

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

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM  
METEOROLOGIA**



**TESE DE DOUTORADO**

**Milla Nóbrega de Menezes Costa**

**Validação dos dados de reanálise e aplicação no estudo  
da estrutura da atmosfera sobre o estado da Paraíba:  
Estudo de Casos**

**Campina Grande, Junho de 2018**



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

**TESE DE DOUTORADO**

**VALIDAÇÃO DOS DADOS DE REANÁLISE E APLICAÇÃO NO ESTUDO DA  
ESTRUTURA DA ATMOSFERA SOBRE O ESTADO DA PARAÍBA  
ESTUDO DE CASOS**

**MILLA NÓBREGA DE MENEZES COSTA**

**Campina Grande - PB**

**Junho de 2018**

**MILLA NÓBREGA DE MENEZES COSTA**

**VALIDAÇÃO DOS DADOS DE REANÁLISE E APLICAÇÃO NO ESTUDO DA  
ESTRUTURA DA ATMOSFERA SOBRE O ESTADO DA PARAÍBA  
ESTUDO DE CASOS**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia do Centro de Tecnologia e Recursos Naturais da Universidade Federal de Campina Grande em cumprimento às exigências para obtenção do título de Doutor (a) em Meteorologia.

**Área de Concentração:** Meteorologia de Meso e Grande Escalas

**Sub-Área:** Climatologia

**Orientadores:** Prof. Dr. Manoel Francisco Gomes Filho

Prof. Dr. Alan M. Shapiro

Campina Grande - PB

Junho de 2018

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

C837v

Costa, Milla Nóbrega de Menezes.

Validação dos dados de reanálise e aplicação no estudo da estrutura da atmosfera sobre o estado da Paraíba : estudo de caso / Milla Nóbrega de Menezes Costa. – Campina Grande, 2018.

164 f.: il. color.

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2018.

"Orientação: Prof. Dr. Manoel Francisco Gomes Filho, Prof. Dr. Alan M. Shapiro".

Referências.

1. Estrutura da Atmosfera(SHARPPy). 2. Dados de Reanálise. 3. Topografia. 4. Ondeletas. I. Gomes Filho, Manoel Francisco. II. Shapiro, Alan M. III. Título.

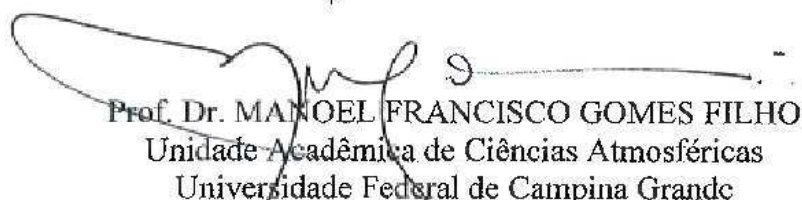
CDU 551.510.5(83)(043)

MILLA NÓBREGA DE MENEZES COSTA

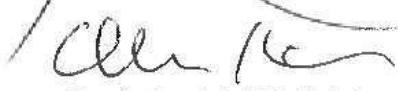
VALIDAÇÃO DOS DADOS DE REANÁLISE E APLICAÇÃO NO ESTUDO DA  
ESTRUTURA DA ATMOSFERA SOBRE O ESTADO DA PARAÍBA: ESTUDO DE  
CASOS

TESE APROVADA EM 20/04/2018


BANCA EXAMINADORA




Prof. Dr. MANOEL FRANCISCO GOMES FILHO  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. ALAN SHAPIRO  
University Of Oklahoma  
School Of Meteorology  
Estados Unidos da América




Prof. Dr. JOSÉ IVALDO BARBOSA DE BRITO  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dra. WERÔNICA MEIRA DE SOUZA  
Unidade Acadêmica de Garanhuns  
Universidade Federal Rural de Pernambuco



Dra. CARMEM TEREZINHA BECKER  
Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba

## DEDICATÓRIA

---

Dedico este trabalho as pessoas mais importantes da minha vida, aos meus pais: Geraldino Costa (*in memorium*) e Aurila Costa, meus irmãos Mirna Costa e Max Costa, e aos meus tios Adriana Nóbrega e Amaury Nóbrega. Obrigada!

## AGRADECIMENTOS

---

Agradeço a Deus por está realizando um sonho que se tornou verdadeiro, e a minha família.

Aos meus orientadores Manoel Francisco Gomes Filho e Alan M. Shapiro pelo apoio e compreensão na orientação deste trabalho.

Aos membros da banca examinadora que contribuíram para o enriquecimento deste trabalho, professores, Enilson Cavalcanti, José Ivaldo Brito, Lincoln Elói, Werônica Meira e Carmem Terezinha Becker.

Aos professores e funcionários da Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Campina Grande que me guiaram para concluir esta etapa da minha vida e começar outra ainda melhor.

À equipe da Biblioteca Central da Universidade Federal de Campina Grande (UFCG) pela presteza no atendimento.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de doutorado concedida ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da UFCG. E pela bolsa de doutorado sanduíche nos Estados Unidos por seis meses.

A *University of Oklahoma, School of Meteorology* e ao *National Weather Center (NWC)* na cidade de Norman/Oklahoma/Estados Unidos.

Ao *NWC, ECMWF, INPE/CPTEC, ANA, AESA*, pela disponibilidade de dados fundamentais para o desenvolvimento desta pesquisa.

Aos meus amigos que acompanham minha trajetória no dia-dia, Maria Irene, Maria Da Paz e Claudiana Batista.

Aos meus amigos de longa data da vida e da UFCG, Alexandra Barbosa, Danielson Delgado, Jaqueline, Leonardo e a todos da pós-graduação.

Aos amigos que fiz durante o doutorado sanduíche nos Estados Unidos e que convivi diariamente por 6 (seis) meses, Camila Teles, Cristiane Scaldaferrri e família, a família Dirrim, a todos os membros do *NWC*, especificamente, Elisabeth Smith, Tyler Bell, Brian Greene, Eric Loken, e professor Evgeni Fedorovich.

Ao meu grande amigo Flávio Barros e sua família por todo o incentivo.

A Carmem Terezinha Becker, da Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba (AESA), por toda ajuda em fornecer dados e pelo apoio.

A todos o meu eterno agradecimento e carinho. Muito Obrigada!

## RESUMO

---

Fatores ambientais contribuem para a instabilidade atmosférica em qualquer parte do globo terrestre. É extremamente importante compreendê-los, pois estes fatores são vitais para elaborar previsões climatológicas concisas. O estado da Paraíba tem sido muito estudado cientificamente devido às irregularidades pluviométricas, entretanto ainda há poucos estudos relacionados ao fato de como os sistemas meteorológicos atuam diretamente na estrutura vertical da atmosfera deste estado, e conseqüentemente prejudicam a previsão climatológica. Este trabalho objetivou caracterizar a estrutura da atmosfera deste estado para ampliar o conhecimento científico relacionado a isto que é escasso e de forma inovadora utilizando dados da reanálise aplicados no programa computacional em linguagem *Python*. Foram selecionadas cidades em diferentes mesorregiões do estado, como Alhandra (litoral), Areia (brejo), Campina Grande (agreste), Taperoá (cariri) e Catolé do Rocha (sertão). Neste estudo foram utilizados dados observacionais de precipitação mensal entre 1980 e 2016 e diárias do ano de 2016, obtidos da Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba (AESAs), dados da reanálise ERA INTERIM resolução  $0.125^\circ \times 0.125$  obtidos no sistema do *European Center for Medium Range Weather Forecasting* (ECMWF), imagens do satélite GOES 13 provenientes do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais em parceria com o Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE), e linhas de correntes (componentes do vento *u* e *v*, nos níveis de pressão: 1000, 850, 700, 500, 200mb) que foram plotadas. Foi aplicada a metodologia da Análise de Ondeletas com dados mensais, e com dados diários, equações de verificação da estrutura da atmosfera, índices de instabilidade, e o programa SHARPPy (*Skew-T and Hodograph Analysis Research Program – Python*) utilizando dados da reanálise como dados de entrada no programa. Este programa foi utilizado como teste neste trabalho. Os resultados mostraram, na Análise de Ondeletas, que entre 1980 a 2016 o ciclo anual apresentou confiança de 95% com relação à precipitação versus o tempo. Entretanto as escalas menores, 0.25 (intrasazonal, 1 a 2 meses), maior que 0.25 (sazonal, 3 meses), 0.50 (semi-anual, 6 meses) também mostraram relevância, indicando que a maior precipitação se concentra nestas escalas. Os histogramas revelaram que os dados médios observados e dados da reanálise conseguem captar informações equivalentes, validando assim, utilização dos dados da reanálise de superfície e ar superior. Entretanto, vale salientar que a reanálise não foi capaz de detectar precipitação intensa diária. Na análise dos aspectos meteorológicos, cada dia específico que foi selecionado mostrou influência de diversos sistemas meteorológicos como Alta Subtropical, Alta da Bolívia, Alta dos Açores, ZCIT, VCAN, sistema convectivo, entre outros. O programa SHARPPy, foi utilizado como teste para analisar a configuração da estrutura da atmosfera para cada uma das cidades e dias escolhidos no trabalho, possibilitou a identificação de sistemas meteorológicos que estavam atuando e influenciando a atmosfera nas grande, meso e micro escalas sob condições de ocorrência de precipitação ou não. Assim, mostrou coerência em seus resultados, no sentido de que o perfil da atmosfera era representativo das condições de tempo. Logo, foi detectado interação entre sistemas atuantes, indicando acoplamento entre estes. E a orografia mostrou-se de grande importância e impacto no perfil vertical da atmosfera local.

**Palavras-chave:** Precipitação, dados da reanálise, ondeletas, estrutura da atmosfera (SHARPPy), acoplamento, topografia.



## ABSTRACT

---

Environmental factors contribute to atmospheric instability in any part of the globe. It is extremely important to understand them, as these factors are vital to concise weather forecasting. The state of Paraíba has been studied scientifically due to its rainfall irregularities; however, there are still few studies on how meteorological systems act on the vertical structure of the atmosphere of this region, and their consequently harming effects on climatological forecasts. This work aims to characterize the structure of the atmosphere of Paraíba in order to expand the scarce scientific knowledge on it by using data from the reanalysis applied to the computational program in the language Python. Cities were selected in different mesoregions of the state, such as Alhandra (coastal), Areia (brejo - wetlands), Campina Grande (agreste - semi moist), Taperoá (Cariri - dry) and Catolé do Rocha (Sertão - backlands). For the present study, monthly observational data on precipitation were used between 1980 - 2016 and 2016; whereas daily data were provided by the Executive Agency for Water Management of the State of Paraíba (AESAs), and ERA INTERIM reanalysis data, resolution  $0.125^\circ \times 0.125^\circ$ , which were obtained from the European Center for Medium Range Weather Forecasting (ECMWF), as well as from GOES 13 satellite images provided by the National Institute for Space Research in partnership with the Center for Weather Forecasting and Climate Studies (CPTEC/INPE) and streamlines (wind components  $u$  and  $v$  at the pressure levels: 1000, 850, 700, 500, 200mb) that were plotted. The Wavelet Analysis methodology with its monthly data was applied in addition to daily data, atmospheric structure verification equations, instability indices, and the SHARPPy program (Skew-T and Hodograph Analysis Research Program - Python) using data from the reanalysis as the program data. This program was used as a test for the present work. The results showed that, between 1980 and 2016, the annual cycle revealed a 95% assurance in relation to precipitation versus time. However, the smaller scales, 0.25 (intrasazonal, 1 to 2 months), greater than 0.25 (seasonal, 3 months), 0.50 (semi-annual, 6 months) have also been most relevant, indicating that higher precipitation is concentrated on these scales. The histograms reveal that the observed mean data and reanalysis data can capture equivalent information, thus validating the use of surface and upper air reanalysis data in the present study. However, it is worth noting that the reanalysis was not able to detect intense daily precipitation. The analysis on the meteorological aspects on each specific day that was selected revealed the influence of several meteorological systems such as High Subtropical, High of Bolivia, High of the Azores, ITCZ, VCAN, convective system, among others. And the SHARPPy program that was used as a test to analyze the configuration of the atmosphere structure for the cities on the selected days in the work, allowed the identification of meteorological systems that were acting and influencing the atmosphere at great, meso and micro scales under conditions of precipitation or not. Thus, it has displayed coherence as to its results, in the sense that the profile of the atmosphere was representative of the weather conditions. Therefore, interaction between active systems was detected, indicating coupling between them. And the orography was found to be of greater importance and impactful considering the vertical profile of the local atmosphere.

**Keywords:** Precipitation, reanalysis data, wavelets, structure of the atmosphere (SHARPPy), coupling, topography.

## SUMÁRIO

---

	Págs
<b>RESUMO</b>	
<b>ABSTRACT</b>	
<b>LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS</b>	
<b>LISTA DE SÍMBOLOS E UNIDADES</b>	
<b>LISTA DE FIGURAS</b>	
<b>LISTA DE TABELAS</b>	
<b>CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVA</b>	21
1.1. Introdução	21
1.2. Justificativa	23
<b>CAPÍTULO 2 – OBJETIVOS</b>	24
2.1. Objetivo Geral	24
2.2. Objetivos Específicos	24
<b>CAPÍTULO 3 - FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b>	25
3.1. Aspectos Climatológicos do estado da Paraíba	26
3.2. Técnica da Transformada em Ondeletas ou Análise de Ondeletas	33
3.3. Dados de Reanálise	36
3.4. Estrutura da Atmosfera	37
3.5. Índices de Instabilidade	38
<b>CAPÍTULO 4 - MATERIAL E MÉTODOS</b>	41
4.1 Área de Estudo	41
4.2 Caracterização Climática	41
4.3 Dados	42
4.4 Metodologia	43
4.4.1. Descrição do Experimento	43
4.4.2. Aplicação da Transformada em Ondeletas (TO) ou Análise de Ondeletas	48
4.4.3. Dados de Reanálise	50
4.4.4. Estrutura da Atmosfera	52

4.4.5. Índices de Instabilidade	54
4.4.6. Programa SHARPPy	60
<b>CAPÍTULO 5 - RESULTADOS E DISCUSSÃO</b>	<b>65</b>
5.1. Análise De Ondeletas	65
5.2. Verificação do grau de sensibilidade e validação entre os dados de precipitação da Reanálise e Média dos Dados Observados	76
5.3. Comparação diária da precipitação entre os dados da Reanálise e a Média dos Dados Observacionais	91
5.4. Aspectos meteorológicos e Estrutura Da Atmosfera	102
<b>CAPÍTULO 6 – CONCLUSÕES</b>	<b>135</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>138</b>
<b>ANEXOS</b>	<b>152</b>

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

---

AB	Alta da Bolívia
ACP	Análise de Componentes Principais
AESA	Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba
ANA	Agência Nacional de Águas
AS	América do Sul
ATN	Atlântico Norte
ATS	Atlântico Sul
AZP – AL	Aeroporto Internacional Zumbi dos Palmares do Estado de Alagoas
BRAMS	<i>Brazilian Developments on the Regional Atmospheric Modeling System</i>
CB	Cumulunimbus
CCM	Complexo Convectivo de Mesoescala
CFSR	<i>Climate Forecast System Reanalysis</i>
CGA	Circulação Geral da Atmosfera
CISK	Instabilidade Condicional de Segunda Ordem
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DF	Distrito Federal
DOL	Distúrbio Ondulatório de Leste
DPA	Dipolo do Atlântico
ECMWF	<i>European Centre for Medium – Range Weather Forecasts</i>
ELAT	Grupo de Eletricidade Atmosférica
ENOS	El Niño Oscilação Sul
FF	Frentes Frias
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GrADS	Grid Analysis and Display System
HL	Hora Local
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
ION	Índice Oceânico Norte
IOS	Índice Oceânico Sul
LIs	Linhas de Instabilidade
MAPA	Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento
MASTER	Meteorologia Aplicada a Sistemas de Tempo Regionais
N	Norte

NCEP	<i>National Center for Environmental Prediction</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NWC	<i>National Weather Center</i>
NWP	<i>National Weather Prediction</i>
ODP	Oscilação Decenal do Pacífico
OMJ	Oscilação Madden-Julian
PHT	Possibilidade de perigo
PRP	Precipitação Mensal para o Estado da Paraíba
S	Sul
SBBR	Aeroporto Internacional de Brasília
SHADOZ	<i>South Hemisphere ADDitional OZonesondes</i>
SHARPy	<i>Skew-T and Hodograph Analysis Research Program Python</i>
SPC	<i>Storm Prediction Center</i>
SPI	<i>Standardized Precipitation Index</i>
SUDENE	Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste
SUP	Superfície
TO	Transformada de Ondeletas
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
TXT	Texto
USP	Universidade de São Paulo
VCAN	Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
YOTC	<i>Year of Tropical Convection</i>

## LISTA DE SÍMBOLOS E UNIDADES

---

$\Sigma$	Somatório
$iw_0, \theta$	Parâmetros adimensionais
$e^{-\frac{\theta^2}{2}}$	Envelope Guassiano
$\psi(t)$	Função Ondeleta ( <i>Wavelet</i> )
$\psi(t - b, a)$	Função Ondeleta mãe normalizada
$GSW(t - b, a)$	Espectro Global de Energia
$\pi$	Pi=3,14159
$\theta_e$	Temperatura Potencial Equivalente
E	Energia da Ondeleta
e	Pressão de Vapor (mb)
e <sub>s</sub>	Pressão de Vapor Saturada (mb)
exp	Exponencial matemática
ln	Logaritmo natural matemático
q	Umidade específica
T <sub>k</sub>	Temperatura absoluta em Kelvin
T <sub>a</sub>	Temperatura do Ambiente
T <sub>d</sub>	Temperatura do Ponto de Orvalho
T <sub>500</sub>	Temperatura do Ar no nível de pressão de 500 mb
T <sub>700</sub>	Temperatura do Ar no nível de pressão de 700 mb
T <sub>850</sub>	Temperatura do Ar no nível de pressão de 850 mb
T <sub>d500</sub>	Temperatura do Ponto de Orvalho no nível de pressão de 500 mb
T <sub>d700</sub>	Temperatura do Ponto de Orvalho no nível de pressão de 700 mb
T <sub>d850</sub>	Temperatura do Ponto de Orvalho no nível de pressão de 850 mb
T <sub>p</sub>	Temperatura da Parcela
T <sub>L</sub>	Temperatura do nível de condensação por levantamento em graus Kelvin(k)
T <sub>v</sub>	Temperatura Virtual
T <sub>va</sub>	Temperatura Virtual do Ambiente (°C)
T <sub>vp</sub>	Temperatura virtual da Parcela
T <sub>parcela_superfície_500</sub>	= Temperatura em 500 mb (°C) de uma parcela que subiu desde a superfície
T <sub>parcela<sub>800_500</sub></sub>	= Temperatura em 500 mb (°C) de uma parcela que subiu desde o nível de 850mb
r	Razão de Mistura
R <sub>d</sub>	Constante universal dos gases para o ar seco.
r <sub>s</sub>	Razão de Mistura Saturada
z	Altitude

PW <sup>a</sup> (in.)	Vapor de água precipitável abaixo de 400 mb
meanW <sup>3</sup> (gkg <sup>-1</sup> )	Média de q (umidade específica) abaixo de 100mb
lowRH <sup>2</sup> (%)	Média da umidade relativa abaixo de 150mb
midRH2(%)	Média da umidade relativa sobre as camadas 150-300 mb acima da superfície
K <sup>b</sup>	Índice K
TT <sup>b</sup>	Índice Total- Totals
Z <sub>2</sub> -Z <sub>1</sub> LR <sup>b</sup> (°C km-1)	Ambiente de lapse rate sobre uma camada definida, onde Z1 e z2 são os limites da camada em pressão ou coordenadas de altura
TEI <sup>c,d</sup> (°C)	Theta-e index
DCAPE <sup>c,d</sup> (Jkg <sup>-1</sup> )	Esboço de CAPE e Acúmulo da temperatura usando a média da temperatura potencial equivalente na camada mínima de 100 mb-equivalente na camada de abaixo de 400 mb para definir a altura da fonte da parcela
DownT <sup>c</sup> (°F)	
ConvT <sup>b</sup> (°F)	Temperatura da superfície mais baixa que dá a base da superfície da parcela menor que 5 Jkg-1 do CINH, mistura da parcela da camada inicial provida da mediaW (meanW)
maxT <sup>b</sup> (°F)	Temperatura em 850mb misturada à adiabática seca até a superfície e depois adiciona 2°C na camada de superfície superadiabática
3CAPE <sup>b</sup> (Jkg <sup>-1</sup> )	CAPE integrado sobre a camada 0-3-km usando a parcela ML
SigSvr <sup>b,d,e</sup> (m s <sup>-3</sup> )	Significante severo
MMP <sup>b,d,e</sup>	Probabilidade de manutenção do MCS
ESP <sup>d,e</sup>	Potencial de alongamento aprimorado, baseado no trabalho desenvolvido no SPC
WNDG <sup>c,o</sup>	Usado para identificar o potencial de danos causados pelo vento principalmente com tempestades com multicélulas, diurnas e tempestades em períodos quentes, desenvolvidas no SPC
MBURST <sup>c,d,e</sup>	Composição de Microburste, desenvolvido no National Weather Service Forecast Office (NWSFO) em Jackson, MS
Supercell <sup>d,e</sup>	Parâmetro de composição de Supercélula
STP (cin), STPE <sup>d,e</sup>	Parâmetro de tornado significativo usando quantidades de camada efetiva (THOMPSON et al. 2012)
STP (fix), STPF <sup>d,e</sup>	Parâmetro de tornado significativo usando quantidades de camadas fixas
SHIP <sup>d,e</sup>	Parâmetro de granizo significativo, desenvolvido no SPC.

CAPE	Energia Potencial Disponível na Atmosfera para Convecção
CAPETv	Energia Potencial Disponível na Atmosfera para Convecção (Temperatura virtual)
CINE/CINH	Energia de Inibição Convectiva
CINETv	Energia de Inibição Convectiva (Temperatura virtual)
EL	Nível de equilíbrio
g	Gravidade
LC	Nível de condensação
LCL	Nível de condensação levantada
LFC	Nível de convecção livre
LI ou IL	Nível de levantamento
ML	Camada Média
MLLCL	Camada Média do nível de condensação
MU	Camada mais instável
NCE/LFC	Nível de convecção espontânea
NCL/LCL	Nível de convecção por levantamento
NE/EL	Nível de Equilíbrio
P	Pressão Atmosférica
S	Índice de Instabilidade Showalter
SARS	Sistema de Recuperação Analógica de Sondagem
TT	Índice de Instabilidade Total-Totals
u	Componente zonal do vento
UR	Umidade relativa
v	Componente meridional do vento
°C	Graus Celsius
hPa	Hectopascal
J	Joule
K	Kelvin
Kg	Quilograma
km	Quilômetro
kt	Nós (vento)
m	Metros
mb	Milibar
m.s <sup>-1</sup>	Metro por segundo
mm	Milímetro
mm.ano <sup>-1</sup>	Milímetro ao ano



## LISTA DE FIGURAS

---

	Págs
Figura 3.1: Mapa do Brasil. (Fonte: Adaptado de BRONBERG et al. 2013).	25
Figura 4.1: Mapa do estado da Paraíba-Brasil. (Fonte: Disponível em < <a href="https://www.mapsofworld.com/brazil/state/paraiba/">https://www.mapsofworld.com/brazil/state/paraiba/</a> >).	41
Figura 4.2: Área de abrangência do Planalto da Borborema (Fonte: Extraído de NOGUEIRA, 2014).	42
Figura 4.3: Região Nordeste do Brasil com destaque (negrito) para o estado da Paraíba, à esquerda, e mapa da Paraíba em cores das microrregiões, à direita. Escala do Mapa do Nordeste 1cm=235 Km. (Fonte: Adaptado de BRITO E BRAGA, 2005; BECKER et al., 2011; MENEZES et al., 2008; IBGE, 2017).	43
Figura 4.4: (a) Valores do número de Manchas Solares por ano, (b) Diagrama tempo-frequência da série temporal de manchas solares (Espectro global de Energia), (c) Espectro de Ondeleta Global ou Variância (energia) associada a cada período de anos, a linha pontilhada em (c) representa o intervalo de confiança do espectro global (95%) (Fonte: BOLZAN, 2004).	50
Figura 4.5: Plote do Programa SHARPPy (Fonte: disponível em < <a href="http://sharppy.github.io/SHARPPy/index.html">http://sharppy.github.io/SHARPPy/index.html</a> >)	62
Figura 5.1: Plotagem da Ondeleta da precipitação mensal entre os anos de 1980 e 2016 (meses) para o município de Alhandra – PB, (a) Índices pluviométricos normalizados, (b) Espectro de Potência; (c) Espectro de Ondeleta Global,(d) Variância (mm) <sup>2</sup> da Escala (36 Anos) da série temporal.	67
Figura 5.2: Plotagem da Ondeleta da precipitação mensal entre os anos de 1980 e 2016 (meses) para o município de Areia – PB, (a) Índices pluviométricos normalizados, (b) Espectro de Potência; (c) Espectro de Ondeleta Global,(d) Variância (mm) <sup>2</sup> da Escala (36 Anos) da série temporal.	69
Figura 5.3: Plotagem da Ondeleta da precipitação mensal entre os anos de 1980 e 2016 (meses) para o município de Campina Grande – PB, (a) Índices pluviométricos normalizados, (b) Espectro de Potência; (c) Espectro de Ondeleta Global,(d) Variância (mm) <sup>2</sup> da Escala (36 Anos) da série temporal.	71
Figura 5.4: Plotagem da Ondeleta da precipitação mensal entre os anos de 1980 e 2016 (meses) para o município de Taperoá – PB, (a) Índices pluviométricos normalizados, (b) Espectro de Potência; (c) Espectro de Ondeleta Global, (d) Variância (mm) <sup>2</sup> da Escala (36 Anos) da série temporal.	73

Figura 5.5: Plotagem da Ondeleta da precipitação mensal entre os anos de 1980 e 2016 (meses) para o município de Catolé do Rocha – PB, (a) Índices pluviométricos normalizados, (b) Espectro de Potência; (c) Espectro de Ondeleta Global,(d) Variância (mm) <sup>2</sup> da Escala (36 Anos) da série temporal.	75
Figura 5.6: Histograma entre 0-100mm/dia dos dados da reanálise (a), e médios observados (b), do ano de 2016 para Alhandra-PB. Frequência (n° de dias) corresponde a linha de cor preta e frequência percentual (%) equivale a linha vermelha.	77
Figura 5.7: Histograma entre 0-5mm/dia dos dados da reanálise (a), e médios observados (b), do ano de 2016 para Alhandra-PB. Frequência (n° de dias) corresponde à linha de cor preta e frequência percentual (%) equivale a linha vermelha.	78
Figura 5.8: Histograma entre 5-100mm/dia dos dados da reanálise (a), e médios observados (b), do ano de 2016 para Alhandra-PB. Frequência (n° de dias) corresponde a linha de cor preta e frequência percentual (%) equivale a linha vermelha.	78
Figura 5.9: Histograma entre 0-40mm/dia dos dados da reanálise (a), e médios observados (b), do ano de 2016 para Areia-PB. Frequência (n° de dias) corresponde a linha de cor preta e frequência percentual (%) equivale a linha vermelha.	80
Figura 5.10: Histograma entre 0-5mm/dia dos dados da reanálise (a), e médios observados (b), do ano de 2016 para Areia-PB. Frequência (n° de dias) corresponde à tonalidade preta e frequência percentual (%) equivale a tonalidade vermelha.	81
Figura 5.11: Histograma entre 5-40mm/dia dos dados da reanálise (a), e médios observados (b), do ano de 2016 para Areia-PB. Frequência (n° de dias) corresponde à linha de cor preta e frequência percentual (%) equivale a linha vermelha	82
Figura 5.12: Histograma entre 0-30mm/dia dos dados da reanálise (a), e médios observados (b), do ano de 2016 para Campina Grande-PB. Frequência (n° de dias) corresponde a linha de cor preta e frequência percentual (%) equivale a linha vermelha.	83
Figura 5.13: Histograma entre 0-5mm/dia dos dados da reanálise (a), e médios observados (b), do ano de 2016 para Campina Grande-PB. Frequência (n° de dias) corresponde a linha de cor preta e frequência percentual (%) equivale a linha vermelha.	84
Figura 5.14: Histograma entre 5-30mm/dia dos dados da reanálise (a), e médios observados (b), do ano de 2016 para Campina Grande-PB. Frequência (n° de dias) corresponde a linha de cor preta e frequência percentual (%) equivale a linha vermelha.	84

- Figura 5.15: Histograma entre 0-60mm/dia dos dados da reanálise (a), e médios observados (b), do ano de 2016 para Taperoá-PB. Frequência (n° de dias) corresponde à linha de cor preta e frequência percentual (%) equivale a linha vermelha. 86
- Figura 5.16: Histograma entre 0-5mm/dia dos dados da reanálise (a), e médios observados (b), do ano de 2016 para Taperoá-PB. Frequência (n° de dias) corresponde a linha de cor preta e frequência percentual (%) equivale a linha vermelha. 86
- Figura 5.17: Histograma entre 5-60mm/dia dos dados da reanálise (a), e médios observados (b), do ano de 2016 para Taperoá-PB. Frequência (n° de dias) corresponde a linha de cor preta e frequência percentual (%) equivale a linha vermelha. 87
- Figura 5.18: Histograma entre 0-60mm/dia dos dados da reanálise (a), e médios observados (b), do ano de 2016 para Catolé do Rocha-PB. Frequência (n° de dias) corresponde a linha de cor preta e frequência percentual (%) equivale a linha vermelha. 88
- Figura 5.19: Histograma entre 0-5mm/dia dos dados da reanálise (a), e médios observados (b), do ano de 2016 para Catolé do Rocha-PB. Frequência (n° de dias) corresponde a linha de cor preta e frequência percentual (%) equivale a linha vermelha. 89
- Figura 5.20: Histograma entre 5-60mm/dia dos dados da reanálise (a), e médios observados (b), do ano de 2016 para Catolé do Rocha-PB. Frequência (n° de dias) corresponde a linha de cor preta e frequência percentual (%) equivale a linha vermelha. 90
- Figura 5.21: Gráficos de Dispersão dos dados da reanálise e média observada para os 12 meses do ano de 2016 para a cidade de Alhandra-PB. Janeiro (a); Fevereiro (b); Março (c); Abril (d); Maio (e); Junho (f); Julho (g); Agosto (h); Setembro (i); Outubro (j); Novembro (k); Dezembro (l). Dados da reanálise (tonalidade azul) e (média) observados (tonalidade vermelha). 92
- Figura 5.22: Gráficos de Dispersão dos dados da reanálise e média observada para os 12 meses do ano de 2016 para a cidade de Areia-PB. Janeiro (a); Fevereiro (b); Março (c); Abril (d); Maio (e); Junho (f); Julho (g); Agosto (h); Setembro (i); Outubro (j); Novembro (k); Dezembro (l). Dados da reanálise (tonalidade azul) e (média) observados (tonalidade vermelha). 94
- Figura 5.23: Gráficos de Dispersão dos dados da reanálise e média observada para os 12 meses do ano de 2016 para a cidade de Campina Grande-PB. Janeiro (a); Fevereiro (b); Março (c); Abril (d); Maio (e); Junho (f); Julho (g); Agosto (h); Setembro (i); Outubro (j); Novembro (k); Dezembro (l). Dados da reanálise (tonalidade azul) e média dos observados (tonalidade vermelha). 96

Figura 5.24: Gráficos de Dispersão dos dados da reanálise e média observada para os 12 meses do ano de 2016 para a cidade de Taperoá-PB. Janeiro (a); Fevereiro (b); Março (c); Abril (d); Maio (e); Junho (f); Julho (g); Agosto (h); Setembro (i); Outubro (j); Novembro (k); Dezembro (l). Dados da reanálise (tonalidade azul) e média dos observados (tonalidade vermelha). 98

Figura 5.25: Gráficos de Dispersão dos dados da reanálise e média observada para os 12 meses do ano de 2016 para a cidade de Catolé do Rocha-PB. Janeiro (a); Fevereiro (b); Março (c); Abril (d); Maio (e); Junho (f); Julho (g); Agosto (h); Setembro (i); Outubro (j); Novembro (k); Dezembro (l). Dados da reanálise (tonalidade azul) e média dos observados (tonalidade vermelha). 101

Figura 5.26: Imagem do satélite GOES 13 no canal vapor d'água (WV) para nos horários 12UTC (a) e 18UTC (b) do dia 02 de maio de 2016; e 0UTC (c) e 12UTC (d) do dia 03 de maio de 2016 para a área do litoral paraibano. A estrela na tonalidade vermelha indica aproximadamente a localização da área foco (Fonte: Adaptado do <http://www.cptec.inpe.br/products/temp>). 104

Figura 5.27: Linhas de corrente para as 12 UTC para o dia 02 de maio de 2016 para os níveis de, 1000mb (a); 850 mb (b); 700mb (c); 500mb (d); 200mb (e). A estrela na tonalidade vermelha indica aproximadamente a localização da área do litoral paraibano. 105

Figura 5.28: Plote do Programa SHARPPy para o dia 02 de maio de 2016 às 12UTC para a cidade de Alhandra – PB. Perfil termodinâmico e velocidade (nós) e direção do vento (a); advecção (b); mudança do vento nas camadas (em graus) – Hodógrafo (c); perfil de  $\theta_e$  versus pressão (d); perfil do vento relativo versus altura para detectar supercélula (e); possibilidade de perigo (f); parâmetros e índices de instabilidade (g); temperatura e vento nas camadas (h); SARS (i). temperatura do ar – T (linha sólida vermelha); Temperatura do Ponto de Orvalho – Td (linha sólida verde). 108

Figura 5.29: Plote do Programa SHARPPy para o dia 02 de maio de 2016 às 12UTC às 12UTC para a cidade de Taperoá – PB. Perfil termodinâmico e velocidade (nós) e direção do vento (a); advecção (b); mudança do vento nas camadas (em graus) – Hodógrafo (c); perfil de  $\theta_e$  versus pressão (d); perfil do vento relativo versus altura para detectar supercélula (e); possibilidade de perigo (f); parâmetros e índices de instabilidade (g); temperatura e vento nas camadas (h); SARS (i). temperatura do ar – T (linha sólida vermelha); Temperatura do Ponto de Orvalho – Td (linha sólida verde).. 111

Figura 5.30: Imagem do satélite GOES 13 no canal vapor d'água (WV) para nos horários 12UTC (a) e 18UTC (b) do dia 24 de fevereiro de 2016; e 0UTC (c) e \*11:30UTC (d) do dia 25 de fevereiro de 2016 para a área do brejo paraibano. A estrela na tonalidade vermelha indica aproximadamente a área foco. (Fonte: Adaptado do <http://www.cptec.inpe.br/products/temp>). \*Não tinha disponível o horário das 12UTC. 112

Figura 5.31: Linhas de corrente para as 12 UTC para o dia 24 de fevereiro de 2016 para os níveis de, 1000mb (a); 850 mb (b); 700mb (c); 500mb (d); 200mb (e). A estrela na tonalidade vermelha indica aproximadamente a localização da área do brejo paraibano 113

Figura 5.32: Plote do Programa SHARPPy para o dia 24 de fevereiro de 2016 às 12UTC para a cidade de Areia – PB. Perfil termodinâmico e velocidade (nós) e direção do vento (a); advecção (b); mudança do vento nas camadas (em graus) – Hodógrafo (c); perfil de  $\theta_e$  versus pressão (d); perfil do vento relativo versus altura para detectar supercélula (e); possibilidade de perigo (f); parâmetros e índices de instabilidade (g); temperatura e vento nas camadas (h); SARS (i). temperatura do ar – T (linha sólida vermelha); Temperatura do Ponto de Orvalho – Td (linha sólida verde). 116

Figura 5.33: Imagem do satélite GOES 13 no canal vapor d'água (WV) para nos horários 12UTC (a) e 18UTC (b) do dia 23 de junho de 2016; e 0UTC (c) e 12:00 UTC (d) do dia 24 de junho de 2016 para a área do agreste paraibano. A estrela na tonalidade vermelha indica aproximadamente a área foco. (Fonte: Adaptado do <http://www.cptec.inpe.br/products/temp>). 117

Figura 5.34: Linhas de corrente para as 12 UTC para o dia 23 de junho de 2016 para os níveis de, 1000mb (a); 850 mb (b); 700mb (c); 500mb (d); 200mb (e). A estrela na tonalidade vermelha indica aproximadamente a localização da área do agreste paraibano. 118

Figura 5.35: Plote do Programa SHARPPy para o dia 23 de junho de 2016 às 12UTC para a cidade de Campina Grande – PB. Perfil termodinâmico e velocidade (nós) e direção do vento (a); advecção (b); mudança do vento nas camadas (em graus) – Hodógrafo (c); perfil de  $\theta_e$  versus pressão (d); perfil do vento relativo versus altura para detectar supercélula (e); possibilidade de perigo (f); parâmetros e índices de instabilidade (g); temperatura e vento nas camadas (h); SARS (i). temperatura do ar – T (linha sólida vermelha); Temperatura do Ponto de Orvalho – Td (linha sólida verde). 120

Figura 5.36: Imagem do satélite GOES 13 no canal vapor d'água (WV) para nos horários 12UTC (a) e 18UTC (b) do dia 19 de janeiro de 2016; e 0UTC (c) e 12:00UTC (d) do dia 20 de janeiro de 2016 para o sertão paraibano. A estrela na tonalidade vermelha indica aproximadamente a localização da área foco. (Fonte: Adaptado do <http://www.cptec.inpe.br/products/temp>). 122

Figura 5.37: Linhas de corrente para as 12 UTC para o dia 19 de janeiro de 2016 para os níveis de, 1000mb (a); 850 mb (b); 700mb (c); 500mb (d); 200mb (e). A estrela na tonalidade vermelha indica aproximadamente a localização da área foco deste estudo. 123

Figura 5.38: Plote do Programa SHARPPy para o dia 19 de janeiro de 2016 às 12UTC para a cidade de Catolé do Rocha – PB. Perfil termodinâmico e velocidade (nós) e direção do vento (a); advecção (b); mudança do vento nas camadas (em graus) – Hodógrafo (c); perfil de  $\theta_e$  versus pressão (d); perfil do vento relativo versus altura para detectar supercélula (e); possibilidade de perigo (f); parâmetros e índices de instabilidade (g); temperatura e vento nas camadas (h); SARS (i). temperatura do ar – T (linha sólida vermelha); Temperatura do Ponto de Orvalho – Td (linha sólida verde). 125

Figura 5.39: Imagem do satélite GOES 13 no canal vapor d'água (WV) para nos horários 12UTC (a) e 18UTC (b) do dia 07 de agosto de 2016; e 0UTC (c) e 12:00 UTC (d) do dia 08 de janeiro de 2016. A estrela na tonalidade vermelha indica aproximadamente a localização da área foco deste estudo. (Fonte: Adaptado do <http://www.cptec.inpe.br/products/temp>). 126

Figura 5.40: Linhas de corrente para as 12 UTC para o dia 07 de agosto de 2016 para os níveis de, 1000mb (a); 850 mb (b); 700mb (c); 500mb (d); 200mb (e). A estrela na tonalidade vermelha indica aproximadamente a localização da área foco deste estudo 127

Figura 5.41: Plote do Programa SHARPPy para o dia 07 de agosto de 2016 às 12UTC para a cidade de Alhandra– PB. Perfil termodinâmico e velocidade (nós) e direção do vento (a); advecção (b); mudança do vento nas camadas (em graus) – Hodógrafo (c); perfil de  $\theta_e$  versus pressão (d); perfil do vento relativo versus altura para detectar supercélula (e); possibilidade de perigo (f); parâmetros e índices de instabilidade (g); temperatura e vento nas camadas (h); SARS (i). temperatura do ar – T (linha sólida vermelha); Temperatura do Ponto de Orvalho – Td (linha sólida verde). 130

Figura 5.42: Plote do Programa SHARPPy para o dia 07 de agosto de 2016 às 12UTC para a cidade de Taperoá – PB. Perfil termodinâmico e velocidade (nós) e direção do vento (a); advecção (b); mudança do vento nas camadas (em graus) – Hodógrafo (c); perfil de  $\theta_e$  versus pressão (d); perfil do vento relativo versus altura para detectar supercélula (e); possibilidade de perigo (f); parâmetros e índices de instabilidade (g); temperatura e vento nas camadas (h); SARS (i). temperatura do ar – T (linha sólida vermelha); Temperatura do Ponto de Orvalho – Td (linha sólida verde). 131

Figura 5.43: Plote do Programa SHARPPy para o dia 07 de agosto de 2016 às 12UTC para a cidade de Areia– PB. Perfil termodinâmico e velocidade (nós) e direção do vento (a); advecção (b); mudança do vento nas camadas (em graus) – Hodógrafo (c); perfil de  $\theta_e$  versus pressão (d); perfil do vento relativo versus altura para detectar supercélula (e); possibilidade de perigo (f); parâmetros e índices de instabilidade (g); temperatura e vento nas camadas (h); SARS (i). temperatura do ar – T (linha sólida vermelha); Temperatura do Ponto de Orvalho – Td (linha sólida verde). 132

Figura 5.44: Plote do Programa SHARPPy para o dia 07 de agosto de 2016 às 12UTC para a cidade de Campina Grande– PB. Perfil termodinâmico e velocidade (nós) e direção do vento (a); advecção (b); mudança do vento nas camadas (em graus) – Hodógrafo (c); perfil de  $\theta_e$  versus pressão (d); perfil do vento relativo versus altura para detectar supercélula (e); possibilidade de perigo (f); parâmetros e índices de

instabilidade (g); temperatura e vento nas camadas (h); SARS (i). temperatura do ar – T (linha sólida vermelha); Temperatura do Ponto de Orvalho – Td (linha sólida verde).

133

Figura 5.45: Plote do Programa SHARPPy para o dia 07 de agosto de 2016 às 12UTC para a cidade de Catolé do Rocha– PB. Perfil termodinâmico e velocidade (nós) e direção do vento (a); advecção (b); mudança do vento nas camadas (em graus) – Hodógrafo (c); perfil de  $\theta_e$  versus pressão (d); perfil do vento relativo versus altura para detectar supercélula (e); possibilidade de perigo (f); parâmetros e índices de instabilidade (g); temperatura e vento nas camadas (h); SARS (i). temperatura do ar – T (linha sólida vermelha); Temperatura do Ponto de Orvalho – Td (linha sólida verde).

134

## LISTA DE TABELAS

---

	Págs
Tabela 4.1: Lista das cidades selecionadas. (Fonte: ANA/SUDENE).	44
Tabela 4.2: Lista dos Postos Pluviométricos selecionados para o ano de 2016. Fonte: (AESA/SUDENE).	47
Tabela 4.3 Valores de CAPE e condições de tempo esperado antigo. (Fonte: BLUESTEIN, 1993).	56
Tabela 4.4: Valores de CAPE e condições de tempo esperado atualizado. (Fonte: PETTY, 2008; DERUBERTIS, 2006).	56
Tabela 4.5: Valores de K e condições de tempo esperadas (Fonte: GEORGE, 1960).	58
Tabela 4.6: Valores de K e probabilidade de tempestade atualizada. (Fonte: PETTY, 2008; DERUBERTIS, 2006).	58
Tabela 4.7: Valores do índice TT antigos. (Fonte: MILLER, 1972).	59
Tabela 4.8: Valores do índice TT atualizados. (Fonte: PETTY, 2008).	59
Tabela 4.9: Valores de LI e condições de tempo esperadas antigo. (Fonte: GALWAY, 1956).	60
Tabela 4.10: Valores de LI e condições de estabilidade associada atualizada. (Fonte: PETTY, 2008).	60



## CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVA

---

### 1.1. INTRODUÇÃO

Estudos mostram que o crescimento contínuo da área urbana, muitas vezes desordenado, a densidade da população, a localização, topografia e fatores meteorológicos são condicionantes para alterar o padrão climático de determinado lugar, e nas escalas meteorológicas, local e regional (SHEPHERD, 2005; ALMEIDA, 2006; CAMPOS E EICHHLOZ, 2011; RASERA E CAMPOS, 2013; VIEIRA, 2014).

O estado da Paraíba, pertencente ao Nordeste do Brasil (NEB), tem uma população estimada atualmente em 4.025,558 milhões de habitantes (IBGE, 2017) crescendo em ambientes desordenados, sem infraestrutura e além de ter que lidar com as adversidades do clima a qual apresenta característica de grande variabilidade espaço-temporal na precipitação com secas e enchentes frequentes, entre outros fatores. Por isso, o monitoramento e a compreensão de fenômenos meteorológicos fazem-se necessários para esta região a fim de se obter uma previsão mais precisa, possibilitando lidar com as adversidades climáticas e reduzir impactos regionais e locais (SILVA DIAS, 1987; ARAÚJO et al., 2008; BECKER et al., 2011; NÓBREGA, 2012).

De um modo geral, o estado da Paraíba é muito explorado cientificamente, principalmente na questão das irregularidades da precipitação, porém, ainda há limitações em estudos relacionados ao comportamento da atmosfera sob aspectos dinâmicos e termodinâmicos. Geralmente, análises para determinar quais sistemas meteorológicos estão atuando e quais são associados às chuvas acima ou abaixo do normal são feitas de forma qualitativa e focado na análise para o tempo. Mas ainda há muitas brechas que precisam ser preenchidas, como, se há interação entre mais de um sistema meteorológico ou se estavam em fase de desacoplagem, se sistemas atuando em outras áreas no globo influenciam no perfil vertical da atmosfera do estado.

Entretanto, parte-se do princípio que algumas problemáticas se dão ao fato da indisponibilidade de dados contínuos e/ou limitados, pois na década de 1980 ocorreu a desativação da Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE), gerando uma descontinuidade temporal, é só apresentando uma melhora substancial a partir da década de 90 com a implantação dos Núcleos Estaduais de Meteorologia (BECKER et al., 2011), por isso ocorrem dificuldades nos estudos para períodos mais longos.

Nos últimos anos, o avanço da tecnologia e conseqüentemente os conhecimentos científicos tem contribuído para melhoria das previsões e diagnósticos na meteorologia, colaborando com o desenvolvimento de sistemas de alerta para população em situações críticas (NASCIMENTO, 2005). De acordo com Freire et al. (2011) as previsões climáticas na escala de tempo sazonal, divulgadas pelos órgãos de meteorologia, têm contribuído significativamente para a redução nos danos materiais e nas mortes (YU et al., 2002).

Métodos matemáticos e estatísticos, técnicas e programações computacionais têm ajudado muito na meteorologia, partindo do ponto que questões ambientais e em particular as mudanças climáticas tem sido umas das mais importantes na comunidade científica, afetando diretamente a vida da população, comprometendo as relações socioeconômicas, culturais e ambientais (MORAIS, 2014).

Um método que vem sendo muito estudado em aplicações na meteorologia é a Técnica da Transformada em Ondeletas (TO), que possibilita detectar padrões atmosféricos de diversas escalas de tempo.

Os dados da reanálise têm contribuído para suprir falhas e/ou dados faltosos nas mais diversas áreas da meteorologia, possibilitando que os estudos sobre determinado lugar não pare e continue sendo aperfeiçoado.

Os perfis termodinâmicos (SKEW\_T Log\_P) também são muitos utilizados na Meteorologia, principalmente para previsões, a partir de dados de reanálises que contribuem para analisar o ambiente vertical da atmosfera e identificar o padrão de comportamento da superfície aos altos níveis atmosféricos (CROFT et al., 1997; GASPARETTO, 2011), permitindo identificar através de parâmetros e variáveis o grau de instabilidade da atmosfera (VICINI, 2005; SANTOS, 2012; COSTA, 2014).

A utilização de dados de pluviometria, Transformada de Ondeletas, dados de reanálises e perfis termodinâmicos se enquadram em técnicas estatísticas diversificadas contribuem para analisar o comportamento da atmosfera, e tem apresentado bons resultados quando aplicados adequadamente nas diferentes áreas da meteorologia, contribuindo para prognósticos eficientes, principalmente no que diz respeito a estudos aplicados na América do Sul e Nordeste do Brasil (HOLANDA, 2009, SILVA et al., 2011; SANTOS, 2012).

Este trabalho propôs aperfeiçoar o conhecimento do perfil vertical da atmosfera sobre o estado da Paraíba, a fim de identificar o padrão de comportamento atmosfera sob atuação de diversos fenômenos meteorológicos ou ausência destes, e forma que contribuíram para a ocorrência de precipitação ou ausência.

## **1. 2. JUSTIFICATIVA**

Neste trabalho buscaram-se alternativas para suprir as problemáticas em dados meteorológicos observacionais através da utilização de dados de reanálise, tendo como principal objetivo contribuir para a obtenção de mais informações sobre o comportamento da atmosfera do estado da Paraíba. Verificou-se o perfil da atmosfera sob atuação de um ou mais fenômenos meteorológicos ou não, analisados sob aspectos dinâmicos e termodinâmicos, a possibilidade de acoplamento ou desacoplamento entre estes, e se fatores locais como topografia, latitude e altitude também contribuem para definir a estrutura da atmosfera deste estado.

Este trabalho é importante para a sociedade de modo geral, pois contribui para a obtenção do conhecimento da estrutura vertical da atmosfera de um estado que até o presente momento é escasso desta informação que é tão importante para, centros meteorológicos (previsão meteorológica e diagnóstico), área militar como aviação, prevenção de desastres naturais, saúde pública, segurança e para o dia-dia da sociedade.

## CAPÍTULO 2 – OBJETIVOS

---

### 2.1. OBJETIVO GERAL

Estudar o comportamento vertical da atmosfera sobre locais do estado da Paraíba.

### 2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Com a finalidade de atingir o objetivo geral alcançou-se, especificamente:

- (i) Identificar o comportamento de séries pluviométricas localizadas em regimes pluviométricos diferentes;
- (ii) Aplicar a técnica de Ondeletas para analisar as séries pluviométricas;
- (iii) Identificar quais fenômenos atmosféricos estão associados à distribuição e comportamento da precipitação ou ausência;
- (iv) Verificar como e quando ocorreu: acoplamento ou desacoplamento na atmosfera através da análise de interação ou não entre os sistemas meteorológicos atuantes nas diversas escalas da atmosfera em dias chuvosos ou secos;
- (v) Verificar o comportamento vertical da atmosfera sob aspectos dinâmicos e termodinâmicos através do programa SHARPPy.

### CAPÍTULO 3 - FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Nos últimos anos estudiosos tentam aprimorar a compreensão dos mecanismos padrões e/ou anomalias que influenciam o clima da região Nordeste do Brasil (NEB).

A região NEB está localizada na faixa tropical, aproximadamente de 1° a 18° de latitude sul, e 35° a 47° de longitude oeste, abrangendo os Estados do Maranhão, Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia (FIGURA 3.1).

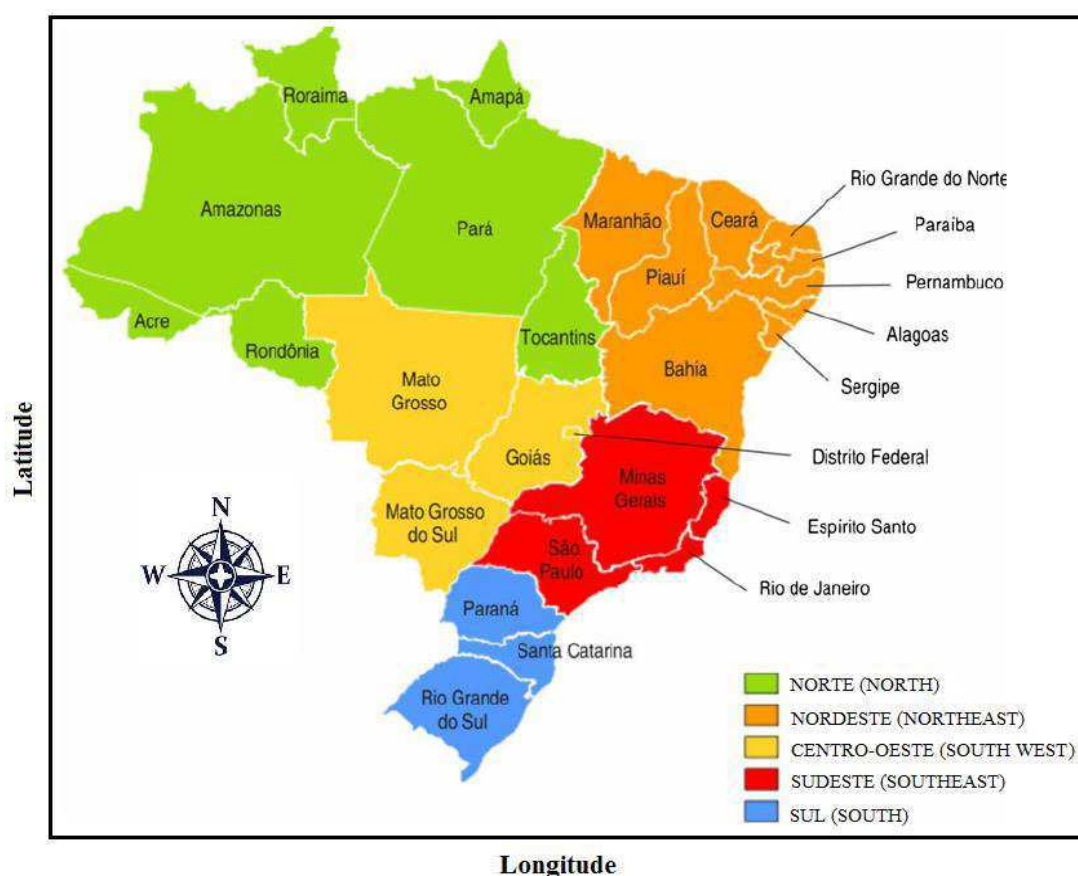


Figura 3.1: Mapa do Brasil. (Fonte: Adaptado de BRONBERG et al., 2013).

Mecanismos oceânico-atmosféricos governam o regime de chuva desta região, como a influência dos oceanos Atlântico e Pacífico, eventos El Niño-Oscilação Sul (ENOS) e La Niña; Dipolo do Atlântico Tropical, Temperatura da Superfície do Mar (TSM) na bacia do oceano Atlântico, ventos alísios, Zona de Convergência Intertropical (ZCIT); Frentes Frias (FF), Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN). Além desses mecanismos, pode-se destacar também a influência de Linhas de Instabilidade (LIs), Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), e do efeito das brisas marítima e terrestre na precipitação.

### 3.1. ASPECTOS CLIMATOLÓGICOS DO ESTADO DA PARAÍBA

O foco deste trabalho é o estado da Paraíba situado no NEB localizado entre 6°02'S e 8°19'S de latitude e 34°45'W e 38°45'W de longitude (NOGUEIRA, 2014).

Os sistemas os que atuam diretamente no regime de chuvas deste estado são, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL), Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN), Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), além dos efeitos de Brisa (VIANELLO E ALVES, 1991; FERREIRA E MELLO, 2005; ARAÚJO et al., 2008) bem como a influência dos oceanos tropicais sob condições de variabilidade na TSM, sob atuação de, ENOS, La Niña, Dipolo do Atlântico Tropical, e sua interação com a atmosfera. Estes são os pontos iniciais para se entender os mecanismos relacionados à precipitação sobre este estado (MENEZES, 2006; VIEIRA, 2014).

#### **Circulação Geral da Atmosfera**

Segundo Lucena (2008) em estudos feitos por ALVES et al., (2005), para iniciar um estudo sobre o clima de uma área é necessário primeiramente estudar a Circulação Geral da Atmosfera (CGA), que é gerada pelo desequilíbrio na radiação, na umidade, no momentum e na massa entre as baixas e as altas latitudes, além das características da superfície, da distribuição das superfícies continentais e oceânicas e das correntes oceânicas. Estudos revelaram que grande parte da variabilidade da precipitação sobre o Nordeste do Brasil, neste caso sobre o estado da Paraíba, é controlada pelas variações interanuais de intensidade e localização dos ramos ascendentes e descendentes das Células de Walker e Hadley, que tem uma ligação direta com a atividade convectiva.

As células zonais de Walker surgem ao longo do equador. Sobre o Pacífico, essa célula é o resultado de uma gangorra de pressão à superfície entre os setores oeste e leste, ao longo da faixa equatorial da bacia do oceano Pacífico Tropical. Devido a essa gangorra, forma-se uma circulação zonal com movimentos ascendentes no setor oeste da bacia e movimentos descendentes no setor leste (WALKER E BLISS, 1932; BJERKNES, 1969; PHILANDER, 1990).

A célula de Hadley resulta da diferença de aquecimento entre os trópicos e as latitudes médias, ocasionando a formação de uma circulação meridional. Essa circulação é definida com movimento ascendente de ar sobre as áreas equatoriais e proximidades, e movimento descendente sobre as latitudes subtropicais formando cinturões de altas pressões subtropicais,

de ambos os hemisférios, em torno de 30°. Essa célula pode ser explicada pelo princípio de que o ar quente sobe e o ar frio desce, e é conhecida como célula termicamente direta, impulsionada pelo aquecimento solar diferencial. (NEWELL et al., 1972; HASTENRATH, 1985; HASTENRATH, 1990; SOUZA E AMBRIZZI, 2002).

### **El Niño Oscilação Sul / La Niña / Dipolo do Atlântico Tropical/ Temperatura da Superfície do Mar**

O fenômeno oceano/atmosférico ENOS (VENEGAS et al., 1997) está diretamente relacionado a circulação de Walker. Serra (1941), inicialmente foi quem estudou as relações entre os padrões anômalos de TSM do Atlântico Tropical com o clima do Nordeste do Brasil e posteriormente Hastenrath e Heller (1977).

O El Niño Oscilação Sul (ENOS) é a junção do El Niño com a Oscilação Sul. É o mais importante fenômeno acoplado oceano-atmosfera que contribui para a variabilidade climática global em escalas de tempo interanual. É um fenômeno de interação oceano-atmosfera, associado às alterações dos padrões normais da TSM e dos ventos alísios na região do Pacífico Equatorial entre a costa Peruana e a Austrália. Além da temperatura do mar, o fenômeno ENOS pode ser medido pelo Índice de Oscilação Sul (IOS), que representa a diferença média da pressão ao nível do mar entre os setores do centro-leste no Oceano Pacífico Central (Tahiti/Oceania) e oeste no oceano Pacífico Oeste (Darwin/Austrália) do Pacífico Tropical. Este índice está relacionado ao aquecimento/resfriamento das águas na região. Valores negativos e positivos do IOS são indicadores da ocorrência dos fenômenos El Niño ou La Niña, respectivamente (OLIVEIRA, 2001; MENEZES et al., 2008; MORAES NETO et al., 2007).

O Padrão do Dipolo no oceano Atlântico Tropical é resultante de anomalias de TSM de sinais opostos, uma fase positiva (negativa) referente às anomalias de TSM positivas (negativa) na bacia do Atlântico Tropical Norte (Sul). Podem ser favoráveis ou não à produção de precipitação no Nordeste Brasileiro, dependendo da sua configuração (MOURA E SHUKLA, 1981). É importante ressaltar que a influência do Dipolo do Atlântico Tropical sobre as chuvas no Nordeste é mais frequente nos períodos sob atuação do fenômeno La Niña (fase negativa) do que nos de El Niño (fase positiva).

Chung (1982) e Hastenrath (1985) sugeriram que o aumento da TSM do Atlântico Sul e o enfraquecimento dos alísios de sudeste permitem o deslocamento mais para sul da ZCIT,

causando chuvas mais intensas no Norte do NEB. Segundo Aceituno (1988) durante episódios de El Niño há o deslocamento da ZCIT para o norte por causa do enfraquecimento da Alta Subtropical do Atlântico Norte.

### **Zona de Convergência Intertropical**

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é a representação de uma faixa imaginária ao longo da qual os ventos alísios de nordeste e de sudeste convergem, ocasionando movimentos ascendentes do ar quente e úmido que se resfria e condensa dando origem às nuvens. É referenciada também como banda de nuvens convectivas alinhadas ou aglomerados convectivos alinhados, na direção leste-oeste ao redor do globo próximo ao Equador e identificadas em imagens de satélite. Nesta região em torno da linha do Equador são encontrados ventos fracos e precipitações intensas. A ZCIT tem uma característica interessante, sua periodicidade migratória entre os dois hemisférios durante o ano e sua intensidade dependem da circulação geral da atmosfera bem como do aquecimento da superfície. É um dos principais mecanismos de aquecimento da atmosfera ocasionado, principalmente, pela liberação de calor latente e pela interação entre radiação e nebulosidade. Desta forma, a compreensão do comportamento da ZCIT torna-se fundamental para o entendimento da circulação geral da atmosfera e das características do regime pluviométrico na região equatorial.

A ZCIT desloca-se em média de 14°N (agosto e setembro) a 2°S (março e abril). Em anos chuvosos no nordeste brasileiro (NEB), a ZCIT Atlântica pode atingir 5°S como posição mais austral. É um dos principais sistemas que afeta a estação chuvosa no norte do nordeste brasileiro atuando de fevereiro a maio, principalmente no estado do Ceará, oeste do Rio Grande do Norte e interior da Paraíba e Pernambuco (PHILANDER et al., 1996; MOLION E BERNARDO, 2002; FERREIRA E MELLO, 2005; MELO et al., 2009; CARVALHO E OYAMA, 2013; VIEIRA, 2014).

### **Distúrbios Ondulatórios de Leste**

Outros sistemas meteorológicos que também atuam no estado da Paraíba são os Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL), ou simplesmente Ondas de Leste, se constituem no principal sistema gerador de chuvas da costa leste e atuam desde o norte do Rio Grande do Norte até a Bahia, no período de maio a agosto. Segundo Ratisbona (1976) os distúrbios de



leste têm o seu máximo em junho, atuando sobre o litoral Leste do NEB. Neste período, as chuvas são intermitentes e ocasionalmente fortes. DOL são distúrbios que se propagam da costa oeste da África até atingir o a costa leste do Nordeste do Brasil adentrando na região, apresentando configurações ondulatórias nos campos de vento e pressão.

Os DOL's são de extrema importância por provocarem alterações significativas nas condições sinóticas, principalmente na componente meridional do vento devido à atuação dos ventos alísios de sudeste, tendo como consequência uma umidificação da camada, aumento de nebulosidade e precipitação, por isso são consideradas massas de ar atuantes instáveis, profundas e úmidas. São comuns na maioria dos anos, só que sua intensidade depende da TSM, do cisalhamento do vento e dos efeitos da orografia e da circulação de brisa marítima e terrestre, de forma que intensificam ou dissipam esse tipo de sistema. Um dos primeiros estudos a diagnosticar o distúrbio de leste foi o de Visher (1925). A atuação dos distúrbios de leste tem duas regiões distintas no oceano Atlântico, uma no Atlântico Norte (ATN) e outro no Atlântico Sul (ATS). Apesar de centrados em latitudes distintas, os distúrbios ocorrem com maior amplitude na mesma época do ano nessas duas regiões, ou seja, nos mesmos meses citados anteriormente (BERRY et al., 1945; ESPINOZA, 1996; MOTA, 1997; PAIVA NETO, 2003; COUTINHO E FISH, 2007; DOS SANTOS et al., 2012).

