

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

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM

METEOROLOGIA



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**Análise sinótica e multivariada de condições climáticas extremas na
Cidade de Salvador**

Jaqueline Nubia de Queiroz

Campina Grande, março de 2015.



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**ANÁLISE SINÓTICA E MULTIVARIADA DE CONDIÇÕES CLIMÁTICAS
EXTREMAS NA CIDADE DE SALVADOR**

JAQUELINE NUBIA DE QUEIROZ

CAMPINA GRANDE – PB

MARÇO DE 2015

JAQUELINE NUBIA DE QUEIROZ

**ANÁLISE SINÓTICA E MULTIVARIADA DE CONDIÇÕES CLIMÁTICAS
EXTREMAS NA CIDADE DE SALVADOR**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande - UFCG, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

Área de concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escalas

Sub-área: Sinótica-Dinâmica da Atmosfera Tropical

Orientadora: Profa. Dra. Maria Regina da Silva Aragão

CAMPINA GRANDE – PB

MARÇO DE 2015

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

Q3a

Queiroz, Jaqueline Núbia de.

Análise sinótica e multivariada de condições climáticas extremas na cidade de Salvador / Jaqueline Núbia de Queiroz. – Campina Grande, 2015.

72 f. : il. color.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2015.

"Orientação: Profa. Dra. Maria Regina da Silva Aragão.

Referências.

1. Evento Extremo de Chuva. 2. Estabilidade Atmosférica. 3. Análise de Componentes Principais. 4. Análise de Agrupamentos. 5. Análise Sinótica. 7. Nordeste do Brasil. I. Aragão, Maria Regina da Silva. II. Título.

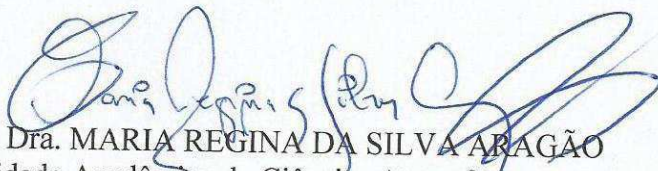
CDU 551.58(043)

JAQUELINE NÚBIA DE QUEIROZ

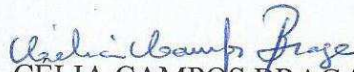
ANÁLISE SINÓTICA E MULTIVARIADA DE CONDIÇÕES CLIMÁTICAS
EXTREMAS NA CIDADE DE SALVADOR

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 12/03/2015

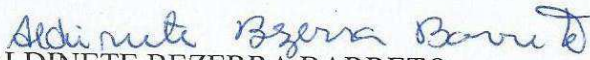
BANCA EXAMINADORA



Profa. Dra. MARIA REGINA DA SILVA ARAGÃO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Profa. Dra. CÉLIA CAMPOS BRAGA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Profa. Dra. ALDINETE BEZERRA BARRETO
Unidade Acadêmica de Tecnologia do Desenvolvimento
Universidade Federal de Campina Grande

**ANÁLISE SINÓTICA E MULTIVARIADA DE CONDIÇÕES CLIMÁTICAS
EXTREMAS NA CIDADE DE SALVADOR**

A meus pais Eloina e Jorge.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a minha família, sobretudo a minha mãe Maria Eloina de Queiroz, por todo amor e dedicação dispensados a mim e por sempre apoiar e dar suporte a todas as fases dos meus estudos. E a meu irmão Jonathan pela preciosa ajuda em uma das fases deste trabalho.

À professora Dra. Maria Regina da Silva Aragão pela orientação, apoio, compreensão e ensinamentos, como excelente profissional e ser humano.

Às professoras Dra. Célia Campos Braga e Dra. Aldinete Bezerra Barreto pelas sugestões.

Ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande (UFCG) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela oportunidade de realização desta pesquisa.

A todos os professores do Curso de Graduação e do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia que contribuíram para a minha formação.

À equipe da Biblioteca Central pela prontidão.

Aos colegas de curso e queridos amigos Leonardo, Milla, Alexandra e Danielson pelos conhecimentos compartilhados, conselhos, e momentos de descontração.

RESUMO

Áreas urbanas densamente povoadas situadas na região tropical são particularmente vulneráveis a eventos de chuva intensa. Na cidade de Salvador, capital do Estado da Bahia, vários fatores contribuem para a gravidade dos impactos causados por chuvas intensas: o relevo acidentado, a densidade populacional, a ocupação desordenada do solo, a diversidade e intensidade dos sistemas meteorológicos, dentre outros. Neste estudo as condições de estabilidade da atmosfera no mês (muito chuvoso) de abril de 2009 foram analisadas com o objetivo principal de investigar o grau de relação entre índices de estabilidade e a ocorrência de chuva na cidade. Dados de reanálise, imagens realçadas de satélite meteorológico, totais diários de precipitação e sondagens diárias de ar superior realizadas às 1200 UTC constituem a base de dados deste estudo. Métodos de análise meteorológica e análise multivariada são utilizados. No mês de estudo há dezessete dias com registro de precipitação, dos quais quatro com totais diários que ultrapassam 50 mm. Um evento que provocou chuva intensa em toda a cidade, cujo total pluviométrico é registrado no dia 19, é causado por uma linha convectiva que se forma sobre o Estado da Bahia, na latitude de Salvador, associada a um cavado frontal com forte cisalhamento horizontal e vertical do vento. O teor de umidade é elevado na baixa troposfera, antes e depois do evento. A aplicação da análise de componentes principais a nove índices de estabilidade resulta em um modelo de três componentes que explica 91,82% da variância total dos dados. A primeira componente é associada aos índices relacionados à variação vertical de umidade e temperatura, direção e velocidade do vento, a segunda componente aos índices relacionados à variação vertical de umidade, e a terceira componente ao índice K. A aplicação da análise de agrupamentos aos fatores rotacionados resulta em quatro grupos com características distintas. O Grupo 1 reúne dias com registro de chuva, dos quais três com eventos de chuva intensa. O Grupo 2 separa dias opostos sob o ponto de vista da precipitação. O Grupo 3 é constituído por dias com totais de precipitação muito baixos. No Grupo 4 estão dias com pouca ou nenhuma precipitação registrada, com exceção de um dia de chuva intensa. O índice K é o melhor na previsão de chuva no mês de estudo.

Palavras-chave: evento extremo de chuva, estabilidade atmosférica, análise de componentes principais, análise de agrupamentos, análise sinótica, Nordeste do Brasil

ABSTRACT

Heavily populated urban areas located in the tropical region are particularly vulnerable to intense rainfall events. In the city of Salvador, capital of Bahia State, several factors contribute for the severity of the impacts caused by intense rainfall: the complex topography, the population density, the disorderly human occupation, the diversity and intensity of meteorological systems, among others. In this study the atmospheric stability conditions in the (very rainy) month of April 2009 are analyzed with the main objective of investigating the degree of relationship between stability indices and rainfall occurrence in the city. Reanalysis data, enhanced meteorological satellite imagery, daily 24-hour rainfall totals and 1200 UTC daily upper air soundings are the basis for this study. Meteorological and multivariate analysis techniques are used. There are seventeen rainy days in the month of study among which four have daily rainfall totals higher than 50 mm. One event of heavy rainfall over the entire city whose rainfall total is registered on day 19, is caused by a convective line that forms over Bahia State, on the latitude of Salvador, associated to a frontal trough with strong horizontal and vertical wind shear. Moisture content is high in the lower troposphere, before and after the event. The application of principal component analysis to nine stability indices results in a three component model which explains 91.82% of the total variance in the data. The first principal component is associated with indices related to the vertical variation of moisture and temperature, wind direction and speed, the second component to the indices related to the vertical variation of moisture, and the third component to the K index. The application of cluster analysis to the rotated factors results in four groups with distinct characteristics. Group 1 has days with rain, among which there are three intense rainfall events. Group 2 has days with opposing characteristics in terms of precipitation. Group 3 is comprised by days with very low rainfall values. Group 4 has days with low rainfall total or rainfall absence, with exception of one intense rainfall day. The K index is the best in forecasting rainfall in the month of study.

Keywords: extreme rainfall event, atmospheric stability, principal component analysis, cluster analysis, synoptic analysis, Northeast Brazil

SUMÁRIO

RESUMO

ABSTRACT

I - LISTA DE FIGURAS	11
II - LISTA DE TABELAS	14
III - LISTA DE QUADROS	15
IV - LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	16
V - LISTA DE SÍMBOLOS	17
1. INTRODUÇÃO	17
2. OBJETIVOS	18
2.1 OBJETIVO GERAL.....	18
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	18
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	19
3.1 VARIABILIDADE E EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO EM SALVADOR.....	19
3.2 ANÁLISE MULTIVARIADA	22
4. DADOS E METODOLOGIA	25
4.1 DADOS	25
4.2 METODOLOGIA.....	26
4.2.1 Seleção do Mês de Estudo	26
4.2.2 Cálculo de Variáveis Derivadas	27
4.2.2.1 Variáveis termodinâmicas	27
4.2.2.2 - Variáveis dinâmicas	28
4.2.2.3 Índices de estabilidade.....	28
4.2.3 Análise Sinótico-Dinâmica e Termodinâmica.....	35
4.2.4 Análise Multivariada	35
4.2.4.1 Análise de Componentes Principais (ACP).....	35
4.2.4.2 Análise de Agrupamentos (AA)	37
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	39
5.1 ANÁLISE DO AMBIENTE EM ESCALA SINÓTICA	39
5.1.1 Precipitação, Vento e Estabilidade Atmosférica: Abril de 2009 em Salvador.....	39
5.1.2 Estudo de Caso	45

5.2 ANÁLISE MULTIVARIADA DE ÍNDICES DE ESTABILIDADE.....	58
5.2.1 - Análise Fatorial de Componentes Principais (ACP).....	59
5.2.2 Análise de Agrupamentos (AA)	63
6. CONCLUSÕES.....	67
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	68

I - LISTA DE FIGURAS

- Figura 4.1** - Área geográfica do Nordeste do Brasil e seus estados com destaque para a Cidade de Salvador. Os pontos pretos no mapa de Salvador representam as oito estações com observação de precipitação. (*Fonte do mapa de Salvador: www.codesal.salvador.ba.gov.br*). 25
- Figura 5.1** - Totais diários de precipitação (mm) na estação de superfície do INMET e média dos totais diários de precipitação (mm) das oito estações da Cidade de Salvador em abril de 2009. A simbologia utilizada é vista abaixo do gráfico. (*Fonte dos dados: INMET/INEMA*). 40
- Figura 5.2** - Valores diários da velocidade ($|V|$) e das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento à superfície (km h^{-1}) para as 1200 UTC do mês de abril de 2009: (a) na estação de superfície do Aeroporto Internacional de Salvador, e (b) na estação de altitude de Salvador. Os valores positivos (negativos) de u representam componente de oeste (leste). Os valores positivos (negativos) de v representam componente de sul (norte). A simbologia utilizada é vista abaixo do gráfico. Note a ausência de marcador no dia sem dados (27) em (b). (*Fonte dos dados: <http://www.redemet.aer.mil.br>, www.weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html*). 40
- Figura 5.3** - Evolução temporal dos índices de estabilidade obtidos para as 1200 UTC no mês de abril de 2009 na Cidade de Salvador: (a) CAPE, (b) DTeI, (c) PII, (d) LI, (e) KO, (f) CT, (g) SWEAT, (h) TT, (i) SHOW e (j) K. Note a ausência de dados no dia 27. 42
- Figura 5.4** - Imagem realçada do satélite meteorológico GOES-10 da região da América do Sul para as 1200 UTC do dia: (a) 17/04/2009, (b) 18/04/2009 e (c) 19/04/2009. A escala de cores da temperatura de brilho é vista abaixo das imagens. (*Fonte das imagens: Adaptado de http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes_anteriores.jsp*). 46
- Figura 5.5** - Imagem realçada do satélite meteorológico GOES-10 da área do Nordeste do Brasil e adjacências para o dia 18 de abril de 2009 às: (a) 1500 UTC, (b) 1800 UTC, (c) 2100 UTC, e para o dia seguinte (19) às: (d) 0000 UTC, (e) 0300 UTC, (f) 1200 UTC. A escala de cores de temperatura de brilho é vista abaixo das imagens. (*Fonte das imagens: Adaptado de http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes_anteriores.jsp*). 48
- Figura 5.6** - Pressão reduzida ao nível médio do mar (hPa) para as 1200 UTC do dia 17 de abril de 2009. O intervalo de análise é de 2 hPa. (*Fonte dos dados: NCEP/NCAR*). 49
- Figura 5.7** - Linhas de corrente e velocidade do vento e componente vertical da vorticidade relativa para as 1200 UTC do dia 17 de abril de 2009 no nível de: (a,b) 700

hPa, (c,d) 500 hPa e (e,f) 200 hPa. A escala da velocidade do vento (km h^{-1}) está representada à direita dos mapas (a,c,e). Observe que a escala em (e) difere das demais. O intervalo de análise da vorticidade é de $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. As áreas sem sombreamento (sombreadas) correspondem a valores positivos (negativos) em (b,d,f). (Fonte dos dados: *NCEP/NCAR*). 50

Figura 5.8 - Pressão reduzida ao nível médio do mar (hPa) para as 1200 UTC do dia 18 de abril de 2009. O intervalo de análise é de 2 hPa. (Fonte dos dados: *NCEP/NCAR*). 51

Figura 5.9 - Linhas de corrente e velocidade do vento e componente vertical da vorticidade relativa para as 1200 UTC do dia 18 de abril de 2009 no nível de: (a,b) 700 hPa, (c,d) 500 hPa e (e,f) 200 hPa. A escala da velocidade do vento (km h^{-1}) está representada à direita dos mapas (a,c,e). Observe que a escala em (e) difere das demais. O intervalo de análise da vorticidade é de $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. As áreas sem sombreamento (sombreadas) correspondem a valores positivos (negativos) em (b,d,f). (Fonte dos dados: *NCEP/NCAR*). 52

Figura 5.10 - Pressão reduzida ao nível médio do mar (hPa) para as 1200 UTC do dia 19 de abril de 2009. O intervalo de análise é de 2 hPa. (Fonte dos dados: *NCEP/NCAR*). 53

Figura 5.11 - Linhas de corrente e velocidade do vento e componente vertical da vorticidade relativa para as 1200 UTC do dia 19 de abril de 2009 no nível de: (a, b) 700 hPa, (c, d) 500 hPa e (e, f) 200 hPa. A escala da velocidade do vento (km h^{-1}) está representada à direita dos mapas (a,c,e). Observe que a escala em (e) difere das demais. O intervalo de análise da vorticidade é de $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. As áreas sem sombreamento (sombreadas) correspondem a valores positivos (negativos) em (b,d,f). (Fonte dos dados: *NCEP/NCAR*). 54

Figura 5.12 - Perfis verticais das temperaturas (K) potencial (θ), potencial equivalente (θ_e) e potencial equivalente de saturação (θ_{es}), à esquerda, e das componentes zonal (u) e meridional (v) e velocidade do vento, à direita, obtidos de sondagem de ar superior realizada no mês de abril de 2009 em Salvador às 1200 UTC do dia: (a,b) 17, (c,d) 18, (e,f) 19. A simbologia utilizada é vista abaixo dos gráficos. As unidades utilizadas são hPa em (a-f) no eixo das ordenadas, K em (a,c,e) e km h^{-1} em (b,d,f), no eixo das abscissas. (Fonte dos dados: www.weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html). 56

Figura 5.13 - *Scree-plot* dos fatores obtidos através da aplicação da ACP. A seta indica o número de fatores retidos. 59

Figura 5.14 - Carga fatorial dos fatores rotacionados dos índices de estabilidade no horário das 1200 UTC no mês de abril de 2009 em Salvador - BA. Note a ausência de barras no dia sem sondagem (27). A simbologia utilizada é vista abaixo do gráfico. 61

Figura 5.15 - Série temporal de índices de estabilidade no horário das 1200 UTC no mês de abril de 2009 em Salvador – BA: (a) índice de Showalter (SHOW) e índice Cross Totals (CT), (b) energia potencial convectiva disponível (CAPE) e índice de levantamento (LI), e (c) índice K. Note a ausência de marcador no dia sem sondagem (27). A simbologia utilizada é vista abaixo dos gráficos.	62
Figura 5.16 - Curva de inércia dos fatores rotacionados dos índices de estabilidade das 1200 UTC. A seta indica o número de grupos retidos.	65
Figura 5.17 - Dendrograma utilizando o método de Ward e distância euclidiana quadrática.	65

II - LISTA DE TABELAS

Tabela 5.1 - Matriz de correlação entre os índices de estabilidade.....	58
Tabela 5.2 - Autovalores e porcentagens da variância total explicada e acumulada.....	59
Tabela 5.3 - Fatores rotacionados para os índices de estabilidade no horário das 1200 UTC.....	60
Tabela 5.4 - Grupos de dias obtidos na análise de agrupamentos dos índices de estabilidade das 1200 UTC. Os dias destacados em negrito tem registro de chuva. Note a ausência do dia 27 (sem sondagem).....	66
Tabela 5.5 - Valores médios dos índices de estabilidade das 1200 UTC nos grupos homogêneos obtidos a partir da técnica de agrupamento de Ward com medida de distância euclidiana quadrática. O valor máximo (negrito) e mínimo (negrito e itálico) de cada índice está indicado.....	66

III - LISTA DE QUADROS

Quadro 4.1 - Valores de CAPE e respectiva relação com a intensidade da convecção para latitudes médias. (Fonte: BLUESTEIN, 1993).	29
Quadro 4.2 - Valores de LI e respectiva relação com a instabilidade. (Fonte: MILLER, 1972).....	30
Quadro 4.3 - Valores de CT e respectiva relação com o potencial para tempestades. (Fonte: MILLER, 1972).....	31
Quadro 4.4 - Valores de SWEAT e respectiva relação com o potencial para tempestades. (Fonte: MILLER, 1972).....	32
Quadro 4.5 - Valores de TT e respectiva relação com o potencial para tempestades. (Fonte: MILLER, 1972).....	33
Quadro 4.6 - Potencial para tempestades em função dos valores do índice de Showalter para latitudes médias nos Estados Unidos da América. (Fonte: HALLAK E PEREIRA FILHO, 2012).....	34
Quadro 4.7 - Valores do índice K e respectiva probabilidade de ocorrência de tempestades para latitudes médias nos Estados Unidos da América. (Fonte: HALLAK E PEREIRA FILHO, 2012).....	34
Quadro 4.8 - Estrutura da matriz de entrada para a análise de componentes principais....	37

IV - LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AA	Análise de Agrupamentos
ACP	Análise de Componentes Principais
AMJJ	Abril – Maio – Junho – Julho
ASAS	Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul
CAPE	Convective Available Potential Energy (Energia Potencial Convectiva Disponível)
CT	Cross Totals
DTel	Delta θ_e Index (Índice Delta θ_e)
DOL	Distúrbio Ondulatório de Leste
GrADS	Grid Analysis and Display System
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
LI	Lifted Index (Índice de Levantamento)
INEMA	Instituto do Meio Ambiente e Recursos Hídricos
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
KMO	Kayser - Meyer – Olkin
MSA	Measure of Sampling Adequacy
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Predictions
NCL	Nível de Condensação por Levantamento
NE	Nível de Equilíbrio
PII	Potential Instability Index (Índice de Instabilidade Potencial)
SCM	Sistema Convectivo de Mesoescala
SF	Sistema Frontal
SWEAT	Severe Weather Threat
TT	Total Totals
VCAN	Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

V - LISTA DE SÍMBOLOS

CP	Componente Principal
D	Matriz diagonal
d_{ij}	Distância euclidiana quadrática
e	Pressão real de vapor
e_s	Pressão de vapor de saturação
P	Pressão atmosférica
r	Razão de mistura
r_s	Razão de mistura de saturação
R	Matriz de correlação
S	Matriz de autovetores
SQD	Soma dos quadrados dos desvios
T	Temperatura
T_d	Temperatura do ponto de orvalho
T_k	Temperatura absoluta em graus Kelvin
T_{NCL}	Temperatura no nível de condensação por levantamento
U	Umidade relativa
u	Componente zonal do vento
V	Velocidade do vento
v	Componente meridional do vento
X	Matriz de entrada dos dados
θ	Temperatura potencial
θ_e	Temperatura potencial equivalente
θ_{es}	Temperatura potencial equivalente de saturação
α	Direção do vento

1. INTRODUÇÃO

Nas duas últimas décadas, o número de estudos sobre eventos meteorológicos extremos tem crescido sistematicamente em resposta às pesquisas que apontam para mudanças climáticas globais e suas consequências. Os prejuízos ambientais, sociais e econômicos decorrentes desses eventos constituem um fator adicional importante que tem impulsionado o seu estudo. No Brasil, áreas rurais e urbanas têm sido afetadas por situações de escassez ou excesso de precipitação que transtornam a vida da população. Na Região Nordeste, em particular, o interior semiárido é mais conhecido pelas situações de seca, enquanto que na área litorânea são as chuvas intensas que chamam a atenção, a exemplo da cidade de Salvador.

