



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Pós-Graduação em Geociências Aplicadas

**REGIMES DE TEMPO E PRECIPITAÇÃO EXTREMA DE VERÃO
OBSERVADOS E SIMULADOS NA REGIÃO CENTRAL DO BRASIL**

Yumiko Marina Tanaka da Anunciação

Tese de Doutorado N°13

Brasília - DF

2013



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Pós-Graduação em Geociências Aplicadas

**REGIMES DE TEMPO E PRECIPITAÇÃO EXTREMA DE VERÃO
OBSERVADOS E SIMULADOS NA REGIÃO CENTRAL DO BRASIL**

Yumiko Marina Tanaka da Anunciação

Tese apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geociências Aplicadas.

Tese de Doutorado Nº13

Orientador: Prof. Dr. Detlef Hans-Gert Walde

Co-orientadora: Profa. Dra. Rosmeri Porfírio da Rocha

Brasília - DF

2013

Universidade de Brasília
Instituto de Geociências

**REGIMES DE TEMPO E PRECIPITAÇÃO EXTREMA DE VERÃO
OBSERVADOS E SIMULADOS NA REGIÃO CENTRAL DO BRASIL**

Yumiko Marina Tanaka da Anunciação

Banca examinadora: Prof. Dr. Delef Hans-Gert Walde – Orientador IG/UnB
Prof. Dr. Jurandir Zullo Junior – Unicamp
Profa. Dra. Ercília Torres Steinke – IH/GEA/UnB
Profa. Dra. Adriana Chatack Carmelo – IG/UnB
Prof. Dr. Marco Ianniruberto – IG/UnB

Ganbatte!
É Perseverar.
Estabeleça uma meta, quanto mais difícil for,
mais esforço deverá dispor para
alcançá-la.

Ganbatte!

Miyamoto Mussashi (1584-1645)
Samurai japonês.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus pela vida, saúde, família, amigos, ensinamentos, oportunidade, perseverança e proteção.

A meus pais Issami (*in memoriam*) e Kazuko pela educação, dedicação, cuidado e valores da vida.

Ao meu marido Mauro e aos meus queridos filhos Victor Kiiti e Tatiana Harumi pela compreensão das horas ausentes, incentivo, paciência e apoio sempre.

Ao Instituto de Geociências pela criação do curso de pós-graduação em Geociências Aplicadas que possibilitou o desenvolvimento desta pesquisa. Aos professores do curso de pós-graduação em Geociências Aplicadas pelos ensinamentos e dedicação.

Ao prof. Dr. Detlef H. G. Walde por aceitar a orientação e confiança.

A profa. Dra. Rosmeri P. da Rocha pela orientação e confiança.

Ao Dr. Antonio Divino Moura e Dr. Lauro Fortes do Instituto Nacional de Meteorologia pelo apoio e incentivo.

Ao Dr. Jhan Carlo Espinoza pelo treinamento da técnica e ao Dr. Marcos Villacis e equipe pela organização do curso de treinamento.

À profa. Dra. Michelle Reboita e prof. Marcelo Rocha pela orientação em programação e sugestões.

Ao prof. Dr. Romísio André pelas sugestões e incentivo.

À Dra. Ana Maria Ávila pela confiança.

Ao Pablo B. Amorim pelas sugestões e discussões.

À profa. Dra. Selma Maggiotto pelo apoio nas horas críticas.

A todos os colegas da pós-graduação, em especial à turma de 2009, que muito me ensinou. Aos que compartilharam às horas de estudo: Helena, Leonice, Cleide, Ednelson, Raul, Antonio Felipe, Paulo Henrique, Júlia e Edvaldo, quem também muito me ajudou com as imagens, meu eterno agradecimento. A Marina Bilich quem me incentivou a ingressar no curso. A Stela, Alice e Serjão pelos suportes nesse período.

Aos membros da banca examinadora.

A todos que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho.

Meus sinceros agradecimentos.

Regimes de Tempo e Precipitação Extrema de Verão Observado e Simulado na Região Central do Brasil

RESUMO

Na Região Central do Brasil, a atuação do Sistema de Monções da América do Sul – SMAS é responsável pela precipitação de verão. Eventos extremos, tanto de excesso de chuva quanto sua ausência, ocorrem durante o verão, resultando na variabilidade do fornecimento de água na região do Distrito Federal (DF). Para compreender a relação entre a circulação atmosférica global e a precipitação extrema na área do DF é utilizada a técnica de redes neurais, os Mapas Auto-Organizáveis ou Mapas de Kohonen, combinada com a Classificação Hierárquica Ascendente. O estudo foi realizado com campos de vento em 850 hPa da reanálise ERA-Interim, no período de 1989 a 2006, para diagnóstico e com campos de vento simulados pelo Modelo Climático Regional – RegCM3, para o mesmo período. No estudo diagnóstico foram identificados nove Regimes de Tempo (RT): um grupo com quatro RTs representando variações da fase ativa do SMAS, ou seja, convergência de massa na região central do país, dois regimes posicionados ao norte influenciado pela Oscilação Madden-Julian (OMJ), e outro posicionado ao sul do DF, influenciado pelas ondas de Rossby; e, um grupo com cinco RTs associados à fase inativa do SMAS, ou regimes de transição, com a presença do Jato de Baixos Níveis (JBN) e pouca ocorrência de eventos extremos na parte central do país. A identificação e caracterização de RTs simulados agruparam seis RTs: dois relacionados à fase ativa do SMAS com ocorrência de dias extremos chuvosos, dois relacionados à fase inativa e dois RTs transientes, esses com menos extremos. Os RTs formam um ciclo obtido pelas probabilidades de transição. Esses resultados fornecem informações adicionais para compreender melhor a variabilidade intra-sazonal regional, tanto observada quanto simulada. Para trabalhos futuros, outras variáveis meteorológicas regionais podem ser utilizadas para identificar os RTs e outros modelos podem ser verificados por esta técnica.

Weather Regimes and Summer Extreme Precipitation Observed and Simulated in Central Brazil

ABSTRACT

In central Brazil, the South America Monsoon System – SAMS is responsible for summer precipitation. Extreme rainfall or dry events occur during the summer season, resulting in variability of the water supply in the Distrito Federal (DF) region. To understand the relationship between the global atmospheric circulation and extreme precipitation in DF, the artificial neural networks, Self-Organizing Maps or Kohonen Maps, combined with the Hierarchical Ascendant Classification was applied. The diagnosis study used wind field at 850 hPa from ERA-Interim reanalysis, from 1989 to 2006, and simulated winds by Regional Climate Model – RegCM3. In the diagnostic study, nine weather regimes (WR) were identified: a group with four WRs representing variations of the active phase of the SMAS, convergence mass in the central region of the country, two positioned north from DF, influenced by the Madden-Julian Oscillation (MJO), and another positioned south of DF, influenced by Rossby waves; and a group with five RTs associated with the break phase of the SMAS, or transitional regimes, with the presence of Low Levels Jet (LLJ) and low occurrence of extreme events in the central part of the country. The characterization of the simulated WRs clustered six WRs: two WRs were related to the active phase of the SAMS with the occurrence of extreme rainy days; two WRs were related to the break phase; and two WRs transients, related to less extreme rainy days. Simulated WRs formed a cycle obtained by transition probabilities. These results provide additional information to a better understanding of the observed and simulated regional intra-seasonal variability. For future work, other regional meteorological variables can be used to identify the WRs, and other models can be verified using this method.

Sumário

CAPÍTULO 1. Introdução	1
1.1. Contexto Geral	1
1.2. Hipótese e Objetivos	3
1.3. Estrutura da Tese	4
CAPÍTULO 2. Fundamentação Teórica	5
2.1. Circulação Geral da Atmosfera.....	5
2.2. Características Atmosféricas e Chuva de Verão na América do Sul	9
2.3. Modelos de Circulação Geral (MCG).....	17
2.4. Técnicas de Regionalização	23
2.5. Modelo Climático Regional versão 3 (RegCM3).....	26
2.6. Mapas Auto-Organizáveis (<i>Self Organizing Maps</i> – SOM).....	29
CAPÍTULO 3. Dados e Métodos	31
3.1. Dados de precipitação e localização das estações.....	31
3.2. Dados de Reanálise ERA-Interim.....	43
3.3. Dados do Modelo Climático Regional - RegCM3.....	43
3.4. Método dos Mapas Auto-Organizáveis (Self-Organizing Maps - SOM).....	44
CAPÍTULO 4. Regimes de Tempo e Precipitação Extrema Observados no Distrito Federal	51
4.1. Introdução	53
4.2. Material e Métodos	54
4.3. Resultados e Discussão	58
4.4. Conclusões	74
CAPÍTULO 5. Caracterização dos Regimes de Tempo sobre o Brasil Central Simulados pelo RegCM3 entre 1989-2006. Estudo de caso: Distrito Federal.	75
5.1. Introdução	77
5.2. Material e Método.....	79

5.3. Resultados e Discussão	83
5.4. Conclusões	97
CAPÍTULO 6. Conclusões e Considerações Finais	99
APÊNDICE	100
GLOSSÁRIO	101
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	104

LISTA DE ABREVIACOES E SIGLAS

AB	Alta da Bolívia
AMS	Anticiclone sobre o continente no Mato Grosso do Sul
ANA	Agência Nacional de guas
ANE	Ventos Alísios de Nordeste
AR	<i>Assessment Report</i>
ASAS	Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul
ASE	Ventos Alísios de Sudeste
ASPS	Anticiclone Subtropical do Pacífico Sul
Atl	Alta do Atlântico Subtropical
B	Baixa Pressão
BATS	<i>Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme</i>
BC	Baixa do Chaco (região de baixas térmicas)
BL	Região de Bloqueios Atmosféricos
BNE	Região de Baixas Térmicas no Noroeste Argentino
CCM	Complexo Convectivo de Mesoescala
CCM	<i>Community Climate Model</i>
CHA	Classificao Hierárquica Ascendente
CMAP	<i>CPC Merged Analysis of Precipitation</i>
CPC	<i>Climate Prediction Center</i>
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CNE	Cavado do Nordeste do Brasil (verão)
COLA	<i>Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies</i>
CORDEX	<i>Coordinated Regional Downscaling Experiment</i>
CMIP	<i>Coupled model intercomparison project</i>
CPAC	Centro de Pesquisa Agropecuária do Cerrado (Embrapa Cerrados)
CRU	<i>Climate Research Unit</i>
Cwa	Clima subtropical e tropical de altitude, com verões quentes e chuvosos, e inverno seco
DAS	<i>Data Assimilation System</i>
DE	<i>Downscaling</i> estatística
DF	Distrito Federal
ECMWF	<i>European Center for Medium-Range Weather Forecast</i>

ENOS	El Niño-Oscilação Sul
ERA	ECMWF ReAnalyse
ETA	Estação de Tratamento de Água
ETE	Estação de Tratamento de Esgoto
FDCE	Função Densidade Cumulativa Empírica
FF	Frente Fria
FGGE	<i>First GARP Global Experiment</i>
FQ	Frente Quente
GARP	<i>Global Atmospheric Research Programme</i>
GEOS-1	<i>Global Earth Observing system-1</i>
GFC	<i>Grell Fritsch-Chappell</i>
GPCP	<i>Global Precipitation Climatology Project</i>
HAC	<i>Hierarchical Ascendant Classification</i>
HadAM3	<i>Hadley Center Atmospheric Model 3</i>
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
JFM	Janeiro, Fevereiro, Março
JBN	Jato de Baixos Níveis
JJA	Junho, Julho, Agosto
JP	Jato Polar
JS	Jato Subtropical
LI	Linha de Instabilidade Intertropical
LIP	Linha de Instabilidade pré-frontal
Máx	Máximo
MIROC	<i>Model for Interdisciplinary Research on Climate</i>
MCG	Modelo de Circulação Geral
MCGA	Modelo de Circulação Geral Acoplado
MCR	Modelos Climáticos Regionais
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCEP	<i>National Center of Environmental Prediction</i>
NV	Nuvem vírgula
NW	Noroeste
NZC	Não formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul
PC	Padrão de Circulação

PR	<i>Precipitation Radar</i>
PSU	<i>Pennsylvania State University</i>
Q3	Terceiro Quartil
RC	Regiões Ciclogenéticas
RCM	<i>Regional Climate Model</i>
RegCM3	Modelo Climático Regional versão 3
ROL	Radiação de Onda Longa
RT	Regime de Tempo
SE	Sudeste
SMAS	Sistema de Monções da América do Sul
SOM	<i>Self Organizing Maps</i>
SON	Setembro, Outubro, Novembro
SUBEX	Subgrid Explicit Moisture Scheme
TAR	<i>Third Assessment Report</i>
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measurement Mission</i>
TSM	Temperatura da superfície do mar
u	Componente zonal do vento
v	Componente meridional do vento
VCAN	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
VR	Vetor de Referência
WG	<i>Working Group</i>
WR	<i>Weather Regime</i>
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Inter-Tropical
ZCN	Zona de Convergência do Atlântico Sul para Norte

LISTA DE SÍMBOLOS

I_K	Índice de Precipitação
P_{jk}	Número de dias extremamente chuvosos de um regime
J_k	Número de dias de um regime
P_{jt}	Total de dias chuvosos
J_t	Total de dias no mapa de Kohonen

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Relação das estações pluviométricas selecionadas da Agência Nacional de Águas (ANA) localizadas na área do Distrito Federal e a precipitação média de verão (DJF) em mm/dia.	31
Tabela 2. Resumo estatístico da precipitação diária (mm) do período de dezembro, janeiro e fevereiro de 1989 a 2006 (total de 1534 dias) das estações selecionadas no DF.	33
Tabela 3. Características dos Regimes de Tempo como número de dias em cada regime e sua frequência, número de dias com chuva extrema, a porcentagem do número de dias extremos em cada regime, a probabilidade de transição e para qual regime, a probabilidade da persistência e o índice de precipitação I (em negrito são destacados os maiores e menores valores).	66
Tabela 4. Características dos Regimes de Tempo como número de dias em cada regime e sua frequência (%), número de dias com chuva extrema, a porcentagem do número de dias extremos em cada RT, a probabilidade de transição, a probabilidade da persistência e o índice de precipitação I.....	92

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Representação esquemática simplificada da circulação geral da atmosfera terrestre para uma superfície terrestre homogênea. Fonte: Reboita et al., 2012.....	6
Figura 2. Sistemas de pressão atmosférica ao nível médio do mar semi-permanentes no (a) Verão (DJF) e no (b) Inverno (JJA) do Hemisfério Sul (Adaptado de NOAA/ESRL).	8
Figura 3. Diagrama esquemático da circulação de Walker ao longo do equador.	9
Figura 4. Representação esquemática dos sistemas na baixa e alta troposfera atuantes na América do Sul (adaptada de Satyamurty et al., 1998; p.125). Fonte: Reboita et al. (2010, 2012).	11
Figura 5. Precipitação total média do período de dezembro a fevereiro de 1979 a 2008.	12
Figura 6. Climatologia dos ventos para (a) média anual, (b) Janeiro menos a média anual, (c) Julho menos a média anual. As setas vermelhas destacam o sentido dos ventos e o retângulo representa o Distrito Federal. Fonte: adaptado de Zhou e Lau (1998). ...	14
Figura 7. Início da Monção na América do Sul baseado na radiação de onda longa. ...	16
Figura 8. (a) Grade global de 2,5° de resolução horizontal utilizada por modelo de circulação geral da atmosfera. (b) representa dois perfis verticais em milibares (esquerda) e em níveis do modelo (direita), e altas topografias em verde. Fonte: Gutiérrez et al. (2004a).	18
Figura 9. Representação, em modelo numérico, em três dimensões, a grade em superfície e os níveis na vertical. Fonte: Meted. COMET Program.	19
Figura 10. Regionalização da previsão climática sazonal de chuva na América do Sul. Regiões delimitadas considerando as anomalias de correlação entre a chuva observada (CMAP – <i>Climate Prediction Center (CPC) Merged Analysis of Precipitation</i>) e a simulada pelo modelo de CPTEC/COLA (Centro de Previsão de Tempo e estudos Climáticos/ <i>Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies</i>) numa rodada de 10 anos e 9 membros. Fonte: Marengo et al. (2007).	21
Figura 11. Domínios e topografia (m) usados nas simulações do RegCM3. Os limites são os subdomínios investigados. Fonte: da Rocha et al. (2009).	28
Figura 12. Mapa de localização da área de estudo (Distrito Federal) e posição das onze estações pluviométricas identificadas pelo nome.	32
Figura 13. (a) Séries temporais de precipitação diária, de Brasília, Contagem e Área Alfa, no período de dezembro, janeiro e fevereiro de 1989 a 2006.	34