### **Complexos Convectivos de Mesoescala**

Segundo Souza (2011), os mecanismos de mesoescala que fazem parte das perturbações ondulatórias no campo dos alísios são, os complexos convectivos de mesoescala (CCM) e as brisas marítimas e terrestres, enquanto que os principais fenômenos de microescala são as circulações orográficas e as pequenas células convectivas.

Ainda são poucos os estudos dos CCM para a região Nordeste do Brasil. Tais sistemas são caracterizados por um aglomerado convectivo de nuvens com estrutura vertical profunda, constituída pelos topos frios e bigornas dos cumulonimbus (CB) e forma aproximadamente circular (VELASCO E FRITSCH, 1987). De acordo com NÓBREGA (2012) formam-se devido às condições locais favoráveis provocando chuvas fortes e de curta duração, normalmente acompanhadas de fortes rajadas de vento.

Entretanto, em estudos feitos por Nogueira (2014) mostraram que a formação dos CCMs tropicais sobre o Nordeste do Brasil normalmente acontecem pelo aquecimento da superfície, pelo diferencial de temperatura entre o continente e o oceano, instabilidade

atmosférica, convergência em baixos níveis, alto teor de umidade e relevo acidentado. O suporte energético para o desenvolvimento e a intensificação é suprido pela grande escala proveniente de perturbações ao sul da ZCIT, dos VCANs e dos distúrbios induzidos pelos sistemas frontais que se aprofundam sobre o estado da Bahia. Os CCMs costumam sofrer uma intensificação bastante acentuada quando interagem com a topografia, sobretudo com o Planalto da Borborema (GOMES FILHO et al., 1996; BARBOSA E CORREIA, 2005; SILVA et al., 2008).

### **Brisas Marítima e Terrestre**

Cavalcanti e Kousky (1982) mostraram a ocorrência de fenômenos atmosféricos em escala sinótica interagindo com a circulação de brisa marítima. Isto foi verificado pelo uso de dados de análises do NCEP e imagens de satélite, possibilitando a identificação e análise da evolução dos sistemas.

Efeitos de brisa terrestre e marítima também são fenômenos que se formam na região litorânea, porém a brisa marítima costuma deslocar-se continente adentro vindo a atingir regiões no interior do Estado Paraibano, produzindo chuvas de intensidades moderada a fraca. As brisas são resultado do aquecimento e resfriamento que se estabelece entre continente e oceano, gerando uma circulação da alta pressão para baixa pressão, durante o dia o continente aquece mais rápido fazendo com que a pressão atmosférica seja mais baixa e durante o período noturno ocorre o oposto (MELO, 2000; FERREIRA E MELLO, 2005; NÓBREGA, 2012).

### **Linhas de Instabilidade**

A convergência e a convecção induzidas pela brisa marítima podem ser consideradas um mecanismo forçante para o estabelecimento de nuvens do tipo CB, em linha que se pode propagar para o interior do continente como linha de instabilidade (KOUSKY, 1980; COHEN et al., 1989).

Segundo Alcântara et al. (2014), as linhas de instabilidade, pois podem ser consideradas como um aglomerado de nuvens do tipo cumulonimbus (Cb's) de diversos tamanhos que se agrupam em linhas ou curvas, ou de acordo com Nieuwolt (1977) e Riehl (1979) que definiram as LIs como sendo bandas extensas ou linha contínua de nuvens CB. A

convergência ao longo da borda principal dispara o desenvolvimento de novas correntes ascendentes ao longo da atmosfera, atrás da frente de rajada, de forma que novas células evoluem, e em sua retaguarda desenvolve-se uma nuvem na forma de “bigorna” que, em geral, produz precipitação do tipo estratiforme. De acordo com Cavalcanti (1982) linhas de instabilidade pré-frontais, geradas a partir da associação de fatores dinâmicos de grande escala e características de mesoescala são responsáveis por intensa precipitação.

As LIs podem ser causadas por efeitos orográficos como Fu (1995) destacou em seu estudo, do qual em uma região montanhosa, a precipitação depende da: velocidade e direção do vento, orientação e inclinação da encosta, temperatura do ar, umidade absoluta e umidade relativa na base da montanha, elevação do terreno e da distribuição da temperatura e do vapor d’água na atmosfera livre, ou, ainda, as LIs podem ocorrer em virtude das frentes geradas pela brisa marítima e por sistemas frontais que provocam fortes tempestades ao se propagarem no interior do continente ou na própria costa e que fazem parte das chamadas tempestades multicelulares descritas na literatura (WEISMAN E KLEMP, 1986; COTTON E ANTHES, 1989; HOUZE JR, 1993).

As LIs são capazes de modificar o ambiente por onde se propagam, amenizando a temperatura, a intensidade do vento e removendo umidade dos baixos níveis da atmosfera. A frequência e a intensidade das LIs podem estar relacionadas com a intensidade da TSM do Oceano Atlântico que pode estar relacionada com a formação das ondas de leste que não são os únicos sistemas que contribuem para o desenvolvimento das LIs (COHEN et al., 1995).

### **Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis**

Segundo Kousky e Gan, (1981) e Gan (1982), são sistemas meteorológicos caracterizados por centros de pressão relativamente baixa, que se originam na alta troposfera e se estendem até os níveis médios. As chuvas ocorrem nas bandas de nebulosidade que residem na sua periferia, enquanto que no centro, o movimento subsidente inibe a formação de nuvens, de acordo com Kousky e Gan (1981), transformam energia potencial em energia cinética, através do movimento descendente no centro frio e ascendente na sua periferia. Podem atuar durante meses, dependendo da instabilidade atmosférica, ocorrem de forma muito irregular em termo de seu posicionamento e produzem tanto chuvas intensas como estiagem, predominam entre os meses de novembro e março, e sua trajetória normalmente é de leste para oeste, com maior frequência entre os meses de janeiro e fevereiro. Seu aparecimento está

relacionado com a circulação geral da atmosfera, com a Alta da Bolívia (AB), com a posição da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e a penetração de Frentes Frias do sul. Um dos primeiros estudos abordando uma das formas de VCAN na América do Sul (AS) foi feito por Aragão (1975), que observou uma circulação ciclônica fria em altos níveis troposféricos próxima à costa leste do Nordeste do Brasil.

### **Topografia**

De acordo com Nieuwolt (1977) em áreas montanhosas a temperatura sempre diminui com a elevação, mas a taxa de decréscimo, o “*lapse rate*” está longe de ser uniforme, e não só varia sob condições com ou sem nebulosidade, como também com estações do ano, entre o dia e a noite, assim dependendo da topografia do planalto. Vale salientar que devido ao “*lapse rate*” variar muito, geralmente adicionando 5° ou 6°C a cada 1000 m com a altitude, em uma estação meteorológica acima do nível médio do mar, isso pode induzir a erros consideráveis nas medições. Isto porque em lugares onde *lapse rate* é geralmente pequeno, o resultado da temperatura ao nível médio do mar pode ser de forma irreal muito alta, como no caso de regiões próximas aos trópicos e áreas montanhosas.

Para analisar a influência ocasionada pela topografia deve-se começar pela configuração e localização da área montanhosa, pois essas regiões podem desencadear precipitação do tipo orográfica. Dependendo da intensidade do transporte de vapor d’água a nuvem pode evoluir e dar origem a precipitação que são abrangentes na encosta a barlavento e diminuem a sotavento.

Gomes Filho et al. (1996) realizaram um estudo observacional da interação da orografia e das condições de grande escala favoráveis para formação e intensificação de um aglomerado convectivo em banda que se propagou sobre o estado da Paraíba no dia 15 de março de 1994. Com a utilização de cálculos da velocidade de propagação do sistema e o campo de precipitação média associada à sua trajetória, os autores confirmaram a interação com o Planalto da Borborema com uma altitude de 600 m. Com as imagens de satélite, campos meteorológicos de grande escala e diagramas, concluíram que o sistema teve origem sobre o Oceano Atlântico induzido pela ZCIT, distante 150 km da costa paraibana e penetrou sobre o continente onde causou precipitação intensa e alcançou o Sertão, aproximadamente 500 km da costa.

De acordo com Basist et al. (1994) teorias da instabilidade topográfica preveem o crescimento das perturbações do fluxo médio e de ondas, devido a sua interação com as

montanhas em condições favoráveis, e os torques de montanha formam uma parte importante dessa interação. Eles analisaram por meio de modelos estatísticos lineares e multivariados a variabilidade espacial da precipitação média anual para dez regiões montanhosas ao redor do mundo. Encontraram que as variáveis topográficas elevação e inclinação foram as mais fracas no estudo, e os modelos multivariados mostraram que a inclinação da montanha onde o vento prevalece é o fator mais importante na relação topografia e a distribuição espacial da precipitação média anual.

Em um estudo desenvolvido por Silva e Jardim (2017) para os municípios de Belo Horizonte, Ibirité, Sete Lagoas e Conceição do Mato Dentro no estado de Minas Gerais no período entre os dias 11 a 23 de setembro de 2013, foram analisadas as interações entre topografia e uso da terra nas variações de temperatura e umidade relativa do ar e sua contribuição na formação de subunidades climáticas. Como resultados, obtiveram que a presença (ou ausência) de vegetação influencia no total de calor disponível, regulando os valores de temperatura e umidade do ar. A topografia também se revelou um importante fator, e por vezes determinante, na variação dos elementos climáticos. Aspectos físicos regionais assim como os fenômenos climáticos de mesoescala que atuam na região influenciam nos aspectos locais e em microescala, sendo capazes em determinadas situações, de anular os efeitos dos fatores naturais e antrópicos em escalas inferiores.

Finalizando, segundo Nogueira (2014) vale salientar que a convecção depende da ação conjunta de vários fatores ambientais e termodinâmicos, tais como aquecimento radiativo, relevo acidentado, alto teor de umidade, instabilidade atmosférica e convergência em baixos níveis. Evidentemente, isto é controlado pela grande escala que se realimenta pela mesoescala através da condensação, nuvens, chuva e evaporação.

### **3.2. TÉCNICA DA TRANSFORMADA EM ONDELETAS OU ANÁLISE DE ONDELETAS**

A Transformada em Ondelela (TO) é um operador matemático desenvolvido por Morlet na década de 1980 (MORLET, 1983). Esta ferramenta é adequada para diversas finalidades como a compressão de imagens, decomposição de sinal, no tratamento de séries temporais fractais, a exemplo dos sinais geofísicos e sinais atmosféricos.

A TO, nas últimas décadas, vem sendo muito utilizada nas ciências atmosféricas, destacando-se inicialmente os estudos de turbulência (MENEVEAU, 1991; FARGE, 1992; GAMBIS, 1992; GAO E LI, 1993; KATUL et al., 1994; LAU E WENG, 1995; HOLANDA,

2009), em seguida vários outros autores como Torrence e Compo (1998), Torrence e Webster (1999), Nakken (1998), Guedes et al. (2005), Blain e Moraes (2011), Santos et al. (2013) e Rodrigues (2014) utilizaram esta na análise de séries temporais da precipitação.

Vilani e Sanches (2013) aplicaram TO para verificar mudanças na temperatura do ar em função da urbanização na cidade de Cuiabá, demonstrando assim diversas possibilidades da utilização desta técnica, assim como alguns autores citados abaixo e seus respectivos trabalhos.

Abreu Sá et al. (1998) fizeram uma análise aplicando a técnica de ondeleta complexa de Morlet com o objetivo de estudar as escalas em que o nível do rio Paraguai em Ladário no estado do Mato Grosso do Sul, apresenta maior variabilidade. Utilizaram uma série de dados diários que abrangendo o período de janeiro de 1900 a junho de 1995. Obtiveram os seguintes resultados relevantes, variabilidade importante na escala anual, a qual se manteve estacionária; identificou-se variabilidade importante num intervalo de escalas de 2 a 5 anos, a qual não se mostrou persistente; observou-se outra variabilidade marcante no intervalo de escalas de 10 a 11 anos, aproximadamente, a qual se mostrou persistente; no diagrama resultante da análise da fase do sinal em tempo-escala, apontaram-se regiões com linhas de convergência de fase. Estas conclusões foram discutidas e comparadas com outras investigações sobre a variabilidade de dados hidrometeorológicos.

Souza e Ambrizzi (2006) analisaram a série temporal de precipitação entre os anos de 1987 a 2001 com dados provenientes de estações hidrometeorológicas espalhadas pelo Brasil Tropical, e concluíram que a TO mostrou picos significantes de energia localizados no período de 30-70 dias associados às Oscilações Madden-Julian (OMJ). Em suma, os autores fizeram uso de técnicas diferentes como a TO, as Funções Ortogonais Empíricas a fim de descrever a variabilidade intrasazonal de precipitação na região do Brasil Tropical bem como sua estrutura dinâmica, de modo que as OMJ, na escala intrasazonal, são o principal mecanismo atmosférico modulador da variação de precipitação para a área estudada.

Mitterstein e Severo (2007) fizeram uma análise espectral aplicando a Transformada de Ondeletas (TO) nos dados de precipitação diária, pressão atmosférica e temperatura do ar do Vale do Itajaí, e identificaram na escala interanual, uma tendência positiva robusta de cerca de 200 mm nos totais anuais de precipitação nos últimos 30 anos a qual persiste mesmo extraíndo-se os eventos El Niño de 1983 e 1998. As oscilações na pressão atmosférica e temperatura do ar apresentam diferentes periodicidades para o inverno e verão. No inverno os sistemas frontais dominam as mudanças de tempo enquanto no verão, o período um pouco mais longo indica sistemas mais persistentes, provavelmente associados à atividade da Alta da

Bolívia e da Baixa do Chaco, que modulam as condições atmosféricas durante o verão da América do Sul. Nas séries de precipitação, as oscilações com períodos entre 10 e 50 dias também foram observadas. Estas oscilações mostraram-se bastante persistentes, particularmente em torno da escala de 20-30 dias.

Holanda et al. (2009) utilizaram técnicas matemáticas e estatísticas como a análise multivariada em Componentes Principais (ACP) e a TO aplicadas a dados horários de vento à superfície do Aeroporto Internacional Zumbi dos Palmares AZP-AL, entre 1991-97. Os resultados mostraram que a primeira componente principal, que explica pouco mais de 51% (componente zonal) e 43% (componente meridional) da variância, evidencia as atuações das Ondas de Leste e das Brisas. A segunda componente principal, que explica pouco mais de 46% (componente zonal) e 41% (componente meridional) da variância, parece estar associada à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), à Zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS), aos Vórtices ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) e às Oscilações Madden-Julian (OMJ). Observa-se, que os resultados apresentados mostraram que as menores energias estão associadas à convergência noturna que se intensificam no ciclo diário.

Santos (2011) em sua dissertação fez uma análise espaço-temporal das secas, baseada em informações de chuvas. Para a obtenção das séries históricas representativas das secas e o estudo espacial do fenômeno foi empregada a análise regional de precipitações utilizando o índice de seca *Standardized Precipitation Index* (SPI) e para a análise de séries temporais de secas foi utilizada a transformada de ondaletas, e procurou-se ainda investigar possíveis influências dos fenômenos El Niño Oscilação Sul (ENOS), por meio do Índice Oceânico Norte (ION) e do Índice de Oscilação Sul (IOS), e do fenômeno da Oscilação Decenal do Pacífico (ODP) sobre os índices de secas obtidos. Concluiu-se que para a análise de séries temporais o uso da transformada de ondaletas não detectou aumento da frequência de ocorrência de secas na área de estudo nos últimos anos. Além disso, não possibilitou fazer uma conexão clara entre as secas na região de estudo e os índices climáticos IOS, ION e ODP. Porém, foi detectado que fenômenos de grande escala influenciam a intensidade das secas em escala local, uma vez que foi persistente a observação das secas mais extremas na região em fase fria de ENOS e ODP.

Carneiro et al. (2013) utilizaram a TO para investigar o comportamento e as escalas de oscilações nos dados de temperatura do solo no interior de uma floresta de Mata Atlântica., Obtiveram-se resultados que indicaram variabilidade da temperatura do solo no interior da Mata Atlântica para o ano de 2012 definida por multiescalas temporais localizadas em certos intervalos de tempo, principalmente a variabilidade diária e os ciclos de 16 – 32 dias que

apresentaram maiores intensidades.

Braga et al. (2014) realizou um estudo de análise diagnóstica da precipitação mensal (PRP) para o estado da Paraíba, relacionando-a com a TSM, nas regiões de monitoramento do Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical, para o período de 1962 a 2007, utilizando as técnicas da TO e análise de correlação linear. Os resultados encontrados mostraram que na TO, tanto na precipitação como na TSM, o espectro global de energia da ondeleta foi marcante no ciclo anual e para a PRP, foi marcante a escala anual, e interações complexas de oscilações nas escalas mensal, intrasazonal, semianual, bianual e decadal. Na análise da TSM do Pacífico, a escala anual foi mais intensa na parte leste do Oceano, e na TSM do Atlântico ocorreram basicamente duas oscilações marcantes: escala anual e a decadal. A TSM do Pacífico relacionou-se melhor com a PRP observada no litoral paraibano, e o Dipolo do Atlântico (DPA) com as chuvas na parte oeste do estado.

### 3.3. DADOS DE REANÁLISE

Estudos mostram que os dados de reanálise tem sido utilizados em vários estudos (JANOWIAK et al., 1998; OLDENBORGH et al., 2005; BURCEA et al., 2012) e de diversas formas ao longo dos anos, seja para suprir dados faltosos ou falhos, ou como forma de comparação se a reanálise se equipara a dados observacionais.

Chakraborty (2010) fez um estudo utilizando o modelo de previsões de alta resolução do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) em comparação com o modelo Missão de Medição de Precipitação Tropical em inglês *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) para 10 dias do Ano da Convecção Tropical, ou como é chamado em inglês Year of Tropical Convecção (YOTC) em 2008. Os resultados mostraram que o modelo ECMWF é capaz de detectar o padrão geral de precipitação de monção da Ásia do Sul com pelo menos 5 dias de antecedência. No entanto, um grande erro foi observado nas previsões de precipitação quando os dados diários do modelo ECMWF foram comparados com o modelo TRMM. O ECMWF teve dificuldades consideráveis em capturar precipitação quase zero ou muito intensas. O modelo tem poucas grades com precipitação " zero " em comparação com as estimativas do TRMM e subestimou a precipitação acima de 40mm em relação a dados observacionais. As maiores fontes de erros nos modelos ocorreram sobre os oceanos e no ciclo diurno.

Nkiaka et al. (2017) fizeram um estudo utilizando registros de recordes da precipitação mensal observada das bacias Logone e do Lago Chad para avaliar o desempenho de dois



produtos globais de reanálise: a Reanálise do Sistema de Previsão Climática (CFSR) e os conjuntos de dados ERA Interim. Os resultados mostraram que os dois produtos de reanálise reproduziram o ciclo mensal, anual, interanual e decenal de precipitação com precisão embora em alguns momentos ocorreram discrepâncias, especialmente no CFSR. O ERA Interim produziu o menor viés e erro absoluto médio em comparação ao CFSR. Entretanto, problemas sobre condições topográficas adversas e a diferença entre o ponto de medição de pluviometria e o ponto de grade, que é a média da área de grade que mede  $38 \text{ km} \times 38 \text{ km}$  e  $80 \text{ km} \times 80 \text{ km}$  para CFSR e ERA Interim, respectivamente, levaram a acometer possíveis erros que devem ser levados em consideração. O CFSR mostrou dificuldade em detectar as estimativas de precipitação sob atuação da ZCIT. Concluindo-se que ambos os modelos são bons, embora o CFSR apresente maiores discrepâncias.

### **3.4. ESTRUTURA DA ATMOSFERA**

Para estudar a atmosfera é necessário levar alguns itens em consideração, quais e como sistemas meteorológicos de diversas escalas estão atuando na dinâmica da atmosfera, e se estão interagindo. A interação entre sistemas de grande escala com a escala local representa um processo físico importante que provoca mudanças no comportamento das variáveis meteorológicas. É possível dizer que os mecanismos forçantes dinâmicos ou termodinâmicos ou os dois podem contribuir para o desenvolvimento de um ambiente convectivo instável de segunda ordem, conhecido como CISK (ROCHA, 1992; COSTA, 2014).

A topografia também é uma forçante para desenvolvimento de um ambiente instável. Regiões montanhosas também causam influência na atmosfera, principalmente nos ventos, pois, ao encontrar uma barreira topográfica, uma corrente de ar tende a ascender e, nesse processo, pode ocorrer à formação de nuvens e precipitação. Normalmente, na presença de topografia elevada, ocorre chuva a barlavento (lado em que o ar ascende) e condições secas a sotavento (lado em que o ar desce), pois o ar descendo após cruzar a topografia se aquece e seca o que não favorece a formação de nuvens (REBOITA et al., 2012).

O cisalhamento vertical de vento também é um parâmetro muito utilizado para detectar instabilidade na atmosfera, a penetração de sistemas dinâmicos e a possibilidade de desenvolvimento de tempestades. O cisalhamento vertical engrandecerá ou diminuirá as forças das correntes de ar, o que favorecerá ou não a ocorrência de tempestades. Trovoadas que ocorrem em fraco cisalhamento vertical de vento geralmente aparecem "planas"

verticalmente. Tempestades que duram pouco tempo porque a corrente de ar descendente corta a corrente de ar ascendente pela parte de baixo. Trovoadas que ocorrem em forte cisalhamento vertical de vento são mais duradouras e fortes, porque as duas correntes de ar (ascendente e descendente) não estarão exatamente uma acima da outra, pois no topo da nuvem a direção ou a velocidade do vento serão diferentes na base da nuvem (ELAT/INPE; COSTA, 2014).

Alguns autores fizeram estudos ao longo dos anos para aperfeiçoar formas de detectar ambientes de instabilidade atmosférica, como Frediani (2005) que analisou através do empuxo, a interação da corrente ascendente com os diferentes níveis de “*momentum*” horizontal que provoca uma inclinação na corrente de ar vertical e cria anomalias de pressão que podem acelerar o ar, podendo mudar radicalmente a estrutura de uma tempestade. Entre outros autores como Silva Dias (2000) e Nascimento (2005) que utilizaram os índices de instabilidade para verificar a ocorrência de tempo significativo em um determinado local.

### **3.5. ÍNDICES DE INSTABILIDADE**

Os índices de instabilidade são utilizados como uma das principais ferramentas de análise da estrutura termodinâmica da atmosfera. De acordo com Petty (2008), estes índices são bons previsores da possibilidade de desenvolvimento de tempestades e tempo severo através da instabilidade da atmosfera, como também analisam fatores secundários que os previsores meteorológicos consideram como importantes, como por exemplo, o vento.

Os índices de instabilidade são baseados em perfis verticais de temperatura, umidade e vento e são usados para sintetizar algumas características termodinâmicas e de cisalhamento do vento típicas de situações convectivas. São tipicamente empregados em previsões do tempo de curto prazo.

Cardoso (2007) objetivou seu estudo em verificar as relações estatísticas entre os índices de instabilidade e a precipitação total. Foram utilizados os índices que envolveram equações matemáticas alimentadas por valores de variáveis atmosféricas obtidas de sondagens aerológicas e dados diários de precipitação da estação meteorológica de Porto Alegre, pertencente ao Distrito de Meteorologia do Instituto Nacional de Meteorologia – INMET do Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento – MAPA e também dados diários de índices de instabilidade, obtidos através de sondagens atmosféricas realizadas na estação meteorológica de ar superior do Aeroporto Internacional Salgado Filho na cidade de Porto Alegre. O período de estudo foi de 1990 a 2005. Concluiu-se que os índices de instabilidade

quando analisados separadamente com a chuva não apresentaram bons resultados. Mas, todos juntos, melhoraram bastante as relações com as chuvas.

Silva et al. (2011) no período do projeto *South Hemisphere ADditional OZonesondes* (SHADOZ) estudaram os índices de instabilidade termodinâmica, conteúdo de água precipitável e fluxos de energia estática associados ao ciclo anual de precipitação sobre Maxaranguape, situada no litoral do Rio Grande do Norte para o período entre 2002 a 2009, e concluíram que os índices de instabilidade não explicaram o máximo de precipitação observado no mês de julho, porém apresentou como máximo secundário o mês de abril, e os fluxos de energia estática úmida e saturada mostram que o ciclo anual da precipitação foram modulados pelos mecanismos que geram instabilidade termodinâmica associados à convergência de umidade em baixos níveis.

Hallak e Pereira Filho (2012) estudaram o potencial de prognóstico de índices de instabilidade para eventos convectivos de verão na região metropolitana de São Paulo. Cinco dos oito dias do período analisado foram considerados chuvosos, com observação de tempestades a partir do meio da tarde. O Índice K (K) obteve valores abaixo de 31 nos 5 eventos, afetado pela presença de uma camada fria e seca em níveis médios da atmosfera em relação aos baixos níveis. O Índice Total Totals (TT) falhou na detecção de severidade, o Índice Levantado (IL) ou Lift Index (LI) mostrou valores associados a instabilidade moderada. O Índice de Showalter (S) indicou possibilidade de tempestades severas na maioria dos casos, os índices S e o  $CAPE_{TV}$  ( $CAPE_{\text{temperatura virtual}}$ ) tiveram seus valores fortemente reduzidos em uma sondagem com camada isotérmica entre 910 e 840 hPa.  $CINE_{TV}$  ( $CINE_{\text{temperatura virtual}} \approx 0 \text{ J kg}^{-1}$ ) foi associado a baixo cisalhamento vertical e com Showalter, Lift Index e  $CAPE_{TV}$ , pelo menos moderados, parecem ser fatores comuns em dias de verão com chuvas abundantes e pequena influência da dinâmica de grande escala na área de estudo.

Pereira (2013) fez um estudo para a região Nordeste do Brasil (NEB) utilizando os índices de instabilidade e a técnica de Componentes Principais no estudo para os Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL) que atua e contribui para os regimes pluviométricos da Região, com dados da climatologia para o período entre 1961 e 1990. Fazer a previsão desse sistema é difícil, já que as teorias conhecidas não se ajustam bem para esta região do globo. Os índices de instabilidade atmosférica são de natureza empírica e úteis em latitudes altas, embora seus valores dependam muito das condições de onde são aplicados, foi utilizado para determinar valores dos índices que possam ser usados como indicativos da ocorrência desses fenômenos. Foram analisados para o NEB 10 índices com a ocorrência de 126 casos de DOLs, no período de 2009-2012, que atingiram a costa leste da Região, o modelo *Brazilian Developments on the*

*Regional Atmospheric Modeling System* (BRAMS) também foi utilizado com o intuito de fazer uma comparação entre os dados observados com os previstos. Os resultados encontrados indicam que alguns índices têm valores característicos e que são bons indicativos desses sistemas, isto poderá permitir uma contribuição significativa na qualidade das previsões de tempo para a faixa leste do NEB.

Costa (2014) estudou fatores ambientais diversos incluindo localização geográfica, topografia e variabilidade significativa na intensidade e direção do escoamento sinótico para o dia 10 de abril de 2011, devido à ocorrência de temporais acompanhados de rajadas e granizo que provocou alagamentos em diversas áreas do Distrito Federal (DF), especificamente a cidade de Brasília. O estudo consistiu em avaliar a influência das escalas local e sinótica nesse evento de tempo severo através da utilização conjunta de informações coletadas no Aeroporto Internacional de Brasília, Presidente Juscelino Kubitschek (SBBR), utilizando produtos de sensoriamento remoto (imagens de satélite GOES 12 e do Radar do Gama-DF), índices de instabilidade e a Análise de Componentes Principais. Os resultados mostram que um modelo com três componentes foi suficiente para representar a estrutura dos dados retendo 88% da variância total. A convecção mostrou que a região situada a sudoeste do DF representa uma área preferencial de formação de células convectivas com padrão de alinhamento. Verificou-se ainda que somente a utilização das imagens de radar permitiu explicar efetivamente a formação, evolução e deslocamento das linhas convectivas.

Atualmente alguns livros, trabalhos científicos e órgãos governamentais, ou não, dos Estados Unidos e do Brasil vem utilizando novos parâmetros nos índices de instabilidade como pode ser visto no livro de Grant W. Petty de 2008 com o título: “*A First Course in Atmospheric Thermodynamics*”; na Universidade de São Paulo/ Meteorologia Aplicada a Sistemas de Tempo Regionais (USP/MASTER) e seu material disponível em <[http://www.master.iag.usp.br/static/downloads/apostilas/aula08\\_Analise-de-estabilidade.pdf](http://www.master.iag.usp.br/static/downloads/apostilas/aula08_Analise-de-estabilidade.pdf)>, e no *National Oceanic and Atmospheric Administration/ Storm Prediction Center* (NOAA/SPC) disponível no site: <<http://www.spc.noaa.gov/exper/outbreaks/>>, e também no artigo de Diana Derubertis publicado em 2006 no *Journal of Climate/ American Meteorological Society* com o título “*Recent Trends in Four Common Stability Indices Derived from U.S. Radiosonde Observations*”. Isto mostra uma evolução nos estudos relacionados aos índices de instabilidade em diversos países.

## CAPÍTULO 4 - MATERIAL E MÉTODOS

### 4.1. Área de estudo

O estado da Paraíba está localizado na região Nordeste do Brasil (NEB) entre  $34^{\circ}45'W$  e  $38^{\circ}45'W$  de longitude e  $6^{\circ}02'S$  a  $8^{\circ}19'S$  de latitude. Tem uma população de 4.025.558 habitantes (IBGE, 2017), e ocupa uma área territorial de aproximadamente  $56.468.435 \text{ km}^2$ . Seus limites são com o estado do Rio Grande do Norte a norte, Pernambuco a sul, Oceano Atlântico a leste e Ceará a oeste (Figura 4.1).

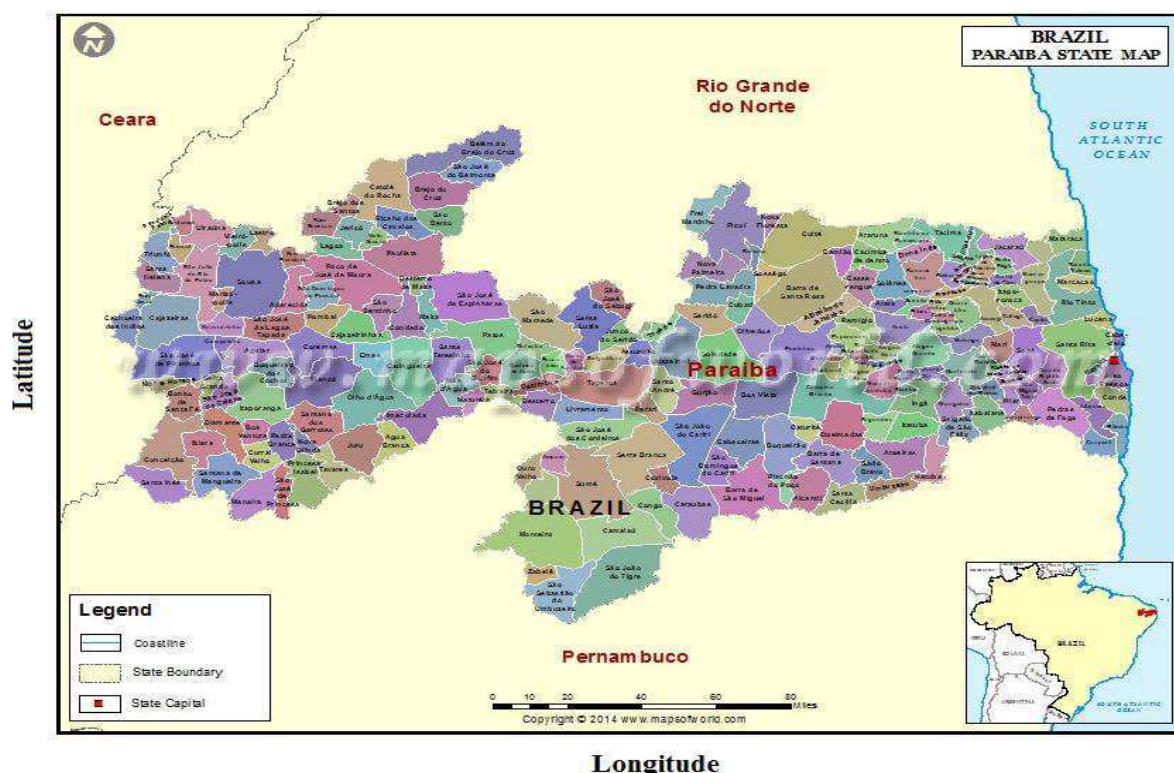


Figura 4.1: Mapa do estado da Paraíba-Brasil. (Fonte: Disponível em <https://www.mapsofworld.com/brazil/state/paraiba/>).

### 4.2. Caracterização Climática

O estado da Paraíba apresenta clima tropical úmido no litoral e à medida que se desloca para o interior o clima vai ficando seco, esta condição se deve também pela condição topográfica, o relevo que é composto pelo Planalto da Borborema que ultrapassa 700 m (FIGURA 4.2). O estado é dividido por métodos estatísticos de regionalização (SILVA, 2004), em seis regiões pluviométricas homogêneas, sendo elas: Litoral, Brejo, Agreste, Cariri/Curimataú, Sertão e Alto Sertão, sendo composta por 223 municípios. A temperatura média anual varia entre  $22^{\circ}C$  e  $26^{\circ}C$ , com a mínima podendo chegar a  $16^{\circ}C$  nos meses mais

frios e a máxima a 38°C entre a primavera e verão. Os índices pluviométricos são bastante irregulares, sendo decrescentes do litoral (1800 mm.ano<sup>-1</sup>) para o interior com 600 mm.ano<sup>-1</sup>, e isto ocorre devido principalmente à depressão do relevo, e volta a subir nos contrafortes do Planalto para 1450 mm.ano<sup>-1</sup>. O quadrimestre chuvoso (quadrimestre seco) no Litoral, Brejo e Agreste (setembro a dezembro) ocorrem entre abril e julho, no Cariri/Curimataú, Sertão e Alto Sertão entre fevereiro e maio (agosto a novembro) (MEGNA FRANCISCO, 2010; BECKER et al., 2011; DINIZ, 2013).

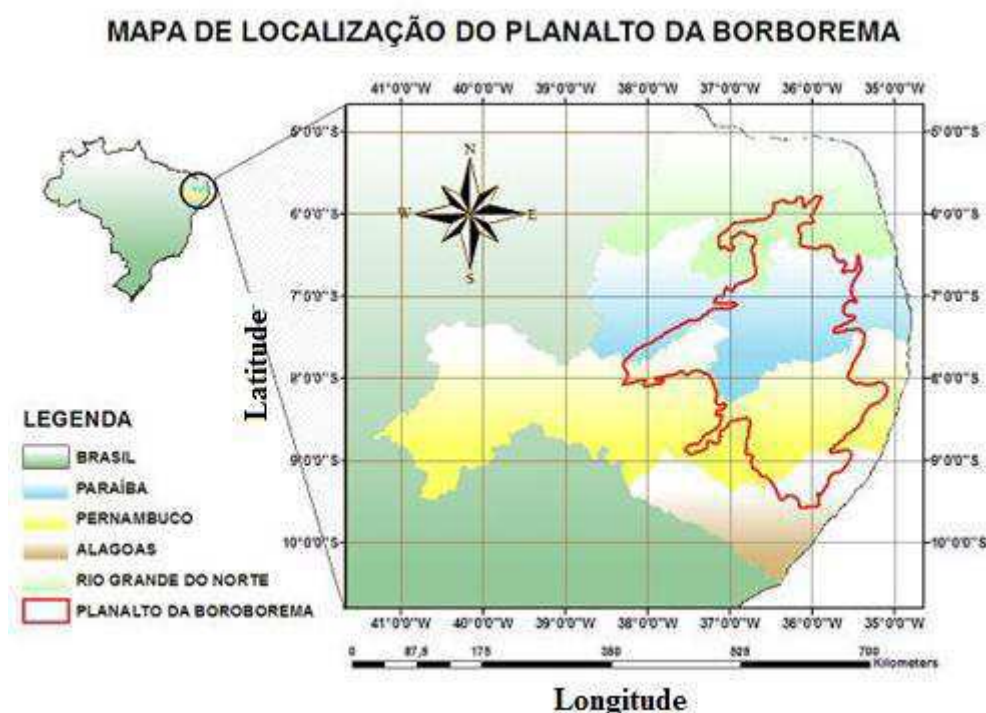


Figura 4.2. Área de abrangência do Planalto da Borborema (Fonte: Extraído de NOGUEIRA, 2014).

#### 4.3. Dados

- i. Dados pluviométricos mensais observacionais para o período de janeiro 1980 a dezembro de 2016 (36 anos) para as localidades de, Alhandra, Areia, Campina Grande, Taperoá, Catolé do Rocha (Figura 4.3), obtidos na AESA e SUDENE;
- ii. Dados pluviométricos diários observacionais para o ano de 2016, obtidos na AESA e SUDENE;
- iii. Dados de Reanálise diários do ERA INTERIM (resoluções: 0.125° X 0.125°, e 1° X 1°) para o ano de 2016, obtidos no site do ECMWF (*European Centre for Medium – Range Weather Forecasts*). (Disponível em < <http://www.ecmwf.int/> >);

- iv. Imagens do satélite GOES 13 canal vapor d'água. (Disponível em <http://satelite.cptec.inpe.br>);
- v. Programa SHARPPy, obtido no NWC/SPC. (Disponível em <http://sharppy.github.io/SHARPPy/index.html>).

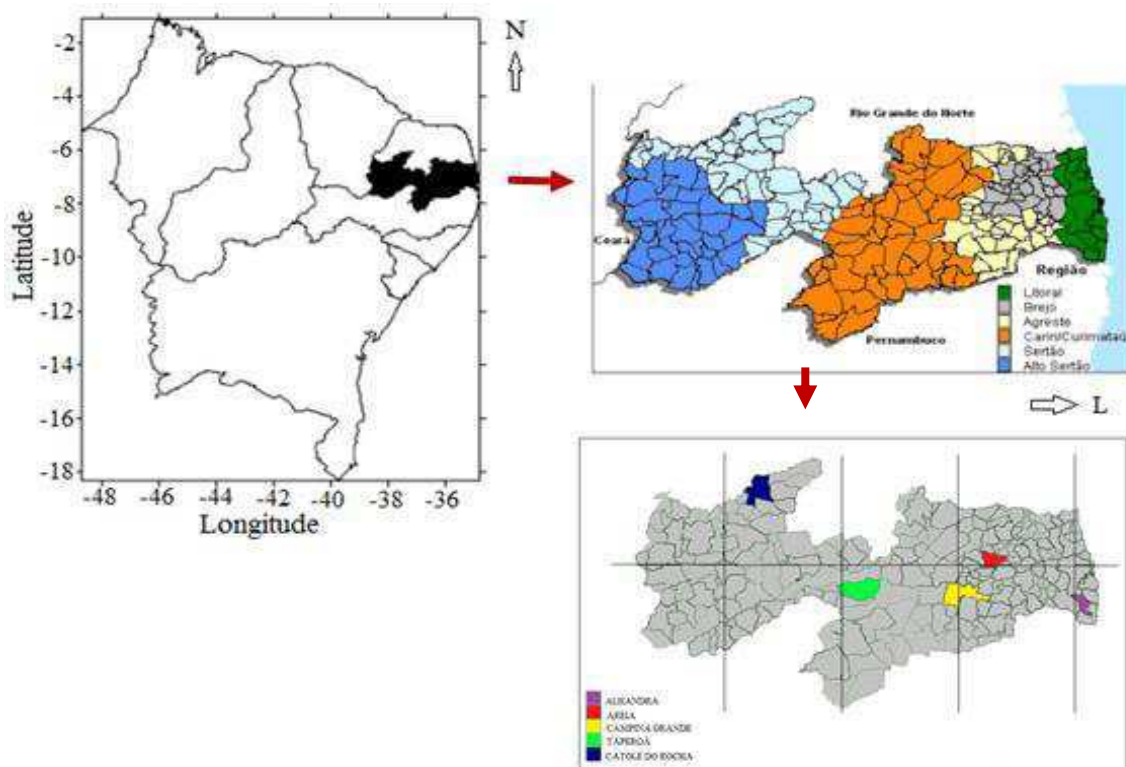


Figura 4.3: Região Nordeste do Brasil com destaque (negrito) para o estado da Paraíba, à esquerda, e mapa da Paraíba em cores das mesorregiões, à direita. (Fonte: Adaptado de BRITO E BRAGA, 2005; BECKER et al., 2011; MENEZES et al., 2008; IBGE, 2017).

## 4.4. METODOLOGIA

### 4.4.1. Descrição do Experimento

Em primeiro lugar obteve-se dados pluviométricos mensais para o estado. A partir daí, iniciou-se um processo de seleção levando-se em consideração quais localidades apresentavam dados mais consistentes, sem falhas e com longos períodos de dados pluviométricos.

Em segundo lugar, procurou-se localidades espalhadas nas seis mesorregiões pluviométricamente homogêneas do estado: Litoral, Agreste, Brejo, Cariri/Curimatá, Sertão

e Alto Sertão. Após análise, optou-se em utilizar as localidades citadas na Tabela (4.1), por apresentem séries temporais mensais de qualidade entre os anos 1980 e 2016. Não foi utilizada nenhuma localidade para a mesorregião do Alto Sertão, devido a falhas ou falta de dados em longos períodos da série. Os dados foram obtidos na AESA e SUDENE.

Ressalva-se que a coleta dos dados observacionais no estado da Paraíba feita pela AESA começa as 12UTC de um determinado dia e vai até às 12UTC do dia seguinte, fechando às 24horas diárias, portanto tudo que foi utilizado neste trabalho foi ajustado para esse seguimento.

Tabela 4.1: Lista das cidades selecionadas. (Fonte: AESA/SUDENE).

<b>Cidades/Estações</b>	<b>Localização</b>	<b>Latitude</b>	<b>Longitude</b>	<b>Altitude (m)</b>
Alhandra	Litoral	-7.43°	-34.92°	49
Areia	Brejo	-6.97°	-35.70°	618
Campina Grande	Agreste	-7.22°	-35.87°	551
Taperoá	Cariri/Curimataú	-7.02°	-36.86°	532
Catolé do Rocha	Sertão	-6.35°	-37.75°	272

Em terceiro lugar, foi verificado para cada cidade que foi utilizada neste estudo, o comportamento da série temporal (36 anos de dados), e quais fenômenos meteorológicos estavam associados às maiores frequências e intensidades na Análise de Ondeletas. A Ondeleta utilizada foi proposta por Torrence e Compo (1998). O script foi obtido pelo site <<http://paos.colorado.edu/research/wavelets/>>, e ajustado para o programa computacional Matlab e posteriormente aplicado na Técnica de Ondeletas para ler os dados mensais de precipitação observacionais, onde foram processados e obtidos os resultados para cada local.

Em quarto lugar, buscaram-se dados de precipitação diários dos 36 anos em estudo para aprofundar a análise. Entretanto, devido a dificuldades ou inexistência desta série no estado da Paraíba, optou-se em estudar somente o ano de 2016, mais recente, e que apresentava dados mais consistentes e completos. Porém, os registros de temperatura do ar, vento (velocidade e direção), entre outros, estavam incompletos ou não existiam, então optou-se em utilizar informações de reanálise de superfície e ar superior para suprir essa problemática.

Em quinto lugar, foi verificada a qualidade dos dados da reanálise diários de precipitação para verificar a precisão e se eram equivalentes aos dados observacionais de



precipitação do ano de 2016.

Foram feitos vários testes utilizando diferentes tamanhos de resolução no intuito de identificar o que se adequava melhor para esse estudo. Foram testados dados do GPCP (resolução  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ), reanálise ERA INTERIM (resoluções:  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ;  $1^\circ \times 1^\circ$ ;  $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ ;  $0.50^\circ \times 0.50^\circ$ ;  $0.125^\circ \times 0.125^\circ$ ). Então, optou-se em utilizar a resolução  $0.125^\circ \times 0.125^\circ$  do ERA INTERIM disponibilizado pelo ECMWF por ser a única capaz de fornecer dados pontuais. Após isto, foi definido o domínio entre  $4^\circ\text{S}$  a  $9^\circ\text{S}$  de latitude, e  $30^\circ\text{W}$  a  $40^\circ\text{W}$  de longitude que abrange a área do estado da Paraíba.

O ECMWF disponibiliza a opção de precipitação total para dois horários, 0 e 12UTC, e a soma destes corresponde a 24 horas de dados.

Os dados de precipitação diários de reanálise foram extraídos do formato “.netCDF” para “.txt”, e foram convertidos da unidade metro (m) para milímetro (mm), para equivaler à unidade dos dados observacionais de precipitação.

Em sexto lugar, foi feita verificação, comparação e validação dos dados diários da reanálise do ERA INTERIM em relação aos dados diários observacionais de precipitação. Entretanto, ao comparar dados diários da reanálise com os observacionais, identificou-se uma discrepância.

Após várias pesquisas em publicações científicas como de JANOWIAK et al. (1998); OLDENBORGH et al. (2005); BURCEA et al. (2012) foram observadas problemáticas na reanálise do ECMWF com valores de precipitação sendo subestimados ou superestimados em relação a precipitação observacional, e em relação aos modelos GFS ou TRMM. Nkiaka et al. (2017) vão além disto, e destacam a hipótese que a resolução da grade pode ser um fator importante para essas possíveis discrepâncias encontradas nos dados do ECMWF. A resolução original dos dados da reanálise é  $0.75^\circ \times 0.75^\circ$  equivalendo a 80km, então para obter dados de resoluções menores a este, é feita a interpolação dos dados, quanto menor a resolução maior a possibilidade de obter dados discrepantes, entretanto, a resolução  $0.125^\circ \times 0.125^\circ$  é a única capaz de disponibilizar dados interpolados pontuais, no caso para uma latitude e longitude específica. Neste trabalho, os dados de reanálise do ERA INTERIM variaram no domínio de  $4^\circ\text{S}$  a  $9^\circ\text{S}$  de latitude, e  $30^\circ\text{W}$  a  $40^\circ\text{W}$  de longitude, utilizou-se a menor resolução  $0.125^\circ \times 0.125^\circ$  disponível no ECMWF, que representa uma área de aproximadamente 80km igual a resolução original de  $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ , entretanto, observou-se neste estudo que um área de 80km saia dos limites pluviométricos de cada mesorregião, então, para manter o mesmo regime pluviométrico utilizou-se áreas no raio de 60km. E dentro deste raio, buscou-se dados observacionais de precipitação de outras localidades (TABELA

4.2) situadas em torno das cidades principais deste estudo, a partir daí foi feita a soma das precipitações diárias e obtida a média. Logo, a média dos dados observacionais diários (em separado para cada localidade somou-se a pluviometria e calculou-se a média) equivaleriam a grade do ERA INTERIM.

Em sétimo lugar, foram feitos histogramas para verificar o grau de precisão entre os dados diários da reanálise e a média dos dados observacionais.

Em oitavo lugar, foi feita a comparação diária entre os dados de precipitação de 2016 da reanálise e os dados médios observacionais, dividindo as informações em gráficos de dispersão.

Em nono lugar, foram escolhidos dias específicos chuvosos e secos para cada localidade, tendo como critério para isso, a comparação e identificação de proximidade ou semelhança entre dados observacionais médios e de reanálise.

Em décimo lugar, os dias selecionados foram analisados sob aspectos meteorológicos. Para isso, utilizou-se imagens do satélite GOES 13 vapor d'água e plotou-se linhas de corrente utilizando dados da reanálise de ar superior do ERA INTERIM do ECMWF, na grade variando entre 15°N a 60°S de latitude, e 0° a 120°W, resolução 1° X 1° utilizando as componentes do vento U e V, plotados no programa OpenGRADS, disponível em <<http://opengrads.org/>>. Foram utilizados dados da reanálise resolução 1° X 1°, devido ao plote das linhas de corrente ter sido feito para toda a América do Sul, e uma resolução maior como 0.125° X 0.125° só poder ser utilizada para obter informações pontuais.

Em décimo primeiro lugar, para estudar a estrutura da atmosfera dos dias selecionados, foram plotados perfis verticais através do programa SHARPPy ( *Skew-T and Hodograph Analysis Research Program in Python*). Este programa foi desenvolvido nos Estados Unidos, na cidade de Norman-Oklahoma, e foi utilizado como teste, com o objetivo de identificar a configuração da atmosfera. Foram utilizados dados verticais da reanálise obtidos para os níveis de pressão entre 1000 e 100mb para as seguintes variáveis:

- i) Geopotencial;
- ii) Razão de mistura;
- iii) Umidade específica;
- iv) Temperatura do ar;
- v) Componentes do vento U e V.

Criou-se um “*script*” para o Programa SHARPPy que lê os dados corretamente para o Hemisfério Sul, já que o programa foi desenvolvido e é utilizado diariamente para a previsão meteorológica para o Hemisfério Norte, especificamente Estados Unidos da América.

Portanto, ajustes na topografia, latitude e longitude foram feitos, adequando o programa cada localidade estudada neste trabalho.

Tabela 4.2: Lista dos Postos Pluviométricos selecionados para o ano de 2016. Fonte: (AESASUDENE).

	<b>Cidades/Municípios</b>	<b>Latitude (Sul)</b>	<b>Longitude (Oeste)</b>
ALHANDRA (Litoral)	Cabedelo/Emater	7.08°	34.85°
	Conde	7.28°	34.96°
	Cruz do Espírito Santo	7.14°	35.09°
	João Pessoa /Dfaara	7.08°	34.83°
	João Pessoa/Cedres	7.21°	34.96°
	Pedras de Fogo	7.40°	35.11°
	Pitimbu	7.45°	34.83°
	Sapé	7.09	35.22°
AREIA (Brejo)	Alagoa Grande	7.03°	35.63°
	Alagoa Nova	7.05°	35.75°
	Alagoinha	6.95°	35.55°
	Areial	7.04°	35.92°
	Borborema	6.80°	35.59°
	Casserengue/ Sítio Salgado	6.79°	35.89°
	Cuité de Mamanguape	6.91°	35.25°
	Esperança	7.03°	35.86°
	Juarez Távara	7.16°	35.59°
	Lagoa Seca	7.15°	35.85°
	Matinhas	7.12°	35.77°
	Mulungu	7.03°	35.46°
	Pilões	6.86°	35.61°
	Piloezinhos	6.84°	35.54°
	Remígio	6.96°	35.79°
São Sebastião de Lagoa de Roça	7.06°	35.85°	
Solânea	6.75°	35.64°	
CAMPINA GRANDE (Agreste)	Boa Vista	7.22°	35.90°
	Boqueirão/Açude	7.49°	36.13°
	Borborema	6.80°	35.59°
	Cabaceiras	7.49°	36.28°
	Campina Grande/Embrapa	7.25°	36.23°
	Caturité	7.41°	36.02°
	Juarez Távara	7.16°	35.59°
	Lagoa Seca	7.15°	35.85°
	Matinhas	7.12°	35.77°
	Puxinanã	7.14°	35.95°
	São Sebastião de Lagoa de Roça	7.06°	35.85°
Soledade	7.06°	36.36°	

Tabela 4.2: Continuação.

	<b>Cidades/Municípios</b>	<b>Latitude (Sul)</b>	<b>Longitude (Oeste)</b>
TAPEROÁ (Cariri/curimataú)	Cacimbas	7.21°	37.05°
	Desterro	7.29°	37.08°
	Juazeirinho	7.06°	36.58°
	Junco do Seridó	6.99°	36.71°
	Parari	7.31°	36.65°
	Passagem	7.13°	37.04°
	Salgadinho	7.10°	36.84°
	Santa Luzia	6.86°	36.91°
	São João do Cariri	7.38°	36.52°
	São José dos Cordeiros	7.39°	36.80°
	Soledade	7.06°	36.36°
	Sumé	7.67°	36.89°
	Teixeira	7.22°	37.24°
CATOLÉ DO ROCHA (Sertão)	Belém do Brejo do Cruz	6.18°	37.53°
	Brejo do Cruz	6.34°	37.49°
	Brejo dos Santos	6.38°	37.82°
	Jericó	6.55°	37.80°
	Lagoa	6.58°	37.91°
	Mato Gross	6.54°	37.71°
	Paulista	6.59°	37.62°
	Pombal	6.77°	37.80°
	Riacho dos Cavalos	6.41°	37.66°
	Santa Cruz	6.53°	38.06°
São Bento	6.50°	37.45°	

#### 4.4.2. Aplicação da Transformada de Ondeletas (TO) ou Análise de Ondeleta

De acordo com Vitorino (2002), Vilani e Sanches (2013) e Holanda (2009), dentro da literatura são mencionados diversos tipos de funções úteis à geração de várias ondeletas (DAUBECHIES, 1992; FOUFOULA-GEORGIOU E KUMAR, 1995). Por sua vez, a função ondeleta mais difundida é a complexa de Morlet, que é mais adequada para capturar variações nas periodicidades dos sinais geofísicos (WENG E LAU, 1994; SÁ et al, 1998), pois esta possui características semelhantes àquelas do sinal meteorológico, tais como simetria ou assimetria, e variação temporal brusca ou suave. Segundo Mitterstein e Severo (2007), a função de Morlet é dada pela seguinte expressão (1):

$$\Psi(\theta) = \pi^{-\frac{1}{4}} e^{iw_0\theta} e^{-\theta^2/2} \quad (1)$$

De modo que  $iw_0$  e  $\theta$  são parâmetros adimensionais e o termo  $e^{-\theta^2/2}$  representa o envelope gaussiano, o qual posiciona a ondeleta temporalmente.

A função “*wavelet*” ou Ondeletas  $\psi(t)$  pode ser Complexa ou real, onde sua escolha depende de alguns critérios, ou seja: “Uma função ondeleta complexa irá fornecer informação da amplitude e da fase, e é mais bem adaptada para capturar comportamentos oscilatórios de séries temporais. Uma função ondeleta real fornece apenas informação sobre uma componente e pode ser utilizada apenas para localizar picos e descontinuidades” (TORRENCE E COMPO, 1998).

A função da ondeleta  $\psi(t-b,a)$ , é na verdade a ondaleta-mãe normalizada e submetida ao processo de dilatação e translação (MITTERSTEIN E SEVERO, 2007). Neste sentido as ondeletas geradas são calculadas da seguinte maneira, expressão (2):

$$\frac{1}{\sqrt{a}} \Psi(t-b, a) = \frac{1}{\sqrt{a}} \pi^{-1/4} e^{i\omega_0 \left(\frac{t-b}{a}\right)} e^{-\left(\frac{t-b}{a}\right)^2 / 2} \quad (2)$$

em que o termo  $\frac{1}{\sqrt{a}}$  é utilizado a fim de normalizar a energia cada ondeleta gerada por translações e dilatações. De modo que pode-se obter a energia de ondeleta a partir da expressão (3),

$$E = \left[ \Psi_{a,b} \right]^2 \quad (3)$$

Para determinar o espectro global de energia ou “*Global Spectrum Wavelet*” (GSW) nas diversas escalas basta somar toda a energia (variância) associada a cada escala (período) de acordo com a seguinte expressão (4):

$$GSW(t-b, a) = \int \left[ W_{t-b,a} \right]^2 dt \quad (4)$$

Um elemento importante na TO é o chamado cone de influência, cujo nome sugestivo justifica o espectro de potência (energia) de uma série temporal em conjunto com o cone de influência representado por uma linha contínua preta e o Espectro Global de Energia ponderado pelo nível de significância. Em outras palavras, para o espectro de energia (potência), a linha preta contínua no periodograma (escalograma) chama-se cone de influência e os períodos fora desse cone devem ser negligenciados por não possuírem confiança estatística, isto quer dizer que a ondeleta é capaz de descrever tanto a intensidade quanto a fase do sinal (WENG E LAU, 1994) circundadas pelo cone de influencia, sendo representada pela parte real de seu coeficiente (BOLZAN, 2004), possibilitando localizar os fenômenos nos domínios de tempo e frequência que podem ser representados graficamente a parte real ou ainda a energia dos coeficientes de ondeleta.

A Figura 4.4 é um exemplo que mostra um artigo que Bolzan (2004) publicou

mostrando a aplicabilidade da TO em sinal geofísico para detectar em quais anos (1749 até 2002) ocorreram maiores números de manchas solares (FIGURA 4.4.a). O espectro para detectar a fase de maior repetição, frequência e intensidade das manchas solares foi analisado em período (ano), tendo como resultado o período entre 8 e 16 anos, confirmado pelo GSW (FIGURA 4.4.b,c).

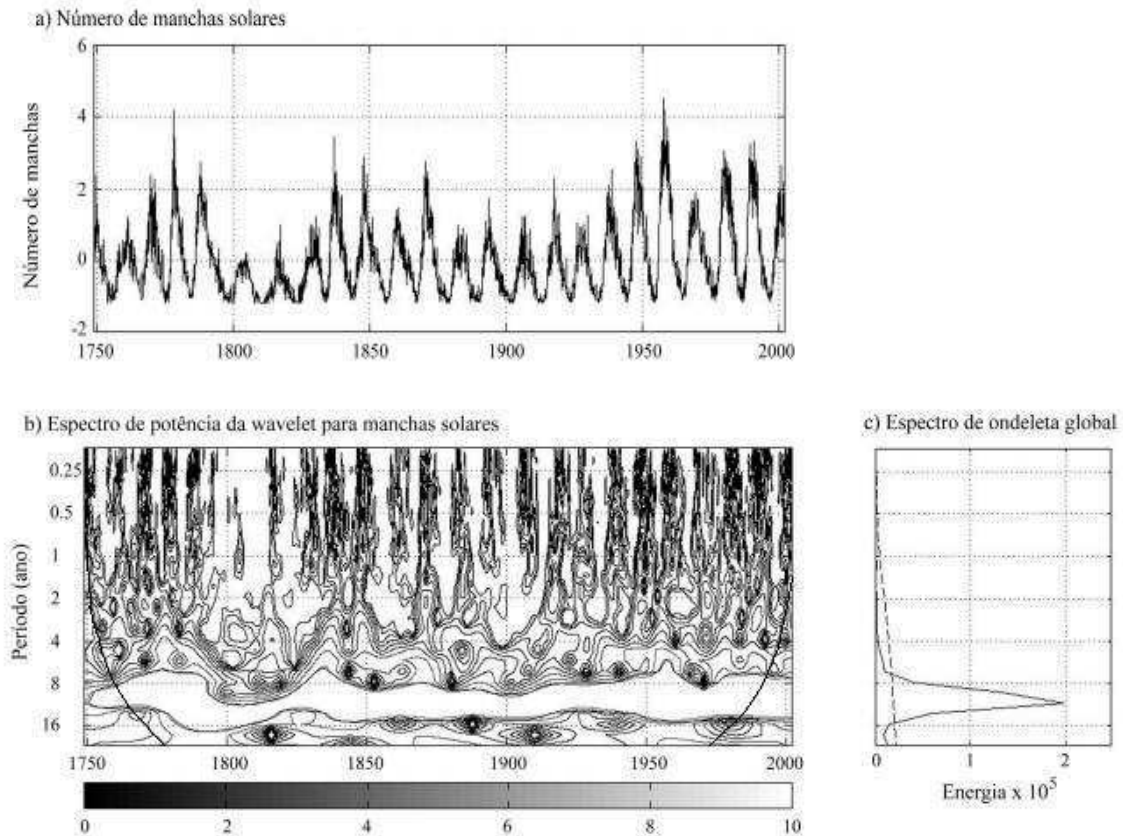


Figura 4.4: (a) Valores do número de manchas solares por ano, (b) Diagrama tempo-frequência da série temporal de manchas solares (Espectro global de Energia), (c) Espectro de Ondeleta Global ou Variância (energia) associada a cada período de anos. A linha pontilhada em (c) representa o intervalo de confiança do espectro global (95%) (Fonte: BOLZAN, 2004).

#### 4.4.3. Dados de Reanálise

Uma das grandes dificuldades para fazer melhores previsões de tempo e estudos da atmosfera é devido à baixa quantidade e qualidade ou a inexistência de informações do clima disponíveis. Devido a isto, diversos centros de previsão do tempo e clima vêm oferecendo produtos de reanálise que são séries de dados meteorológicos obtidos através de dados observados em todo o planeta.

A reanálise consiste da combinação de um modelo de previsão (como *background*) e um sistema de assimilação de dados. Como as observações possuem uma distribuição irregular no espaço e no tempo, a assimilação combina essas informações disponíveis com o modelo de previsão para gerar uma nova análise. A primeira reanálise produzida foi nos anos de 1990 por Kalnay et al. (1996) junto ao *National Centers for Environmental Prediction–National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR). Na mesma década, outros conjuntos de reanálises foram gerados. De acordo com Dee et al. (2011) ao longo dos anos sucessivas gerações de reanálises atmosféricas produzidas em vários institutos melhoraram em qualidade como resultado de melhores modelos, dados de entrada e métodos de assimilação. O *European Center for Medium Range Forecasting* (ECMWF) produziu a reanálise ERA15, limitada a um curto período de tempo (1979-1993). O *Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies* (COLA) também produziu uma reanálise curta cobrindo o período de maio de 1982 a novembro de 1983. O *Goddard Space Flight Center* (GSFC/NASA), por sua vez, também produziu uma reanálise de 1980 a 1994. Nos anos 2000, a *Japan Meteorological Agency* (JMA) gerou o JRA25 e o ECMWF duas reanálises subseqüentes: o ERA40 e o ERA-Interim.

Um dos modelos e assimilação de dados que vem sendo muito utilizado por ser um dos mais recentes é o ERA-Interim, desenvolvido pelo o Centro Europeu de Previsão de Tempo (ECMWF), que vem fornecendo arquivos de análises e previsões e tem sido uma importante fonte de dados para pesquisadores desde 1979 até a data presente, fornecendo um registro multivariável, espacialmente completo. Apresenta aplicações típicas de dados de reanálise, pode-se citar: performance dos sistemas de observação, diagnóstico de circulação geral, variabilidade de baixa frequência da atmosfera, ciclo hidrológico e energético global e modelagem do acoplamento oceano-atmosfera (DEE et al., 2011; NKIAKA et al., 2017).