A área costeira leste da Região Nordeste, com os totais anuais de precipitação mais elevados da região, abriga a cidade de Salvador (12°58'S, 38°31'W), capital do Estado da Bahia. Salvador é um importante centro urbano cuja área total é de 696,6 km², ocupada por 2.675.656 habitantes (IBGE, 2010). O total médio anual de chuva na cidade é de 2098,7 mm (INMET, 2009). Os totais pluviométricos mensais são elevados o ano todo, porém os maiores volumes ocorrem no período de abril a julho. Diversos sistemas atmosféricos atuam sobre a Região Nordeste e afetam, direta ou indiretamente, o regime de chuvas de Salvador, a saber: Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL), Sistemas Frontais (SF), Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN), Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) e Sistemas de Brisa.

A combinação de eventos de chuva intensa com relevo acidentado e ocupação desordenada do solo favorece situações de desastre em Salvador, a despeito dos esforços preventivos desenvolvidos pela defesa civil da cidade. Na página eletrônica da Defesa Civil de Salvador (<http://www.codesal.salvador.ba.gov.br/>) estão disponíveis históricos de acidentes, como deslizamentos de terra, desabamentos e alagamentos. Os impactos negativos causados por eventos de chuva intensa na cidade têm motivado o estudo dessas situações extremas. Neste trabalho, um mês com condições climáticas extremas sob o ponto de vista da precipitação é analisado através de técnicas de análise multivariada e de análise meteorológica visando identificar características que possam auxiliar o trabalho desenvolvido em centros operacionais de monitoramento e previsão do tempo e clima.

2. OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

O objetivo geral neste trabalho é investigar os mecanismos dinâmicos e termodinâmicos atuantes na cidade de Salvador em um mês chuvoso extremo, através de técnicas de análise multivariada e de análise meteorológica.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- a) Identificar índices de estabilidade úteis na previsão meteorológica para a área, e seus valores típicos;
- b) Diagnosticar os sistemas atuantes em evento de chuva intensa, através de análise sinótico-dinâmica e termodinâmica.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 VARIABILIDADE E EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO EM SALVADOR

A área costeira leste do Nordeste apresenta os maiores volumes anuais de precipitação da região. Na área compreendida entre o estado do Rio Grande do Norte e o norte do estado da Bahia a principal estação chuvosa é o quadrimestre abril-maio-junho-julho (AMJJ), período no qual são observados 60% da precipitação anual. A época menos chuvosa é o quadrimestre setembro-outubro-novembro-dezembro, que representa 10% da precipitação anual (RAO et al., 1993).

Localizada no litoral leste do Nordeste, Salvador tem totais pluviométricos mensais acima de 100 mm em todos os meses do ano (INMET, 2009). Maio, com média climatológica de 359,9 mm, é o mês mais chuvoso. Outro aspecto importante do regime pluviométrico de Salvador são as chuvas intensas. Definidas por Barreto et al. (2008) como as chuvas cujo total diário é igual ou maior do que o nonagésimo sétimo percentil (50 mm) da série pluviométrica do período 1964-2007 da estação climatológica principal do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), as autoras encontraram que elas são mais frequentes no quadrimestre AMJJ. Mais recentemente, Barreto (2012) mostrou que a frequência mensal das chuvas intensas apresenta relação direta com totais pluviométricos mensais acima ou abaixo da média climatológica. Utilizando os totais pluviométricos diários do período 1964-2009 Barreto identificou 228 eventos de chuvas intensas, dos quais 61% ocorreram no quadrimestre AMJJ.

Outro aspecto importante das chuvas em Salvador foi abordado por Santos (2013) através da análise dos totais mensais de chuva de um período de 51 anos (1961-2011). A autora fez a classificação climática da pluviometria da cidade, através do método dos quantis, considerando cinco classes, nas escalas anual, quadrimestral e mensal: “muito chuvoso”, “chuvoso”, “normal”, “seco” e “muito seco”. Na análise anual, 1964 foi o ano mais extremo “muito chuvoso” do período, enquanto que o ano de 1961 foi o mais extremo “muito seco”. Na análise do quadrimestre AMJJ, o ano de 1971 foi o mais extremo “muito chuvoso”, e o ano de 1980 o mais extremo “muito seco”. Na análise mensal, o mês de abril de 1984 foi identificado como o extremo climático de total pluviométrico mais elevado (889,8 mm). A autora destaca que o volume de chuva observado nesse mês está relacionado com a presença das seguintes condições meteorológicas favoráveis: levantamento do ar na coluna abaixo de 200 hPa propiciado pela difluência associada à Alta da Bolívia, ventos alísios mais fortes devido a maior intensidade da Alta Subtropical do Atlântico Sul e alto teor de umidade na

atmosfera favorecido por temperaturas acima da média nas águas superficiais do Oceano Atlântico Tropical Sul.

O quadrimestre chuvoso AMJJ de 2006, classificado como “muito chuvoso” por Santos (2013), foi estudado por Rocha (2012) com foco na identificação de anomalias de grande escala na atmosfera, inclusive nos meses antecedentes (a partir de dezembro de 2005). No desenvolvimento do trabalho a autora utilizou totais mensais de precipitação do INMET, dados de reanálise dos National Centers for Environmental Predictions/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) e imagens de satélite meteorológico disponibilizadas pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Rocha destaca, em particular, que as chuvas nos meses de abril e junho apresentaram valores 89,7% e 64,8% acima da média climatológica, respectivamente. A autora indica que os totais pluviométricos elevados desse quadrimestre foram favorecidos por um cavado invertido de pequena amplitude situado no litoral leste do Nordeste e área oceânica próxima, observado nos campos médios da pressão ao nível médio do mar e do vento em 850 hPa, nos meses de abril a julho. Rocha destaca ainda que o mês de abril, que teve cinco dos nove eventos intensos observados nesse quadrimestre, apresentou pressão abaixo da média e convergência de massa anômala na baixa troposfera, no leste do Nordeste e área oceânica próxima.

Os impactos adversos dos eventos de chuva intensa em Salvador têm motivado o estudo de casos específicos tendo como objetivo identificar as condições atmosféricas em escala sinótica e em mesoescala que caracterizem esses eventos. Um desses estudos é o de Santos (2008) que analisou os eventos de precipitação intensa dos dias 21 de abril e 12 de junho de 2006 utilizando dados meteorológicos e registros de ocorrências de desastres disponibilizados pela Coordenadoria de Defesa Civil de Salvador. A autora destaca que os eventos de chuva forte ocorreram durante a madrugada e início da manhã e causaram diversos transtornos à população. No dia 21 de abril o total pluviométrico foi de 110,6 mm, o maior do ano de 2006, valor esse que corresponde a 34% da normal climatológica do mês. Na manhã anterior ao evento, a instabilidade atmosférica medida pela energia potencial convectiva disponível máxima resultou no valor de 1.680 J/kg, valor que é associado a convecção moderada por Bluestein (1993). Esse evento de chuva forte foi favorecido pela convergência associada a um cavado, que se formou sobre a área oceânica a leste da Região Nordeste, devido à atuação de um sistema frontal austral. No evento do dia 12 de junho foram registrados 95 mm de precipitação (38% da normal climatológica do mês). Nesse caso a chuva foi provocada por aglomerados convectivos que se formaram em associação a um distúrbio de leste que penetrou na área costeira leste do Nordeste. No dia anterior ao evento, a

energia potencial convectiva disponível máxima era de 3.233 J/kg, valor que indica a possibilidade do desenvolvimento de convecção forte (BLUESTEIN, 1993).

Outros estudos têm abordado eventos de chuva intensa registrados em meses que não pertencem ao quadrimestre chuvoso da região. Um deles é o de Santos et al. (2008a), que analisaram o evento extremo de 130,8 mm de precipitação, registrado na manhã do dia 29 de fevereiro de 2008, na estação meteorológica de superfície do INMET. Esse total pluviométrico representa 108% da média climatológica do mês e causou vários transtornos na cidade. Os autores indicam que tal volume de chuva foi propiciado por aglomerados convectivos cujo desenvolvimento foi favorecido pela convergência nos baixos níveis associada a um sistema frontal, e pela divergência em altos níveis no setor oeste do cavado do Atlântico Sul.

Outro evento de chuva intensa, este registrado nos dias 12 e 13 de novembro de 2006, foi estudado por Santos et al. (2008b) utilizando dados de precipitação, imagens de satélite meteorológico e mapas da pressão ao nível médio do mar e do vento em altitude. As chuvas mais fortes ocorreram na madrugada do dia 13. A estação automática do Instituto do Meio Ambiente e Recursos Hídricos (INEMA) da Bahia registrou mais de 70 mm em 6 horas, valor esse que representa 64% da climatologia do mês. As autoras identificaram que a convecção profunda responsável pelos elevados volumes de chuva foi favorecida pela confluência em baixos níveis associada a um episódio da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Essa situação de ZCAS possibilitou o desenvolvimento e a organização da convecção na forma de aglomerados convectivos, e teve origem em um sistema frontal que se manteve semi-estacionário sobre a Bahia.

Recentemente, Rocha e Silva Aragão (2010) utilizaram totais diários de precipitação, imagens de satélite meteorológico e campos da pressão ao nível médio do mar e do vento em altitude para caracterizar o evento extremo de precipitação ocorrido em Salvador no dia 21 de outubro de 2006. As chuvas registradas em quatro estações localizadas na cidade foram superiores a 60 mm. Esse elevado volume de precipitação também foi causado por convecção profunda organizada na forma de aglomerados convectivos formados na área de convergência de um sistema frontal que chegou a Salvador.

Mais recentemente, Santos et al. (2012) aprofundaram o estudo do evento de chuva intensa de 12 de junho de 2006 analisado por Santos (2008), evidenciando a propagação do distúrbio ondulatório de leste sobre o Oceano Atlântico Sul em um diagrama tempo-longitude da componente meridional do vento no nível de 700 hPa, na latitude de Salvador. Esse sistema, com velocidade de fase estimada em 10 m/s, é ilustrativo de que os distúrbios

ondulatórios de leste também têm papel importante na definição do regime pluviométrico de Salvador.

3.2 ANÁLISE MULTIVARIADA

A análise multivariada constitui um conjunto de técnicas estatísticas utilizadas em diversas áreas que exijam a análise simultânea de uma extensa gama de dados. Na Meteorologia, essas técnicas têm sido usadas para detectar padrões, regiões homogêneas e variabilidade espacial e temporal de diversos fenômenos meteorológicos.

Burlando et al. (2008) aplicaram a Análise de Agrupamentos (AA) a séries temporais de 3 anos de dados de velocidade do vento de 11 estações anemométricas localizadas ao longo do perímetro da ilha de Córsega, França. O objetivo desse estudo era encontrar regiões homogêneas e regimes de vento que caracterizam as áreas costeiras. Os autores encontraram três regiões homogêneas distintas e oito regimes de vento para a região, sendo quatro associados aos principais padrões de tempo da Europa Ocidental, e os demais associados aos regimes de brisa. As regiões homogêneas foram definidas através da comparação de 15 diferentes técnicas de agrupamento, resultantes da combinação de três medidas de distância e cinco métodos de aglomeração.

Braga et al. (2003) aplicaram a Análise Fatorial em Componentes Principais (ACP) nos modos temporal e espacial (RICHMAN, 1986) a dados mensais do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (IVDN) e da precipitação pluvial do Nordeste, do período de 1981 a 1991, com o objetivo de encontrar o tempo de resposta da vegetação à ocorrência da precipitação em diferentes regiões homogêneas do Nordeste do Brasil. Os autores determinaram oito regiões homogêneas a partir do agrupamento dos fatores comuns do IVDN e da precipitação pluvial, identificando o tempo de resposta da vegetação para cada região. Eles concluíram que a variabilidade da dinâmica da vegetação da Região Nordeste está relacionada com os diversos sistemas de circulação atmosférica que influenciam o regime de chuvas na região.

Amanajás e Braga (2012) utilizaram a ACP nos modos temporal e espacial e a AA para determinar e analisar os principais padrões climatológicos da precipitação na Amazônia Oriental, associando-os aos sistemas meteorológicos atuantes na região, através de dados mensais de precipitação de 128 postos pluviométricos para o período 1980-2009 e dados de radiação de onda longa (ROL). Os autores concluíram que três padrões ou estações definem o regime de chuvas na região, identificando os sistemas meteorológicos atuantes em cada

estação. Eles encontraram três padrões espaciais pluviométricos, associados à variabilidade mensal e interanual de chuva, que eles sugeriram estar associados aos eventos El Niño-Oscilação Sul (ENOS) e de Dipolo do Atlântico. A análise de agrupamentos gerou quatro grupos homogêneos que foram relacionados com a variabilidade pluviométrica sazonal e interanual.

O estudo de eventos intensos ou extremos frequentemente envolve a determinação de padrões com base em um grande volume de dados. Nesses casos é necessário utilizar técnicas estatísticas que possibilitem sua identificação. Neste contexto, Barreto (2012) aplicou a ACP e a AA para diagnosticar os padrões temporais da circulação atmosférica de grande escala, na baixa e alta troposfera, associados com os eventos de chuva intensa do período 1964-2009 em Salvador. Usando dados de reanálise do NCEP/NCAR, a autora identificou nos baixos níveis padrões com configuração indicativa da presença do cavado equatorial/ZCIT, ondas de latitudes médias austrais e ZCAS, essa última relacionada com eventos dos meses de verão (dezembro-janeiro-fevereiro). Todos os padrões apresentam um cavado na área dos ventos alísios, no leste do Nordeste e área oceânica adjacente, resultante da propagação/interação de sistemas atmosféricos da área tropical-extratropical. Na alta troposfera (200 hPa), o padrão relacionado com os eventos de verão tem a Alta da Bolívia deslocada para nordeste, e o cavado de ar superior posicionado sobre o Atlântico tropical. Nos padrões de inverno (junho-julho-agosto) dominam: (a) ondas de latitudes médias austrais com propagação em latitudes baixas, ou (b) uma área de difluência próxima ao equador relacionada com a ZCIT.

A ACP no modo temporal (RICHMAN, 1986) também foi aplicada por Diniz et al. (2006) a dados de ar superior coletados na região de Petrolina-PE em dois episódios de chuva forte com o objetivo de identificar as variáveis meteorológicas de maior influência no processo de formação e evolução dos sistemas convectivos. Eles concluíram que os fatores termodinâmicos foram essenciais para a intensificação desses sistemas, e encontraram uma forte relação entre o elevado teor de umidade nos baixos níveis e a ocorrência de chuva na região.

Outro modo da ACP utilizado em Meteorologia é o Modo-P (RICHMAN, 1986) já que ele possibilita identificar relações entre variáveis meteorológicas coletadas em um ponto, no decorrer do tempo. Ele foi aplicado por Correia et al. (2013) a dados de sondagens de ar superior para analisar aspectos dinâmicos e termodinâmicos da atmosfera em Petrolina-PE no mês extremo chuvoso de janeiro de 2004. As autoras identificaram mecanismos dinâmicos e termodinâmicos que atuaram simultaneamente nos processos de liberação ou supressão da atividade convectiva no período analisado. Queiroz et al. (2014) aplicaram a mesma

metodologia a variáveis meteorológicas nos níveis de 850 e 500 hPa buscando investigar os mecanismos físicos atuantes nesse mês, e concluíram que a advecção horizontal teve papel importante: advecção de temperatura pela componente meridional do vento na baixa troposfera e advecção de umidade pela componente zonal do vento na média troposfera. Analisando o mesmo mês através da AA, eles identificaram grupos de dias com/sem ocorrência de precipitação na região, que atribuíram ao posicionamento favorável/desfavorável de VCAN.

Exemplos da aplicação do Modo-P a dados coletados em outras áreas do globo também são encontrados. Dalezios e Papamanolis (1991) analisaram o desempenho de índices de instabilidade na previsão de tempestades de granizo na Grécia. Os índices foram agrupados em três fatores capazes de descrever o desenvolvimento convectivo na região de estudo. Apesar de não obter uma distinção clara entre situações de tempestades e situações de tempestades de granizo, eles concluíram que os índices de estabilidade que apresentaram cargas fatoriais elevadas podem ser utilizados no processo de detecção da convecção na previsão de granizo. Bentley et al. (2011), com o objetivo de caracterizar ambientes sinóticos propícios ao desenvolvimento de tempestades na área metropolitana de Atlanta, Georgia, aplicaram a AA a índices de instabilidade para identificar grupos distintos de ambientes sinóticos e termodinâmicos para a região. Eles encontraram quatro grupos de dias com ambientes termodinâmicos distintos nas situações de tempestades. Os grupos com instabilidade moderada foram aqueles nos quais ocorreu a maior atividade de tempestades nas proximidades de Atlanta. Assim, eles concluíram que a convecção na área urbana é favorecida nos períodos de instabilidade termodinâmica moderada.

No Brasil, o Modo-P também foi empregado no estudo de episódios de rajadas de vento na Região Metropolitana de Salvador. Usando os dados meteorológicos coletados à superfície no aeroporto internacional da cidade, Barbosa Silva (2014) analisou os meses de maio de 2007 e maio de 2009 encontrando que os fatores retidos na ACP indicam a contribuição das escalas de tempo sinótica e diária nesses meses. No mês de maio de 2007, um sistema frontal austral teve papel decisivo no episódio dos dias 10 e 11, enquanto que no episódio do dia 22 de maio de 2009 o sistema atuante foi um cavado na área dos ventos alísios, no leste do Nordeste do Brasil.