Figura 14. (a) Função densidade cumulativa empírica (FDCE) de Brasília, Contagem, Área Alfa e Sobradinho.	38
Figura 15. (a) Série temporal da precipitação média diária na área do Distrito Federal e (b) curvas FDCE da média da área e da estação de Brasília no trimestre dezembro, janeiro e fevereiro de 1989 a 2006.	42
Figura 16. Campo de vento médio em 850 hPa da ERA-Interim. As setas indicam a direção do vento médio em 850 hPa e a magnitude (cores) em m/s.	43
Figura 17. Domínio da simulação do RegCM3, sendo que o Distrito Federal está no centro da área de estudo. As setas indicam a direção do vento médio em 850 hPa e a magnitude (cores) em m/s.	44
Figura 18. Neurônio biológico: (a) unidade e (b) conectados.	45
Figura 19. Neurônio McCulloch-Pitts (1943), proposta original.	46
Figura 20. Esquema de um mapa auto-organizável (SOM) com 9 (3x3) neurônios organizados em uma rede bidimensional. Fonte: Gutierrez et al. (2004a).	47
Figura 21. Fluxograma do procedimento metodológico.	50
Figura 22. (a) Série temporal da precipitação média diária na área do Distrito Federal, no período de março de 1989 a dezembro de 2006, calculada com onze estações pluviométricas. (b) Série temporal da precipitação média diária nos meses DJF de 1989 a 2006.	55
Figura 23. Campos médios do vetor vento e intensidade (colorido em m/s) da re-análise ERA-Interim em DJF de 1989-2006, (a) Alta Troposfera (200 hPa) e (b) Baixa Troposfera (850 hPa). Em (c) Precipitação média (mm/dia) observada no mesmo período disponibilizado pelo GPCP.	60
Figura 24. (a) Número de dias em cada um dos 49 grupos no Mapa de Kohonen, considerando o campo de vento em 850 hPa diário da reanálise do ERA Interim de DJF de 1989 a 2006. (b) Exemplos dos nove campos de anomalia do vento agrupados, identificados com círculos e numerados em (a).	62
Figura 25. (a) Agrupamento pelo método de classificação hierárquica ascendente (CHA) resultando em nove Regimes de Tempo. (b) Nove Regimes de Tempo agrupados no mapa de Kohonen, na parte superior do mapa estão os regimes que caracterizam a ZCAS sobre a área de estudo, na parte inferior estão os regimes opostos e na parte central estão os regimes de transição.	64
Figura 26. Anomalia do vento em 850 hPa associada a eventos extremos de chuva: (a) RT3, (b) RT4, (c) RT6 e (d) RT9.	67
Figura 27. Anomalia do vento em 850 hPa para os regimes (a) RT1, (b) RT7, (c) RT8, (d) RT2 e (e) RT5.	69

Figura 28. Regimes de Tempo de verão que representam as fases ativa (azul) e inativa (vermelho) do SMAS. A precipitação acima do percentil 90 (p90) é de 17,5 mm. As setas indicam probabilidades acima de 20% de transição de um regime a outro, as setas pontilhadas tem menor probabilidade de transição, entre 14%-20%.	71
Figura 29. Frequência (número de ocorrências por ano) de cada RT com tendência linear significativa a 95% de confiança, exceto RT2 e RT5 com tendências não significativas.	73
Figura 30. Área de estudo, localização do Distrito Federal e área da precipitação simulada, representada pelo retângulo maior.	79
Figura 31. Campos médios de vento simulados com RegCM3 para DJF de 1989 a 2006 em (a) 200 hPa e (b) 850 hPa.	84
Figura 32. Precipitação média (mm/dia) para DJF no período de 1989 a 2006, (a) observada (GPCP), (b) simulada com RegCM3.	85
Figura 33. (a) Precipitação média mensal no período de 1989 a 2006, observada em azul e simulado em vermelho. (b) Função densidade cumulativa empírica (FDCE) da precipitação diária de DJF de 1989 a 2006 simulada pelo RegCM3(vermelho) e observada (pontilhado azul).	87
Figura 34. (a) Precipitação diária (mm/dia) simulada na área retangular 15° a 16° S e 47° a 48,5° W de 1989 a 2006. (b) Precipitação diária simulada de verão (DJF) entre 1989 a 2006.	88
Figura 35. (a) Número de dias em cada grupo no mapa de auto-organizável do campo de vento em 850hPa simulado pelo RegCM3 na reanálise do ERA-Interim no período de verão de 1989 a 2006.	90
Figura 36. Porcentagem de dias com precipitação extrema simulada de verão associada aos ventos em 850hPa no período de 1989 a 2006.	91
Figura 37. (a) Dendograma agrupa os 49 padrões em seis regimes de tempo (RTs). ...	93
Figura 38. Regimes de Tempo de verão simulados com RegCM3/EraInterim. (a) RT6 (ZCN), (b) RT5 (ZC), (c) RT4 (NZC), (d) RT2 (J), (e) RT3 (NZC & AMS) e (f) RT1 (NZC&Atl).	95
Figura 39. Ciclo dos regimes de tempo simulados com RegCM3 para o verão no Distrito Federal no período de 1989 a 2006.	97

CAPÍTULO 1. Introdução

1.1. Contexto Geral

O verão no Hemisfério Sul é caracterizado pela presença de uma banda de nebulosidade e chuvas com orientação noroeste-sudeste, que se estende desde o oeste da Amazônia até o Sudeste do Brasil e, frequentemente, sobre o oceano Atlântico Subtropical (Nogués-Paegle e Mo, 1997; Vera et al., 2006; Reboita et al., 2010), denominada de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Essa é uma característica do Sistema de Monções da América do Sul (SMAS) (Zhou e Lau, 1998; Vera et al., 2006), que de acordo com a dinâmica da atmosfera, há incursões de ar tropical úmido da Amazônia para o sul no verão, enquanto que no inverno o ar seco e frio do sul penetra na Amazônia Central (Marengo, 2007).

Na Região Centro-Oeste do Brasil o clima é caracterizado por duas estações bem definidas, o inverno seco com temperaturas amenas (de junho a agosto) e o verão quente e chuvoso (de dezembro a fevereiro). A ocorrência da variabilidade no comportamento da chuva de verão é responsável por eventos extremos, tanto por excesso quanto pela falta de chuva afetando principalmente o abastecimento nos recursos hídricos e a produção agrícola.

No Distrito Federal (DF) e em grande parte da região central do país os totais pluviométricos atingem cerca de 1.600 mm/ano, com máximos no verão e mínimos no inverno (INMET, 2009). Segundo a classificação de Köppen, no DF predomina o tipo Cwa, clima subtropical e tropical de altitude, com verões quentes e chuvosos e inverno seco.

A variabilidade do clima na região do Distrito Federal e suas implicações nos recursos hídricos foram investigadas em detalhes por Steinke (2004), por meio da análise de séries temporais de variáveis meteorológicas, e não identificou alteração significativa na temperatura e precipitação, no período estudado. A pesquisa sugere a necessidade de considerar oscilações do clima, para um período maior do que o analisado, de 1965 a 2003. Em Steinke et al. (2005) mostram a necessidade de pesquisas relacionadas às influências da circulação atmosférica em escala global sobre o clima na região do DF.

Estudo para identificação do início e término da estação chuvosa realizada por Reinke et al. (2006), por meio da análise espacial dos campos de vento, que provocam a chuva na região central do país detectaram a importância de pesquisas que relacionem as influências dos Oceanos Pacífico e Atlântico Equatorial na circulação atmosférica e suas consequências sobre a região central do Brasil.

Na verificação da chuva no cerrado realizada por Assad et al. (1994) constataram a alta heterogeneidade espacial e temporal das máximas pluviométricas e ressaltaram a necessidade de espacialização dos fenômenos extremos, estudo de sua distribuição e frequência de modo a facilitar a transferência do conhecimento para o adequado manejo ambiental. Os autores confirmaram que os fenômenos de chuva extrema apresentam alta variabilidade espacial e temporal. A análise da ocorrência de eventos extremos de precipitação no DF, realizada por Barreto (2008), detectou o impacto negativo na região devido à diversidade de infra-estrutura urbana.

No levantamento sobre os estudos na área de Climatologia Geográfica por Zavattini (2003) constatou-se que não houve avanços em pesquisas dos tipos de tempo, necessitando ainda de um estudo específico sobre o regime climático na região central do país. Para caracterizar o regime de chuvas no Distrito Federal, Barros e Zavattini (2004) aplicaram o ritmo da variação mensal da chuva e as excepcionalidades pluviais por meio de visualização dos painéis espaços-temporais, explicadas do ponto de vista rítmico, mas não abordou de modo objetivo o regime de chuva no DF.

Os eventos extremos, tanto de excesso de chuva quanto de seca, podem ocorrer durante a estação chuvosa sem necessariamente afetar as médias climatológicas. Essa variabilidade pode ser devido ao comportamento dos regimes de tempo, sua intensidade e frequência durante a estação chuvosa, que por sua vez pode ser afetada pelas mudanças na relação entre a convecção e temperatura da superfície dos oceanos nos trópicos (Vera et al., 2006; Polo et al., 2011; Ma et al., 2011).

Regimes de tempo ou tipos de tempo podem ser definidos como um estado atmosférico recorrente e persistente (Vautard, 1990; Michelangeli et al., 1995) permitindo uma descrição do comportamento diário. O conceito assume que a atmosfera se mantém num estado preferencial e os regimes de tempo são usualmente identificados por análise de agrupamento (*cluster*) desses estados atmosféricos (Vautard, 1990).

Os principais regimes de tempo que impactam na variabilidade diária da chuva durante a estação de monções de verão sobre o Senegal (Gueye et al., 2010) e na Bacia Amazônica (Espinoza et al., 2011) foram obtidos por técnica não-linear com resultados promissores para responder às questões sobre o clima regional.

Na área central do Brasil, especificamente no DF, os gestores de recursos hídricos necessitam do conhecimento do clima local, principalmente do comportamento do regime pluviométrico, para garantir o fornecimento de água em quantidade suficiente para as próximas décadas (Lorz et al., 2012; Borges et al., 2013). Os estudos citados acima não atendem essa demanda local, assim uma análise dos estados atmosféricos de verão por técnica não-linear é uma alternativa para responder às questões da variabilidade de clima local por meio do comportamento dos regimes de tempo.

1.2. Hipótese e Objetivos

Diante da necessidade de conhecer a variabilidade da chuva de verão, com seus extremos chuvosos e secos em escala regional, formulou-se a seguinte hipótese: no caso da região central do Brasil, especificamente do DF, é possível identificar padrões de tempo distintos, utilizando análise de grande escala, que expliquem extremos de chuva diária. E, possibilitar um melhor entendimento dessa variabilidade natural do clima, com efeitos regionais e locais e responder efetivamente às suas consequências.

Nesse contexto, o objetivo principal é identificar os regimes de tempo de verão que explicam os extremos de chuva diária na região do DF com o método dos Mapas Auto-Organizáveis.

Os objetivos específicos são:

- Diagnosticar os regimes de tempo observados com campos de vento de baixos níveis da reanálise ERA-Interim e sua relação com a precipitação extrema de verão observada na região do DF;
- Avaliar os regimes de tempo simulados por modelo dinâmico regional RegCM3 para o verão e sua associação com a chuva simulada na região do DF.

1.3. Estrutura da Tese

Esta tese está organizada da seguinte forma: a introdução e objetivos estão apresentados no Capítulo 1; no Capítulo 2 é realizada uma revisão bibliográfica sobre a circulação geral da atmosfera e os sistemas atmosféricos responsáveis pela precipitação sobre a área central do país, e estudos da variabilidade e regionalização por modelos de circulação e por método de redes neurais. O Capítulo 3 apresenta os dados utilizados na tese e descreve o método aplicado. Os resultados e discussões são apresentados na forma de dois manuscritos, onde no Capítulo 4, o primeiro manuscrito (Regimes de Tempo e Precipitação Extrema Observados no Distrito Federal) identifica os regimes de tempo observados. No Capítulo 5, o segundo manuscrito (Caracterização dos Regimes de Tempo sobre o Brasil Central simulados pelo RegCM3 entre 1989-2006) caracteriza os regimes de tempo simulados. No Capítulo 6 estão as conclusões e considerações finais.

CAPÍTULO 2. Fundamentação Teórica

A circulação geral da atmosfera e os sistemas atmosféricos que atuam no verão e que são responsáveis pela precipitação pluvial no Distrito Federal (DF) são descritos, assim como são representados pelos modelos atmosféricos. Estudos relacionados a regimes de tempo para avaliar a relação entre padrões de circulação atmosférica e a precipitação observada na região de estudo são apresentados.

2.1. Circulação Geral da Atmosfera

A maior incidência da radiação solar sobre a superfície da Terra na faixa tropical, entre os trópicos de Câncer no Hemisfério Norte (HN) e de Capricórnio no Hemisfério Sul (HS), e menor incidência nas regiões polares resulta em um maior aquecimento na região equatorial em relação às zonas polares dando origem a circulação geral da atmosfera devido às diferenças de pressão atmosférica e transporte de calor sensível e latente no sentido equador-pólos na troposfera. Uma representação simplificada do comportamento médio dessa circulação meridional tem três células em cada hemisfério, proposta por C.G.Rossby em 1941 (Figura 1).

Na região tropical, as duas células de Hadley (1735), uma em cada hemisfério, são formadas pela confluência dos ventos alísios de nordeste no HN e de sudeste no HS, onde os ventos são defletidos pela força de Coriolis devido à rotação da Terra. Essa é uma região de baixa pressão na baixa troposfera, com movimento ascendente até a alta troposfera, aproximadamente 10 km de altitude ou 400 hPa (Holton, 2004), de onde os ventos se dirigem para os pólos norte e sul e tem movimentos descendente nas latitudes em torno de 30° N e 30° S com formação de zonas de alta pressão em superfície e ventos que se dirigem para o equador (fechando a célula de Hadley) e para os pólos. A região dos ventos alísios é caracterizada por ventos fracos e intensa atividade convectiva e precipitação, favorecido pelo ar quente e úmido, denominado de Zona de Convergência Intertropical ZCIT. Assim, na zona equatorial, há uma faixa de baixa pressão à superfície e uma de alta pressão na alta troposfera (Varejão-Silva, 2006).

Em torno das latitudes 30° N e 30° S (subtrópicos), onde os ventos são predominantemente de oeste na baixa troposfera até as faixas de latitudes 60°N e 60°S,

formam as células de latitudes médias (ou de Ferrel). Nessas regiões de alta pressão é que se localizam os principais desertos do planeta como o Saara na África, Atacama no Chile, Gobi na Mongólia e noroeste da China, no Oriente Médio e na Austrália.

