedade, v. 19, n. 1, p. 21-42, 2016.

SOUSA, A. J. S.; MOLION, L. C. B.; JUNIOR, S. B. S.; SOUSA J. R. A. **Comportamento da precipitação em Timbaúba (NEB) e relações com a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP).** In: XV Congresso Brasileiro de Meteorologia, São Paulo, 2008.

SOUSA, F. D. A. S.; VIEIRA, V. R.; VICENTE DE PAULO, R.; DA SILVA MELO, V.; SOUZA GUEDES, R. W. **Estimativas dos riscos de chuvas extremas nas capitais do Nordeste do Brasil**. Revista Brasileira de Geografia Física, v. 9, n. 02, p. 430-439, 2016.

SOUZA, E. O.; COSTA, M. S.; OLIVEIRA JÚNIOR, J. F.; GOIS, G.; MARIANO, G. L.; COSTA, C. E. D. S.; SANTIAGO, D. B. **Estimativa e Espacialização da Erosividade em Mesorregiões Climáticas no Estado de Alagoas**. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 35 (especial), p. 769-783, 2020.

SOUZA, F. X. D. S.; DO CARMO, M. R.; DA CRUZ JUNIOR, H. E.; DE SOUZA, G. R.; LOPES, E. E. L.; DA SILVA, L. E. **As alterações no clima urbano de paranaguá correlacionado ao uso e ocupação do solo**. Revista Mundi Meio Ambiente e Agrárias (ISSN: 2525-4790), 5(2). 2020.

SOUZA, V. C. B.; MORAES, L. R. S.; BORJA, P. C. **Déficit na drenagem urbana: buscando o entendimento e contribuindo para a definição**. Revista Eletrônica de Gestão e Tecnologias Ambientais, v. 1, n. 2, p. 162-175, 2013.

SOUZA, W. M.; LACERDA, F. F.; CORREIA, A. M.; FERREIRA, M. A. F.; ALVES, A. V.; SOUZA, I. A. **A atuação de sistemas meteorológicos que ocasionaram chuvas intensas em Pernambuco no período de 29/12/2001 a 18/01/2002**. In: XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz de Iguaçu-PR, 2002.

STEINKE, E. T. **Climatologia fácil**. Oficina de Textos, 2016.

TAVARES, ANTONIO CARLOS; SILVA, ANE CAROLINE FRESCHI. **Urbanização, chuvas de verão e inundações: uma análise episódica**. CLIMEP-Climatologia e Estudos da Paisagem, v. 3, n. 1, 2008.

TAVARES, P. S. **Um estudo observacional da incursão de sistemas frontais no Nordeste Brasileiro e sua influência na atmosfera do Centro de Lançamento de Alcântara (CLA)**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 152 p., 2008.

TEIXEIRA, R. F. B. **O fenômeno da brisa e sua relação com a chuva sobre Fortaleza - CE**. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 23, n. 3, p. 282-291, 2008.

THIELEN, J.; WOBROCK, W.; GADIAN, A.; MESTAYER, P. G.; CREUTIN, J. D. **The possible influence of urban surfaces on rainfall development: a sensitivity study in 2D in the meso- γ -scale.** Atmospheric Research, v. 54, n. 1, p. 15-39, 2000.

TRENBERTH, K. E. et al. **Observations: Surface and Atmospheric Climate Change.** In: SOLOMON, S. D. et al. (Ed.) 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, United Kingdom, New York: Cambridge University Press, 2007.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação.** 2º ed. Porto Alegre: ABRH. Editora da UFRGS, 1993.

TUCCI, C. E. M. **Água no meio urbano.** Livro água doce, p. 1-40, 1997.

TUCCI, C. E. M. **Impactos da variabilidade climática e uso do solo sobre os recursos hídricos.** Fórum Brasileiro de Mudanças Climáticas–Câmara Temática de Recursos Hídricos, Brasília, p. 150, 2002.

TUCCI, C. E. M. **Inundações e drenagem urbana.** Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, p. 45-141, 2003.

TUCCI, C. E. M. **Inundações urbanas.** Porto Alegre: ABRH/RHAMA, v. 11, 2007.