4. DADOS E METODOLOGIA

4.1 DADOS

Neste trabalho foram utilizados vários conjuntos de dados, a saber:

(a) totais diários de precipitação observados em oito pontos da cidade de Salvador (Figura 4.1) para analisar a distribuição diária da chuva no mês selecionado para estudo;

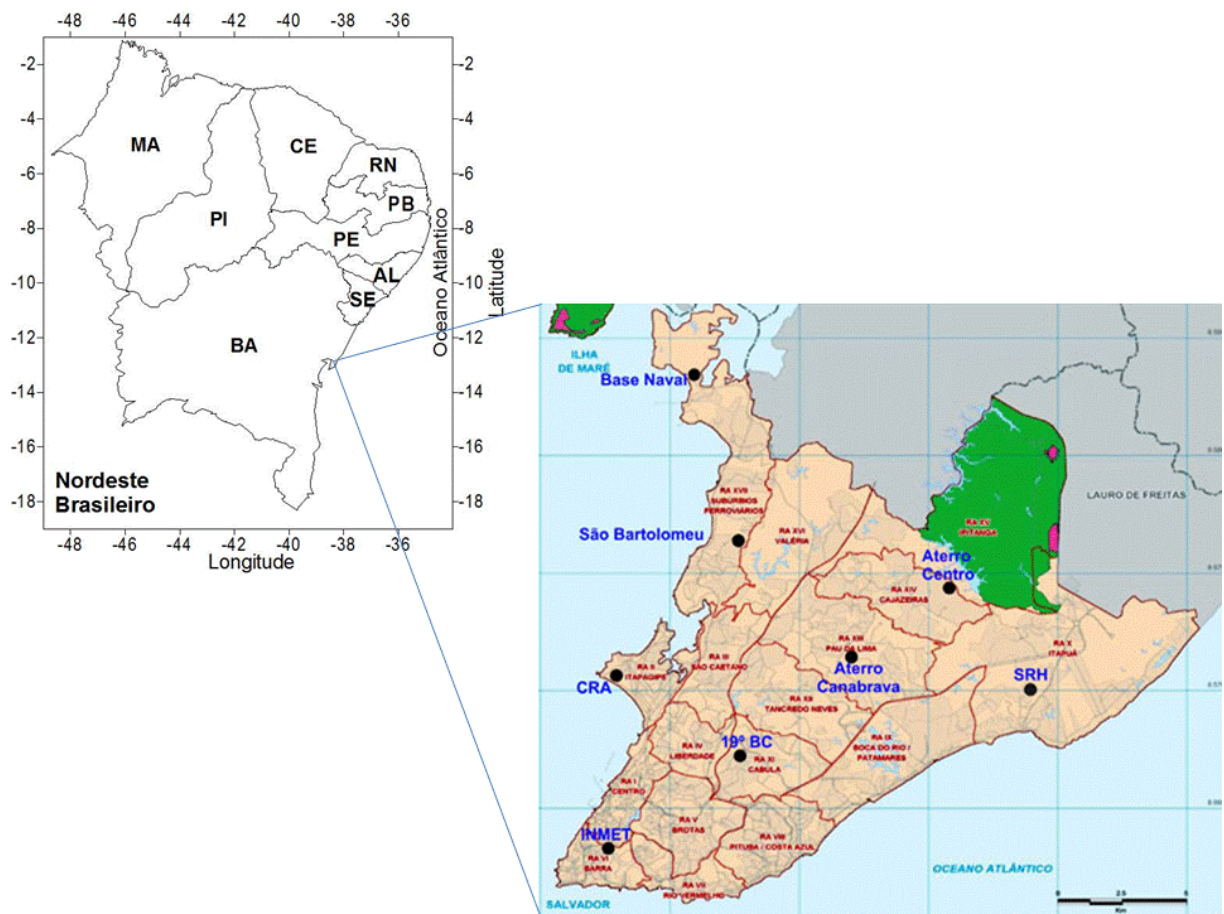


Figura 4.1 - Área geográfica do Nordeste do Brasil e seus estados com destaque para a Cidade de Salvador. Os pontos pretos no mapa de Salvador representam as oito estações com observação de precipitação. (Fonte do mapa de Salvador: www.codesal.salvador.ba.gov.br).

(b) dados do vento à superfície obtidos das sondagens de ar superior realizadas às 1200 UTC na estação de altitude de Salvador ($13^{\circ}01'S$, $38^{\circ}51'W$, 51m), cujo número sinótico é 83229, foram utilizados para analisar as condições do vento à superfície na região. O vento à superfície observado às 1200 UTC na estação meteorológica de superfície do Aeroporto Internacional Deputado Luís Eduardo Magalhães ($12^{\circ}54'S$, $38^{\circ}19'W$, 15m) também foi utilizado. Essa estação, com número sinótico 83248, fica situada a 28 km da capital Salvador,

no município de Lauro de Freitas - Região Metropolitana de Salvador, ilustrado a nordeste da cidade na Figura 4.1;

(c) dados de pressão atmosférica, temperatura do ar, temperatura do ponto do orvalho, umidade relativa e direção e velocidade do vento, obtidos das sondagens de ar superior realizadas às 1200 UTC na estação de altitude de Salvador, com número sinótico 83229, usados para analisar as condições termodinâmicas e do vento em altitude. Essas variáveis também possibilitaram obter índices de estabilidade selecionados e outras variáveis derivadas: temperatura potencial, temperatura potencial equivalente, temperatura potencial equivalente de saturação, e a componente zonal e componente meridional do vento;

(d) dados de reanálise dos National Centers for Environmental Predictions/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) (KALNAY et al., 1996), com resolução horizontal de 2,5° de latitude e longitude, para os horários sinóticos e níveis isobáricos padrões, das seguintes variáveis atmosféricas: pressão reduzida ao nível médio do mar e componente zonal (u) e meridional (v) do vento. Esses dados foram utilizados para diagnosticar a estrutura dos sistemas meteorológicos em evento de chuva intensa selecionado para análise;

(e) imagens realçadas do satélite meteorológico GOES-E, com resolução temporal de 15 minutos, possibilitaram acompanhar a evolução temporal e espacial das áreas de nebulosidade associadas aos sistemas meteorológicos na situação de chuva intensa analisada.

4.2 METODOLOGIA

Nas subseções a seguir são descritos os critérios utilizados na escolha do mês de estudo, as variáveis meteorológicas calculadas a partir dos dados das sondagens de ar superior e as técnicas utilizadas na análise dos índices de estabilidade e de outros dados usados na pesquisa.

4.2.1 Seleção do Mês de Estudo

O mês de estudo foi escolhido em duas etapas, considerando apenas aqueles que constituem o quadrimestre mais chuvoso (abril a julho) da área de Salvador. Primeiramente, de acordo com a classificação realizada por Santos (2013) para o período 1961-2011, foram identificados os meses classificados como chuvoso/muito chuvoso e seco/muito seco. A segunda etapa foi identificar o mês com melhor disponibilidade dos dados de ar superior. Este mês foi abril de 2009, classificado como “muito chuvoso”.

4.2.2 Cálculo de Variáveis Derivadas

4.2.2.1 Variáveis termodinâmicas

As temperaturas potencial, potencial equivalente e potencial equivalente de saturação foram calculadas de acordo com as equações a seguir propostas por Bolton (1980):

(a) *Temperatura potencial (θ)*

$$\theta = T_K \left(\frac{1000}{P} \right)^{0,2854(1-0,28 \times 10^{-3} r)} \quad (1)$$

na qual,

T_K é a temperatura (absoluta) do ar (K),

P é a pressão atmosférica (hPa),

r é a razão de mistura (g/kg), dada por

$$r = \frac{0,622 e}{P - e}$$

na qual,

e é a pressão real de vapor (hPa), calculada pela expressão:

$$e(T) = \frac{U e_s(T)}{100}$$

na qual,

U é a umidade relativa (%),

e_s (hPa) é a pressão de vapor de saturação (BOLTON, 1980), dada por:

$$e_s(T) = 6,112 \exp\left(\frac{17,67 T}{T + 243,5}\right)$$

(b) *Temperatura potencial equivalente (θ_e)*

$$\theta_e = \theta \exp\left(\frac{2,675 r}{T_{NCL}}\right) \quad (2)$$

na qual T_{NCL} é a temperatura no Nível de Condensação por Levantamento (NCL) calculada por:

$$T_{NCL} = \frac{1}{\frac{1}{T_k - 55} - \frac{\ln\left(\frac{U}{100}\right)}{2840}} + 55$$

(c) *Temperatura potencial equivalente de saturação (θ_{es})*

$$\theta_{es} = \theta \exp\left(\frac{2,675 r_s}{T_K}\right) \quad (3)$$

na qual r_s é a razão de mistura de saturação (g/kg) definida por:

$$r_s = \frac{0,622 e_s}{P - e_s}$$

4.2.2.2 - Variáveis dinâmicas

(a) *Componente zonal do vento*

$$u = -|V| \sin(\alpha) \quad (4)$$

(b) *Componente meridional do vento*

$$v = -|V| \cos(\alpha) \quad (5)$$

na qual $|V|$ é a velocidade (m/s) e α é a direção (radianos) do vento.

4.2.2.3 Índices de estabilidade

Índices de estabilidade atmosférica derivados de dados de sondagens de ar superior têm sido utilizados visando melhorar as previsões de tempo, principalmente quando da ocorrência de sistemas convectivos de mesoescala (EOM et al., 2008). Índice de estabilidade é o nome dado a qualquer quantidade que permita mensurar a instabilidade ou estabilidade da atmosfera (ESCOBAR, 2007). Os índices foram desenvolvidos para latitudes médias, sendo seus valores típicos aplicáveis a essa região. No presente estudo, foram calculados índices de estabilidade para analisar a estabilidade atmosférica com o objetivo de identificar aqueles mais adequados à previsão para a área de Salvador, no mês analisado.

(a) *Índice CAPE (CAPE)*

O índice CAPE indica o grau de severidade da tempestade. A energia potencial convectiva disponível (CAPE – *Convective Available Potential Energy*) é representada pela área do diagrama SkewT - LogP limitada pela curva da temperatura do ar e da adiabática saturada, entre o nível de condensação por levantamento (NCL) e o nível de equilíbrio (NE). Esta área indica a quantidade de energia disponível para flutuação (empuxo) à medida que a parcela ascende.

O CAPE foi calculado a partir da temperatura virtual do ar (BLUESTEIN, 1993), usando a formulação abaixo:

$$CAPE = g \int_{NCL}^{NE} \left(\frac{T_{vp} - T_v}{T_v} \right) dz \quad (6)$$

na qual T_{vp} e T_v são a temperatura virtual da parcela que experimenta uma ascensão adiabática úmida e a temperatura virtual do ambiente, respectivamente, e g é a aceleração devido a aceleração gravitacional.

Os limites do CAPE apresentam comportamentos distintos para diferentes regiões do globo. No Quadro 4.1 consta a relação entre o CAPE e a instabilidade atmosférica para valores representativos do comportamento médio global do índice.

Quadro 4.1 – Valores de CAPE e respectiva relação com a intensidade da convecção para latitudes médias. (Fonte: BLUESTEIN, 1993).

CAPE (J/kg)	Característica da convecção
500 – 1000	Convecção fraca
1000 – 2500	Convecção moderada
≥ 2500	Convecção forte

(b) *Índice Delta θ_e (DTeI)*

O índice DTeI (*Delta θ_e Index*) foi obtido pela diferença entre a temperatura potencial equivalente à superfície e a temperatura potencial equivalente no nível de 300 hPa (KUNZ et al., 2009), através da equação:

$$DTeI = \theta_{e_{SUP}} - \theta_{e_{300}} \quad (7)$$

O valor do DTeI será tanto maior quanto maior for a instabilidade.

(c) *Índice de Instabilidade Potencial (PII)*

O Índice de Instabilidade Potencial (*PII – Potential Instability Index*) é medido através da diferença entre a temperatura potencial equivalente nos níveis de 925 e 500 hPa dividida pela espessura da camada entre os níveis de 925 e 500 hPa (KUNZ et al., 2009), como mostra a equação a seguir:

$$PII = (\theta_{e_{925}} - \theta_{e_{500}}) / (Z_{500} - Z_{925}) \quad (8)$$

Valores de PII superiores a $0,002 \text{ K m}^{-1}$ indicam instabilidade potencial extrema (van DELDEN, 2001).

(d) *Índice de Levantamento (LI)*

O índice de levantamento (*LI – Lifted Index*) é calculado pela diferença entre a temperatura do ar em 500 hPa e a temperatura de uma parcela de ar levantada da superfície até o seu NCL (nível de condensação por levantamento) e, a partir deste nível, até 500hPa (GALWAY, 1956):

$$LI = T_{500} - T_{p \text{ SUP} \rightarrow 500} \quad (9)$$

O índice é mais negativo quanto mais instável for o ambiente, como pode ser visto no Quadro 4.2.

Quadro 4.2 - Valores de LI e respectiva relação com a instabilidade. (Fonte: MILLER, 1972).

LI (°C)	Intensidade da instabilidade
≥ -2	Fraca
-3 a -5	Moderada
≤ -6	Forte

(e) *Índice KO (KO)*

O índice KO é obtido através da temperatura potencial equivalente nos níveis de 1000, 850, 700 e 500 hPa (ANDERSSON et al., 1989); quanto mais negativo é o índice, mais instável é o ambiente. O índice KO é calculado usando a expressão:

$$KO = 0,5[(\theta_{e700} + \theta_{e500}) - (\theta_{e850} + \theta_{e1000})] \quad (10)$$

(f) *Índice Cross Totals (CT)*

O índice Cross Totals (CT) é medido através da temperatura do ponto de orvalho em 850 hPa e da temperatura do ar em 500 hPa (MILLER, 1972), como mostra a equação a seguir:

$$CT = Td_{850} - T_{500} \quad (11)$$

O potencial para tempestades é tanto maior quanto maior o valor do índice CT como mostra o Quadro 4.3.

Quadro 4.3 – Valores de CT e respectiva relação com o potencial para tempestades. (Fonte: MILLER, 1972).

CT (°C)	Potencial para tempestades
18-19	Tempestades moderadas isoladas
20-21	Tempestades esparsas moderadas a severas
22-23	Tempestades severas isoladas
24-25	Tempestades severas e possibilidade de tornados
26-29	Tempestades severas e alguns tornados
30	Numerosas tempestades severas e tornados

(g) *Índice SWEAT*

O Índice SWEAT (*SWEAT - Severe Weather Threat*) foi originalmente formulado por Miller (1972) e adaptado para o hemisfério sul por Nascimento (2005), de acordo com algumas considerações apresentadas a seguir, juntamente com a expressão para seu cálculo:

$$SWEAT = 20(TT - 49) + 12Td_{850} + 2V_{850} + V_{500} + 125[sen(|D_{500} - D_{850}|) + 0,2] \quad (12)$$

na qual,

TT é o valor do índice Total Totals;

Td_{850} é a temperatura do ponto de orvalho (graus Celsius) no nível de 850 hPa;

V_{850} é a velocidade do vento (nós) no nível de 850 hPa;

V_{500} são a velocidade do vento (nós) nos nível de 500 hPa;

$|D_{500} - D_{850}|$ é o módulo da diferença entre as direções do vento (graus) em 500 e 850 hPa.

Se $TT < 49$, o primeiro termo deve ser igualado a zero;

Se $Td_{850} < 0$, o segundo termo também deve ser igualado a zero;

Para o hemisfério sul, devem ser consideradas as seguintes restrições:

(i) a direção do vento em 850 hPa deve estar entre 290° e 360° ou entre 0° e 50° ;

(ii) a direção do vento em 500 hPa deve estar entre 230° e 330° ;

(iii) $D_{500} - D_{850}$ deve ser negativo, com a consideração importante de que, caso a direção do vento em 850 hPa esteja entre 0° e 50° , é necessário somar 360 ao valor da direção em 850 hPa antes de calcular $D_{500} - D_{850}$;

(iv) V_{850} e V_{500} devem apresentar o valor de, pelo menos, 15 nós.

Se alguma das restrições acima não for encontrada, é necessário desprezar o último termo da equação 12.

O índice SWEAT foi desenvolvido para detectar o potencial para tempestades severas, uma vez que considera as condições termodinâmicas e dinâmicas da atmosfera. O Quadro 4.4 mostra os valores de SWEAT e o respectivo potencial para desenvolvimento de tempestades.

Quadro 4.4 – Valores de SWEAT e respectiva relação com o potencial para tempestades. (Fonte: MILLER, 1972).

SWEAT	Potencial para tempestades severas
≥ 300	Propício ao desenvolvimento de tempestades severas
≥ 400	Probabilidade de desenvolvimento de tornados

(h) *Índice Total Totals* (TT)

O índice TT é calculado através da temperatura do ar e da temperatura do ponto de orvalho em 850 hPa e temperatura do ar em 500 hPa (MILLER, 1972). A instabilidade e o valor do TT são maiores quanto maior for a temperatura do ar e do ponto de orvalho em 850 hPa e menor a temperatura do ar em 500 hPa. O Quadro 4.5 mostra os valores do índice TT com o respectivo potencial para desenvolvimento de tempestades. O índice TT é dado pela seguinte expressão:

$$TT = (T_{850} + Td_{850}) - 2T_{500} \quad (13)$$

Quadro 4.5 - Valores de TT e respectiva relação com o potencial para tempestades. (Fonte: MILLER, 1972).

TT (°C)	Potencial para tempestades
44	Tempestades moderadas isoladas
46	Tempestades esparsas moderadas a severas
48	Tempestades severas isoladas
50	Tempestades severas e possibilidade de tornados
52	Tempestades severas e alguns tornados
56	Numerosas tempestades severas e tornados

(i) *Índice de Showalter* (SHOW)

O índice SHOW é um índice similar ao LI, porém é utilizada uma parcela que ascende de 850 hPa até o seu NCL e, a partir desse nível, até 500 hPa. A temperatura da parcela no nível de 500 hPa é subtraída da temperatura do ambiente no mesmo nível (SHOWALTER, 1953). O Quadro 4.6 relaciona o valor do índice com o potencial para tempestades. O SHOW é calculado pela expressão:

$$SHOW = T_{500} - T_{p\ 850 \rightarrow 500} \quad (14)$$

Quadro 4.6 – Potencial para tempestades em função dos valores do índice de Showalter para latitudes médias nos Estados Unidos da América. (Fonte: HALLAK E PEREIRA FILHO, 2012).

SHOW (°C)	Potencial para Tempestades
SHOW > 3	Sem atividade convectiva
$1 \leq \text{SHOW} \leq 3$	Possíveis pancadas de chuva/ tempestades isoladas
$-2 \leq \text{SHOW} < 1$	Tempestades prováveis
$-6 \leq \text{SHOW} < -2$	Possibilidade de tempestades severas
SHOW < -6	Tempestades severas prováveis/ possibilidade de tornados

(j) *Índice K (K)*

O índice K é bastante utilizado na identificação de ambientes convectivos com chuva intensa associada, pois possibilita avaliar a distribuição vertical de umidade e temperatura (GEORGE, 1960). A equação para o seu cálculo considera a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho em 850, 700 e 500 hPa; quanto maior o valor do índice K, maior é o potencial para convecção. O índice K é calculado por:

$$K = (T_{850} - T_{500}) + Td_{850} - (T_{700} - Td_{700}) \quad (15)$$

O Quadro 4.7 mostra a relação entre o valor do índice K e a probabilidade de ocorrência de tempestades para latitudes médias.

Quadro 4.7 - Valores do índice K e respectiva probabilidade de ocorrência de tempestades para latitudes médias nos Estados Unidos da América. (Fonte: HALLAK E PEREIRA FILHO, 2012).

K (°C)	Probabilidade de Tempestades
K < 15	PT = 0 %
$15 \leq K \leq 20$	PT < 20 %
$21 \leq K \leq 25$	$20\% \leq \text{PT} \leq 40\%$
$26 \leq K \leq 30$	$40\% \leq \text{PT} \leq 60\%$
$31 \leq K \leq 35$	$60\% \leq \text{PT} \leq 80\%$
$36 \leq K \leq 40$	$80\% \leq \text{PT} \leq 90\%$
K > 40	> 90%

4.2.3 Análise Sinótico-Dinâmica e Termodinâmica

A análise sinótico-dinâmica e termodinâmica foi feita através de imagens de satélite, séries temporais de variáveis meteorológicas coletadas à superfície e perfis verticais da temperatura potencial (θ), temperatura potencial equivalente (θ_e) e temperatura potencial equivalente de saturação (θ_{es}), e das componentes e velocidade do vento. Também foram utilizados mapas da pressão reduzida ao nível médio do mar, linhas de corrente e velocidade do vento e componente vertical da vorticidade relativa, obtidos das reanálises do NCEP/NCAR. Esses dados foram exibidos através do Sistema de Visualização e Análise de Dados em Pontos de Grade (GrADS - *Grid Analysis and Display System*) e auxiliaram no diagnóstico dos sistemas atuantes no período de estudo.

4.2.4 Análise Multivariada

A análise multivariada é a denominação dada a um conjunto de técnicas estatísticas que torna possível a análise simultânea de múltiplas medidas sobre indivíduos, objetos ou fenômenos investigados (HAIR et al., 2009). Neste trabalho, técnicas de análise fatorial foram aplicadas a matrizes formadas pelos valores diários de índices de estabilidade atmosférica discutidos na subseção anterior com o objetivo de encontrar fatores que expliquem as possíveis interrelações entre as variáveis meteorológicas.

4.2.4.1 Análise de Componentes Principais (ACP)

A técnica denominada Análise Fatorial de Componentes Principais (ACP) é uma técnica estatística multivariada útil na análise de uma grande quantidade de dados, uma vez que a informação contida nesses dados é expressa por um número menor de variáveis estatísticas (fatores), com o mínimo de perda de informação. O princípio matemático consiste em fazer a transformação ortogonal das variáveis iniciais, com o intuito de maximizar as variâncias. A informação contida no conjunto de variáveis é expressa como combinações lineares dos dados, denominadas fatores, ordenados por ordem decrescente dos autovalores mais significativos, sendo que cada fator (ou componente) tem uma porção da variância total dos dados. A primeira componente retém mais informação sobre os dados do que a segunda, e assim sucessivamente. (HAIR et al., 2009; CORRAR et al., 2007).