Nas altas latitudes, 60° N e 60° S, também se formam faixas de baixa pressão na baixa troposfera devido a convergência dos ventos de oeste, quente e úmido com ventos de leste de origem polar, seco e frio, e movimento ascendente até a alta troposfera onde diverge em direção aos pólos e às baixas latitudes, nos dois hemisférios, formando as células polar norte e sul (Figura 1). Nessas regiões de convergência extratropical originam-se as frentes polares que são sistemas organizados associados a intensos movimentos verticais ascendentes, nebulosidade elevada e provocando chuvas abundantes e modificações substanciais no tempo meteorológico (Varejão-Silva, 2006; Vianello e Alves 2012).

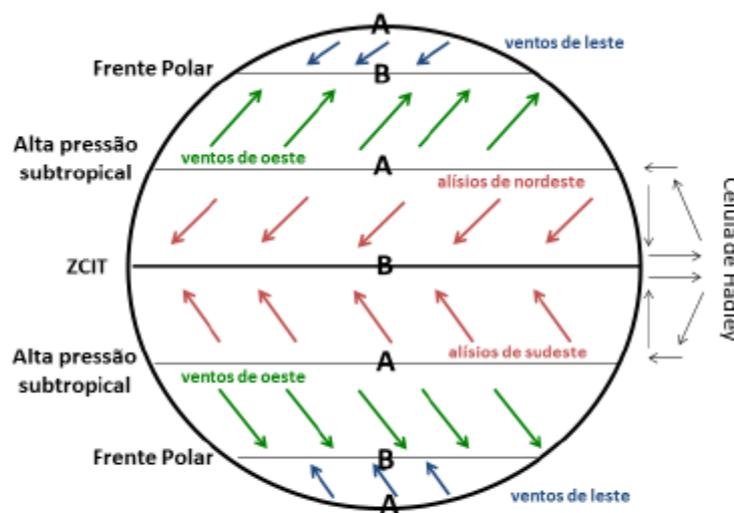


Figura 1. Representação esquemática simplificada da circulação geral da atmosfera terrestre para uma superfície terrestre homogênea. Fonte: Reboita et al., 2012.

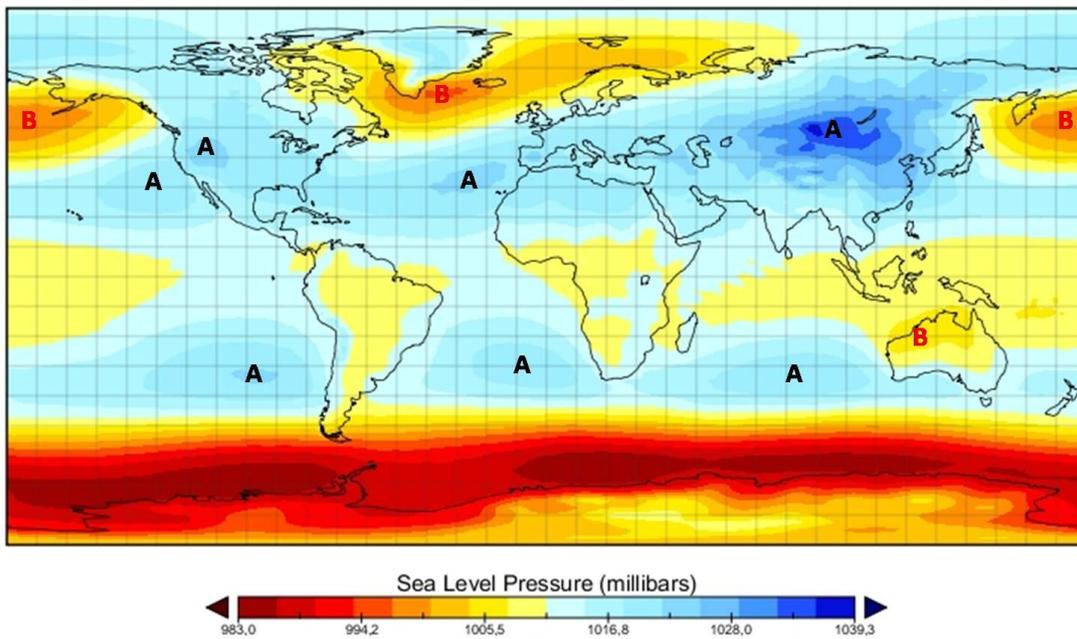
Nas latitudes médias, entre 30° e 60° em ambos os hemisférios, na média e alta troposfera, há presença de ventos fortes de oeste para leste, as Correntes de Jato associadas às células de Hadley. Nos subtrópicos, recebem o nome de Jato Subtropical que separam o ar subtropical mais frio do ar tropical mais quente. Próximo aos pólos recebem o nome de Jato Polar, que separam o ar polar mais frio do que o ar subtropical.

As Correntes de Jato são importantes para a transferência de energia dos trópicos para os pólos e apresentam variações sazonais.

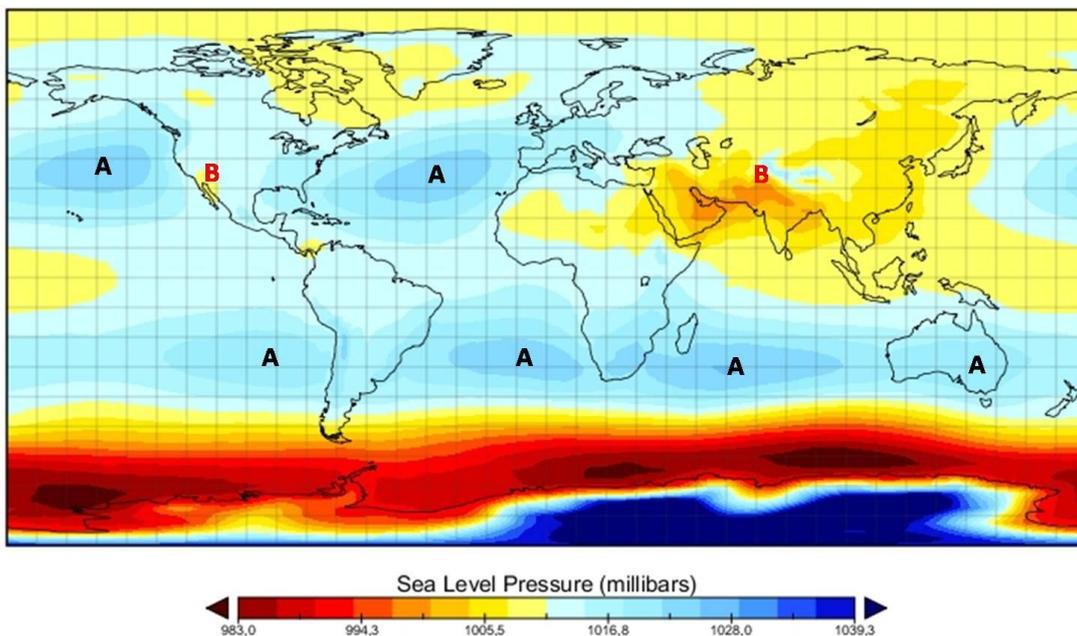
Uma contribuição aos estudos da circulação geral para explicar esses ventos de oeste nas latitudes médias, em ambos os hemisférios, é a aproximação da teoria de ondas. Essa teoria assume que os movimentos das altas (anticiclones) e baixas (ciclones) pressões alternadas para oeste, ou ondas de Rossby, são importantes para a transferência de energia e momento, não explicado pelo modelo tri-celular com mecanismo puramente térmico. Desse modo, a contribuição de ondas e distúrbios dentro do escoamento zonal é parte importante da circulação geral da atmosfera (Steinke, 2012). Mais informações sobre ondas atmosféricas podem ser encontradas em Holton (2004) e Leroux (2010).

As variações de temperatura durante as estações de verão e inverno provocam uma migração dos cinturões de altas e baixas pressões, tanto meridionalmente (deslocamento aparente do Sol) quanto zonalmente (diferentes superfícies). No verão, as temperaturas são maiores sobre os continentes e os centros de alta pressão localizam-se prioritariamente, sobre os oceanos (Figura 2a). No inverno, as temperaturas são menores sobre os continentes e, conseqüentemente, os centros de alta pressão tendem a migrar para os continentes (Figura 2b) (Vianello e Alves, 2012).

Nas latitudes subtropicais do Hemisfério Sul, os centros de alta pressão semi-permanentes, sobre os oceanos, são o Anticiclone do Atlântico Sul e o Anticiclone do Pacífico Sul, ambos influenciam o tempo e o clima sobre o continente sul-americano. As demais células de alta pressão no HS influenciam o tempo e o clima na África e na Austrália. No Hemisfério Norte, o posicionamento dos centros de alta pressão se reveza com os centros de baixa, nas diferentes estações, devido aos grandes blocos continentais, figuras 2a e 2b. Na região equatorial, a ZCIT migra de sua localização mais ao sul no verão (janeiro) e para o hemisfério norte em julho (verão no HN).



(a)



(b)

Figura 2. Sistemas de pressão atmosférica ao nível médio do mar semi-permanentes no (a) Verão (DJF) e no (b) Inverno (JJA) do Hemisfério Sul (Adaptado de NOAA/ESRL).

A existência de oceanos e continentes com diferentes taxas de aquecimento, em razão da diferença no calor específico, além de diferentes coberturas vegetais da superfície e topografia acentuada sobre os continentes, resulta em diferenças de pressão na horizontal eliminando a homogeneidade na direção leste-oeste na distribuição de pressão. Assim, na Região Tropical, existe também uma circulação zonal (leste-oeste) de grande escala, a circulação de Walker, proposta por Gilbert Walker em 1932 (Figura 3). A elevada temperatura da superfície do mar (TSM) e baixa pressão a oeste do Oceano Pacífico e um sistema de alta pressão sobre o leste do Pacífico favorece o gradiente de pressão à superfície, com movimento ascendente a oeste da bacia e movimento descendente a leste (Varejao-Silva, 2006). As anomalias de TSM podem alterar a circulação atmosférica provocando mudanças na nebulosidade e no balanço de energia e as anomalias na circulação atmosférica interferem na superfície oceânica, por meio dos ventos, criando um mecanismo de interação oceano-atmosfera (Vianello e Alves, 2012).

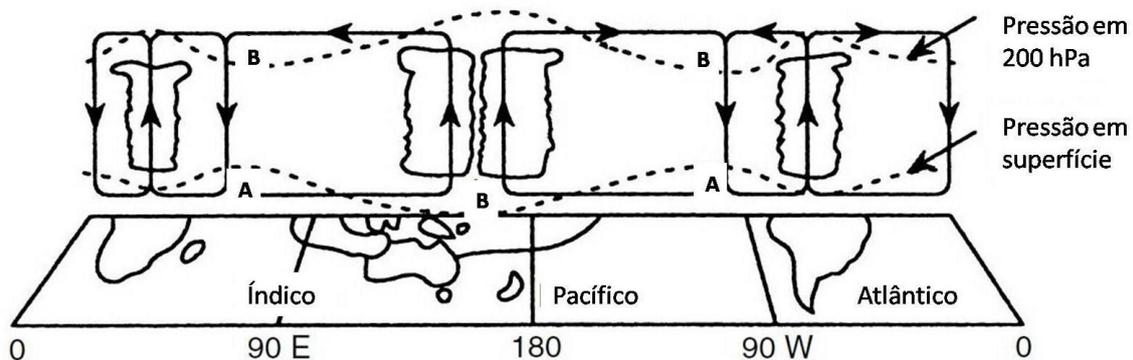


Figura 3. Diagrama esquemático da circulação de Walker ao longo do equador.
Fonte: adaptado de Holton (2004).

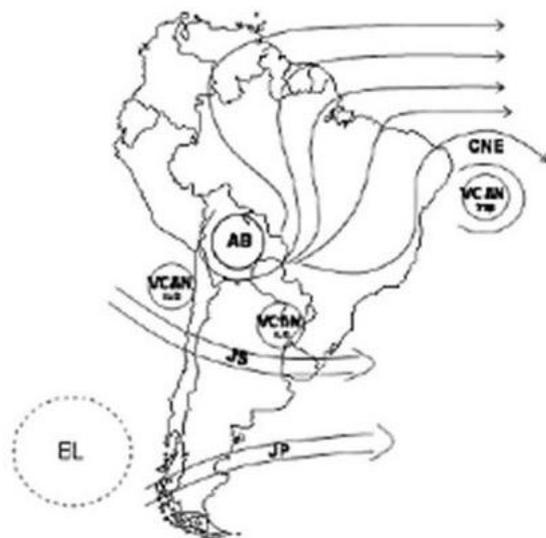
2.2. Características Atmosféricas e Chuva de Verão na América do Sul

Os principais sistemas atmosféricos responsáveis pelas chuvas no verão na parte central da América do Sul são a Alta da Bolívia (AB) e os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs) na alta troposfera (Figura 4a); e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), os Jatos de Baixos Níveis (JBN) e os sistemas frontais na baixa troposfera (Figura 4b). Na região central do Brasil, os sistemas atmosféricos responsáveis pelos regimes de precipitação são tanto de origem tropical, como os Complexos Convectivos

de Mesoescala (CCMs) que atuam na Amazônia, quanto sistemas extratropicais como frentes frias (FF) (Reboita et al., 2010).

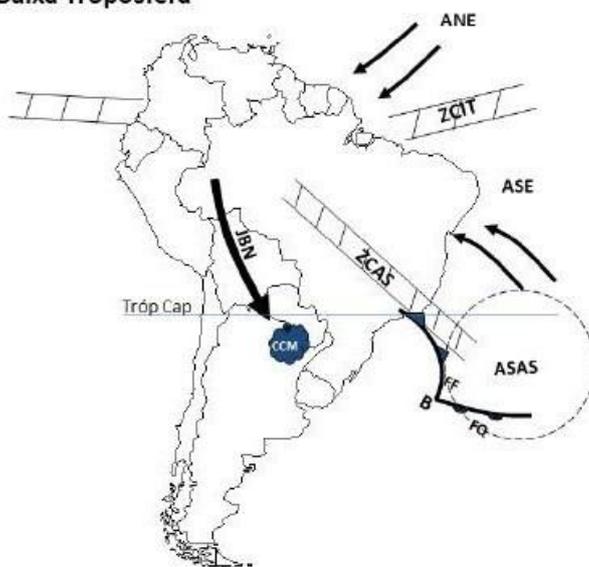
Na América do Sul, a precipitação climatológica de dezembro a março ocorre em duas bandas bem definidas de acordo com a figura 5 (Reboita et al., 2012). Uma delas estende-se da América do Sul tropical para o nordeste do continente, localizada próximo ao equador, que é resultado da atuação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT); e outra banda noroeste-sudeste, a ZCAS. A ZCIT no Pacífico e no Atlântico Equatorial atua durante o ano todo, oscilando na faixa equatorial, e influencia no regime de chuvas da região noroeste da América do Sul, incluindo o norte do Nordeste do Brasil, nos meses de primavera, verão e outono (Hastenrath e Heller, 1977; Moura e Shukla, 1981; Uvo, 1989). Circulações de grande escala associada com a ZCAS sofrem influência da orografia e do aquecimento diurno local e são conectadas à oscilação intra-sazonal tropical.