Contém um conjunto de dados com variáveis de ar superior que são armazenadas em uma grade espectral com truncamento triangular em T255, tendo 128 círculos de latitude, pólo para equador (N128) e variáveis com dados de superfície na forma de grade gaussiana (GIBSON et al., 1997). Sua resolução espacial padrão é de  $0,75^\circ$  (aproximadamente 80 km), tendo 60 níveis verticais e 37 níveis de pressão. Entretanto, pode-se mudar a resolução da grade (0.125, 0.25, 0.5, 0.75, 1, 1.125, 1.5, 2, 2.5, 3) e a área (pré-definida ou customizada). Para obter dados de grades menores, é feita interpolação a partir da grade de resolução  $0,75^\circ$ , como por exemplo, a grade  $0,125^\circ \times 0,125^\circ$  que passou pelo processo de interpolação e método da vizinhança mais próxima (DANDO, 2016). De modo geral, os arquivos contêm dados de todo o globo, tendo a opção de recortar os limites, no caso latitude e longitude que

interessam. Os dados podem ser baixados selecionado por meses, passos que é chamado de “steps” em inglês (0, 3, 6, 9 ou 12 somente previsão), horários, entretanto algumas variáveis tem *passos* limitados como no caso da precipitação que contém passos das 3, 6, 9 e 12 e somente para os horários das 0 e 12 UTC. As coordenadas geográficas podem vir no tradicional sistema latitude/longitude ou como pontos de grade gaussiana (“gaussian grid”) (NKIAKA et al., 2017).

Os dados são disponibilizados em formato NetCDF (*Network Common Data Form*/ Formato de dados comuns da rede) “.nc”, ou no formato binário GRIB (*GRIdded Binary ou General Regularly-distributed Information in Binary form*/ Informação regularmente distribuída no formato geral binário), e atualmente na versão 2 (“.grib2”). Estes formatos de dados na meteorologia são padronizados por Comissão da Organização Meteorológica Mundial para Sistemas Básicos para armazenar dados climáticos históricos e de previsão (ECMWF, 2017).

#### 4.4.4. Estrutura da Atmosfera

Para analisar o comportamento e a instabilidade da atmosfera, leva-se em consideração fatores dinâmicos, como por exemplo, a penetração de sistemas meteorológicos, topografia, e fatores termodinâmicos.

- a) Temperatura do ar: A magnitude da temperatura define a capacidade do ar de armazenar e transportar umidade.
- b) Umidade do ar: Fornece informação sobre o teor de umidade na atmosfera.
  - Umidade específica ( $q$ ): É a massa de vapor d’água por unidade de massa de ar (equação 5):

$$q = \frac{0.622}{(p - 0.378e)} \quad (5)$$

Sendo:  $p$  a pressão atmosférica (mb), “ $e$ ” a pressão do vapor (mb).

- Umidade Relativa (UR): É a razão entre a pressão de vapor e a pressão de vapor saturada, sendo obtida em percentual (equação 6):



$$UR = \frac{e}{e_s} \times 100\% \quad (6)$$

Sendo: “e” a pressão mol do vapor (mb),  $e_s$  é a pressão de vapor de saturação (mb).

c) Vento: Fornece informações sobre a direção e intensidade do vento e está diretamente relacionado à atmosfera, mudanças neste, indicam cisalhamento do vento e possibilidade de penetração de fatores dinâmicos na atmosfera, transporte de umidade, calor, etc.

d) Temperatura Potencial Equivalente – theta –E ( $\theta_e$ ): É a temperatura que uma parcela de ar úmida teria se toda umidade fosse condensada por um processo pseudoadiabático e posteriormente levada adiabaticamente seca, até o nível de 1000 mb. Calculada pela proposta de Bolton (1980) apresentada a seguir:

$$\theta_e = \theta \times \exp \left[ \left( \frac{3,376}{T_L} - 0,00254 \right) \times r (1 + 0,81 \times 10^{-3} \times r) \right] \quad (7)$$

$$\theta = T \left( \frac{P}{1000} \right)^{0,287} \quad (8)$$

$$r = \frac{0,622 \times e}{(p - e)} \quad (9)$$

$$T_L = \frac{1}{\frac{1}{T_k} - \ln \left( \frac{UR/100}{2840} \right)} + 55 \quad (10)$$

$$e = \frac{UR \times e_s}{100} \quad (11)$$

$$e_s(T) = 6,11 \times \exp \left[ \frac{(17,67)T}{T + 243,5} \right] \quad (12)$$

Sendo:  $\theta$  a temperatura potencial, r a razão de mistura em (g/kg);  $T_L$  a temperatura em (k) do nível de condensação por levantamento (NCL ou em inglês LCL).  $T_k = T + 273,15$  a temperatura absoluta (K), T a temperatura do ar (C), p a pressão atmosférica (mb), UR a umidade relativa do ar (%), “e” a pressão do vapor (mb),  $e_s$  a pressão de vapor de saturação

(mb) e  $r_s$  a razão de mistura de saturação (g/Kg).

Condições da temperatura potencial equivalente:

$$\frac{\partial \theta_e}{\partial Z} < 0 \text{ convectivamente ou potencialmente instável atmosfera}$$

$$\frac{\partial \theta_e}{\partial Z} = 0 \text{ convectivamente ou potencialmente neutra atmosfera}$$

$$\frac{\partial \theta_e}{\partial Z} > 0 \text{ convectivamente ou potencialmente estável atmosfera}$$

e) NCL (Nível de Convecção por Levantamento) ou LCL (*Lifted Condensation Level*): É definido como a altura na qual uma parcela de ar se torna saturada quando elevada adiabaticamente a partir deste momento. Este nível é conhecido como “base da nuvem”.

f) NCE (Nível de Convecção Espontânea) ou LFC (*Level of Free Convection*): É o nível de convecção livre que indica a camada de início da convecção.

g) NE (Nível de Equilíbrio) ou EL (*Equilibrium Level*): É quando a atmosfera considera que entrou em equilíbrio, isto quer dizer que a superfície é quente, e à medida que o ar sob na atmosfera ele vai resfriando e no momento que esse ar fica na mesma temperatura do ambiente, ocorre o chamado nível de equilíbrio.

#### 4.4.5. Índices de Instabilidade

Os índices de instabilidade são utilizados como uma das principais ferramentas de análise da estrutura termodinâmica da atmosfera. Neste tópico, foram explorados os índices CAPE (*Convective Available Potential Energy* / Energia Potencial Convectiva Disponível), CINE (*Convective Inhibition* / Inibição Conectiva), K (Grau de instabilidade atmosférica), TT (*Total Totals*), e Lift Index (LI), que estão entre os mais utilizados em setores operacionais.

Foram demonstrados os índices de instabilidade antigos e atualizados como uma forma de alertar que os novos valores apresentam valores mínimos menores que os valores

antigos, assim como os máximos. Isto é um indicativo que ajustes nos índices vem sendo feito ao longo dos anos com intuito de aprimorar sua utilidade na análise da atmosfera, pois sabe-se que estes índices são importantes para detectar o grau de instabilidade da atmosfera e que tem particularidades, como localização geográfica, topografia, entre outros.

**Índice CAPE** (*Convective Available Potencial Energy / Energia Potencial Convectiva Disponível*)

CAPE representa energia potencial disponível para a convecção. É um dos índices mais utilizados para avaliar o grau de instabilidade da atmosfera. Neste caso, parte-se do princípio de que as tempestades são sustentadas pelo empuxo proveniente das correntes ascendentes. A força destas correntes ascendentes é determinada pela integral do empuxo que a corrente sofre a partir do nível da base da nuvem até uma determinada altura na atmosfera. Esse empuxo integrado recebe o nome de CAPE e é geralmente expresso em unidades de J/Kg. O cálculo pode ser feito a partir da equação (13). Um método alternativo proposto por Zawadzki e Ro (1978), e modificado por Correia (1989), denominado de CAPE<sub>MÁX</sub> (equação 13) foi utilizado com bastante eficácia em estudos sobre evolução de sistemas convectivos no semiárido brasileiro (SILVA ARAGÃO et al., 2000, BARBOSA E CORREIA, 2005).

$$CAPE = -Rd \int_{NCE}^{NPE} (T_A - T_p) d \ln p \quad \text{ou} \quad CAPE_{MÁX} = g \int_{NCL}^{NE} \frac{T_{vp} - T_{va}}{T_{va}} \quad (13)$$

Em que,  $g$  é a aceleração da gravidade ( $m/s^2$ );  $T_{vp} = (T_p + 0,61q)$  é a temperatura virtual da parcela ( $^{\circ}C$ ) sendo  $q$  a umidade específica do ar e  $T_p$  a temperatura da parcela obtida através do diagrama termodinâmico a partir do valor mais alto da temperatura potencial do bulbo úmido ( $\theta_w$ ), determinado com base nos dados da superfície.  $T_{va} = (T + 0,61q)$  é a temperatura virtual do ambiente ( $^{\circ}C$ ).  $NE$  é o nível de equilíbrio, em que  $T_a = T_p$  e  $NCL$  é o nível de convecção livre ou  $NCE$  é o nível de convecção espontânea.  $NPE$  é o nível de perda de empuxo (topo da nuvem teórico).  $Rd$  é a constante universal dos gases para o ar seco. Os valores de CAPE de acordo com Bluestein (1993) são observados na Tabela 4.3 e no Tabela 4.4 são os valores utilizados atualmente de acordo com Petty (2008) e DeRubertis (2006).

Tabela 4.3. Valores de CAPE e condições de tempo esperado antigo. (Fonte: BLUESTEIN, 1993).

Valores de CAPE (J/Kg)	Condições de Tempo Esperado
$500 \leq \text{CAPE} < 1000$	Convecção Fraca
$1000 \leq \text{CAPE} < 2500$	Convecção Moderada
$\text{CAPE} \geq 2500$	Convecção forte

Tabela 4.4. Valores de CAPE e condições de tempo esperado atualizado. (Fonte: PETTY, 2008; DERUBERTIS, 2006).

Valores de CAPE (J/Kg)	Condições de Tempo Esperado
< 0	Estável
0 à 1000	Pouco instável
1000 à 2500	Moderadamente instável
2500 à 3500	Muito instável
3500 a 4000	Extremamente instável

### Índice CINE (*Convective Inhibition* / Inibição Convectiva)

O índice CINE representa a capacidade da atmosfera de inibir o desenvolvimento de tempestades por processos convectivos podendo, então, ser considerado como uma medida de quão desfavoráveis estão às condições atmosféricas para o desenvolvimento de tempestades. O CINE representa a quantidade de energia necessária para induzir o levantamento de uma parcela, por meio de algum mecanismo, e dar início ao desenvolvimento de tempestades. Em outras palavras, o CINE representa a barreira/inibição da energia para iniciar a convecção livre. E o CAPE representa o máximo de energia disponível (convertida em energia cinética) pela parcela após vencer a barreira de inibição (CINE). Estes são proporcionais, quando o CAPE aumenta o CINE diminui e vice-versa (PETTY, 2008).

Matematicamente o CINE pode ser expresso pelas equações:

$$CINE = g \int_{SUP}^{NCE} \frac{T_{v_p} - T_v}{T_v} dz \quad \text{ou} \quad CINE = -Rd \int_{SUP}^{NCE} (T_A - T_P) d \ln p \quad (14)$$

Quanto maior é o valor do CINE, mais difícil é a iniciação convectiva de uma parcela da superfície até o NCE. Os valores típicos de CINE variam geralmente entre 0 J/kg (isto é, nenhuma inibição convectiva) e 50 J/kg, e valores acima de 100 J/kg são considerados altos. A

presença de CINE é comum em ambientes propícios a tempestades severas. Por outro lado, não havendo qualquer CINE a condição inicial da convecção tende a ser generalizado, ocasionando o consumo rápido da energia potencial convectiva, diminuindo as chances de obter valores extremos de instabilidade convectiva.

### Índice K

A definição deste índice deve-se a George (1960) e pode ser interpretado como uma medida do potencial ou probabilidade de ocorrência de tempestades com produção de chuva intensa e possibilidade de alagamento. De acordo Petty (2008), a diferença deste índice para o Total-Totals (TT) é a presença de umidade no ar na camada de 700mb.

Este índice é baseado na taxa vertical de variação de temperatura (*lapse rate*), no conteúdo de umidade na baixa troposfera e na extensão vertical da camada úmida.

O índice K se baseia na análise conjunta do gradiente de temperatura entre os níveis de 850 e 500 mb e do teor de umidade em 700 mb. Têm-se valores mais altos em situações de grande teor de umidade nos baixos níveis da atmosfera, a taxa de variação vertical de temperatura instável, e está associado à possibilidade de tempestades. É obtido através da equação:

$$K = (T_{850} - T_{500}) + [T_{d850} - (T_{700} - T_{d700})] \quad (15)$$

Em que  $T_{850}$  é a temperatura do ar em 850 mb ( $^{\circ}\text{C}$ );  $T_{500}$  é a temperatura do ar 500 mb ( $^{\circ}\text{C}$ );  $T_{d850}$  é a temperatura do ponto de orvalho em 850 mb ( $^{\circ}\text{C}$ );  $T_{700}$  é a temperatura do ar em 700 mb, e  $T_{d700}$  é a temperatura do ponto de orvalho em 700 mb ( $^{\circ}\text{C}$ ). Este índice é utilizado para analisar o grau de instabilidade da atmosfera nos níveis de pressão entre 850 e 700mb, pois a presença de umidade entre estas duas camadas implica em bastante água precipitável e possibilidade de formação de nuvens cumulonimbus. Quanto mais positivo este índice, maior será a chance de tempestades.

Quanto maior o valor de K, maior a instabilidade atmosférica e probabilidade de tempestade, como são observados nas Tabelas 4.5 e 4.6. Ressalva-se que a teoria de George (1960) ainda é utilizada, porém os parâmetros/valores para definir a condição esperada/probabilidade de tempestades foram atualizados, como pode ser visto em Petty (2008) e DeRubertis (2006) e são valores de latitudes médias.

Tabela 4.5. Valores de K e condições de tempo esperadas (Fonte: GEORGE, 1960).

Valores de K	Condições Esperadas
$20 \leq K < 24$	Formação de CB's isolados
$25 \leq K < 29$	Formação de CB's muito esparso
$30 \leq K < 35$	Formação de CB's esparsos
$K \geq 35$	Formação de CB's numerosos

Tabela 4.6. Valores de K e probabilidade de tempestade atualizada. (Fonte: PETTY, 2008; DERUBERTIS, 2006).

Valores de K	Probabilidade de tempestade
< 15	0%
15 a 20	< 20%
21 a 25	20 a 40%
26 a 30	40 a 60%
31 a 35	60 a 80%
36 a 40	80 a 90%
>40	> 90%

### Índice TT (*Total Totals*)

O índice Total Totals (TT) foi desenvolvido por Miller (1972). Este índice consiste em dois componentes, o “*Vertical Totals*” (VT) e o “*Cross Totals*” (CT) e é dado pela soma de outros dois índices convectivos, representado pela equação matemática a seguir:

$$TT = CT + VT \quad (16)$$

VT significa total vertical e representa a capacidade geral de detectar a estabilidade estática, expressa pelo “*lapse-rate*” entre dois níveis (850 e 500 mb). E CT significa total transversal e expressa a combinação do teor de umidade nos baixos níveis com as temperaturas superiores.

$$VT = T_{850} - T_{500} ; \quad (17)$$

$$CT = T_{d850} - T_{500} \quad (18)$$

logo:

$$T = T_{850} + T_{d850} - 2.(T_{500}) \quad (19)$$

Tabela 4.7. Valores do índice TT antigos. (Fonte: MILLER, 1972).

Valores	Ocorrência de Tempestade
TT < 43	Improváveis
43 < TT < 44	Isoladas
45 < TT < 46	Dispersas
47 < TT < 48	Dispersas e severas isoladas
49 < TT < 50	Dispersas e tornados isolados
51 < TT < 52	Dispersas numerosas e tornados isolados
53 TT < 55	Numerosas e tornados isolados
TT > 56	Tornados

Tabela 4.8. Valores do índice TT atualizados. (Fonte: PETTY, 2008).

Valores	Ocorrência de Tempestade
44 a 45	Isolada e moderada
46 a 47	Dispersa pouco intensa a moderada
48 a 49	Dispersa moderada a isolada severa
50 a 51	Dispersas severas/ tornados isolados
52 a 55	Dispersa numerosa e severa / poucos tornados
>55	Numerosas e severa / tornados dispersos

### Índice LI (Lift Index / Índice por Levantamento)

De acordo com Galway (1956) e Petty (2008), o índice Lift Index ou Índice por Levantamento (LI) é a diferença entre a temperatura de uma parcela levantada a partir da superfície até 500mb e a temperatura do ambiente em 500mb. O LI é negativo quando a parcela é mais quente do que o ambiente. É nominalmente idêntico ao índice de Showalter, exceto pelo fato de que a parcela é levantada da superfície, analisando especificamente a camada de 500mb. O índice é calculado através de diagramas termodinâmicos, e expresso matematicamente por:

$$LI = T_{500} - T_{500\text{parcela}} \quad (20)$$

$T_{500}$  = Temperatura em 500 mb (em Celsius),  $T_{500\text{parcela}}$  = Temperatura em 500mb (em Celsius) de uma parcela que subiu desde a superfície. Quanto mais negativo for o resultado desta diferença mais instável estará a atmosfera. Os valores de LI são observados na Tabela 4.9 versão antiga e a versão atualizada na Tabela 4.10.

Tabela 4.9. Valores de LI e condições de tempo esperadas antigo. (Fonte: GALWAY, 1956)

Valores de LI	Condição de estabilidade associada
$LI \geq 6$	Estável
$6 \leq LI < 1$	Estável, pouca probabilidade de tempestades
$-2 \leq LI < 0$	Pouco Instável, possibilidade de tempestades
$-2 \leq LI < -6$	Instável, possibilidade de tempestades, podendo ser severas
$LI < -6$	Muito instável, possibilidade de tempestades severas

Tabela 4.10. Valores de LI e condições de estabilidade associada atualizada. (Fonte: PETTY, 2008).

Valores de LI	Condição de estabilidade associada
$> 3$	Estável
1 a 3	Convecção fraca
0 a -3	Pouco instável
-3 a -6	Moderadamente instável
-6 a -9	Muito instável
$< -9$	Extremamente instável

#### 4.4.6. Programa SHARPPy

De acordo com Halbert et al. (2015) e Blumberg et al. (2017), o SHARPPy representa um Programa de Pesquisa e Análise do Skew-T e Hodográfico (*Skew-T and Hodograph Analysis Research Program - SHARP*). É um software livre com um pacote de processamento de dados de sondagem interativo que fornece informações da estrutura dinâmica e termodinâmica da atmosfera, desenvolvido na linguagem de programação Python.

O SHARPPy tem como objetivo fornecer à comunidade de ciências atmosféricas uma fonte de rotinas livre e consistente para índices convectivos.

O programa foi baseado nos estudos de Hart et al. (1999), mas só em 2011 foi desenvolvido e lançado oficialmente em 2012 na reunião anual da *American Meteorological Society* (MARSH E HART, 2012). Vem sendo utilizado nos Estados Unidos pelo *Storm*



*Prediction Center / National Oceanic and Atmospheric Administration / National Weather Center.*

A versão original de SHARPPy do ano de 2011 continha várias rotinas que podiam realizar cálculos para os índices termodinâmicos como CAPE, CIN, LCL, bem como rotinas para analisar os índices cinemáticos como, cisalhamento, helicidade relativa à tempestade, vento médio das sondagens, etc. Esta versão original apenas utilizava pacotes padrão para o interpretador da linguagem Python. No entanto, atualizações foram feitas no software inserindo novos pacotes no programa, como o Numpy (faz operações de matriz mais rápido) e o PySide (plota a estrutura do programa).

Recursos novos como o *Storm Slinky* (possível rota de perigo da tempestade/tornado), e o *Sounding Analogue Retrieval System -SARS* (Sistema de Recuperação Analógica de Sondagem) também foram adicionados ao longo dos anos. As informações do SARS antes eram internas do *Storm Prediction Center* (SPC), entretanto, passaram a ser disponibilizadas e utilizadas como dados de entrada para ajudar o programa a calcular e reconhecer probabilidade de tempestades e granizo intensos, o cálculo utiliza índices como CAPE e a helicidade relativa à tempestade.

A Figura 4.5 mostra o resultado da plotagem de uma sondagem que ocorreu durante um tornado no centro de Oklahoma, em 3 de maio de 1999. Tanto o diagrama Skew- T Log-P (inserção A) como o gráfico do hodógrafo (inserção D) formam o núcleo da exibição. A imagem Skew-T Log-P contém perfis verticais de temperatura (vermelho sólido), temperatura virtual (vermelho tracejado), temperatura do bulbo úmido (ciano), temperatura do ponto de orvalho (verde), o traçado de temperatura virtual da parcela mais instável (MU), o traçado de temperatura virtual da parcela de downdraft (roxo tracejado) e barlas de vento em nós (kt, onde  $1 \text{ kt} = 0,5144 \text{ ms}^{-1}$ ). Se um perfil de velocidade vertical (microbars por segundo) estiver incluído nos dados passados para o programa [por exemplo, a partir de uma sondagem de previsão numérica de previsão de tempo (NWP)], ele é exibido no lado esquerdo da inserção A (não mostrada).

O gráfico do hodógrafo é anotado com as estimativas de movimentos supercelulares Bunkers [marcadores do movimento esquerdo branco (LM) e direito (RM)]. Estimativas de movimento de convecção da mesoescala são detectados por Corfidi (MCS) [marcadores azul (UP) e baixo (DN)]. A elevação do nível de condensação (LCL) - nível de equilíbrio (EL) também são observados. A camada indicada na parte inferior esquerda da inserção A [superfície (SFC) -1,409 m] e as duas linhas cianas finas que conectam o hodógrafo ao marcador de movimento de tempestade RM na inserção D, indicam a camada de entrada

efetiva superior e inferior. Se o fundo da camada de entrada efetiva estiver na superfície, o parâmetro de ângulo crítico e o vetor de cisalhamento AGL de 0-500-m (linha roxa) são exibidos no hodógrafo.

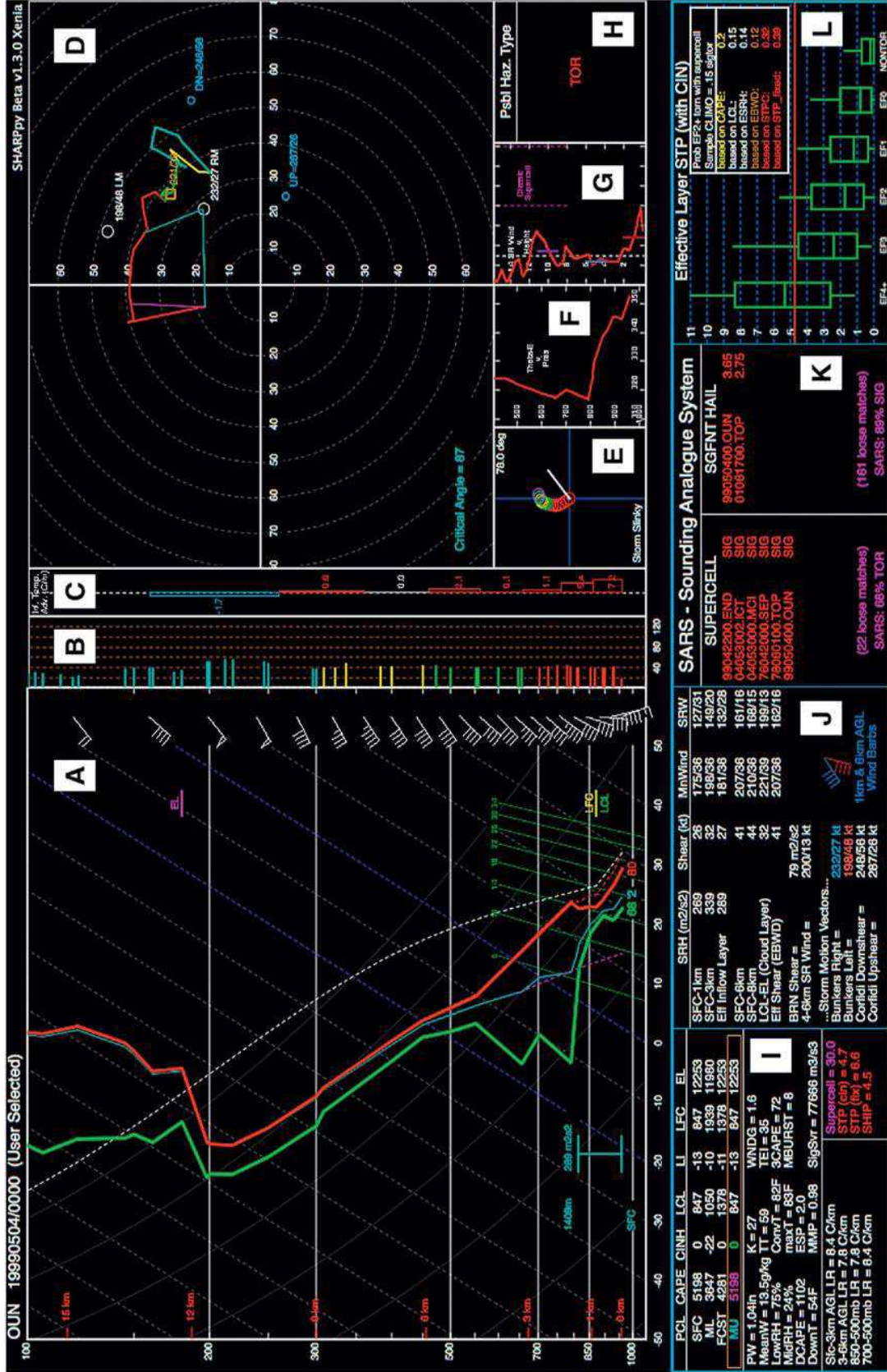


Figura 4.5: Plote do Programa SHARPPy (Fonte disponível em <<https://sharppy.github.io/SHARPPy/index.html>>).

As inserções menores complementam a imagem e o hodógrafo. Essas inserções incluem o perfil vertical da advecção de temperatura geostrófica inferida (inserção C) da direção do vento (kt; inserção B), camada de 100 mb (1 mb = 1 hPa), temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ , em Kelvin, inserção F) e ventos relativos à tempestade (SRW, em kt -nós; inserção G).

Os valores de advecção da temperatura geostrófica na inserção C são calculados assumindo que todos os ventos na sondagem estão em equilíbrio geostrófico. Eles fornecem um método rápido de identificar camadas onde os ventos voltam ou se desviam com altura. As inserções E e H mostram o Storm Slinky e a possibilidade de perigo (PHT) que analisam possíveis tipos de perigos, respectivamente.

O SHARPPy usa a cor como uma sugestão visual. As barras coloridas na inserção C indicam o sinal da advecção de temperatura (vermelho, quente, azul, frio) e os comprimentos das barras são proporcionais à magnitude da advecção. As cores das inserções B, D e E representam diferentes camadas da atmosfera (vermelho, 0-3 km AGL, verde, 3-6 km AGL, amarelo, 6-9 km AGL, ciano, 9-15 km AGL). As barras verticais coloridas na inserção G representam vários ventos relativos à tempestade e o caminho que se relacionam com o tipo supercélula [barra roxa, 9-11 km AGL] e potencial de supercélulas e tornados [barra vermelha, 0-2 km AGL; barra azul, 4-6 km AGL]. As linhas roxas descritas descrevem a faixa de ventos relativos à tempestade AGL de 9-11 km (40-60 kt) associados às estruturas supercelulares clássicas.

As quatro inserções inferiores na Figura 4.5 fornecem uma série de cálculos para o usuário. A inserção I mostra cálculos termodinâmicos (ANEXOS A e B) para uma lista completa de quantidades, enquanto a inserção J mostra quantidades cinemáticas (ANEXO C). A SARS fornece previsões probabilísticas de granizo significativo ( $\geq 2$ -in de diâmetro) e tornados, combinando uma determinada sondagem com sondagens anteriores no histórico que apresentem condição de tempo severo. Uma lista da data, hora, localização e significância de perigo (por exemplo, tamanho do granizo ou intensidade do tornado) das sondagens passadas consideradas as correspondências mais próximas também são exibidas. A última inserção L, ilustra como a distribuição do parâmetro de tornado significativo usando quantidades de camada efetiva (STPE) dentro do ambiente de tempestade severa, com supercélula e mudança de direção do vento. A caixa menor dentro da inserção L indica a frequência relativa do dano de furacão EF2 + com supercélulas de movimento direto para STPE e seus componentes [camada média CAPE (MLCAPE), camada média LCL (MLLCL), etc.]. As inserções K e L podem ser substituídas por uma das cinco inserções adicionais (não mostradas). Essas

inserções opcionais fornecem informações sobre o potencial do tempo de inverno, potencial de tempo de incêndio, potencial de granizo significativo e probabilidades condicionais de intensidade de tornado com base em STPE e velocidade de rotação observada pelo radar, exibindo quantidades adicionais calculadas a partir da sondagem exibida.

As inserções na Figura 4.5 fornecem um resumo dos dados de sondagem e visam oferecer resultados redundantes cientificamente que mostrem os perigos meteorológicos. Grande parte da funcionalidade do programa e das rotinas básicas descritas nesta seção tem sido em grande parte uma consequência de anos de desenvolvimento do programa SHARPPy pelo SPC.

## **CAPÍTULO 5 – RESULTADOS E DISCUSSÃO**

---

Neste capítulo são apresentados resultados de análises feitas para as mesorregiões paraibanas: Litoral (Alhandra), Brejo (Areia), agreste (Campina Grande), Cariri (Taperoá) e Sertão (Catolé do Rocha).

Foram utilizados dados de superfície, de precipitação de reanálise do ERA INTERIM e observacionais. Após a validação destes, dados verticais passaram a ser utilizados também, entretanto, em dias específicos para serem analisados, aplicados na geração de histogramas, gráficos de dispersão, e na plotagem das linhas de corrente para América do Sul e perfis termodinâmicos Skew-T Log-P através do programa SHARPPy. Imagens do satélite GOES 13 também foram utilizadas.

### **5.1. ANÁLISE DE ONDELETAS**

Na Transformada em Ondeleta foi analisada a precipitação mensal das cinco localidades em estudo, tendo como objetivo identificar o comportamento da precipitação e quais sistemas meteorológicos atuaram com maior frequência e intensidade ao longo de 12 meses de cada um dos 36 anos estudados.

Em primeiro lugar, foi verificado o índice de precipitação normalizado para identificar, nos meses e anos, se a precipitação foi acima (positiva) ou abaixo (negativa) da média. Em segundo lugar, verificou-se o espectro de potência para identificar quais escalas de tempo se destacavam. As escalas variaram entre: menor que 0.25 (intrasazonal, 1 a 2 meses), maior que 0.25 (sazonal, 3 meses), 0.50 (semi-anual ou semestral, 6 meses), 1.0 (anual, 1 ano), 2.0 (bianual, 2 anos), 4.0 anos, e acima de 8 anos (decadal). A escala de 1 a 2 anos está associada a eventos interanual, de 2 a 4 anos a eventos bienal que ocorrem no oceano Atlântico, como Dipolo do Atlântico, e de 4-8 anos ao fenômeno ENOS, de 8-16 anos eventos associados ao Oceano Pacífico Sul. O cone de influência faz um corte indicando até que escala é considerada importante e significativa para a análise. Em terceiro lugar foi analisado se cada escala apresentava grau de confiança acima de 95% no Espectro de Potência Global. Isto indica que aquela determinada escala tem significância, portanto influência na precipitação da localidade. Em quarto lugar foi analisada a variância, que é capaz de detectar quando a precipitação variou em relação a média.

### Litoral: Alhandra

Na análise realizada para a Figura 5.1 (a), observa-se que os valores mais elevados da série de precipitação ocorreram em abril de 1989 e junho de 1994. De acordo com dados pluviométricos mensais observacionais, foi registrada (ANEXO D) em abril de 1989 a precipitação de 811,9mm/mês, e de 775,9mm/mês em junho de 1994. De 1984 e 1990 e 1994, é possível observar uma prevalência positiva e elevada na precipitação, se comparada aos anos seguintes.

No espectro de potência representado na Figura 5.1 (b), também é observada para o período compreendido entre 1984 a 1990 elevada frequência e intensidade na precipitação na escala (tempo) anual, sendo notada precipitação nas escalas sazonal e semi-anual, respectivamente. Foi identificada a atuação de fenômenos meteorológicos nos anos entre 1993 a 1994 nas escalas interanual, bienal (ANEXO Q) e acima de 4 anos, estando associados a atuação do Dipolo do Atlântico negativo (ANEXO K) que indica aumento de chuvas para o NEB, Oscilação Madden-Julian (OMJ), e resquícios do fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS) moderado (ANEXOS I; J). Foi observada a atuação da La Niña fraca em 2000 e forte em 2011, que está associada ao aumento de chuvas para o NEB. A escala acima de 8 anos entre 1980 a 2004 observou-se maior frequência e intensidade na precipitação de Alhandra, esta escala está associada ao Oceano Pacífico Sul. A O significância do cone de influência foi até a escala de 8 anos.

A Figura 5.1 (c), que representa o espectro de potência global corrobora com o espectro de potência (FIGURA 5.1 b) indicando que o período e a frequência das chuvas está concentrado entre as escalas intrasazonal, sazonal, semi-anual e a escala anual com alto grau de significância e confiança acima de 95%. Não foi detectado significância nas escalas acima de 1 (um) ano. Apesar de ter sido observado na Figura 5.1 (c) a atuação de fenômenos meteorológicos em várias escalas, isto indica que esta localidade depende muito de condições em escalas menores para influenciar a precipitação de Alhandra. Vale salientar que, na escala acima de 8 anos associada ao Oceano Pacífico Sul (ANEXO S), há uma leve saliência, isto indica que mesmo que não tenha uma significância de 95%, mas, este Oceano tem importância e significância para esta localidade. Lembrando-se que há interação entre o Oceano Atlântico Sul (ANEXO R) e o Oceano Pacífico Sul (ANEXO S), e o comportamento destes influencia na precipitação costeira no estado da Paraíba. Então, de alguma forma, mínima que possa ser, o Oceano Pacífico Sul também é importante e deve ser levado em consideração nesta análise.

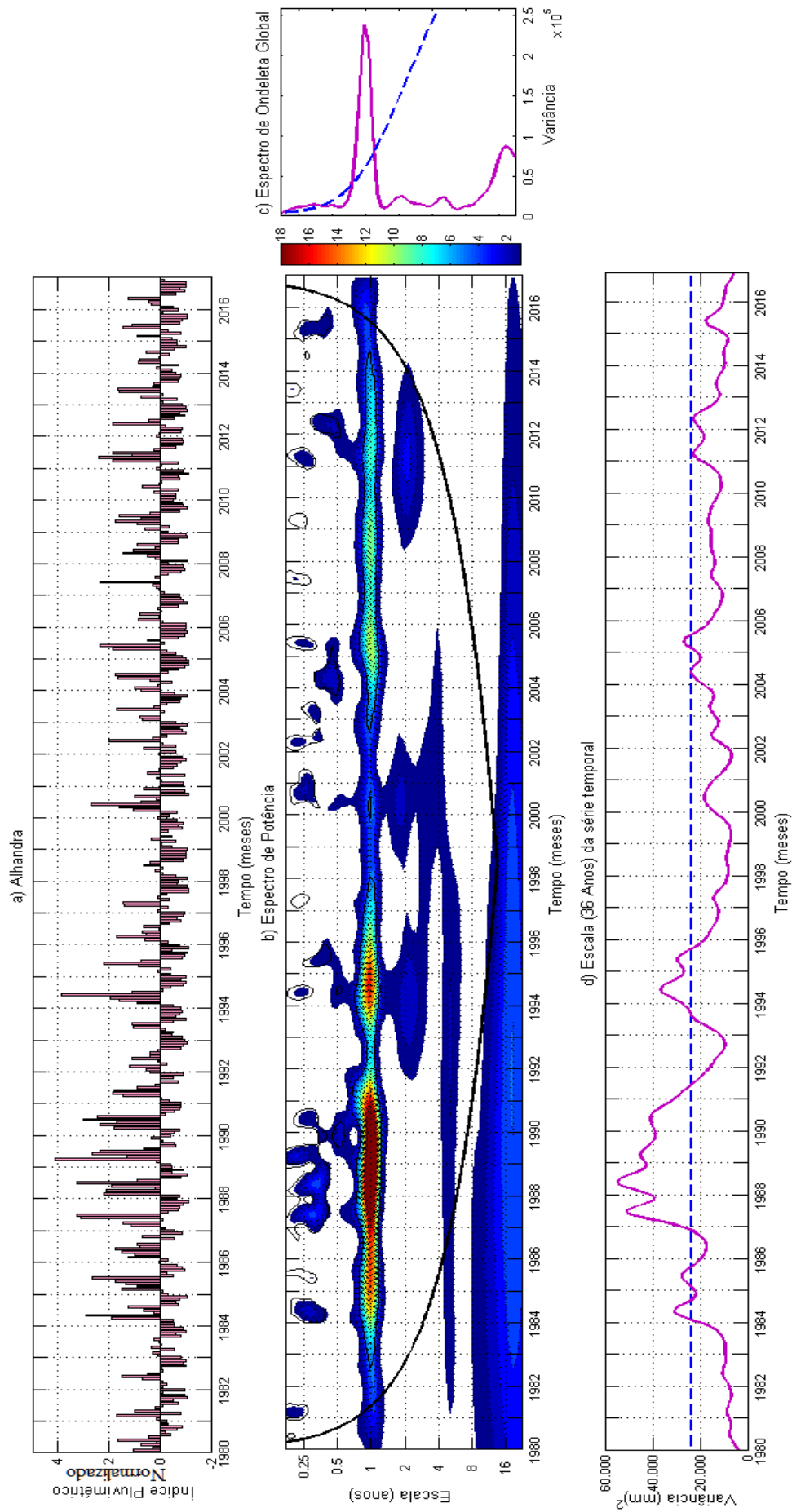


Figura 5.1: Plotagem da Ondeleita da precipitação mensal entre os anos de 1980 e 2016 (meses) para o município de Alhandra – PB, (a) Índices pluviométricos normalizados; (b) Espectro de Potência; (c) Espectro de Ondeleita Global; (d) Variância ( $\text{mm}^2$ ) da Escala (36 Anos) da série temporal.

A Figura 5.1 (d) mostra a variância na precipitação, e demonstra que entre os anos de 1987 e 1991 a precipitação foi mais elevada, ficando acima da média. Nos anos de 1984, 1985, 1994 e 1995 também choveu acima da média. Em 2004, 2005, 2011 e 2012 as chuvas ficaram próximas da média. Observa-se que a partir de 1996 a precipitação ficou na maioria dos anos, abaixo da média histórica até 2016.

### **Brejo: Areia**

Na análise para a localidade de Areia, a Figura 5.2 (a) demonstrou, no índice normalizado, que a precipitação dos anos de 2004 e 2011 apresentaram picos, registrando nos dados mensais observacionais de precipitação, valores de 457,9mm/mês em janeiro de 2004, e 462,1mm/mês em maio de 2011 (ANEXO E).

No Espectro de Potência (FIGURA 5.2.b), é observada maior intensidade e frequência anual no ano de 1985, e entre 1994-1995. Estes anos estavam respectivamente sob atuação dos fenômenos La Niña forte em 1985, e El Niño moderado entre 1994-1995, conjuntamente com o Dipolo do Atlântico negativo (ANEXOS I; J; K). Observa-se também a atuação de fenômenos meteorológicos nas diversas escalas, entretanto estes não são considerados significativos ao analisar o Espectro de Onduleta Global (Figura 5.2.c) que mostra as escalas intrasazonal, sazonal, semianual e principalmente a anual com confiança de 95%, indicando que estas escalas influenciam diretamente na precipitação de Areia. Algumas pequenas elevações são detectadas em diferentes escalas acima de 1 (um) ano, isto é um indicativo que mesmo não tendo o grau de confiança acima de 95%, tem-se que levar em consideração, pois por menor que seja a influência em uma escala global, na escala regional e local pode ter impacto.

A variância (mm)<sup>2</sup> na Figura 5.2 (d) mostra que os anos de 1985, 1992, 1994-1995, 2004, 2011-2012 foram anos acima da média (anos chuvosos). Alguns anos ficaram próximos da média, seja abaixo ou acima, como os anos de 2000, 2009 e 2015. Alguns anos que ficaram abaixo da média foram 1980-1983, 1986-1991, 1996-2000, 2002-2003, 2006-2007, 2010, 2013-2014 e 2016.



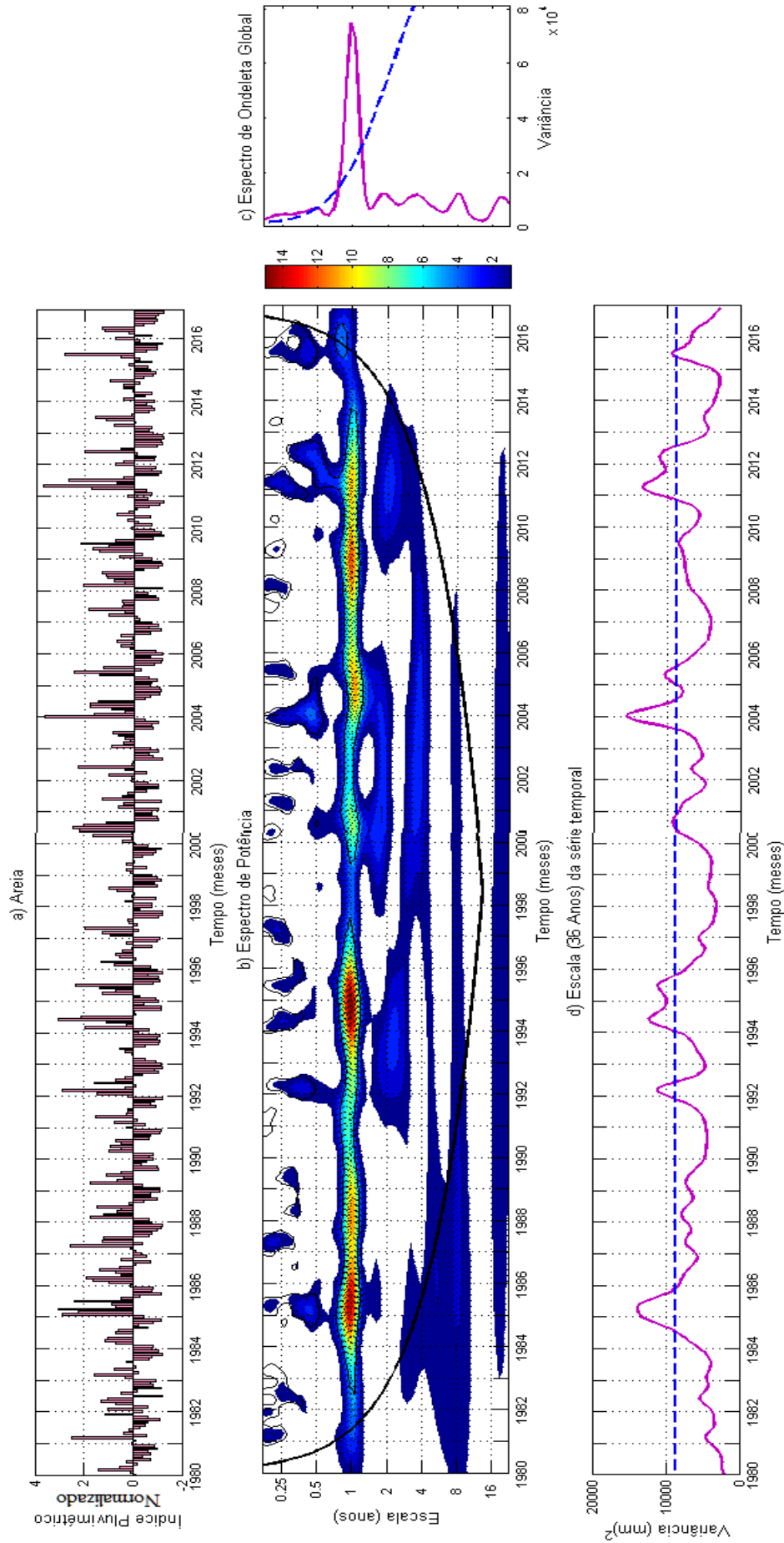


Figura 5.2: Plotagem da Ondeleia da precipitação mensal entre os anos de 1980 e 2016 (meses) para o município de Areia - PB, (a) Índices pluviométricos normalizados; (b) Espectro de Potência; (c) Espectro de Ondeleia Global; (d) Variância  $(mm)^2$  da Escala (36 Anos) da série temporal.

### **Agreste - Campina Grande**

Para Campina Grande observa-se na Figura 5.3 (a) picos no índice de precipitação normalizado em abril 1985, registrado na precipitação observacional o valor de 305,4mm/mês (ANEXO F), e em maio e julho de 2011, os valores 361,0mm/mês e 331,0mm/mês, respectivamente.

No Espectro de Potência na Figura 5.3 (b) destacam-se os anos de 1985 e 2011 que estavam sob a atuação do fenômeno La Niña forte (ANEXO I; J). Observa-se nas escalas anual, interanual, bianual e de 4 anos que assim como em Alhandra, Areia também detectou a maior intensidade e frequência para o ano de 2011.

No Espectro de Ondeleta Global (FIGURA 5.3.c) foi detectado o grau de confiabilidade acima de 95% nas escalas intrasazonal e sazonal, semi-anual, tendo destaque a escala anual. Assim como foi dito anteriormente, escalas acima do ciclo anual, também foram consideradas importantes na avaliação desta localidade.

Na variância (FIGURA 5.3.d) observa-se que os anos de 1985, 2001, 2004-2005, 2011-2012 se destacam com a precipitação acima da média, indicando ano chuvoso acima da média climatológica. Próximo da média, acima ou abaixo, estão os anos de 1987, 1999, 1994-1995, 2009 e 2015. Em destaque estão os anos entre 1982-1983, 1986-2000, 2006-2010, 2013-2016 que mostraram longos ciclos de precipitação abaixo da média.

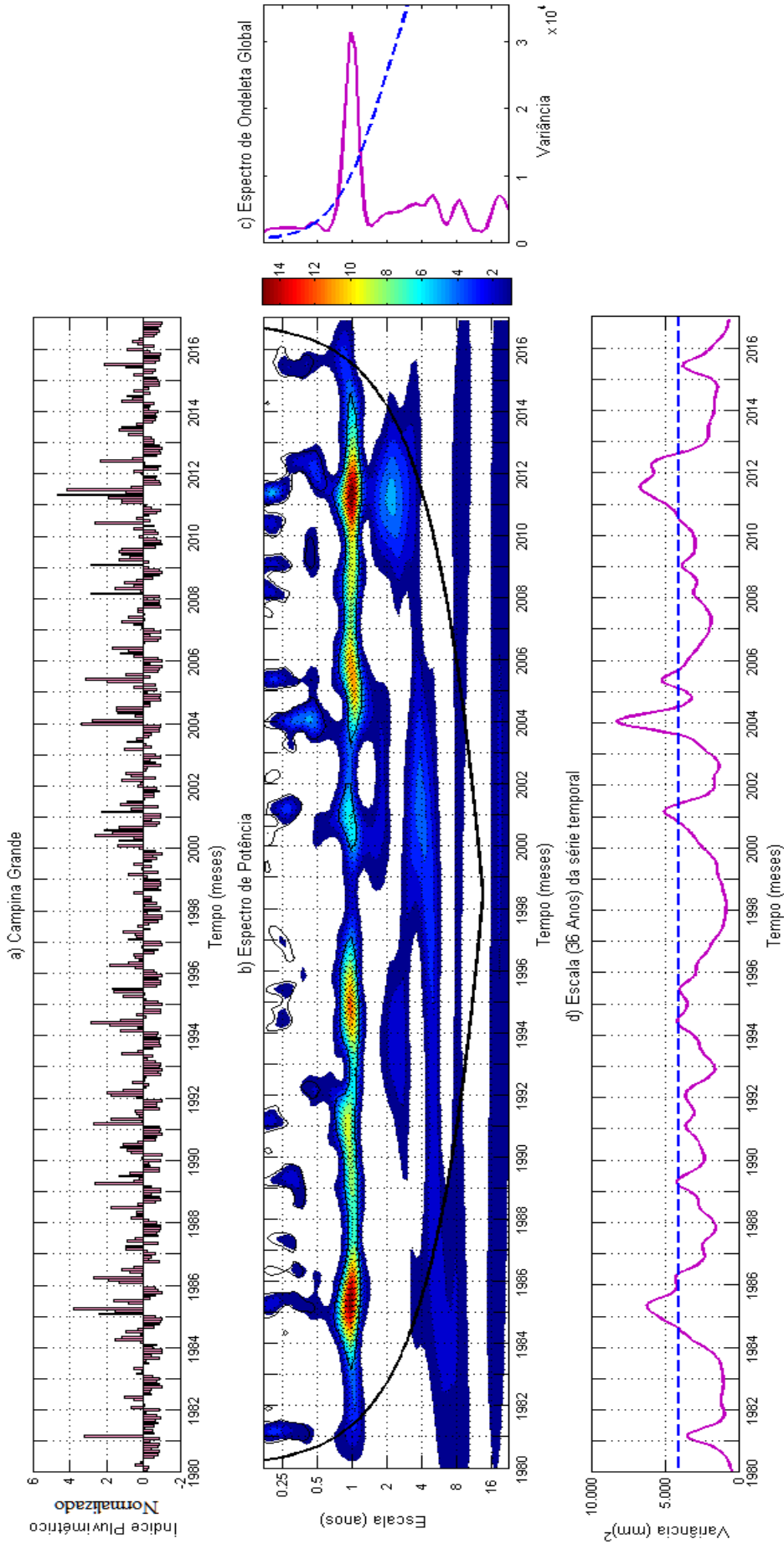


Figura 5.3: Plotagem da Ondeleta da precipitação mensal entre os anos de 1980 e 2016 (meses) para o município de Campina Grande – PB, (a) Índices pluviométricos normalizados; (b) Espectro de Potência; (c) Espectro de Ondeleta Global; (d) Variância (mm)<sup>2</sup> da Escala (36 Anos) da série temporal.

### **Cariri/curimataú – Taperoá**

Na Figura 5.4 (a) que representa o índice normalizado da precipitação para a cidade de Taperoá foi detectado um pico em janeiro de 2004, com registrado com precipitação total mensais de 413,6mm/mês (ANEXO G). Também apresentaram precipitação intensa, os anos de 1985, 2004 e entre 2006 a 2011. Entretanto, os anos de 2008 e 2011 destacaram-se por mostrarem durante vários meses precipitação, assim como o ano de 2009. O ano de 2008 mostrou precipitação intensa e frequente entre os meses entre março e maio. No ano de 2011 as chuvas ocorreram durante vários meses, porém a intensidade foi menor.

Na Figura 5.4 (b) destacaram-se três anos, 1985, 2008 e 2011 na escala anual. Sabe-se que nestes anos o fenômeno La Niña forte (ANEXO I; J) esteve atuando. Entretanto, observa-se que no ano de 1985, 2008 e um pouco em 2011 que as escalas menores, intrasazonal a semianual se destacaram. Mas a interação com outras escalas acima do ciclo anual, também contribuíram para o alto volume de precipitação. O ano de 2004 também teve um mês de precipitação intensa e observa-se que neste ano também houve interação entre as escalas de 0.25 a 1 (um) ano.

A Figura 5.4 (c) mostra as escalas menores que 1.0 ano com confiança superior a 95%, em destaque a escala anual com alto grau de significância. Isto também foi observado nas localidades estudadas até o momento. Também se observa que as escalas acima de 1 ano mostram curvas acentuadas, indicando que fenômenos que atuam nestas escalas não devem ser desconsiderados.

Na Figura 5.4 (d) apresentaram variância elevada os anos de 1985, 2004, 2006, 2008-2009 e 2011. Entretanto, destaca-se a possibilidade de ocorrência de períodos secos (1980-1983, metade de 1986 -2003, 2012-2016), seguidos de períodos chuvosos (1984 a início de 1986; 2006-2011).

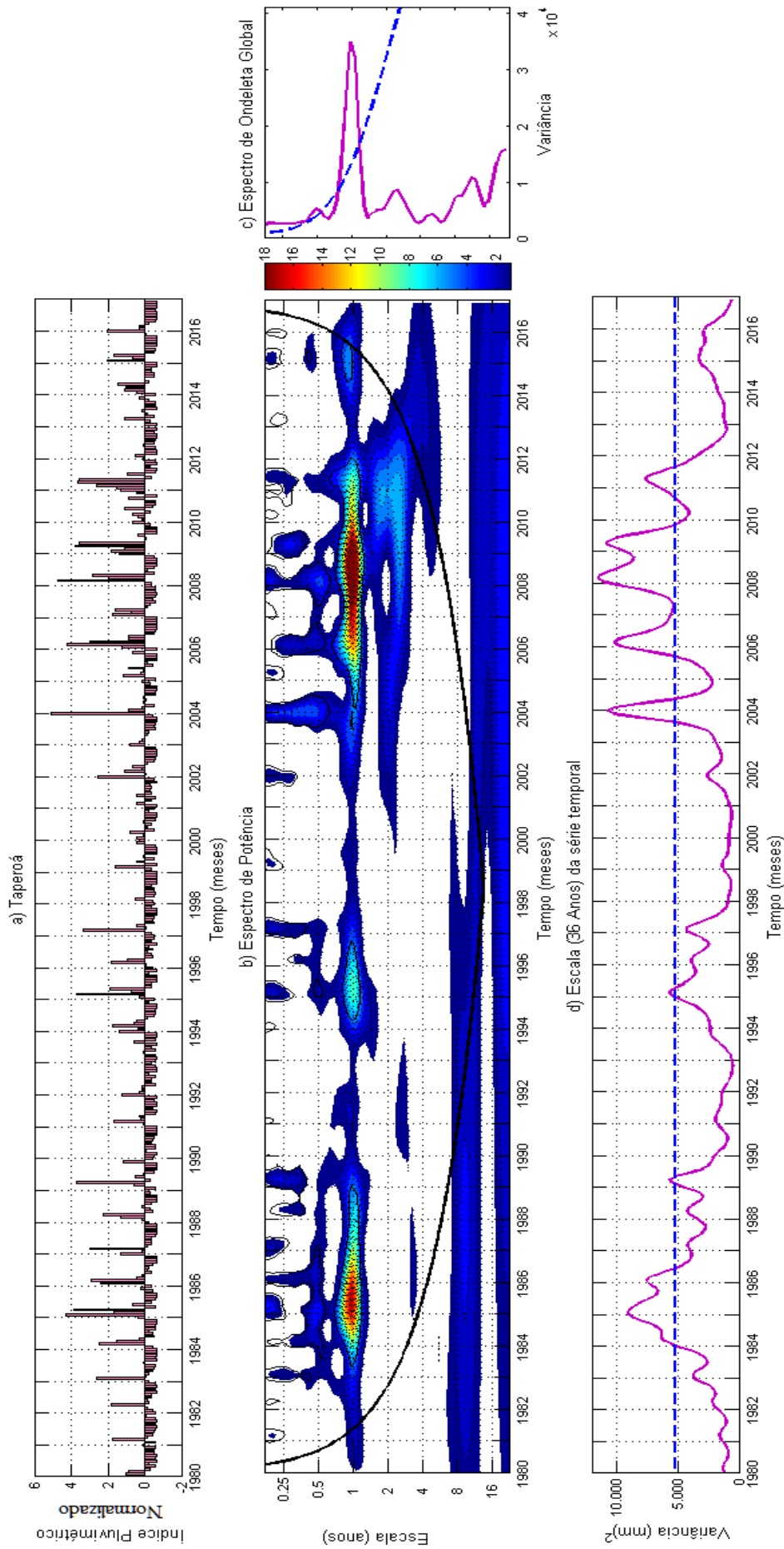


Figura 5.4: Plotagem da Ondeleta da precipitação mensal entre os anos de 1980 e 2016 (meses) para o município de Taperoá – PB, (a) Índices pluviométricos normalizados; (b) Espectro de Potência; (c) Espectro de Ondeleta Global; (d) Variação (mm)<sup>2</sup> da Escala (36 Anos) da série temporal.

### **Sertão – Catolé do Rocha**

Na Figura 5.5 (a) observou-se precipitação elevada em fevereiro (380,6mm/mês) e março (429,1mm/mês) de 1980 como pode ser conferido no Anexo (H). Outro ano que também se destaca foi 1985 com precipitação perdurando por vários meses, especificamente entre janeiro e junho, tendo o maior valor de precipitação registrado em abril, 457,8 mm/mês. O ano de 2008 registrou em março 519,1mm e um pico em 1996 que foi registrado em abril, 599,0 mm/mês (ANEXO H).

No espectro de potência, o ano de 1985 foi o que apresentou maior destaque na escala anual, seguido dos anos de 1995 e 2008, indicando que houve maior frequência e intensidade na precipitação nestes anos. As escalas de 2 a 8 anos mostraram atuação de fenômenos meteorológicos com maiores destaque entre 4 a 8 anos no período de 1981 a 1999, indicando resquícios da atuação do fenômeno El Niño (ANEXO I; J).

No Espectro de Ondeleta Global (FIGURA 5.5.c) foi detectada confiança superior a 95%, e significância nas escalas intrasazonal e sazonal, semi-anual, com destaque para a escala anual. As escalas de 4 a 8 anos, como observado na Figura 5.5.(b) apresentaram significância, pois possuem uma elevação na curvatura indicando que fenômenos meteorológicos atuantes nesta escala influenciaram na precipitação de Catolé do Rocha de alguma forma, mesmo que mínima.

Na variância, Figura 5.5 (d) observa-se que os anos chuvosos são 1980, 1985; 1996 e 2008 corroboram com a informação encontrada na Figura 5.5 (a), nos demais anos, a precipitação ficou próxima a abaixo da média.

Então destaca-se na análise de ondeletas que todas as localidades apresentaram nível de confiança superior a 95% nas escalas intrasazonal e sazonal, semi-anual, com destaque para a escala anual corroborando com Braga et al., 2014. A forma como determinados eventos com El Niño, La Niña, OMJ, os oceanos Pacífico e Atlântico atuaram e contribuíram para a precipitação ou ausência variou devido a orografia de cada localidade.

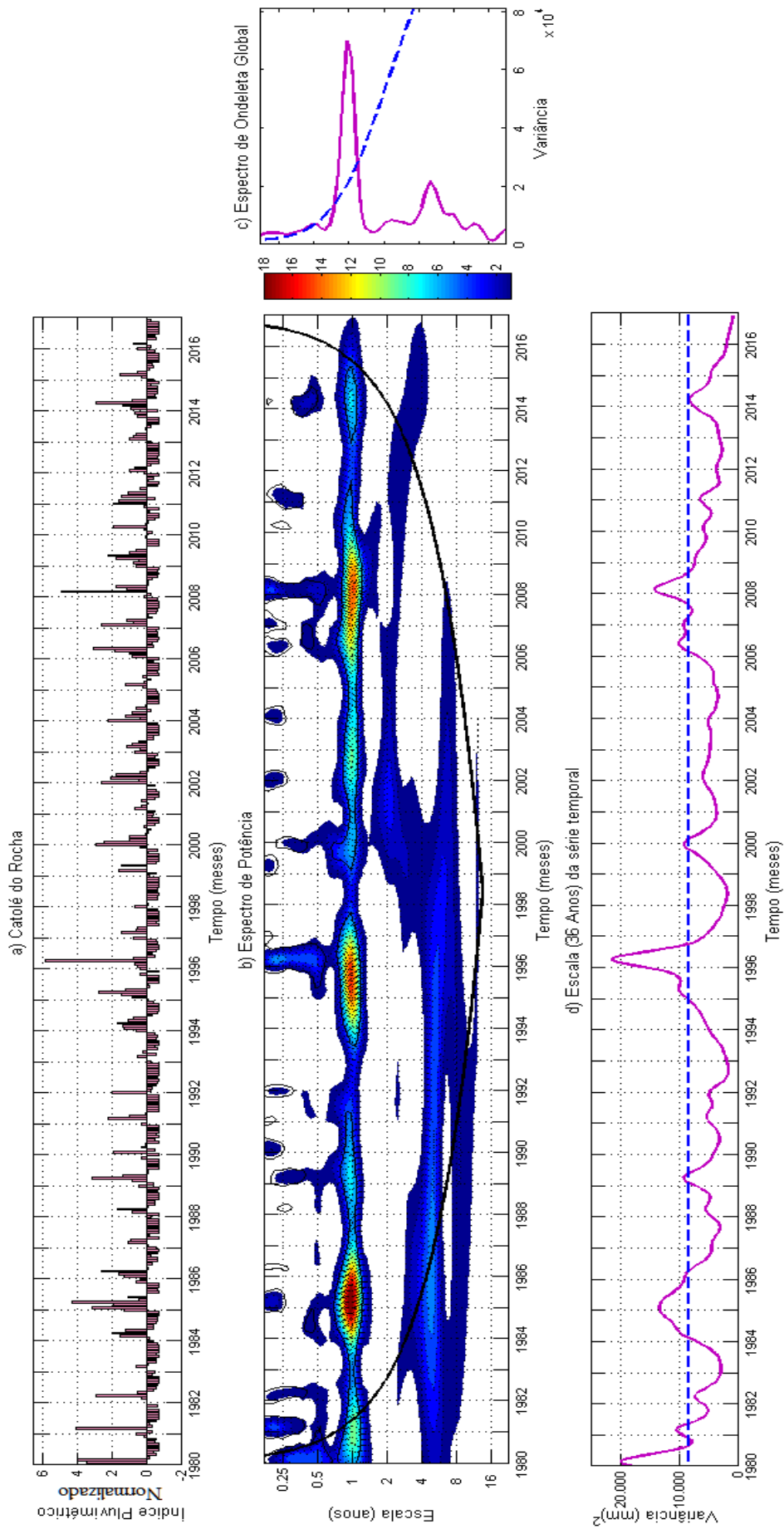


Figura 5.5: Plotagem da Ondeleta da precipitação mensal entre os anos de 1980 e 2016 (meses) para o município de Catolé do Rocha – PB, (a) Índices pluviométricos normalizados; (b) Espectro de Potência; (c) Espectro de Ondeleta Global; (d) Variação (mm)<sup>2</sup> da Escala (36 Anos) da série temporal.

## **5.2. VERIFICAÇÃO DO GRAU DE SENSIBILIDADE E VALIDAÇÃO ENTRE OS DADOS DE PRECIPITAÇÃO DA REANÁLISE E MÉDIA DOS DADOS OBSERVADOS**

Os histogramas foram gerados com o intuito de identificar a precisão entre dados de reanálise e dados médios observados. A única variável disponível para fazer a comparação e validação foi a precipitação. A comparação foi feita utilizando dados diários do ano de 2016 entre os da reanálise do ERA INTERIM e dados médios observacionais obtidos na Agência Executiva de Gestão das águas do estado da Paraíba.

Para definir o valor pluviométrico inicial e final para cada localidade, utilizou-se o menor valor de referência de cada localidade. No caso, o valor inicial foi 0mm, e o valor final variou de acordo os dados médios observados que apresentarem valores mais altos em comparação aos dados da reanálise.