O processo de obtenção das componentes principais é dado a partir do cálculo da matriz de correlação R dos dados de entrada, organizados em uma matriz X ($m \times n$):

$$R = \frac{1}{n-1} X \cdot X^t \quad (16)$$

na qual X^t é a transposta da matriz de entrada X .

A partir da matriz de correlação, é calculada a matriz diagonal D , cujos elementos diagonais são autovalores de R , dada por:

$$D = S^{-1} R S \quad (17)$$

sendo que S é uma matriz ortogonal de mudança de base, denominada matriz de autovetores, e S^{-1} é a matriz inversa de S .

Por ser uma matriz ortogonal, a matriz inversa de S é igual à sua transposta S^{-t} . Assim, as componentes principais (CPs) são obtidas por combinações lineares entre a matriz S^t e a matriz de entrada X padronizada, ou seja:

$$CP = S^t \cdot X = CP_i = a_{i1} \cdot X_1 + a_{i2} \cdot X_2 + \dots + a_{in} \cdot X_n \quad (18)$$

Cada linha de CP corresponde a uma componente principal associada aos autovalores. Cada uma delas retém uma porção da variância total dos dados e são ordenadas por ordem decrescente dos autovalores mais significativos.

Segundo Richman (1986), a ACP pode ser realizada de modos distintos, de acordo com a matriz de dados de entrada. Neste estudo, a análise foi feita usando o Modo-P, no qual o tempo ocupa as linhas e as variáveis são distribuídas nas colunas (Quadro 4.8). A validação da aplicação da Análise Fatorial aos dados requer uma série de testes e inspeções visuais. Inicialmente, foi verificado se a aplicação da técnica era válida, observando se a matriz de correlação dos dados apresenta correlações predominantemente superiores a 0,3 (HAIR et al., 2009).

Foi avaliado o teste de *Kaiser-Meyer-Olkin (KMO)*, uma medida parcial da correlação entre os dados que indica o grau de adequação dos dados à técnica da ACP. Valores entre 0,5 e 1 indicam que os dados possuem correlações adequadas e o uso da técnica é satisfatório. Um segundo teste utilizado foi o de *Esfericidade de Bartlett*, que também examina a correlação entre as variáveis, fornecendo o teste de significância estatística para essas correlações. Valores inferiores a 0,05 (sign. <0,05) indicam que as correlações são significantes, o que possibilita continuar a análise (HAIR et al., 2009; CORRAR et al., 2007).

Outra medida de correlação parcial dos dados, a *Medida de Adequação da Amostra - Measure of Sampling Adequacy* (MSA), um índice que varia de 0 a 1, foi utilizada para verificar a adequação da aplicação da análise fatorial. Os valores devem exceder 0,5 tanto para o teste geral quanto para cada variável individual. Quanto mais próximo de 1 for o valor desse índice, maior o grau de intercorrelação entre as variáveis (HAIR et al., 2009).

Na escolha do número de fatores retidos foi utilizado o critério de truncamento de Kaiser, que considera que apenas os fatores com autovalores superiores a 1,0 devem ser considerados na análise. Também foi utilizada a análise gráfica do *Scree-plot*, que é a representação gráfica dos autovalores, para observar se os fatores que não foram retidos pelo critério de Kaiser eram relevantes para a pesquisa. (HAIR et al., 2009; CORRAR et al., 2007).

O método VARIMAX, um dos mais populares modelos de rotação fatorial ortogonal, foi aplicado para a rotação dos fatores. Ele mantém os fatores perpendiculares entre si (ou seja, com correlação nula entre eles), com o objetivo de aumentar o poder explicativo dos mesmos na análise (HAIR et al., 2009).

Quadro 4.8 – Estrutura da matriz de entrada para a análise de componentes principais.

Tempo/Índice	I_1	I_2	...	I_n
T_1	$X_{1,1}$	$X_{1,2}$...	$X_{1,n}$
T_2	$X_{2,1}$	$X_{2,2}$...	$X_{2,n}$
:	·	·	·	·
T_m	$X_{m,1}$	$X_{m,2}$		$X_{m,n}$

4.2.4.2 Análise de Agrupamentos (AA)

A Análise de Agrupamentos (AA) consiste em um grupo de técnicas de análise multivariada que tem como objetivo agregar objetos com base nas suas características, sob o pressuposto de que um conjunto de acontecimentos pode ser agrupado em um pequeno número de estados representativos, com base nas características dos mesmos (EVERITT, 1993; HAIR et al., 2009). Os fatores obtidos através da Análise de Componentes Principais formaram a base de dados para a aplicação da Análise de Agrupamentos.

O agrupamento foi feito a partir do método aglomerativo denominado Método de Ward que propõe que, em qualquer fase da análise, a perda de informação que resulta do agrupamento de elementos entre grupos é medida pela soma dos quadrados dos desvios

(SQD) de cada ponto em relação à média do grupo ao qual pertence (EVERITT, 1993), ou seja:

$$SQD = \sum_{i=1}^n X_i^2 - \frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^n X_i \right)^2 \quad (19)$$

na qual n é o número total de elementos do agrupamento e X_i é o n -ésimo elemento do agrupamento.

O agrupamento por métodos hierárquicos tem início com o cálculo da matriz de distâncias entre os indivíduos (matriz de distância ou similaridade), uma matriz $n \times n$ na qual os elementos da diagonal principal são nulos. A medida de similaridade neste estudo foi a distância euclidiana quadrática, que é a soma dos quadrados das diferenças (EVERITT, 1993; HAIR et. al, 2009), dada por:

$$d_{ij} = \sum_{q=1}^p (X_{iq} - X_{jq})^2 \quad (20)$$

na qual,

d_{ij} é a distância entre os pontos i e j ;

X_{iq} é o valor da variável de ordem q para o i -ésimo indivíduo;

X_{jq} é o valor da variável de ordem q para o j -ésimo indivíduo;

p é o total de elementos do agrupamento.

Os grupos nos métodos hierárquicos são geralmente representados por um gráfico denominado dendrograma. Através dele, do conhecimento prévio a respeito dos dados e da curva de inércia é escolhida uma distância de corte para definir quais grupos serão formados. Essa decisão é parcialmente subjetiva e deve ser feita de acordo com o objetivo da análise e o número de grupos desejados.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 ANÁLISE DO AMBIENTE EM ESCALA SINÓTICA

Nesta seção o mês de abril de 2009 é analisado com dois enfoques distintos e complementares. Inicialmente, é analisada a variabilidade diária da precipitação, do vento à superfície e de índices de estabilidade atmosférica com foco na identificação de eventos de chuva intensa registrados na cidade de Salvador. Posteriormente, é feito o diagnóstico das condições atmosféricas em grande e mesoescala associadas a um evento de chuva intensa selecionado.

5.1.1 Precipitação, Vento e Estabilidade Atmosférica: Abril de 2009 em Salvador

Na análise da variação dos totais diários de precipitação os dados da estação de superfície do INMET são usados como referência pela disponibilidade da normal climatológica (321,6 mm) para essa estação. O total mensal de 506,6 mm de chuva observado em abril de 2009 é destaque na Figura 5.1. No gráfico estão representados os valores do INMET e a média aritmética da chuva observada nas oito estações ilustradas na Figura 4.1. Há dezessete dias com registro de chuva na estação do INMET, dos quais quatro são eventos de precipitação intensa (> 50 mm). O primeiro evento de chuva intensa ocorre no dia 11 (65,20 mm), e os demais na segunda quinzena do mês, nos dias 19 (61,80 mm), 21 (123,00 mm) e 22 (67,40 mm). Nos eventos dos dias 19 e 22 os valores são próximos da média, indicando que a chuva intensa afetou várias áreas da cidade. Esses eventos contrastam, por exemplo, com o do dia 21, quando a chuva registrada pelo INMET superou 120 mm, enquanto que a média das oito estações ficou pouco acima de 25 mm. Considerando a área de abrangência e o volume precipitado, o evento do dia 19 foi escolhido como foco da análise do ambiente sinótico. É importante destacar aqui que a precipitação registrada às 1200 UTC corresponde ao total precipitado num período de vinte e quatro horas, ou seja, a partir das 1200 UTC do dia anterior.

A variação diária do vento à superfície observado às 1200 UTC na estação de superfície do Aeroporto Internacional de Salvador e na estação de altitude da mesma cidade (Figura 5.2) também foi analisada. Numa primeira comparação fica evidente que o vento é mais intenso na estação do aeroporto (Figura 5.2a), uma diferença que deve estar relacionada com fatores locais. Nessa estação o vento é, de maneira geral, de fraco a moderado, com velocidade que varia entre 5 e 10 km h⁻¹, e tem máximos em torno de 20 km h⁻¹ (Figura 5.2a).

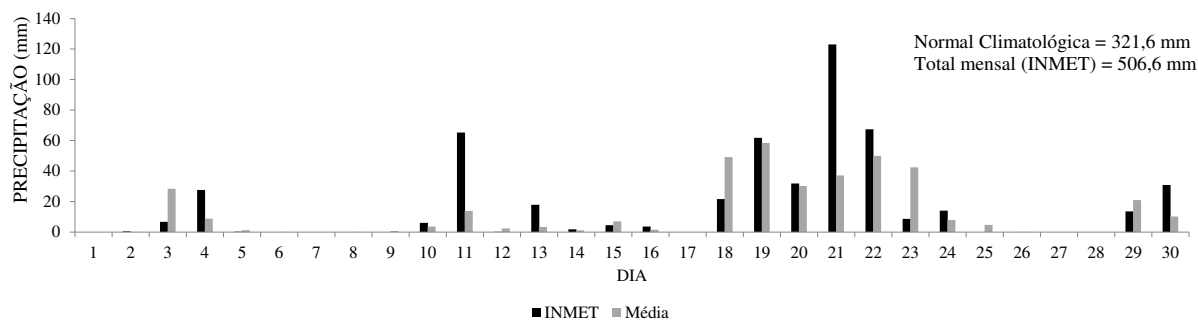


Figura 5.1 - Totais diários de precipitação (mm) na estação de superfície do INMET e média dos totais diários de precipitação (mm) das oito estações da Cidade de Salvador em abril de 2009. A simbologia utilizada é vista abaixo do gráfico. (Fonte dos dados: INMET/INEMA).

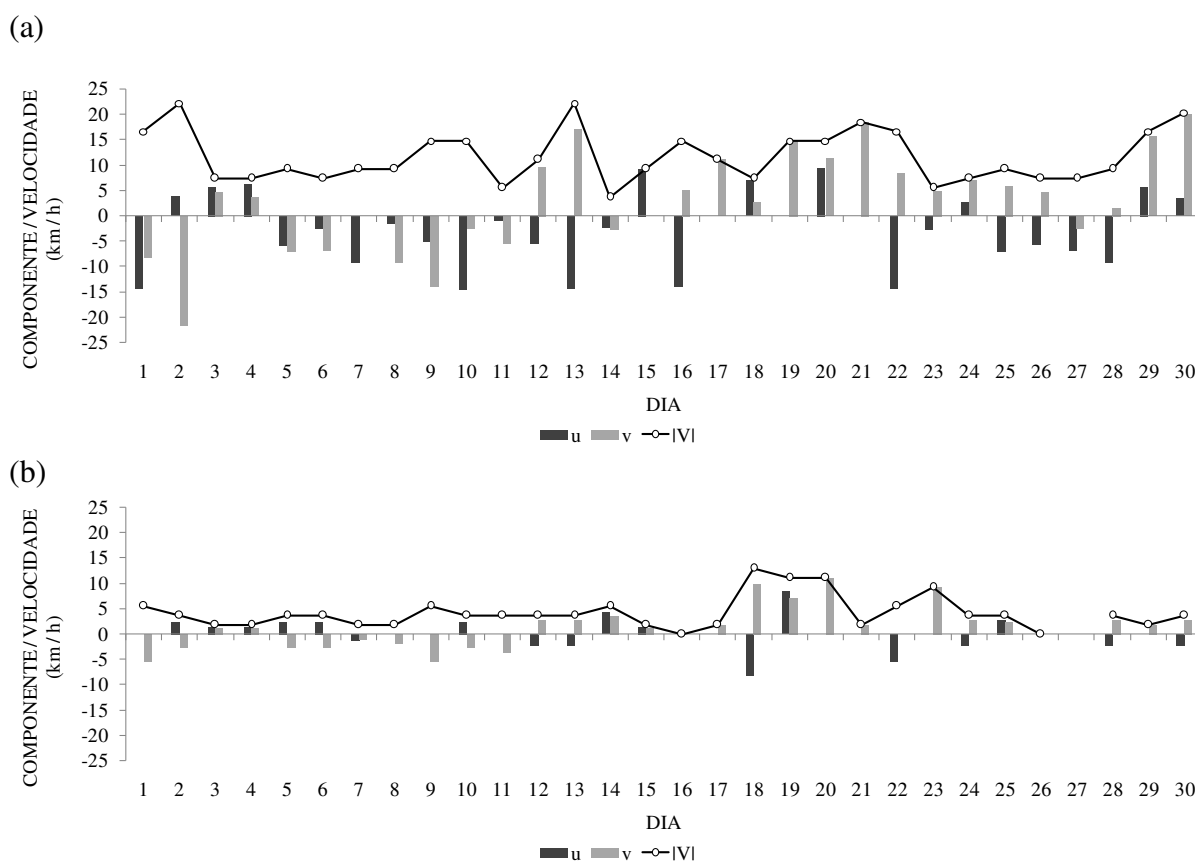


Figura 5.2 - Valores diários da velocidade ($|V|$) e das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento à superfície (km h⁻¹) para as 1200 UTC do mês de abril de 2009: (a) na estação de superfície do Aeroporto Internacional de Salvador, e (b) na estação de altitude de Salvador. Os valores positivos (negativos) de u representam componente de oeste (leste). Os valores positivos (negativos) de v representam componente de sul (norte). A simbologia utilizada é vista abaixo do gráfico. Note a ausência de marcador no dia sem dados (27) em (b). (Fonte dos dados: <http://www.redemet.aer.mil.br>, www.weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html).

Há direções em todos os quadrantes da rosa dos ventos no decorrer do mês. No dia 17, antevéspera do evento do dia 19, o vento é moderado, de sul. No dia 18 o vento é do quadrante sudoeste, com velocidade menor. No dia 19 o vento é novamente de sul e tem velocidade maior, em torno de 15 km h^{-1} . No dia 20 o vento tem a mesma magnitude, porém é do quadrante sudoeste. No dia 21, quando foi registrado o maior total pluviométrico da estação do INMET, o vento é de sul, com velocidade pouco acima daquela do dia anterior. Na estação de altitude o vento é fraco, em torno de 5 km h^{-1} , e também tem direções em todos os quadrantes da rosa dos ventos no decorrer do mês (Figura 5.2b). No dia 17 o vento é muito fraco, de sul. A velocidade do vento aumenta e atinge cerca de 10 km h^{-1} nos dias 18 e 19, sendo do quadrante sudeste no primeiro e do quadrante sudoeste no segundo. No dia 20 a magnitude é a mesma, e o vento é de sul. No dia 21 o vento é muito fraco, de sul.

A estabilidade da atmosfera no decorrer do mês de abril de 2009 foi avaliada com base nos dez índices de estabilidade descritos na seção anterior. Na evolução temporal dos índices de estabilidade é possível identificar, de maneira geral, três comportamentos distintos. O índice CAPE (Figura 5.3a) apresenta valores altos (acima de 2500 J kg^{-1}) nos dois primeiros dias do mês, e é quase nulo no dia 3. No dia 4 o valor do CAPE ainda é baixo, mas volta a ser elevado no dia 5, permanecendo assim até o dia 12. A partir do dia 13 o CAPE varia bastante. No dia 17, que antecede uma sequência de sete dias chuvosos, seu valor é elevado e indica convecção forte (Quadro 4.1). Os valores são baixos do dia 18 ao dia 24, atingindo um mínimo de 70 J kg^{-1} no dia 19, quando ocorreu o evento de chuva intensa selecionado para análise. Esses valores baixos devem estar associados à liberação da CAPE (energia potencial disponível para a convecção), devido à precipitação registrada nesses dias (Figura 5.1). A partir do dia 25, o CAPE aumenta, atingindo valor máximo no dia 26. No dia 29 o CAPE é nulo, o menor valor observado no mês de estudo considerando a ausência de dados no dia 27. Comportamento semelhante ao do CAPE é observado na série temporal do índice DTel (Figura 5.3b), que tem valor máximo no dia 11 e mínimo no dia 29. Ele também apresenta valor elevado no dia 17, indicando que este dia estava mais instável, e decai nos dias seguintes, até o dia 23.

O índice PII (Figura 5.3c) varia bastante durante todo o mês e também apresenta, em linhas gerais, comportamento semelhante ao do CAPE. No início do mês os valores são superiores a $0,002 \text{ K m}^{-1}$, indicando uma instabilidade potencial extrema nesses dias. No dia 3 o PII é menor, uma característica que também é observada, de forma acentuada, nos índices CAPE e DTel (Figura 5.3a,b), apresentando valor inferior a $0,002 \text{ K m}^{-1}$. Após esse dia, seu valor aumenta até o dia 7 e, a partir daí, é variável até o dia 14, com valores superiores a

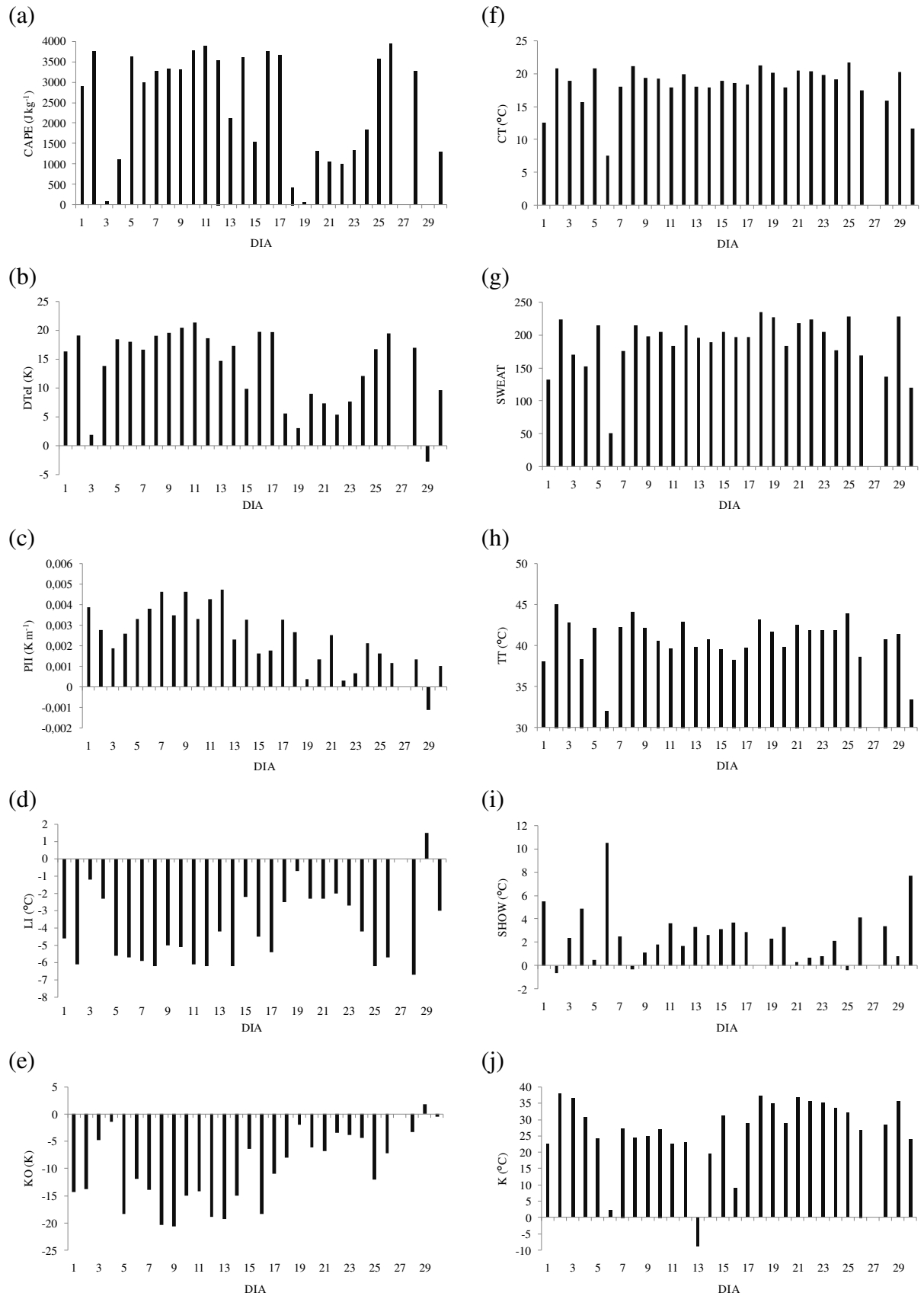


Figura 5.3 - Evolução temporal dos índices de estabilidade obtidos para as 1200 UTC no mês de abril de 2009 na cidade de Salvador: (a) CAPE, (b) DTel, (c) PII, (d) LI, (e) KO, (f) CT, (g) SWEAT, (h) TT, (i) SHOW e (j) K. Note a ausência de dados no dia 27.