Alta Troposfera



(a)

Baixa Troposfera



(b)

Figura 4. Representação esquemática dos sistemas na baixa e alta troposfera atuantes na América do Sul (adaptada de Satyamurty et al., 1998; p.125). (a) Alta Troposfera: **AB** alta da Bolívia (verão), **BL** região de bloqueios atmosféricos, **CNE** cavado do nordeste do Brasil (verão), **JS** jato subtropical, **JP** jato polar (no verão **JS** e **JP** se fundem em um único jato), **VCAN sub** vórtices ciclônicos de altos níveis subtropicais, **VCAN trop** vórtices ciclônicos de altos níveis tropicais. (b) Baixa troposfera: **ANE** ventos alísios de nordeste, **ASE** ventos alísios de sudeste, **ASAS** anticiclone subtropical do Atlântico Sul, **B** baixa pressão, **CCM** complexo convectivo de mesoescala, **FF** frente fria, **FQ** frente quente, **JBN** jato de baixos níveis a leste dos Andes, **ZCAS** zona de convergência do Atlântico Sul e **ZCIT** zona de convergência intertropical. Fonte: Reboita et al. (2010, 2012).

A ZCAS é uma característica marcante da precipitação sobre a América do Sul e é definida como uma região de alta atividade convectiva, posicionada a leste da Cordilheira dos Andes com orientação noroeste-sudeste, desde o sul e leste da Amazônia até o Oceano Atlântico Sul (Zhou e Lau, 1998; Liebmann et al., 1999; Carvalho et al., 2004). A ZCAS está relacionada à circulação monçônica da América do Sul (Zhou e Lau, 1998; Marengo et al., 2001) e sua variabilidade espacial e temporal tem papel fundamental para a distribuição dos extremos de chuvas desde a região Amazônica, regiões Centro-Oeste (Assad et al., 1994) e Sudeste, e oceano Atlântico Sul (Carvalho et al., 2002; Carvalho et al., 2004).

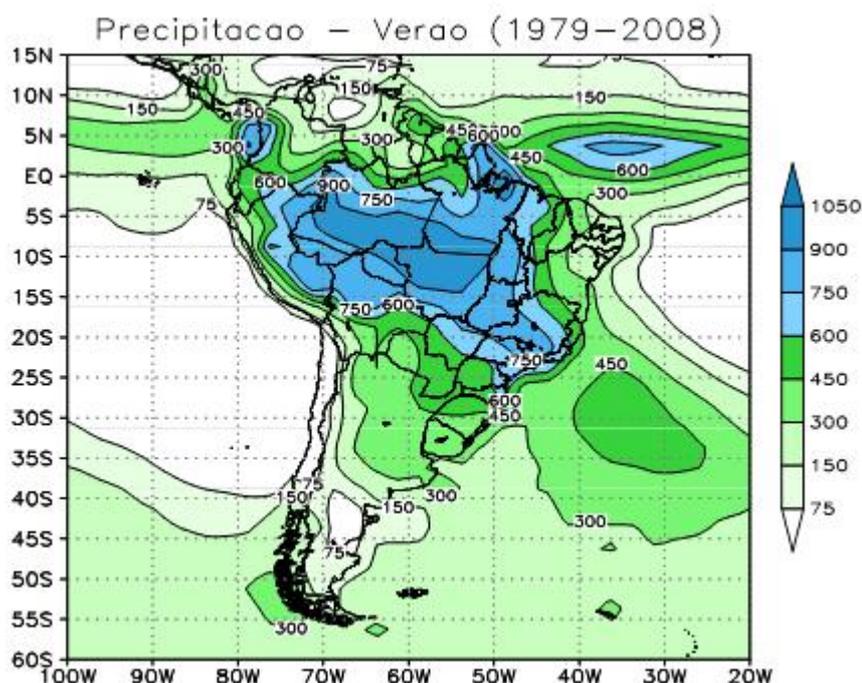


Figura 5. Precipitação total média do período de dezembro a fevereiro de 1979 a 2008. Fonte: Reboita et al. (2012).

O termo monções é definido por Halley (1686 apud Zhou e Lau, 1998) como uma grande perturbação sobre os ventos alísios dos trópicos, que revertem de sentido entre as estações do ano, ou seja, indica uma reversão sazonal na circulação de grande escala causada pelo aquecimento diferencial entre continentes e oceanos. Zhou e Lau (1998) demonstraram que a estação de verão na América do Sul contém os principais padrões para ser caracterizada como um regime de monções. A circulação de leste, embora

prevaleça no Atlântico tropical e no norte da América do Sul durante o ano todo, mostra mudanças nas anomalias de ventos em baixos níveis entre verão e inverno quando a média anual é removida das composições (Figura 6). Essa anomalia do escoamento tem uma clara inversão de sentido no inverno austral. Esse vento reverso é um dos muitos fatores que indicam a presença do clima de monções na América do Sul.

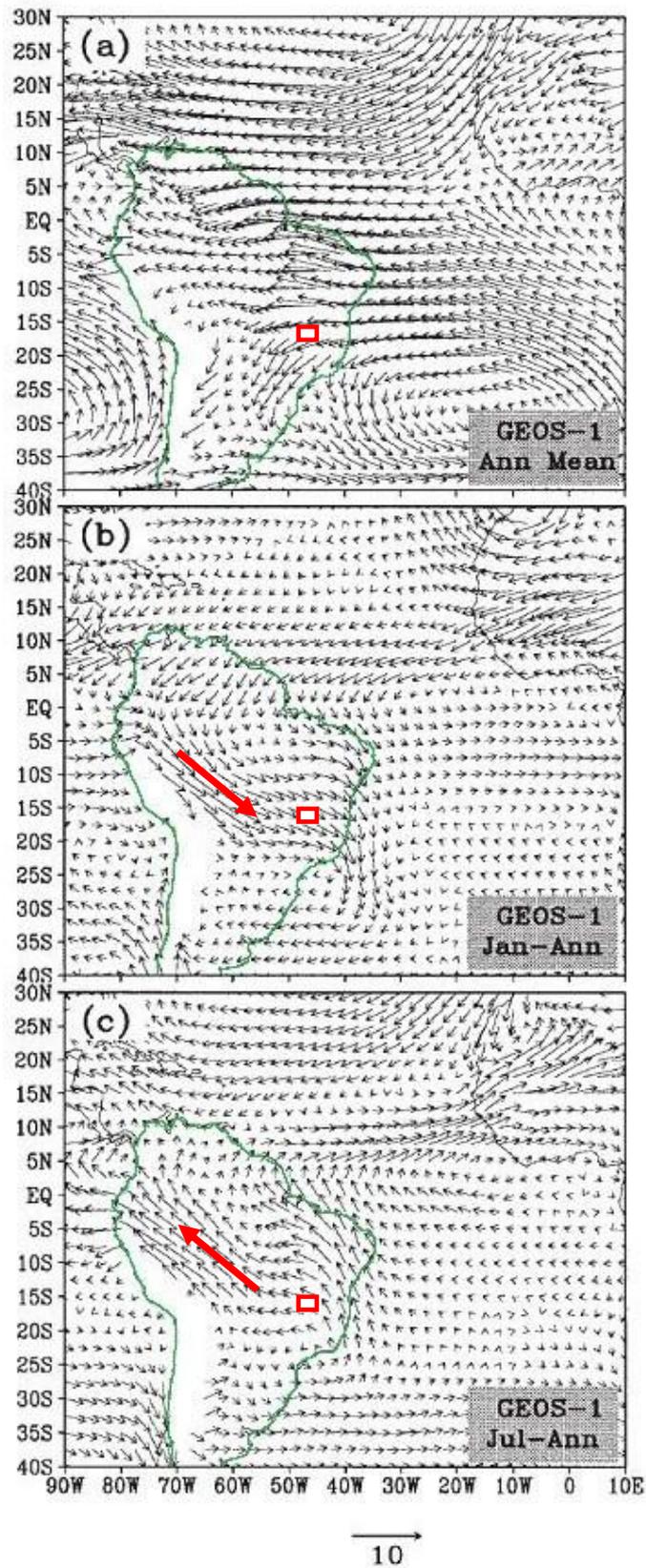


Figura 6. Climatologia dos ventos para (a) média anual, (b) Janeiro menos a média anual, (c) Julho menos a média anual. As setas vermelhas destacam o sentido dos ventos e o retângulo representa o Distrito Federal. Fonte: adaptado de Zhou e Lau (1998).

A circulação de monções sobre a América do Sul exhibe características de uma gigantesca brisa terra-mar com intensa precipitação no verão, um anticiclone em altos níveis (em 200 hPa - a alta da Bolívia, AB), um cavado em baixos níveis e a intensificação do jato subtropical em altos níveis (Nogués-Paegle e Mo, 1997). O controle que a ZCAS e o JBN têm em escalas intra-sazonais e interanuais pode ser observado na frequência de eventos intensos de chuva associados à presença de ZCAS e à presença de JBN. Em média, tem-se maior frequência de eventos intensos de chuvas no sul do Brasil, quando o JBN é intenso e a ZCAS é mais fraca e é deslocada para o sul (Marengo, 2007).

A chuva de monções sobre a América do Sul tropical possui variabilidade nas escalas de tempo desde flutuações de alta frequência, variabilidade de mesoescala (3 a 36 horas) (Carvalho et al., 2002; Grimm et al., 2005), variabilidade sinótica, que é associada com condições de tempo diário, variabilidade intra-sazonal (10-100 dias), além de flutuações interanual, associada com o ciclo El Niño-Oscilação Sul (ENOS) (Nogués-Paegle e Mo, 1997). A variabilidade intra-sazonal da convecção profunda sobre a América do Sul está relacionada às oscilações de 30-60 dias, conhecidas como Oscilação de Madden-Julian, como discutido por Madden e Julian (1994) e Carvalho et al. (2004).

A Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Oceano Pacífico influencia a chuva de monções devido à teleconexão existente entre este oceano e a América do Sul, o que poderia ser explicado por um padrão de ondas gerado no Pacífico oeste que se desloca até a região de monção após passar pelo extremo sul da América do Sul, similar ao padrão de ondas de Rossby (Liebmann et al., 1999). Ainda assim, as forçantes locais, tais como o aquecimento solar e o transporte de umidade da Amazônia e Oceano Atlântico para a região, contribuem bastante para as variações das chuvas de monção em diferentes escalas de tempo (Zhou e Lau, 1998; Grimm et al., 2005; Vera et al., 2006).

Gan et al. (2004) documentaram as principais mudanças na circulação atmosférica sobre a América do Sul durante períodos de transição da estação úmida para a seca no Centro-Oeste do Brasil (10° e 20° °S, 60 e 50 °W), além de examinarem a circulação atmosférica característica durante períodos úmido e seco dentro da estação chuvosa.

Esse estudo fornece detalhes da chuva no Centro-Oeste e sua relação com o Sistema de Monções da América do Sul (SMAS). O SMAS se inicia na primavera, entre setembro a novembro (SON), quando começa o desenvolvimento de convecção profunda, primeiro sobre o noroeste da bacia Amazônica, em meados de setembro, e então progride para o sudeste, chegando ao Sudeste do Brasil em meados de outubro, a figura 7 ilustra essa progressão (Kousky 1988; Horel et al., 1989; Marengo et al., 2001; Zhou e Lau, 1998, Vera et al. 2006).

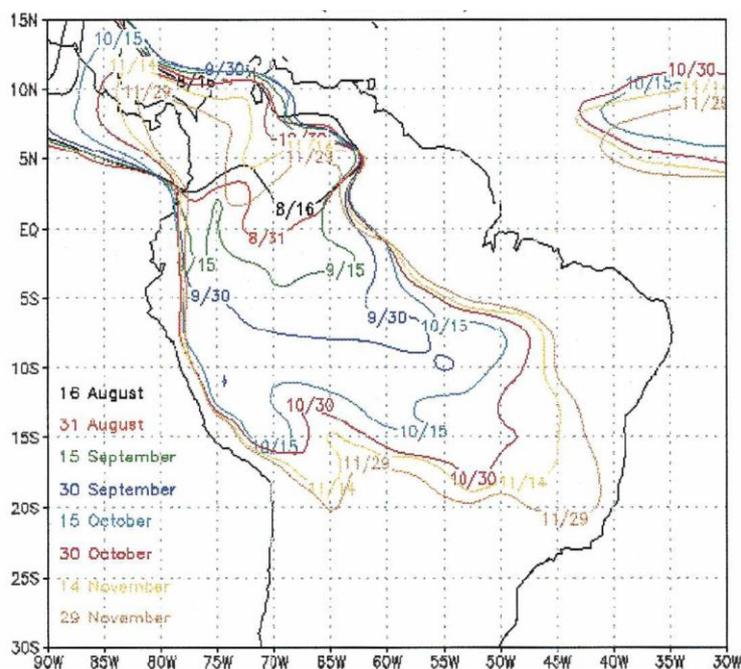


Figura 7. Início da Monção na América do Sul baseado na radiação de onda longa. Fonte: Vera et al. (2006).

O transporte de umidade do Oceano Atlântico e a evapotranspiração da floresta Amazônica contribuem para a precipitação sobre o centro e sudeste do Brasil (Rao et al., 1996). Esse transporte de umidade alcança seu máximo nos meses de verão e mínimo nos meses de inverno. No sudeste da Amazônia, Gan et al. (2004) não encontraram relação aparente entre os padrões da temperatura da superfície dos oceanos Pacífico e Atlântico e as datas de início e fim da estação chuvosa. Nessa região, a convecção estaria mais relacionada às temperaturas da superfície do continente como demonstrado por Fu et al. (1999).

O início e fim do SMAS também foram determinados por Marengo et al. (2001), que consideraram a variabilidade entre duas estações secas e ressaltaram que o método é mais simples e depende somente da precipitação diária. Por outro lado, Gan et al. (2006) investigaram quatro índices para determinar o início e fim e a variação intra-sazonal do SMAS no Centro-Oeste do Brasil. A pesquisa concluiu que índices que incluem a circulação de baixos níveis (850 hPa) são mais eficientes para esses propósitos do que índices similares obtidos apenas com precipitação.

A seguir, serão descritos como os estudos da atmosfera são realizados com o uso da modelagem numérica para simular o clima presente.

2.3. Modelos de Circulação Geral (MCG)

Os modelos de circulação geral são formados por um conjunto de equações matemáticas representadas pelas leis que governam o comportamento da atmosfera e calculadas por método numérico. Os modelos são uma representação das interações do sistema terra-atmosfera-oceano, tais como balanço de energia, evaporação, ventos e ondas em várias escalas de tempo e espaço. Esses modelos matemáticos são baseados em princípios fundamentais da dinâmica e termodinâmica como as leis do movimento, princípio da continuidade dentro da atmosfera, leis da termodinâmica e equação hidrostática e são usados nos modelos de previsão de tempo e de clima.

O modelo numérico é calculado em pontos de grade sobre o globo como ilustra a figura 8a, exemplo de grade com $2,5^\circ$ (~250 km) de resolução horizontal, e em diferentes níveis na vertical, como mostra a figura 8b, mais detalhes em Gutierrez et al. (2004a). Mais recentemente, em 2012, os modelos numéricos de tempo atingiram grades menores que 1,5 km e modelos de clima com resolução de 50 km.