Os histogramas foram feitos, inicialmente, com toda a série de dados de precipitação de reanálise e observacionais, posteriormente foi feita uma análise entre o intervalo de 0-5mm/dia para identificar porque todas as localidades apresentavam esse intervalo com maior frequência percentual. Neste intervalo, foi feita uma varredura nos dados e verificou-se que a alta quantidade de 0,0mm/dia encontradas nos dados observacionais não estavam relacionados a erro humano, como por exemplo, erro na leitura por acúmulo de vários dias sem ter sido feita a coleta dos dados no pluviômetro para leitura. Também não foi detectado problemas associados ao finais de semana, quando alguns órgão meteorológicos estão fechados. Após o esclarecimento destas dúvidas, seguiu-se para a próxima etapa que foi a retirada do intervalo entre 0-5mm/dia e verificou-se a possibilidade de modificações extremas nos resultados.

### **Litoral – Alhandra**

Como pode ser observada na Figura 5.6, os picos ocorreram entre 0 e 5mm/dia e o número de dias com chuva nesse intervalo foi de 296 dias nos dados de reanálise (Figura 5.6. a) com 80,87% de frequência percentual, e 306 dias nos dados médios observados (Figura 5.6.b) com frequência percentual de 83,61%. Nos intervalos seguintes, observa-se que os dados de reanálise só mostram precipitação até o intervalo entre 15-20mm/dia, entretanto nos dados médios observados pode-se observar precipitação em outros intervalos. Isso demonstra que os dados de reanálise detectam valores precipitação até 20mm/dia, indicando problemas na identificação de precipitação intensa, entretanto o percentual acima de 20mm indica que as



chuvas mais intensas não são tão frequentes.

Análises entre os intervalos 0-5mm/dia (FIGURA 5.7) foram feitas com intuito de identificar com uma maior precisão, quão similares ou não são os dados de reanálise e os dados médios observados. Os dados de reanálise mostram uma redistribuição maior entre os intervalos 0-3mm/dia, tendo registrado no intervalo entre 0-1mm o percentual de 42,72%, com a frequência de dias representada por 132 dias, posteriormente, nos intervalos seguintes foi detectado o percentual de 33,33% e 10,68%. Entretanto, nos dados médios observados o percentual mais elevado no intervalo entre 0-1mm/dia foi de 67,33% com a frequência de 204 dias, e de 12,21% no intervalo seguinte.

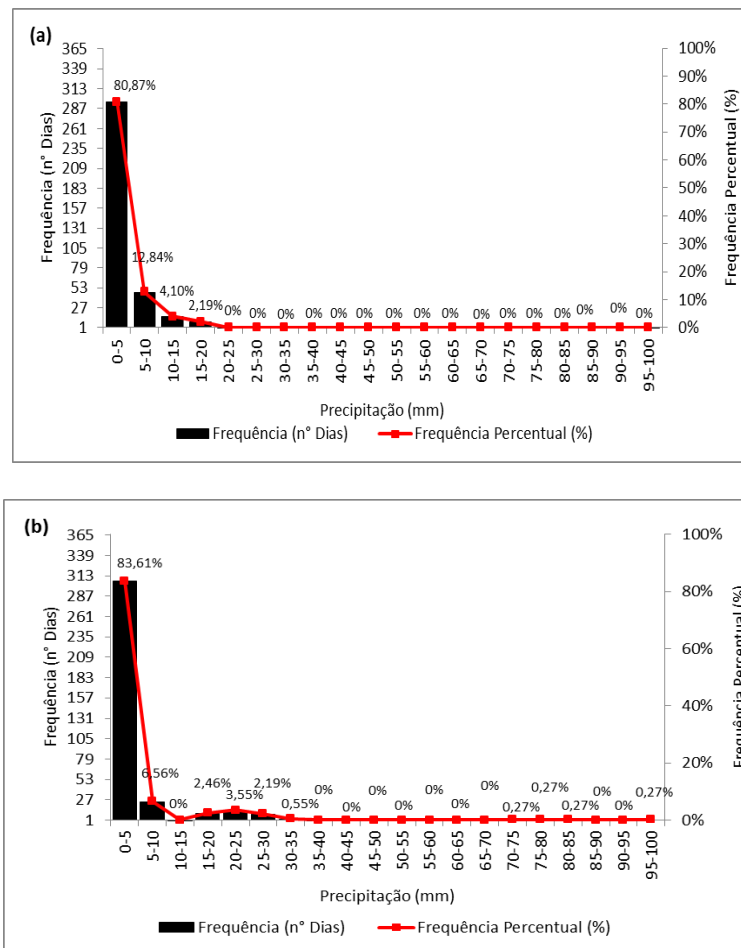


Figura 5.6: Histograma entre 0-100mm/dia dos dados da reanálise (a), e dados médios observados (b), do ano de 2016 para Alhandra-PB. Frequência (n° de dias) corresponde a tonalidade preta e frequência percentual (%) equivale a tonalidade vermelha.

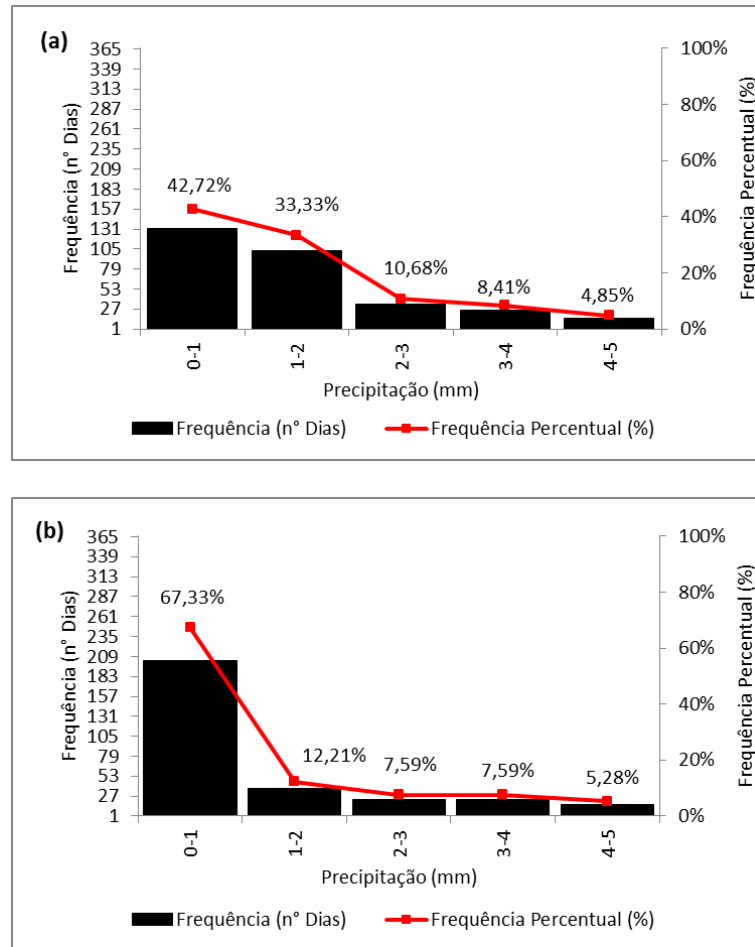


Figura 5.7: Histograma entre 0-5mm/dia dos dados da reanálise (a), e dados médios observados (b), do ano de 2016 para Alhandra-PB. Frequência (n° de dias) corresponde a tonalidade preta e frequência percentual (%) equivale a tonalidade vermelha.

A Figura 5.8 mostra a análise entre o intervalo de 5-100mm/dia observa-se nos dados de reanálise que a maior frequência ocorre entre 5-10mm/dia, 56,14%, representado por 32 dias. Após este intervalo, há um decréscimo nos valores de frequência até o intervalo de 15-20mm/dia, e posteriormente decresce mais e passa a ser 0% o valor nos intervalos até 100mm. Entretanto, nos dados médios observacionais, o valor da frequência percentual no intervalo entre 5-10mm/dia é de 42,86%, representado por 27 dias. No intervalo seguinte entre 10-15mm há um decréscimo, indicado por 12,70%, porém no intervalo seguinte, há um aumento na frequência (19,04%, 12 dias). Isto não foi observado nos dados de reanálise, e em seguida os valores decrescem novamente. Observa-se que somente a partir do intervalo entre 30-35mm/dia até 100mm/dia que os valores são 0%.

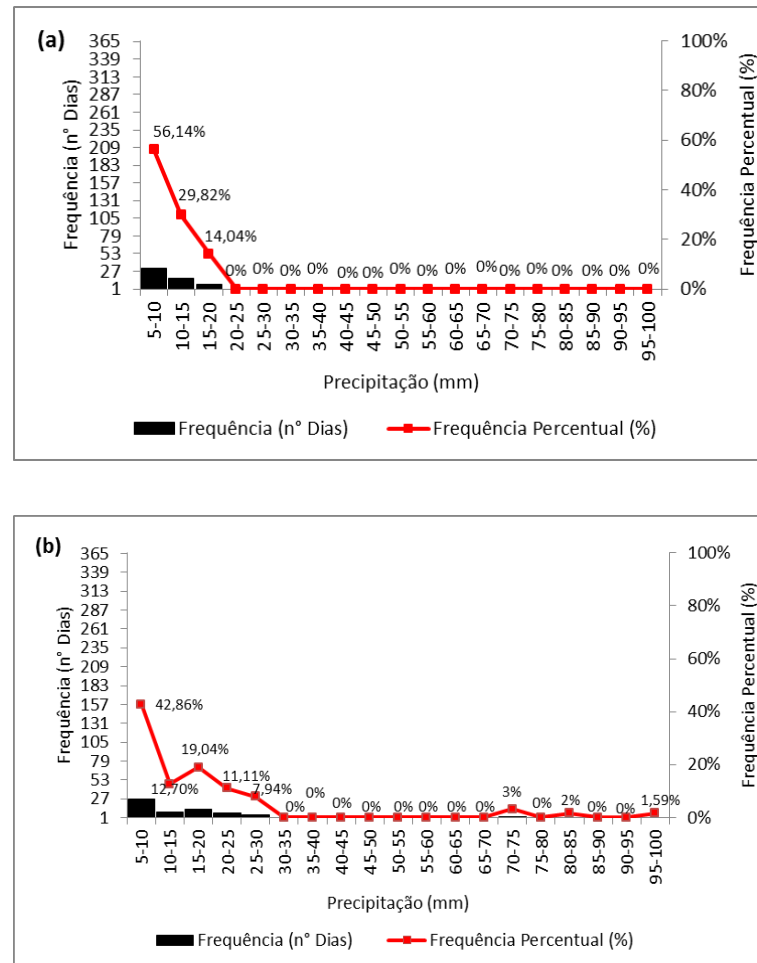


Figura 5.8: Histograma entre 5-100mm/dia dos dados da reanálise (a), e dados médios observados (b), do ano de 2016 para Alhandra-PB. Frequência (n° de dias) corresponde a tonalidade preta e frequência percentual (%) equivale a tonalidade vermelha.

### Brejo – Areia

A precipitação de Areia variou entre 0 e 40mm/dia de acordo com o menor valor registrado que foi 0,0mm ao maior valor que foi 39,51mm/dia. Percebe-se que esta região apresenta precipitação menor do que a região litorânea que apresentava valores de até 100mm/dia.

A Figura 5.9 (a) que representa a precipitação extraída de dados da reanálise demonstram que, no intervalo entre 0-5mm/dia, a frequência percentual foi de 89,61% sendo representado por 335 dias, tendo o resultado muito parecido com os dados médios observacionais que apresentaram frequência percentual de 84,43% para 309 dias. A diferença foi de 5,18% e 26 dias. No intervalo entre 5-10 mm/dia e 10-15mm/dia são muito parecidos também os percentuais e número de dias com precipitação. Porém, a reanálise só identificou

precipitação até o intervalo de 10-15mm/dia, diferente dos dados médios observacionais que apresentaram precipitação em quase todos os intervalos, exceto entre 25-30mm/dia. Isto é um indicativo que a reanálise não funcionou bem em captar casos de precipitação intensa que normalmente estão associadas a sistemas meteorológicos intensos e que ocorrem em um curto espaço de tempo.

Entretanto, na Figura 5.10 há uma diferença grande nas escalas entre 0-5mm/dia. Houve uma redistribuição, principalmente entre os dois primeiros intervalos, no intervalo entre 0-1mm os dados de reanálise e médios observacionais apresentaram valores de frequência percentual de 65,38% e 80,69%, respectivamente. No intervalo entre 1-2mm/dia a diferença na precipitação foi que na reanálise 23,08% e nos observacionais 10,90%.

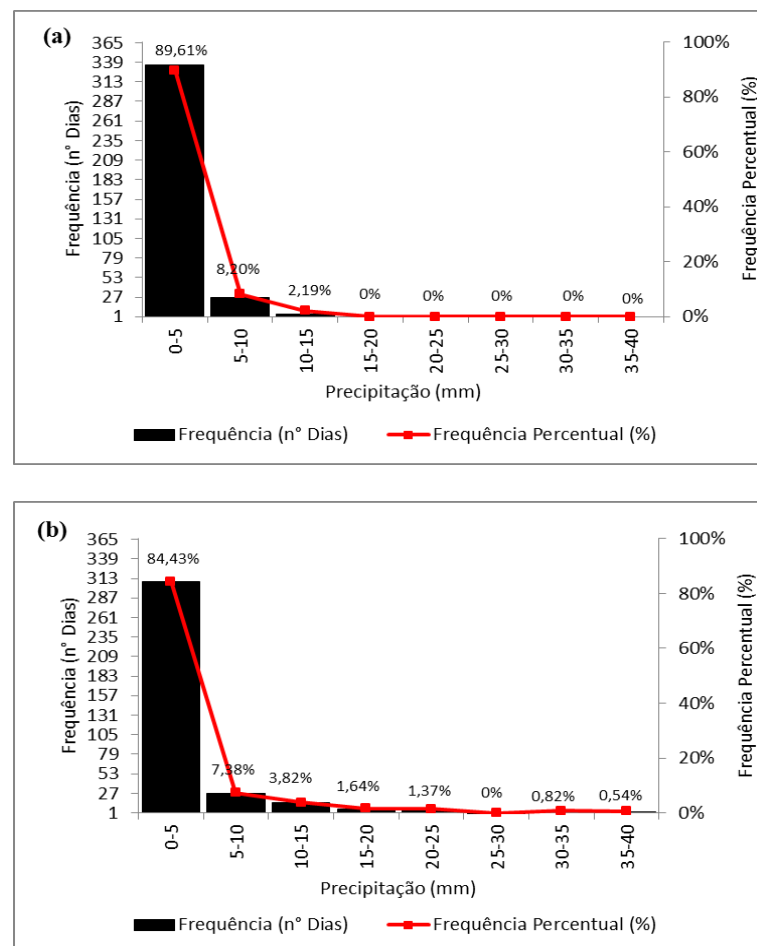


Figura 5.9: Histograma entre 0-40mm/dia dos dados da reanálise (a), e dados médios observados (b), do ano de 2016 para Areia-PB. Frequência (n° de dias) corresponde a tonalidade preta e frequência percentual (%) equivale a tonalidade vermelha.

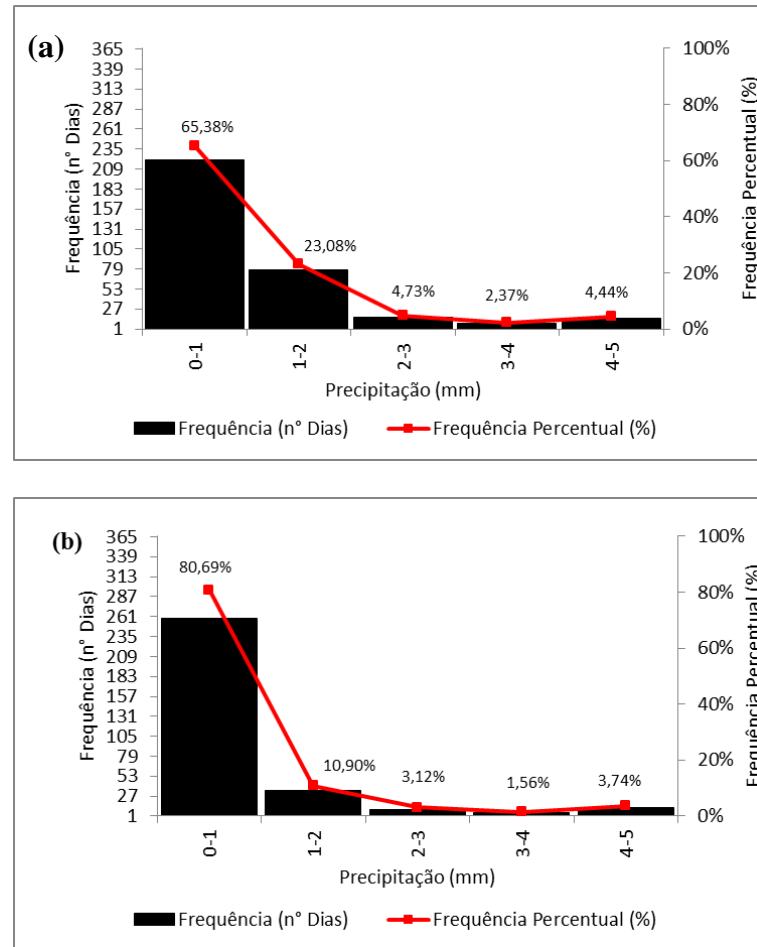


Figura 5.10: Histograma entre 0-5mm/dia dos dados da reanálise (a), e dados médios observados (b), do ano de 2016 para Areia-PB. Frequência (n° de dias) corresponde a tonalidade preta e frequência percentual (%) equivale a tonalidade vermelha.

Na Figura 5.11 ao retirar o intervalo de 0-5mm/dia, observa-se que na Figura 5.11 (a) os dados no intervalo entre 5-10mm/dia mostram pra reanálise 89,29% e entre 10-15mm/dia 10,71% , enquanto que na Figura 5.11 (b) mostra 37,78% no primeiro intervalo e 24,44% no segundo. Percebe-se que a reanálise concentrou quase todos os valores no intervalo entre 5-10mm/dia, diminuindo a carga no intervalo entre 10-15mm/dia, diferente dos dados médios observacionais que redistribuiu os valores dentro destes dois intervalos juntamente com os outros intervalos. A precipitação nos dados observacionais da Figura 5.11 (b) evidenciam que está localidade apresenta com frequência chuvas moderadas a intensas, como pode ser observado no intervalo de 30-35mm/dia o percentual de 8,89%. Entretanto, a reanálise não identifica precipitação acima de 15mm/dia, não detectando chuvas moderadas a intensas para a cidade de Areia.

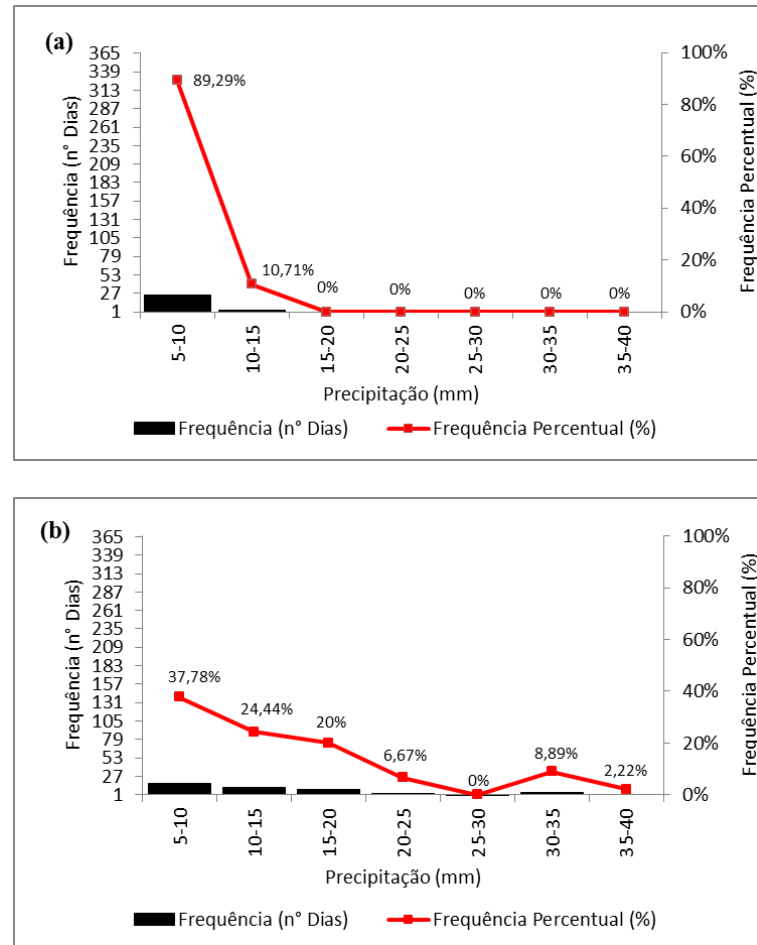


Figura 5.11: Histograma entre 5-40mm/dia dos dados da reanálise (a), e dados médios observados (b), do ano de 2016 para Areia-PB. Frequência (n° de dias) corresponde a tonalidade preta e frequência percentual (%) equivale a tonalidade vermelha.

### Agreste – Campina Grande

Na Figura 5.12 observa-se que a precipitação variou entre 0 e 30mm/dia. A análise dos dados da reanálise só detectou precipitação até o intervalo entre 10-15mm/dia. No entanto, as Figuras 5.12 e 5.13 mostram que os dados da reanálise e dados médios observacionais estão parecidos.

A Figura 5.12 mostra no intervalo entre 0-5mm, valores muito parecidos entre os dados de reanálise e os dados médios observacionais, com percentuais de 91,80% para 336 dias e 90,98% com 333 dias. No intervalo entre 5-10mm/dia, a Figura 5.12 (a) difere da Figura 5.12 (b) de 6,83% e 4,10%.

A Figura 5.13 também mostra valores muito parecidos. Entretanto, na Figura 5.14, os resultados diferem bastante principalmente no intervalo entre 5-10mm/dia, isto ocorreu devido a reanálise não identificar precipitação acima de 15mm/dia, então colocou carga

percentual maior nas escalas de intervalo entre 5-20mm/dia, enquanto nos dados médios observacionais a precipitação foi redistribuída entre todos os intervalos. A diferença no intervalo entre 5-10mm/dia foi de 81,49% para dados da reanálise e 55,17 para dados médios observacionais.

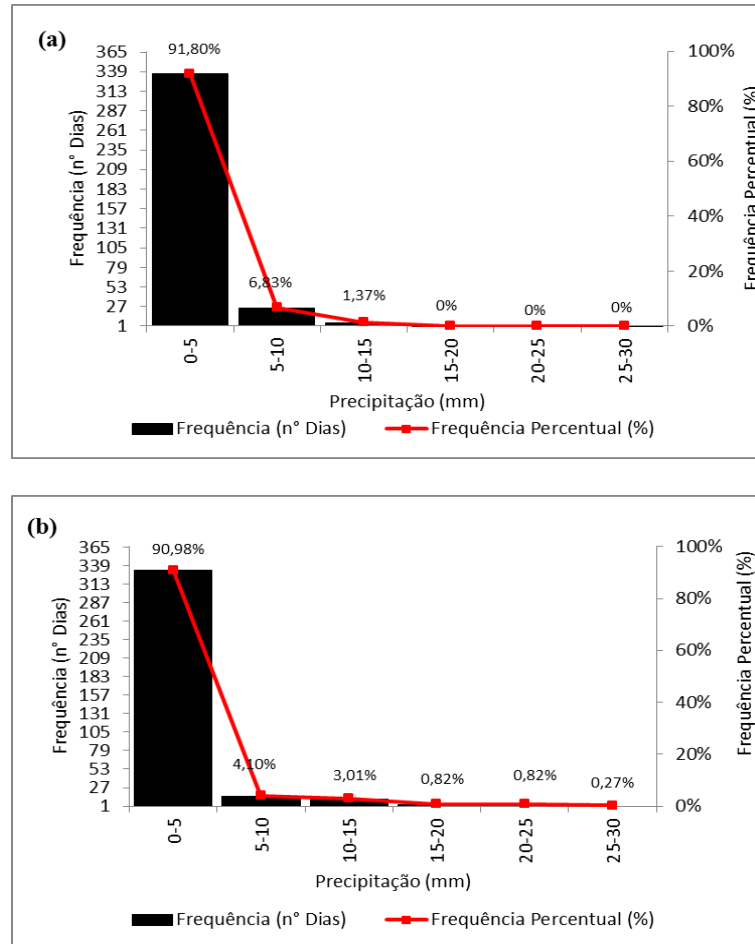


Figura 5.12: Histograma entre 0-30mm/dia dos dados da reanálise (a), e dados médios observados (b), do ano de 2016 para Campina Grande-PB. Frequência (n° de dias) corresponde a tonalidade preta e frequência percentual (%) equivale a tonalidade vermelha.

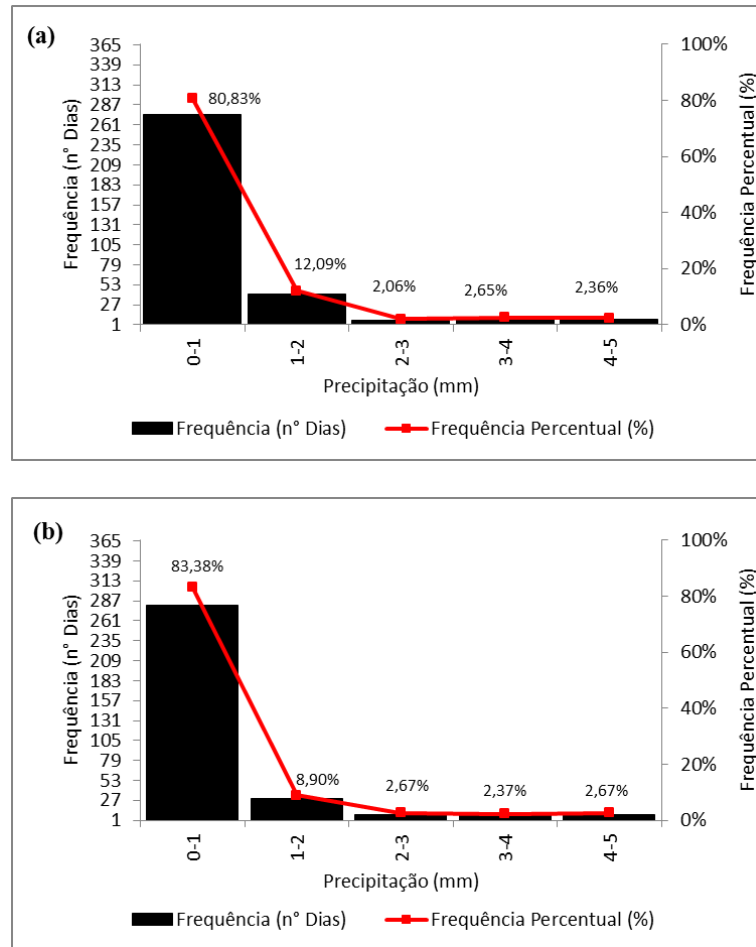


Figura 5.13: Histograma entre 0-5mm/dia dos dados da reanálise (a), e dados médios observados (b), do ano de 2016 para Campina Grande-PB. Frequência (n° de dias) corresponde a tonalidade preta e frequência percentual (%) equivale a tonalidade vermelha.

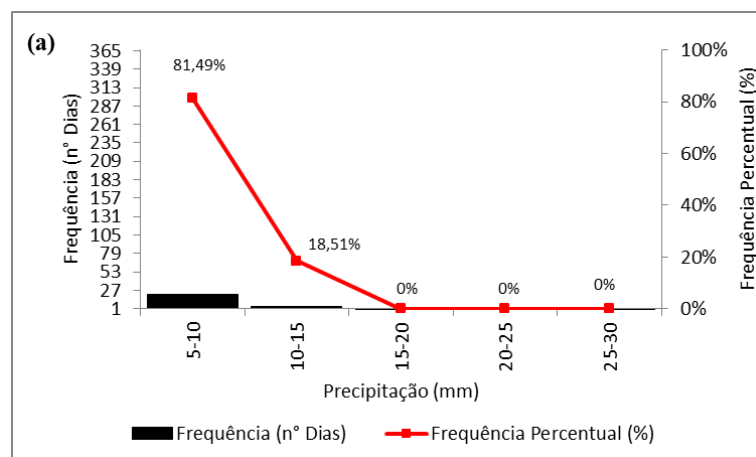


Figura 5.14: Histograma entre 5-30mm/dia dos dados da reanálise (a), e dados médios observados (b), do ano de 2016 para Campina Grande-PB. Frequência (n° de dias) corresponde a tonalidade preta e frequência percentual (%) equivale a tonalidade vermelha.



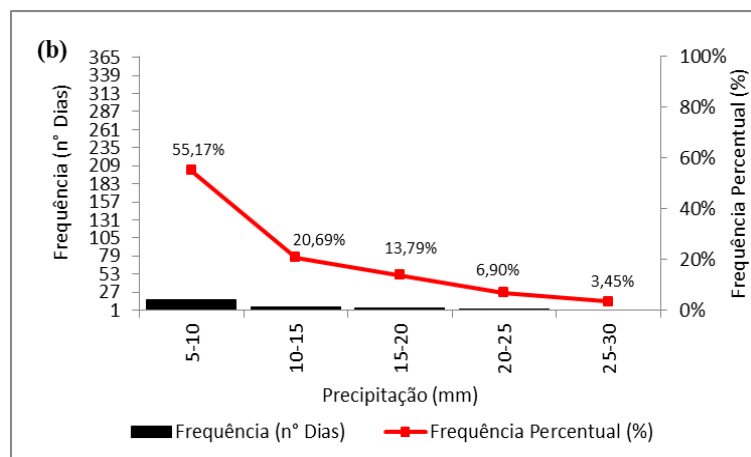


Figura 5.14: Continuação.

### Cariri – Taperoá

Os histogramas da região cariri, representados pela cidade de Taperoá, mostram que a precipitação nesta localidade ocorre até o intervalo entre 50-55mm/dia como pode ser visto nas Figuras 5.15 e 5.17.

Observa-se, na Figura 5.15, altas frequências no intervalo entre 0-5mm/dia, tendo nos dados da reanálise 354 dias (frequência percentual de 96,52%) com precipitação, e nos dados médios observacionais o equivalente a 332 dias (frequência percentual de 90,71%), isto indica que praticamente quase a toda a precipitação que ocorreu no ano de 2016 nesta localidade está representada neste intervalo. A reanálise só captou pluviometria até 10mm, até o momento o valor mais baixo que a reanálise demonstrou neste estudo. Na Figura 5.15 (b), os dados médios observados mostram valores de precipitação até 30mm/dia, e entre 50-55mm/dia, com o registro de 53,36mm/dia.

A Figura 5.16 mostra valores muito próximos entre os dados analisados no intervalo entre 0-5mm. Na Figura 5.16 (a) e (b), que mostra o intervalo entre 0-1mm/dia, a frequência percentual entre os dados é de 92,09% e 90,78%, e os dados entre os outros intervalos também mostram valores muito parecidos.

A Figura 5.17 (a) destaca-se em toda a análise, por mostrar uma frequência percentual de 100% ocorreu entre o intervalo de 5-10mm/dia, enquanto na Figura 5.17 (b) nos dados médios observados que houve uma redistribuição na precipitação, tendo no intervalo entre 5-10mm/dia a frequência percentual de 42,11%.

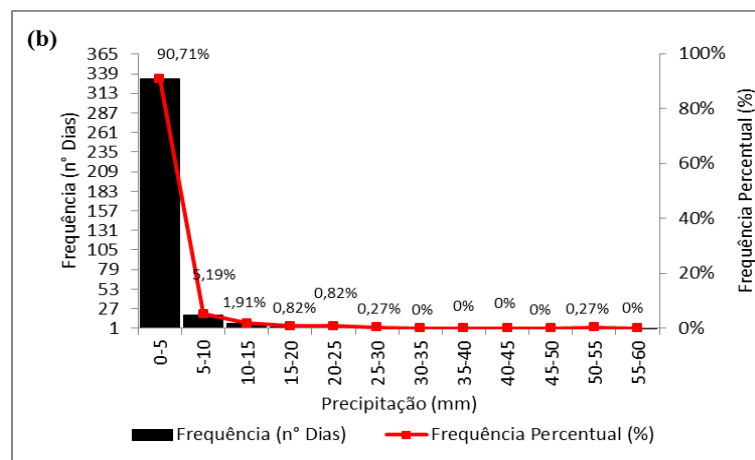
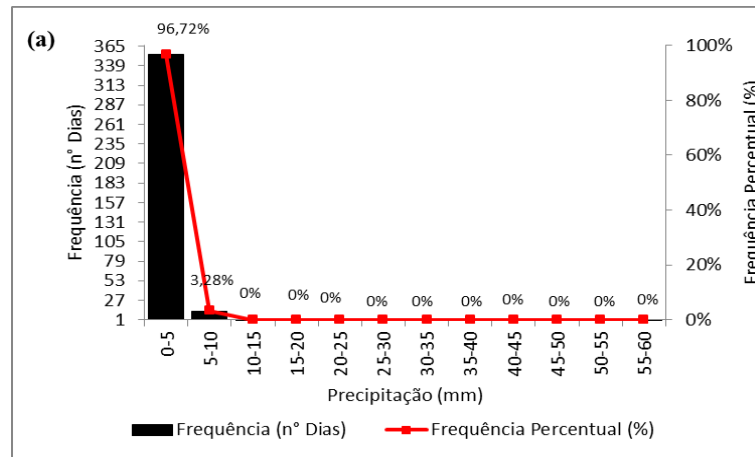


Figura 5.15: Histograma entre 0-60mm/dia dos dados da reanálise (a), e dados médios observados (b), do ano de 2016 para Taperoá-PB. Frequência (n° de dias) corresponde a tonalidade preta e frequência percentual (%) equivale a tonalidade vermelha.

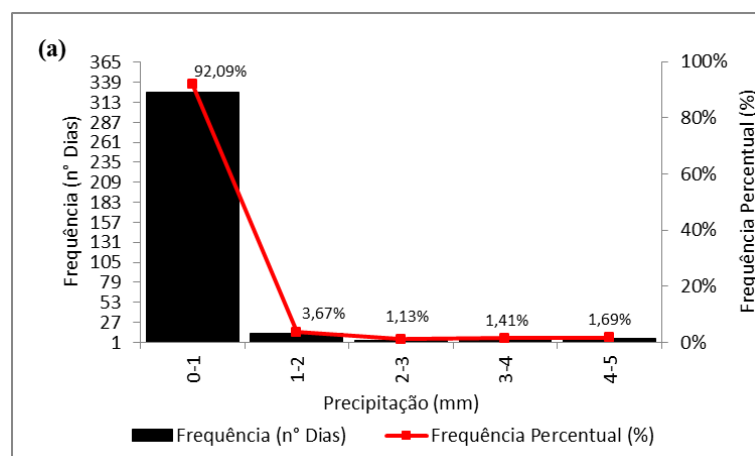


Figura 5.16: Histograma entre 0-5mm/dia dos dados da reanálise (a), e dados médios observados (b), do ano de 2016 para Taperoá-PB. Frequência (n° de dias) corresponde a tonalidade preta e frequência percentual (%) equivale a tonalidade vermelha.

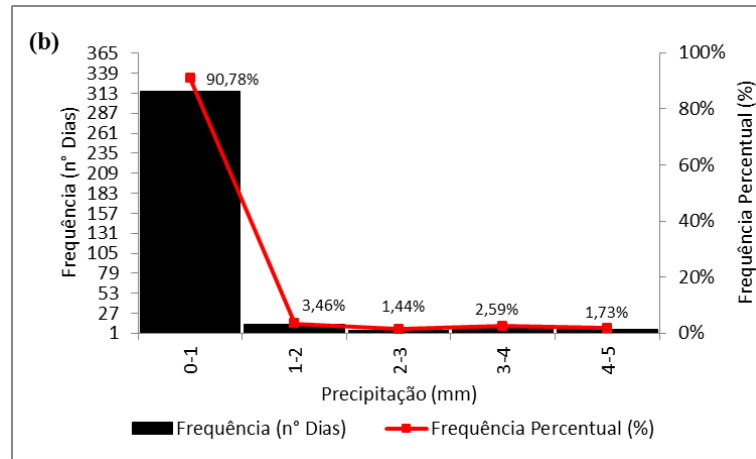


Figura 5.16: Continuação.

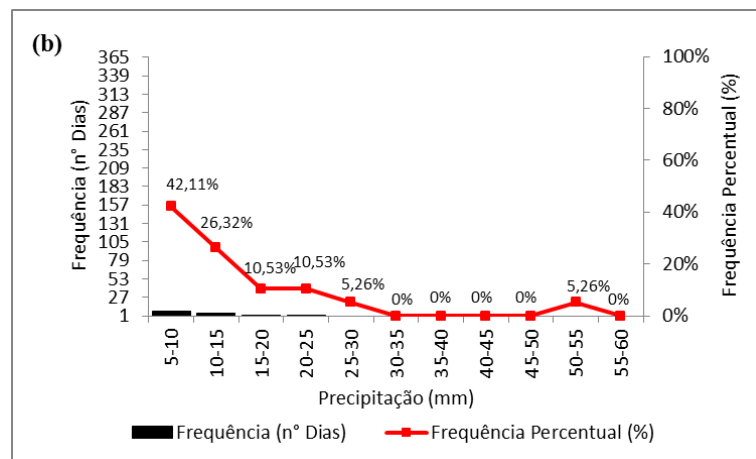
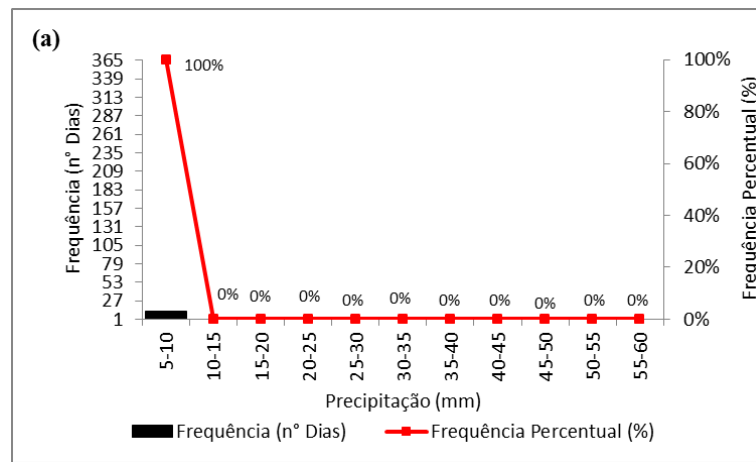


Figura 5.17: Histograma entre 5-60mm/dia dos dados da reanálise (a), e dados médios observados (b), do ano de 2016 para Taperoá-PB. Frequência (n° de dias) corresponde a tonalidade preta e frequência percentual (%) equivale a tonalidade vermelha.

### Sertão– Catolé do Rocha

Catolé do Rocha foi a localidade que apresentou a maior frequência percentual e número de dias diferentes no intervalo entre 0-5mm/dia, como pode ser observado nas Figuras 5.18 (a) e (b), tem-se 348 dias com frequência percentual de 95,08% para os dados da reanálise, e 323 dias e frequência percentual 88,25% para dados médios observados. Os dados da reanálise não detectaram precipitação acima de 20mm/dia como pode ser observado nas Figuras 5.18 (a) e 5.20 (a).

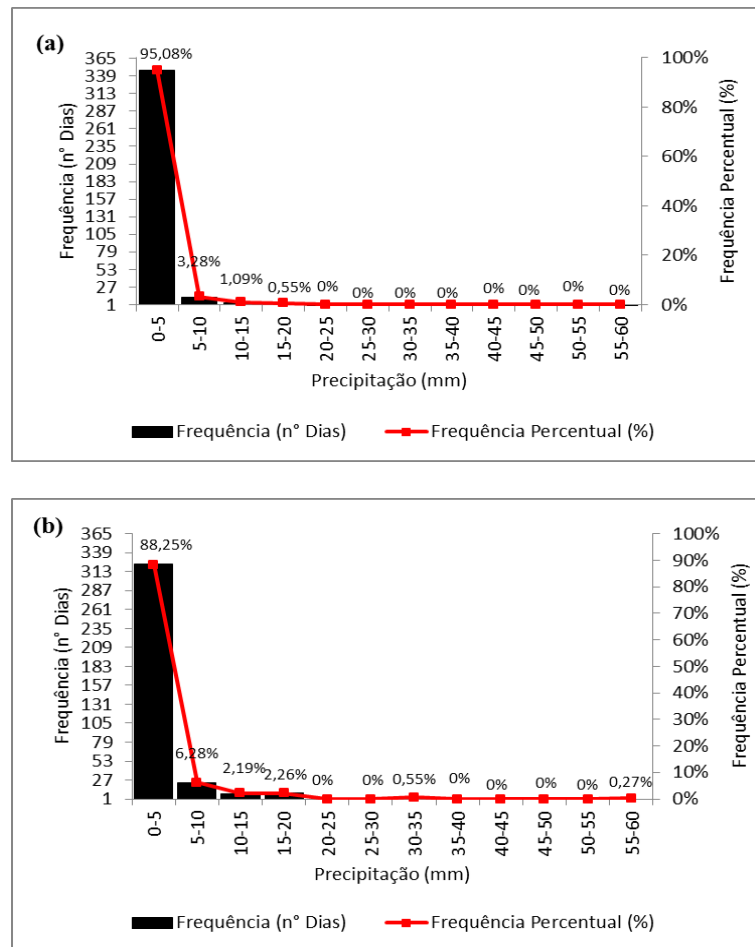


Figura 5.18: Histograma entre 0-60mm/dia dos dados da reanálise (a), e médios observados (b), do ano de 2016 para Catolé do Rocha-PB. Frequência (n° de dias) corresponde a tonalidade preta e frequência percentual (%) equivale a tonalidade vermelha.

A Figura 5.19 mostra que o intervalo entre 0-1mm/dia apresenta valores de frequência percentual muito próximos, e acima de 90% tanto nos dados da reanálise e nos observados. Os outros intervalos de precipitação também apresentam proximidade nos valores, indicando que a reanálise e os dados médios observados são muito parecidos.

A Figura 5.20 mostra uma grande diferença entre os dados, pois entre o intervalo de 5-10mm/dia, os dados da reanálise apresentaram 12 dias de precipitação nesse intervalo que correspondeu a frequência percentual de 75%, e nos dados observados foram 18 dias para a frequência percentual de 51%. Percebe-se que devido a reanálise não identificar precipitação em outros intervalos, não ocorreu redistribuição das cargas na frequência percentual como ocorreu nos dados médios observados. Isto também ocorreu para a localidade de Taperoá localizada na região do cariri paraibano.

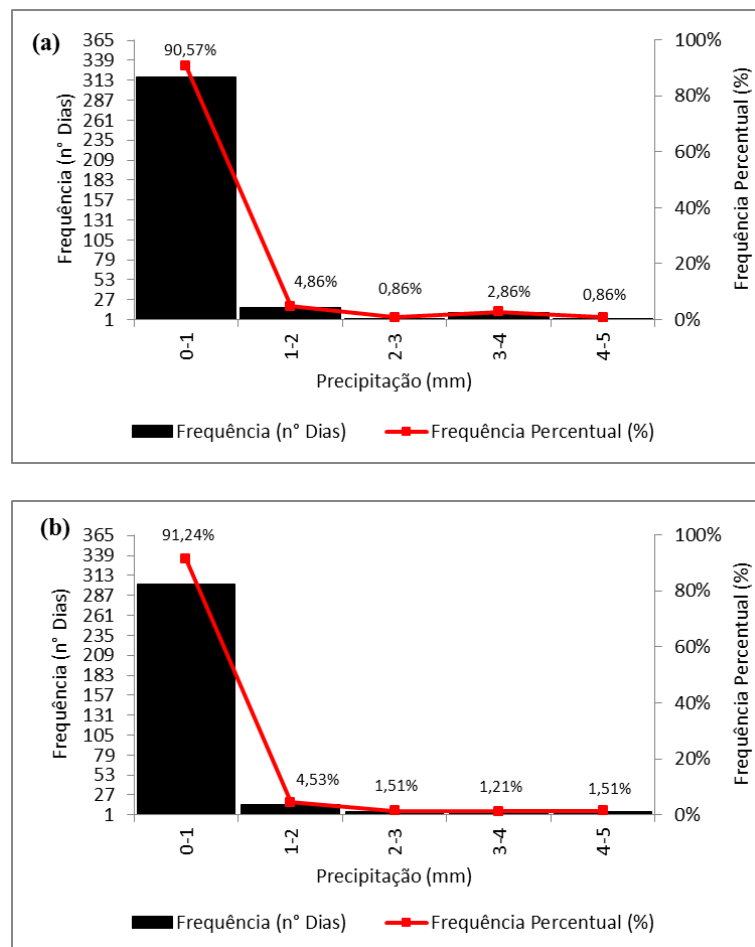


Figura 5.19: Histograma entre 0-5mm/dia dos dados da reanálise (a), e dados médios observados (b), do ano de 2016 para Catolé do Rocha-PB. Frequência (nº de dias) corresponde a tonalidade preta e frequência percentual (%) equivale a tonalidade vermelha.

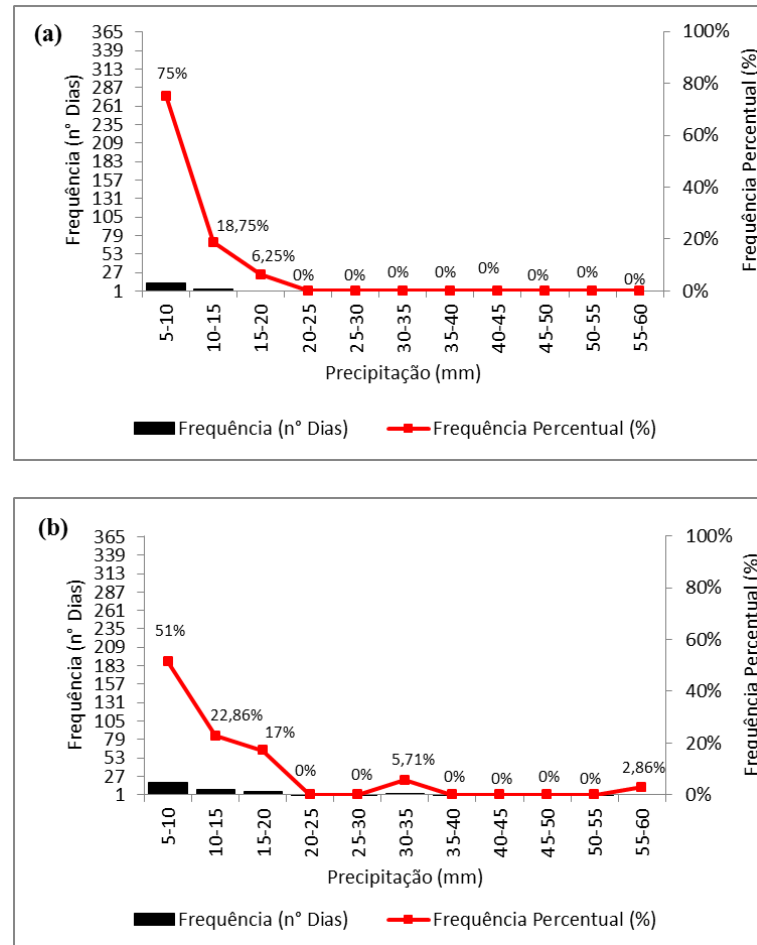


Figura 5.20: Histograma entre 5-60mm/dia dos dados da reanálise (a), e dados médios observados (b), do ano de 2016 para Catolé do Rocha-PB. Frequência (n° de dias) corresponde a tonalidade preta e frequência percentual (%) equivale a tonalidade vermelha.

Os histogramas contribuíram para verificar se os dados da reanálise e médios observados são parecidos. Na maioria da análise encontrou-se similaridade principalmente no intervalo entre 0-5mm/dia que prevaleceu com maiores índices de número de dias e frequência percentual. Entretanto, alguns problemas foram detectados.

Na maioria das localidades, a reanálise não detectou precipitação acima de 15 ou 20mm/dia, isto indica que precipitações moderadas a intensas associadas a atuação de sistemas meteorológicos de curtos espaços de tempo, não foram detectadas.

### **5.3. COMPARAÇÃO DIÁRIA DA PRECIPITAÇÃO ENTRE OS DADOS DA REANÁLISE E A MÉDIA DOS DADOS OBSERVACIONAIS**

#### **Litoral – Alhandra**

Após a verificação e validação dos dados através da plotagem de histogramas, neste tópico foi feita a comparação diária entre os dados de reanálise e dados médios observacionais através de gráficos de dispersão, verificando quais dias apresentavam proximidade, similaridade ou diferença entre os dados.

Inicialmente, a análise da cidade de Alhandra partiu do princípio que o valor do eixo de precipitação (mm/dia) foi fixado em até 100mm/dia, devido ao dia 16 de abril de 2016 (FIGURA 5.21.d) apresentar um valor próximo a este.

Observaram-se nas Figuras 5.21 (a-f) que entre os meses de dezembro e junho foram detectadas maiores variações entre os dados, coincidindo com o período chuvoso (abril a julho) para Alhandra, tendo como referência a Tabela de Climatologia (ANEXO I)

Muitos dias demonstraram diferenças entre os dados, entretanto são muito pequenas, porém alguns dias se destacaram, pois apresentavam maiores discrepância entre os dados de reanálise e observados, seja quando os dados de reanálise foram superiores ou inferiores aos dados médios observacionais, ou similares. Lembrando que, foi observado anteriormente nos histogramas que alguns dos problemas de identificação em precipitação elevadas está associado ao fato de que os dados de reanálise não foram capazes de identificar precipitação acima de 20mm (Figuras 5.6 à 5.8). No dia 2 de fevereiro de 2016 (Figura 5.21.b) foi identificado que os dados da reanálise foram superiores aos dados médios observacionais (Figura 5.21.b), e o inverso ocorreu no dia 30 de março. Destaca-se que no dia 16 de abril de 2016, o dado de reanálise foi muito inferior e discrepante em relação aos dados médios observacionais para todo o ano de 2016 na série temporal de Alhandra. Reanálise próxima ou similar à observada para condição de dia seco, dia 07 agosto, e reanálise próxima à observada para dia chuvoso, dia 2 de maio de 2016. Os dias 02 de maio (dia chuvoso) e 07 de agosto (dia seco) foram escolhidos para serem estudados no próximo tópico, pois apresentavam semelhança entre os dados (médios) observados e da reanálise.

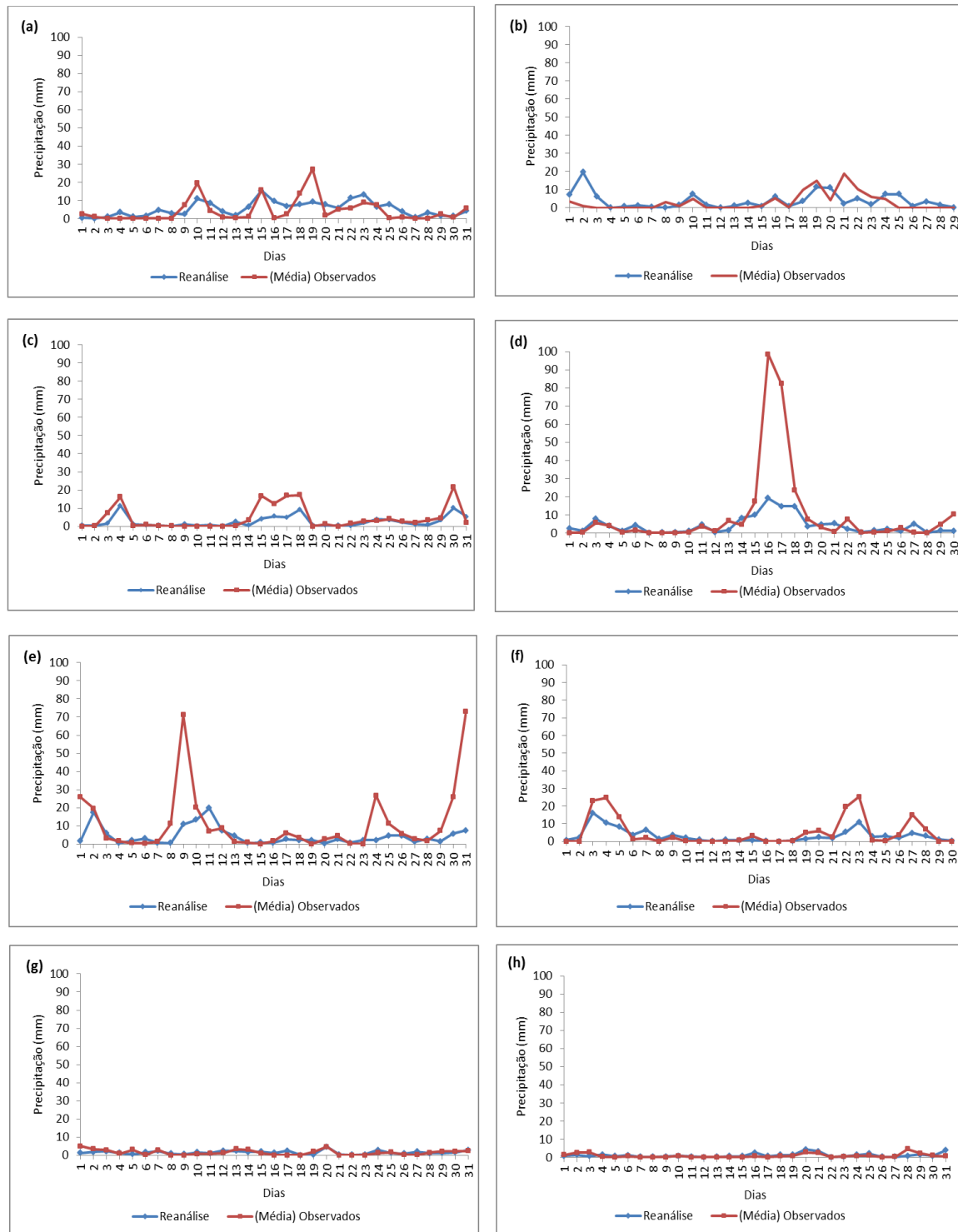


Figura 5.21: Gráficos de Dispersão dos dados da reanálise e média observada para os 12 meses do ano de 2016 para a cidade de Alhandra-PB. Janeiro (a); Fevereiro (b); Março (c); Abril (d); Maio (e); Junho (f); Julho (g); Agosto (h); Setembro (i); Outubro (j); Novembro (k); Dezembro (l). Dados da reanálise (tonalidade azul) e (média) observados (tonalidade vermelha).



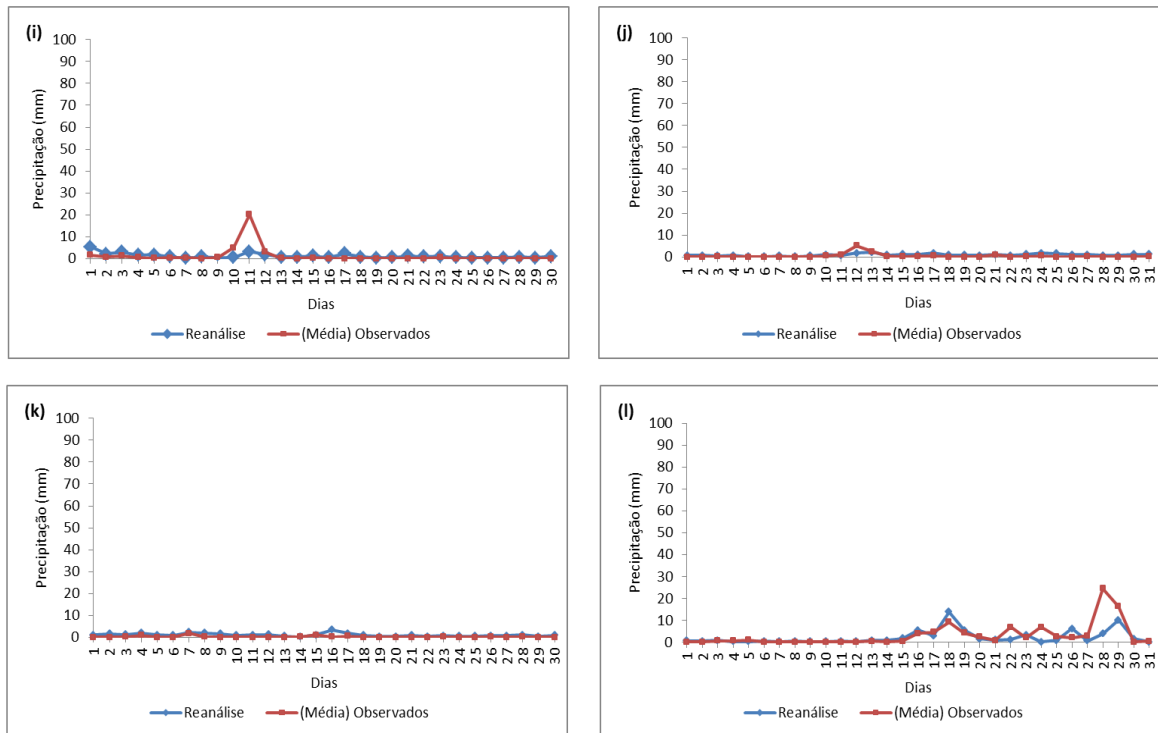


Figura 5.21: Continuação.

### Brejo – Areia

A análise para o Brejo, especificamente para a cidade de Areia baseou-se na precipitação (mm/dia) fixado em até 40mm/dia, devido ao dia 29 de dezembro apresentar o valor de 39,51mm nos dados médios observados.

Nas Figuras 5.22 (a-f) entre os meses de dezembro a maio foram observadas maiores variações entre os dados que arremete a meses mais chuvosos, entretanto ressalto que o período chuvoso em Areia ocorre entre abril e julho, e o período seco entre setembro e dezembro tendo como referência a Tabela de Climatologia (ANEXO E).

Pode-se dizer pela Figura 5.22 para esta localidade, que a comparação entre os dados mostrou maior similaridade se comparada a Alhandra, que é localizada no litoral paraibano e tem a influência direta de umidade e calor provenientes não só do continente como também do oceano Atlântico. Entretanto, persiste a problemática em relação a possíveis eventos meteorológicos que ocorreram em curto espaço de tempo serem considerados os principais percussores para a elevadas discrepância entre os dados.

Alguns dias se destacaram por apresentarem discrepância elevada entre os dados de reanálise e os dados médios observados, como no caso dos dias 31 de março (FIGURA 5.22.c), 16 e 17 de abril (FIGURA 5.22.d), 09 de maio (FIGURA 5.22.e) e 29 de dezembro de

2016 (FIGURA 5.22.1) que a precipitação detectada nos dados da reanálise foram muito superiores aos dados médios observados. Destaca-se também que os dados de reanálise só identificaram precipitação até 15mm para esta localidade, como foi observado nos histogramas nas Figuras 5.9 à 5.11.

Dias específicos foram escolhidos para serem analisados com mais precisão levando em consideração os critérios de similaridade entre os dados, e os dias escolhidos foram, 24 de fevereiro (dia chuvoso) observado na Figura 5.22 (b), e 07 de agosto (dia seco) observado na Figura 5.22 (h).

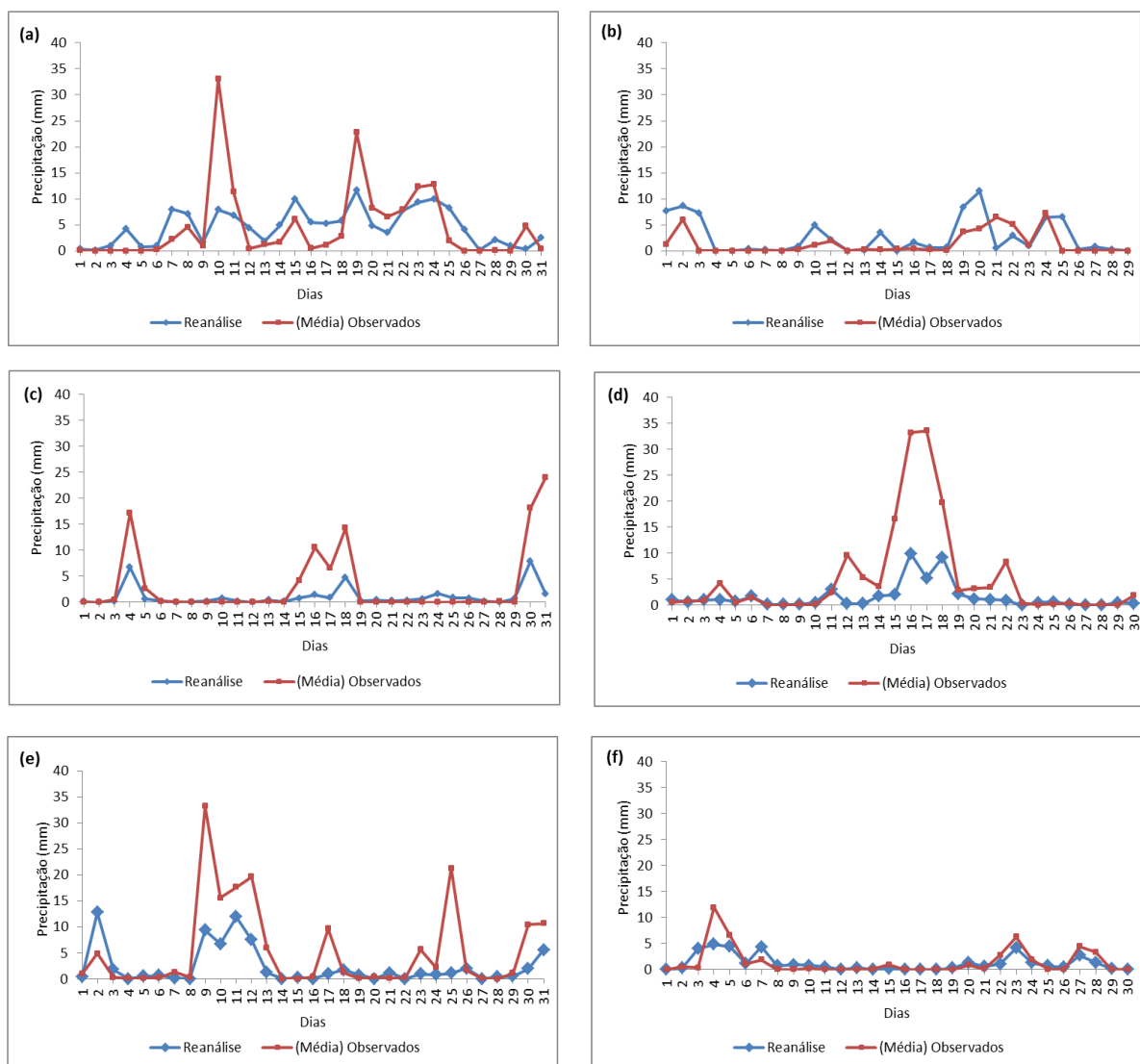


Figura 5.22: Gráficos de Dispersão dos dados da reanálise e média observada para os 12 meses do ano de 2016 para a cidade de Areia-PB. Janeiro (a); Fevereiro (b); Março (c); Abril (d); Maio (e); Junho (f); Julho (g); Agosto (h); Setembro (i); Outubro (j); Novembro (k); Dezembro (l). Dados da reanálise (tonalidade azul) e (média) observados (tonalidade vermelha).