TUCCI, C. E. M. **Águas urbanas.** Estudos Avançados, v. 22, n. 63, p. 97-112. 2008.

TUCCI, C. E. M. **Urbanização e recursos hídricos.** Águas do Brasil: Análises Estratégicas, São Paulo, Instituto de Botânica, p. 113-128. 2010.

TUCCI, C. E. M. **Gestão da drenagem urbana.** 2012.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação.** Porto Alegre, Editora UFRGS/ABRH, 943p. 2015.

TUNDISI, J. G. **Recursos Hídricos no Brasil: problemas, desafios e estratégias para o futuro.** Estudos Estratégicos. Rio de Janeiro, Academia Brasileira de Ciências, 2014.

UVO, C. B. **A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação da Região Norte do Nordeste Brasileiro.** Dissertação de mestrado, 1989.

UVO, C. R. B.; BERNDTSSON, R. **Regionalization and Spatial Properties of Ceará State Rainfall in Northeast Brazil**. Journal of Geophysical Research Atmospheres, v. 101, n. D2, p. 4221-4233, 1996.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e climatologia**. Versão digital 2, 463p. Recife, 2006.

VAZ, I. N. **Estudo sobre a origem da Corrente de Jato do Nordeste Brasileiro e suas ligações inter-hemisféricas**. 2014.

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. **Mesoscale convective complexes in the Americas**. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, v. 92, n. D8, p. 9591-9613, 1987.

VERIATO, M. K. L.; BARROS, H. M. M.; SOUZA, L. P.; CHICÓ, L. R.; BAROSI, K. X. L. **Água: Escassez, crise e perspectivas para 2050**. Revista Verde de Agroecologia e Desenvolvimento Sustentável, v.10, n. 5, p. 17-22, 2015.

VIANELLO, R. L.; FERREIRA, N. J.; OLIVEIRA, L. L. **Meteorologia Fundamental**. Edifapes. Erechin – RS. 2001.

VIDIGAL, A. A. F. **Amazônia azul: o mar que nos pertence**. Rio de Janeiro: Ed. Record. 2006.

VIEIRA, José Manuel Pereira. **Água e saúde pública**. Edições Sílabo, 2018.

WATKINS, R.; KOLOKOTRONI, M. **The London Urban Heat Island — Upwind Vegetation Effects on Local Temperatures**. PLEA2012 — 28th Conference, Opportunities, Limits & Needs Towards an Environmentally Responsible Architecture; Lima, Perú, 7–9, 2012.

WEICKMANN, K. M.; LUSSKY, G. R.; KUTZBACH, J. E. **Intraseasonal (30-60 day) fluctuations of outgoing longwave radiation and 250 mb streamfunction during northern winter**. Monthly Weather Review, v. 113, n. 6, p. 941-961, 1985.

YANG, L.; SMITH, J. A.; WRIGHT, D. B.; BAECK, M. L.; VILLARINI, G.; TIAN, F.; HU, H. **Urbanization and climate change: an examination of nonstationarities in urban flooding**. Journal of Hydrometeorology, v. 14, n. 6, p. 1791–1809, 2013.

ZANELLA, M. E.; MOURA, M. O. **O clima das cidades do Nordeste brasileiro: contribuições no planejamento e gestão urbana.** Revista da ANPEGE, v. 9, p. 75-89, 2013.

ZANELLA, M.; SALES, M. C. L.; ABREU, N. J. A. **Análise das precipitações diárias intensas e impactos gerados em Fortaleza, CE.** GEOUSP Espaço e Tempo (Online), n. 25, p. 53-68, 2009.

ZARDI, D.; WHITEMAN, C. D. **Diurnal mountain wind systems.** Mountain weather research and forecasting, p. 35-119, 2013.

ZAZYKI, M. A.; MARIN, S.; DE MOURA, G. L. **Impactos da urbanização brasileira e o direito de propriedade.** Revista Gestão e Desenvolvimento, v. 17, n. 3, p. 34-55, 2020.

ZHANG, Y.; WALLACE, J. M.; BATTISTI, D. S. **ENSO – like interdecadal variability.** Journal of Climate, v.10, n. 5, p.1004–1020, 1997.