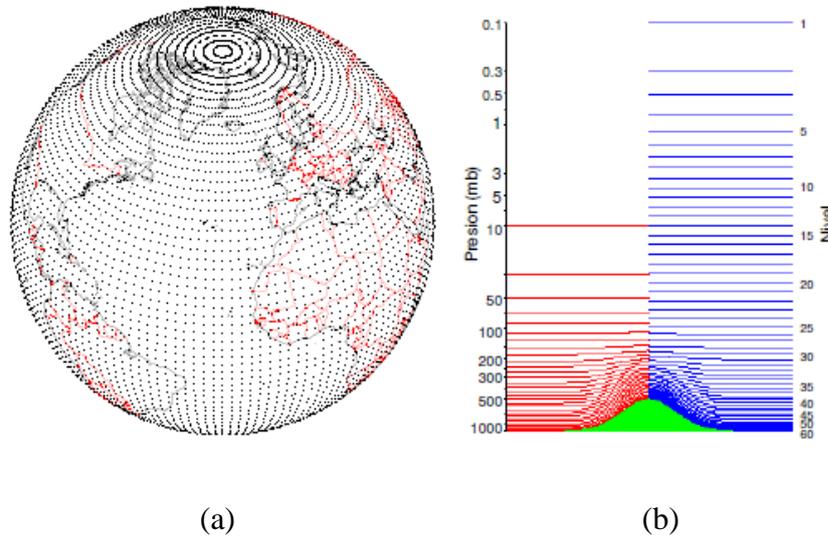


Figura 8. (a) Grade global de $2,5^\circ$ de resolução horizontal utilizada por modelo de circulação geral da atmosfera. (b) representa dois perfis verticais em milibares (esquerda) e em níveis do modelo (direita), e altas topografias em verde. Fonte: Gutiérrez et al. (2004a).

A figura 9 mostra a estrutura em três dimensões da grade com as camadas na vertical sobre a superfície da Terra. Os modelos matemáticos simplificam o complexo sistema terra-atmosfera-oceano devido a processos que atuam em diferentes escalas de tempo e espaço e que interagem entre si. Assim, os modelos não representam satisfatoriamente processos de escalas menores que a resolução da grade e intervalos de tempo pré-determinados nos cálculos numéricos. Essa breve apresentação sobre a modelagem da circulação atmosférica global mostra como são processados os dados de reanálise que foram utilizados nesta tese.

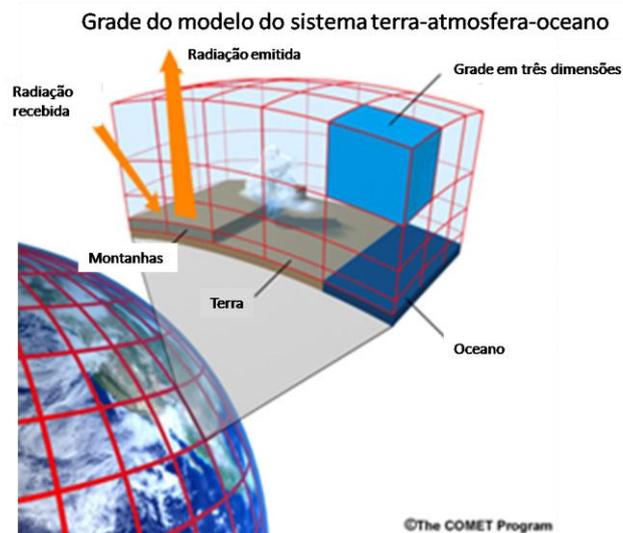


Figura 9. Representação, em modelo numérico, em três dimensões, a grade em superfície e os níveis na vertical. Fonte:Meted. COMET Program.

Os dados de reanálise do Centro Europeu (*European Center for Medium-Range Weather Forecast ECMWF*) tiveram origem durante a exploração de dados meteorológicos em 1979 para o Primeiro Experimento Global do Programa de Pesquisa Atmosférica (FGGE) para melhorar o uso das observações meteorológicas na inicialização de modelos numéricos de previsão do tempo. Esses dados de reanálise forneciam registros multivariados, espacialmente completos e coerentes da circulação atmosférica global, sendo assim de grande valor para a pesquisa atmosférica. Diferente dos arquivos de análises de tempo dos sistemas de previsão operacional, uma reanálise é produzida com uma versão de um sistema de assimilação de dados e modelo mantidos constante durante o período de reanálise (Dee et al., 2011).

A assimilação de dados combina observações meteorológicas, que possuem distribuição irregular no espaço e no tempo, com previsões de modelos numéricos para gerar uma nova análise (Quadro et al., 2012).

Ainda, segundo Dee et al. (2011), muitos usuários consideram os produtos de reanálise como equivalentes à observação, mesmo que nem sempre justificáveis. Além disso, o progresso substancial atingido nos últimos anos produz estimativas globais dos campos dinâmicos básicos que são consistentes com observações e fornecem suas incertezas estimadas.

Um requisito para uma reanálise multivariada é a coerência física, i.e., as variáveis estimadas devem ser consistentes com as leis da física e com as observações. Isto é uma definição de propriedade de reanálise, que a diferencia de outros métodos para estimar variáveis geofísicas a partir de observações. Esse resultado é alcançado pelo uso do modelo de previsão como o contexto unificado para assimilar e comparar observações de vários tipos e de múltiplas fontes e também propagar essa informação avançando no tempo (Dee et al., 2011).

A representação acurada da variabilidade na escala de tempo interanual e decadal é um requisito emergente para aplicações climáticas dos dados de reanálise, levando à habilidade de estimar tendências com confiança. Um objetivo da reanálise foi sempre produzir um registro homogêneo da evolução atmosférica do passado sem ajustes e erros introduzidos pela mudança na assimilação de dados dos sistemas. Além disso, a representação dos sinais do clima na reanálise é inevitavelmente afetada por mudanças no sistema de observação global e pela presença de vieses que variam com o tempo nas observações (Dee et al., 2011).

Como mencionado anteriormente, os Modelos de Circulação Geral (MCGs) apresentam dificuldades em representar diferentes processos físicos que controlam o clima presente, mas é possível identificar regiões onde os MCGs apresentam um índice de acerto. Normalmente, estes índices devem ser considerados ao analisar os resultados das projeções de clima do futuro.

Para o clima presente os MCGs possuem alta previsibilidade no nordeste do Brasil (2° a $16,5^{\circ}$ S e $32,5^{\circ}$ a 45° W) e no centro-norte da Amazônia ($4,5^{\circ}$ N a 12° S e $46,5^{\circ}$ a $74,5^{\circ}$ W), no sul do Brasil (17° a $33,5^{\circ}$ S e $43,5^{\circ}$ a 54° W) a previsibilidade é caracterizada como média (Figura 10). Nas regiões Sudeste e Centro-Oeste ($13,5^{\circ}$ a 23° S e 52° a $60,5^{\circ}$ W) a previsibilidade é baixa devido à sua menor resposta às variações da temperatura da superfície dos Oceanos Pacífico e Atlântico na faixa tropical. Existe também dificuldade em assumir que a previsibilidade do clima e habilidade das simulações para o clima do presente possam se manter nas projeções de clima do futuro (Marengo, 2007).

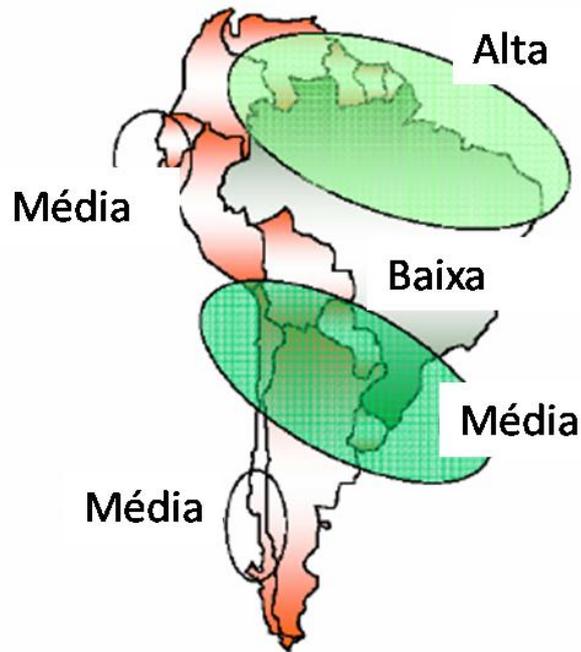


Figura 10. Regionalização da previsão climática sazonal de chuva na América do Sul. Regiões delimitadas considerando as anomalias de correlação entre a chuva observada (CMAP – *Climate Prediction Center (CPC) Merged Analysis of Precipitation*) e a simulada pelo modelo de CPTEC/COLA (Centro de Previsão de Tempo e estudos Climáticos/*Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies*) numa rodada de 10 anos e 9 membros. Fonte: Marengo et al. (2007).

Os MCGs são normalmente utilizados para projeções de mudanças futuras do clima, investigando as consequências de cenários futuros de forçantes, tais como o aumento dos gases de efeito estufa e aerossóis. A existência de incertezas nos futuros cenários climáticos é maior quando se deseja projetá-los para regiões menores utilizando os MCGs, pois apesar desses modelos fornecerem simulações adequadas da circulação atmosférica em escala global existe dificuldades em representar fatores locais do clima (Ambrizzi et al., 2007).

O Painel Inter-Governamental de Mudanças Climáticas IPCC AR4 (IPCC, 2007) concluiu em seu quarto relatório que a temperatura média do ar global aumentou de 0,5° a 0,8 °C nos últimos 50 anos e que poderá aumentar de 1,1° a 6,4 °C no século XXI. Há também evidências de que eventos extremos como secas, enchentes, ondas de calor e de frio, furacões e tempestades têm afetado diferentes partes do planeta e produzido enormes perdas econômicas e de vidas (IPCC-WG2, 2001).

A habilidade dos MCGs em reproduzir climas históricos e passados e a concordância entre modelos nas respostas não garantem a confiança nas projeções porque os modelos trocam tendências e não são independentes um do outro ou distribuídos ao redor da verdade (Rauscher et al., 2009). Além disso, em escala continental, os modelos do CMIP3 (Terceiro Projeto de Intercomparação de Modelo Acoplado do Programa Mundial de Pesquisa Climática) simulam melhor a temperatura, seguido da pressão ao nível do mar e precipitação, embora haja diferenças substanciais entre eles em escalas mais finas que complicam o entendimento de mudanças climáticas em escala regional; os diferentes modelos têm diferentes variáveis que são melhores simuladas. A resolução é um fator importante porque os MCGs de baixa resolução (300 km) não resolvem ciclones tropicais e outros sistemas convectivos de mesoescala (Rauscher et al., 2009).

Bombardi et al. (2008) avaliaram o comportamento da variabilidade espacial e interanual do início e término das monções de verão sobre a região do cerrado brasileiro, bem como dos totais de precipitação observados, num cenário futuro de mudanças globais, utilizando o modelo climático japonês acoplado, *Model for Interdisciplinary Research on Climate* (MIROC). O enfoque para a região do cerrado brasileiro considerou o domínio entre 22,5° S a 12,5° S e 47,5° W a 52,5° W. Os resultados indicaram a necessidade de examinar em detalhes o sistema monçônico e respectivas implicações remotas e locais, de modo a compreender possíveis impactos causados por mudanças climáticas globais.

Os fenômenos extremos observados nos últimos anos têm sido atribuídos à variabilidade natural do clima, mudanças no uso da terra (desmatamento e urbanização), aquecimento global, aumento da concentração de gases de efeito estufa e aerossóis na atmosfera. Os MCGs analisados do IPCC-TAR (2007) mostram que o aquecimento dos últimos 100 anos não é, provavelmente, devido apenas à variabilidade interna do sistema climático. Os Modelos Acoplados Oceano-Atmosfera (IPCC-TAR, 2007) usaram reconstruções de forçamentos solar e vulcânico nos últimos 300 anos para estimar o forçamento natural da variabilidade e mudança de clima. Avaliações baseadas em princípios físicos indicam que o forçamento natural não pode isoladamente explicar a mudança observada na estrutura vertical da temperatura na atmosfera.

2.4. Técnicas de Regionalização

A resolução horizontal atmosférica dos MCGs, da ordem de 300 km, é relativamente grosseira, e a climatologia regional é frequentemente afetada por forçantes de mesoescala como topografias complexas, cobertura vegetal e grandes lagos, e por uma gama de processos físicos tais como nuvens e processos de turbulência que ocorrem em escalas menores (Giorgi e Mearns, 1991 apud Mearns et al., 2003). Escala espacial inferior à resolução espacial da grade (300 km) do modelo acarretam erros no decorrer da integração e, assim, limitam a possibilidade de simular e prever com exatidão satisfatória alguma variação, por exemplo, da temperatura ou precipitação em escala regional (Marengo, 2007). Como resultado, os MCGs, com essa resolução espacial, não resolvem explicitamente a estrutura de escala mais fina (regional) que caracteriza variáveis climáticas em muitas regiões do globo e que é necessário para muitos estudos de análise do impacto do clima em diversas atividades (Mearns et al., 2003).

Para desagregar os resultados de modelos de escala global para escala regional foram desenvolvidas técnicas tanto de modelagem numérica quanto estatísticas, que basicamente podem ser enquadradas em duas vertentes:

- Modelos climáticos dinâmicos regionais (MCRs), que são modelos numéricos semelhantes aos Modelos de Circulação Geral Acoplado (MCGAs), mas com resolução mais alta (50 km) e utilizam como condições de contorno o resultado do MCGA (Mearns et al., 2003); e
- Métodos estatísticos, que são funções de transferência estatísticas entre os campos de grande escala e a variável de interesse em escala regional (Wilby et al., 1998).

As técnicas de regionalização estatística como regressão linear e regressão *stepwise* são muito populares, mas são usadas somente para prever variáveis que não sejam discretas no tempo e espaço, como temperatura. Esse tipo de aproximação não é adequado para precipitação diária, pois a relação entre a precipitação e padrões de tempo não é linear devido à sua natureza estocástica. Por esta razão, outras

aproximações de *downscaling* (regionalização) estatísticos (DEs) são aplicadas, tais como a classificação e árvores de regressão e técnicas de agrupamento k-médias, redes neurais, análogos e vizinhos próximos.

Entre as técnicas de redes neurais artificiais está a técnica dos Mapas Auto Organizáveis (*Self-Organizing Maps* – SOM) para exploração de dados multidimensionais. A técnica foi estabelecida por Teuvo Kohonen em 1981 e consiste em uma rede neural artificial interconectada e não supervisionada que permite um mapeamento auto-ajustável do espaço de estados multidimensionais (Affonso, 2011).

Estudos de comparação entre métodos de *downscaling* (regionalização) mostram que os resultados são semelhantes para o clima presente, enquanto as diferenças nas projeções do clima futuro são maiores. Essas diferenças podem ser explicadas pela escolha errada dos preditores no DE, por exemplo, preditores que carregam o sinal do clima atual. Uma variável local que é altamente heterogênea e descontínua no espaço e no tempo, como precipitação diária, irá requerer uma aproximação mais complicada não linear ou uma transformação dos dados brutos. Para ajustar modelos tão complexos é necessária uma grande quantidade de dados observados. Sugere-se também que os resultados do DE não sejam confiáveis, porque as mudanças de clima projetadas excedem a variabilidade observada no clima atual usadas para desenvolver o modelo. Entretanto, as diferenças entre os resultados do DE e MCR podem também resultar da habilidade do DE em reproduzir as características que não são resolvidas no MCR (Mearns et al., 2003; Wilby et al., 2004).

Algumas desvantagens do *downscaling* estatístico - DE em relação ao Modelo Climático Dinâmico Regional - MCR:

- assumir que a relação entre observações e preditores de grande escala e preditandos locais irão persistir após a mudança do clima;
- um problema quando se aplica a técnica de DE a valores diários é que a autocorrelação observada entre tempos consecutivos não é necessariamente reproduzida. É essencial reproduzi-la e um método adequado precisa ser utilizado;

- o DE não fornece necessariamente uma relação física entre diferentes elementos do clima. O uso do método de *downscaling* baseado na classificação de tempo para vários preditandos pode minimizar este problema (Enke e Spekat, 1997 apud Gutierrez et al., 2004b);
- o DE bem sucedido necessita de séries observadas confiáveis de preditores e preditandos.