$0,002 \text{ K m}^{-1}$ nesse período. Nos dias 15 e 16 o PII apresenta valores baixos. Os valores acima de $0,002 \text{ K m}^{-1}$ nos dias 17 e 18 indicam que há forte instabilidade nesses dias que antecedem três dos quatro eventos de chuva intensa do mês. No período entre os dias 19 e 30, o índice também é variável, apresentando valores acima $0,002 \text{ K m}^{-1}$ nos dias 21 e 25, e um valor mínimo no dia 29.

O índice LI (Figura 5.3d) varia de maneira oposta ao CAPE e DTeI (Figura 5.3a,b); seu valor é baixo nos dias 1 e 2 e elevado no dia 3, indicando instabilidade forte e fraca, respectivamente (Quadro 4.2). De maneira geral, não há um padrão definido de variação de LI na primeira quinzena do mês. No dia 15 ele tem valor elevado, diminui nos dois dias posteriores (16 e 17) e aumenta consideravelmente nos dias 18 e 19; o que coincide com os valores muito baixos observados no CAPE e DTeI nesses dias (Figura 5.3a,b). O LI permanece elevado até o dia 22, indicando instabilidade fraca a moderada (Quadro 4.2). Os valores diminuem nos dias posteriores até atingir um mínimo no dia 28. No dia 29 é observado o valor máximo de LI.

O índice KO (Figura 5.3e) tem, em linhas gerais, comportamento semelhante ao do LI, apresentando valor mínimo no dia 9 e máximo no dia 29. O KO é baixo nos dias 1 e 2 e elevado nos dias 3 e 4. Do dia 5 ao dia 18 os valores são baixos, em geral, com valores mais negativos nos dias 8 e 9, indicando maior instabilidade nesses dias. No dia 19, o KO apresenta valor elevado e permanece assim até o dia 23, coincidindo com valores baixos de CAPE e de DTeI, e valores altos de LI. No dia 25 o valor é menor e aumenta até o dia 29. Esse último dia teve baixo potencial de instabilidade, uma vez que apresentou valores baixos de CAPE, DTeI e PII e valores altos de LI e KO. Por outro lado, o dia 17, que antecede uma série de sete dias chuvosos, apresentou valores altos de CAPE, DteI e PII e valores baixos de LI e KO, o que indica uma atmosfera bastante instável nesse dia.

O índice CT (Figura 5.3f) não ultrapassa 22°C durante todo o mês. Os maiores valores observados, inclusive no dia 18, véspera do evento do dia 19 (Figura 5.1), indicam potencial para tempestades moderadas a severas (Quadro 4.3). O índice apresenta valor relativamente baixo no dia 1 e valores altos entre os dias 2 e 5. No dia 6 o índice diminui bastante, atingindo o valor mínimo do mês. No período entre os dias 7 e 25 os valores são relativamente elevados e variam pouco, sendo o valor máximo observado no dia 25. No restante do mês o CT é menos elevado, porém é alto no dia 29. Os índices SWEAT (Figura 5.3g) e TT (Figura 5.3h) têm variabilidade semelhante ao CT, com valores mínimos nos mesmos dias (1, 6, 30). Por outro lado, o valor máximo de CT ocorre no dia 25, enquanto que o máximo de SWEAT e TT ocorre nos dias 18 e 2, respectivamente. Os valores de SWEAT observados no mês não

ultrapassam os limites indicativos de potencial para desenvolvimento de tempestades (Quadro 4.4), o mesmo ocorrendo com os valores do TT, com exceção dos dias 2 e 8 nos quais os valores do índice indicam potencial para tempestades moderadas isoladas (Quadro 4.5).

O índice SHOW (Figura 5.3i) apresenta grande variabilidade. Seus valores extremos são observados no início do mês: o mínimo no dia 2 e o máximo no dia 6. A maioria dos dias seguintes apresenta valores entre 1°C e 3°C, o que indica possibilidade de pancadas de chuva ou tempestades isoladas. Seu valor indica possíveis pancadas de chuva nos dias 19 e 20 e é inferior a 1°C nos dias 18, 21, 22, 23, 25 e 29, indicando que a ocorrência de tempestades é provável nesses dias (Quadro 4.6). O dia 18, véspera do evento de chuva intensa selecionado, tem potencial de formação de tempestades elevado, já que os valores de CT, SWEAT e TT são altos e o de SHOW é baixo. Os dias 1, 6 e 30 apresentam valores baixos de CT, SWEAT e TT e altos de SHOW, sendo dias pouco propícios à formação de tempestades segundo estes índices.

A evolução temporal do índice K (Figura 5.3j) se assemelha à dos índices CT, SWEAT e TT no início do mês, também apresentando valor baixo no dia 6. No período de 7 a 12, o índice é maior, atingindo valores próximos de 25 K, indicando probabilidade (entre 20 e 40%) de ocorrência de tempestades (Quadro 4.7). No dia 13 o valor cai drasticamente, constituindo o mínimo da série. Nos dias 14 e 15 o índice aumenta, mas diminui no dia 16. A partir do dia 17 os valores são altos e variáveis até o final do mês. Os valores mais elevados são observados no dia 2, que apresenta o valor máximo, e nos dias 18, 19, 21, 22, 23, 24 e 29. Esses valores (superiores a 33 K) indicam que a probabilidade de tempestades era alta (entre 60 e 80%) (Quadro 4.7). Houve registro de chuva em todos esses dias, com exceção do dia 2, com eventos de chuva intensa em três deles (19, 21, e 22). Houve registro de chuva às 1200 UTC do dia 3, que pode ter ocorrido, pelo menos em parte, no dia 2. Nos dias de valores mínimos de K houve pouca ou nenhuma precipitação.

5.1.2 Estudo de Caso

Inicialmente, as condições atmosféricas em grande escala foram investigadas para a antevéspera (17), a véspera (18) e o dia no qual foi feito o registro da chuva intensa (19) utilizando imagens realçadas de satélite da região da América do Sul (Figura 5.4). Na imagem das 1200 UTC do dia 17 áreas isoladas de nebulosidade podem ser visualizadas na Região Norte, enquanto que a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) se estende do Estado do Amapá ao extremo leste da imagem (Figura 5.4a). A nebulosidade associada à ZCIT cobre a faixa costeira norte da Região Nordeste, com destaque para topos frios que chegam a atingir entre -60°C e -70°C . À leste da Região Sudeste, sobre o Atlântico Sul, uma banda de nebulosidade com extremidade no sul da Bahia se estende na direção noroeste-sudeste. Ela é remanescente da frente fria associada a um sistema de latitudes médias que avançou vindo de sul (não mostrado). Nos topos mais frios a temperatura fica entre -40°C e -50°C .

Às 1200 UTC do dia 18 essa banda de nebulosidade está deslocada para nordeste em relação à posição do dia anterior e sua extremidade atinge a parte central do litoral da Bahia (Figura 5.4b). Os topos estão mais baixos, com temperaturas na faixa de -30°C a -40°C . A nebulosidade da ZCIT se concentra na área litorânea do Maranhão e Piauí e no extremo leste da imagem. Também há nuvens convectivas no centro-leste da Amazônia e no Estado do Tocantins.

Às 1200 UTC do dia 19 a banda de nebulosidade tem orientação quase zonal em torno da latitude de Salvador e se estende sobre o interior da Bahia, com temperatura no topo das nuvens entre -30°C a -40°C (Figura 5.4c). A ZCIT está mais evidente e há nuvens mais profundas na área da Amazônia em comparação com o dia anterior.

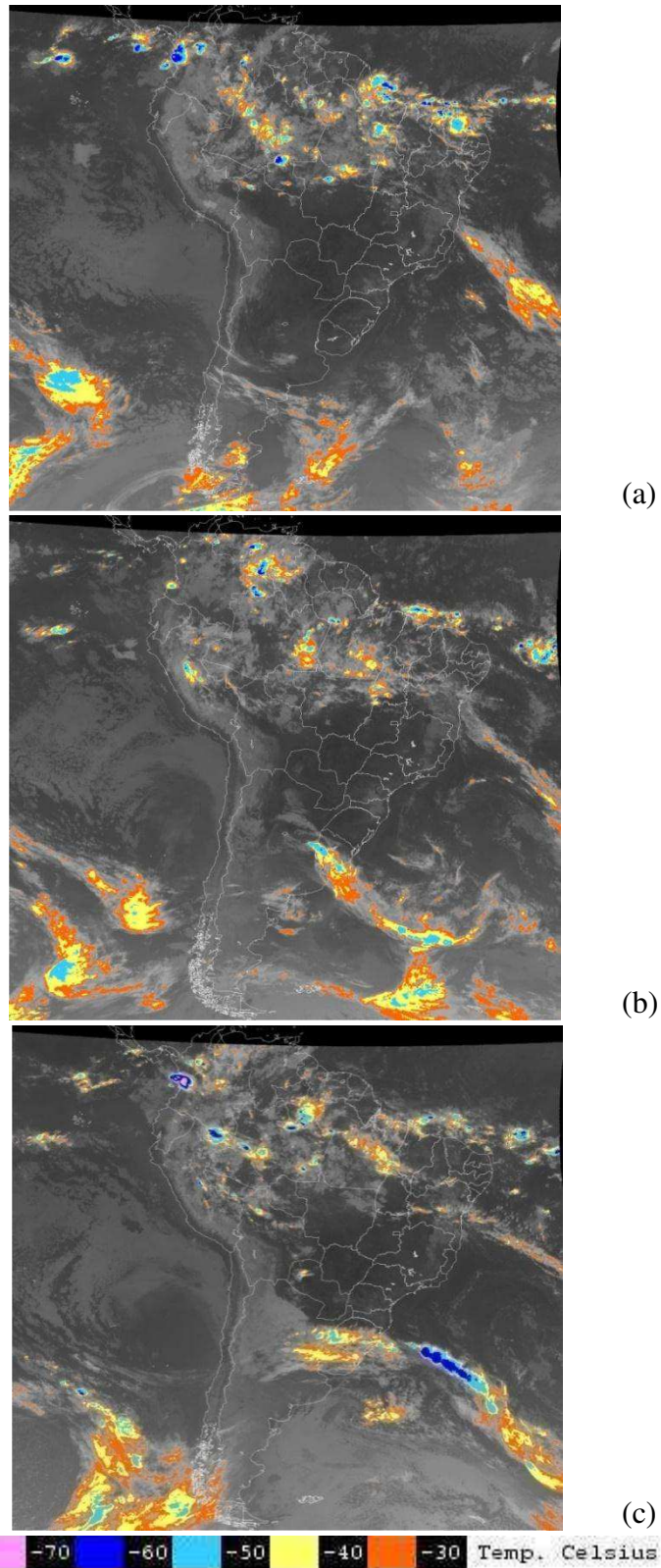


Figura 5.4 - Imagem realçada do satélite meteorológico GOES-10 da região da América do Sul para as 1200 UTC do dia: (a) 17/04/2009, (b) 18/04/2009 e (c) 19/04/2009. A escala de cores da temperatura de brilho é vista abaixo das imagens. (Fonte das imagens: Adaptado de http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes_antiores.jsp).

As três imagens de satélite discutidas anteriormente não evidenciam a nebulosidade que ocasionou o total pluviométrico elevado registrado em diversos pontos de Salvador no dia 19 (Figura 5.1). Esse resultado indica que a chuva foi provocada pela atuação de um sistema meteorológico cuja escala de tempo é inferior à sinótica. Essa hipótese foi investigada usando imagens realçadas da área do Nordeste do Brasil obtidas com intervalo de tempo menor.

Na imagem das 1500 UTC do dia 18 (Figura 5.5a), ou seja, três horas após aquela da Figura 5.4b, é possível visualizar células convectivas linearmente organizadas no norte da Bahia, com temperaturas no topo entre -40°C e -50°C . Às 1800 UTC a organização linear permanece, mas a extensão da área de topos frios é maior, atingindo o litoral e área oceânica próxima (Figura 5.5b), com temperaturas na faixa de -50°C a -60°C . Nesse horário há extensas áreas de convecção, com topos mais frios (-60°C a -70°C), sobre o Maranhão, Piauí e norte do Tocantins. A imagem das 2100 UTC indica que essas áreas se fundem na forma de um aglomerado convectivo sobre o norte do Maranhão e Piauí, com nuvens de topos frios na faixa de -70°C a -80°C , e que permanecem as áreas de convecção no norte do Tocantins (Figura 5.5c). Na Bahia, a convecção linearmente organizada se estende do centro ao litoral do estado, na área de Salvador. Uma célula convectiva é vista sobre o Estado de Sergipe. Às 0000 UTC do dia 19 a linha convectiva está situada sobre o leste da Bahia e área oceânica próxima, na latitude de Salvador (Figura 5.5d). O aglomerado convectivo ainda é visto no norte do Maranhão e Piauí. Às 0300 UTC a linha convectiva está sobre o oceano, com extremidade no litoral (Figura 5.5e). Nesse horário há apenas uma área com temperatura na faixa entre -50°C e -60°C . O aglomerado convectivo ainda é visto sobre o norte do Maranhão. Na imagem das 1200 UTC (Figura 5.5f), que corresponde àquela da Figura 5.4c, a estrutura da linha convectiva está ausente.

É válido supor, com base nessa sequência de imagens de satélite, que a chuva em Salvador teve início no final da tarde do dia 18 e terminou no início da madrugada do dia 19. A circulação atmosférica em grande escala que favoreceu esse episódio de chuva intensa é discutida a seguir.

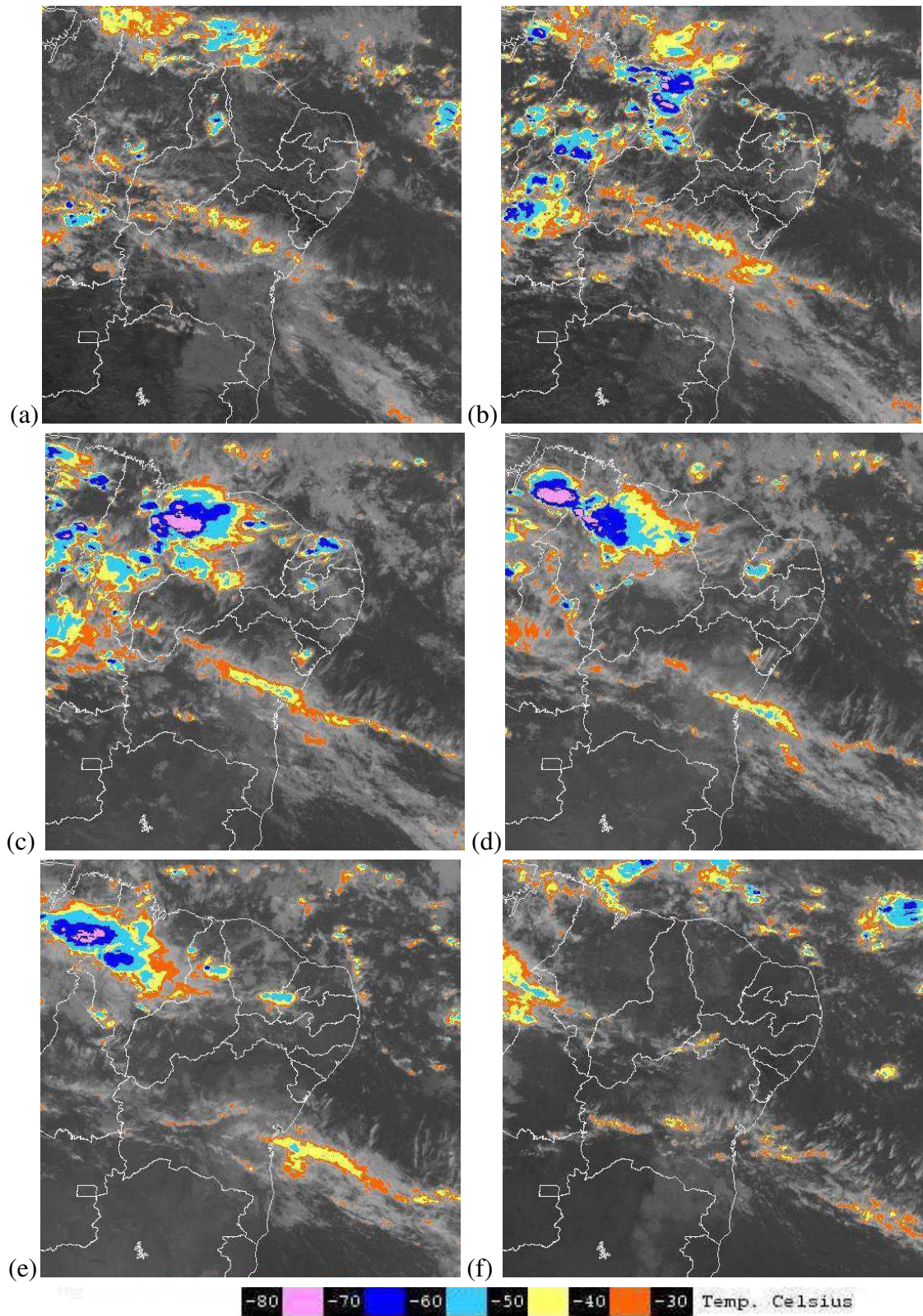


Figura 5.5 - Imagem realçada do satélite meteorológico GOES-10 da área do Nordeste do Brasil e adjacências para o dia 18 de abril de 2009 às: (a) 1500 UTC, (b) 1800 UTC, (c) 2100 UTC, e para o dia seguinte (19) às: (d) 0000 UTC, (e) 0300 UTC, (f) 1200 UTC. A escala de cores de temperatura de brilho é vista abaixo das imagens. (Fonte das imagens: Adaptado de http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes_antiores.jsp).

No dia 17 às 1200 UTC, o campo da pressão ao nível médio do mar ilustra uma área de baixa pressão a leste do Nordeste e Sudeste (Figura 5.6). O cavado invertido situado a leste do Nordeste não tem nebulosidade associada, enquanto que a banda de nebulosidade vista na imagem de satélite da Figura 5.4a está associada ao cavado frontal que se estende do Sudeste ao extremo leste do mapa. Essa área de circulação ciclônica se estende em altitude: um ciclone é visto a leste do Nordeste em 700 hPa (Figura 5.7a), associado com um núcleo de vorticidade ciclônica (Figura 5.7b). No nível de 500 hPa o cavado frontal se estende sobre o Atlântico Sul e o continente (Sudeste e Nordeste), até próximo de 10°S (Figura 5.7c). A configuração do cavado frontal domina o leste da América do Sul ao sul de 10°S e o oeste do Atlântico Sul no nível de 200 hPa (Figura 5.7e). Fortes núcleos de vorticidade ciclônica são vistos nos níveis de 500 hPa e 200 hPa (Figura 5.7d,f).