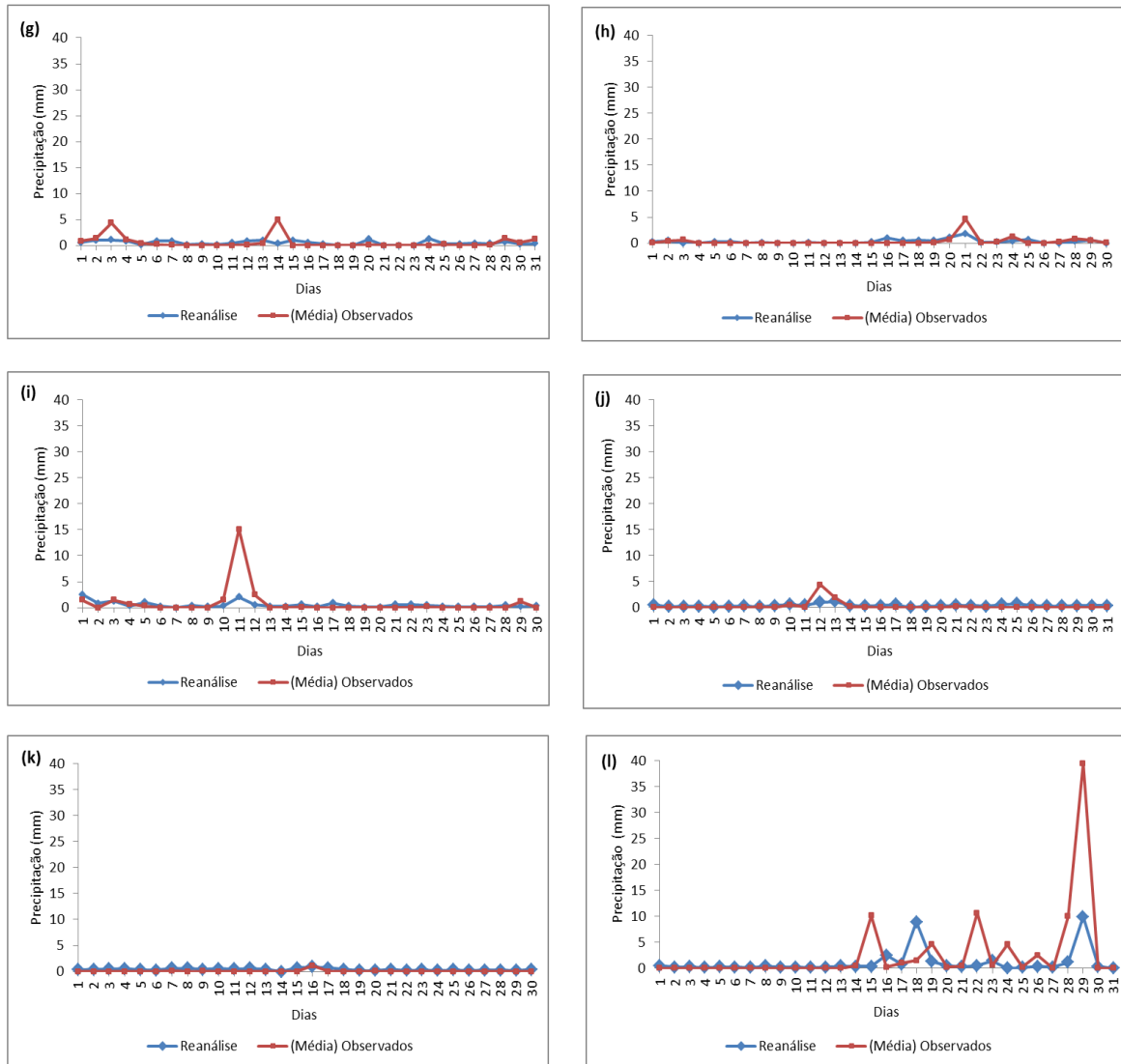


Figura 5.22: Continuação.

### Agreste – Campina Grande

Os gráficos de dispersão de Campina Grande nas Figuras 5.23 (a-f) mostraram que entre os meses de dezembro e maio, foram detectadas as maiores variações entre os dados, coincidindo com o período chuvoso para Campina Grande, tendo como referência a Tabela de Climatologia (ANEXO F).

Na Figura 5.23 observa-se que em dias que a pluviometria dos dados médios observados apresentaram-se elevados, o dados de reanálise também fizeram a mesma curvatura mostrando precipitação, entretanto não tão elevada. Assim, problemas na detecção de pluviometria elevada continuam sendo persistentes em dias de precipitação intensa.

Lembrando que alguns dos problemas de identificação em precipitação elevadas estão

associados ao fato que os dados de reanálise não foram capazes de identificar precipitação acima de 15mm/dia, como foi observado na análise anterior, nos histogramas (Figuras 5.12 à 5.14).

Entretanto, alguns dias se destacaram pelos resultados dos dados serem pouco a muito discrepantes, como nos dias 10 de janeiro, 3 e 20 de fevereiro, 12, 16 e 17 de abril, 2 de maio, 14 de julho, 11 de setembro, 16, 18 e 19 de dezembro, possivelmente a discrepância seja devido as problemáticas na reanálise citadas anteriormente (FIGURA 5.12.a), que não foi capaz de identificar precipitação em curto espaço de tempo.

Entretanto alguns dias foram escolhidos para serem analisados mais precisamente, pois apresentaram maior proximidade entre os dados, dia 23 de junho de 2016 (dia chuvoso) e dia 07 de agosto (dia seco).

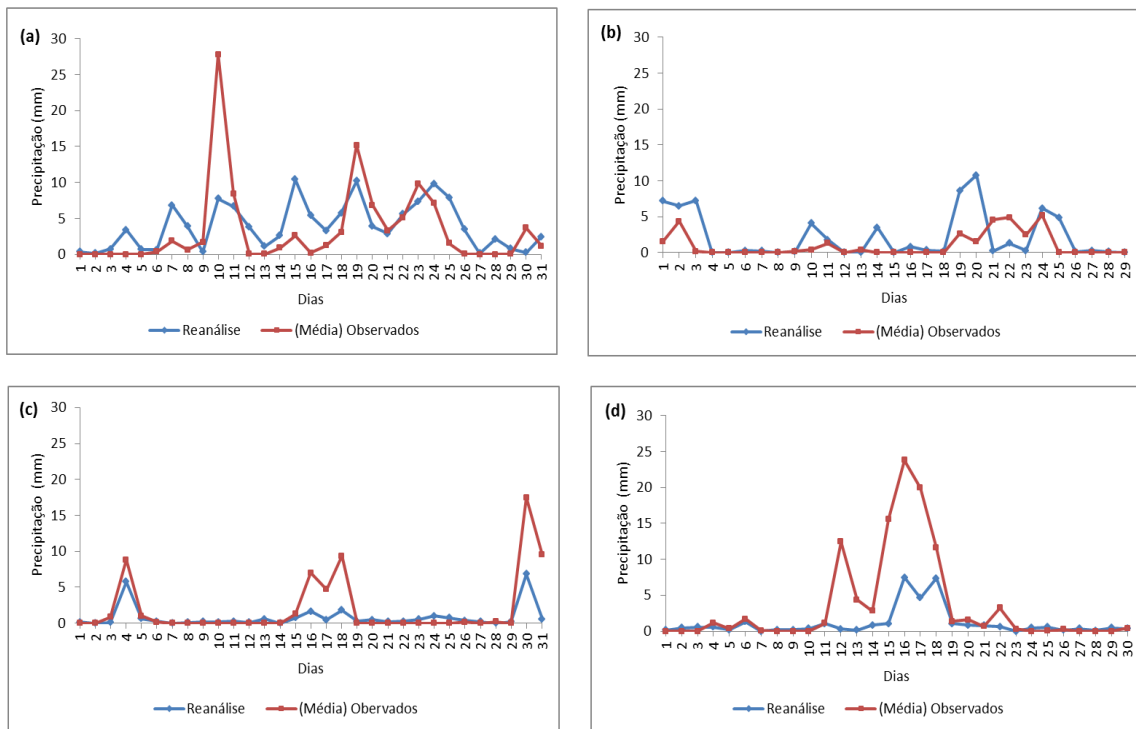


Figura 5.23: Gráficos de Dispersão dos dados da reanálise e média observada para os 12 meses do ano de 2016 para a cidade de Campina Grande-PB. Janeiro (a); Fevereiro (b); Março (c); Abril (d); Maio (e); Junho (f); Julho (g); Agosto (h); Setembro (i); Outubro (j); Novembro (k); Dezembro (l). Dados da reanálise (tonalidade azul) e média dos observados (tonalidade vermelha).

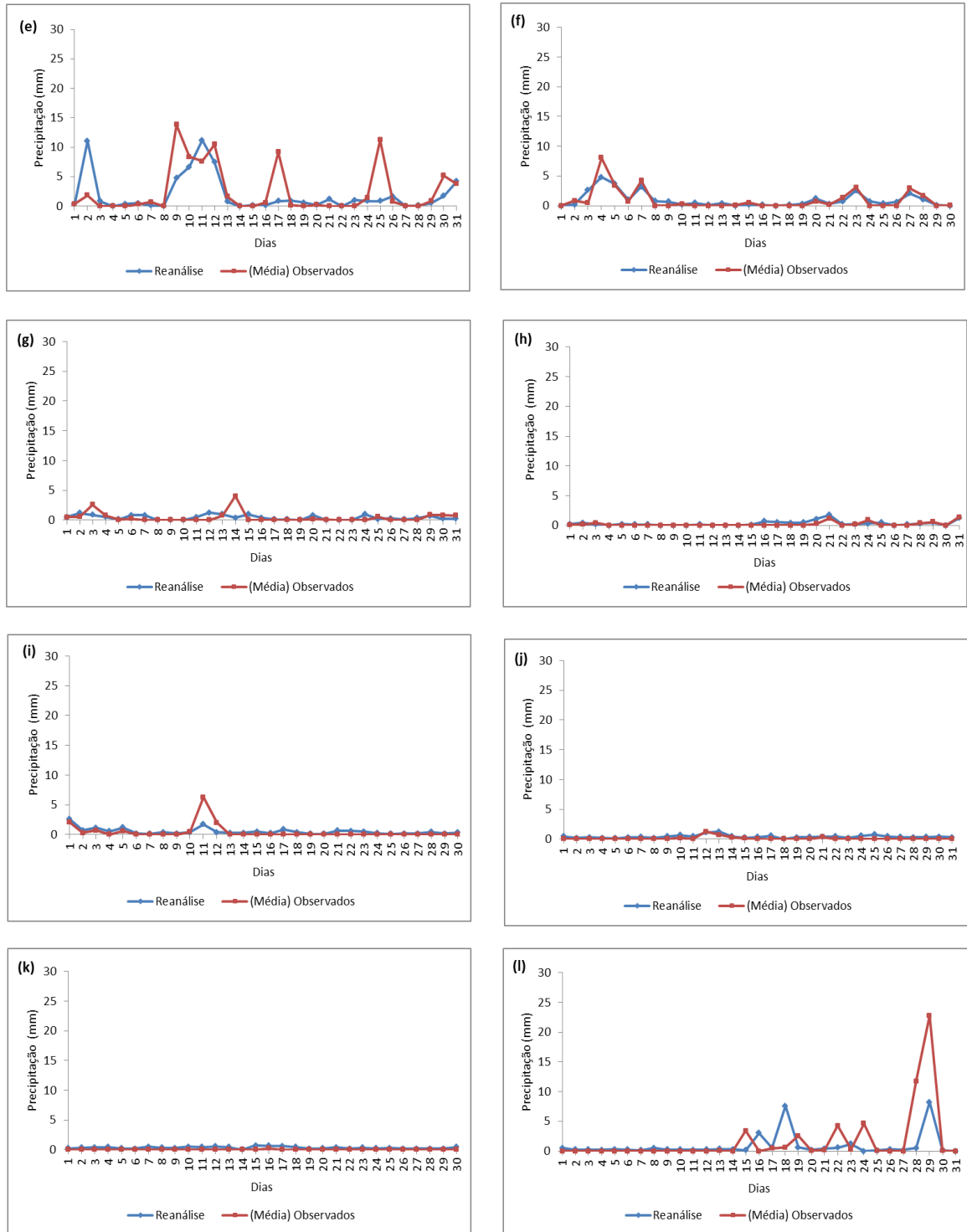


Figura 5.23: Continuação.

### Cariri– Taperoá

Os gráficos de dispersão de Taperoá nas Figuras 5.24 (a-f) mostraram que entre os meses de janeiro e maio foram observadas maiores variações entre os dados, coincidindo com o período chuvoso para Taperoá, tendo como referência a Tabela de Climatologia (ANEXO

G). Esta localidade tem altitude de 552 metros, e é a que apresenta menor precipitação anual, 540.4mm. Foi detectado nos histogramas (FIGURA 5.15.a) que a reanálise só identificou precipitação até 10mm/dia.

Ressalva-se que Taperoá foi uma das localidades que apresentou menor quantidade de dias discrepantes se comparada às outras localidades. As discrepâncias ocorreram com a precipitação inferior a 20mm/dia, exceto os dias 30 e 31 de março que a precipitação dos dados médios observados foi muito superior aos dados de reanálise. Mostrando também a dificuldade da reanálise de identificar precipitação elevada que ocorreu em curto espaço de tempo.

Entretanto, alguns dias foram escolhidos para serem analisados por apresentarem maiores proximidades entre os dados, dias 02 de maio de 2016 (dia chuvoso) e dia 07 de agosto, dia seco. Foi escolhido o dia 02 de maio, mesmo dia escolhido para ser analisado para a localidade de Alhandra (Litoral paraibano), por estes apresentarem precipitação elevada e para verificar, no próximo tópico, se atmosfera das duas localidades apresentarem semelhança sob mesmos aspectos meteorológicos.

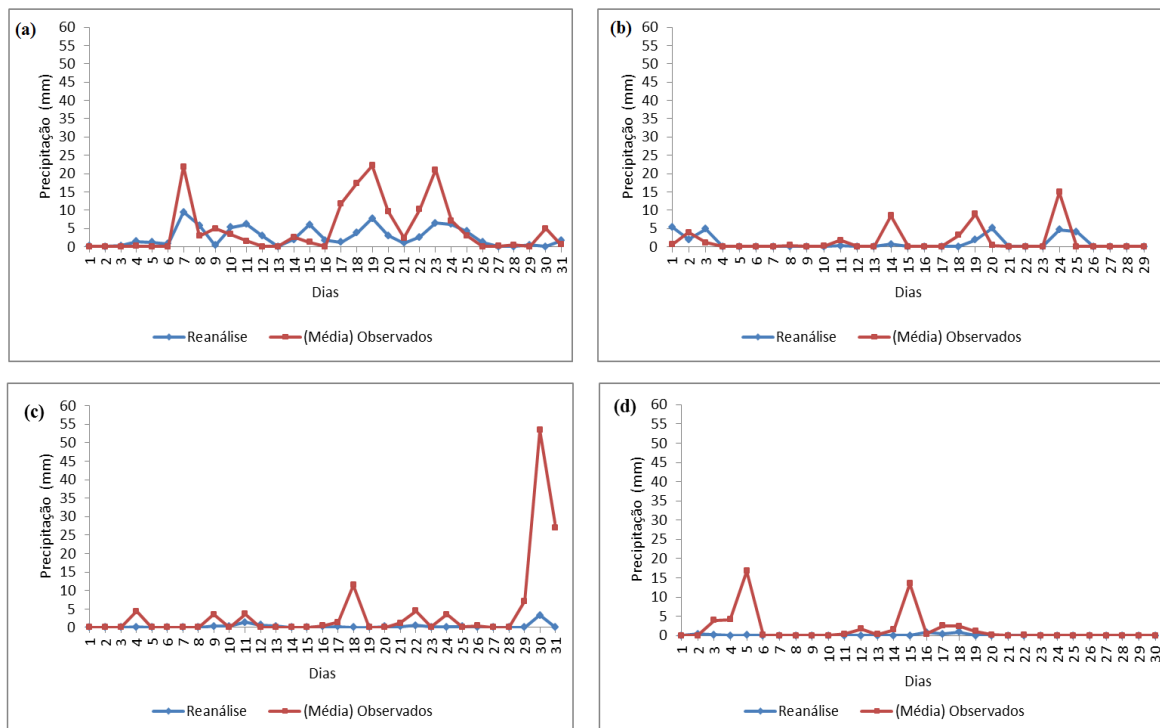


Figura 5.24: Gráficos de Dispersão dos dados da reanálise e média observada para os 12 meses do ano de 2016 para a cidade de Taperoá-PB. Janeiro (a); Fevereiro (b); Março (c); Abril (d); Maio (e); Junho (f); Julho (g); Agosto (h); Setembro (i); Outubro (j); Novembro (k); Dezembro (l). Dados da reanálise (tonalidade azul) e média dos observados (tonalidade vermelha).

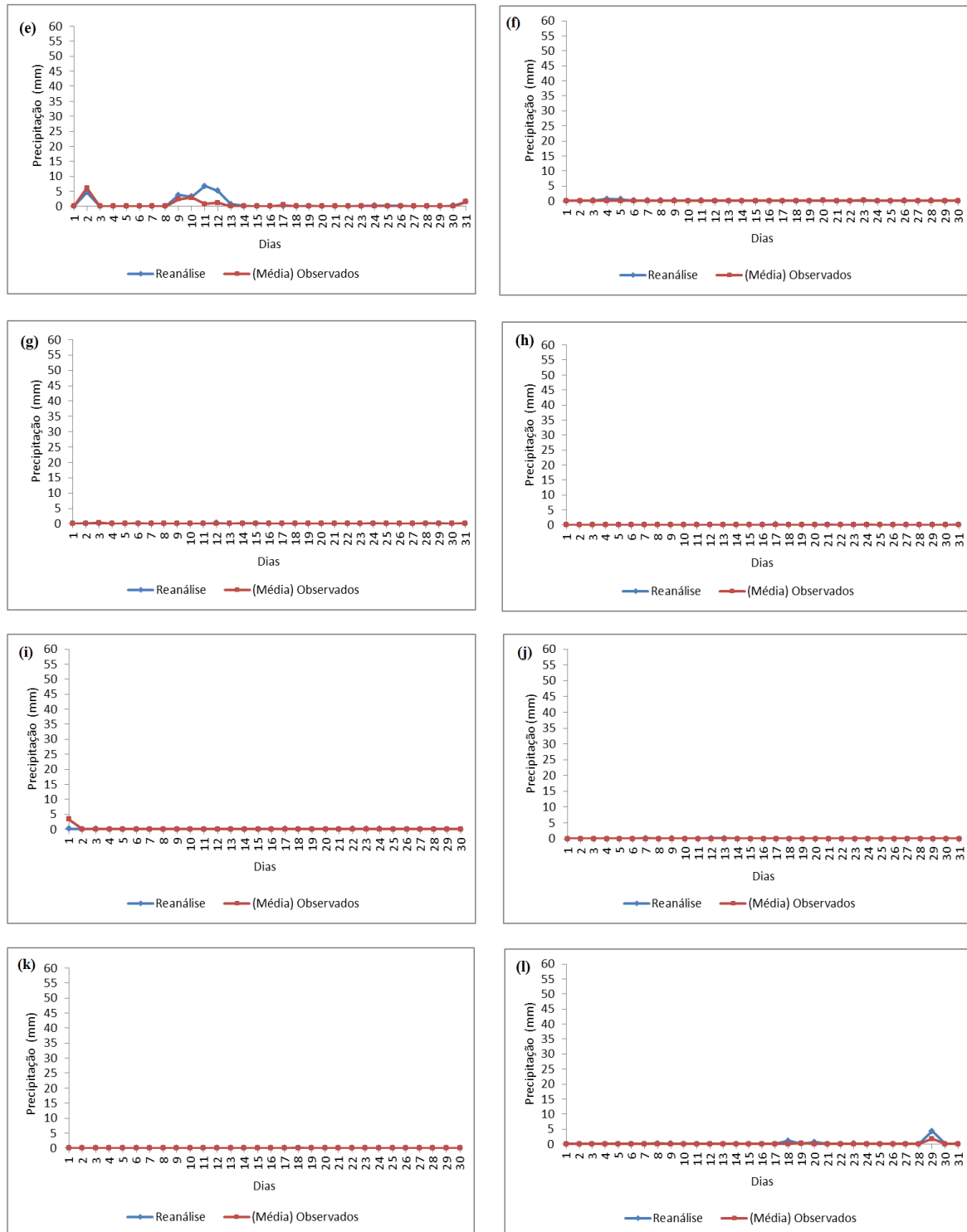


Figura 5.24: Continuação.

### Sertão – Catolé do Rocha

Os gráficos de dispersão de Catolé do Rocha, nas Figuras 5.25 (a-f), mostraram que entre os meses de dezembro e junho, foram observadas maiores variações entre os dados, e o

período chuvoso para Catolé do Rocha variando entre fevereiro e maio e o período seco entre agosto e novembro (ANEXO H).

Na Figura 5.25, muitos dias demonstram diferenças entre os dados, entretanto o mês de janeiro se destacou, devido aos dados de reanálise terem detectado precipitação fazendo a mesma curvatura que os dados de reanálise, apesar de que a um atraso de um dia ocorreu em alguns momentos, como no dia 07 de janeiro que mostrou precipitação nos dados médios observados e a reanálise identificou a chuva no dia seguinte, dia 08 de janeiro, entretanto isto mostrou que a reanálise identificou, porém tem-se que estudar mais profundamente para tentar identificar porque isto aconteceu.

Nos meses de fevereiro, maio, junho e dezembro observou-se que apesar de haver discrepância entre os dados, a precipitação na maioria dos dias foi inferior a 10mm e as vezes até 5mm, considera-se como chuva fraca. Então de certa forma, esta discrepância é mínima. Vale lembrar que Catolé do Rocha foi a localidade que apresentou maiores frequências percentuais no intervalo entre 0-5mm/dia (FIGURA 5.18) tanto para os dados de reanálise como para os dados das médias observadas.

Quase todo o mês de março, principalmente os dias entre 21 e 23 e 30, o mês de abril os dias 11 e 12 e 15, apresentaram discrepância elevada entre os dados. Observa-se que os meses entre junho a novembro, a precipitação é quase zero nos dados, coincidindo com o período seco da localidade.

Os dias que foram escolhidos para serem analisados mais precisamente no próximo tópico, foram 19 de janeiro de 2016 (dia chuvoso) e dia 07 de agosto (dia seco).

Foi escolhido o dia 07 de agosto, por ser um dia seco, e por apresentar em todas as localidades semelhança entre os dados da reanálise e dados médios observados, isto também permitirá verificar como é a estrutura da atmosfera para as localidades em dia seco sob os mesmos aspectos meteorológicos.

Destaca-se neste tópico que os meses mais propícios a eventos meteorológicos que atuam em um curto espaço de tempo associados a precipitação média a intensa estão mais presentes entre os meses de dezembro e julho, e estes meses mostraram maiores discrepâncias entre os dados diários da reanálise e o dados média diários observados, em relação aos meses com menores chances de ocorrência de eventos meteorológicos e sendo mais secos.



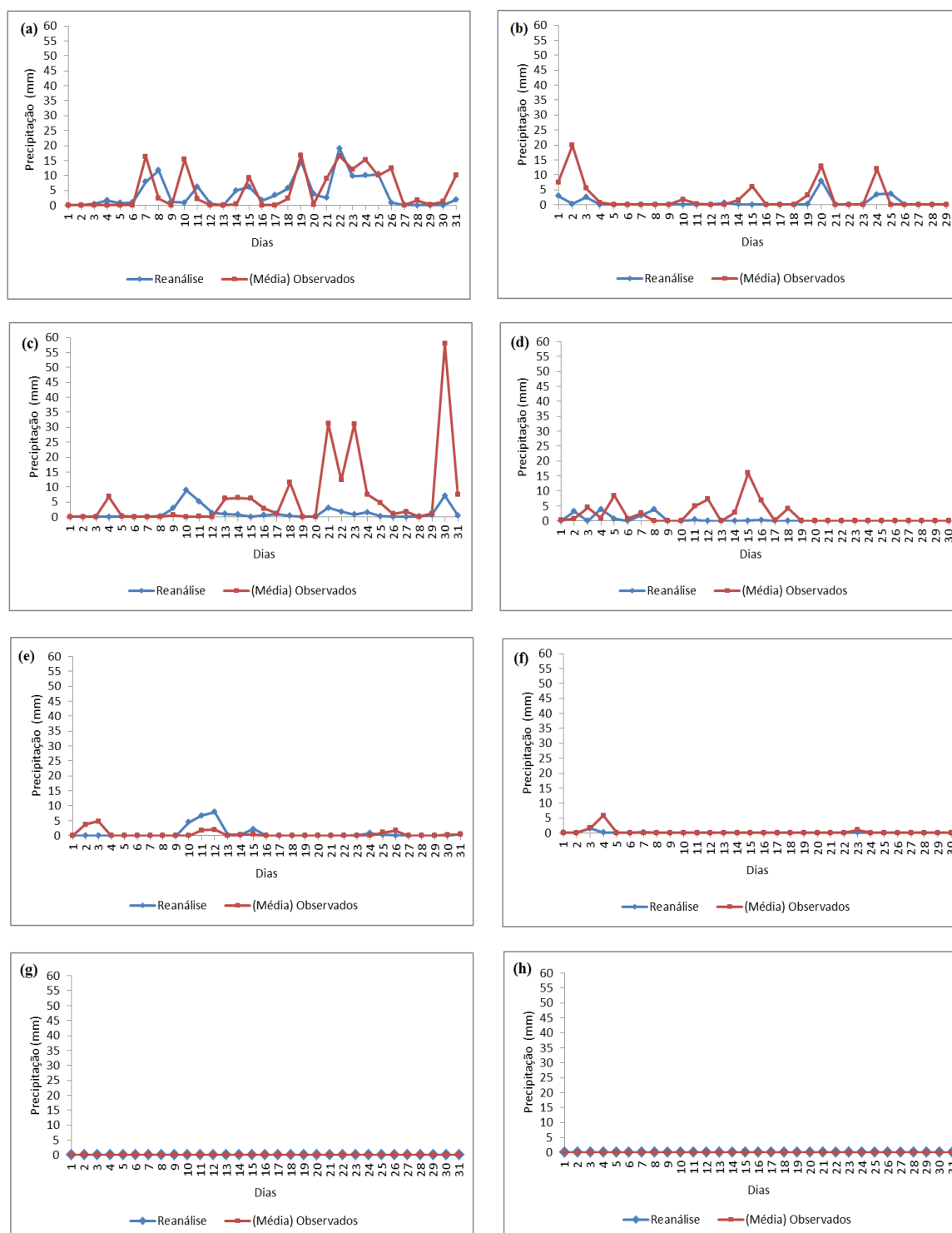


Figura 5.25: Gráficos de Dispersão dos dados da reanálise e média observada para os 12 meses do ano de 2016 para a cidade de Catolé do Rocha-PB. Janeiro (a); Fevereiro (b); Março (c); Abril (d); Maio (e); Junho (f); Julho (g); Agosto (h); Setembro (i); Outubro (j); Novembro (k); Dezembro (l). Dados da reanálise (tonalidade azul) e média dos observados (tonalidade vermelha).

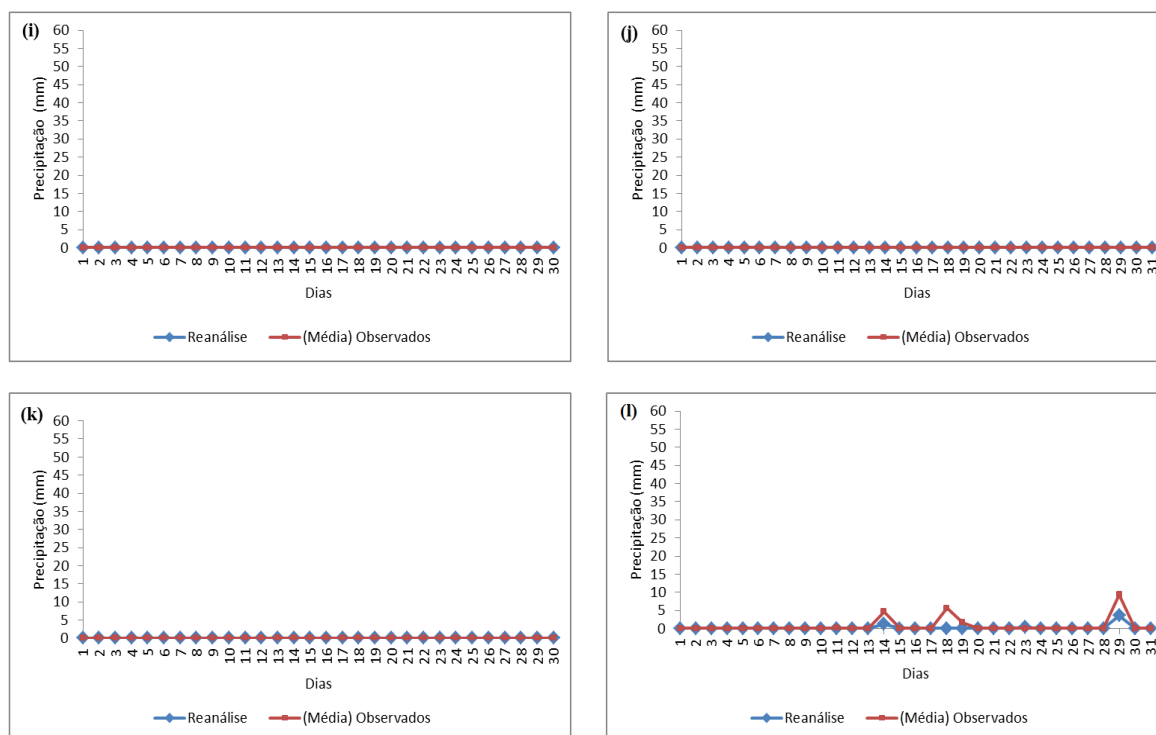


Figura 5.25: Continuação.

#### 5.4. ASPECTOS METEOROLÓGICOS E ESTRUTURA DA ATMOSFERA

Para analisar os aspectos meteorológicos foram utilizadas imagens do satélite GOES 13 vapor d'água, das 12 e 18UTC do dia em estudo, e das 0 e 12UTC do dia seguinte, devido ao esquema de coleta da pluviometria no estado da Paraíba ser feito entre 12UTC (inicial) do dia em estudo às 12UTC (final) do dia seguinte, completando 24horas. A hora local (HL) é  $HL = UTC - 3$  horas. Então,  $HL=12UTC-3$  horas é igual a 9 horas da manhã local, e linhas de corrente utilizando dados da reanálise das componentes do vento u e v. Nas linhas de corrente utilizou-se somente informações das 12UTC do dia selecionado, devido ao horário das 18UTC apresentar respostas parecidas.

Optou-se em fazer estudos de caso especificamente para os dias selecionados utilizando somente o horário das 12UTC.

O programa SHARPPy foi utilizado como teste para verificar sua capacidade de captar informações coerentes com os aspectos meteorológicos e com o intuito de verificar o comportamento da atmosfera para as localidades e dias específicos que estão sendo estudados neste trabalho.

Para cada localidade no SHARPPy foram feitos ajustes para corrigir a altitude em

relação a pressão ao nível médio do mar. Nem todos os parâmetros do programa foram utilizados na análise devido a alguns destes só terem sido testados para o local de origem do programa, cidade de Norman, no estado de Oklahoma nos Estados Unidos.

Foi obtido no SHARPPy, o perfil termodinâmico, vento (direção, intensidade), advecção; direção do vento nas camadas pelo Hodógrafo; perfil de  $\theta_e$  versus pressão; perfil do vento relativo para detectar supercélula; possibilidade de desenvolvimento de tempestade, granizo e tornado; parâmetros; índices de instabilidade (CAPE, CINE, TT, K); temperatura e vento nas camadas; SARS (*sounding analogue system*- sistema análogo de sondagem) que é capaz de associar a possibilidade de tempestades, tornados e granizos a informações antecedentes.

### **Litoral – Alhandra**

#### **➤ Dia 02 de Maio de 2016**

Na análise dos gráficos de dispersão para a cidade de Alhandra na altitude 49m, o dia 02 de maio de 2016 demonstrou proximidade entre os dados da reanálise e os dados médios observados. Este dia foi dia chuvoso, então foi escolhido para ser estudado.

Ressalva-se que no Cariri paraibano, a cidade de Taperoá também apresentou similaridade nos dados neste mesmo dia, assim possibilitou a verificação da precipitação e a resposta dos métodos utilizados neste tópico para duas cidades e mesorregiões diferentes. Então a análise da grande escala valeu-se para as duas localidades, mas o plote do SHARPPy foi feito para cada localidade e mostrou diferenças na estrutura da atmosfera, que serão mostradas ao longo deste trabalho.

Os dados da reanálise detectaram para esse dia chuvoso a pluviometria de 17,42mm/dia e os dados observacionais médios coletaram 19,60mm/dia, mostrando assim valores próximos de precipitação. Este mês de abril se enquadra no quadrimestre chuvoso de Alhandra, de acordo com a climatologia (ANEXO L).

Na Figura 5.26 observa-se na área litoral do NEB do Brasil nebulosidade proveniente possivelmente de um sistema convectivo, e na área entre o noroeste e sudeste baixo teor de vapor d'água associados com baixa nebulosidade.

Analisando especificamente o dia 02 de maio às 12UTC na Figura 5.26 (b), observa-se nebulosidade associada com área de convecção organizada, que pode ser visto no local onde há uma estrela vermelha, representando aproximadamente o estado da Paraíba. Para maiores detalhes, foram feitas plotagens da linha de corrente.

Analisando especificamente o padrão de vento para o dia 02 de maio às 12 UTC na Figura 5.27, observa-se que na área costeira do NEB os ventos no nível de pressão de 1000mb estavam no sentido sudeste-noroeste, assim como nos níveis de 850mb e 700mb têm-se um sistema de alta pressão atuando visivelmente nestes níveis de pressão sobre o extremo norte e leste do NEB proveniente da Alta da Bolívia, associados a um sistema frontal, devido à visualização de um cavado-crista que também pode ser visualizado em 500mb.

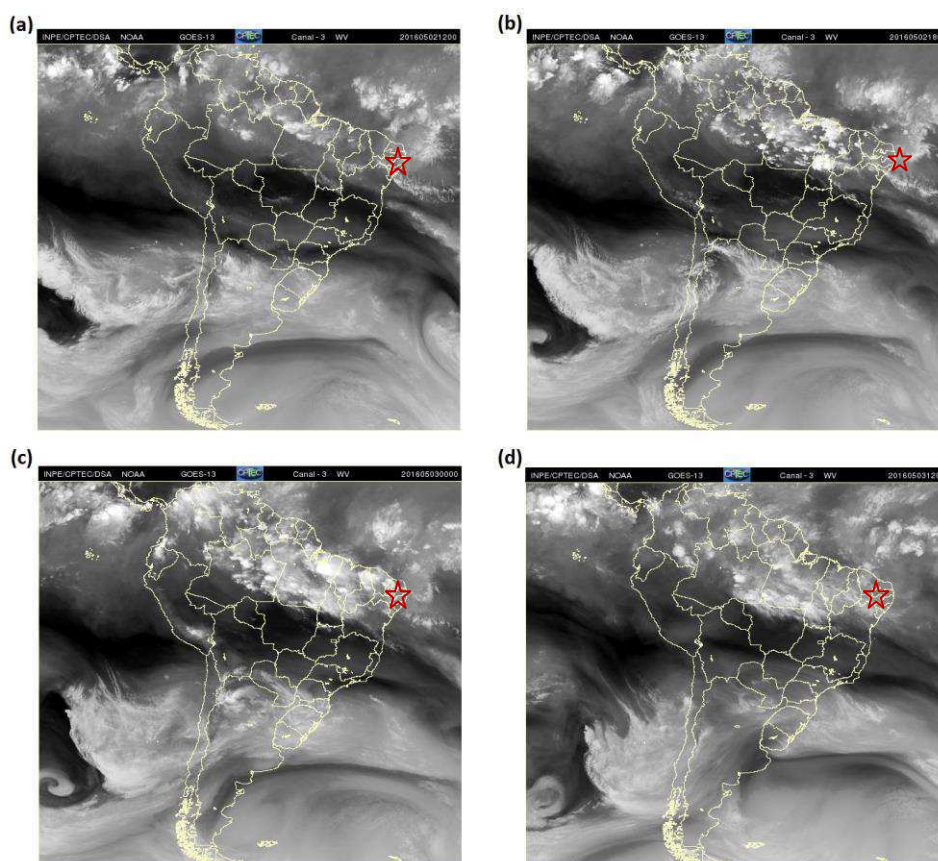


Figura 5.26: Imagem do satélite GOES 13 no canal vapor d'água (WV) para nos horários 12UTC (a) e 18UTC (b) do dia 02 de maio de 2016; e 0UTC (c) e 12UTC (d) do dia 03 de maio de 2016 para a área do litoral paraibano. A estrela na tonalidade vermelha indica aproximadamente a localização da área foco (Fonte: Adaptado do <http://www.cptec.inpe.br/products/temp>).

Na Figura 5.27 (c) em 700mb observa-se também um sistema ciclônico entre as longitudes de  $30^{\circ}$  e  $10^{\circ}$ W, e nas latitudes entre  $5^{\circ}$  e  $15^{\circ}$ S, e um cavado-crista-cavado em 500mb, indicando a presença de um sistema convectivo se propagando no Oceano Atlântico Sul tropical. Tem-se uma observação que, durante a obtenção de resultados, para concluir-se a atuação de sistema convectivo no dia 02 de maio de 2016, foram investigados os dias

anteriores e posteriores para verificar a possibilidade de ser um DOL ou sistema convectivo, entretanto não são mostrados neste trabalho. Na Figura 5.27 (e), é visualizada a Alta do Açores influenciando nas linhas de corrente no NEB no nível de 200mb.

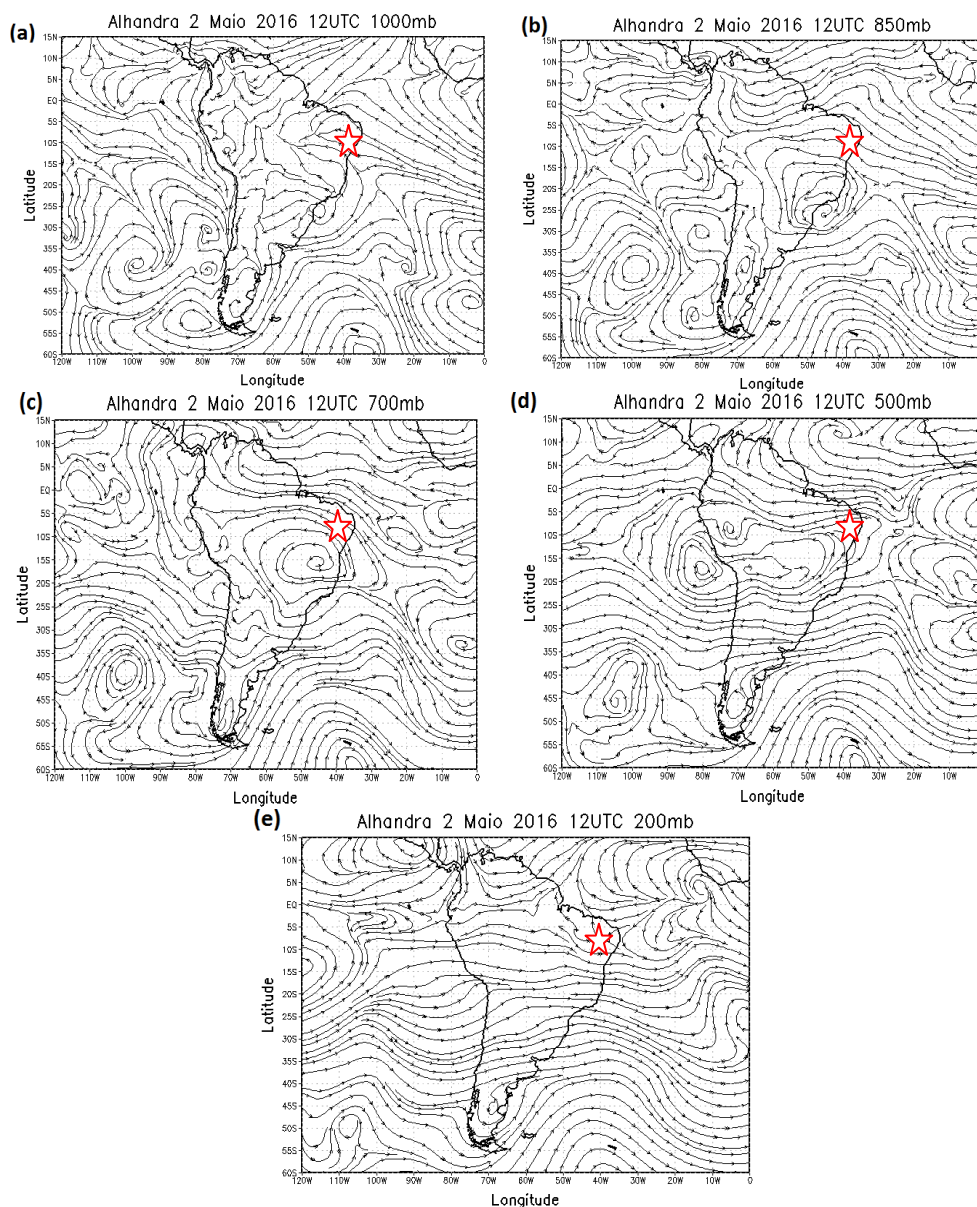


Figura 5.27: Linhas de corrente para as 12 UTC para o dia 02 de maio de 2016 para os níveis de, 1000mb (a); 850 mb (b); 700mb (c); 500mb (d); 200mb (e). A estrela na tonalidade vermelha indica aproximadamente a localização da área do litoral paraibano.

Para este dia chuvoso, 02 de maio de 2016, observou-se no diagrama Skew-T Log-P na Figura 5.28 (a) que as linhas de temperatura do ar – T (linha vermelha) e do ponto de orvalho - Td (linha verde) estavam próximas nas camadas perto da superfície. Uma inversão térmica é visualizada de forma sutil entre 0 e 1km, e entre estas camadas também se identificou os níveis LCL e LFC que correspondem ao nível de condensação por

levantamento (NCL) ou em inglês *Lifted Condensation Level* (LCL) que representa a base da nuvem, e o LFC (*Level of Free Convection*) que é o nível de convecção livre/ espontânea que indica a camada de início da convecção. Observou-se próximo a 15 km o EL (*Equilibrium Level*) que é o nível de equilíbrio (NE), quando a atmosfera considera que entrou em equilíbrio, em outras palavras, isto quer dizer que a superfície está aquecida, e à medida que o ar sob na atmosfera ele vai resfriando e no momento que esse ar fica na mesma temperatura do ambiente encontra-se o equilíbrio.

Por Alhandra estar localizada no litoral a 49m de altitude, esta inversão térmica próxima à superfície está associada à advecção marítima e fria (Figura 5.28.b), até mesmo se considerar o horário do estudo as 12 UTC (9 horas local), o mar não está suficientemente aquecido para transportar ar quente, ainda em processo de aquecimento então chamada de brisa marítima. Segundo Cavalcante (1982), a brisa marítima pode atingir até 2 km de altura, e é acompanhada pela queda da temperatura do ar e aumento da umidade. Deve-se lembrar que na ZCIT transporta umidade e calor com convergência nos baixos níveis.

Observa-se que acima de 850mb o afastamento das linhas de T e Td indicando redução de teor de vapor na atmosfera, secagem na atmosfera, e acima de 500mb as linhas se aproximam novamente. Os ventos observados corroboram com a análise das linhas de corrente, ventos entre a camada da superfície e aproximadamente 650mb estão provenientes de sudeste-noroeste devido ao sistema de alta pressão (FIGURA 5.27) com a velocidade do vento variando entre 10 e 15 nós. Nas camadas acima de 650mb até aproximadamente 300mb o vento tem a direção no sentido leste-oeste, como foi observada na Figura 5.27 (c;d) atuação de um crista-cavado em 500mb e circulação ciclônica proveniente de um sistema convectivo em 700mb, e em 200mb observa-se mudança no vento soprando de norte-sul proveniente da Alta dos Açores. Observa-se que nos níveis abaixo de 500mb, a advecção varia entre quente e fria, e acima de 500mb advecção fria prevalece devido aos sistemas de alta pressão que estão influenciando a localidade. (FIGURA 5.28.b).

Na Figura (5.28.c) o vento variou em cada camada como pode ser observada a coloração que indica em graus quanto cada camada mudou de direção. Como pode ser observado na linha de cor vermelha, entre aproximadamente 0 e 3 km, que o vento no hodógrafo mudou e foi detectado pelo programa como ângulo crítico que serve como alerta quando ocorre desde pequenas a grandes mudanças no vento, indicando mudança na direção do vento e possível cisalhamento do vento, que leva em consideração direção e velocidade do vento.

Na Figura (5.28.d) o perfil de theta-E ( $\theta_e$ ) que corresponde a temperatura potencial

equivalente apresenta redução ao longo do perfil entre a superfície até aproximadamente 650mb e acima aumenta novamente. Quando ocorre o decréscimo no perfil isto indica redução de umidade na atmosfera, indicando atmosfera potencialmente instável ( $\theta_e / dz < 0$ ). Essa condição depende muito do lapse-rate como pode ser observado na Figura 5.28 (h) nas variações das camadas da atmosfera. E entre 850-500mb a temperatura diminuiu. E na Figura 5.28 (h) entre a superfície e 6km (SFC-6km) o vento aumentou em 8 nós (Kt).

Na Figura (5.28.e) não é identificado formação de supercélula e nem de condição de perigo, como granizo (Figura 5.28.f) para o dia em estudo.

Os parâmetros e índices de instabilidade na Figura 5.28 (g) mostram que a parcela à base de superfície (*CFS- Surface base parcel*) tem o CAPE de 2023 que de acordo com Petty (2008) indica que a superfície da atmosfera estava moderadamente instável, sem inibição (CINE=0 J/kg), e o índice de levantamento (Lifted Index), LI de -4 indicando atmosfera moderadamente instável. O ML que representa a parcela à média da camada (*Médium level-camada média*) mostrou o CINE de -22J/kg que indica inibição na média camada. O CFST (*Forecast storm parcel*) que é a parcela representativa de uma tempestade revela uma atmosfera moderadamente instável através do CAPE, CINE, LI. O MU (*Must unstable parcel*) indicou a parcela mais próxima à superfície sendo a mais instável, como foi observado no SFC. E tem-se o índice K igual a 23 que indica probabilidade de tempestade. O índice Total Total (TT) foi de 39, e de acordo com Petty (2008) e Miller (1972), isto indica que este índice não funcionou muito bem para esta localidade. A média da umidade relativa baixa (LowRH) foi igual a 87% e a média da umidade relativa (MidRH) 59%.

Na Figura 5.28 (h,i) não foi detectada formação de supercélula e nem granizo significativo. Na Figura 5.28 (i), devido ao programa exigir informações antecedentes para comparar e identificar, não foi detectado nada.

Observa-se que, a interação entre diversos fatores somados à proximidade do oceano, e fatores dinâmicos como a atuação de sistemas sinóticos acoplados atuaram sobre a localidade, contribuíram para definir o perfil vertical atmosférico de Alhandra.

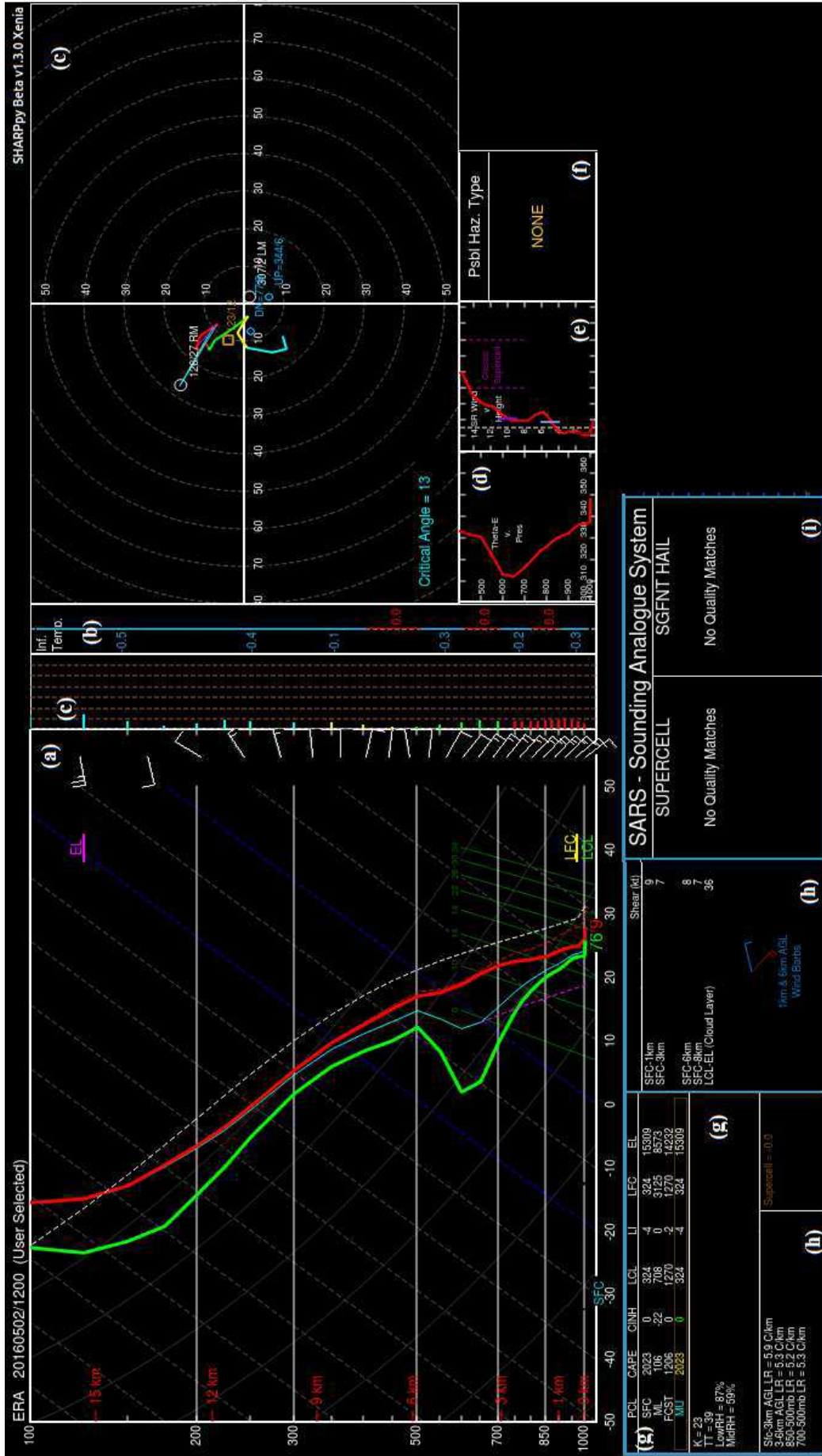


Figura 5.28: Plote do programa SHARPPy para o dia 02 de maio de 2016 às 12UTC para a cidade de Alhandra-PB. Perfil termodinâmico e velocidade e direção do vento (a); advecção (b); mudança do vento nas camadas (em graus) - Hodógrafo (c); perfil de  $\theta_e$  versus pressão (d); perfil de vento relativo versus altura para detectar supercélula (e); possibilidade de perigo (f); parâmetros e índices de instabilidade (g); temperatura e vento nas camadas (h); S-RS (i). Temperatura do ar - T (linha sólida vermelha); Temperatura do Orvalho - Td (linha sólida verde).



## Cariri – Taperoá

### ➤ Dia 02 de Maio de 2016

No Cariri paraibano, a cidade de Taperoá na altitude 532m apresentou similaridade nos dados neste mesmo dia que a cidade de Alhandra a 49m de altitude, localizada na área litorânea. A ideia de utilizar o mesmo dia para a análise de duas localidades em diferentes mesorregiões foi com o intuito de verificar as possíveis diferenças e similaridades da precipitação e na estrutura da atmosfera. Então a análise da grande escala valeu-se para as duas localidades, no caso, as imagens de satélite e linhas de correntes mostradas nas Figuras 5.26 e 5.27.

O diagrama Skew-T Log-P na Figura 5.29 (a) mostrou o dia 02 de maio de 2016 em Taperoá-PB. Observa-se que as linhas de temperatura do ar – T (linha vermelha) e do ponto de orvalho – Td (linha verde) próximo a 1km estão próximas, sendo exatamente onde ocorre a formação da base da nuvem (*Lifted Condensation Level –LCL*) e o LFC (*Level of Free Convection*) que é o nível de convecção livre/espontânea que dá início a convecção. Observa-se que acima de 1 km ocorre o afastamento de T e Td, evidenciando a ocorrência de redução de teor de umidade na atmosfera, secagem, e acima ocorre aproximação novamente das linhas. Os ventos são provenientes de sudeste e na altitude de aproximadamente 500mb mudam de direção proveniente leste e depois mudam novamente em 200mb da direção leste . O EL (*Equilibrium Level*) está entre 12 e 15km, e representa em que nível de pressão a atmosfera entrou em equilíbrio. Lembra-se que neste dia havia a atuação de um sistema de alta pressão no continente, como a Alta da Bolívia, sistema convectivo, no Oceano Atlântico tropical e a Alta dos Açores e a topografia contribuíram para a formação de LCL e o LFC próximo à superfície. Taperoá tem a altitude de 532m localizado na retaguarda, a sotavento do Planalto da Borborema. Observa-se até então que a atmosfera respondeu em junção, proveniente do acoplamento de diversos fenômenos meteorológicos atuando nas diversas escalas.

Na Figura 5.29 (b) observa-se que em 1km e em aproximadamente 6 km ocorre a transição entre a advecção fria e quente, e exatamente nestas camadas ocorreu aumento de teor de umidade, evidenciado pela proximidade de T e Td, isto está relacionando aos ventos provenientes dos sistemas meteorológicos atuantes que foram observados nas linhas de corrente na Figura 5.27.

Na Figura (5.29.c) há um ângulo considerado crítico de  $10^\circ$  entre as camadas de 1000 e 700mb.

Na Figura 5.29 (d), o Theta-E ( $\theta_e$ ) versus a pressão, mostrou ao longo do perfil que  $\theta_e/dz < 0$  tem-se a condição de atmosfera potencialmente instável, exceto, entre as camadas de 900 e 800mb e acima de 650mb. Na Figura (5.34.e) não foi detectada possibilidade de desenvolvimento de uma supercélula. Na Figura 5.37 (f) não foi identificada condição de tempo perigosa para desenvolvimento de, por exemplo, granizo.

Na Figura 5.29 (g) os parâmetros e índices de instabilidade mostraram que a parcela à base de superfície (*CFS*) detectou o CAPE de 1597, e de acordo com Petty (2008) indicou que a superfície da atmosfera estava moderadamente instável. O CINE igual a 0 J/kg, indicou que não houve inibição próxima a superfície, justificando também do LCL e LFC iniciarem próximo a superfície. Deve-se levar em consideração a topografia, área montanhosa, altitude de 532 metros. O índice de levantamento (LI) igual a -3 indica atmosfera entre pouco a moderadamente instável. O ML que representa a parcela da camada média mostrou que o CINE era de -38 indicando inibição na atmosfera nesta camada. O CFST (*Forecast storm parcel*) que é a parcela representativa de uma tempestade revela um CAPE de 680 que indica uma atmosfera pouco instável. O MU (*Must unstable parcel*) indicou a parcela mais próxima à superfície a mais instável como foi observado no SFC. Tem-se o índice K igual a 28 que indica probabilidade entre 40 a 60% de desenvolvimento de tempestade, de acordo com Petty (2008), e o Total Totals de 41 indicando baixa possibilidade de tempestades, revelando que este índice não funcionou muito bem para esta localidade se comparado tanto na versão antiga que era utilizada por Miller (1972) como na versão mais atualizada do índice de instabilidade TT de Petty (2008). A média umidade relativa baixa (LowRH) igual a 81% e a média da umidade relativa (MidRH) 56%.

Na Figura 5.29 (h) foi detectada redução da temperatura entre as camadas de 850-500mb, mas não foi detectada formação de supercélula.

Entretanto na Figura 5.29 (i) foi identificada significância com o histórico do SHARPPy que levantou a possibilidade de desenvolvimento de tempestade e granizo. Porém, devido ao programa não ter histórico especificamente desta localidade, não foi possível o programa mostrar mais informações.

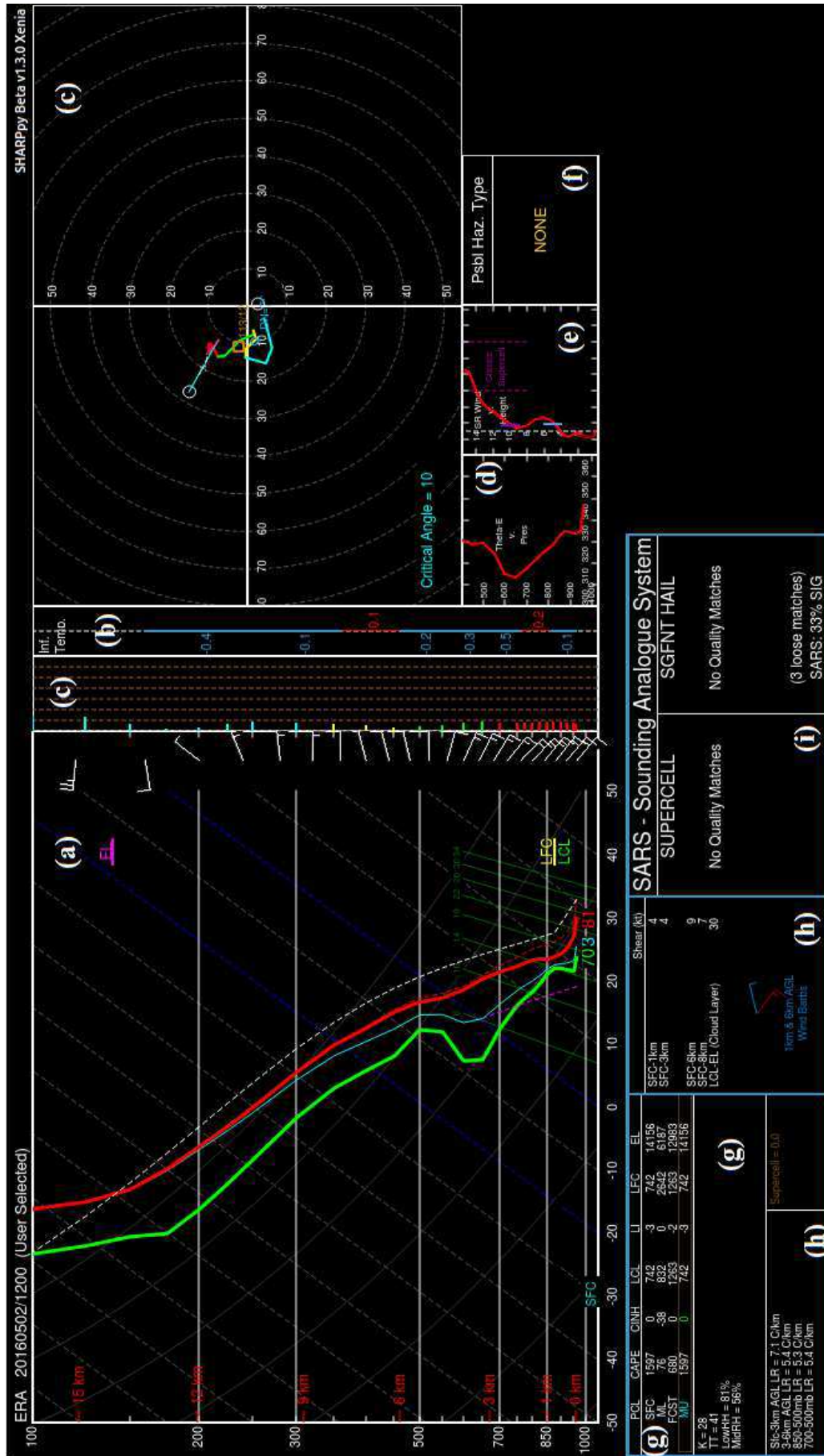


Figura 5.29: Plote do programa SHARPPy para o dia 02 de maio de 2016 às 12UTC para a cidade de Taperoá – PB. Perfil termodinâmico e velocidade (a) e direção do vento (a); advecção (b); mudanças do vento nas camadas (em graus) – Hodógrafo (c); perfil  $\theta_e$  versus pressão (d); perfil do vento relativo versus altura para detectar supercélula (e); possibilidade de perigo (f); parâmetros e índices de instabilidade (g); temperatura e vento nas camadas (h); SARS (i); Temperatura do ar – T (linha sólida vermelha); Temperatura do Orvalho – Td (linha sólida verde).

## Brejo – Areia

### ➤ Dia 24 de Fevereiro de 2016

Na Figura 5.30 (d) foi utilizada a imagem de satélite das 11:30UTC, devido a indisponibilidade da imagem para o horário das 12UTC. A Figura 5.30 (d) mostrou falha ou atualização nas imagens, por isso apresentou manchas pretas nos extremos da figura.