Algumas vantagens do DE em relação a MCR:

- o DE tem menos demanda tecnológica do que o MCR. Então, é possível fazer DE de vários MCGs e diferentes cenários de emissão relativamente rápido com baixo custo;
- é possível construir cenários para locais específicos, escalas e problemas. A resolução espacial aplicada nos MCRs (~50 km) ainda é muito grosseira para muitos estudos de impactos, e muitas variáveis ainda não estão disponíveis ou não são bem reproduzidas pelos MCRs;
- em muitos casos, o desenvolvimento de modelos de DE incluem uma avaliação do desempenho do MCGA em simular o clima de uma região específica. Métodos aplicados em DE são utilizados para avaliar campos de grande escala de variáveis simples assim como as relações entre diferentes campos. A estabilidade dessas relações sob mudança global também pode ser investigada. Tais análises podem indicar quais variáveis servem como melhores preditores.

2.5. Modelo Climático Regional versão 3 (RegCM3)

O desenvolvimento de técnicas de transferência da informação gerada pelos MCGAs em grande escala para escalas menores, chamadas de técnicas de *downscaling* dinâmico, utiliza Modelos Climáticos Regionais (MCRs) que permitem utilizar maior resolução espacial e temporal do que os modelos globais.

A técnica para transferir a relativamente baixa resolução espacial (300 km) dos MCGs para escalas mais refinadas (50 km) é obtida desagregando (*downscaling*) as projeções dos MCGs utilizando MCRs de mais alta resolução sobre a área de interesse e tendo como condições de fronteira ou de contorno, nas fronteiras laterais do domínio geográfico do mesmo, dados provenientes dos MCGs.

O Modelo Climático Regional RegCM foi desenvolvido no *National Center for Atmospheric Research – Pennsylvania State University* (NCAR/PSU). Tecnicamente é um modelo de área limitada, hidrostático, compressível e em coordenada vertical sigma, sendo que mais detalhes estão documentados em Pal et al. (2007). Para aplicações em estudos climáticos, várias parametrizações físicas foram incorporadas sendo a versão 3 atualizada em 2006. A física de superfície do modelo considera a presença de vegetação e interação com o solo nas trocas turbulentas de momento, energia e vapor d'água entre a superfície e a atmosfera, processos estes descritos pelo esquema denominado BATS (*Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme*); detalhes podem ser encontrados em Dickinson et al. (1993).

Resumidamente, o modelo RegCM3 é composto de quatro etapas. Primeiro define-se o domínio e o espaçamento da grade de simulação e interpolam-se os dados de uso da terra e topografia para a grade do modelo e para a projeção cartográfica desejada. Na segunda etapa interpola-se a temperatura da superfície do mar e as reanálises para a grade do modelo e coordenada vertical sigma; essas variáveis serão as condições inicial e de fronteira durante a simulação. Na terceira etapa o modelo é integrado e finalmente os resultados são processados na quarta e última etapa.

O RegCM3 aninhado ao modelo climático global HadAM3, o *Hadley Center Atmospheric Model 3*, foi avaliado por da Rocha et al. (2006) para uma análise preliminar da precipitação e temperatura do ar para o clima presente, 1960-1970, na América do Sul. As comparações entre as simulações e a observação do *Climate*

Research Unit (CRU) mostraram que os modelos apresentaram habilidade em simular a precipitação no período de outono e inverno, quando a precipitação é menor, enquanto no verão foi superestimada pelo HadAM3 e subestimada pelo RegCM3. A precipitação média de 10 anos foi subestimada na região da ZCAS pelo RegCM3, apesar do HadAM3 simular valores próximos aos observados nessa região. A temperatura simulada apresentou-se mais quente em outubro e novembro no sudeste do Brasil, que pode estar relacionado à dificuldade do RegCM3 iniciar a estação chuvosa sobre a América do Sul subtropical. Na temperatura média anual, o RegCM3 apresentou um viés menor do que HadAM3, $-0,04$ °C e $-1,35$ °C, respectivamente.

Cuadra e da Rocha (2006) investigaram como o RegCM3 simula a variação interanual e intra-sazonal da precipitação e sua conexão com vento e temperatura do ar no verão do Sudeste do Brasil. Foram simulados 10 verões, de 1989 a 1998, e analisados o comportamento intra-sazonal de dois verões distintos, de 1990 e 1998. Uma importante característica responsável pela redistribuição de precipitação em diferentes partes da América do Sul, o escoamento de noroeste de baixos níveis a leste dos Andes, foi bem simulado. O RegCM3 mostrou que os dois verões foram bem diferentes e espacialmente coerentes com as observações (dados de reanálise do *National Center of Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR). Quanto à precipitação, mostrou as principais características ocorridas em cada um dos verões. No ano de 1990, simulou a distribuição irregular da chuva e no ano de 1998 simulou a distribuição mais regular ao longo do tempo.

A climatologia da precipitação sobre a América do Sul e oceanos adjacentes durante janeiro, fevereiro e março (JFM) foi simulada por meio do *downscaling* dinâmico com o modelo RegCM3. O modelo superestimou a precipitação nas topografias inclinadas dos Andes. Sobre o oceano, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) do Atlântico ficou bem localizada, mas seu núcleo principal foi fraco; isto provavelmente seja devido à excessiva chuva simulada na fronteira leste do domínio sobre a ZCIT. No continente, a distribuição espacial da temperatura do ar em superfície foi similar à observada, em particular nos locais de máximo e mínimo (Pal et al., 2007).

O desempenho do RegCM3, com resolução média (50 km) em simular as condições de verão e o ciclo diurno da precipitação sobre a América do Sul (8° a 35° S)

foi investigado por da Rocha et al. (2009). A figura 11 detalha os subdomínios estudados. Os principais aspectos observados da climatologia de verão associado à ZCAS e a temperatura do ar foram simulados pelo RegCM3. Apenas localmente, o modelo regional subestimou a chuva no ramo norte da ZCAS e superestimou na região dos Andes. A comparação da precipitação simulada com o RegCM3 ficou mais próxima às observações de alta resolução espacial, como *Climate Prediction Center (CPC)*, *Climate Research Unit (CRU)* e *Tropical Rainfall Measurement Mission – Precipitation Radar (TRMM-PR)*, do que a reanálise do NCEP, de menor resolução espacial.

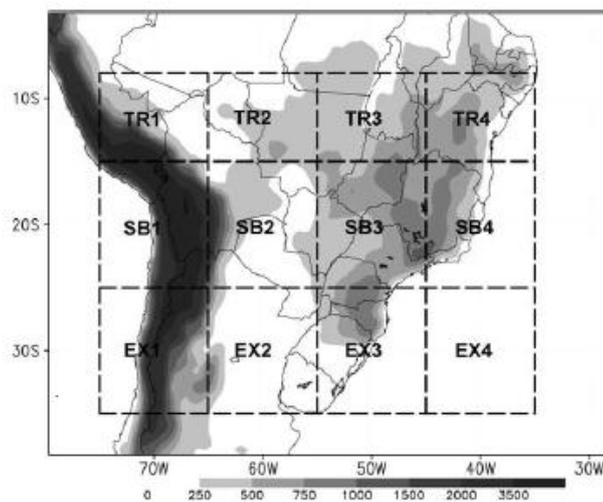


Figura 11. Domínios e topografia (m) usados nas simulações do RegCM3. Os limites são os subdomínios investigados. Fonte: da Rocha et al. (2009).

Experimentos numéricos no RegCM3 (da Rocha et al., 2012) com modificações nos esquemas de convecção e na relação biosfera-atmosfera aumentaram a evapotranspiração na Amazônia devido à maior disponibilidade hídrica no solo e, assim, melhorou a simulação tanto do ciclo anual da precipitação quanto em intensidade. Como consequência, as simulações da intensidade e início e final da precipitação na região da ZCAS e da bacia do Prata também tiveram melhores resultados quando comparadas com as observações.

2.6. Mapas Auto-Organizáveis (*Self Organizing Maps* – SOM)

O método do Mapa Auto-Organizável é uma rede neural de duas camadas descrita por Kohonen (2001) que permite projetar um espaço de dados multi-dimensional em um reduzido e ordenado espaço, normalmente os mais utilizados são uni ou bi-dimensionais, conservando sua relação de similaridade (Leloup et al., 2007).

As aplicações da técnica dos Mapas Auto-Organizáveis (SOM) em análise de clima e sistemas sinóticos vêm sendo realizadas nos últimos dez anos em várias regiões, como por exemplo, para o nordeste da América do Norte (Hewitson e Crane, 2002), para o Oceano Pacífico equatorial (Leloup et al., 2007), para o oeste da África (Gueye et al., 2010), para o noroeste da América do Sul (Espinoza et al., 2011) e para o leste da Europa (Polo et al., 2012).

O comportamento dos estados sinóticos para a região nordeste dos Estados Unidos foi obtido por meio da análise da frequência de ocorrência dos sistemas sinóticos agrupados pelo método SOM (Hewitson e Crane, 2002). A frequência de anos secos e úmidos foi relacionada à frequência de sistemas de alta e baixa pressão. A frequência de ocorrência de anos individuais permitiu examinar a tendência de longo período na frequência de sistemas sinóticos. O arranjo do SOM também foi usado para examinar a evolução temporal dos eventos sinóticos. Isto pode ser acompanhado pela trajetória no tempo a partir do arranjo dos grupos. A hipótese é que a mudança no estado sinótico de um tempo para outro é pequeno o suficiente para que o movimento possa ser rastreado; para isso, foi calculada a frequência de transição de um grupo para outro grupo vizinho.

Essa abordagem baseada em SOM, portanto, permitiu uma generalização dos sistemas do tempo em um arranjo de visualização de estados sinóticos abrangendo eventos contínuos. O SOM facilitou a investigação dos aspectos temporais dos sistemas sinóticos, desde frequência de eventos de longo prazo até evolução temporal de sistemas de tempo individuais (Hewitson e Crane, 2002).

Leloup et al. (2007) analisaram três índices da temperatura do Pacífico equatorial, com a aplicação do método SOM. A classificação hierárquica agrupou as fases quente, fria e neutra ou de transição, e os diferenciou em relação à amplitude das anomalias, aos padrões espaciais e às variabilidades temporais. Os autores mostraram que a técnica

possibilitou identificar mudanças na variabilidade das transições, entre as fases quentes e frias da temperatura da superfície do mar observadas em 50 anos. E, sugerem a aplicação da técnica para a previsão sazonal dessas fases.

Para identificar os principais regimes sinóticos de tempo que impactam na variabilidade diária da chuva, durante a estação de monções de verão, sobre o Senegal, Gueye et al. (2010) aplicaram o método combinado SOM e Classificação Hierárquica Ascendente (CHA) utilizando dados diários. Propuseram um esquema conceitual relacionando todos os regimes de tempo por meio das transições mais prováveis. Mostraram que os padrões de circulação de todos os nove regimes de tempo são muito consistentes com os padrões de anomalia associados de água precipitável, velocidade vertical na média troposfera, radiação de onda longa (ROL), distribuição da chuva e extremos sobre a área de estudo.

Os padrões de circulação (PCs) de grande escala da atmosfera sobre a Bacia Amazônica, na escala de tempo subsazonal (alta frequência temporal), foram identificados por Espinoza et al. (2011) pelo método de agrupamento objetivo baseados em SOM e CHA. Também analisaram como esses PCs se relacionam com a variabilidade da chuva na Bacia Amazônica e inferiram as conexões existentes entre as partes sul e norte dessa bacia em termos dos PCs e precipitação regional. Os resultados demonstraram o uso potencial dos PCs para melhor entender a variabilidade de chuva na Bacia Amazônica, fornecendo informações importantes sobre a relação entre a circulação atmosférica de grande escala e eventos extremos na parte norte da Bacia Amazônica, assim como interações entre a chuva nas partes norte e sul.

Polo et al (2012) definiram os regimes de tempo, com o método SOM, na região Euro-Mediterranea utilizando dados diários de pressão a nível do mar, altura geopotencial em 700 hPa e umidade específica da reanálise ERA-Interim de 1989 a 2008. Os regimes de tempo foram associados à chuva no oeste da África, e os resultados encontrados sugerem que mudanças na frequência de determinado regime podem influenciar na variabilidade interanual da chuva nessa região. Além disso, destacam que a região Euro-Mediterranea é fonte de umidade para a chuva no oeste da África relacionando a circulação de grande escala e a chuva regional.

CAPÍTULO 3. Dados e Métodos

3.1. Dados de precipitação e localização das estações

Os dados de precipitação diária registrados nas onze estações pluviométricas localizadas dentro da área retangular do Distrito Federal (DF), de 5.802 km², para o período de 1/1/1989 a 31/12/2006, foram selecionados da Agência Nacional de Águas (ANA), disponibilizados no endereço (<http://hidroweb.ana.gov.br>) (Tabela 1), consistidos pela própria Agência e por Borges et al. (2013). A maioria das estações pertence à Companhia de Saneamento Ambiental do DF, e está localizada na parte central do DF entre 15° e 17° de latitude sul e 47° e 48,5° de longitude oeste (Figura 12), com altitudes que variam de 890 m a leste a 1242 m a norte. As onze estações pluviométricas foram selecionadas por apresentarem séries completas dentro do período de estudo.

Tabela 1. Relação das estações pluviométricas selecionadas da Agência Nacional de Águas (ANA) localizadas na área do Distrito Federal.

Código	Nome	Longitude (°)	Latitude (°)	Altitude (m)
1547004	Brasília/INMET	-47,92	-15,79	1159,54
1547010	Contagem	-47,88	-15,65	1242,00
1547014	Área Alfa	-47,98	-15,98	1206,00
1547015	ETE Sobradinho	-47,81	-15,66	1040,00
1547016	CPAC Principal	-47,70	-15,58	1007,00
1547017	Santa Maria	-47,95	-15,67	1078,00
1547018	Jockey Club	-48,00	-15,81	1103,00
1547019	ETA Cab. Veado	-47,85	-15,89	1064,00
1547020	ETE Paranoá	-47,78	-15,80	1010,00
1547021	Barreiro	-47,63	-15,84	998,00
1547022	Rio Preto	-47,43	-15,79	890,00

Elaborada pela autora.