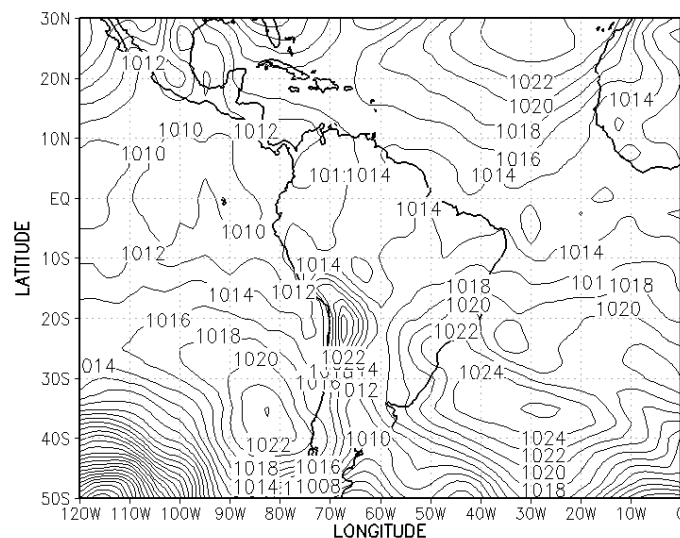


Figura 5.6 - Pressão reduzida ao nível médio do mar (hPa) para as 1200 UTC do dia 17 de abril de 2009. O intervalo de análise é de 2 hPa. (Fonte dos dados: NCEP/NCAR).

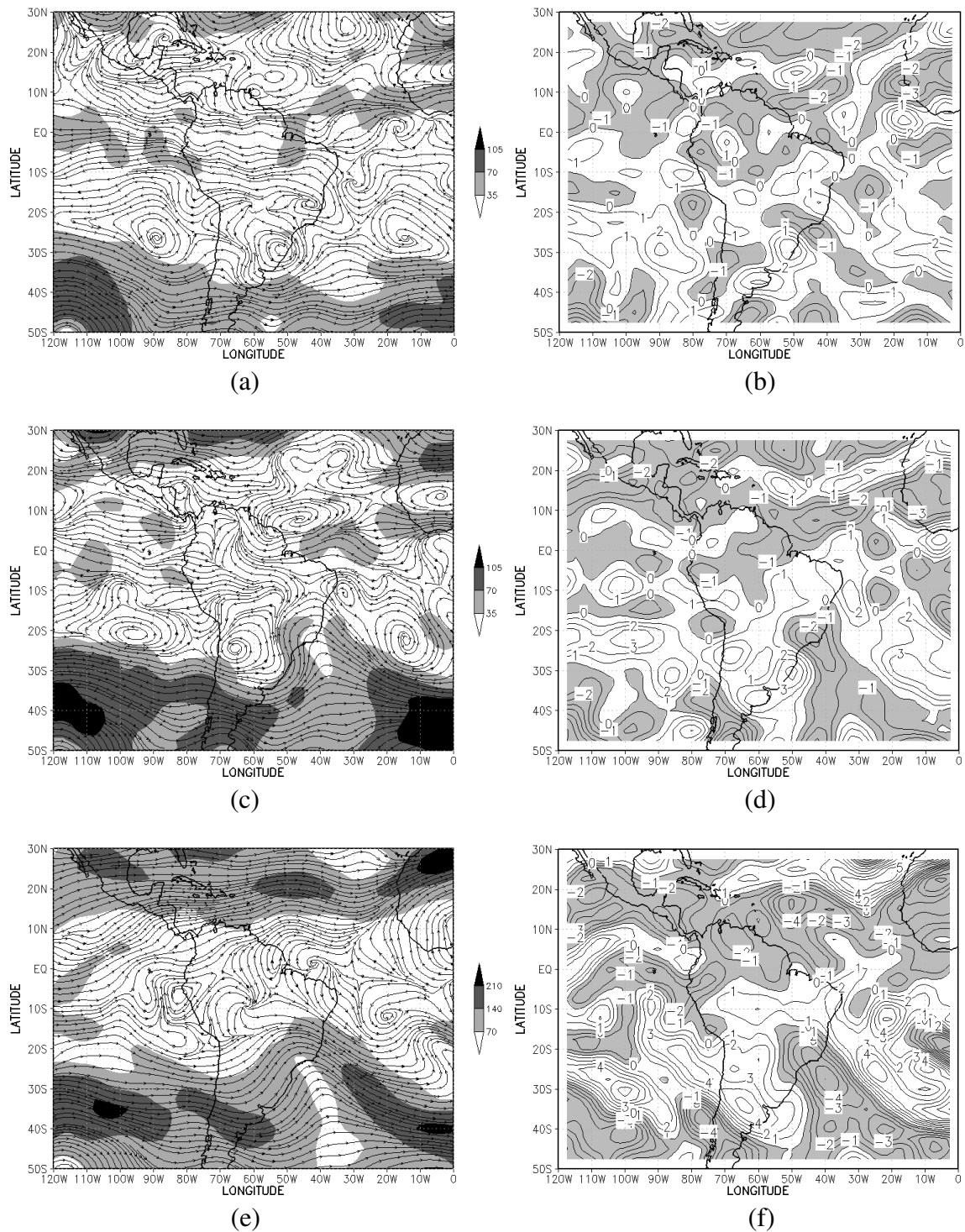


Figura 5.7 - Linhas de corrente e velocidade do vento e componente vertical da vorticidade relativa para as 1200 UTC do dia 17 de abril de 2009 no nível de: (a,b) 700 hPa, (c,d) 500 hPa e (e,f) 200 hPa. A escala da velocidade do vento (km h^{-1}) está representada à direita dos mapas (a,c,e). Observe que a escala em (e) difere das demais. O intervalo de análise da vorticidade é de $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. As áreas sem sombreado (sombreadas) correspondem a valores positivos (negativos) em (b,d,f). (Fonte dos dados: *NCEP/NCAR*).

No dia 18 às 1200 UTC o cavado invertido a leste do Nordeste tem amplitude maior enquanto que, de maneira geral, a pressão está ligeiramente mais alta a leste do Sudeste (Figura 5.8). Mudanças semelhantes ocorreram no nível de 700 hPa (Figura 5.9a), que resultaram no núcleo de vorticidade ciclônica a leste do Nordeste na Figura 5.9b. No nível de 500 hPa o cavado frontal ainda atua no sul do Nordeste, enquanto que circulação anticiclônica domina todo o norte da região (Figura 5.9c). Núcleos de vorticidade relativamente fortes são vistos nessas áreas (Figura 5.9d). No nível de 200 hPa o cavado frontal (Figura 5.9e) e o forte núcleo ciclônico associado (Figura 5.9f) também são vistos neste dia. Vorticidade anticiclônica domina o norte do Nordeste (Figura 5.9f). Nuvens de topos quentes estão na área do cavado invertido, a leste da Bahia (Figura 5.4b).

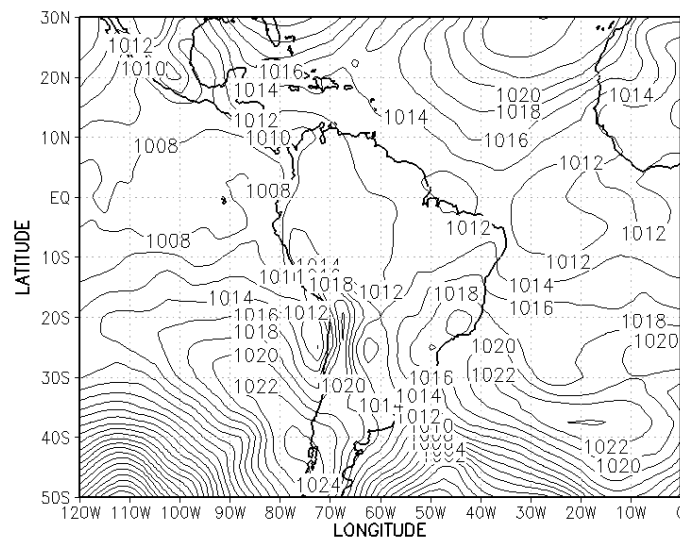


Figura 5.8 - Pressão reduzida ao nível médio do mar (hPa) para as 1200 UTC do dia 18 de abril de 2009. O intervalo de análise é de 2 hPa. (Fonte dos dados: *NCEP/NCAR*).

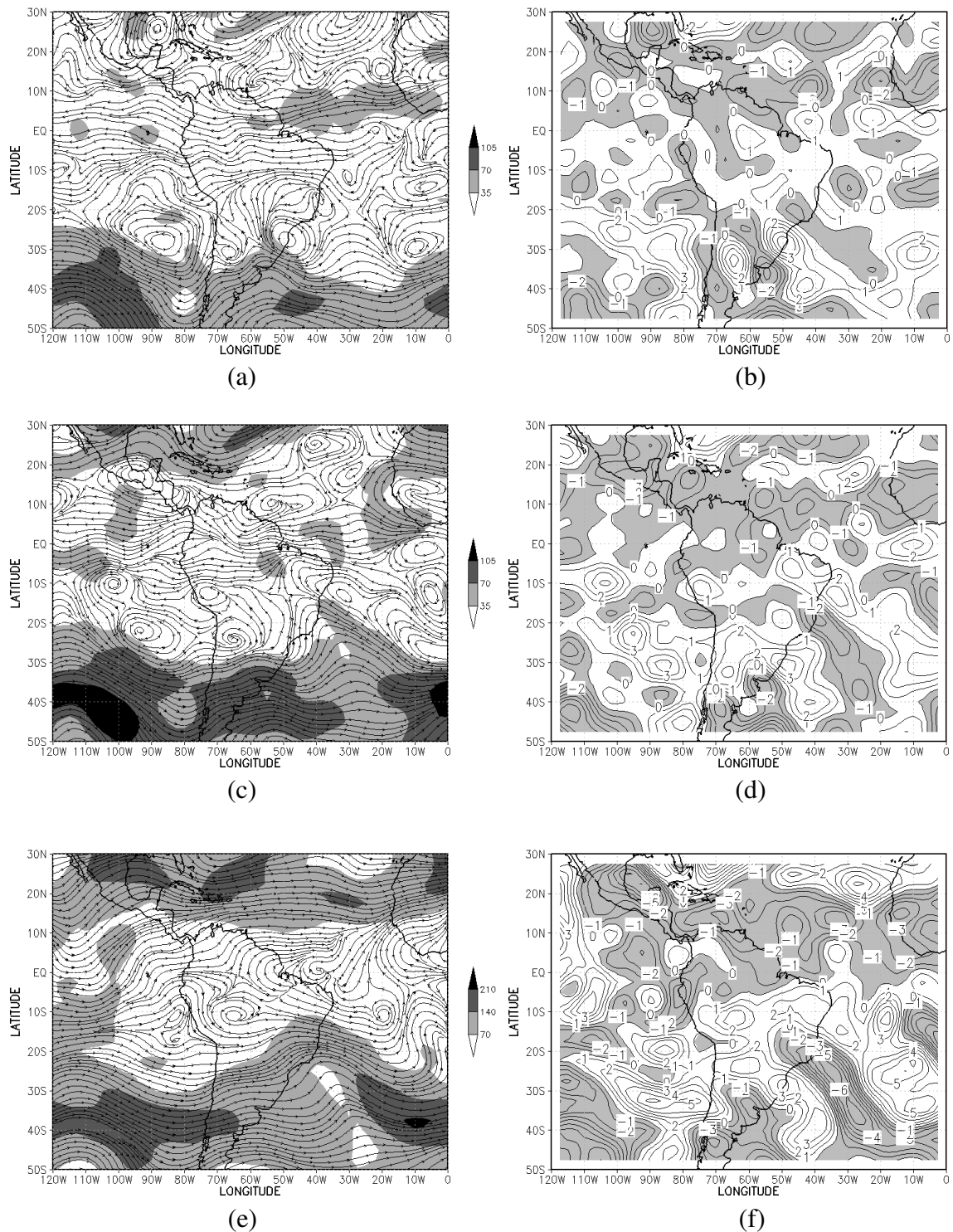


Figura 5.9 - Linhas de corrente e velocidade do vento e componente vertical da vorticidade relativa para as 1200 UTC do dia 18 de abril de 2009 no nível de: (a,b) 700 hPa, (c,d) 500 hPa e (e,f) 200 hPa. A escala da velocidade do vento (km h^{-1}) está representada à direita dos mapas (a,c,e). Observe que a escala em (e) difere das demais. O intervalo de análise da vorticidade é de $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. As áreas sem sombreado (sombreadas) correspondem a valores positivos (negativos) em (b,d,f). (Fonte dos dados: *NCEP/NCAR*).

No dia 19 às 1200 UTC o cavado invertido apresenta amplitude ligeiramente maior no campo da pressão ao nível médio do mar (Figura 5.10). Nessa mesma área, no nível de 700 hPa, os campos do vento (Figura 5.11a) e da vorticidade (Figura 5.11b) mantêm as características do dia anterior (Figuras 5.9a; 5.9b). Na média (500 hPa) e alta (200 hPa) troposfera o cavado frontal tem amplitude menor e vorticidade menos intensa (Figuras 5.11c,d; 5.11e,f). Nas imagens de satélite desse horário há, aparentemente, nuvens com tops mais frios no interior da Bahia (Figuras 5.4c; 5.5f).

Além dos aspectos discutidos acima, há outra característica importante identificada no campo do vento no nível de 200 hPa, nos três dias analisados (Figuras 5.7e; 5.9e; 5.11e). A região de Salvador está, de maneira geral, na área de transição entre ventos intensos associados ao cavado frontal (70 a 140 km h^{-1}) e ventos com velocidade inferior a 70 km h^{-1} , uma indicação de cisalhamento horizontal forte nessa região. O cisalhamento vertical em Salvador também é forte nos três dias analisados, uma característica que é melhor visualizada através da discussão das sondagens de ar superior feita a seguir.

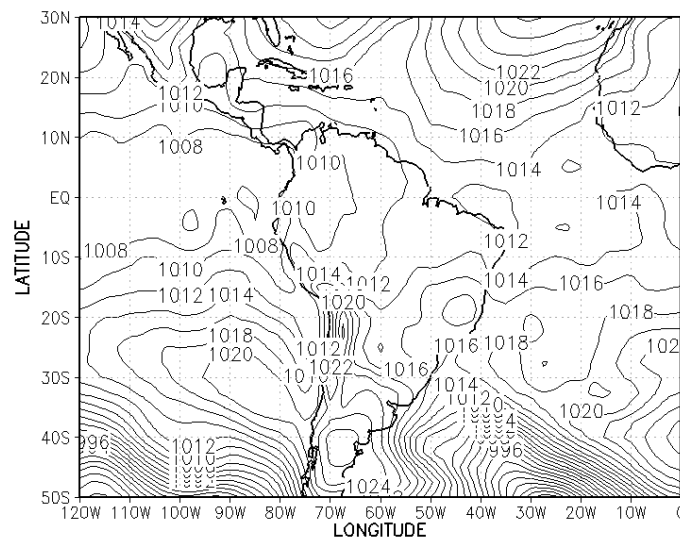


Figura 5.10 - Pressão reduzida ao nível médio do mar (hPa) para as 1200 UTC do dia 19 de abril de 2009. O intervalo de análise é de 2 hPa. (Fonte dos dados: *NCEP/NCAR*).

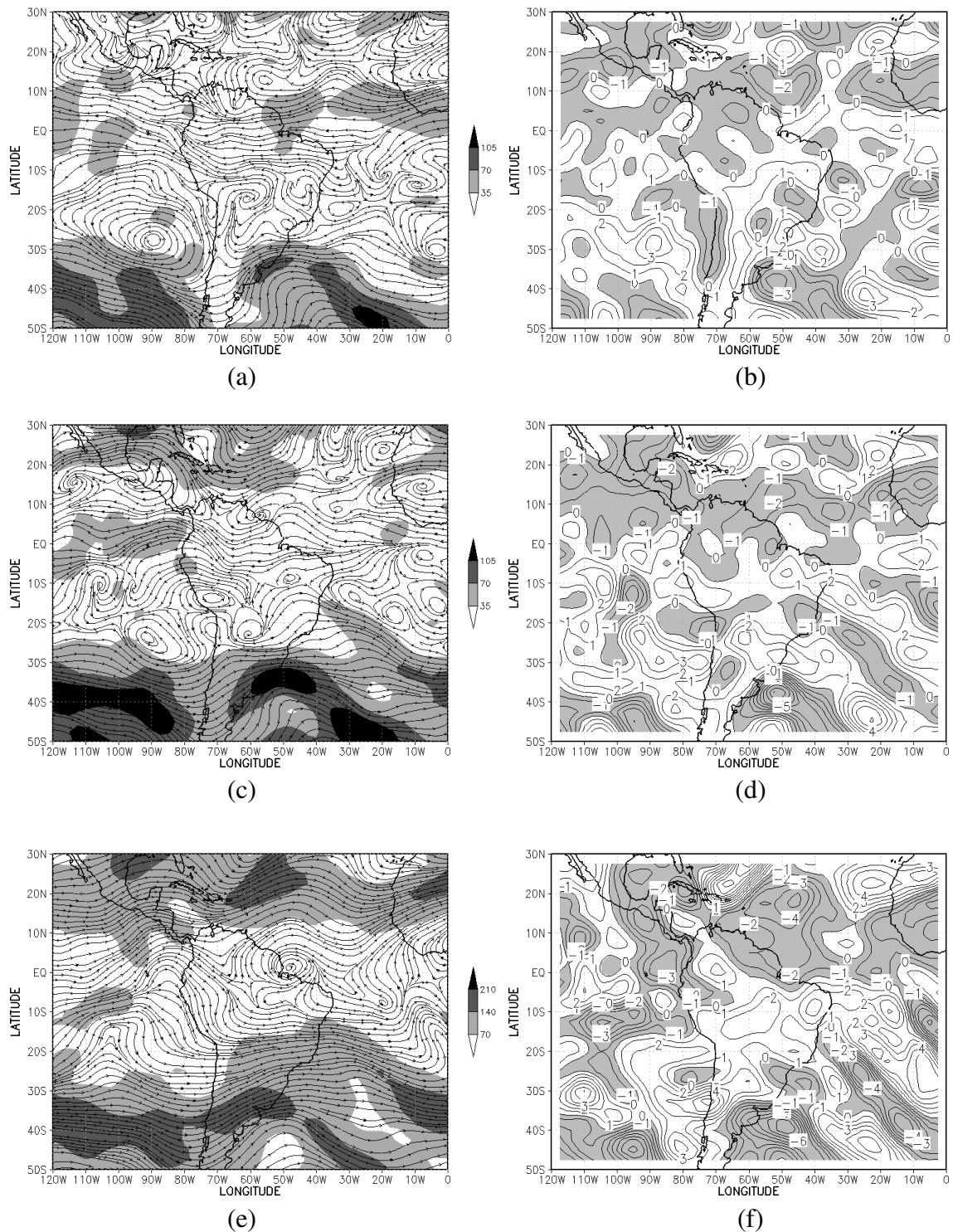


Figura 5.11 - Linhas de corrente e velocidade do vento e componente vertical da vorticidade relativa para as 1200 UTC do dia 19 de abril de 2009 no nível de: (a, b) 700 hPa, (c, d) 500 hPa e (e, f) 200 hPa. A escala da velocidade do vento (km h^{-1}) está representada à direita dos mapas (a,c,e). Observe que a escala em (e) difere das demais. O intervalo de análise da vorticidade é de $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. As áreas sem sombreamento (sombreadas) correspondem a valores positivos (negativos) em (b,d,f). (Fonte dos dados: *NCEP/NCAR*).