Na Figura 5.30 observa-se uma área entre o oceano Atlântico Sul e o centro do Nordeste do Brasil sob atuação de um sistema de alta pressão. Entretanto, observa-se para o horário das 11:30UTC nebulosidade sobre o estado da Paraíba ( FIGURA 5.29.b) possivelmente provenientes de resquícios da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

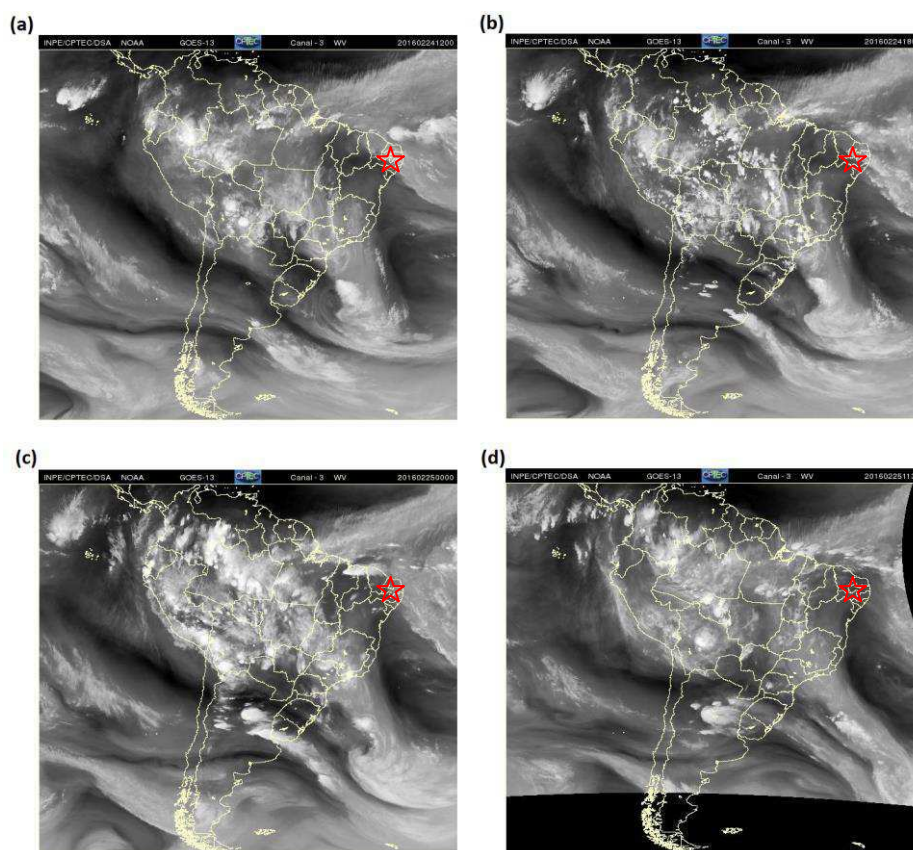


Figura 5.30: Imagem do satélite GOES 13 no canal vapor d'água (WV) para nos horários 12UTC (a) e 18UTC (b) do dia 24 de fevereiro de 2016; e 0UTC (c) e \*11:30UTC (d) do dia 25 de fevereiro de 2016 para a área do brejo paraibano. A estrela na tonalidade vermelha indica aproximadamente a área foco. (Fonte: Adaptado do <http://www.cptec.inpe.br/products/temp>). \*Não tinha disponível o horário das 12UTC.

Ao comparar no horário das 11:30UTC a Figura 5.30 (b) com as linhas de corrente na Figura 5.31 (a) das 12UTC, identifica-se a real existência do sistema de alta pressão sobre o Oceano Atlântico Sul atuando sob o NEB entre os níveis de 1000 a 500mb. No nível de 850

mb observa-se uma pequena circulação ciclônica que pode ser vista também em 700mb, podendo se desenvolver em um sistemas convectivo.

No nível de 200mb (FIGURA 5.31.e), observa-se uma crista e um cavado entre aproximadamente 50°W e 10°W (longitude) e o Equador e 40°S (latitude), e é exatamente o padrão de comportamento da Alta da Bolívia que no verão se define pela formação de um anticiclone sobre a parte central na América do Sul e um cavado no Nordeste brasileiro.

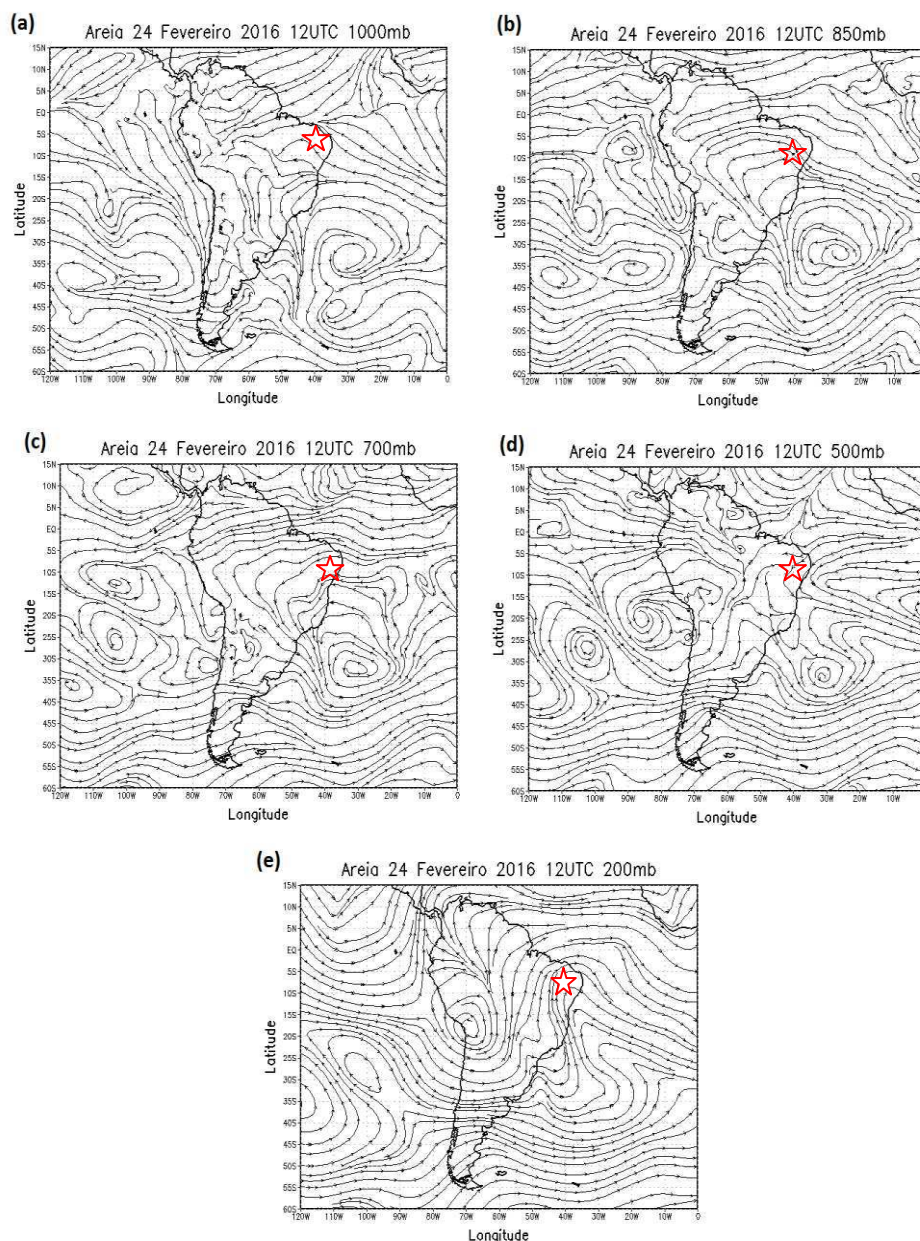


Figura 5.31: Linhas de corrente para as 12 UTC para o dia 24 de fevereiro de 2016 para os níveis de, 1000mb (a); 850 mb (b); 700mb (c); 500mb (d); 200mb (e). A estrela na tonalidade vermelha indica aproximadamente a localização da área do brejo paraibano.

O diagrama Skew-T Log-P na Figura 5.32 (a) retratou o dia 24 de fevereiro, considerado dia chuvoso em Areia-PB. A figura mostrou afastamento entre as linhas de

temperatura do ar – T (linha vermelha) e do ponto de orvalho - Td (linha verde) entre a superfície e 1km de altitude. A aproximadamente 1 km identifica-se uma inversão térmica, tendo as duas temperaturas de T e Td próximas, indicando aumento de teor de umidade nesta camada e um bloqueio do ar das camadas abaixo para cima. A base da nuvem (*Lifted Condensation Level* –LCL) está entre 0 e 1km, indicando que a inversão térmica pode ser devido a topografia, pois Areia está a uma altitude de 618m, a barlavento do planalto da Borborema. O LFC (*Level of Free Convection*) que é o nível de convecção livre/espontânea que indica a camada de início da convecção neste caso está em 700mb. O EL (*Equilibrium Level*) ou o nível de equilíbrio (NE) está entre 12 a 15 km e representa o nível de equilíbrio (NE).

Observa-se que entre a superfície e aproximadamente um pouco acima de 6km ocorre advecção fria, isto está relacionando aos ventos provenientes do sistemas de alta pressão subtropical, associados a divisão da Alta Bolívia que foi observado nas imagens de satélite e nas linhas de corrente nas Figuras 5.30 e 5.31. Estes ventos estão mudando de direção ao longo do perfil da atmosfera e em 6km mudam completamente de direção indicando cisalhamento no vento, alteração de direção e velocidade do vento. Observa-se que em 500mb o vento realmente muda de direção como pode ser visto nas linhas de corrente provenientes de uma crista (FIGURA 5.31) atuando sobre o NEB e no Oceano Atlântico Equatorial Sul. Em 200mb tem-se um cavado.

Na Figura 5.32 (b) observa-se que este perfil mostrou maior variabilidade em Td indicando a presença e entrada de ar mais frio e seco na atmosfera, proveniente da advecção fria que se propagou em quase todo o perfil da atmosfera, mostrando que estava associada ao sistema de alta pressão, transportando ar frio e seco, somados ao vento a barlavento da montanha, e ao horário das 12UTC que o continente está em processo de aquecimento, isto mostrou coerência no perfil. Lembra-se que sistemas de alta pressão estão associados à advecção fria.

Na Figura 5.32 (c) há um ângulo considerado crítico de  $101^\circ$  identificado na plotagem entre as camadas 1000 e 700mb. Por serem consideradas camadas baixas em transição com a média, e como foi citado anteriormente que o vento mudou de direção ao longo destas camadas, o programa SHARPPy identificou a possibilidade de situação crítica.

Ao analisar o Theta-E versus a pressão, identificou-se que a atmosfera está potencialmente instável próxima a superfície entre 1000 e 900mb quando houve uma redução de  $(\theta_e)$  (FIGURA 5.32.d), depois um leve aumento de  $\theta_e$  entre 900 e 800mb, reduzindo novamente principalmente acima de 600mb. Reduções de  $\theta_e$  estão ligadas ao processo de

atmosfera potencialmente instável.

Na Figura 5.32 (e) detectou-se variação no vento e a possibilidade de desenvolvimento de uma supercélula acima de 8km. Devido ao bloqueio proveniente da inversão térmica nos baixos níveis, o ar que penetrou na atmosfera acima do bloqueio ficou retido alimentando a atmosfera e contribuindo para o desenvolvimento de nuvens profundas como supercélulas. Não foi detectada a condição de tempo perigoso para este dia (FIGURA 5.31.f).

Na Figura 5.32 (g), os parâmetros e índices de instabilidade mostraram que a parcela à base de superfície (*CFS- Surface base parcel*) teve um CAPE de 1834, e de acordo com Petty (2008) indica que a superfície da atmosfera estava moderadamente instável, com inibição tendo como referência o CINE igual a -6 J/kg. O índice de levantamento (LI) de -4 indicou que a atmosfera estava moderadamente instável. O ML que representa a parcela da camada média identificou o CINE de -59J/kg indicam inibição na camada. O CFST (*Forecast storm parcel*) que é a parcela representativa de uma tempestade revela uma atmosfera moderadamente instável através do CAPE, CINE, LI. E o MU (*Must unstable parcel*) indicou a parcela mais próxima à superfície como sendo a mais instável como foi observado no SFC. O índice K foi igual a 33 que indica probabilidade entre 60 a 80% de desenvolvimento de tempestade. E o índice Total Totals (TT) foi de 45, indicando a possibilidade de tempestades isoladas e moderadas, de acordo com Petty (2008). A média da umidade relativa baixa (LowRH) igual a 85% e a média da umidade relativa (MidRH) 71%.

Foi detectada na Figura 5.32 (h) redução da temperatura entre as camadas de 850-500mb, e formação de supercélula, com aumento da velocidade do vento ao longo do perfil da atmosfera. Figura 5.32 (i) foi identificado que 33% de possibilidade de desenvolvimento e granizo são significantes, entretanto, devido ao programa exigir informações antecedentes para comparar e identificar, então, não foi possível obter mais informações neste item.

O acoplamento entre diversos sistemas meteorológicos somados ao bloqueio em baixos níveis possivelmente proveniente da topografia provocou um bloqueio próximo à superfície “alimentando” ou “energizando” as camadas abaixo e teve como consequência o dia chuvoso em Areia.

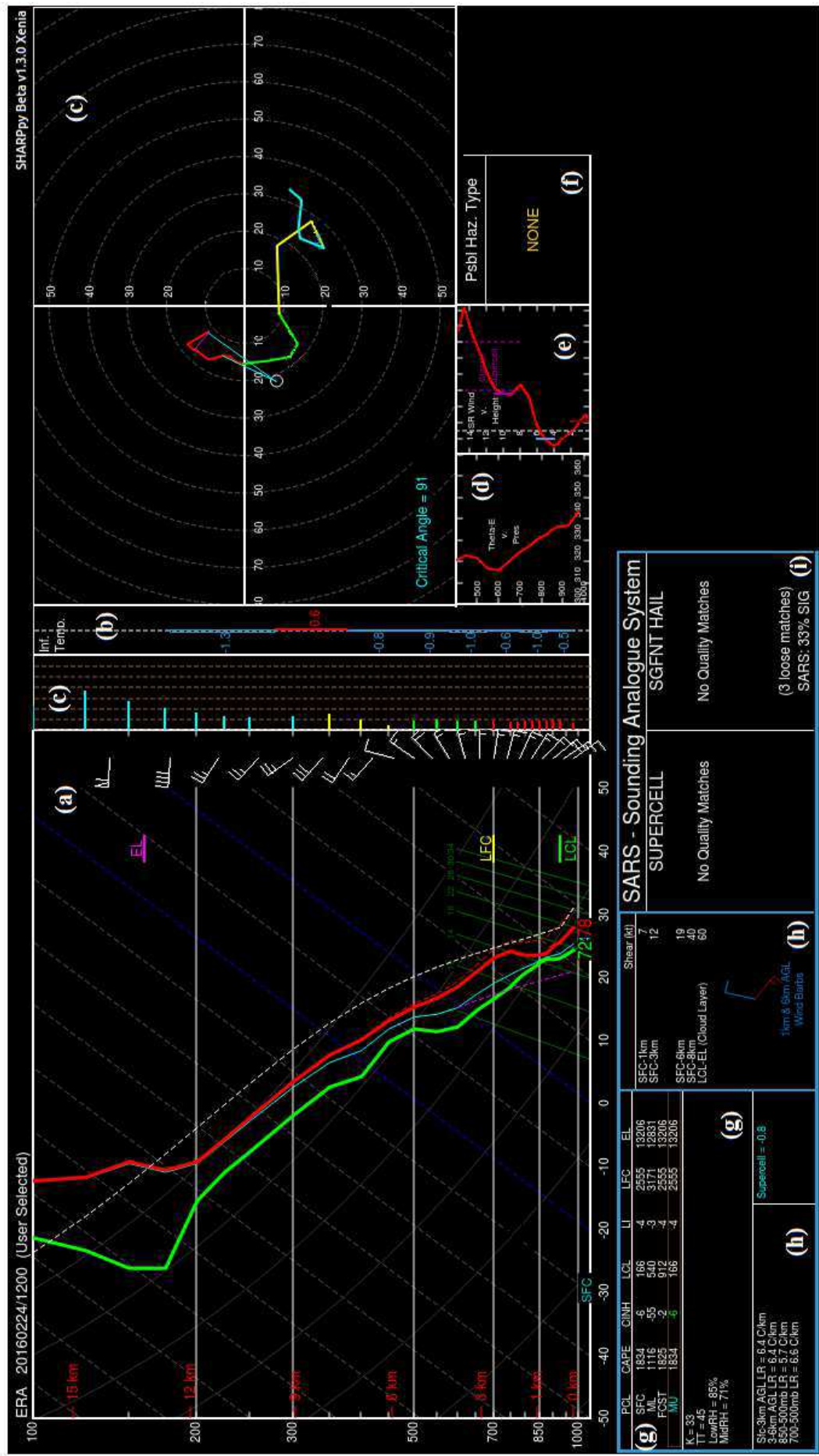


Figura 5.32: Plote do programa SHARPPy para o dia 24 de fevereiro de 2016 às 12UTC para a cidade de Areia-PB. Perfil termodinâmico e velocidade (nós) e direção do vento (a); advecção (b); mudanças do vento nas camadas (em graus) – Hodógrafo (c); perfil  $\theta$  versus pressão (d); perfil do vento relativo versus altura para detectar supercélula (e); possibilidade de perigo (f); parâmetros e índices de instabilidade (g); temperatura e vento nas camadas (h); SARSType (i); Temperatura do ar – T (linha sólida vermelha); Temperatura do Orvalho – Td (linha sólida verde).



## Agreste – Campina Grande

### ➤ Dia 23 de junho de 2016

Na Figura 5.33 verifica-se que próximo à costa do NEB há um sistema meteorológico de alta pressão evidenciado por uma região mais escura na imagem de satélite e possivelmente à associação com um sistema frontal atuando no oceano Atlântico Subtropical e parte do Brasil. Porém, sobre o estado da Paraíba detecta-se nebulosidade.

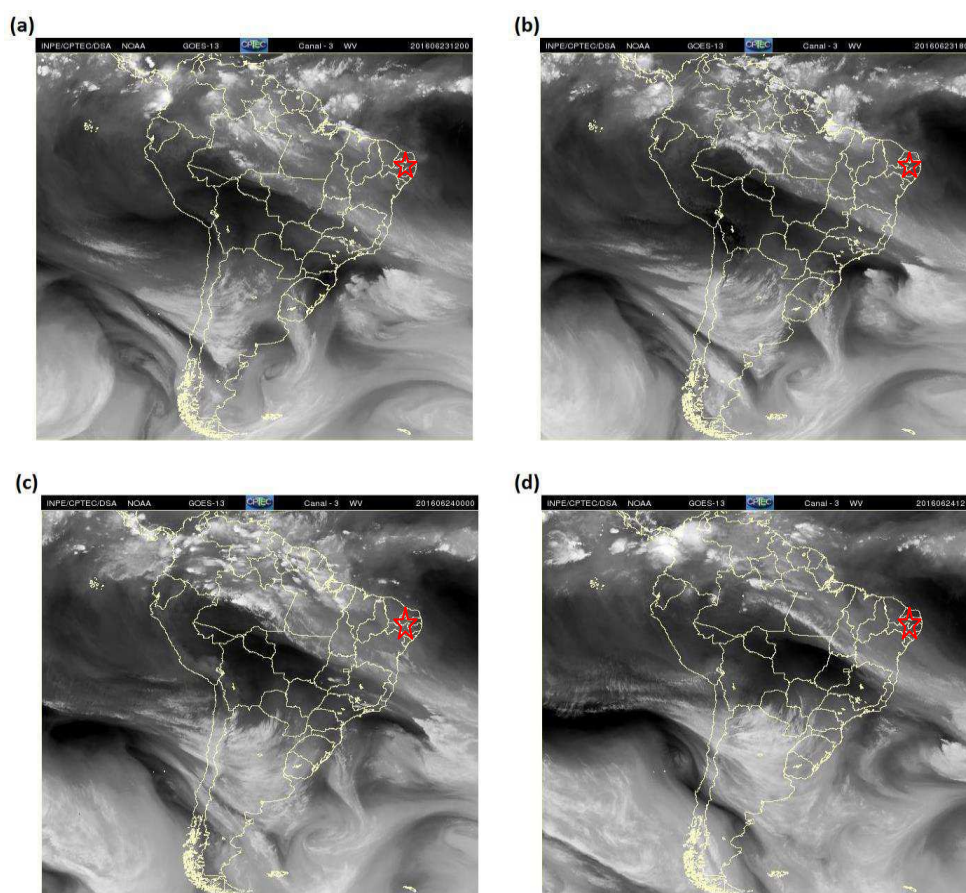


Figura 5.33: Imagem do satélite GOES 13 no canal vapor d'água (WV) para nos horários 12UTC (a) e 18UTC (b) do dia 23 de junho de 2016; e 0UTC (c) e 12:00 UTC (d) do dia 24 de junho de 2016 para a área do agreste paraibano. A estrela na tonalidade vermelha indica aproximadamente a área foco. (Fonte: Adaptado do <http://www.cptec.inpe.br/products/temp>).

E na Figura 5.34 observa-se que em 1000mb e 850mb o escoamento é de sudeste-noroeste no NEB proveniente de um sistema de alta pressão no oceano Atlântico Sul, contribuindo para transportar umidade para o NEB, e para a formação de nuvens visualizada nas imagens de satélite (FIGURA 5.33). Em 700mb é possível visualizar que a Alta da Bolívia atingindo grande parte do Brasil, associada ao sistema de alta pressão transiente no oceano Atlântico Sul, em consequência da divisão da Alta da Bolívia, gerou-se dois sistemas

de alta pressão. Em 200mb observa-se distintamente um sistema de alta pressão atuando sobre o Nordeste brasileiro (evidenciado nas imagens de satélite), e um cavado sobre grande parte do Brasil.

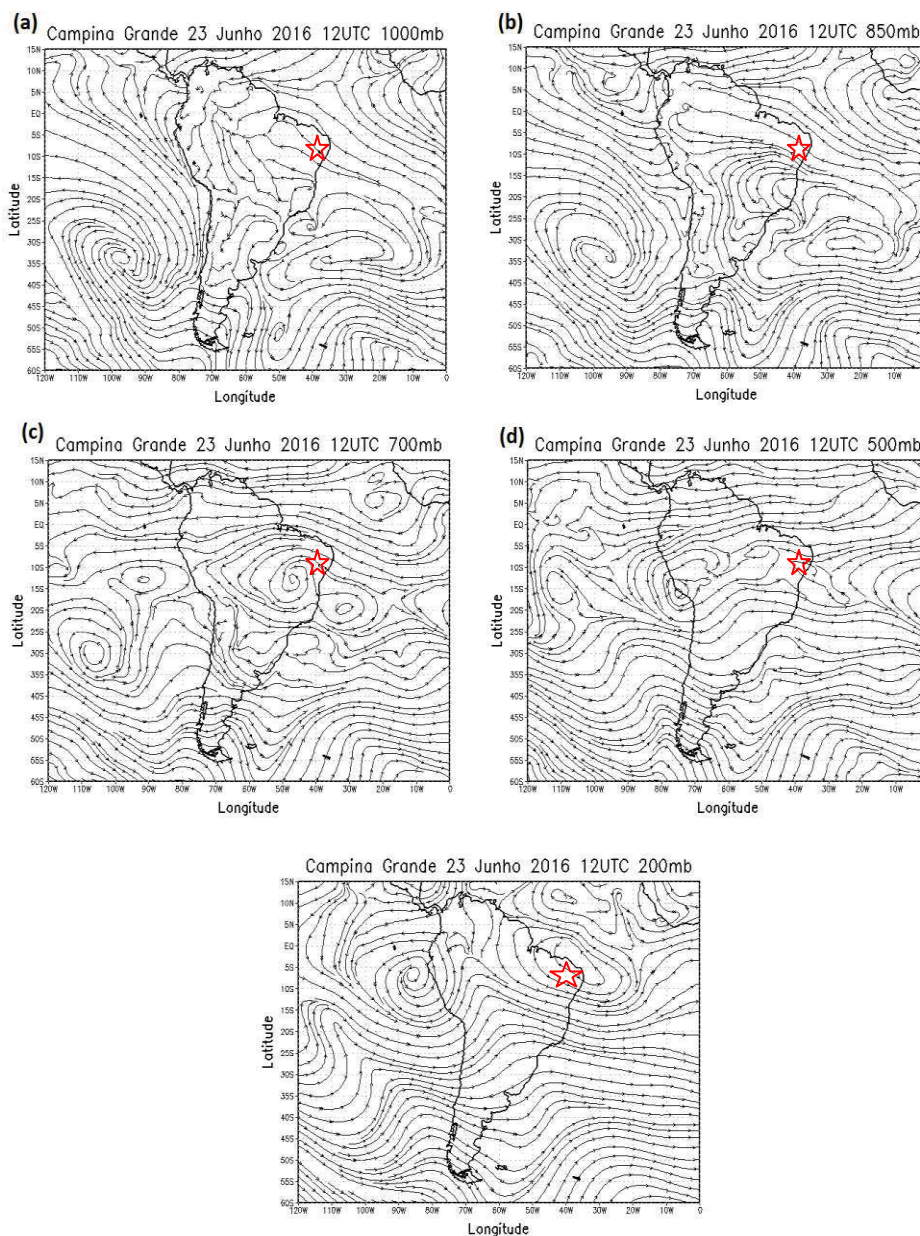


Figura 5.34: Linhas de corrente para as 12 UTC para o dia 23 de junho de 2016 para os níveis de, 1000mb (a); 850 mb (b); 700mb (c); 500mb (d); 200mb (e). A estrela na tonalidade vermelha indica aproximadamente a localização da área do agreste paraibano.

O diagrama Skew-T Log-P na Figura 5.35 (a) demonstrou no dia 23 de junho de 2016 em Campina Grande-PB, dia chuvoso em que as linhas de temperatura do ar – T (linha vermelha) e do ponto de orvalho – Td (linha verde) estão próximas perto da superfície, sendo exatamente onde ocorreu a formação da base da nuvem (*Lifted Condensation Level –LCL*) e o LFC (*Level of Free Convection*) que é o nível de convecção livre/espontânea que indica a

camada de início da convecção, e acima ocorreu o afastamento entre as linhas. Lembra-se que Campina Grande está a uma altitude de 551m no Planalto da Borborema, justificando porque o LCL e LFC começam tão perto da superfície. Como pode-se observar nas linhas de corrente havia de sistemas de alta pressão atuando sobre o NEB, observa-se no perfil da atmosfera o afastamento da linhas de T e Td acima do LCL e LFC. Com os ventos provenientes de sudeste, mudando em 500mb vindos de leste e acima provenientes de sudoeste e oeste, assim, variando muito o vento ao longo do perfil da atmosfera. O EL (*Equilibrium Level*) estava próximo de 12km.

Observa-se na Figura 5.35 (b) que entre a superfície e aproximadamente 6km ocorreu advecção fria, isto está relacionando aos ventos provenientes dos sistemas meteorológicos atuantes que foram observados nas Figuras 5.33 e 5.34, como a Alta da Bolívia. Acima de 6km há advecção quente, possivelmente devido ao transporte de ar quente proveniente do continente, e por ser uma localidade montanhosa onde ocorre incidência solar primeiro no topo da montanha, aquecendo, justifica-se esse ar mais quente em níveis elevados da atmosfera. O acoplamento entre os diversos sistemas meteorológicos definiram o perfil atmosférico desta localidade.

Na Figura 5.35 (c) há um ângulo considerado crítico de  $53^\circ$ , e a plotagem mostra que ocorreu nas camadas entre 1000 e 700mb, por serem camadas consideradas baixa e de transição com a média, e como foi citado anteriormente que o vento mudou de direção ao longo destas camadas, o programa SHARPPy identificou a possibilidade de situação crítica.

Ao analisar o Theta-E ( $\theta_e$ ) versus a pressão, identifica-se que a atmosfera está potencialmente instável (FIGURA 5.35.d). Detectou-se na Figura 5.35 (e) variação no vento e a possibilidade de desenvolvimento de uma supercélula acima de 8km, mas não foi identificada condição perigosa como granizo para este dia (FIGURA 5.34.f).

Na Figura 5.35 (g) os parâmetros e índices de instabilidade mostraram que a parcela à base de superfície (*CFS- Surface base parcel*) teve um CAPE de 590, que de acordo com Petty (2008) indica que a superfície da atmosfera estava marginalmente, em outras palavras, pouco instável. Esta localidade foi a que apresentou menor CAPE até o presente momento, e o CINE também, igual a 0 J/kg, indicando que não havia inibição próxima à superfície, justificando também do LCL e LFC iniciarem próximo a superfície, possivelmente proveniente da topografia da localidade, área montanhosa, altitude de 551 metros.

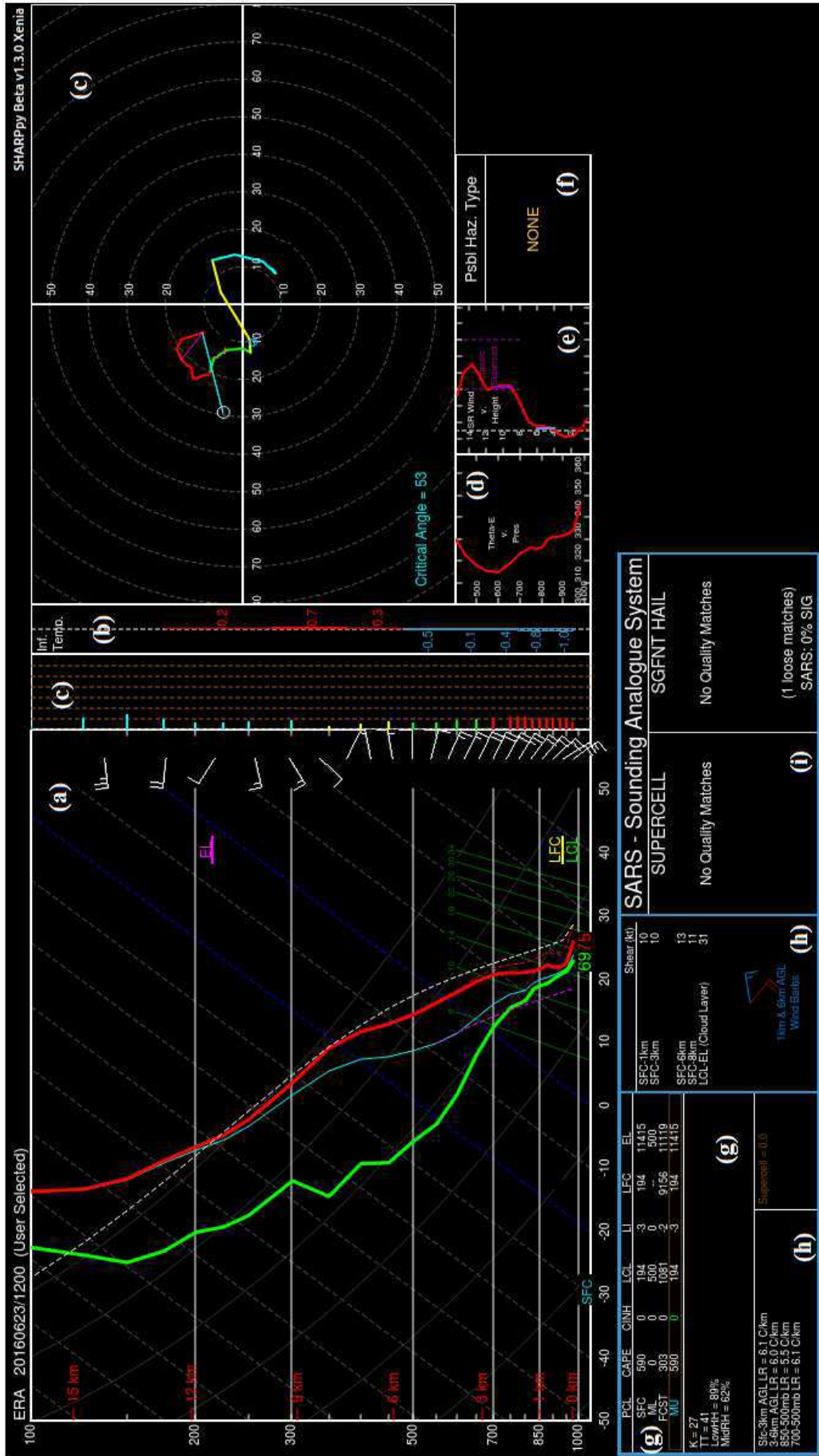


Figura 5.35: Plote do programa SHARPPy para o dia 23 de junho de fevereiro de 2016 às 12UTC para a cidade de Campina Grande- PB. Perfil termodinâmico e velocidade (nós) e direção do vento (a); advecção (b); mudanças do vento nas camadas (em graus) – Hodógrafo (c); perfil de vento relativo versus pressão (d); perfil do vento relativo versus altura para detectar supercélula (e); possibilidade de perigo (f); parâmetros e índices de instabilidade (g); temperatura e vento nas camadas (h); SARS (i); Temperatura do ar – T (linha sólida vermelha); Temperatura do Ponto de Orvalho – Td (linha sólida verde).

O índice de levantamento (LI) de -3 na Figura 5.35 (g) indicou uma atmosfera entre pouco a moderadamente instável. O ML que representa a parcela da camada média mostrou que não havia inibição na atmosfera nesta camada. Na verdade em todos os parâmetros analisados, o CINE foi 0 J/Kg, indicando que não havia inibição ao longo da atmosfera. O CFST (*Forecast storm parcel*) que é a parcela representativa de uma tempestade revelou uma atmosfera moderadamente instável através do CAPE, CINE, LI. O MU (*Must unstable parcel*) indicou a parcela mais próxima à superfície como sendo a mais instável. O índice K foi igual a 27 indicando probabilidade entre 40 a 60% de desenvolvimento de tempestade. E o Total Totals (TT) ficou fora dos padrões de acordo com Petty (2008) e também de Miller (1972), que tem uma versão mais antiga dos valores do índice TT. A média umidade relativa baixa (LowRH) foi igual a 89% e a média da umidade relativa (MidRH) 62%.

Na Figura 5.35 (h) foi observada redução da temperatura entre as camadas de 850-500mb, mas não foi detectada formação de supercélula.

Na Figura 5.35 (i) não foi identificada à possibilidade de desenvolvimento de tempestades e granizo significantes.

### **Sertão – Catolé do Rocha**

#### **➤ Dia 19 de janeiro de 2016**

A Figura 5.36 mostrou uma banda de nebulosidade entre o noroeste e sudeste do Brasil. Esta área é considerada um corredor que transporta umidade e calor da Amazônia em direção ao Sudeste, indicando ser uma área de convergência, associada com nebulosidade côncava atingindo o NEB, e está relacionada a atuação de Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN).

Na Figura 5.37 verifica-se a existência do VCAN do nível de 200mb, que também é identificado 500mb e 700mb. Há também um sistema de alta pressão no extremo norte e um no centro-oeste da América do Sul, este proveniente da Alta da Bolívia. E um sistema de alta pressão no Oceano Atlântico Sul, exceto no nível de 200mb que não bem nítido. É observado o corredor de umidade do noroeste-sudeste entre os níveis de pressão de 1000 a 850mb.

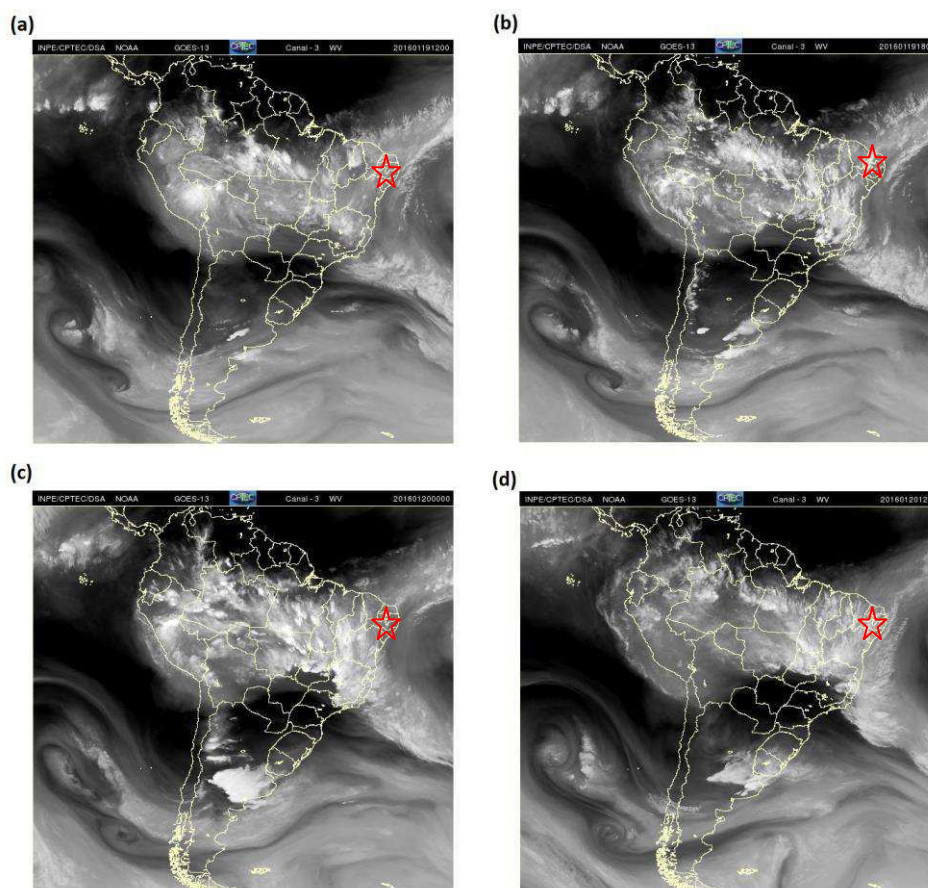


Figura 5.36: Imagem do satélite GOES 13 no canal vapor d'água (WV) para nos horários 12UTC (a) e 18UTC (b) do dia 19 de janeiro de 2016; e 0UTC (c) e 12:00UTC (d) do dia 20 de janeiro de 2016 para o sertão paraibano. A estrela na tonalidade vermelha indica aproximadamente a localização da área foco. (Fonte: Adaptado do <http://www.cptec.inpe.br/products/temp>).

O diagrama Skew-T Log-P na Figura 5.38 (a) verificou o dia chuvoso de 19 de janeiro de 2016 para a cidade Catolé do Rocha. Observa-se que as linhas de temperatura do ar – T (linha vermelha) e do ponto de orvalho – Td (linha verde) próximas entre as camadas de 0 a 1km, indicam alto teor de umidade, mas neste caso não por inversão térmica como foi observado em algumas localidades estudadas anteriormente neste trabalho. E exatamente nestas camadas entre 0 e 1km foi onde ocorreu a formação da base da nuvem (*Lifted Condensation Level* –LCL) e o nível de convecção espontânea (LFC) dando início a convecção. Acima desta camada ocorreu diminuição no teor de umidade, observado pelo afastamento das linhas de T e Td. Na camada acima, entre 700 e 500mb ocorre a aproximação destas linhas novamente. Observa-se que a maior variação ocorreu na temperatura do ponto de orvalho. Neste dia havia a atuação de um sistema de alta pressão no Oceano atlântico Subtropical, e um VCAN no Oceano Atlântico tropical, associados à Alta da Bolívia e a topografia que contribuiram para a formação do LCL e o LFC próximo à superfície. Catolé do

Rocha tem a altitude de 272m localizado na retaguarda, a sotavento do Planalto da Borborema, descendo a montanha. Os ventos são provenientes de nordeste nos baixos níveis e com a altitude mudam bruscamente próximo a 700mb. O EL (*Equilibrium Level*) está entre 12 e 15km, e representa quando a atmosfera entrou em equilíbrio.

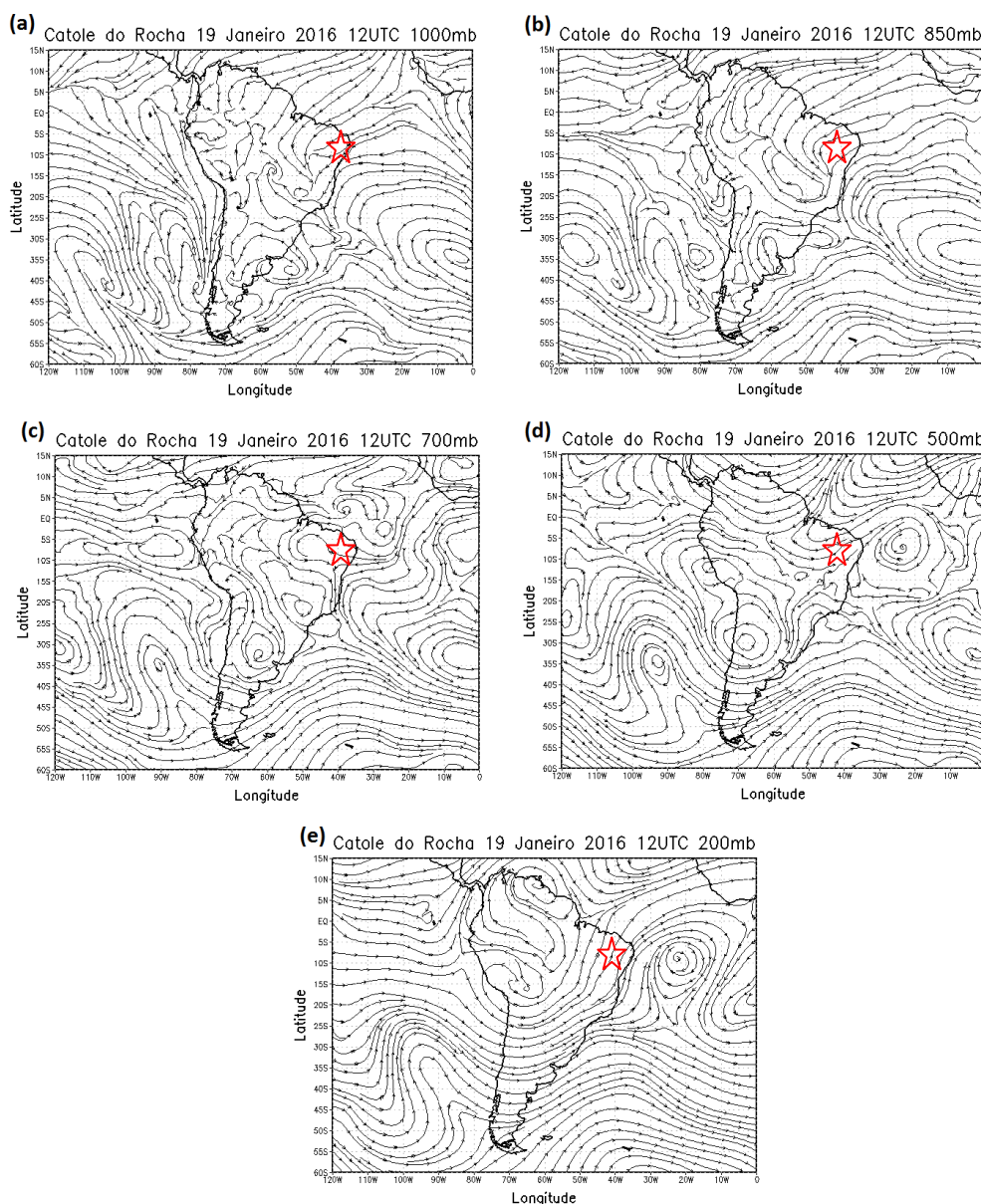


Figura 5.37: Linhas de corrente para as 12 UTC para o dia 19 de janeiro de 2016 para os níveis de, 1000mb (a); 850 mb (b); 700mb (c); 500mb (d); 200mb (e). A estrela na tonalidade vermelha indica aproximadamente a localização da área foco deste estudo.

Na Figura 5.38 (b) observa-se que entre a superfície até aproximadamente 500mb ocorreu advecção quente, proveniente da topografia, e proveniente do VCAN que em sua periferia transporta ar quente e úmido dos baixos para os altos níveis. Acima de 500mb ocorre à transição entre a advecção fria e quente, e nos níveis de pressão acima a advecção fria prevalece, indicando que o ar estava mais frio e seco. Nas camadas acima de 500mb tem-se a

topografia influenciando, com movimentos subsidentes gerados pelo processo vale-montanha, e ar mais frio e seco em altos níveis provenientes do VCAN. Estes fatores mostraram que houve interação e o acoplamento das diversas escalas que foram dominadas pelo VCAN e somadas à topografia.

Na Figura 5.38 (c) há um ângulo considerado crítico de  $139^\circ$  entre as camadas de 1000 e 700mb, sendo considerado um valor elevado, com possibilidade de desenvolvimento de tempestades.

Na Figura 5.38 (d), o Theta-E ( $\theta_e$ ) versus a pressão, mostrou ao longo do perfil acentuado de redução de Theta-E ( $\theta_e/dz < 0$ ) indicando a condição de atmosfera potencialmente instável, exceto entre as camadas acima de 600mb. Na Figura 5.38 (e) foi detectada possibilidade de desenvolvimento de uma supercélula acima de 10km. Na Figura 5.38 (f) não foi identificada condição de tempo perigosa.

Na Figura 5.38 (g) os parâmetros e índices de instabilidade mostraram que a parcela à base de superfície (*CFS*) detectou o CAPE de 1655, e de acordo com Petty (2008), isto indica que a superfície da atmosfera estava moderadamente instável. O CINE igual a 0 J/kg, indicou que não houve inibição próxima a superfície, justificando também o LCL e LFC iniciarem tão próximos a superfície. Deve-se levar em consideração também a topografia do local. O índice de levantamento (LI) igual a -4 indicou atmosfera moderadamente instável. O ML que representa a parcela da camada média mostrou que o CINE era de -30 indicando inibição na atmosfera nesta camada. O CFST (*Forecast storm parcel*) que é a parcela representativa de uma tempestade revelou um CAPE de 893 que indica uma atmosfera pouco instável. O MU (*Must unstable parcel*) indicou a parcela mais próxima à superfície a mais instável como foi observado no SFC. Tem-se o índice K igual a 29 que indicou probabilidade entre 40 a 60% de desenvolvimento de tempestade, de acordo com Petty (2008). E o Total Totals de 40 indicou baixa possibilidade de tempestades, revelando que este índice não funcionou muito bem para esta localidade se comparar tanto a versão antiga dos índices de instabilidade que era utilizada por Miller (1972), como na versão mais atualizada do índice de instabilidade Total Totals (TT) de Petty (2008). A média umidade relativa baixa (LowRH) igual a 89% e a média da umidade relativa (MidRH) 72%, foi uma das mais altas umidade relativa observadas até o momento.

Na Figura 5.38 (h) foi detectado aumento da temperatura entre as camadas de 850-500mb, isto é diferente do que foi observado para as outras localidades estudadas, e não foi detectada formação de supercélula. Na Figura 5.38 (i) não foi identificada significância para a possibilidade de desenvolvimento de tempestade e granizo.



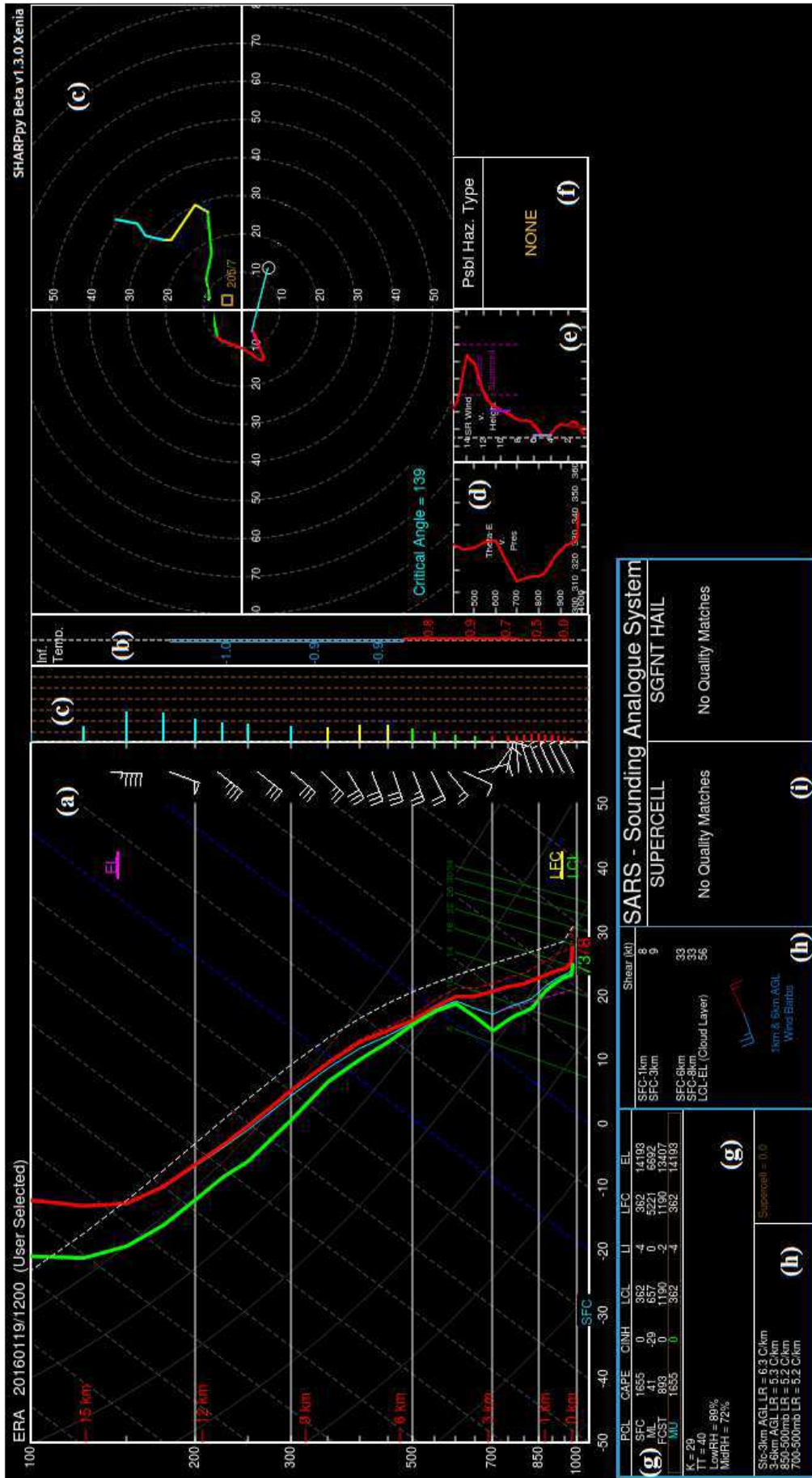


Figura 5.38: Plote do programa SHARPPy para o dia 19 de janeiro de fevereiro de 2016 às 12UTC para a cidade de Catolé do Rocha-PB. Perfil termodinâmico e velocidade (nós) e direção do vento (a); advecção (b); mudanças do vento nas camadas (em graus) – Hodógrafo (c); perfil  $\theta$ e versus pressão (d); perfil do vento relativo versus altura para detectar supercélula (e); possibilidade de perigo (f); parâmetros e índices de instabilidade (g); temperatura e vento nas camadas (h); SARS (i); Temperatura do ar – T (linha sólida vermelha); Temperatura do Orvalho – Td (linha sólida verde).

### Todas as localidades paraibanas

#### ➤ Dia 07 de Agosto de 2016

Na análise dos gráficos de dispersão, este dia foi considerado seco e com resultados similares entre os dados da reanálise e os dados médios observados para todas as localidades estudadas. O objetivo de escolher o mesmo dia para todos foi para verificar como se comportou a atmosfera para as diversas localidades sob a mesma condição meteorológica.

É visualizado nas imagens de satélite na Figura 5.39 que há uma área com tonalidade escura sobre grande parte do Brasil e isso corresponde a um sistema de alta pressão atuando. Porém, ao longo do tempo o sistema vai enfraquecendo e mudando de posição, assim, a partir das 00UTC do dia 08 de agosto é observada nebulosidade sobre parte do NEB, exceto parte do estado da Bahia. Também há um sistema frontal atuando sob o Oceano Atlântico Subtropical e parte do Brasil.

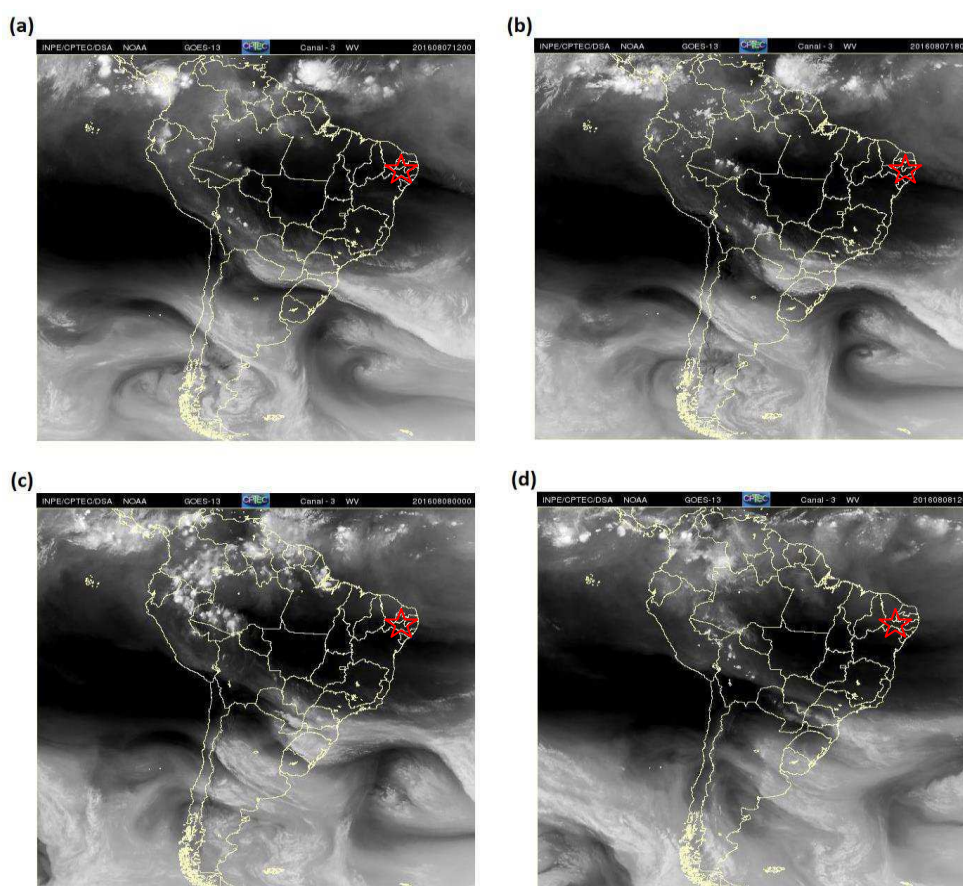


Figura 5.39: Imagem do satélite GOES 13 no canal vapor d'água (WV) para nos horários 12UTC (a) e 18UTC (b) do dia 07 de agosto de 2016; e 00UTC (c) e 12:00 UTC (d) do dia 08 de agosto de 2016. A estrela na tonalidade vermelha indica aproximadamente a localização da área foco deste estudo. (Fonte: Adaptado do <http://www.cptec.inpe.br/products/temp>).

Na Figura 5.40, observa-se em 1000mb que as linhas de correntes estavam no sentido sudeste/leste para noroeste, provenientes de um sistema de alta pressão se afastando no oceano Atlântico Sul, tendo uma crista associada se propagando para 850mb e em grande parte do Brasil, nordeste, centro-oeste e sudeste. Em 850mb observa-se também a Alta dos Açores no oceano Atlântico Norte tropical. Em 700mb tem-se um sistema de alta pressão no continente definindo-se e um sistema anticiclônico fechado, e o sistema de alta pressão no oceano Atlântico Sul. Em 500mb e 200mb prevalece um sistema de alta pressão atuando no centro, nordeste e parte do oceano, outro sistema atuando proveniente da Alta da Bolívia. Estes sistemas estão associados a dia de céu com poucas nuvens a claro, com pouca possibilidade de chuva.

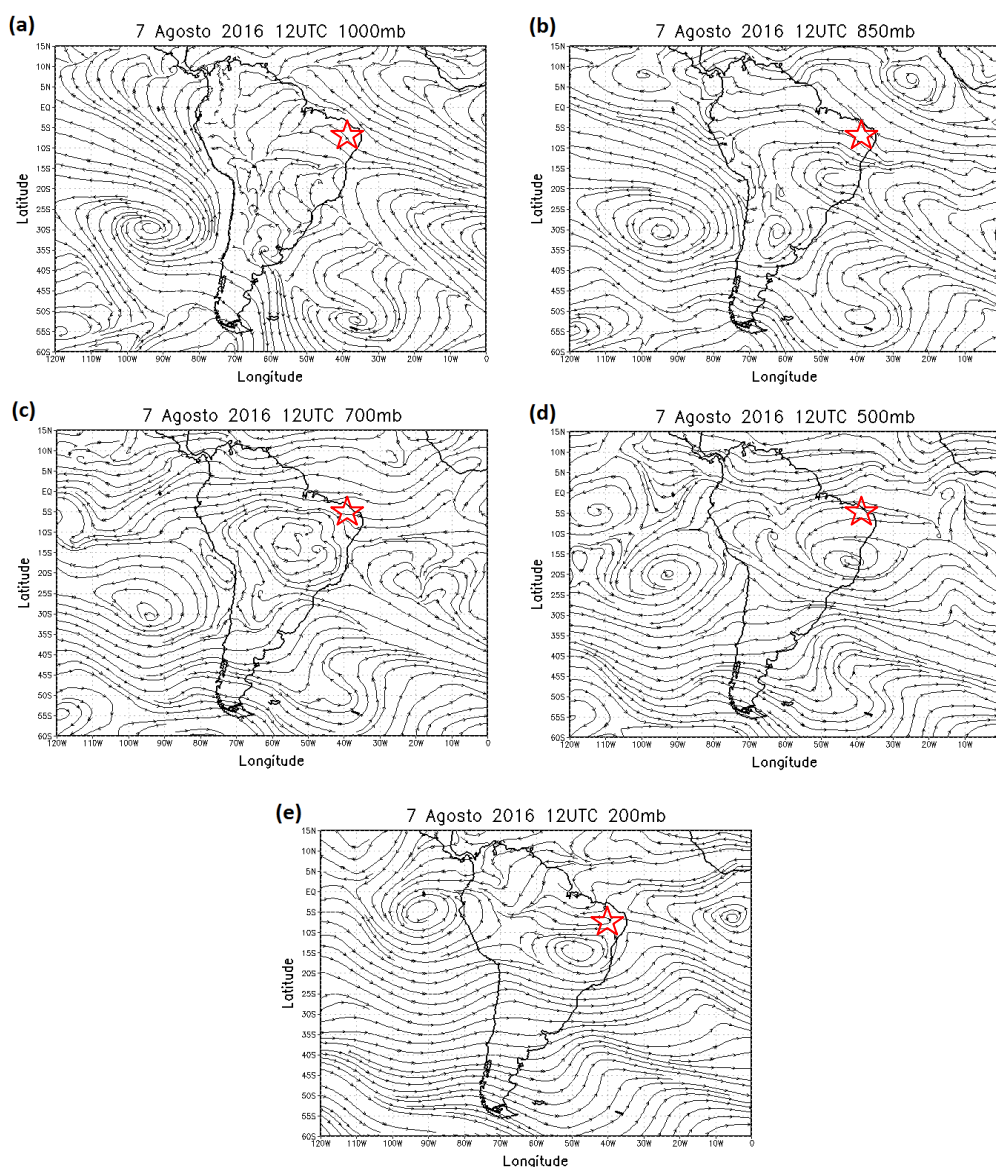


Figura 5.40: Linhas de corrente para as 12 UTC para o dia 07 de agosto de 2016 para os níveis de, 1000mb (a); 850 mb (b); 700mb (c); 500mb (d); 200mb (e). A estrela na tonalidade vermelha indica aproximadamente a localização da área foco deste estudo.

Os diagramas Skew-T Log-P das Figuras 5.41 à 5.45 (a) para o dia 07 de agosto de 2016, dia seco, foram analisadas juntamente para todas as localidades com o objetivo de identificar similaridades ou diferenças entre estes sob as mesmas condições atmosféricas. Observou-se que as linhas de temperatura do ar – T (linha vermelha) e do ponto de orvalho – Td (linha verde) entre 100mb até um pouco acima de 850mb estão próximas, indicando teor de umidade na atmosfera entre estas camadas, entretanto as linhas não estão muito perto, mas desenvolveu-se a base da nuvem entre 0 e 1km (*Lifted Condensation Level* –LCL). Acima de 850mb, observa-se o afastamento das linhas de T e Td indicando redução do teor de umidade, e secagem na atmosfera. Exceto Taperoá e Catolé do Rocha mostraram inversão térmica próximo a superfície. Os parâmetros de LFC (*Level of Free Convection*) ocorreram em torno de 700mb ou 850mb. O EL (*Equilibrium Level*) ocorreu em todas as localidades abaixo de 500mb, exceto Catolé do Rocha e Alhandra que ocorreu em 700mb. Os ventos foram parecidos próximo à superfície provenientes de sudeste, mudando de direção ao longo do perfil da atmosfera.

Nas Figuras 5.41 a 5.45 (b) detectou-se advecção fria na maior parte do perfil, proveniente do sistema de alta pressão, exceto em uma determinada camada foi detectada advecção quente (valores positivos em vermelho, entre 0.1 a 0.3). Entretanto, Taperoá e Catolé do Rocha também detectaram advecção quente na camada de 850mb.

Nas Figuras 5.41 a 5.45 (c) não foi detectado um ângulo considerado crítico que se relata a possibilidade de desenvolvimento de tempestades. Nas Figuras 5.41 a 5.45 (d), o Theta-E ( $\theta_e$ ) versus a pressão, mostrou ao longo do perfil uma acentuada redução de Theta-E ( $\theta_e/dz < 0$ ) indicando a condição de atmosfera potencialmente instável, exceto nas camadas acima de 800mb que demonstrou  $\theta_e/dz > 0$  que corresponde a uma atmosfera potencialmente estável. Nas Figuras 5.41 a 5.45 (e), não foi detectada possibilidade de desenvolvimento de uma supercélula. E nas Figuras 5.41-5.45 (f), não foi identificada condição de tempo de perigosa para desenvolvimento de, por exemplo, granizo.

Nas Figuras 5.41 a 5.45 (d), o Theta-E ( $\theta_e$ ) versus a pressão, mostrou ao longo do perfil uma acentuada redução de Theta-E ( $\theta_e/dz < 0$ ) indicando a condição de atmosfera potencialmente instável, exceto nas camadas acima de 800mb que demonstrou  $\theta_e/dz > 0$  que corresponde a uma atmosfera potencialmente estável. Nas Figuras 5.41 a 5.45 (e), não foi detectada possibilidade de desenvolvimento de uma supercélula. E nas Figuras 5.41-5.45 (f), não foi identificada condição de tempo de perigosa para desenvolvimento de, por exemplo, granizo.