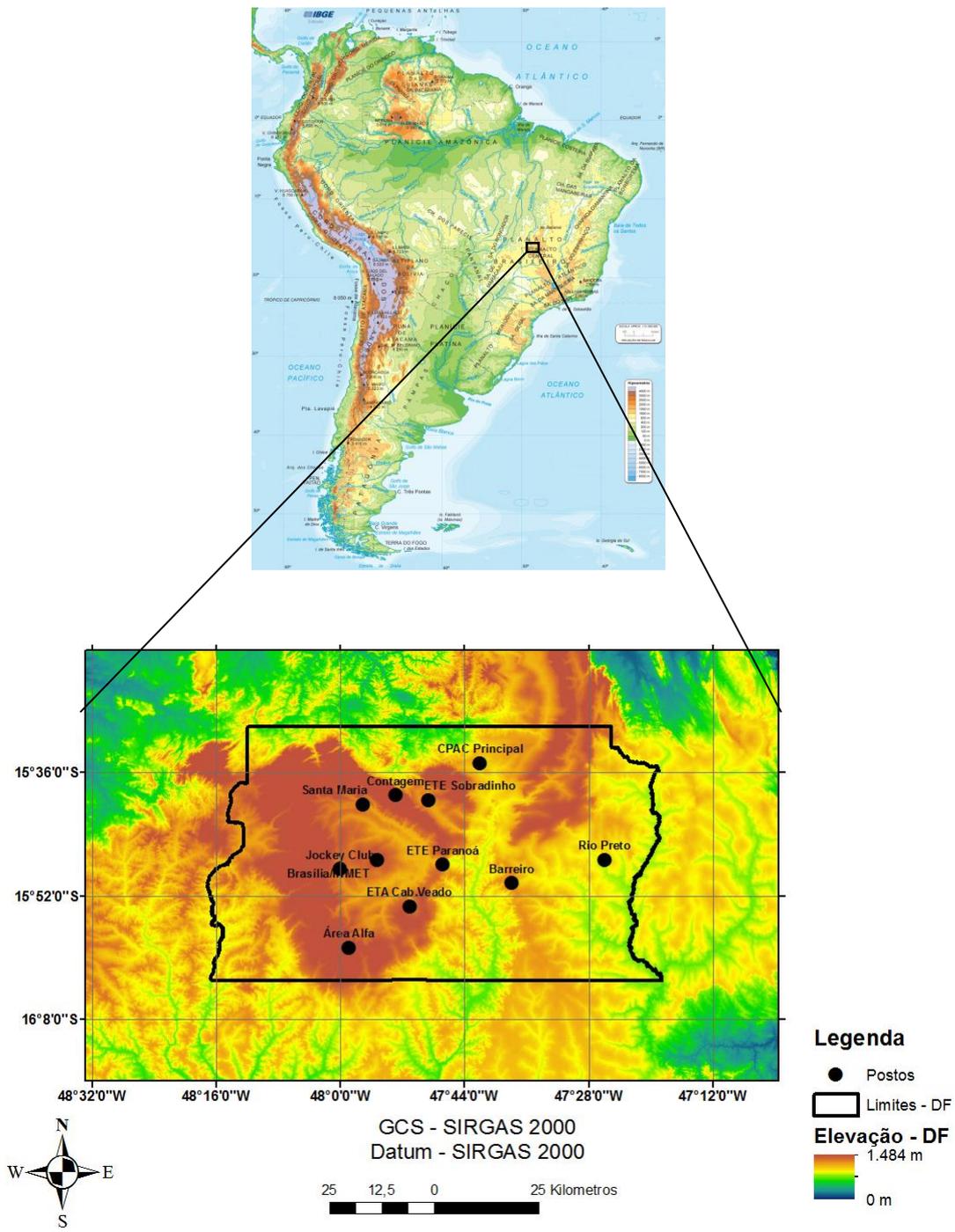


Figura 12. Mapa de localização da área de estudo (Distrito Federal) e posição das onze estações pluviométricas identificadas pelo nome.

As séries de precipitação diária de cada estação pluviométrica, dos meses de dezembro, janeiro e fevereiro de 1989 a 2006 (Figuras 13 a,b,c,d) mostram a grande variabilidade temporal, tanto intra-sazonal quanto inter-anual e, também, a variabilidade espacial. A variabilidade temporal é observada no comportamento da chuva diária e a variabilidade espacial observa-se nas ocorrências ou não de chuva em locais distintos.

Um resumo das estatísticas dos dados de chuva diária está na Tabela 2 que mostra a média, o terceiro quartil e os valores máximos. A chuva diária variou de zero a máximos que atingiram 169,4 mm, onde o maior valor máximo foi registrado na parte centro-noroeste do DF e o menor valor máximo na estação localizada na parte leste. Este resultado pode ser tendencioso devido à baixa densidade de posto pluviométrico a leste do DF.

Tabela 2. Resumo estatístico da precipitação diária (mm) do período de dezembro, janeiro e fevereiro de 1989 a 2006 (total de 1534 dias) das estações selecionadas no DF.

Código	média	Q3	máxima
1547004	6,9	8,8	110,7
1547010	7,8	10,6	112,8
1547014	7,5	10,0	144,0
1547015	7,2	9,6	145,8
1547016	6,9	9,1	111,2
1547017	6,4	7,8	169,4
1547018	7,7	9,8	123,2
1547019	6,6	7,4	117,3
1547020	6,9	8,4	122,5
1547021	6,9	8,6	120,0
1547022	6,5	8,2	92,2
média	7,0	9,5	95,4

Elaborada pela autora.

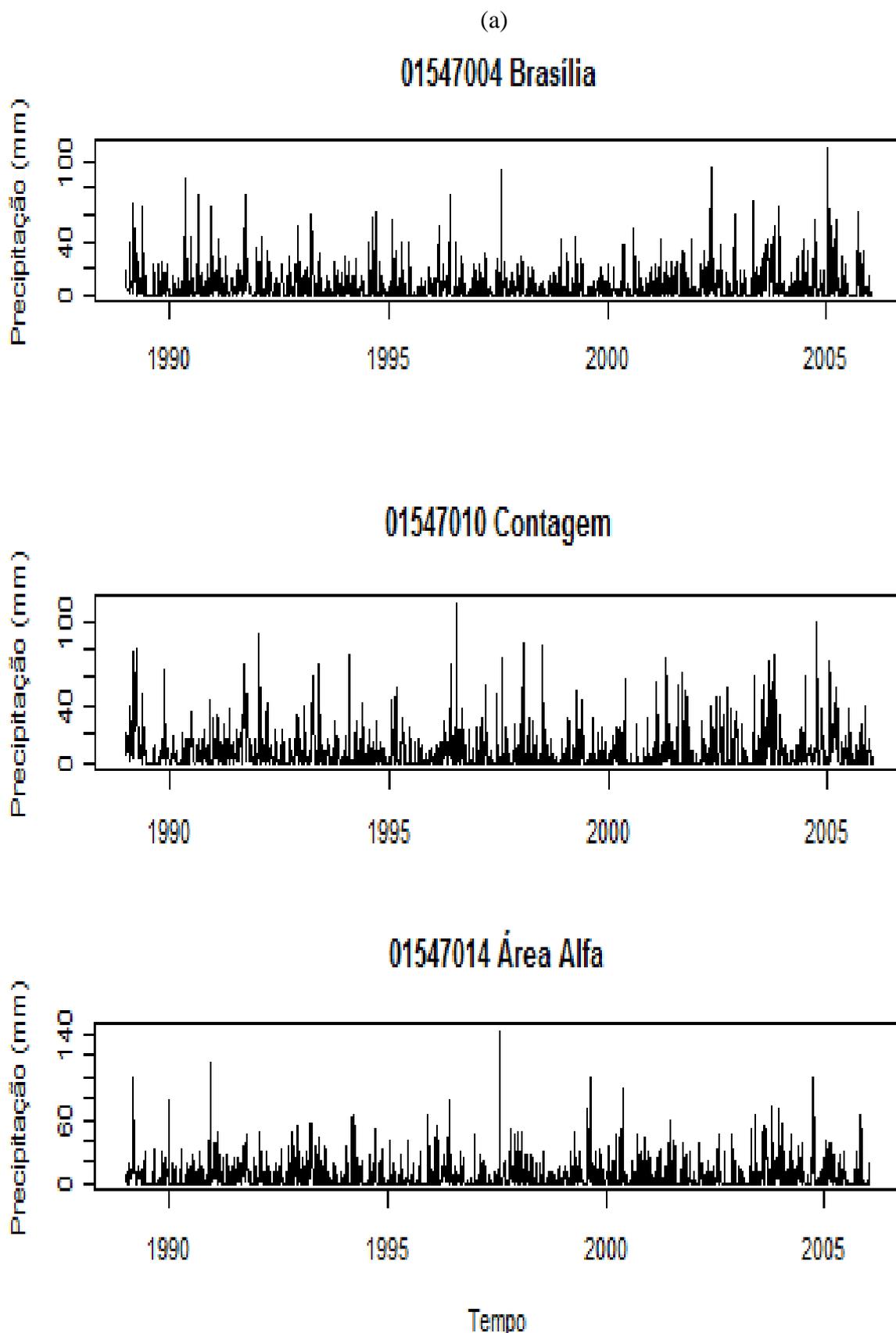


Figura 13. (a) Séries temporais de precipitação diária, de Brasília, Contagem e Área Alfa, no período de dezembro, janeiro e fevereiro de 1989 a 2006.

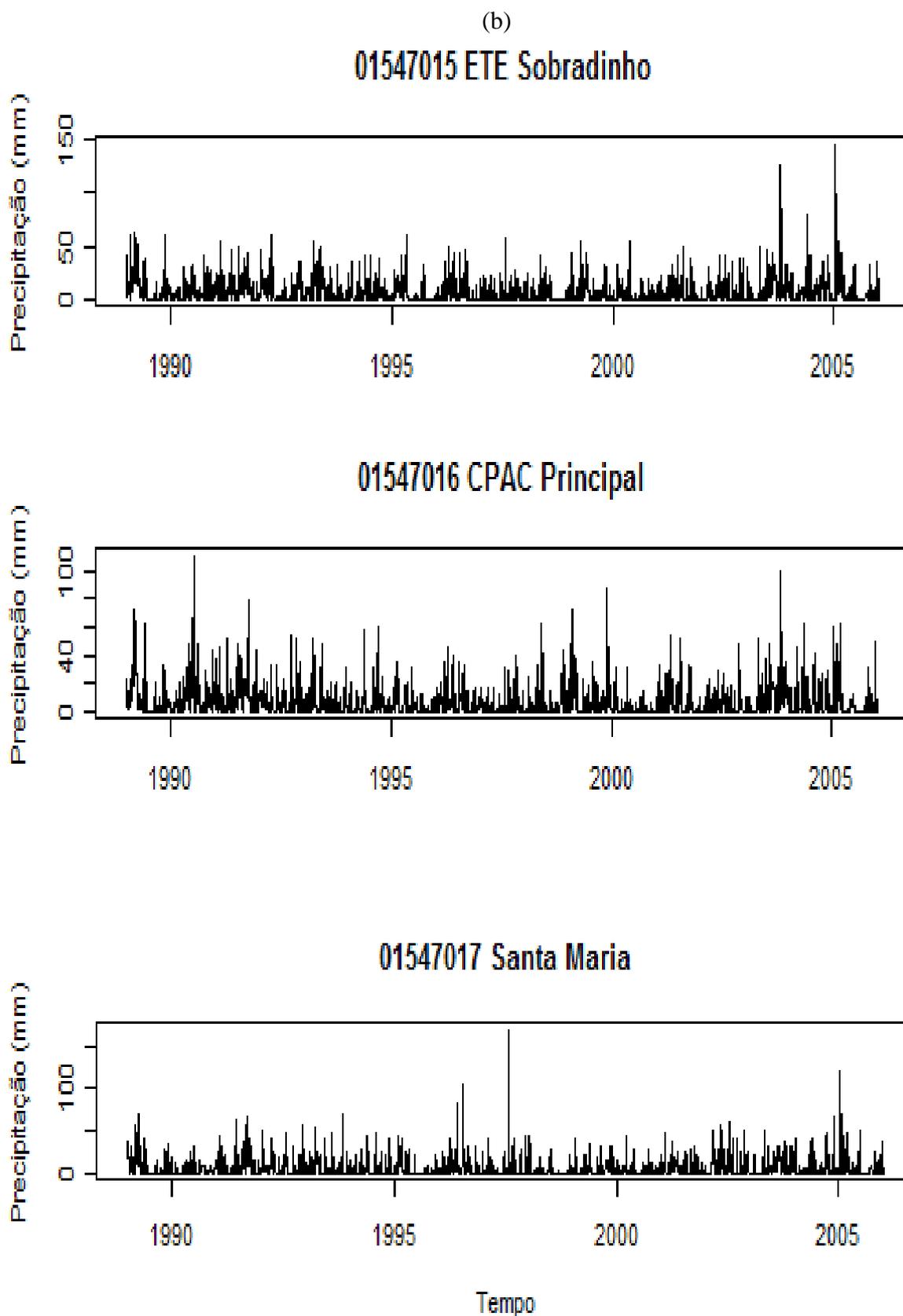
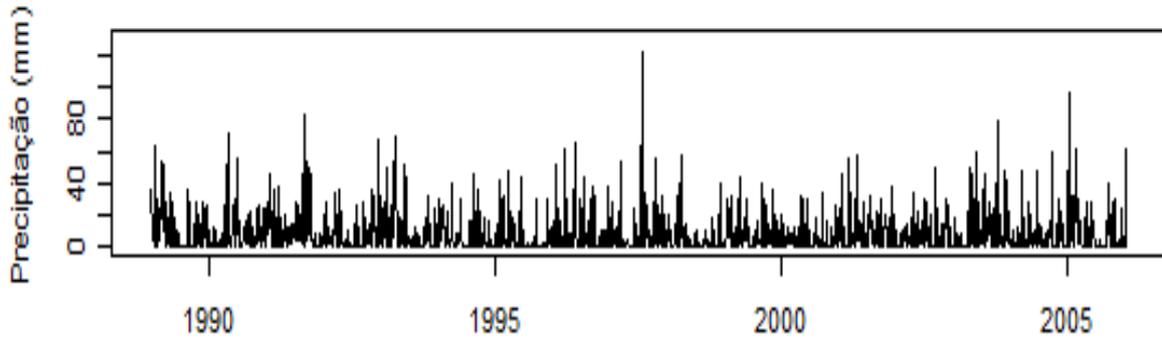


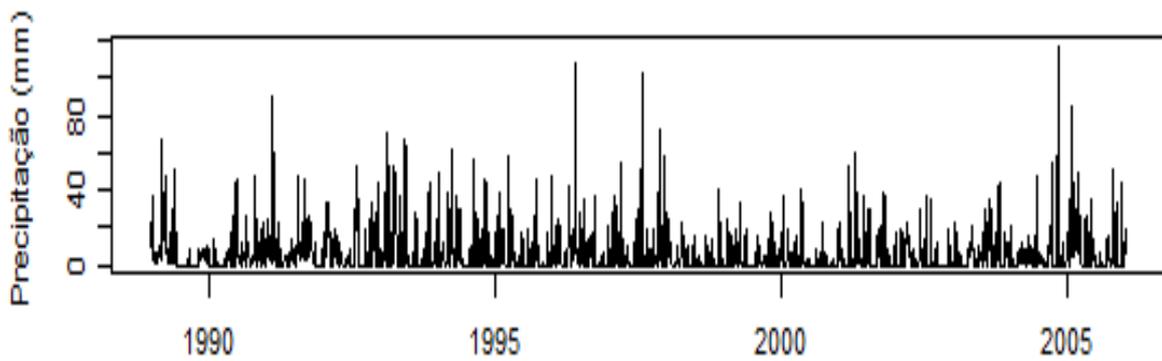
Figura 13 (b) Séries temporais de precipitação diária, de Sobradinho, CPA Principal e Santa Maria, no período de dezembro, janeiro e fevereiro de 1989 a 2006.