As mudanças ao nível médio do mar e em altitude discutidas estão relacionadas com alterações importantes na estrutura termodinâmica e do vento na vertical de Salvador. No dia 17 às 1200 UTC o perfil da temperatura potencial equivalente (θ_e) e da temperatura potencial equivalente de saturação (θ_{es}) indica que a camada superficial é convectivamente e condicionalmente instável ($\partial\theta_e/\partial z < 0$, $\partial\theta_{es}/\partial z < 0$) (Figura 5.12a). A atmosfera é condicionalmente instável até o nível de 850 hPa, acima do qual camadas condicionalmente estáveis ($\partial\theta_{es}/\partial z > 0$), instáveis ($\partial\theta_{es}/\partial z < 0$) e neutras ($\partial\theta_{es}/\partial z = 0$) se alternam até o topo da sondagem. Acima da camada superficial também há camadas convectivamente estáveis ($\partial\theta_e/\partial z > 0$) e instáveis ($\partial\theta_e/\partial z < 0$) que se alternam. De maneira geral, o teor de umidade é elevado até o nível de 900 hPa. O vento é do quadrante sudoeste e fraco próximo à superfície e do quadrante sudeste até a média troposfera (Figura 5.12b). Nessa camada o vento intensifica até o nível de 915 hPa, onde a velocidade é cerca de 26 km h^{-1} , e decresce nos níveis acima até atingir um mínimo de 7 km h^{-1} em 550 hPa. Acima desse nível o vento é do quadrante noroeste e intensifica com a altitude, atingindo cerca de 70 km h^{-1} no topo da sondagem, em concordância com o campo do vento da Figura 5.7e.

Às 1200 UTC do dia 18, horário que antecede o desenvolvimento da linha convectiva visualizado na Figura 5.5, há uma estreita camada convectiva e condicionalmente estável ($\partial\theta_e/\partial z > 0$, $\partial\theta_{es}/\partial z > 0$) próximo à superfície (Figura 5.12c). A partir do topo dessa camada o teor de umidade aumenta e a atmosfera é convectiva e condicionalmente instável ($\partial\theta_e/\partial z < 0$, $\partial\theta_{es}/\partial z < 0$), até o nível de 880 hPa. Condições de quase saturação e neutralidade caracterizam a camada 880-700 hPa. Uma camada de inversão térmica com diminuição acentuada no teor de umidade é vista acima. O vento à superfície é do quadrante sudeste, com velocidade em torno de 10 km h^{-1} , e muda para o quadrante sudoeste acima, numa estreita camada com topo em 985 hPa (Figura 5.12d). Acima desse nível, os perfis evidenciam características que se assemelham às do dia anterior, como as camadas de vento dos quadrantes sudeste e noroeste e o nível de velocidade quase nula na transição entre as duas camadas: 4 km h^{-1} em 587 hPa. Por outro lado, há diferenças importantes como a mudança na magnitude das componentes: na camada com ventos do quadrante sudeste a componente zonal (meridional) está mais fraca (forte) até o nível de 800 hPa, aproximadamente, enquanto que na camada com ventos do quadrante noroeste a componente zonal (meridional) está mais forte (fraca) a partir do nível de 500 hPa. No topo da sondagem a velocidade do vento está maior, cerca de 80 km h^{-1} , conforme também ilustra o campo do vento da Figura 5.9e.

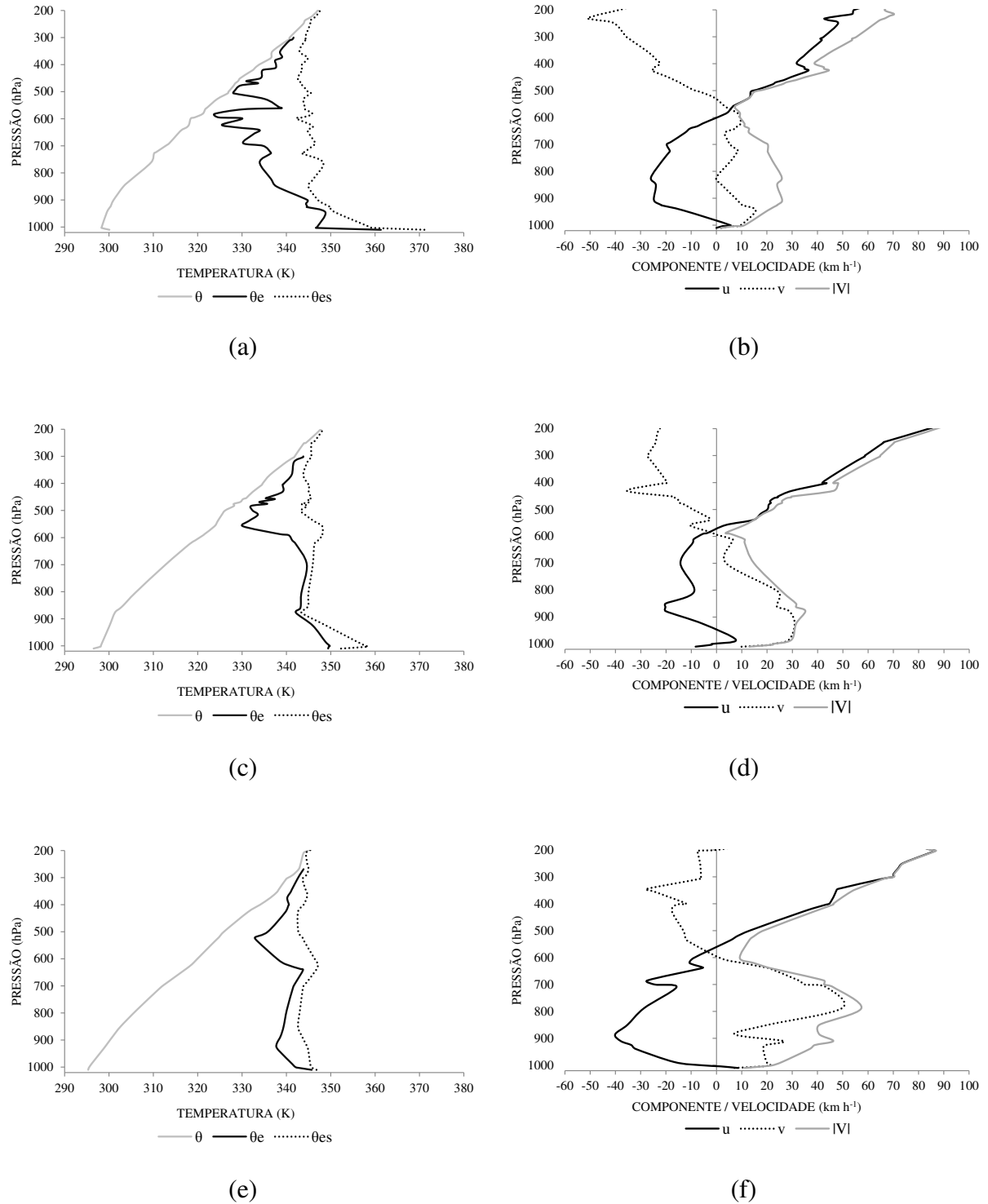


Figura 5.12 - Perfis verticais das temperaturas (K) potencial (θ), potencial equivalente (θ_e) e potencial equivalente de saturação (θ_{es}), à esquerda, e das componentes zonal (u) e meridional (v) e velocidade do vento, à direita, obtidos de sondagem de ar superior realizada no mês de abril de 2009 em Salvador às 1200 UTC do dia: (a,b) 17, (c,d) 18, (e,f) 19. A simbologia utilizada é vista abaixo dos gráficos. As unidades utilizadas são hPa em (a-f) no eixo das ordenadas, K em (a,c,e) e km h^{-1} em (b,d,f), no eixo das abscissas. (Fonte dos dados: www.weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html).

No dia 19 às 1200 UTC, após o evento de chuva intensa, a atmosfera está saturada à superfície e, de maneira geral, o teor de umidade é elevado até o nível de 620 hPa, aproximadamente (Figura 5.12e). A estrutura termodinâmica está constituída basicamente por duas camadas convectivamente instáveis ($\partial\theta_e/\partial z < 0$), entre a superfície e 910 hPa e entre 620 hPa e 520 hPa, e duas camadas convectivamente estáveis ($\partial\theta_e/\partial z > 0$): 910-620 hPa e 520 hPa até o topo da sondagem. De maneira geral, essas mesmas camadas podem ser identificadas no perfil vertical de θ_{es} , porém com gradientes verticais mais fracos. O perfil do vento ilustra ventos do quadrante sudoeste à superfície, com velocidade em torno de 10 km h^{-1} . Acima da superfície as direções permanecem as mesmas dos dias anteriores, porém o vento tem grande intensificação na camada de ventos do quadrante sudeste, apresentando uma estrutura que se assemelha a de um jato de baixos níveis, com máximo de 57 km h^{-1} no nível de 800 hPa. Esse vento mais forte na área de Salvador também é visto no campo do vento no nível de 850 hPa (não mostrado). O vento mais fraco da sondagem, com 9 km h^{-1} , está no nível de 600 hPa, na região de transição entre as duas camadas cujos ventos são de quadrantes diferentes (sudeste e noroeste). A velocidade do vento no topo da sondagem é de 85 km h^{-1} , em concordância com o campo do vento da Figura 5.11e.

De maneira geral, nos três dias analisados a atmosfera apresenta elevado teor de umidade na baixa troposfera, instabilidade condicional e convectiva na camada superficial e forte cisalhamento vertical do vento.

5.2.1 - Análise Fatorial de Componentes Principais (ACP)

A aplicação da Análise Fatorial de Componentes Principais aos índices de estabilidade resultou em um modelo com três componentes (fatores). A escolha do número de fatores foi realizada utilizando o critério de truncamento de Kaiser e a análise gráfica do *Scree-plot* (HAIR et al., 2009; CORRAR et al., 2007). Foram considerados os dois primeiros fatores, cujos autovalores são maiores do que 1, e o terceiro fator, cujo autovalor é inferior a 1 (Figura 5.13). A inclusão do terceiro fator contribuiu para o aumento de 10,62% da variância explicada dos dados. Dessa forma, os três fatores têm 91,82% de explicação da variância total dos dados (Tabela 5.2). Os fatores rotacionados para os índices de estabilidade constam na Tabela 5.3.

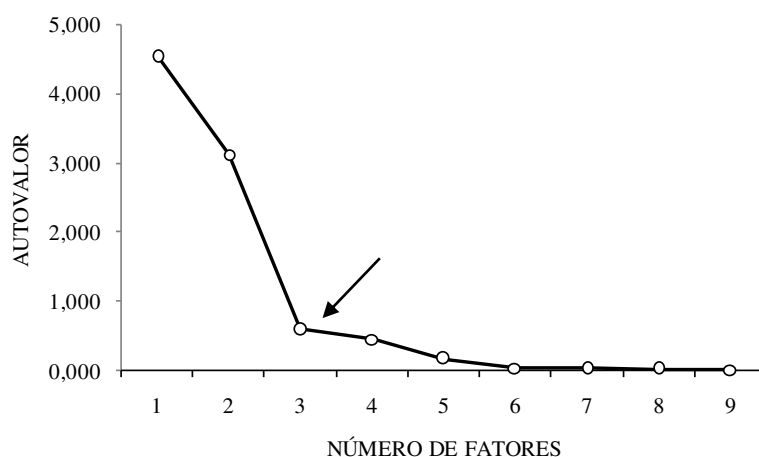


Figura 5.13 - *Scree-plot* dos fatores obtidos através da aplicação da ACP. A seta indica o número de fatores retidos.

Tabela 5.2- Autovalores e porcentagens da variância total explicada e acumulada.

Fator	Fatores não rotacionados			Fatores rotacionados		
	Autovalor	Variância explicada (%)	Variância acumulada (%)	Autovalor	Variância explicada (%)	Variância acumulada (%)
1	4,542	50,47	50,47	3,820	42,44	42,44
2	3,128	34,75	85,22	3,488	38,76	81,20
3	0,594	6,60	91,82	0,956	10,62	91,82
4	0,456	5,06	96,88			
5	0,172	1,91	98,79			
6	0,037	0,42	99,21			
7	0,033	0,37	99,58			
8	0,022	0,24	99,82			
9	0,016	0,18	100,00			

No fator 1, com explicação de 42,44% da variância total dos dados, estão correlacionados os índices CT e TT, relacionados com a variação da temperatura e umidade na baixa e média troposfera, já que seus cálculos envolvem a temperatura (T) e a temperatura do ponto do orvalho (Td) nos níveis de 850 e 500 hPa, o índice SHOW relacionado com a variação de temperatura na baixa e média troposfera, uma vez que considera a temperatura da parcela que sofre uma ascensão adiabática de 850 a 500 hPa, e o índice SWEAT, relacionado com TT e com a direção e velocidade do vento nos níveis de 850 e 500 hPa. Os índices CT, SWEAT e TT (SHOW) tem correlações positivas (negativas); quanto maior (menor) for o índice, mais instável é o ambiente.

No fator 2, com explicação de 38,76% da variância total dos dados, estão correlacionados os índices DTel e PII, ligados à distribuição vertical da umidade do ar, uma vez que são obtidos com base na temperatura potencial equivalente em camadas extensas da troposfera. Também ficaram retidos neste fator os índices LI e CAPE, calculados a partir da temperatura da parcela que sofre uma ascensão adiabática úmida a partir do NCL (Nível de Condensação por Levantamento). Os índices CAPE, DTel e PII (LI) tem correlações positivas (negativas) com o fator 2; quanto maior (menor) for o índice, mais instável é o ambiente.

No fator 3, com explicação de 10,62% da variância total dos dados, está correlacionado o índice K, que considera a distribuição vertical de umidade e temperatura na baixa e média troposfera, já que seu cálculo leva em consideração a temperatura (T) nos níveis de 850, 700 e 500 hPa e a temperatura do ponto do orvalho (Td) na baixa troposfera (850 e 700 hPa); quanto maior o valor de K, mais instável é o ambiente.

Tabela 5.3 – Fatores rotacionados para os índices de estabilidade no horário das 1200 UTC.

Índice	Fator (cargas fatoriais)		
	1	2	3
CT	0,982	-0,088	0,090
SHOW	-0,967	0,019	-0,207
SWEAT	0,960	-0,161	-0,001
TT	0,910	0,064	0,306
LI	0,035	-0,956	0,112
DTel	-0,089	0,946	-0,223
CAPE	0,022	0,929	-0,218
PII	-0,098	0,827	0,085
K	0,388	-0,308	0,834

A Figura 5.14 ilustra a carga fatorial dos três fatores no mês de abril de 2009. Foi considerada como carga fatorial máxima (mínima) aquela cujo valor é superior (inferior) a 1,5 (-1,5). Nos dias 1, 6 e 30 há mínimos do fator 1. As séries temporais dos índices CT e SHOW (Figura 5.15a) ilustram valores mínimos de CT e máximos de SHOW, que indicam que não havia probabilidade de ocorrência de tempestades nesses dias (Quadros 4.3 e 4.6).

O fator 2 apresentou mínimos nos dias 19 e 29 (Figura 5.14). As séries temporais dessas variáveis (Figura 5.15b) indicam que as condições de estabilidade nesses dias estão associadas a valores mínimos de CAPE e valores máximos de LI, o que indica uma atmosfera com instabilidade e convecção fracas (Quadros 4.1 e 4.2).

O fator 3 tem mínimos nos dias 13 e 16. A série temporal do índice K (Figura 5.15c), que está correlacionado positivamente com este fator, ilustra valores baixos nos dias 13 e 16, também mínimos da série, que indicam que não há probabilidade de ocorrência de tempestades nesses dias (Quadro 4.7).

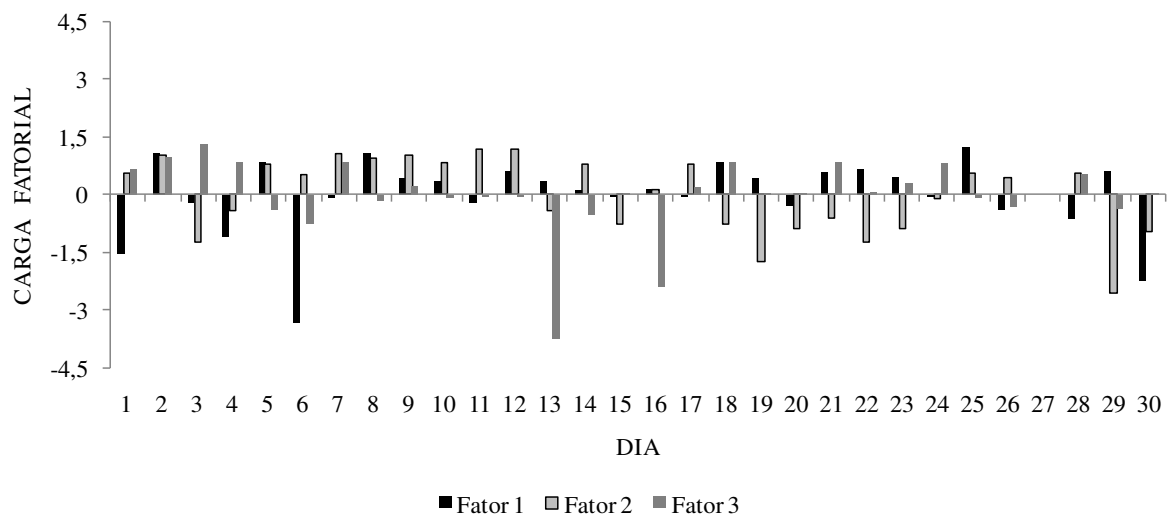


Figura 5.14 - Carga fatorial dos fatores rotacionados dos índices de estabilidade no horário das 1200 UTC no mês de abril de 2009 em Salvador - BA. Note a ausência de barras no dia sem sondagem (27). A simbologia utilizada é vista abaixo do gráfico.

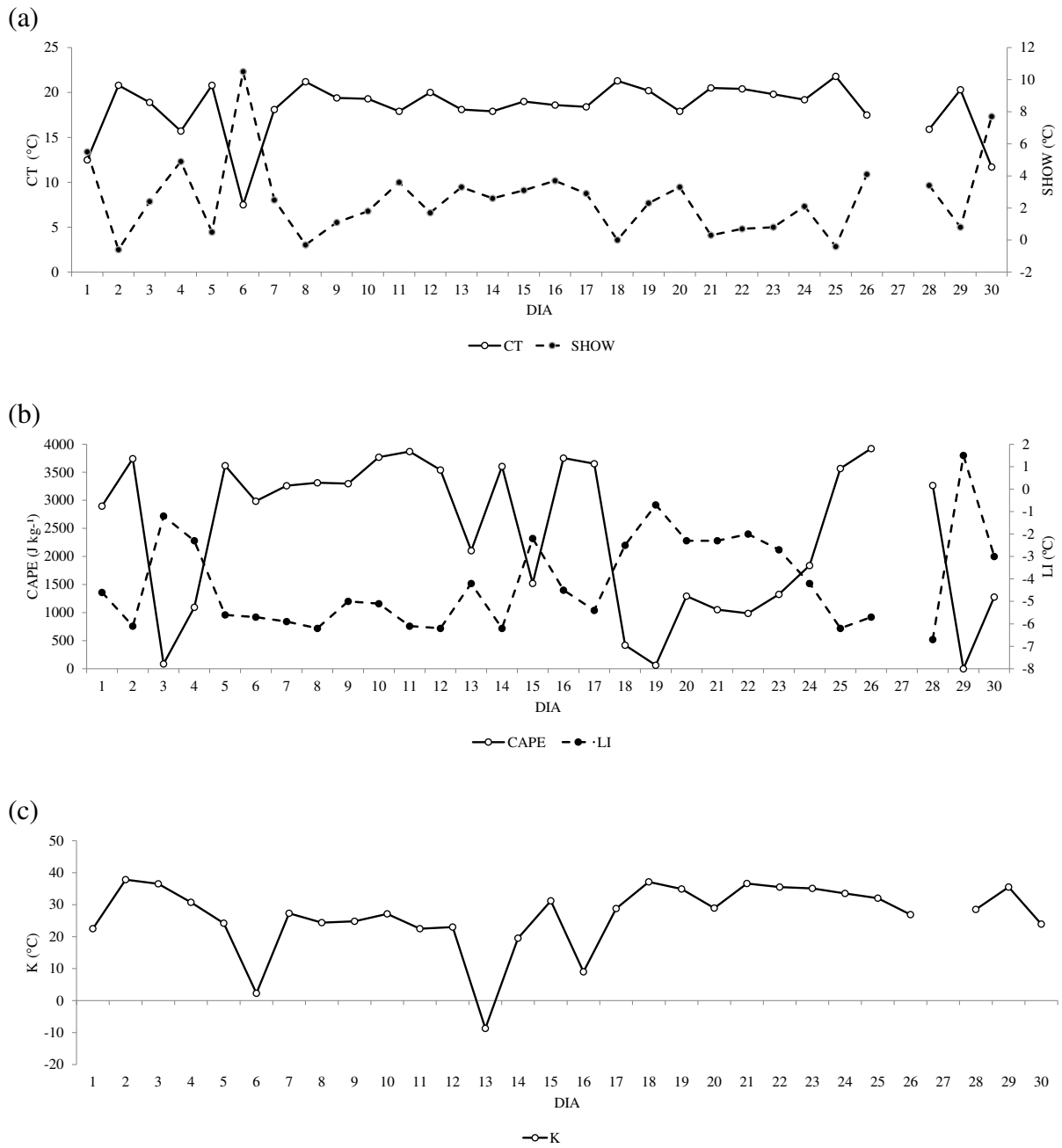


Figura 5.15 - Série temporal de índices de estabilidade no horário das 1200 UTC no mês de abril de 2009 em Salvador – BA: (a) índice de Showalter (SHOW) e índice Cross Totals (CT), (b) energia potencial convectiva disponível (CAPE) e índice de levantamento (LI), e (c) índice K. Note a ausência de marcador no dia sem sondagem (27). A simbologia utilizada é vista abaixo dos gráficos.