Nas Figuras 5.41 a 5.45 (g), os parâmetros e índices de instabilidade mostraram que a

parcela à base de superfície (*CFS*) detectou como maior CAPE de 114 para Alhandra-PB e o menor para Taperoá-PB igual a 4, e de acordo com Petty (2008) indica que a superfície da atmosfera estava pouco instável a estável. O CINE variou entre -3 J/kg em Catolé do Rocha a -85 J/Kg em Campina Grande, e todas as localidades mostraram CINE negativo, indicando uma atmosfera estável, com inibição muito forte. Valores de CINE menores que 0 J/kg indicam maior dificuldade de a iniciação convectiva de uma parcela da superfície até o NCE, ou seja, dificulta a parcela a ascender e começar o processo de formação de nuvem. O índice de levantamento (LI) variou entre 1 e 2 indica convecção muito fraca a fraca. O ML que representa a parcela da camada média mostrou que o CINE foi de 0 indicando inibição na atmosfera nesta camada, exceto Alhandra-PB mostrou o valor de -223, indicando alto grau de inibição na atmosfera nesta camada. O CFST (*Forecast storm parcel*) que é a parcela representativa de uma tempestade revelou um CAPE de 0 que indica atmosfera estável, sem energia potencial disponível, exceto Alhandra novamente se destacou mostrando o CAPE de 50 J/kg. O MU (*Must unstable parcel*) indicou a parcela mais próxima à superfície a mais instável como foi observado no SFC. E tem-se o índice K variou entre -9 e -13 que indica probabilidade 0% de chance de desenvolvimento de tempestade, de acordo com Petty (2008). O Total Totals foi de 32, exceto Catolé do Rocha e Taperoá com 31, e todos indicaram improvável possibilidade de tempestades de acordo com Miller (1972), entretanto como estes valores estão fora dos padrões, então foram considerados como não sendo bons indicadores de probabilidade de tempestades para as localidades estudadas. Na versão mais atualizada do índice de instabilidade TT de Petty (2008), só se considerada a possibilidade de tempestades a partir de 44. A média da umidade relativa baixa (LowRH) variou entre 65% a 78%, e a média da umidade relativa (MidRH) variou entre 11% a 36%.

Nas Figuras 5.41 a 5.45 (h), foi detectado diminuição da temperatura entre as camadas de 850-500mb. E não foi detectada formação de supercélula. E nas Figuras 5.43 a 5.47 (i), não foi identificada significância para a possibilidade de desenvolvimento de tempestade e granizo em nenhuma das localidades.

Observou-se que todas as localidades tiveram respostas condizentes com o esperado sob a atuação dos sistemas meteorológicos atuantes, mostrando o acoplamento entre diversos sistemas meteorológicos nas diversas escalas, entretanto o posicionamento (latitude e longitude) e o fator topográfico mostram-se com grande peso nas análises dos perfis da atmosfera de cada localidade estudada neste trabalho.

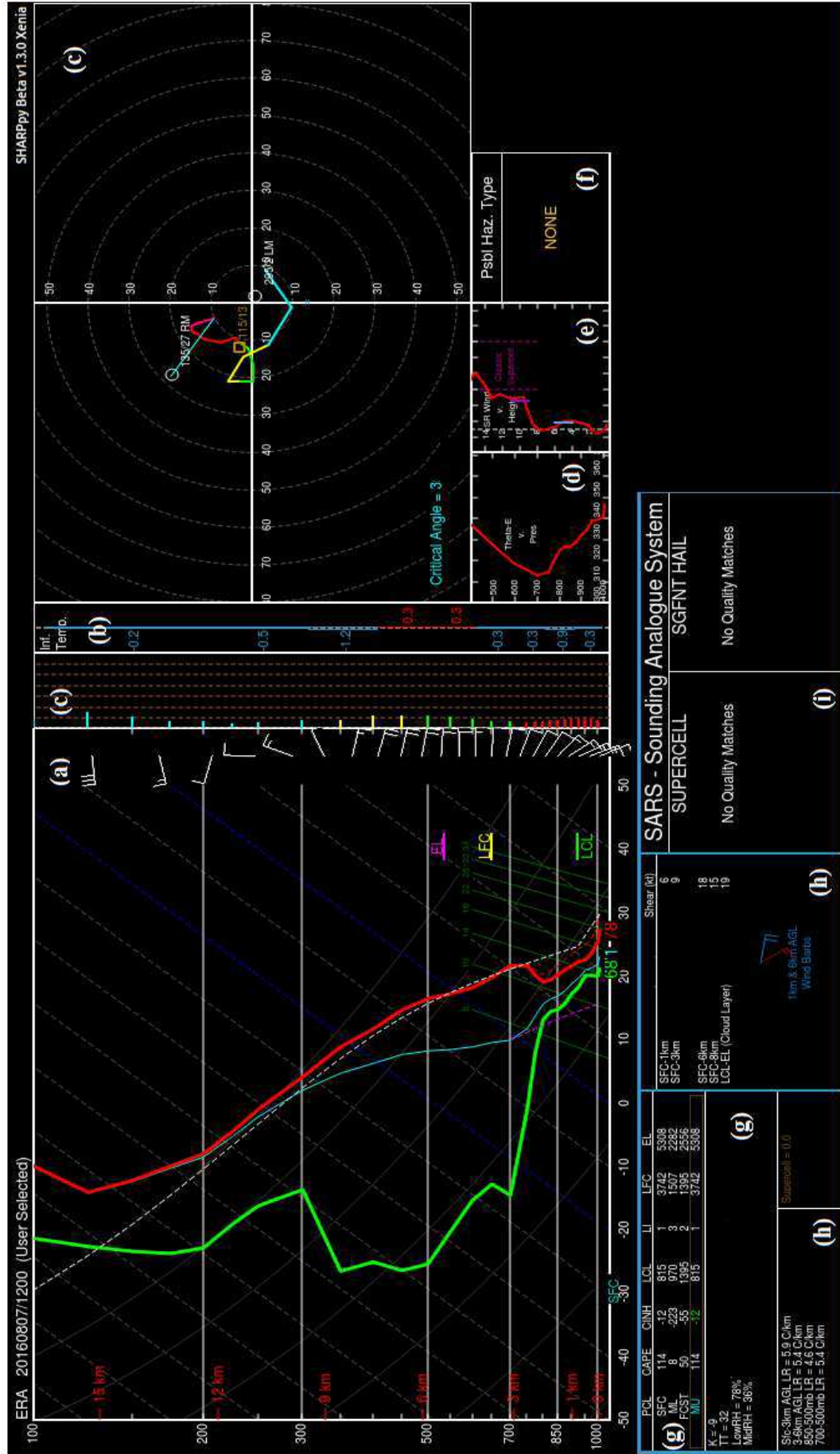


Figura 5.41: Plote do programa SHARPPy para o dia 07 de agosto de 2016 às 12UTC para a cidade de Alhandra-PB. Perfil termodinâmico e velocidade (nós) e direção do vento (a); advecção (b); mudança do vento nas camadas (em graus) - Hodógrafo (c); perfil de  $\theta$  versus pressão (d); perfil de  $\theta$  versus pressão (d); perfil de  $\theta$  versus pressão (d); possibilidade de perigo (f); parâmetros e índices de instabilidade (g); temperatura e vento nas camadas (h); SARS (i). Temperatura do ar - T (linha sólida vermelha); Temperatura do ar - T (linha sólida verde).

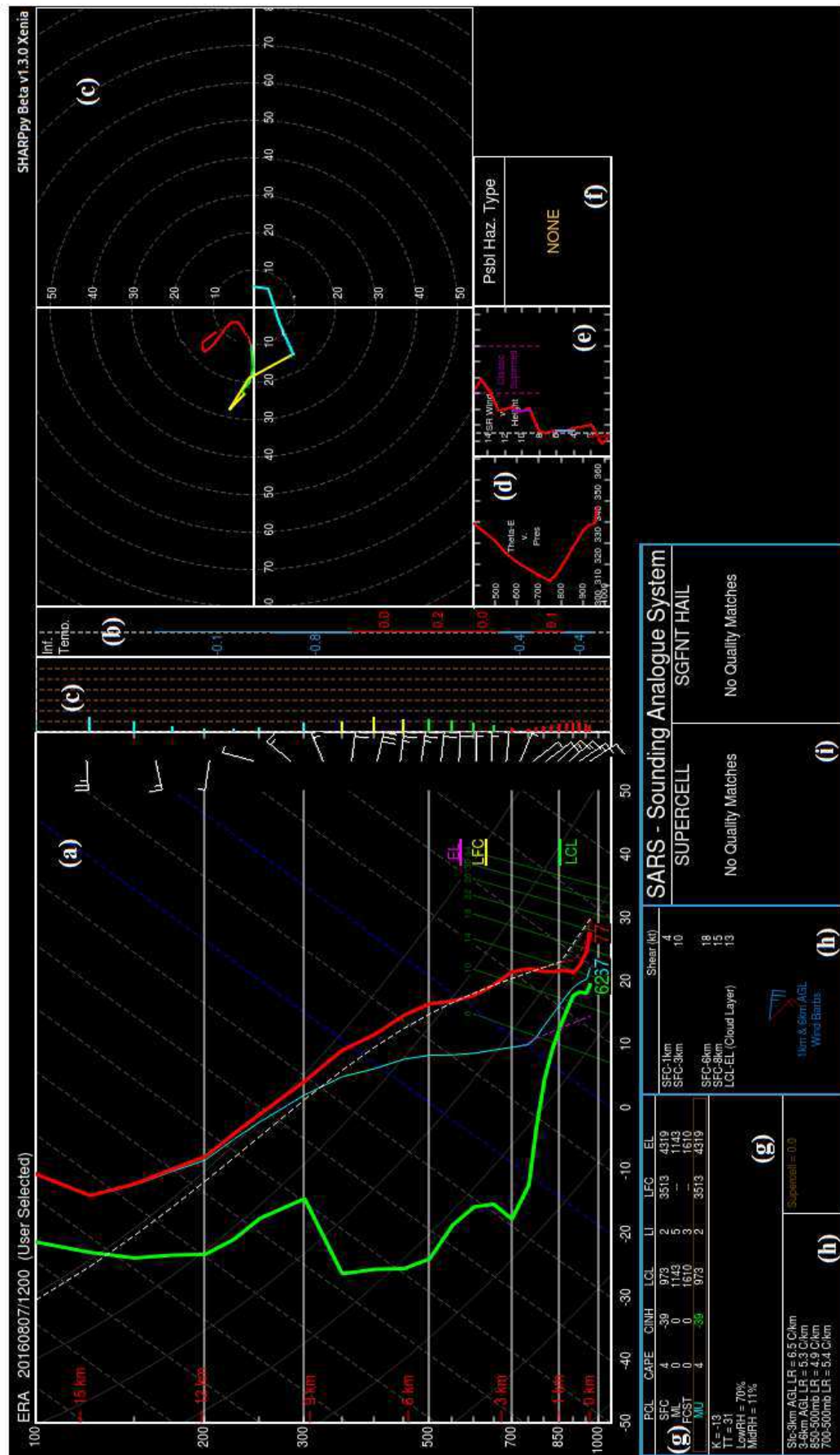


Figura 5.42: Plote do programa SHARPPy para o dia 07 de agosto de fevereiro de 2016 às 12UTC para a cidade de Taperoá-PB. Perfil termodinâmico e velocidade (a) e direção do vento (a); advecção (b); mudanças do vento nas camadas (em graus) – Hodógrafo (c); perfil  $\theta$  versus pressão (d); perfil do vento relativo versus altura para detectar supercélula (e); possibilidade de perigo (f); parâmetros e índices de instabilidade (g); temperatura e vento nas camadas (h); SARS (i); Temperatura do ar – T (linha sólida vermelha); Temperatura do Orvalho – Td (linha sólida verde).

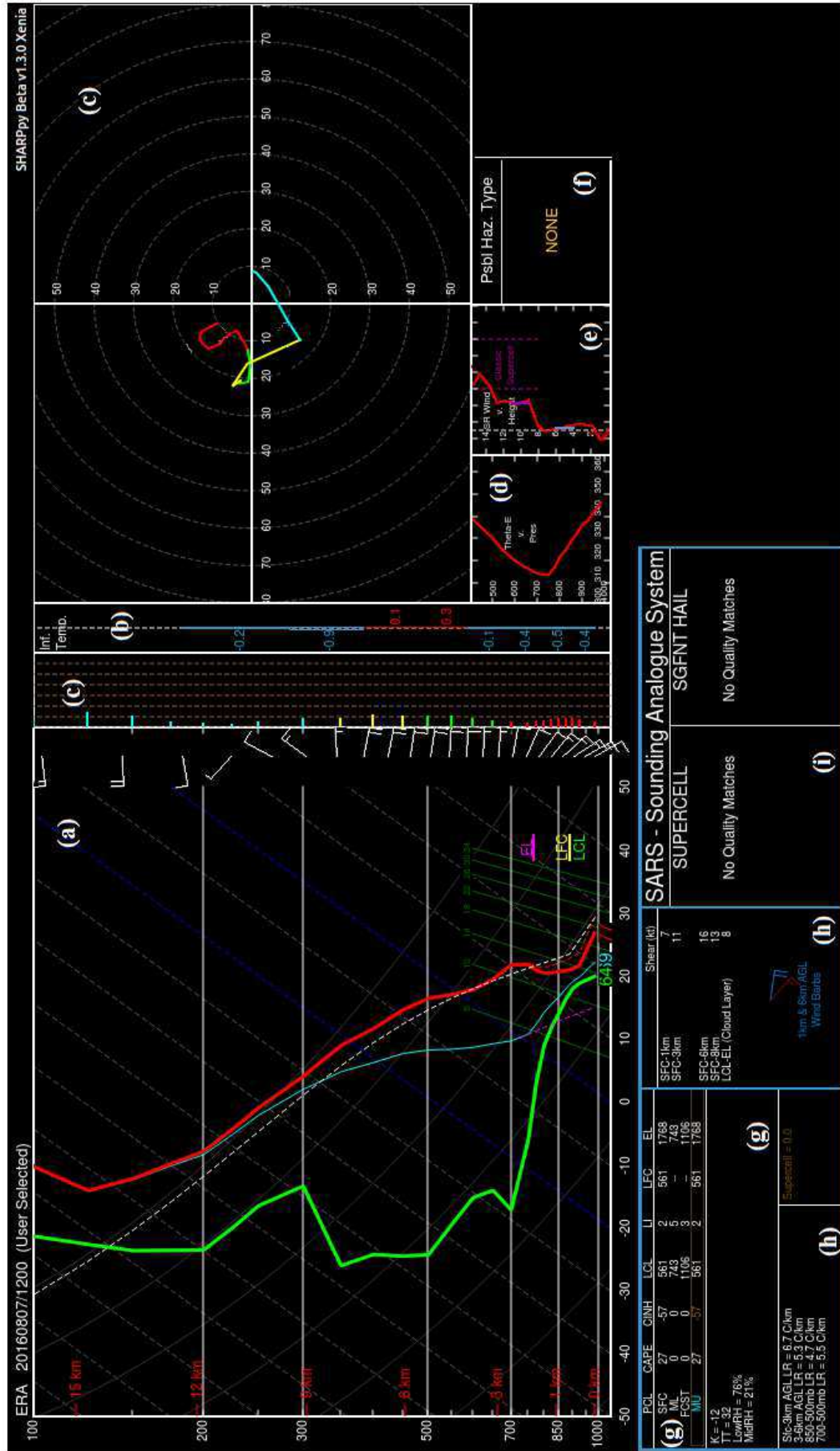


Figura 5.43: Plote do programa SHARPPy para o dia 07 de agosto de 2016 às 12UTC para a cidade de Areia-PB. Perfil termodinâmico e velocidade e direção do vento (a); advecção (b); mudanças do vento nas camadas (em graus) – Hodógrafo (c); perfil de versus pressão (d); perfil de vento relativo versus altura para detectar supercélula (e); possibilidade de perigo (f); parâmetros e índices de instabilidade (g); temperatura e vento nas camadas (h); SARS (i); Temperatura do ar - T (linha sólida vermelha); Temperatura do Orvalho - Td (linha sólida verde).



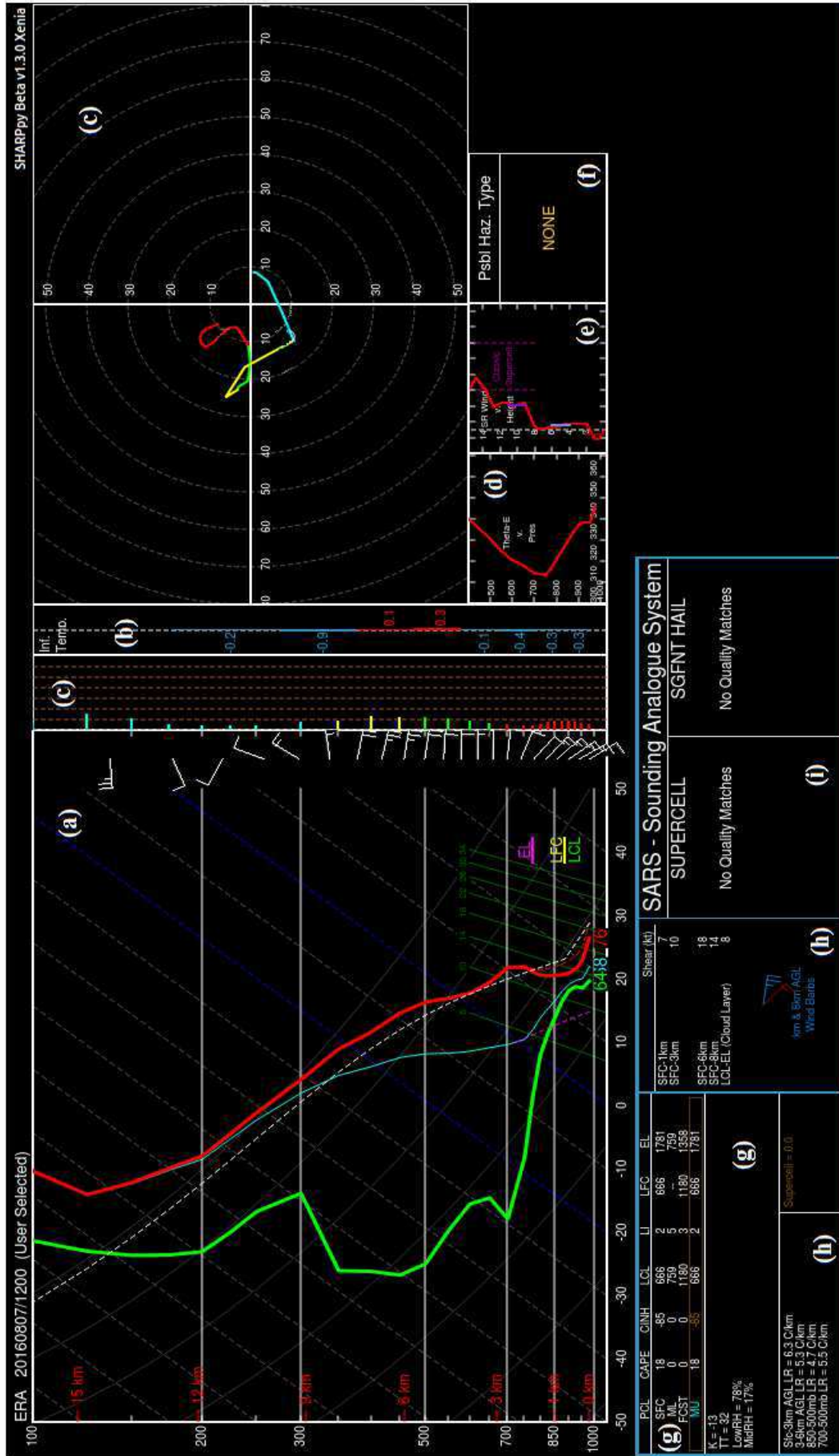


Figura 5.44: Plote do programa SHARPPy para o dia 07 de agosto de fevereiro de 2016 às 12UTC para a cidade de Campina Grande– PB. Perfil termodinâmico e velocidade (nós) e direção do vento (a); advecção (b); mudanças do vento nas camadas (em graus) – Hodógrafo (c); perfil de versus pressão (d); perfil de vento relativo versus altura para detectar supercélula (e); possibilidade de perigo (f); parâmetros e índices de instabilidade (g); temperatura e vento nas camadas (h); SARS (i); Temperatura do ar – T (linha sólida vermelha); Temperatura do Ponto de Orvalho – Td (linha sólida verde).

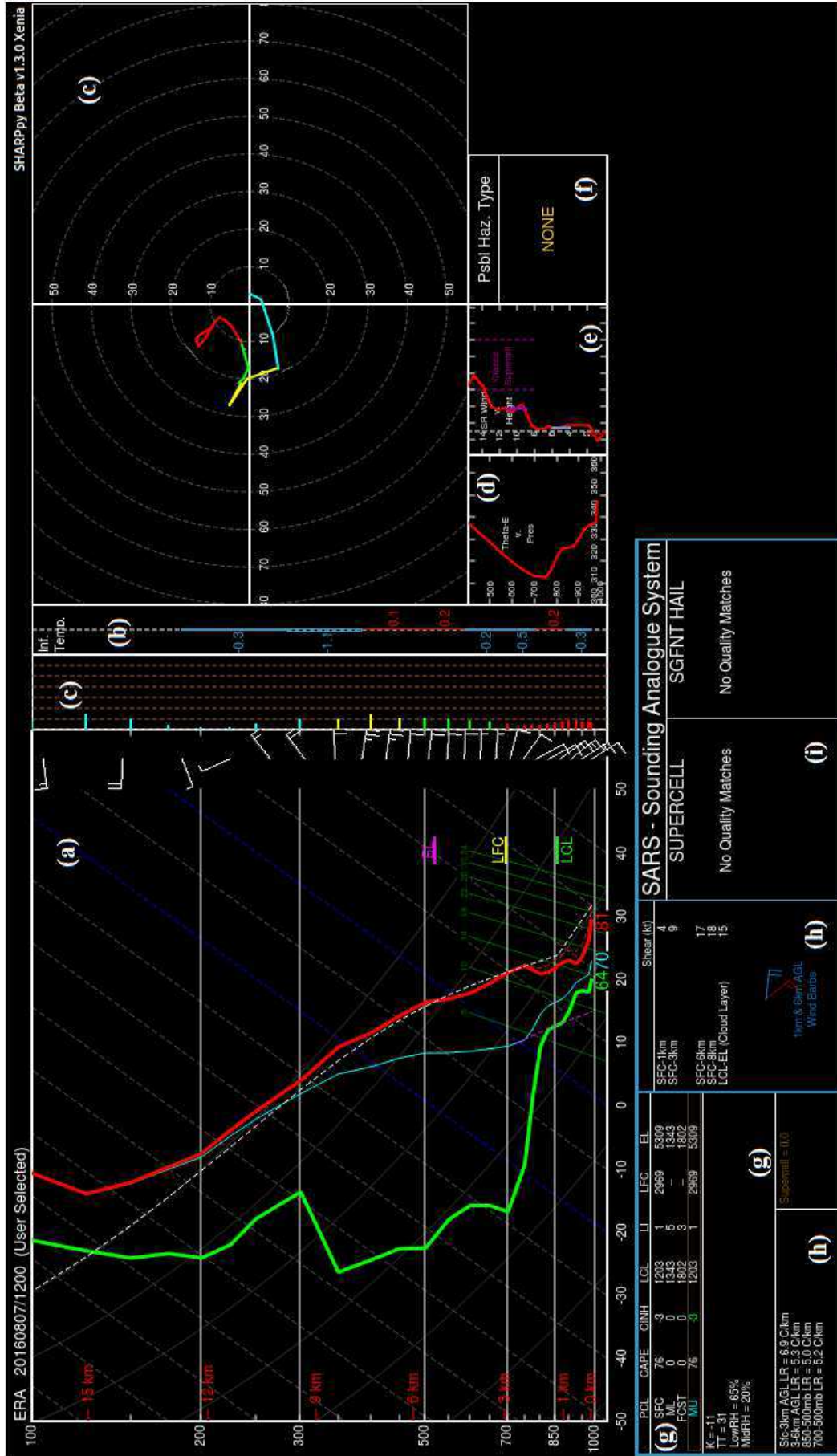


Figura 5.45: Plote do programa SHARPPy para o dia 07 de agosto de fevereiro de 2016 às 12UTC para a cidade de Catolé do Rocha-PB. Perfil termodinâmico e velocidade (a) e direção do vento (b); mudanças do vento nas camadas (em graus) – Hodógrafo (c); perfil  $\theta$  versus pressão (d); perfil do vento relativo versus altura para detectar supercélula (e); possibilidade de perigo (f); parâmetros e índices de instabilidade (g); temperatura e vento nas camadas (h); SARS (i); Temperatura do ar – T (linha sólida vermelha); Temperatura do Ponto de Orvalho – Td (linha sólida verde).

## CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES

---

- Na Análise de Ondeleta, todas as localidades apresentaram confiança acima de 95% no ciclo anual. Entretanto, escalas menores de 0.25 (intrasazonal, 1 a 2 meses), maior que 0.25 (sazonal, 3 meses) e 0.50 (semi-anual, 6 meses) também se destacaram, mostrando que essas escalas são significantes na pluviometria, corroborando com Braga et al. (2014);
- O ano de 1985 destacou-se em 4 (quatro) das localidades estudadas como ano com maior precipitação, seguido do ano de 2011. Somente Alhandra divergiu desta informação;
- Verificou-se através dos histogramas, para o ano de 2016 que os dados diários de precipitação da reanálise e dados médios observados são próximos a equivalentes;
- Nos histogramas o intervalo entre 0-5mm prevaleceu com maiores índices de número de dias e frequência percentual. Entretanto, alguns problemas foram detectados. Na maioria das localidades a reanálise não detectou precipitação acima de 10mm (Taperoá), 15mm (Areia, Campina Grande) ou 20mm (Alhandra, Catolé do Rocha). Isto indica que precipitações moderadas a intensas associadas a atuação de sistemas meteorológicos como por exemplo sistemas convectivos que atuam em curtos espaços de tempo não são detectados, corroborando com Chakraborty (2010);
- Nos gráficos de dispersão os resultados mostraram que os meses que se enquadravam no quadrimestre mais chuvoso eram os que apresentavam maiores discrepâncias entre os dados. Justificado pela problemática da reanálise observada nos histogramas;
- Não foi possível utilizar os mesmos dias chuvosos para todas as localidades, devido a variação na distribuição das chuvas, exceto em Alhandra e Taperoá. Foi escolhido o dia 07 de agosto, dia seco para todas as localidades, pois apresentavam semelhança entre os dados;
- As imagens do satélite GOES 13 contribuíram para visualizar áreas de nebulosidade sobre o NEB, e as linhas de corrente propiciaram a visualizar que sistemas meteorológicos estavam atuando, assim contribuíram na análise do perfil vertical da atmosfera. Mostraram que sistemas meteorológicos localizados com seu centro de pressão atuando em outras áreas, no caso, afastados do NEB, também afetam a atmosfera sobre o estado da Paraíba;
- Na análise do aspecto meteorológico o dia 02 de maio mostrou que estava sob atuação de

um sistema de alta pressão no continente associado a áreas de nebulosidade, sistema convectivo e a Alta dos Açores atuaram sobre o estado da Paraíba, especificamente em Alhandra e Taperoá. No dia 24 de fevereiro, Areia estava sob a atuação de um sistema de alta pressão e um cavado nos altos níveis. Para Campina Grande, o dia 23 de julho mostrou dois sistemas de alta pressão no continente, um proveniente da Alta da Bolívia e um sistema de alta pressão transiente nos altos níveis no NEB. O dia 19 de janeiro a localidade de Catolé do Rocha estava sob a atuação de sistema de alta pressão no oceano Atlântico Sul e um VCAN no oceano Atlântico Sul próximo à área equatorial. O dia 07 de agosto estava sob atuação de um sistema de alta pressão no NEB, a Alta dos Açores e um sistema de alta pressão no Oceano Atlântico Sul equatorial;

- Na aplicação do programa SHARPPy foi utilizado como teste. Os resultados mostraram coerência no perfil e nos parâmetros utilizadas para estudar a atmosfera. Entretanto, nem todas as informações que o SHARPPy disponibiliza foram utilizadas, devido a alguns parâmetros terem sido desenvolvidos especificamente para a atmosfera local de Norman-OK-EUA, lugar de origem do programa. A suavização em algumas camadas ao longo do perfil vertical pode ter comprometido de alguma forma a identificação de mudanças sutis no perfil;
- As informações mostraram que a ocorrência de acoplamento entre os diversos fenômenos meteorológicos atuantes condicionam o comportamento da estrutura da atmosfera, e que tanto sistemas de grande, meso e micro escalas estão associados, somados ao fator topográfico, corroborando com Gomes Filho et al. (1996);
- Exceto nos índices de instabilidade, o Total Totals, não mostrou bons resultados em algumas localidades como Alhandra, Campina Grande e Catolé do Rocha, não tendo nenhuma relação entre elas, pois são heterogêneas. Destaca-se que os índices atualizados são mais abrangentes e mais coerentes que os antigos;
- Destaca-se que os índices de instabilidade não são capazes de indicar a chance de tempestade severa se desenvolver, na verdade, eles são o indicativo de possibilidade de ocorrência de tempestade severa se a convecção tiver se desenvolvido, dando ideia da severidade e tipo de tempestade. Esses índices não são capazes de identificar o início da convecção, que necessita de um ‘gatilho’ para iniciar, sendo um dos problemas destes índices. Entretanto, são muito importantes e utilizados nos centros meteorológicos para as previsões meteorológicas, por serem capazes de informar a possível ocorrência de

tempestades;

- Este trabalho mostrou que a junção de todas as ferramentas resultou na obtenção de informações mais precisas sob o comportamento da atmosfera e pode-se observar que os dados de reanálise do ERA INTERIM podem ser utilizados nos estudos meteorológicos aplicados ao estado da Paraíba;
- Entretanto, estudos futuros ainda precisam ser feitos para verificar casos em que os dados da reanálise e dados médios observacionais divergem, como em casos de sistemas meteorológicos que atuam em curto espaço de tempo e provocam chuva intensa, e o programa SHARPy precisa ser explorado mais detalhadamente. As informações obtidas neste trabalho são de extrema importância, pois possibilitam obter com uma maior precisão o perfil da atmosfera, algo que é tão importante atualmente para diversas áreas na meteorologia, como na aviação, nos centros meteorológicos, assim como é relevante para o dia-dia da sociedade.

**REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

---

ABREU SÁ, L. D. DE.; SAMBATTI, S. B. M.; GALVÃO, G. P. Ondeleta de Morlet Aplicada ao Estudo da Variabilidade do nível do Rio Paraguai em Ladário, **Pesquisa agropecuária brasileira**, Brasília, v.33, Número Especial, p.1775-1785, out. 1998.

ACEITUNO, P. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part I: Surface Climate. **Monthly Weather Review**, v. 116, n.3, p. 505-524, 1988.

AESA. **Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba. Precipitação pluviométrica mensal (mm), Janeiro de 1996 a Dezembro de 2010 para o estado da Paraíba**. Disponível em: <<http://www.aesa.pb.gov.br>>. Acessado em: dezembro de 2017.

ALCÂNTARA, C. R.; SOUZA, E. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; BIEZATO, B. Influência dos jatos em médios e baixos níveis nos processos de nuvem: estudo numérico de uma linha de instabilidade amazônica. **Revista Brasileira de Meteorologia**. V. 29, n.1. p. 29-46. São Paulo, 2014.

ALMEIDA, P. M. P. **Fenômenos Meteorológicos Extremos e a Segurança das Instalações Nucleares**. Dissertação (Mestrado). Instituto Militar de Engenharia. Rio de Janeiro. 2006.

ALVES, J.M.B.; FERREIRA, F.F.; CAMPOS, J.N.B. Movimento vertical e índices atmosféricos associados às células de Hadley e Walker em anos de contrastes climáticos: Relação com chuvas do setor norte do Nordeste do Brasil-SNNEB. **Revista Brasileira de Meteorologia**, V.20, n.1, p. 15-36, 2005.

ANA. **Agência Nacional das Águas**. Disponível em <<http://www.ana.gov.br/>>. Acessado em dezembro de 2017.

ARAGÃO, J. O. **Um estudo da estrutura das perturbações sinóticas do Nordeste do Brasil**. (INPE-789-TPT/017). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos. 1975.

ARAÚJO, L. E.; SOUZA, F. A.; RIBEIRO, M. A. F. M.; SANTOS, A. S.; MEDEIROS, P. C. Análise estatística de chuvas intensas na bacia hidrográfica do Rio Paraíba ( Statistical analysis of rains intense in the Paraíba River basin). **Revista Brasileira de Meteorologia**. V.23, n.2, p. 162-169. São Paulo. On-line version ISSN 1982-4351. 2008.

ARAÚJO, W. S. **Deteção de tendências de mudanças climáticas para os estados da Bahia e Sergipe por meio de índices pluviométricos**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande-PB. 2009.

BARBOSA, T. F., CORREIA, M.F. Sistemas Convectivos Intensos no Semiárido Brasileiro: O Controle da Grande Escala. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.19, n.3, p. 273- 285, 2005.

BASIST, A.; BELL, G. D. Statistical Relationship between Topography and Precipitation. **Journal of Climate**, v.7, p. 1305-1315. 1994.

BECKER, C. T.; MELO, M. M. M. S.; COSTA, M. N. M.; RIBEIRO, R. E. P. Caracterização Climática das Regiões Pluviometricamente Homogêneas do Estado da Paraíba. **Revista Brasileira de Geografia Física**. V. 4, n. 2, p. 286-299. 2011.

BERRY, F. A.; BOLLAY, E.; BEERS, N. R. **Handbook of Meteorology**. New York: McGraw-Hill Book, p.1068. 1945.

BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. **Monthly Society**, v. 4, n.36, p.53-84, 1969.

BLAIN, G. C.; MORAES, S. O. Caracterização estatística de oito séries de precipitação pluvial máxima diária da Secretaria de Agricultura e Abastecimento do Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.26, p.225-234, 2011.

BLUESTEIN, H. B.: **Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Volume II: Observations and Theory of Weather Systems**. Oxford University Press, New York, EUA, p.594. 1993.

BLUMBERG, W. G.; HALBERT, K. T.; SUPINIE, T. A. MARSH, P. T.; THOMPSON, R. L.; HART, J. A. SHARPPy. An Open-Source Sounding Analysis Toolkit for the Atmospheric Sciences. **Bulletin American Meteorological Society Publication**. DOI:10.1175/BAMS-D-15-00309.1. 2017.

BOLTON, D. The computation of equivalent potential temperature. **Monthly Weather Review**, V. 108. P.1046-1980, 1980.

BOLZAN, M. J. A., Análise da transformada em ondas aplicadas em sinal geofísico. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 26, n. 1, p. 37-41 (2004).

BRAGA, C. C.; AMANAJÁS, J. C.; CERQUEIRA, H. D. V.; VITORINO, M. I. The Role of the Tropical Atlantic and Pacific Oceans SST in Modulating the Rainfall of Paraíba State, Brazil. **Revista Brasileira de Geofísica** (2014) 32(1): 97-107, 2014.

BRITO, J.I.B.; BRAGA, C.C. Chuvas no estado da Paraíba em 2004. **Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia**. V. 29, n.1, p. 27–32. 2005.

BRONBERG, R.; SCHULER-FACCINI, L.; RAMALLO, V.; ALFARO, E.; DIPIERRI, J. Spatial and temporal analysis of infant mortality from congenital malformations in Brazil (1996–2010). **Journal Community Genetics**. DOI 10.1007/s12687-013-0170-0. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 2013.

BUNKERS, M. J.; KLIMOWSKI, B. A.; ZEITLER, J. W.; THOMPSON, R. L.; WEISMAN, M. L. Predicting supercell motion using a new hodograph technique. **Weather Forecasting**, v. 15, p. 61–79, Doi:10.1175/1520-0434(2000)015<0061:PSMUAN>2.0.CO;2. 2000.

BUNKERS, M. J.; JOHNSON, J. S.; CZEPYHA, L. J.; GRZYWACZ, J. M.; KLIMOWSKI, B. A. 2006: An observational examination of long-lived supercells. Part II: Environmental conditions and forecasting. **Weather Forecasting**, v.21, p.689–714, Doi:10.1175/WAF952.1.

BUNKERS, M. J.; BARBER, D. A.; THOMPSON, R. L.; EDWARDS, R.; GARNER, J.

Choosing a universal mean wind for supercell motion prediction. **Journal of Operational Meteorology**, v. 2, p. 115–129, 2014. Doi:10.15191/nwajom.2014.0211.

BURCEA, S.; CHEVAL, S.; DUMITRESCU, A.; ANTONESCU, B.; BELL, A.; BREZA, T. Comparison between radar estimated and rain gauge measured precipitation in the Moldavian Plateau. **Environmental Engineering and Management Journal**, v.11, n. 4, p. 723-731. 2012.

CAMPOS, C.R.J.; EICHHOLZ, C.W. Características físicas dos Sistemas Convectivos de Mesoescala que afetaram o Rio Grande do Sul no período de 2004 a 2008. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 29, p. 331-345, 2011.

CARDOSO, N. K. R. **Relações entre Índices de Instabilidade e as Chuvas Ocorridas em Porto Alegre, Rs, de 1990 a 2005**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade federal de Pelotas. Pelotas. 2007.

CARNEIRO, R. G.; MOURA, M. A. L.; SILVA, V. P. R.; SANTOS, A. B.; ANDRADE, A. M. D. Análise das Oscilações da Temperatura do Solo através da Transformada de Ondeletas. Ciência e Natura. Revista do Centro de Ciências Naturais e Exatas – UFSM. **Revista Ciência e Natura**, Santa Maria, ISSN: 2179-460X Edição Esp. P. 498 – 501. Dez. 2013.

CARVALHO, M. A. V. DE.; OYAMA, M. D. Variabilidade da Largura e Intensidade da Zona de Convergência Intertropical Atlântica: Aspectos Observacionais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.28, n.3, p. 305 - 316, 2013.

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, p. 113, 1982.

CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E. **Influências da circulação de escala sinótica na circulação da brisa marítima na costa N-NE da América do Sul**. São José dos Campos, INPE (INPE-2573-PRE/221). 1982.

CHAKRABORTY, A. The Skill of ECMWF Medium-Range Forecasts during the Year of Tropical Convection. **Monthly Weather Review**. American Meteorological Society. DOI: 10.1175/2010MWR3217.1, v. 18. pp. 3787-3805. 2010.

CHUNG, J. C. Correlations between the tropical Atlantic trade winds and precipitation in Northeastern Brazil. **Journal of climatology**, v.2, p. 35-46, 1982.

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C.A. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia. Climanálise, **Boletim de monitoramento e análise climática**, V. 4, p.34-40, 1989.

COHEN, J. C. P., SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C.A. Environmental conditions associated with amazonian squall lines: A case study. **Montly Weather Review**. V. 123, p. 3163-3174. 1995.

CONIGLIO, M. C., STENSRUD, D. J.; WICKER, L. J. 2006: Effects of upper-level shear on



the structure and maintenance of strong quasi-linear mesoscale convective systems. **Journal Atmospheric Science**. V.63, pp. 1231–1251, doi:10.1175/JAS3681.1.

COSTA, M. N. M. **Episódio de tempo severo em Brasília – DF : importância de fatores locais no desenvolvimento de convecção profunda**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2014.

COTTON, W.R.; ANTHES, R. A. **Storm and Cloud Dynamics**, Academic Press, p. 883. 1989.

CORFIDI, S. F. Cold pools and MCS propagation: Forecasting the motion of downwind-developing MCSs. **Weather Forecasting**, V. 18, p. 997–1017, doi:10.1175/1520-0434(2003)018<0997:CPAMPF>2.0.CO;2. 2003.

CORFIDI, S. F.; MERRITT, J. H.; FRITSCH, J. M. Predicting the movement of mesoscale convective complexes. **Weather Forecasting**, 11, 41–46, doi:10.1175/1520-0434(1996)011<0041:PTMOMC>2.0.CO;2.1996.

CORRAR, L. J. PAULO; E. FILHO; J. M. D. Análise Multivariada: para os cursos de administração, ciências contábeis e economia. **Editora Atlas**. São Paulo, 2007.

CORREIA, M.F. **Diagnóstico Via Radar dos Sistemas Precipitantes do Semi-Árido Brasileiro: O Evento de 1985**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). São Paulo: Universidade de São Paulo. P. 88, 1989.

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.

CPTEC – **Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos**. Disponível em <<http://www.cptec.inpe.br/>>. Acessado em dezembro de 2017.

CRAVEN, J. P., BROOKS, H. E. Baseline climatology of sounding derived parameters associated with deep, moist convection. **National Weather Digest**, V.28, p. 13–24. 2004.

CROFT, P. J., PFOST, R. L., MEDLIN, J. M., JOHNSON, G. A. Fog forecasting for the southern region: A conceptual model approach. **Weather and Forecasting**, V.12, n.3, p.545–556. 1997.

DANDO, P. **Interpolation. Computer user training course**. ECMWF 25. 2016. Disponível em << <https://www.ecmwf.int/>>. Acessado em maio de 2017.

DAUBECHIES, I. **Ten Lectures on Wavelets**. Society for Industrial and Applied Mathematics, p.357. 1992.

DAVIES, J. M. Tornadoes with cold core 500-mb lows. **Weather Forecasting**, V.21, p.1430–1446, doi:10.1175/WAF967.1. 2006.

DAVIES-JONES, R. An efficient and accurate method for computing the wet-bulb temperature along psuedoadiabats. **Montly Weather Review**, v.136, p. 2764–2785,

Doi:10.1175/2007MWR2224.1. 2008.

DEE, D. P.; UPPALA, S. M.; SIMMONS, A. J.; BERRISFORDA,P.; POLIA, P.;KOBAYASHIB, S.; ANDRAE, U.; BALMASEDA, M. A.; BALSAMO, G; BAUER, P.; BECHTOLD, P.; BELJAARS, A. C. M.; VAN DE BERG, L.; BIDLOT, J.; BORMANN, N.; DELSOL, C.; DRAGANI, R.; FUENTES, M.; GEER, A. J.; HAIMBERGER, L.; HEALY, S. B.; HERSBACH, H.; HÓLM, E. V.; ISAKSEN, L.; KALLBERG, P.; KOHLER, M.; MATRICARDI, M; MCNALLY A. P.; MONGE-SANZ, B. M.; MORCRETTE, J. J.; PARK, B. K.; PEUBEY, C.; ROSNAY P. DE.;TAVOLATO, C.; THÉPAUTA, J. N.; VITART, F. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Quartely Journal of the Royal Meteorological Society**, v.137, p. 553–597, 2011.

DERUBERTIS, D. Recent Trends in Four Common Stability Indices Derived from U.S. Radiosonde Observations. **Journal of Climate**, v. 19. p. 309-323. 2006.

DIAL, G. L.; RACY, J. P.; THOMPSON, R. L. Short-term convective mode evolution along synoptic boundaries. **Weather Forecasting**, Doi:10.1175/2010WAF2222315.1, v. 25, 1430–1446, 2010.

DINIZ, F. DE A. **Distribuição Espaço-Temporal de Chuvas Extremas no Estado da Paraíba**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande. 2013.

DOS SANTOS, A. H. M.; SILVA ARAGÃO, M. R.; CORREIA, M. F.; ARAÚJO, 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.

DOSWELL, C. A.; SCHAEFER, J. T.; MCCANN, D. W.; SCHLATTER, T. W.; WOBUS, H. B. Thermodynamic analysis procedures at the National Severe Storms Forecast Center. Preprints, Ninth Conference on Weather Forecasting and analysis, **American Meteorological Society**. Seattle, WA, P. 304-309. 1982.

DOSWELL, C. A.; RASMUSSEN, E. N. The effect of neglecting the virtual temperature correction on CAPE calculations. **Weather Forecasting**, Doi:10.1175/1520-0434(1994)009<0625:TEONTV>2.0.CO;2, v. 9, p. 625–629. 1994.

ECMWF. **European Center for Medium Range Weather Forecasting**. Disponível em <<https://www.ecmwf.int/>>. Acessado em dezembro de 2016-2018.

ELAT/INPE. **Grupo de Eletricidade Atmosférica/ Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais**. Disponível em <<http://www.inpe.br/webelat/homepage/>> Acessado em outubro de 2017.

ESPINOZA, E. S. **Distúrbios nos ventos de leste no Atlântico tropical**. 120f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, INPE, São Paulo, 1996.

FARGE, M., Wavelet transforms and their applications to turbulence. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.24, p.395-457, 1992.

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**, vl. 1, n. 1. Dezembro. 2005.

FOUFOULA-GEORGIU, E., KUMAR, P.: **Wavelets in Geophysics**, Academic Press, p.373, 1995.

FREDIANI, M. E. B. **Tempestades Severas**. Monografia (Graduação em Bacharelado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo, São Paulo. 2005.

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. 03, p. 429-444, 2011.

FU, B. **The effects of orography on precipitation**. *Boundary-Layer Meteorology*, V.75, p. 189-205, 1995.

GALWAY, J. G. The lifted index as a predictor of latent instability. **Bulletin of the American Meteorological Society**. P. 528–529, 1956.

GAMBIS D. Wavelet transform analysis of the length of day and the El Niño/Southern Oscillation variations at intraseasonal and interannual time scales. **Annales Geophysicae**, 10, 429–437.1992.

GAN, M.A. **Um Estudo Observacional sobre as Baixas Frias da Alta Troposfera nas Latitudes Subtropicais do Atlântico Sul e Leste do Brasil**. INPE, São José dos Campos, SP. P. 25. 1982.

GAO, W.; LI, B. L. **Wavelet analysis of coherent strunts at the atmosphere-forest interface**. *Journal of Applied Meteorology*, v. 32, p. 1717–1725, 1993.

GASPARETTO, P. **Relações entre a Altura Média da Camada Limite Planetária e as Condições de Instabilidade Atmosférica na Região Metropolitana de Fortaleza – Ceará**. Monografia submetida ao Curso de Física do Centro de Ciências e Tecnologia da Universidade Estadual do Ceará como requisito parcial para a obtenção do grau de Bacharel em Física. Ceará. 2011.

GEORGE, J. J. *Weather forecasting for Aeronautics*, **Academic Press**, New York, p. 409–415, 1960.

GIBSON, J.; KÅLLBERG, P.W.; UPPALA, S.; HERNANDEZ, A.; NOMURA, A., SERRANO, E. **ERA 15, Re-Analysis (ERA) Project Report Series**, ECMWF. 1997. Disponível em < <https://www.ecmwf.int/>>. Acessado em dezembro de 2017.

GILMORE, M. S., WICKER, L. J. The influence of midtropospheric dryness on supercell morphology and evolution. **Montly Weather Review.**, V.126, p. 943–958, Doi:10.1175/1520-0493(1998)126<0943:TIOMDO>2.0.CO;2. 1998.

GOMES FILHO, M.F.; SOUZA, E. P. de; BECKER, C.T. **Sistemas Convectivos de**

**Mesoescala com precipitação intensa na Paraíba: Um estudo de caso.** Revista Brasileira de Meteorologia, v.11, n.1, p.36-43. 1996.

GUEDES, R. L.; ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T.; OYANA, M. D.; ALVES, M. A. S. Série temporal de precipitação mensal de Fortaleza, Brasil: Comparação entre observações e dados de reanálise do NCEP/NCAR. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.20, p.83-92, 2005.

HALBERT, K. T.; BLUMBERG, W. G.; MARSH, P. T. SHARPy: Fueling the Python cult. Preprints, Fifth Symp. on Advances in Modeling and Analysis Using Python, Phoenix, AZ, **American Meteorological Society.**, p. 402. 2015. Disponível em <<https://ams.confex.com/ams/95Annual/webprogram/Paper270233.html>>. Acessado em setembro de 2017.

HALLAK, R.; PEREIRA FILHO, A. J. Análise de desempenho de índices de instabilidade atmosférica na previsão de fenômenos convectivos de mesoescala na região metropolitana de São Paulo entre 28 de janeiro e 04 de fevereiro de 2004. **Revista Brasileira de Meteorologia**. vol.27, n.2 São Paulo. 2012.

HART, J. A.; KOROTKY, W. **The SHARP workstation v1.50 users guide**. NOAA/National Weather Service, p. 30. 1991

HART, J. A., WHISTLER, J.; LINDSAY, R.; KAY, M. **NSHARP, version 3.10**. Storm Prediction Center, National Centers for Environmental Prediction, Norman, OK, p. 33.1999.

HASTENRATH, S. **Climate and circulation of the tropics**. D. Riedel. Dordrecht. P.312. 1985.

HASTENRATH, S. Prediction of northeast Brazil rainfall anomalies. **Journal of Climate**, V.3, n.8, p. 893-904, 1990.

HASTENRATH, S., L. HELLER. Dynamics of climatic hazards in north-east Brazil. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**. V.110, p. 411-425. 1977.

HOLANDA, S. C. **Análise Espectral e em Componentes Principais: Uma Visão Conjunta à Identificação e Caracterização de Oscilações e Ruídos Atmosféricos no AZP-AL**. Tese (Doutorado em Meteorologia), Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, Abril de 2009.

HOUZE JR, R. A. **Cloud Dynamics**. Academic Press, Califórnia, 1993.

IBGE. **Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística**. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br/home/>>. Acessado em: dezembro de 2017.

INMET. **Instituto Nacional de Meteorologia**. Disponível em:< <http://www.inmet.gov.br/portal/>>. Acessado em: dezembro de 2017.

INPE. **Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais**. Disponível em <<http://www.inpe.br/>>. Acessado em: dezembro de 2017.

JANOWIAK, J. E.; GRUBER, A.; KONDRAGUNTA, C. R.; LIVEZEY, R. E.; HUFFMAN, G. J. A Comparison of the NCEP–NCAR Reanalysis Precipitation and the GPCP Rain Gauge–Satellite Combined Dataset with Observational Error Considerations. **Journal of Climate**, v. 11. p. 2960-2979.1998

KATUL, G. G.; PARLANGE, M. B. E CHU, C. R. Intermittency, local isotropy, and non-Gaussian statistics in atmospheric surface layer turbulence, **Physics of Fluids**, v.6, n.7, p. 2480-2492, July, 1994.

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 subtropical South Atlantic. **Tellus**, v. 33, p. 538-551, 1981.

LAU, K. M.; WENG, H. Climate signal detection using wavelet transform: How to make a time series sing. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 76, n. 12, p. 2391–2402, 1995.

LUCENA, D. B. **Impacto dos Oceanos Pacífico e Atlântico no clima do Nordeste do Brasil**. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande, 2008.

MADDEN, A. R.; JULIAN, P. R.: Observations of the 40-50-day tropical oscillation - A review. **Monthly Weather Review**. v. 22, p. 814-837, 1994.

MARSH, P. T.; HART, J. A. SHARPPY: A Python Implementation of the Skew-T/Hodograph Analysis and Research Program, 2nd Symposium on Advances in Modeling and Analysis Using Python. New Orleans, LA, **American Meteorological Society**. 2012.

MASTER/USP. **Meteorologia Aplicada a Sistemas de Tempo Regionais/ Universidade de São Paulo**. Disponível em < <http://www.master.iag.usp.br/>>. Acessado em novembro de 2017.

MEGNA FRANCISCO, P. R. **Classificação e Mapeamento das Terras para Mecanização Agrícola do Estado da Paraíba utilizando Sistema de Informações Geográficas**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal da Paraíba. Areia. Paraíba. 2010.

MELO, E. C. S. **Simulação numérica de circulações de brisa no estado da Paraíba**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande. P.74. 2000.

MELO, A. B. C.; CAVALCANTI, I. F. A., SOUZA, P. P. Zona de convergência intertropical do Atlântico. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J., SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos. Cap. 2, p. 25-41. ISBN 978-85-86238-92-5. 2009.

MENEVEAU, C. Analysis of turbulence in the orthonormal wavelet representation. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 232, p. 469-520. 1991.

MENEZES, H. E. A. **Influência da Temperatura da Superfície dos Oceanos Tropicais na Ocorrência de Veranicos no Estado da Paraíba**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), UFCG, Campina Grande – PB, p.110. 2006.

MENEZES, H. E. A.; BRITO, J. I. B.; SANTOS, C. A. DOS.; SILVA, L. L. A relação entre a temperatura da superfície dos oceanos tropicais e a duração dos veranicos no Estado da Paraíba/Relationship between the surface temperature on the tropical oceans and the duration of dry spells in the Paraíba State. **Revista Brasileira de Meteorologia**. vol.23, n.2. São Paulo, June 2008.

MILLER, R. C. Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. **Tech. Report 200, Air Weather Service, United States Air Force**, p.190. 1972.

MITTERSTEIN, M. R.; SEVERO, D. L. **Análise de variabilidade Intrasazonal e Interanual da Precipitação no Vale do Itajaí com a transformada de ondaletas**. *Dynamis*, v. 13, n. 1, p. 1-10. 2007.

MOLION, L.C.B.; BERNARDO, S.O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira Meteorologia**, V.17, n.1, p.1-10, 2002.

MORAIS, H. F. **Investigação de Tendência de Índices de Precipitação e Temperatura do Ar no Nordeste do Brasil**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande. 2014.

MORAES NETO, J. M.; BARBOSA, M. P.; ARAUJO, A. E. Efeito dos eventos ENOS e das TSM na variação pluviométrica do semi-árido paraibano. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola Ambiental**. [online], vol.11, n.1, p.61-66. 2007.

MORLET, J. **Sampling theory and wave propagation**. Springer, 1983.

MOTA, G. V. **Estudo observacional de distúrbios ondulatórios de leste no nordeste brasileiro**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 95. 1997.

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of the droughts in Northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulations model. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 38, n. 12, p. 2653-2673, 1981.

NAKKEN, M. Wavelet analysis of rainfall-runoff variability isolating climatic from anthropogenic patterns. **Environmental Modelling & Software**, v.14, p.283-295, 1998.

NASCIMENTO, E. L. Previsão de Tempestades Severas utilizando-se Parâmetros Convectivos e Modelos de Mesoescala: Uma Estratégia Operacional Adotável no Brasil? **Revista Brasileira de Meteorologia**. Vol. 20, n.1, p. 121-140, 2005.

NCEP. **National Center for Environmental Prediction**. Disponível em <<http://www.ncep.noaa.gov/>>. Acessado em dezembro de 2017.

NEWELL, R.E.; KIDSON, J.W.; VICENT, D.G.; BOER, G.J. **The general circulation of the**

**tropical atmosphere and interaction with extratropical latitudes.** Massachusetts: MIT Press, p. 258. 1972.

NIEUWOLT, S. **Tropical climatology.** Chichester, John Wiley, p. 207, 1977.

NKIAKA, E.; NAWAZ, N. R.; LOVETT, J. C. Evaluating global reanalysis precipitation datasets with rain gauge measurements in the Sudano-Sahel region: case study of the Logone catchment, Lake Chad Basin. **Meteorological Applications.** Wiley Online Library. DOI: 10.1002/met.1600. V. 24. P. 9–18. 2017.

NOAA. **National Oceanic and Atmospheric Administration.** Disponível em <<http://www.noaa.gov/>>. Acessado em dezembro de 2017.

NWC. **National Weather Center.** Disponível em <<http://www.ou.edu/nwc.html>>. Acessado em dezembro de 2017.

NWP. **National Weather Prediction.** Disponível em <<http://www.weather.gov/oun/>>. Acessado em dezembro de 2017.

NÓBREGA, J. N. **Eventos Extremos de precipitação nas Mesorregiões do Estado da Paraíba e suas relações com a TSM dos Oceanos Atlântico e Pacífico.** Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande. 2012.

NOGUEIRA, V. S. **Influência das Anomalias de Tsm dos Oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical na Dinâmica e Termodinâmica em um Ambiente de Mesoescala Experimental no Estado da Paraíba.** Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, p. 178. 2014.

OLDENBORGH, G. J. V.; BALMASEDA, M. A.; FERRANTI, L.; STOCKDALE, T. N.; ANDERSON, D. L. T. 2005. Evaluation of atmospheric fields from the ECMWF seasonal forecasts over a 15 year period, **Journal of Climate.**, in press. V. 18, p. 3250-3269, 2005.

OLIVEIRA, G. S. O El Niño e Você – o fenômeno climático. **Livro - O El Niño e Você – o fenômeno climático.** Editora Transtec - São José dos Campos (SP), 2001. Disponível em: <[http://enos.cptec.inpe.br/saiba/Oque\\_el-nino.shtml](http://enos.cptec.inpe.br/saiba/Oque_el-nino.shtml)>. Acessado em: Julho de 2016.

OPENGRADS. **Grid Analysis and Display System.** Disponível em <<http://opengrads.org/>>. Acessado em outubro de 2017.

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 de Campina Grande, Campina Grande, p. 107, 2003.

PEREIRA, R. C. G. **Índices de Instabilidade na Ocorrência de Distúrbio Ondulatório de Leste no Nordeste do Brasil.** Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2013.

PETTY, G. W. A First Course in Atmospheric Thermodynamics. Paperbound, **Sundog Publishing**, ISBN 978-0-9729033-2-5. P. 337, 2008.

PHILANDER, S. G. El Niño, La Niña and the southern oscillation. San Diego – CA: Academic Press. **International Geophysics Series**. P. 293, 1990.

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, p. 2958-2972, 1996.

RASERA, G.; CAMPOS, C. R. J. Análise Sazonal das Regiões do Rio Grande do Sul Atingidas por Eventos Severos Gerados por SCM no Período de 2004 a 2008. **Anuário do Instituto de Geociências**. Rio de Janeiro, 2013.

RASMUSSEN, E. N. Refined supercell and tornado forecast parameters. **Weather Forecasting**, Doi:10.1175/1520-0434(2003)18<530:RSATFP>2.0.CO;2. V. 18, p. 530–535. 2003.

RASMUSSEN, E. N.; BLANCHARD, D. O. A baseline climatology of sounding-derived supercell and tornado forecast parameters. **Wea. Forecasting**, Doi:10.1175/1520-0434(1998)013<1148:ABCOSD>2.0.CO;2. V. 13. P. 1148–1164, 1998.

RATISBONA, C. R. 1976. The climate of Brazil. In: *Climates of Central and South America*. World Survey of Climatology, **Elsevier**, v.12, p. 219-293.

REBOITA, M. S.; KRUSCHE, N.; AMBRIZZI, T. ROCHA, R. P. Entendendo o Tempo e o Clima na América do Sul. **Terra e Didática**, v. 8, n.1, p.34-50, 2012.

RIEHL, H. **Climate and weather in the tropics**, Academic Press, New York, p. 611, 1979.

ROCHA, R. P. **Simulação Numérica de Sistema de Mesoescala sobre a América do Sul**. Tese de Mestrado. IAG/USP. 1992.

RODRIGUES, L. L.M. **Análise de Variância em Séries Temporais: Uma abordagem usando Ondaletas**. Tese (Doutorado em Estatística e Experimentação Agropecuária) – Universidade Federal de Lavras. Minas Gerais. 2014.

SÁ, L. D. A.; SAMBATTI, S. B. M.; GALVÃO, G. P. Ondaleta de Morlet Aplicada ao estudo da Variabilidade do Nível do Rio Paraguai em Ladário, MS. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.33, N. Especial, p.1775-1785, out. 1998.

SANTOS, M. S. **Caracterização Espaço-Temporal de Secas utilizando Ondaletas e o Standardized Precipitation Index: Uma Aplicação para a parcela Mineira da Bacia Do Rio São Francisco**. Dissertação (Mestrado em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos) - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, p. 148. 2011.

SANTOS, E. P. **Variabilidade Climática e Eventos Hidrológicos Extremos na Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, p. 68. 2012.

SANTOS, C. A. G.; FREIRE, P. K. M. M.; TORRENCE, C. A Transformada Wavelet e sua Aplicação na Análise de Séries Hidrológicas. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. Volume 18 n.3, p. 271-280. Jul/Set 2013.



SERRA, A. B., 1941: The general circulation over South America. **Bulletin of the American Meteorological Society**. V.22, p. 173-179. 1941.

SHARPPY. **Skew-T and Hodograph Analysis Research Program – Python**. Disponível em < <https://sharppy.github.io/SHARPPy/documentation.html> >. Acessado em setembro de 2017.

SILVA, C. M. S.; LÚCIO, P. S.; SPYRIDES. Distribuição Espacial da Precipitação sobre o Rio Grande Do Norte: Estimativas Via Satélites e Medidas por Pluviômetros. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.27, n.3, 337 - 346, 2012.

SILVA, D. S.; CORREIA, M. F.; ARAGÃO, M. R. S; SILVA, J. M. Convecção linearmente organizada na área de Petrolina, semi-árido do Nordeste do Brasil: Aspectos em Meso e Grande Escala. **Revista Brasileira de Meteorologia**, V. 23, p. 292-304, 2008.

SILVA, C. M. S.; SILVA, F. R.; LEME, N. P. Ciclo Anual de Precipitação como Função de Índices de Instabilidade Termodinâmica e Fluxos de Energia Estática: Análises em Maxaranguape-RN. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.26, n.2, p.235 - 242, 2011.

SILVA, M.C.L. **Uso da Técnica dos Quantis para Monitoramento do Clima do estado da Paraíba**. Campina Grande. Trabalho de conclusão de curso de graduação em Meteorologia. Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, p. 33. 2004.

SILVA, M. R.; JARDIM, C. H. Influência da Topografia e Uso da Terra na Variação dos Elementos Climáticos em Belo Horizonte, Ibirité, Sete Lagoas e Conceição do Mato Dentro – MG: O Segmento Temporal Entre 11 a 23/09/2016. **Revista do Departamento de Geografia**, V. Especial – Eixo , V.3, p. 48-57. 2017.

SILVA ARAGÃO, M.R; CORREIA, M.F.; ARAÚJO, H.A. Characteristic of C-Band meteorological radar echoes at Petrolina, Northeast. Brazil. **International Journal of Climatology** , v.20, n.3, p. 279 - 298, 2000.

SILVA DIAS, M. A. F. Sistema de Mesoescala e Previsão de Tempo a Curto Prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia**. Vol. 2, p. 133- 150. 1987.

SILVA DIAS, M. A. F. **Índices de Instabilidade para Previsão de chuvas e Tempestades Severas**. Departamento de Ciências Atmosféricas. Instituto Astronômico e Geofísico. Universidade de São Paulo. 2000.

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

SOUZA, E.B.; AMBRIZZI, T. ENSO impacts on the South American rainfall during 1980s: Hadley and Walker circulations. **Atmosphere**, v.15, p.105-120, 2002.

SOUZA, E. B.; AMBRIZZI, T..Modulation of the intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the madden-julian oscilation. **International Journal of Climatology**, v. 26, p. 1759-1776, 2006.

SOUZA, E. P. DE. **Delimitação dos recursos hídricos no estado da Paraíba com base na teoria da entropia**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de

Campina Grande, Campina Grande, p. 78. 2011.

SPC. **Storm Prediction Center**. Disponível em <<http://www.spc.noaa.gov/exper/outbreaks/>>. Acessado em dezembro de 2017.

STENSRUD, D. J.; CORTINAS JR, J. V.; BROOKS, H. Discriminating between tornadic and nontornadic thunderstorms using mesoscale model output. **Weather Forecasting**, Doi:10.1175/1520-0434(1997)012<0613:DBTANT>2.0.CO;2. V. 12, p. 613–632, 1997.

SUDENE. **Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste**. Disponível em <<http://www.sudene.gov.br/>>. Acessado em dezembro de 2017.