5.2.2 Análise de Agrupamentos (AA)

A análise de agrupamentos (AA) aplicada aos fatores rotacionados dos índices de estabilidade obtidos através da ACP possibilitou agrupar dias com características semelhantes com base na estabilidade. A seta ao lado da curva de inércia (Figura 5.16) indica o ponto no qual foi realizado o corte no dendrograma para determinação dos grupos. Ele dividiu o mês de abril de 2009 em quatro grupos (Figura 5.17), de acordo com a similaridade das condições de estabilidade de cada dia. A Tabela 5.4 mostra os grupos com seus respectivos dias.

Houve registro de chuva em todos os dias reunidos no Grupo 1, nas oito estações de superfície localizadas na cidade de Salvador (Figura 4.1). Três dos quatro dias de eventos intensos de chuva estão entre os dez dias deste grupo (3, 15, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 29). O valor médio dos índices de estabilidade indica, de maneira geral, que a atmosfera está com baixa instabilidade, com potencial para desenvolvimento de tempestades e convecção fraca. Este grupo apresenta valores médios extremos de seis dos nove índices analisados (Tabela 5.5): máximo dos índices K e LI, e mínimo dos índices CAPE, PII, SHOW e DTel. O valor médio do índice K indica probabilidade entre 60 e 80% de ocorrência de tempestades nesses dias (Quadro 4.7), enquanto que os índices LI (Quadro 4.2) e DTel indicam um ambiente de fraca instabilidade. Os mínimos de CAPE e PII indicam convecção fraca e baixa instabilidade potencial (Quadro 4.1) e o mínimo de SHOW indica probabilidade de ocorrência de tempestades isoladas (Quadro 4.6).

O Grupo 2 separou os dias 1, 4, 6 e 30. Nos dias 1 e 6 não há registro de precipitação em nenhuma das estações. Por outro lado, nos dias 4 e 30 houve registro de chuva em todas as estações, sendo os maiores valores no sudeste da cidade. Os valores médios dos índices para este grupo (Tabela 5.5) indicam, de maneira geral, que a atmosfera está moderadamente instável, com convecção moderada e baixa probabilidade de ocorrência de tempestades. Este grupo apresentou o valor máximo do índice SHOW e mínimos dos índices CT, SWEAT e TT. Esses valores indicam uma atmosfera potencialmente instável, sem atividade convectiva e sem possibilidade de ocorrência de tempestades (Quadros 4.3, 4.4, 4.5). O valor do índice CAPE para esse grupo indica convecção moderada (Quadro 4.1).

No Grupo 3 ficaram os dias 13 e 16, nos quais a precipitação é inferior a 5 mm em todas as estações, com exceção da estação do INMET, com 17,9 mm no dia 13 (Figura 5.1). Este grupo apresenta o valor mínimo do índice K, o que indica que não há probabilidade de ocorrência de tempestades, e o valor máximo do índice SWEAT (Tabela 5.5). Os demais

índices indicam uma atmosfera moderadamente instável, com o valor médio do índice CAPE indicando convecção intensa.

No Grupo 4 foram reunidos treze dias (2, 5, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 14, 17, 25, 26, 28), sendo três com registro de chuva: 10 e 14, cujos totais de precipitação na estação de superfície do INMET não ultrapassam 6 mm, e 11, dia de um evento de chuva intensa (Figura 5.1). Dentre os dias sem registro de chuva, 17 e 28 precedem dias com precipitação. O dia 17, em particular, antecede sete dias chuvosos, dos quais três são de chuva intensa. Considerando a média dos índices nos grupos, este apresenta o valor máximo de TT, DT_{eI}, PII, CT e CAPE, e o valor mínimo de LI (Tabela 5.5), o que indica atividade convectiva intensa, uma atmosfera muito instável e tempestades prováveis nos dias deste grupo. O valor médio do índice CAPE indica atividade convectiva intensa.

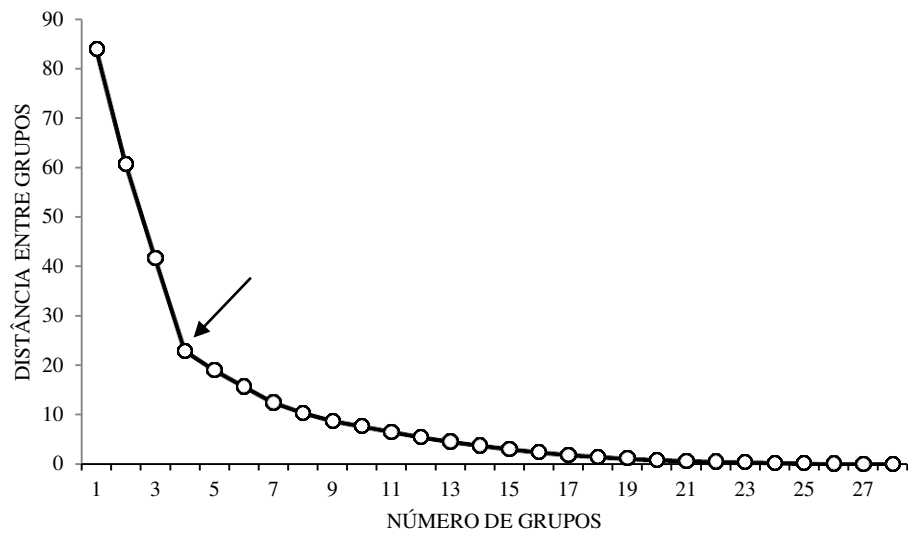


Figura 5.16 - Curva de inércia dos fatores rotacionados dos índices de estabilidade das 1200 UTC. A seta indica o número de grupos retidos.

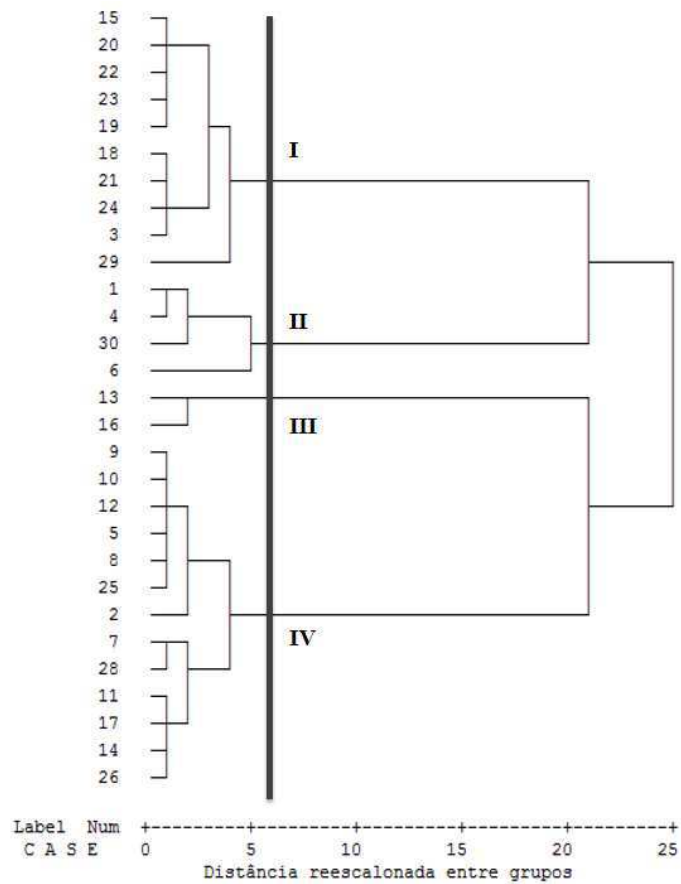


Figura 5.17 - Dendrograma utilizando o método de Ward e distância euclidiana quadrática.

Tabela 5.4 - Grupos de dias obtidos na análise de agrupamentos dos índices de estabilidade das 1200 UTC. Os dias destacados em negrito tem registro de chuva. Note a ausência do dia 27 (sem sondagem).

Grupo	Dias
1	3, 15, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24,29
2	1, 4, 6, 30
3	13, 16
4	2, 5, 7, 8, 9, 10, 11 , 12, 14 , 17, 25, 26, 28

Tabela 5.5 - Valores médios dos índices de estabilidade das 1200 UTC nos grupos homogêneos obtidos a partir da técnica de agrupamento de Ward com medida de distância euclidiana quadrática. O valor máximo (negrito) e mínimo (negrito e itálico) de cada índice está indicado.

Índice	Grupos			
	1	2	3	4
K (K)	31,35	19,85	0,15	26,68
TT (°C)	37,88	35,45	39,05	41,73
DTel (K)	5,37	14,46	17,23	18,74
PII (K m ⁻¹)	0,0011	0,0028	0,0020	0,0032
LI (°C)	-1,69	-3,90	-4,35	-5,88
SHOW (°C)	1,44	7,15	3,50	1,76
CT (°C)	17,95	11,85	18,35	19,15
SWEAT	188,71	113,65	196,90	196,54
CAPE (J kg ⁻¹)	780,73	2064,19	2927,76	3570,58

6. CONCLUSÕES

No mês de abril de 2009, caracterizado como “muito chuvoso” na área de Salvador (SANTOS, 2013), há dezessete dias com registro de precipitação, dos quais quatro com totais diários que ultrapassam 50 mm na estação de superfície do Instituto Nacional de Meteorologia. O evento que provoca chuva intensa em toda a cidade, cujo total pluviométrico é registrado no dia 19, é causado por uma linha convectiva que se forma sobre o Estado da Bahia, em torno da latitude de Salvador, associada a um cavado frontal com forte cisalhamento horizontal e vertical do vento. O teor de umidade é elevado na baixa troposfera, antes e depois do evento.

A aplicação da ACP aos índices de estabilidade das 1200 UTC do mês de abril de 2009 resulta em um modelo de três componentes com explicação de 91,82% da variância total dos dados. A primeira componente é associada aos índices obtidos através da variação vertical de umidade, temperatura e vento, entre a baixa e média troposfera, a segunda componente aos índices obtidos através da variação vertical de umidade e temperatura, e a terceira componente ao índice K, que envolve a distribuição vertical de temperatura e umidade entre a baixa e média troposfera.

A aplicação da AA aos fatores rotacionados da ACP resultou em quatro grupos com características distintas. O Grupo 1 reuniu dez dias com registro de chuva em todas as estações e três dos quatro eventos de chuva intensa ocorridos no mês; o Grupo 2 agrupou quatro dias, dois sem chuva e dois com registro de precipitação em todas estações; no Grupo 3 ficaram dois dias, de pouca precipitação; o Grupo 4 também reuniu dias com pouca ou nenhuma precipitação, num total de treze, porém com um dia de chuva intensa. O índice K apresenta o valor médio mais elevado no Grupo 1 e o valor médio mais baixo no Grupo 3. O índice LI apresenta o maior valor médio no Grupo 1 e o menor no Grupo 4. Os valores médios máximos dos índices TT, DTeI, PII, CT e CAPE são observados no Grupo 4, e os valores mínimos no Grupo 1 para DTeI, PII e CAPE, e no Grupo 2 para TT e CT. O índice SHOW tem valor médio máximo no Grupo 2 e mínimo no Grupo 1. O índice SWEAT apresenta valor médio máximo no Grupo 3 e mínimo no Grupo 2. Assim, dentre os índices analisados CT, TT e SHOW mostram bom potencial de utilização na previsão de chuva para a área de Salvador, porém o índice K é o que melhor descreve as condições de precipitação no mês de estudo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AMANAJÁS, J. C.; BRAGA, C. C. Padrões espaço-temporal pluviométricos na Amazônia Oriental utilizando análise multivariada. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, p. 423-434, 2012.

ANDERSSON, T.; ANDERSSON, M.; JACOBSSON, C.; NILSSON, S. Thermodynamic indices for forecasting thunderstorms in southern Sweden. **Meteorological Magazine**, v. 116, p. 141–146, 1989.

BARBOSA SILVA, A. **Análise em componentes principais das condições atmosféricas em episódios de rajadas de vento na Região Metropolitana de Salvador**. 2014. 84 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2014.

BARRETO, A. B. **Eventos extremos de chuva em Salvador, Bahia: Uma abordagem matemático-estatística do ambiente atmosférico**. 2012. 149 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2012.

BARRETO, A. B.; SILVA ARAGÃO, M. R.; CORREIA, M. F.; SANTOS, A. H. M. Uma investigação sobre eventos intensos de chuva na cidade de Salvador, Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 15., 2008, São Paulo. **Anais...** São Paulo, 2008. 1 CD-ROM.

BENTLEY, M. L.; STALLINS, A.; ASHLEY, W. S. Synoptic environments favorable for urban convection in Atlanta, Georgia. **International Journal of Climatology**, v. 32, p. 1287-1294, 2011.

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

BOLTON, D. The computation of equivalent potential temperature. **Monthly Weather Review**, Boston, v. 108, p. 1046-1053, 1980. ISSN 0027-0644

BRAGA, C. C.; BRITO, J. I. B.; SANSIGOLO, C. A.; RAO, T. V. R. Tempo de resposta da vegetação às variabilidades sazonais da precipitação no Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 11, n.1, p. 149-157, 2003.

BURLANDO, M.; ANTONELLI, M.; RATTO, C. F. Mesoscale wind climate analysis: identification of anemological regions and wind regimes. **International Journal of Climatology**, v. 28, p. 629-641. 2008. ISSN 0899-8418.

CORRAR, L. J.; PAULO, E; DIAS FILHO, J. M. **Análise multivariada: para os cursos de administração, ciências contábeis e economia**. Ed. Atlas. São Paulo, 2007. ISBN 978-85-224-4707-7

CORREIA, M. F.; COSTA, M. N. M.; BARBOSA SILVA, A.; SILVA ARAGAO, M. R.; QUEIROZ, J. N. Processos de desestabilização atmosférica e convecção profunda no Semiárido brasileiro. **Ciência e Natura**, v. esp, p. 274-276, 2013. ISSN 2179-460X

DALEZIOS, N. R.; PAPAMANOLIS, N. K. Objective assessment of instability indices for operational hail forecasting in Greece. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 45, p. 87-100, 1991. ISSN 1436-5065

Defesa Civil de Salvador. Prefeitura Municipal de Salvador. Disponível em: www.codesal.salvador.ba.gov.br. Acesso em: 26 mai. 2014.

DINIZ, M. C. S.; CORREIA, M. F.; SILVA ARAGÃO, M. R.; MELO, E. C. S.; FARIAS, W. R. G. Importância relativa de variáveis meteorológicas na formação da convecção profunda: Uma aplicação da análise fatorial de componentes principais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14., 2006, Florianópolis. **Anais...** Florianópolis, 2006. 1 CD-ROM.

EOM, H.; SUH, M.; HA, J.; LEE, Y. H.; LEE, H. Climatology of stability indices and environmental parameters derived from rawinsonde data over South Korea. **Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences**, v. 44, p. 269–286, 2008.

ESCOBAR, G. C. J. **Meteorologia Sinótica Prática Aplicada à Previsão do Tempo**. Apostila. Rio de Janeiro, 2007.

EVERITT, B. S. **Cluster Analysis**. London: Heinemann Educational Books, 1993.

GALWAY, J. The lifted index as a predictor of latent instability. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 37, p. 528–529, 1956.

GEORGE, J. **Weather Forecasting for Aeronautics**. New York: Academic Press, 1960.

HAIR Jr., J. F.; BLACK, W. C.; BABIN, B. J.; ANDERSON, R. E.; TATHAM, R. L. **Análise multivariada de dados**. Ed. Bookman, 6ª Ed., Porto Alegre, 2009.

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**. v.27, n.2, p. 173 - 206, 2012.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Censo 2010. Disponível em: www.ibge.gov.br. Acesso em: 26 mai. 2014.

INMET - Instituto Nacional de Meteorologia. **Normais Climatológicas (1961-1990)**. Brasília - Brasil. 2009.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K. C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; JENNE, R.; JOSEPH, D. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437-471, 1996. ISSN 1520-0477

KUNZ, M.; SANDERA, J.; KOTTMEIER, CH. Recent trends of thunderstorm and hailstorm frequency and their relation to atmospheric characteristics in southwest Germany. **International Journal of Climatology**, v. 29, p. 2283–2297. 2009. DOI: 10.1002/joc.186

MILLER, R. **Notes on Analysis and Severe Storm Forecasting Procedures of the Air Force Global Weather Central**. Technical Report 200, AWS, U. S. Air Force: 102. 1972.

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**, v. 20, n. 1, p. 121-140, 2005

QUEIROZ, J. N.; SOUSA, L. F.; RIBEIRO, R. E. P.; SILVA ARAGÃO, M. R.; CORREIA, M. F. Fatores físicos na atmosfera do semiárido brasileiro em janeiro de 2004. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 07, n. 05, p. 990 – 1001, 2014

RAO, V. B.; LIMA, M. C.; FRANCHITO, S. H.; Seasonal and interannual variations of rainfall over Eastern Northeast Brazil. **Journal of Climate**, v. 6, p.1754-1763, 1993.

RICHMAN, M. B. Rotation of principal components. **Journal of Climatology**, v. 6, p. 293-335, 1986. ISSN 0196-1748

ROCHA, F. G.; SILVA ARAGÃO, M. R. Estudo de caso de um sistema frontal atuante na cidade de Salvador, Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 16., 2010, Belém-PA. **Anais...** Belém, 2010. 1 CD-ROM.

ROCHA, F. G. **Evolução temporal de padrões atmosféricos em ano chuvoso na cidade de Salvador**. 2012. 72 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2012.

SANTOS, A. H. M. **Eventos extremos de chuva em Salvador, Bahia: Condições atmosféricas e impactos ambientais**, 2008. 65 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2008.

SANTOS, A. H. M.; SILVA ARAGÃO, M. R.; CORREIA, M. F.; ARAÚJO, H.A. Evento extremo de chuva na cidade de Salvador, Bahia: Fevereiro de 2008. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 15., 2008a, São Paulo. **Anais...** São Paulo, 2008. 1 CD-ROM.

SANTOS, A. H. M.; SILVA ARAGÃO, M. R.; CORREIA, M. F.; BARRETO, A. B. Chuvas intensas na cidade de Salvador, Bahia: o evento de novembro de 2006. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 15., 2008b, São Paulo. **Anais...** São Paulo, 2008. 1 CD-ROM.

SANTOS, A. H. M.; SILVA ARAGÃO, M. R.; CORREIA, M. F.; ARAÚJO, H. A.; BARBOSA SILVA, A. Distúrbio ondulatório de leste e seus impactos na cidade de Salvador. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 3, p. 355-364, 2012

SANTOS, A. P. P. **Precipitação na cidade de Salvador: Classificação em quantis e análise de um evento climático extremo**, 2013. 100 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2013.

SHOWALTER, A. A stability index for thunderstorm forecasting. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 34, p. 250–252, 1953.

VAN DELDEN, A. The synoptic setting of thunderstorms in Western Europe. **Atmospheric Research**. v. 56, p. 89–110, 2001.