THOMPSON, R. L. Eta Model storm-relative winds associated with tornadic and nontornadic supercells. **Weather Forecasting**, Doi:10.1175/1520-0434(1998)013<0125:EMSRWA>2.0.CO;2. V. 13, p. 125-137, 1998.

THOMPSON, R. L.; MEAD, C. M.; EDWARDS, R. Effective storm-relative helicity and bulk shear in supercell thunderstorm environments. **Weather Forecasting**, Doi:10.1175/WAF969.1. V. 22, p. 102–115, 2007.

THOMPSON, R. L.; EDWARDS, R.; HART, J. A.; ELMORE, K. L.; MARKOWSKI, P. Close proximity soundings within supercell environments obtained from the Rapid Update Cycle. **Weather Forecasting**, Doi:10.1175/1520-0434(2003)018<1243:CPSWSE>2.0.CO;2. V.18, 1243–1261, 2003.

THOMPSON, R. L.; SMITH, B. T.; GRAMS, J. S.; DEAN, A. R.; BROYLES, C. Convective modes for significant severe thunderstorms in the contiguous United States. Part II: Supercell and QLCS tornado environments. **Weather Forecasting**, Doi:10.1175/WAF-D-11-00116.1. V.27, 1136–1154, 2012.

TORRENCE, C.; COMPO, G.P.: A practical guide to wavelet analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**., v. 79, p. 61-78, 1998.

TORRENCE, C.; WEBSTER, P. Interdecadal changes in the ENSO monsoon system, **Journal of Climate**, v.12, p.2679-2690, 1999.

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale Convective Complexes in the Américas. **Journal of Geophysical Research**. V. 92, D8, p. 9591-9613. 1987.

VENEGAS, S.A.; MYSAK, L.A.; STRAUB, D.N. Atmosphere-ocean coupled variability in the South Atlantic. **Journal of Climate**, V. 10, p. 2904-2920, 1997.

VIANELLO, R.L. ALVES, A.R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa, UFV, Impr. Univ., p. 330-333. 1991.

VICINI, L. **Análise Multivariada da Teoria à Prática**. Monografia- (especialização) - Universidade Federal de Santa Maria, Rio Grande do Sul, 2005.

VIEIRA, V. R. **Regionalização e riscos de índices de chuvas intensas no Nordeste do Brasil**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Universidade Federal de Campina Grande,

Campina Grande. 2014.

VILANI, M. T.; SANCHES, L. Análise de Fourier e Wavelets aplicada à temperatura do ar em diferentes tipologias de ocupação. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.17, p.1340-1346, 2013.

VISHER, S. S. Tropical cyclones of the Pacific. Honolulu, Bernice T.Bissop **Museum. Bulletin**, v. 20, p.163, 1925.

VITORINO, M., V. **Análise das oscilações intrasazonais sobre a América do sul e oceanos adjacentes utilizando a análise de ondeletas**. Tese de doutorado. São José dos Campos: INPE, p.344. 2002.

WALKER, G. T.; BLISS, E. W. World Weather V. **Memorial Royal of Meteorological Weather Review**, v. 97, p.163-172, 1932.

WEISMAN M. L.; KLEMP, J. B. Characteristics of Isolated Convective Storms. **In: Ray, P. S., ed. Mesoscale Meteorology and Forecasting. Boston, American Meteorological Society**, p. 331-358. 1986:

WENG, H., LAU, K. M. Wavelets, period doubling, and time-frequency localization with application to organization of convection over the tropical western Pacific. **Journal of Atmospheric Science**, v. 51, p. 2523–2541. 1994.

ZAWADZKI, I. I.; RO, C.U. Correlation Between Maximum Rate of Precipitation and Mesoscale parameters. **Journal of Applied Meteorology**, v. 17, 1978.

YU, Z., BARRON, E. J., YARNAL, B., LAKHTAKIA, M. N., White, R. A., Pollard, D., and Miller, D. A. 2002. Evaluation of basin-scale hydrologic response to a multi-storm simulation. **Journal of Hydrology**, 257(1-4), 212-225. doi:10.1016/S0022-1694(01)00538-8.

# ANEXOS

Anexo A: Os tipos de parcela e as quantidades derivadas para as parcelas listadas na inserção I da Fig. 4.5. Os tipos de parcela e as quantidades são calculados principalmente derivados do código originário de Hart e Korotky (1991). Para obter informações sobre a identificação da camada de entrada efetiva, consulte Thompson et al. (2007). (FONTE: BLUMBERG et al, 2017).

Tipo de Parcela	Quantidade Derivada
<p><b>SFC:</b> base de superfície da parcela</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• Propriedades de superfície usadas</li> </ul> <p><b>ML:</b> Camada média da parcela em 100mb</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• Média da temperatura potencial proporcional a taxa de mistura do vapor d'água (q) abaixo dos 100 mb</li> </ul> <p><b>FCST:</b> parcela de previsão</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• Computado da maxT ou Tmax e meanW</li> </ul> <p><b>MU:</b> Parcela mais instável</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• Parcela com o valor máximo da temperatura potencial equivalente abaixo dos 100mb</li> </ul> <p><b>EFF</b> (não mostrado): Parcela da camada de entrada efetiva</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• Valores da temperatura potencial e umidade específica com a parcela da entrada efetiva</li> </ul> <p><b>USER</b> (não mostrado): parcela de definição do usuário</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• Selecionado pelo usuário no GUI (painel de entrada do programa)</li> </ul>	<p><b>CAPE</b> (<math>J\ kg^{-1}</math>): energia potencial convectiva disponível para convecção</p> <p><b>CINH ou CINE</b> (<math>J\ kg^{-1}</math>): inibição da convecção</p> <p><b>LI</b> (<math>^{\circ}C</math>): índice levantado de 500 mb</p> <p><b>LCL</b> (m AGL): nível de condensação levantada</p> <p><b>LFC</b> (m AGL): nível de convecção espontânea</p> <p><b>EL</b> (m AGL): nível de equilíbrio</p> <p>Notas:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• LFC é definido como a localização mais alta da parcela levantada onde a parcela se torna positivamente flutuante</li> <li>• As quantidades são calculadas usando a correção de temperatura virtual (DOSWELL E RASMUSSEN, 1994)</li> <li>• Pseudoadiabáticas são computadas usando a função método de distribuição Wobus (DOSWELL et al., 1982; DAVIES-JONES, 2008)</li> <li>• A integração é realizada usando a regra trapezoidal</li> </ul>

Anexo B: Lista de termos de quantidade termodinâmica indicado na inserção I da Fig. 4.5. juntamente com o nome da quantidade, unidades e descrições de referência na literatura científica. Os termos definem o objetivo de cada quantidade e suas fórmulas. (FONTE: BLUMBERG et al. 2017).	
Nome da quantidade (unidade)	Descrição (referência)
PW <sup>a</sup> (in.)	Vapor d'água precipitável abaixo de 400 mb (HART E KOROTKY, 1991)
meanW <sup>a</sup> (gkg <sup>-1</sup> )	Média de q (umidade específica) abaixo de 100mb
lowRH <sup>a</sup> (%)	Média da umidade relativa abaixo de 150mb
midRH <sup>a</sup> (%)	Média da umidade relativa sobre as camadas 150-300 mb acima da superfície
K <sup>b</sup> (sem unidade)	Índice K (HART E KOROTKY, 1991)
TT <sup>b</sup> (sem unidade)	Índice Total- Totals (HART E KOROTKY, 1991)
Z <sub>2</sub> -Z <sub>1</sub> LR <sup>b</sup> (°C km <sup>-1</sup> )	Ambiente de lapse rate sobre uma camada definida, onde Z1 e z2 são os limites da camada em pressão ou coordenadas altura
TEI <sup>c,d</sup> (°C)	Theta-e index (HART E KOROTKY, 1991)
DCAPE <sup>c,d</sup> (Jkg <sup>-1</sup> ) DownT <sup>c</sup> (°F)	Esboço de CAPE e Acúmulo da temperatura usando a média da temperatura potencial equivalente na camada mínima de 100 mb-equivalente na camada de abaixo de 400 mb para definir a altura da fonte da parcela (ver GILMORE E WICKER, 1998)
ConvT <sup>b</sup> (°F)	Temperatura da superfície mais baixa que dá a base da superfície da parcela menor que 5 Jkg <sup>-1</sup> do CINH, mistura da parcela da camada inicial provida da mediaW (meanW)
maxT <sup>b</sup> (°F)	Temperatura em 850mb misturada a adiabática seca até a superfície e depois adiciona 2°C na camada de superfície superadiabática
3CAPE <sup>b</sup> (Jkg <sup>-1</sup> )	CAPE integrado sobre a camada 0-3-km usando a parcela ML (RASMUSSEN, 2003)
SigSvr <sup>b,d,e</sup> (m <sup>3</sup> s <sup>-3</sup> )	Significante severo (CRAVEN E BROOKS, 2004)
MMP <sup>b,d,e</sup> (sem unidade)	Probabilidade de manutenção do MCS (CONIGLIO et al. 2006)
ESP <sup>d,e</sup> (sem unidade)	Potencial de alongamento aprimorado, baseado no trabalho de DAVIES (2006), desenvolvido no SPC
WNDG <sup>c,e</sup> (sem unidade)	Usado para identificar o potencial de danos causados pelo vento principalmente com tempestades com multicélulas, diurnas e tempestades em períodos quentes, variável desenvolvida no SPC
MBURST <sup>c,d,e</sup> (sem unidade)	Composição de "Microburste" ou micro explosão, desenvolvido no National Weather Service Forecast Office (NWSFO) em Jackson, MS
Supercell <sup>d,e</sup> (sem unidade)	Parâmetro de composição de Supercélula (Thompson et al. 2007)
STP (cin), STPE <sup>d,e</sup> (sem unidade)	Parâmetro de tornado significativo usando quantidades de camada efetiva (THOMPSON et al. 2012)
STP (fix), STPF <sup>d,e</sup> (sem unidade)	Parâmetro de tornado significativo usando quantidades de camadas fixas (THOMPSON et al. 2003) O signo significou
SHIP <sup>d,e</sup> (sem unidade)	Parâmetro de granizo significativo, desenvolvido no SPC.

Onde,

<sup>a</sup> quantidade relacionada à umidade dentro do perfil.

<sup>b</sup> Índice relacionado ao potencial convectivo e à instabilidade.

<sup>c</sup> Índice corresponde à força da corrente “*downdraft*” esperada.

<sup>d</sup> Quantidade relacionada a perigos graves, como danos causados pelo vento, granizo e tornados.

<sup>e</sup> Quantidade relacionada a um índice composto normalizado.

Anexo C: Quantidades cinemáticas e vetores de movimento exibidos na inserção I da Figs.4.5. Toda camada, nível e vetor de movimento de tempestade listados possui uma referência associada aos que os leitores podem ler para obter informações básicas sobre o significado de cada quantidade. Todas as quantidades médias de vento foram calculadas usando a ponderação de pressão. Todas as alturas estão acima do nível da superfície, e ambos os cálculos LCL-EL e a diferença efetiva do vento (EBWD) usam a parcela mais instável (MU). (Fonte: BLUMBERG et al., 2017).	
Variável Cinemática	Camada e/ou Nível (referência)
<b>Quantidade Cinemática</b>	
SRH ( $m^2 s^{-2}$ ): helicidade relativa da tempestade	0— 1 km (RASMUSSEN, 2003)
Shear (kt): Diferença efetiva do Vento em massa (BWD)	0—3 km (RASMUSSEN E BLANCHARD, 1998) Camada de entrada efetiva (THOMPSON et al., 2007)
MnWind ( $^{\circ}$ , kt): vento médio ponderado pela pressão	0—6 km (RASMUSSEN E BLANCHARD, 1998) 0—8 km (BUNKERS et al., 2006)
SRW ( $^{\circ}$ , kt): vento relativo da tempestade	LCL—EL [camada da nuvem; DIAL et al., (2010)] EBWD (THOMPSON et al., 2007)
BRN cisalhamento ( $m^2 s^{-2}$ ): cisalhamento do N <sup>o</sup> Bulk Richardson	0.5—6 km BRN cisalhamento (HART AND KOROTKY 1991; STENSRUD et al. 1997) 4—6- km SRW (THOMPSON, 1998)
<b>Vetores de Movimento de Tempestades</b>	
Movimento Bunkers direita—esquerda ( $^{\circ}$ , kt)	Movimento de supercélulas através do método de dinâmica interna (ID) (BUNKERS et al., 2000, 2014)
Corfidi vetor acima e abaixo do cisalhamento ( $^{\circ}$ , kt)	Estimativas para o movimento nos sistemas convectivos mesoescala ("backbuilding" e "propagação direta") (CORFIDI et al., 1996; CORFIDI, 2003)

Anexo D: Dados observacionais da precipitação mensal de Alhandra - PB. (Fonte: AESA/ANA, 2017).

Anos/Meses	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1980	178,8	338,9	218,7	289,7	194,1	428,5	243,7	109,3	142,7	74,5	43,3	128,9
1981	137,6	194,2	435,3	47,2	330,4	202,9	161,1	66,2	94,2	8,3	28,8	155,7
1982	29,6	161,9	135,2	154,8	283,8	408,2	248,7	161,7	168,9	20,1	30,1	15,4
1983	50,8	188,8	219,9	89,9	231,2	163,1	180,4	215,9	51,3	78,3	15,0	35,6
1984	87,4	90,7	99,0	466,7	623,8	211,1	277,9	368,1	68,5	83,5	58,0	7,2
1985	127,5	157,6	408,7	313,3	383,8	447,8	582,8	97,6	131,3	24,0	44,7	75,8
1986	179,1	125,7	367,5	332,3	410,5	443,7	298,9	317,6	174,7	85,0	284,6	45,3
1987	89,4	141,2	350,1	398,6	155,8	658,6	683,4	123,2	64,9	60,5	33,9	0,0
1988	76,4	60,4	517,7	501,3	201,6	469,7	680,1	315,1	52,5	10,5	100,0	35,2
1989	102,9	110,0	199,7	811,9	376,1	588,2	538,6	278,4	80,8	87,5	155,9	230,9
1990	113,1	91,4	59,9	451,0	541,5	439,3	640,7	555,4	143,7	90,2	59,5	51,9
1991	49,5	119,2	164,6	401,7	463,0	457,6	317,1	201,2	63,5	175,7	95,0	33,3
1992	235,5	261,3	364,2	136,1	186,0	346,8	232,2	239,0	191,0	46,2	30,5	13,3
1993	28,6	44,3	106,0	92,5	145,2	338,5	347,5	93,0	16,7	82,2	57,2	39,2
1994	50,3	92,5	315,0	422,1	477,8	775,9	343,0	155,8	115,1	29,8	14,2	50,2
1995	17,4	109,8	186,6	109,3	308,2	513,6	288,2	40,2	23,3	8,4	100,7	0,0
1996	55,0	125,1	266,2	438,6	261,8	279,2	185,2	275,5	118,3	45,7	74,6	34,8
1997	29,7	191,3	129,6	389,9	400,6	118,4	187,7	133,1	5,1	6,3	10,2	70,2
1998	66,1	10,9	83,8	155,6	206,7	160,8	278,6	235,4	34,3	19,0	14,2	15,9
1999	11,9	104,8	163,1	81,2	229,1	102,3	176,6	129,8	42,4	67,8	29,9	69,2
2000	191,2	120,2	71,8	338,8	420,6	590,8	289,2	195,6	325,6	5,8	25,5	272,8
2001	32,3	31,2	167,4	194,1	26,9	254,2	184,9	96,3	69,7	45,5	17,5	39,4
2002	180,1	82,1	272,1	77,5	160,0	483,2	217,7	137,7	20,3	39,9	54,0	8,9
2003	78,9	281,6	298,7	173,2	154,1	440,8	209,2	136,4	60,2	52,8	13,1	88,5
2004	289,3	329,7	185,9	106,5	232,8	428,2	445,1	125,4	64,1	28,5	4,7	5,3
2005	17,2	45,2	81,7	135,9	463,2	541,8	150,5	254,5	66,8	26,7	10,7	27,6
2006	15,7	20,2	155,3	308,2	180,4	296,0	163,8	191,0	68,6	7,5	35,6	49,8
2007	53,4	154,2	183,2	194,2	222,6	539,0	173,9	208,3	124,8	48,7	25,3	32,1
2008	125,2	7,0	204,6	252,8	402,0	339,1	207,1	314,9	63,4	61,0	8,4	20,4
2009	128,0	270,5	118,9	311,2	449,5	289,7	425,2	237,9	57,7	7,1	35,6	44,6
2010	95,5	83,5	78,6	213,4	65,1	282,5	183,1	162,2	60,3	68,1	5,4	35,3
2011	200,7	167,8	65,2	462,6	550,4	341,8	464,9	215,9	79,8	38,5	37,0	39,8
2012	197,9	180,5	49,2	41,1	142,8	463,9	244,2	85,3	23,3	57,3	7,3	18,7
2013	39,4	155,4	72,5	292,0	161,9	426,4	433,5	217,7	212,2	65,0	59,6	48,0
2014	78,2	104,4	198,7	66,7	304,6	299,1	184,2	119,5	256,2	86,6	20,1	68,7
2015	74,3	103,6	314,6	50,2	129,3	402,8	341,4	59,6	43,6	13,7	8,6	161,7
2016	66,9	94,3	228,2	245,9	367,8	169,9	83,5	26,8	58,4	18,6	17,6	152,3

Anexo E: Dados observacionais da precipitação mensal de Areia - PB. (Fonte: AESA/ ANA, 2017).

Anos/Meses	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1980	104,0	122,9	244,9	165,3	99,4	137,9	49,7	80,0	48,6	58,7	20,8	33,5
1981	117,3	103,4	347,8	65,1	149,8	126,8	87,9	66,9	58,2	10,8	55,9	221,1
1982	77,8	208,6	55,7	178,0	235,0	213,5	0,0	158,2	98,4	5,8	37,1	48,1
1983	25,6	145,2	264,9	93,2	184,6	104,9	113,0	137,0	52,2	43,2	2,4	14,4
1984	41,6	37,0	182,2	223,7	210,6	112,2	179,2	168,2	55,2	92,1	35,6	5,0
1985	71,0	385,6	326,1	400,3	181,8	196,2	338,2	161,6	86,4	4,8	44,6	37,8
1986	122,6	205,2	268,3	293,8	159,0	179,0	240,1	162,6	102,2	48,8	157,6	64,8
1987	83,8	104,4	125,8	354,2	79,6	230,8	227,6	54,4	41,8	22,4	4,0	1,2
1988	42,4	50,4	276,2	226,8	174,0	161,2	251,2	127,6	74,2	20,6	49,2	48,6
1989	10,7	10,7	77,2	277,1	177,4	147,6	215,4	157,4	15,0	22,2	83,2	64,0
1990	37,6	51,8	36,0	208,5	161,2	200,5	160,4	179,5	52,9	45,4	10,4	8,4
1991	141,3	69,8	186,3	97,8	257,5	141,3	134,0	136,0	27,1	49,6	29,4	0,0
1992	132,4	254,6	386,0	146,7	101,9	263,7	180,6	143,2	76,1	17,8	32,8	3,2
1993	8,0	27,8	66,0	111,8	119,6	146,6	167,0	69,6	14,6	13,5	21,8	12,0
1994	91,8	52,6	298,3	139,6	214,3	399,1	315,7	104,8	109,2	8,0	5,2	71,3
1995	18,4	28,2	89,6	230,9	182,4	243,7	333,3	37,2	9,7	16,8	55,2	0,4
1996	20,5	48,0	186,7	236,9	104,6	167,6	182,8	152,4	120,6	40,4	141,6	22,4
1997	10,6	202,6	230,6	92,2	295,8	100,6	128,1	136,5	16,7	2,7	1,9	86,7
1998	42,4	42,5	146,5	28,7	117,5	107,9	173,1	207,8	21,1	32,6	7,5	22,5
1999	43,1	122,6	142,0	62,0	140,9	110,4	113,8	76,9	35,4	28,4	7,7	56,4
2000	110,0	155,3	119,8	269,4	120,5	323,5	349,7	308,1	219,9	20,0	25,0	45,1
2001	46,6	19,7	174,5	155,3	10,5	235,1	160,8	139,6	65,3	21,3	20,6	62,7
2002	123,4	123,6	209,0	69,7	148,1	327,6	122,8	118,6	5,5	40,8	58,9	20,6
2003	51,6	199,7	153,6	128,8	147,8	176,9	197,4	116,0	43,6	46,0	21,1	71,5
2004	457,9	267,0	151,4	200,8	283,2	283,7	253,0	71,1	51,1	14,6	13,5	14,3
2005	53,7	45,2	25,7	57,1	246,5	342,7	90,7	233,0	35,7	10,2	6,5	53,7
2006	5,8	31,4	130,8	162,7	121,6	178,0	117,2	162,7	53,8	9,2	56,2	24,2
2007	49,4	93,3	105,3	211,7	151,0	285,9	158,3	156,8	159,0	20,7	30,9	60,4
2008	114,7	4,7	307,4	149,5	190,5	217,0	222,7	238,1	76,4	21,3	4,2	13,6
2009	48,9	171,5	83,2	245,2	271,4	212,2	319,6	183,4	40,4	1,0	13,6	36,5
2010	125,4	45,1	97,8	137,2	50,3	180,6	136,4	105,5	59,4	15,4	2,7	64,4
2011	140,7	48,5	67,6	280,2	462,1	181,4	363,0	156,9	19,9	13,8	48,3	29,9
2012	183,3	154,8	34,5	32,1	102,5	302,2	163,3	25,9	6,7	13,9	0,8	5,6
2013	40,7	59,9	49,6	192,1	110,0	221,2	263,7	124,0	60,0	37,1	48,4	66,5
2014	34,8	156,6	73,1	48,2	117,9	153,7	156,2	92,2	203,8	78,0	40,9	34,1
2015	50,9	65,0	133,3	45,3	91,2	164,0	379,6	68,7	27,9	24,9	4,7	92,1
2016	188,0	47,6	136,8	228,3	236,9	77,6	39,1	26,8	32,0	19,8	3,1	172,3



Anexo F: Dados observacionais da precipitação mensal de Campina Grande - PB. (Fonte: AESA/ ANA, 2017).

Anos/Meses	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1980	48,1	51,3	47,2	92,8	72,7	63,9	29,2	11,6	7,0	36,1	13,7	9,0
1981	39,8	10,6	271,6	28,9	33,1	59,9	27,5	14,1	21,2	4,1	19,1	57,2
1982	7,6	105,7	58,5	65,8	95,2	128,3	38,3	43,8	37,1	0,8	10,9	19,8
1983	7,9	34,5	87,6	71,3	97,1	64,6	45,9	56,5	8,9	37,7	0,3	1,9
1984	32,7	16,5	73,9	160,2	139,1	76,4	124,2	84,8	28,4	9,5	5,8	1,0
1985	21,5	216,3	163,2	305,4	66,3	114,5	166,8	41,5	24,0	0,4	12,9	23,1
1986	64,1	147,1	184,2	235,1	68,9	112,3	137,4	97,3	65,1	9,3	44,6	37,4
1987	20,9	50,0	125,2	123,9	13,9	119,7	90,8	14,7	20,4	7,5	2,4	5,4
1988	19,1	48,5	106,6	87,3	89,8	65,1	178,7	85,4	21,0	4,9	11,1	36,0
1989	2,7	3,7	36,8	233,6	96,1	77,0	147,1	112,6	9,2	10,0	43,9	45,4
1990	6,8	68,6	1,3	105,8	118,5	145,4	133,8	84,6	23,8	20,4	1,6	11,0
1991	3,3	11,1	235,2	70,8	174,8	79,8	88,1	94,8	10,3	17,1	18,2	0,5
1992	88,1	174,6	191,9	134,6	56,5	44,3	101,0	61,5	54,4	2,7	13,5	0,9
1993	10,4	5,6	23,1	52,1	30,3	140,9	85,2	32,9	4,5	9,9	7,6	4,2
1994	17,1	15,6	142,5	84,7	180,6	244,5	143,1	54,9	90,2	4,9	2,4	60,0
1995	2,1	15,9	53,9	132,4	60,2	168,4	170,2	19,3	3,3	2,7	15,3	0,0
1996	17,9	27,1	94,0	183,2	114,7	77,6	93,5	99,6	28,1	12,8	68,5	2,1
1997	6,6	117,5	88,8	91,6	136,3	41,4	83,8	46,9	12,6	0,9	1,8	51,8
1998	10,3	3,7	62,3	18,8	37,0	38,8	67,1	95,3	5,2	15,8	6,1	4,7
1999	11,5	49,2	117,9	13,8	70,6	36,7	95,8	36,5	16,7	30,3	0,3	21,8
2000	78,4	153,9	63,4	148,7	98,6	232,2	171,5	200,7	149,4	20,4	9,8	38,0
2001	4,3	5,7	207,1	105,0	13,3	145,3	119,1	59,8	29,0	29,6	8,9	16,4
2002	82,3	74,6	137,3	24,1	106,5	123,1	55,1	51,6	2,3	22,6	41,6	2,7
2003	24,3	64,8	130,0	35,2	53,9	122,0	87,6	44,7	34,9	8,8	7,6	2,9
2004	279,0	243,7	64,6	91,4	152,7	157,9	158,9	42,1	43,3	4,0	8,0	2,9
2005	49,9	18,7	99,5	23,9	189,6	263,3	42,3	123,5	12,4	9,4	0,8	39,4
2006	1,0	14,9	95,5	142,7	115,5	173,6	66,8	62,4	12,4	5,9	40,4	4,2
2007	29,0	70,2	95,2	139,0	62,2	115,4	59,0	85,6	82,3	3,6	7,8	10,9
2008	52,5	11,0	247,1	75,9	163,9	97,8	129,6	87,1	33,6	10,8	1,2	7,8
2009	44,1	244,6	44,7	149,9	110,9	137,5	150,5	138,6	21,2	0,4	6,2	19,1
2010	78,3	14,3	21,2	95,6	27,1	233,5	42,1	85,9	48,3	16,2	4,0	37,2
2011	53,5	139,2	137,3	185,4	361,5	124,5	331,0	105,9	4,1	7,4	25,1	19,5
2012	68,6	98,9	12,1	5,0	58,3	213,1	102,1	20,6	5,9	10,2	0,5	9,2
2013	27,2	28,9	37,1	116,4	66,4	149,7	141,4	86,8	34,2	22,8	20,6	21,3
2014	15,3	48,2	42,7	30,1	139,5	101,8	122,2	39,6	99,2	48,3	9,2	9,4
2015	14,0	16,8	96,8	31,8	20,9	126,8	200,8	24,8	11,0	7,4	3,0	41,4
2016	120,4	28,4	82,7	101,8	79,1	25,8	17,4	8,6	12,9	3,2	0,0	64,0

Anexo G: Dados observacionais da precipitação mensal de Taperoá - PB. (Fonte: AESA/ANA, 2017).

Anos/Meses	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1980	30,0	122,8	108,4	24,3	4,6	30,8	0,0	5,4	1,7	8,0	10,3	7,4
1981	54,3	6,5	171,6	38,5	16,2	11,3	3,2	1,4	2,5	0,0	7,0	39,5
1982	2,6	18,0	36,9	178,6	32,5	37,8	18,9	20,9	1,5	4,0	0,0	4,3
1983	33,2	236,8	43,6	33,3	14,0	10,0	7,3	50,9	0,0	4,1	0,0	0,0
1984	0,0	18,0	226,0	156,6	69,6	11,8	17,2	28,7	5,4	3,4	0,0	0,0
1985	72,8	354,9	166,2	322,3	6,6	91,6	20,7	6,4	0,6	0,0	14,5	63,7
1986	23,1	221,4	256,8	79,4	59,9	21,4	36,6	33,7	13,9	0,0	0,0	0,0
1987	143,3	57,4	263,9	35,0	22,6	22,9	18,7	6,4	0,3	0,2	0,1	0,0
1988	32,5	57,8	142,1	211,1	14,3	24,9	54,9	20,8	0,3	0,0	0,0	27,9
1989	32,6	2,9	88,6	313,0	25,9	84,9	49,9	7,9	0,1	0,0	0,0	128,5
1990	15,8	9,8	0,0	39,6	4,0	6,5	19,8	14,4	8,0	0,0	0,0	0,0
1991	0,0	54,7	165,4	63,9	69,2	3,9	1,0	16,3	0,6	0,0	10,1	0,0
1992	135,2	69,5	59,4	55,5	2,9	19,3	20,2	6,5	31,6	0,0	0,0	2,6
1993	22,9	7,2	0,0	4,4	53,5	4,8	18,4	0,4	87,0	6,8	0,0	0,1
1994	144,0	70,7	175,0	86,8	77,4	39,0	8,0	5,3	6,0	0,0	0,0	31,0
1995	9,5	66,2	312,6	96,9	184,0	20,5	20,5	0,0	0,0	0,0	28,8	0,0
1996	14,4	42,5	180,6	115,9	13,8	20,6	37,1	13,7	30,8	0,0	21,0	9,6
1997	11,1	21,5	287,0	40,1	76,5	11,0	14,4	10,5	0,0	0,0	0,0	18,5
1998	9,9	14,7	81,0	9,5	6,6	8,6	12,4	22,7	0,2	0,0	0,0	0,0
1999	0,9	20,6	164,3	0,0	78,2	10,1	51,2	0,0	0,0	1,2	4,8	78,9
2000	67,7	80,2	52,1	104,8	11,0	33,9	18,1	49,6	5,0	2,0	0,0	28,7
2001	8,9	0,3	77,2	23,1	2,9	80,7	21,3	23,9	21,4	26,3	0,0	9,6
2002	232,8	42,9	124,5	56,0	91,6	35,4	12,1	6,7	0,0	0,5	1,1	5,9
2003	103,1	69,0	55,3	48,3	36,2	32,2	3,0	12,2	3,4	0,7	0,5	13,3
2004	413,6	109,7	55,8	8,0	53,7	40,7	52,7	5,3	5,5	0,0	0,0	28,0
2005	57,0	3,4	128,3	64,8	53,8	109,9	14,1	35,2	0,0	0,0	0,0	94,6
2006	0,0	136,5	353,3	260,7	109,0	109,5	12,3	3,6	0,0	0,0	1,6	0,0
2007	1,6	174,6	101,5	163,6	34,9	25,2	6,9	14,5	3,9	0,0	2,4	3,7
2008	21,9	19,2	388,1	189,9	248,8	12,6	38,4	10,0	0,0	0,0	0,0	9,1
2009	146,0	176,4	127,0	321,5	304,1	46,4	40,0	71,4	0,0	0,0	0,7	24,6
2010	94,8	56,5	74,5	94,0	27,7	127,4	15,9	7,5	3,6	111,9	0,0	76,4
2011	142,0	154,9	237,8	310,7	303,3	21,8	113,2	6,1	0,0	23,5	0,9	3,3
2012	54,2	83,3	0,0	0,0	3,7	53,2	11,2	2,9	0,0	0	10,2	0
2013	47,9	0,0	24,9	123,0	11,6	38,6	57,5	0,0	4,1	2,9	32,9	68,2
2014	6,2	79,7	123,7	119,4	150,3	31,2	48,6	8,0	8,9	18,4	18,5	0,0
2015	0,0	195,5	93,0	169,6	10,3	6,3	49,4	1,5	0,0	0,0	0,0	40,2
2016	196,1	70,2	67,0	31,0	6,0	0,0	0,8	0,0	3,8	0,0	0,0	0,0

Anexo H: Dados observacionais da precipitação mensal de Catolé do Rocha - PB. (Fonte: (AESAs/ ANA, 2017)).

Anos/Meses	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1980	24,4	380,6	429,1	45,3	12,5	26,6	0,8	0,0	0,0	17,3	12,8	78,2
1981	117,4	37,6	439,8	31,0	44,9	14,9	0,0	0,0	0,0	0,0	59,8	3,7
1982	65,3	60,0	88,7	328,5	114,7	28,8	13,0	5,8	0,0	1,0	0,0	35,6
1983	19,4	63,4	118,5	54,0	12,4	10,5	0,8	12,0	0,0	1,0	0,0	4,2
1984	28,2	49,2	207,3	248,7	173,7	25,6	28,6	10,6	5,6	5,2	0,0	0,0
1985	184,2	351,3	238,4	457,8	104,7	159,6	60,3	1,2	6,2	0,0	0,8	118,5
1986	97,0	182,0	209,0	304,8	52,1	65,4	36,0	9,2	8,0	40,3	2,5	0,0
1987	15,0	58,5	162,8	147,4	0,0	45,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1988	40,0	0,0	140,0	221,9	54,3	20,0	20,3	0,0	0,0	0,0	9,0	0,0
1989	101,6	29,2	141,4	354,4	188,0	58,5	54,9	0,0	0,0	0,0	0,0	92,8
1990	0,0	240,0	18,2	90,1	72,6	0,0	21,3	0,0	10,0	0,0	0,0	0,0
1991	87,4	60,2	267,2	153,3	68,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1992	248,6	43,2	30,6	12,8	6,4	0,0	3,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1993	38,0	62,0	111,2	12,8	81,6	7,4	18,4	0,8	0,0	13,2	5,8	18,2
1994	116,2	181,0	192,1	216,4	164,2	133,6	34,8	4,7	0,8	0,0	0,0	26,1
1995	58,3	139,1	194,6	320,7	172,7	47,3	55,9	0,0	0,0	0,0	97,1	0,0
1996	94,6	110,0	127,9	599,0	130,1	18,3	30,8	14,8	0,0	0,0	8,0	12,0
1997	134,5	63,8	196,8	116,3	111,8	0,0	11,4	0,0	0,0	0,0	0,0	5,6
1998	123,2	53,1	61,3	3,5	4,4	0,0	5,8	5,6	0,0	0,0	1,9	0,0
1999	49,8	12,2	213,3	60,3	195,8	9,8	0,0	0,0	0,0	56,8	6,2	95,6
2000	330,2	289,5	151,6	152,7	72,7	54,0	44,7	78,3	20,9	0,0	0,0	34,3
2001	25,5	16,9	124,7	94,3	52,2	88,2	17,7	0,0	0,0	12,6	64,4	19,4
2002	301,3	105,6	252,6	227,4	100,4	58,5	17,0	0,0	0,0	0,0	16,5	2,5
2003	127,4	99,1	169,3	141,1	101,5	25,8	24,4	0,0	0,0	0,0	0,0	7,5
2004	265,0	97,1	176,4	143,9	42,9	122,5	70,4	0,0	0,0	0,0	0,0	5,2
2005	10,4	84,0	173,1	74,0	42,4	82,5	0,0	2,7	0,0	0,0	0,0	28,9
2006	0,0	143,7	157,5	231,7	348,6	28,2	31,0	6,3	0,0	5,5	2,3	12,4
2007	0,0	301,8	132,9	166,7	33,1	53,7	10,7	3,5	0,0	0,0	0,0	8,5
2008	77,8	38,6	519,1	170,8	222,7	57,8	53,7	32,0	4,3	0,0	6,0	0,8
2009	116,8	133,0	101,8	225,6	266,8	153,9	121,7	62,3	0,0	0,0	0,0	70,6
2010	61,6	30,8	75,5	238,7	68,1	56,9	19,7	0,0	0,0	44,9	0,0	73,4
2011	240,2	214,0	21,6	196,5	164,6	64,8	96,0	2,6	0,0	55,6	24,4	0,0
2012	79,9	157,5	126,4	42,7	0,0	0,0	3,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2013	38,7	155,4	135,4	121,9	64,0	70,7	43,4	0,0	0,0	0,0	109,2	126,1
2014	7,0	148,2	191,8	331,9	139,3	13,8	18,4	3,5	7,5	4,0	39,7	0,0
2015	30,4	93,4	202,0	110,8	48,9	28,6	34,9	0,0	0,0	0,0	0,0	17,6
2016	108,6	41,2	136,8	64,8	12,1	19,6	0,0	0,0	1,8	0,0	0,0	43,6

Anexo I. Ocorrência de eventos de El Niño (vermelho) e La Niña (azul) no período 1980-2016. (Fonte: CPC/NCEP/NOAA, 2017).

Ano	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ
1980	<b>0.6</b>	<b>0.5</b>	0.3	0.4	0.5	0.5	0.3	0.0	-0.1	0.0	0.1	0.0
1981	-0.3	-0.5	-0.5	-0.4	-0.3	-0.3	-0.3	-0.2	-0.2	-0.1	-0.2	-0.1
1982	0.0	0.1	0.2	<b>0.5</b>	<b>0.7</b>	<b>0.7</b>	<b>0.8</b>	<b>1.1</b>	<b>1.6</b>	<b>2.0</b>	<b>2.2</b>	<b>2.2</b>
1983	<b>2.2</b>	<b>1.9</b>	<b>1.5</b>	<b>1.3</b>	<b>1.1</b>	<b>0.7</b>	0.3	-0.1	<b>-0.5</b>	<b>-0.8</b>	<b>-1.0</b>	<b>-0.9</b>
1984	<b>-0.6</b>	-0.4	-0.3	-0.4	-0.5	-0.4	-0.3	-0.2	-0.2	<b>-0.6</b>	<b>-0.9</b>	<b>-1.1</b>
1985	<b>-1.0</b>	<b>-0.8</b>	<b>-0.8</b>	<b>-0.8</b>	<b>-0.8</b>	<b>-0.6</b>	<b>-0.5</b>	<b>-0.5</b>	-0.4	-0.3	-0.3	-0.4
1986	-0.5	-0.5	-0.3	-0.2	-0.1	0.0	0.2	0.4	<b>0.7</b>	<b>0.9</b>	<b>1.1</b>	<b>1.2</b>
1987	<b>1.2</b>	<b>1.2</b>	<b>1.1</b>	<b>0.9</b>	<b>1.0</b>	<b>1.2</b>	<b>1.5</b>	<b>1.7</b>	<b>1.6</b>	<b>1.5</b>	<b>1.3</b>	<b>1.1</b>
1988	<b>0.8</b>	<b>0.5</b>	0.1	-0.3	<b>-0.9</b>	<b>-1.3</b>	<b>-1.3</b>	<b>-1.1</b>	<b>-1.2</b>	<b>-1.5</b>	<b>-1.8</b>	<b>-1.8</b>
1989	<b>-1.7</b>	<b>-1.4</b>	<b>-1.1</b>	<b>-0.8</b>	<b>-0.6</b>	-0.4	-0.3	-0.3	-0.2	-0.2	-0.2	-0.1
1990	0.1	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4
1991	0.4	0.3	0.2	0.3	<b>0.5</b>	<b>0.6</b>	<b>0.7</b>	<b>0.6</b>	<b>0.6</b>	<b>0.8</b>	<b>1.2</b>	<b>1.5</b>
1992	<b>1.7</b>	<b>1.6</b>	<b>1.5</b>	<b>1.3</b>	<b>1.1</b>	<b>0.7</b>	0.4	0.1	-0.1	-0.2	-0.3	-0.1
1993	0.1	0.3	0.5	0.7	0.7	0.6	0.3	0.3	0.2	0.1	0.0	0.1
1994	0.1	0.1	0.2	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	<b>0.6</b>	<b>0.7</b>	<b>1.0</b>	<b>1.1</b>
1995	<b>1.0</b>	<b>0.7</b>	<b>0.5</b>	0.3	0.1	0.0	-0.2	<b>-0.5</b>	<b>-0.8</b>	<b>-1.0</b>	<b>-1.0</b>	<b>-1.0</b>
1996	<b>-0.9</b>	<b>-0.8</b>	<b>-0.6</b>	-0.4	-0.3	-0.3	-0.3	-0.3	-0.4	-0.4	-0.4	-0.5
1997	-0.5	-0.4	-0.1	0.3	<b>0.8</b>	<b>1.2</b>	<b>1.6</b>	<b>1.9</b>	<b>2.1</b>	<b>2.3</b>	<b>2.4</b>	<b>2.4</b>
1998	<b>2.2</b>	<b>1.9</b>	<b>1.4</b>	<b>1.0</b>	<b>0.5</b>	-0.1	<b>-0.8</b>	<b>-1.1</b>	<b>-1.3</b>	<b>-1.4</b>	<b>-1.5</b>	<b>-1.6</b>
1999	<b>-1.5</b>	<b>-1.3</b>	<b>-1.1</b>	<b>-1.0</b>	<b>-1.0</b>	<b>-1.0</b>	<b>-1.1</b>	<b>-1.1</b>	<b>-1.2</b>	<b>-1.3</b>	<b>-1.5</b>	<b>-1.7</b>
2000	<b>-1.7</b>	<b>-1.4</b>	<b>-1.1</b>	<b>-0.8</b>	<b>-0.7</b>	<b>-0.6</b>	<b>-0.6</b>	<b>-0.5</b>	<b>-0.5</b>	<b>-0.6</b>	<b>-0.7</b>	<b>-0.7</b>
2001	<b>-0.7</b>	<b>-0.5</b>	-0.4	-0.3	-0.3	-0.1	-0.1	-0.1	-0.2	-0.3	-0.3	-0.3
2002	-0.1	0.0	0.1	0.2	0.4	<b>0.7</b>	<b>0.8</b>	<b>0.9</b>	<b>1.0</b>	<b>1.2</b>	<b>1.3</b>	<b>1.1</b>
2003	<b>0.9</b>	<b>0.6</b>	0.4	0.0	-0.3	-0.2	0.1	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4
2004	0.4	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	<b>0.5</b>	<b>0.6</b>	<b>0.7</b>	<b>0.7</b>	<b>0.7</b>	<b>0.7</b>
2005	<b>0.6</b>	<b>0.6</b>	0.4	0.4	0.3	0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.3	<b>-0.6</b>	<b>-0.8</b>
2006	<b>-0.8</b>	<b>-0.7</b>	<b>-0.5</b>	-0.3	0.0	0.0	0.1	0.3	<b>0.5</b>	<b>0.7</b>	<b>0.9</b>	<b>0.9</b>
2007	<b>0.7</b>	0.3	0.0	-0.2	-0.3	-0.4	<b>-0.5</b>	<b>-0.8</b>	<b>-1.1</b>	<b>-1.4</b>	<b>-1.5</b>	<b>-1.6</b>
2008	<b>-1.6</b>	<b>-1.4</b>	<b>-1.2</b>	<b>-0.9</b>	<b>-0.8</b>	<b>-0.5</b>	-0.4	-0.3	-0.3	-0.4	<b>-0.6</b>	<b>-0.7</b>
2009	<b>-0.8</b>	<b>-0.7</b>	<b>-0.5</b>	-0.2	0.1	0.4	<b>0.5</b>	<b>0.5</b>	<b>0.7</b>	<b>1.0</b>	<b>1.3</b>	<b>1.6</b>
2010	<b>1.5</b>	<b>1.3</b>	<b>0.9</b>	0.4	-0.1	<b>-0.6</b>	<b>-1.0</b>	<b>-1.4</b>	<b>-1.6</b>	<b>-1.7</b>	<b>-1.7</b>	<b>-1.6</b>
2011	<b>-1.4</b>	<b>-1.1</b>	<b>-0.8</b>	<b>-0.6</b>	<b>-0.5</b>	-0.4	<b>-0.5</b>	<b>-0.7</b>	<b>-0.9</b>	<b>-1.1</b>	<b>-1.1</b>	<b>-1.0</b>
2012	<b>-0.8</b>	<b>-0.6</b>	<b>-0.5</b>	-0.4	-0.2	0.1	0.3	0.3	0.3	0.2	0.0	-0.2
2013	-0.4	-0.3	-0.2	-0.2	-0.3	-0.3	-0.4	-0.4	-0.3	-0.2	-0.2	-0.3
2014	-0.4	-0.4	-0.2	0.1	0.3	0.2	0.1	0.0	0.2	0.4	<b>0.6</b>	<b>0.7</b>
2015	<b>0.6</b>	<b>0.6</b>	<b>0.6</b>	<b>0.8</b>	<b>1.0</b>	<b>1.2</b>	<b>1.5</b>	<b>1.8</b>	<b>2.1</b>	<b>2.4</b>	<b>2.5</b>	<b>2.6</b>
2016	<b>2.5</b>	<b>2.2</b>	<b>1.7</b>	<b>1.0</b>	<b>0.5</b>	0.0	-0.3	<b>-0.6</b>	<b>-0.7</b>	<b>-0.7</b>	<b>-0.7</b>	<b>-0.6</b>

Anexo J. Ocorrência de eventos de El Niño (vermelho) e La Niña (azul) no período 1980-2016. (Fonte: CPC/NCEP/NOAA, 2017).

El Niño			La Niña		
Fraco	Moderado	Forte	Fraco	Moderado	Forte
<b>1979-80</b>	<b>1986-87</b>	<b>1987-88</b>	1983-84	1995-96*	1988-89
<b>2004-05</b>	<b>1994-95</b>	<b>1982-83*</b>	1984-85	2011-12*	1998-99*
<b>2006-07</b>	<b>2002-03</b>	<b>1991-92</b>	2000-01		1999-00*
<b>2014-15</b>	<b>2009-10</b>	<b>1997-98*</b>	2005-06*		2007-08*
		<b>2015-16*</b>	2008-09		2010-11*
			2016-17		

\* Ano em que o fenômeno também pode ser classificado na categoria muito forte.

Anexo K: Anos de ocorrência do Dipolo do Atlântico. (Fonte: PDS/ESRL/NOAA, 2017).

Fase Positiva	Fase Negativa
1980	1984
1981	1985
1982	1986
1983	1988
1987	1989
1990	1991
1992	1993
1997	1994
1998	1995
2001	1996
2004	1999
2005	2000
2006	2002
2007	2003
2010	2008
2011	2009
2012	2014
2013	2015
	2016

Anexo L: Climatologia da precipitação do município de Alhandra – PB (Fonte: AESA, 2017).

Quadrimestre Chuvoso							Quadrimestre Seco					Anual
Janeiro	Fevereiro	Março	Abril	Maior	Junho	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro	
76.3	113.4	188.1	231.4	283.3	319.5	269.8	157.0	76.5	37.9	37.5	49.9	1840.6

Anexo M: Climatologia da precipitação do município de Areia – PB (Fonte: AESA, 2017).

Quadrimestre Chuvoso							Quadrimestre Seco					Anual
Janeiro	Fevereiro	Março	Abril	Maior	Junho	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro	
71.0	94.6	161.0	169.7	179.7	207.2	192.3	134.7	63.3	30.1	29.8	41.8	1375.3

Anexo N: Climatologia da precipitação do município de Campina Grande – PB (Fonte: AESA, 2017).

Quadrimestre Chuvoso							Quadrimestre Seco					Anual
Janeiro	Fevereiro	Março	Abril	Maior	Junho	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro	
55.3	47.7	91.8	141.8	104.7	112.7	154.0	58.8	48.7	17.4	13.2	29.3	875.4

Anexo O: Climatologia da precipitação do município de Taperoá – PB (Fonte: AESA, 2017).

Quadrimestre Chuvoso							Quadrimestre Seco					Anual
Janeiro	Fevereiro	Março	Abril	Maior	Junho	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro	
44.0	80.4	141.2	109.9	59.3	31.3	21.5	9.3	2.8	5.6	9.1	26.0	540.4

Anexo P: Climatologia da precipitação do município de Catolé do Rocha – PB (Fonte: AESA, 2017).

Quadrimestre Chuvoso												Anual
Janeiro	Fevereiro	Março	Abril	Mai	Junho	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro	Anual
80.3	136.4	219.4	205.1	125.6	48.9	24.5	8.4	3.3	6.4	10.5	23.4	829.3

Anexo Q: Oscilação Quase-Bienal. (Fonte: PDS/ESRL/NOAA, 2017).

Anos/Meses	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1980	-10.11	-5.65	-2.90	2.31	6.24	7.33	8.74	9.61	12.67	13.10	12.15	9.73
1981	8.51	6.72	7.51	8.28	3.01	-3.49	-5.22	-8.24	-8.59	-9.53	-9.62	-12.31
1982	-12.52	-14.71	-16.67	-15.55	-15.26	-15.94	-8.95	-1.58	4.21	8.27	9.51	10.35
1983	10.85	11.40	12.17	13.81	11.93	3.12	-3.38	-6.53	-7.75	-10.12	-10.29	-11.42
1984	-10.65	-11.34	-12.98	-14.58	-15.05	-17.97	-25.39	-27.90	-25.44	-21.59	-13.19	-8.16
1985	-0.37	4.21	6.30	11.11	13.57	14.04	11.10	11.08	11.72	11.84	11.45	9.51
1986	8.74	10.15	11.96	9.11	3.56	-2.15	-5.25	-9.60	-10.21	-9.60	-8.01	-10.51
1987	-9.93	-11.37	-14.23	-16.20	-20.05	-21.47	-13.96	-0.60	5.88	9.35	9.23	8.41
1988	7.81	6.17	5.86	6.59	5.46	0.42	-3.96	-2.58	-2.29	-1.53	-0.84	-2.42
1989	-2.87	-3.56	-1.63	-1.93	-5.46	-9.38	-13.86	-16.98	-18.83	-21.30	-19.01	-13.54
1990	-8.71	-6.74	0.95	5.72	11.46	12.90	12.54	12.63	13.21	12.39	11.55	10.68
1991	8.71	8.44	9.00	10.69	3.82	-3.34	-10.36	-14.69	-13.96	-12.21	-12.27	-12.68
1992	-13.96	-14.33	-16.84	-17.79	-15.96	-15.34	-12.05	-4.75	1.30	3.94	6.33	8.19
1993	9.63	10.81	11.36	12.60	13.56	6.55	0.38	-1.20	-1.14	-4.04	-5.76	-6.00
1994	-7.64	-9.84	-11.29	-14.71	-18.03	-23.09	-28.65	-27.02	-19.07	-10.29	-0.30	5.93
1995	8.38	8.01	8.79	11.79	14.92	15.62	11.74	9.53	6.98	3.43	-0.77	-4.57
1996	-5.79	-6.90	-9.92	-11.08	-14.88	-17.03	-23.93	-25.85	-26.02	-23.40	-18.08	-9.86
1997	-3.57	1.94	4.77	9.74	12.37	14.50	14.85	11.69	11.64	9.91	5.74	0.78
1998	-0.85	-2.96	-4.92	-7.82	-14.08	-18.57	-22.97	-24.70	-22.12	-18.77	-12.22	-3.96
1999	3.09	5.84	8.59	13.51	15.56	15.23	14.11	11.91	11.18	10.62	6.01	6.43
2000	4.85	4.20	5.51	3.98	-0.99	-7.83	-13.13	-15.31	-15.52	-14.04	-15.07	-14.56
2001	-15.69	-15.53	-15.99	-17.73	-20.99	-23.31	-24.45	-21.67	-14.29	-10.81	-3.88	1.48
2002	4.64	8.00	9.32	14.03	14.16	13.26	10.05	10.60	8.90	7.66	4.46	-0.50
2003	-1.39	-1.43	-3.30	-8.56	-13.63	-17.71	-22.99	-24.64	-22.51	-20.34	-17.86	-11.38
2004	-4.84	2.61	5.45	10.46	12.97	11.75	9.96	8.74	7.29	8.00	4.35	2.45
2005	-0.69	-0.96	-0.33	-6.64	-15.09	-20.59	-24.20	-25.87	-27.80	-28.76	-29.55	-25.04
2006	-18.83	-11.24	-0.38	5.00	10.36	11.47	10.75	9.10	10.20	10.86	10.10	6.21
2007	2.61	2.43	1.24	-5.18	-14.06	-21.33	-24.92	-27.41	-28.13	-29.05	-27.61	-19.48
2008	-12.42	-4.70	2.19	6.43	11.53	13.45	13.27	11.63	11.60	11.05	9.13	10.46
2009	10.71	12.33	11.44	9.11	1.56	-5.47	-12.21	-14.45	-13.81	-11.69	-13.83	-15.57
2010	-16.02	-16.98	-19.68	-23.57	-26.28	-25.05	-9.84	1.45	6.58	10.83	12.16	10.97
2011	9.18	10.05	10.44	10.71	10.02	3.90	0.44	-0.49	-2.30	-3.05	-9.09	-16.25
2012	-16.07	-15.25	-16.74	-17.62	-22.04	-25.89	-27.82	-27.93	-26.60	-24.51	-18.95	-10.02
2013	-6.07	-1.23	2.85	8.39	12.64	13.38	14.27	14.66	13.12	11.69	12.45	12.55
2014	13.13	12.68	11.72	7.15	-2.81	-13.98	-19.29	-21.64	-23.24	-23.86	-23.65	-25.38
2015	-26.70	-28.62	-28.15	-24.38	-12.33	2.18	7.45	10.97	12.07	13.38	12.79	11.39
2016	9.34	6.77	3.16	0.64	2.37	3.86	6.25	10.07	10.48	12.83	14.16	15.09

Anexo R: Oscilação Multidecadal do Atlântico sem suavização. (Fonte: PDS/ESRL/NOAA, 2017).

Anos/Meses	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1980	0.002	-0.074	-0.135	0.003	0.133	0.112	0.054	0.027	-0.004	-0.057	-0.193	-0.245
1981	-0.173	-0.172	0.010	-0.086	-0.075	-0.053	-0.086	-0.106	-0.027	-0.178	-0.128	0.003
1982	-0.072	-0.070	-0.071	-0.174	-0.183	-0.175	-0.220	-0.300	-0.299	-0.362	-0.408	-0.371
1983	-0.289	-0.095	0.090	0.068	-0.039	-0.045	-0.006	-0.149	-0.207	-0.186	-0.149	0.006
1984	-0.097	-0.079	-0.116	-0.148	-0.157	-0.315	-0.257	-0.217	-0.200	-0.335	-0.415	-0.309
1985	-0.345	-0.320	-0.347	-0.392	-0.328	-0.119	-0.144	-0.272	-0.238	-0.236	-0.286	-0.328
1986	-0.334	-0.266	-0.284	-0.316	-0.220	-0.252	-0.240	-0.264	-0.211	-0.310	-0.389	-0.363
1987	-0.269	-0.209	-0.024	0.038	0.077	0.212	0.288	0.288	0.202	0.055	-0.061	0.052
1988	-0.033	-0.108	-0.002	0.058	0.144	0.172	0.116	-0.002	-0.089	-0.165	-0.142	-0.158
1989	-0.215	-0.151	-0.248	-0.284	-0.141	0.096	0.182	0.118	-0.089	-0.118	-0.144	-0.148
1990	-0.294	-0.156	-0.173	-0.112	-0.053	-0.051	-0.017	0.058	0.152	0.118	-0.049	-0.031
1991	-0.190	-0.112	-0.064	-0.128	-0.149	-0.125	-0.103	-0.104	-0.033	-0.258	-0.257	-0.210
1992	-0.187	-0.090	-0.089	-0.180	-0.218	-0.147	-0.215	-0.377	-0.366	-0.296	-0.331	-0.281
1993	-0.237	-0.183	-0.241	-0.170	-0.161	-0.178	-0.274	-0.226	-0.161	-0.240	-0.315	-0.290
1994	-0.293	-0.306	-0.276	-0.197	-0.204	-0.219	-0.229	-0.233	-0.150	-0.057	-0.017	-0.088
1995	-0.060	-0.037	0.018	0.078	0.274	0.366	0.316	0.185	0.056	0.104	0.129	0.044
1996	-0.008	-0.030	-0.055	0.012	-0.063	-0.121	-0.103	-0.006	0.000	-0.143	-0.172	-0.153
1997	-0.089	-0.034	0.007	0.010	0.042	0.010	0.062	0.017	0.111	0.152	0.053	0.133
1998	0.132	0.294	0.324	0.293	0.386	0.491	0.489	0.514	0.414	0.384	0.319	0.281
1999	0.053	0.059	0.071	0.054	0.164	0.182	0.200	0.309	0.187	0.019	-0.047	0.017
2000	-0.082	-0.036	0.106	0.044	0.107	-0.016	0.074	0.105	0.104	-0.038	-0.051	-0.125
2001	-0.125	-0.025	0.017	-0.010	-0.007	0.200	0.137	0.180	0.288	0.253	0.158	0.216
2002	0.184	0.167	0.147	0.029	-0.046	-0.115	-0.063	0.109	0.082	0.113	0.021	0.007
2003	0.052	-0.010	0.115	0.081	0.153	0.207	0.278	0.417	0.454	0.428	0.226	0.226
2004	0.213	0.211	0.160	0.110	0.008	0.180	0.230	0.319	0.243	0.244	0.223	0.190
2005	0.113	0.128	0.287	0.294	0.295	0.329	0.449	0.442	0.421	0.240	0.142	0.218
2006	0.126	0.077	0.062	0.200	0.311	0.335	0.377	0.403	0.366	0.337	0.291	0.174
2007	0.173	0.220	0.130	0.161	0.114	0.091	0.131	0.057	0.101	0.160	0.179	0.113
2008	0.033	0.131	0.161	0.045	0.175	0.259	0.208	0.177	0.201	0.105	0.003	0.021
2009	-0.056	-0.162	-0.157	-0.128	-0.059	0.124	0.231	0.155	0.060	0.167	0.072	0.085
2010	0.042	0.180	0.290	0.428	0.462	0.450	0.453	0.528	0.452	0.327	0.238	0.210
2011	0.146	0.111	0.058	0.094	0.154	0.181	0.094	0.149	0.147	0.065	-0.068	-0.042
2012	-0.062	0.007	0.028	0.083	0.167	0.303	0.378	0.433	0.451	0.332	0.167	0.144
2013	0.131	0.118	0.161	0.139	0.103	0.049	0.193	0.197	0.257	0.349	0.131	0.039
2014	-0.059	-0.040	-0.078	-0.091	0.001	0.065	0.224	0.337	0.313	0.295	0.067	0.061
2015	-0.006	-0.001	-0.127	-0.069	0.047	0.031	0.134	0.181	0.303	0.327	0.189	0.232
2016	0.233	0.158	0.190	0.179	0.346	0.412	0.434	0.459	0.460	0.383	0.393	0.337

Observação: Só havia disponível dados não suavizados.

Anexo S: Oscilação Decadal do Pacífico. (Fonte: PDS/ESRL/NOAA, 2017).

Anos/Meses	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1980	-0.11	1.32	1.09	1.49	1.20	-0.22	0.23	0.51	0.10	1.35	0.37	-0.10
1981	0.59	1.46	0.99	1.45	1.75	1.69	0.84	0.18	0.42	0.18	0.80	0.67
1982	0.34	0.20	0.19	-0.19	-0.58	-0.78	0.58	0.39	0.84	0.37	-0.25	0.26
1983	0.56	1.14	2.11	1.87	1.80	2.36	3.51	1.85	0.91	0.96	1.02	1.69
1984	1.50	1.21	1.77	1.52	1.30	0.18	-0.18	-0.03	0.67	0.58	0.71	0.82
1985	1.27	0.94	0.57	0.19	0.00	0.18	1.07	0.81	0.44	0.29	-0.75	0.38
1986	1.12	1.61	2.18	1.55	1.16	0.89	1.38	0.22	0.22	1.00	1.77	1.77
1987	1.88	1.75	2.10	2.16	1.85	0.73	2.01	2.83	2.44	1.36	1.47	1.27
1988	0.93	1.24	1.42	0.94	1.20	0.74	0.64	0.19	-0.37	-0.10	-0.02	-0.43
1989	-0.95	-1.02	-0.83	-0.32	0.47	0.36	0.83	0.09	0.05	-0.12	-0.50	-0.21
1990	-0.30	-0.65	-0.62	0.27	0.44	0.44	0.27	0.11	0.38	-0.69	-1.69	-2.23
1991	-2.02	-1.19	-0.74	-1.01	-0.51	-1.47	-0.10	0.36	0.65	0.49	0.42	0.09
1992	0.05	0.31	0.67	0.75	1.54	1.26	1.90	1.44	0.83	0.93	0.93	0.53
1993	0.05	0.19	0.76	1.21	2.13	2.34	2.35	2.69	1.56	1.41	1.24	1.07
1994	1.21	0.59	0.80	1.05	1.23	0.46	0.06	-0.79	-1.36	-1.32	-1.96	-1.79
1995	-0.49	0.46	0.75	0.83	1.46	1.27	1.71	0.21	1.16	0.47	-0.28	0.16
1996	0.59	0.75	1.01	1.46	2.18	1.10	0.77	-0.14	0.24	-0.33	0.09	-0.03
1997	0.23	0.28	0.65	1.05	1.83	2.76	2.35	2.79	2.19	1.61	1.12	0.67
1998	0.83	1.56	2.01	1.27	0.70	0.40	-0.04	-0.22	-1.21	-1.39	-0.52	-0.44
1999	-0.32	-0.66	-0.33	-0.41	-0.68	-1.30	-0.66	-0.96	-1.53	-2.23	-2.05	-1.63
2000	-2.00	-0.83	0.29	0.35	-0.05	-0.44	-0.66	-1.19	-1.24	-1.30	-0.53	0.52
2001	.60	.29	0.45	-0.31	-0.30	-0.47	-1.31	-0.77	-1.37	-1.37	-1.26	-0.93
2002	0.27	-0.64	-0.43	-0.32	-0.63	-0.35	-0.31	0.60	0.43	0.42	1.51	2.10
2003	2.09	1.75	1.51	1.18	0.89	0.68	0.96	0.88	0.01	0.83	0.52	0.33
2004	0.43	0.48	0.61	0.57	0.88	0.04	0.44	0.85	0.75	-0.11	-0.63	-0.17
2005	0.44	0.81	1.36	1.03	1.86	1.17	0.66	0.25	-0.46	-1.32	-1.50	0.20
2006	1.03	0.66	0.05	0.40	0.48	1.04	0.35	-0.65	-0.94	-0.05	-0.22	0.14
2007	0.01	0.04	-0.36	0.16	-0.10	0.09	0.78	0.50	-0.36	-1.45	-1.08	-0.58
2008	-1.00	-0.77	-0.71	-1.52	-1.37	-1.34	-1.67	-1.70	-1.55	-1.76	-1.25	-0.87
2009	-1.40	-1.55	-1.59	-1.65	-0.88	-0.31	-0.53	0.09	0.52	0.27	-0.40	0.08
2010	0.83	0.82	0.44	0.78	0.62	-0.22	-1.05	-1.27	-1.61	-1.06	-0.82	-1.21
2011	-0.92	-0.83	-0.69	-0.42	-0.37	-0.69	-1.86	-1.74	-1.79	-1.34	-2.33	-1.79
2012	-1.38	-0.85	-1.05	-0.27	-1.26	-0.87	-1.52	-1.93	-2.21	-0.79	-0.59	-0.48
2013	-0.13	-0.43	-0.63	-0.16	0.08	-0.78	-1.25	-1.04	-0.48	-0.87	-0.11	-0.41
2014	0.30	0.38	0.97	1.13	1.80	0.82	0.70	0.67	1.08	1.49	1.72	2.51
2015	2.45	2.30	2.00	1.44	1.20	1.54	1.84	1.56	1.94	1.47	0.86	1.01
2016	1.53	1.75	2.40	2.62	2.35	2.03	1.25	0.52	0.45	0.56	1.88	1.17