(c)

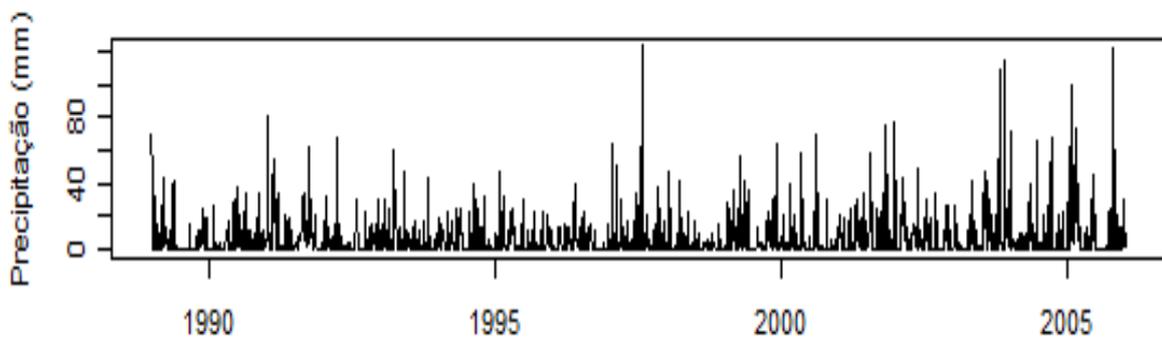
01547018 Jockey Clube



01547019 ETE Cabeça de Veado



01547020 ETE Paranoá



Tempo

Figura 13 (c) Séries temporais de precipitação diária, de Jockey Clube, Cabeça de Veado e Paranoá, no período de dezembro, janeiro e fevereiro de 1989 a 2006.

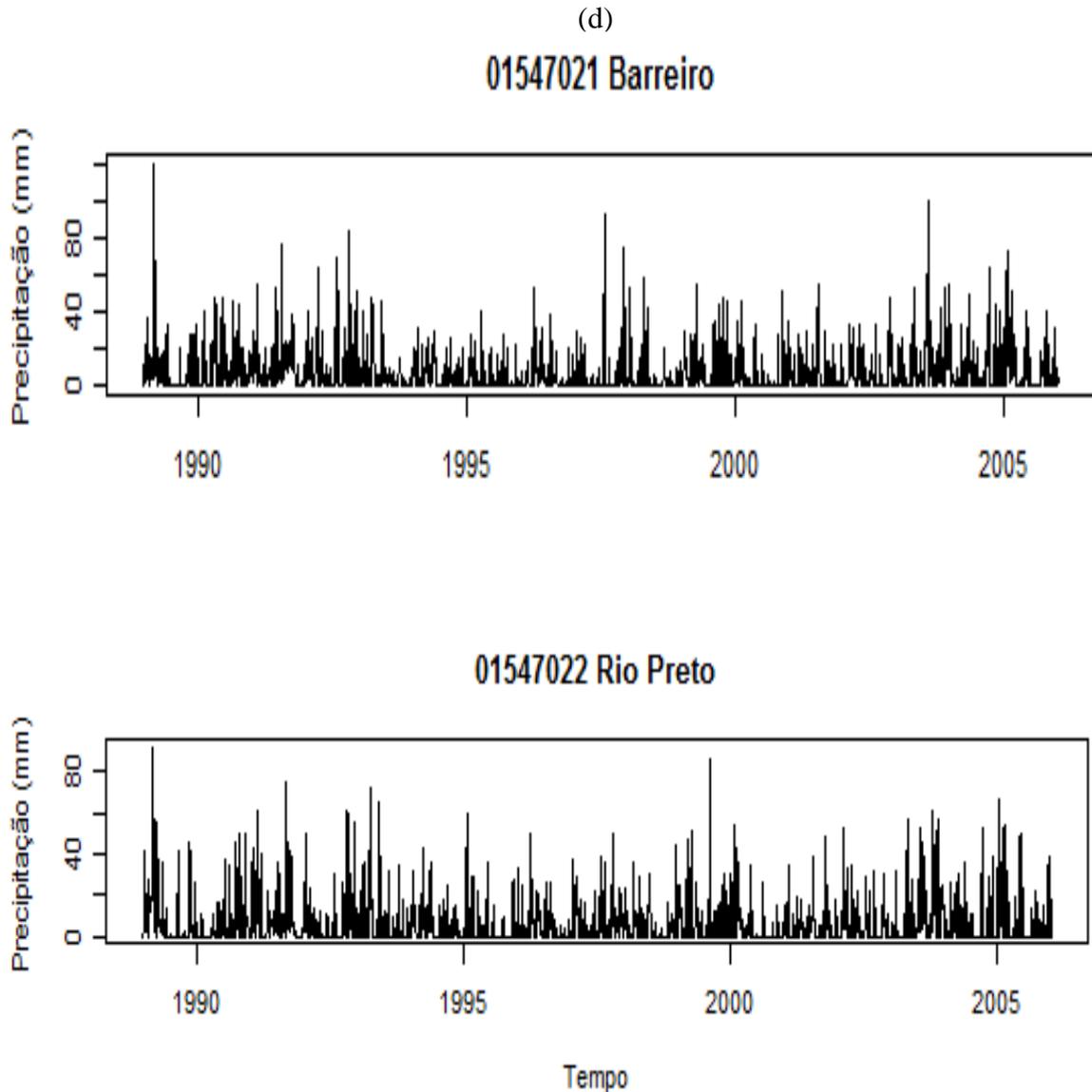


Figura 13 (d) Séries temporais de precipitação diária, de Barreiro e Rio Preto, no período de dezembro, janeiro e fevereiro de 1989 a 2006.

As figuras 14 a, b e c mostram a função densidade cumulativa empírica (FDCE) para cada estação. Os gráficos mostram duas curvas para facilitar a visualização. Observa-se o comportamento semelhante das curvas FDCE em todas as séries, com aproximadamente 40% de precipitação igual a zero e 90% (percentil 90) menor que 20 milímetros.

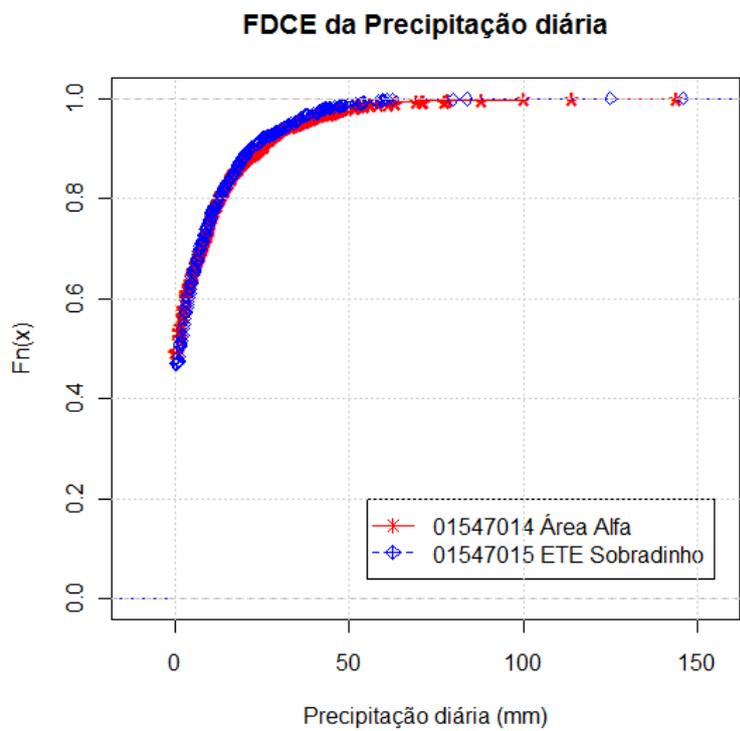
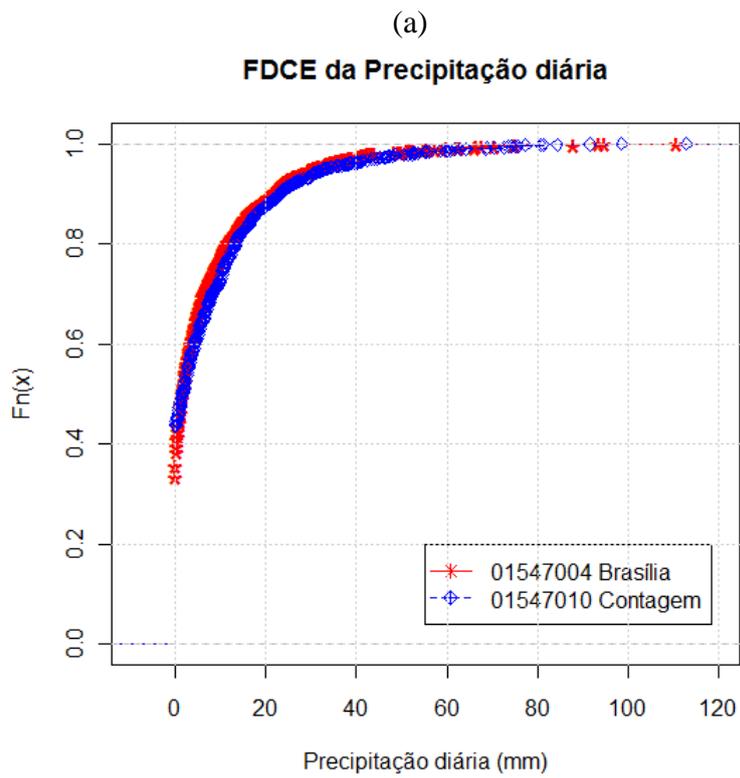
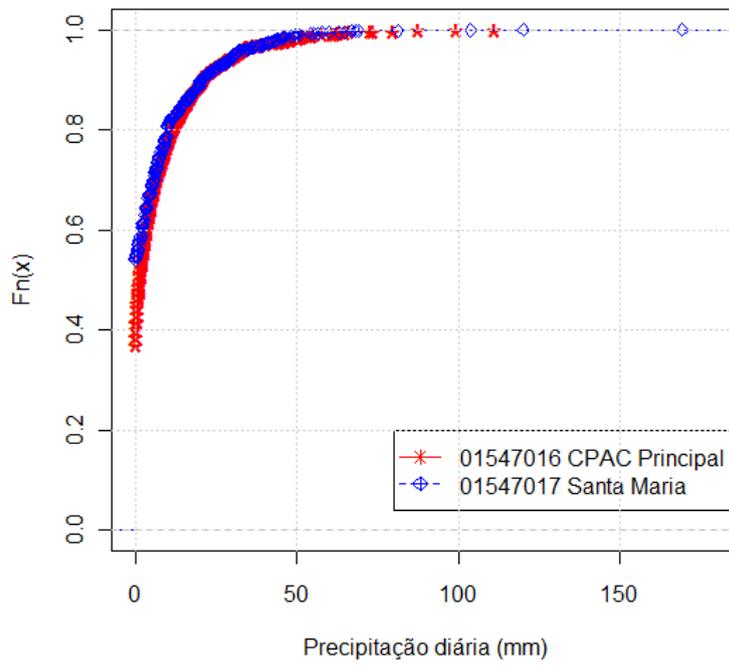


Figura 14. (a) Função densidade cumulativa empírica (FDCE) de Brasília, Contagem, Área Alfa e Sobradinho.

(b)

FDCE da Precipitação diária



FDCE da Precipitação diária

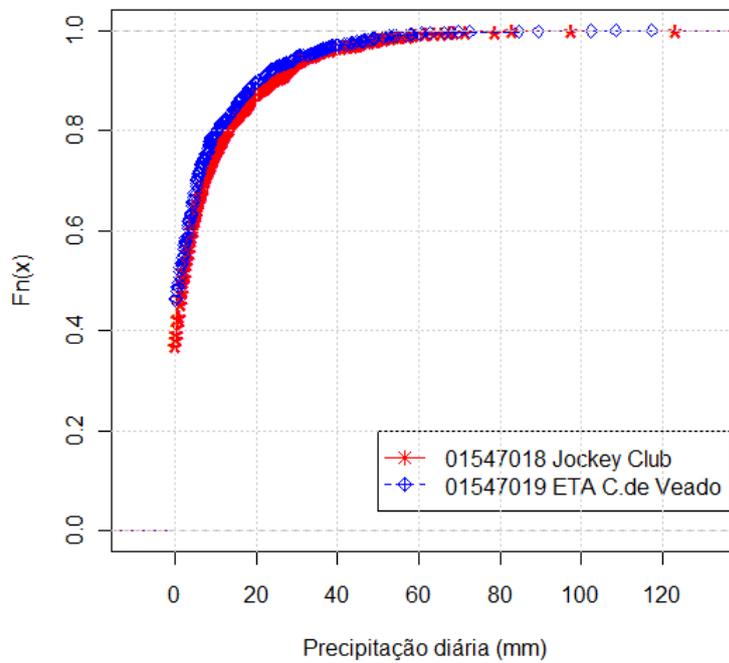
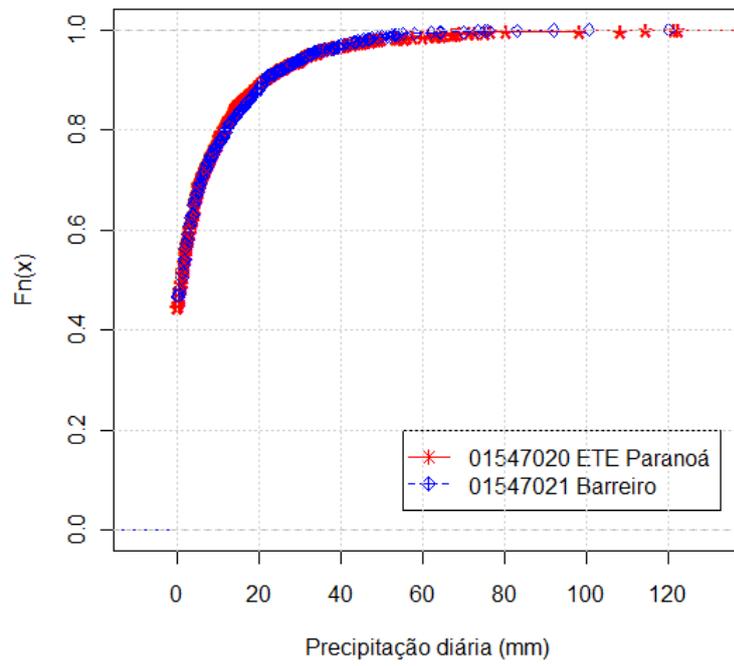


Figura 14 (b) Função densidade cumulativa empírica (FDCE) de CPAC Principal, Santa Maria, Jockey Clube e Cabeça de Veado.

(c)

FDCE da Precipitação diária



FDCE da Precipitação diária

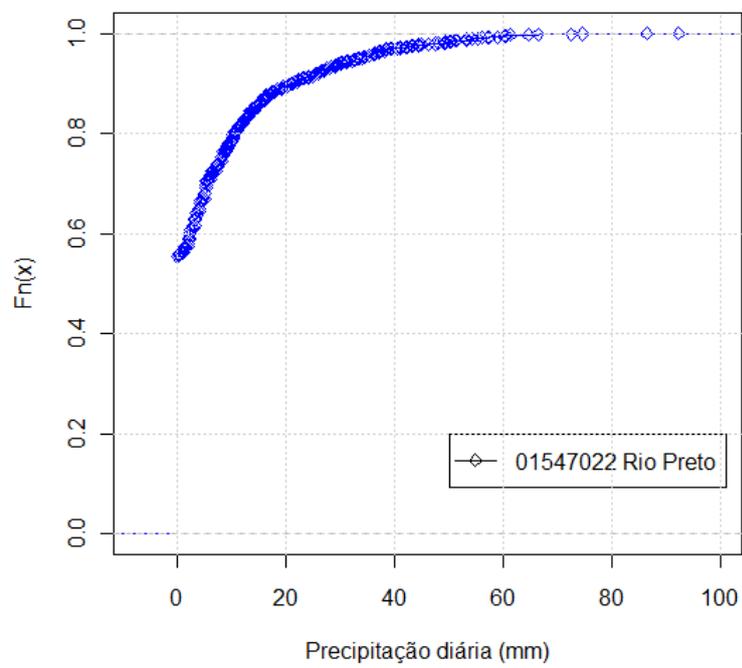
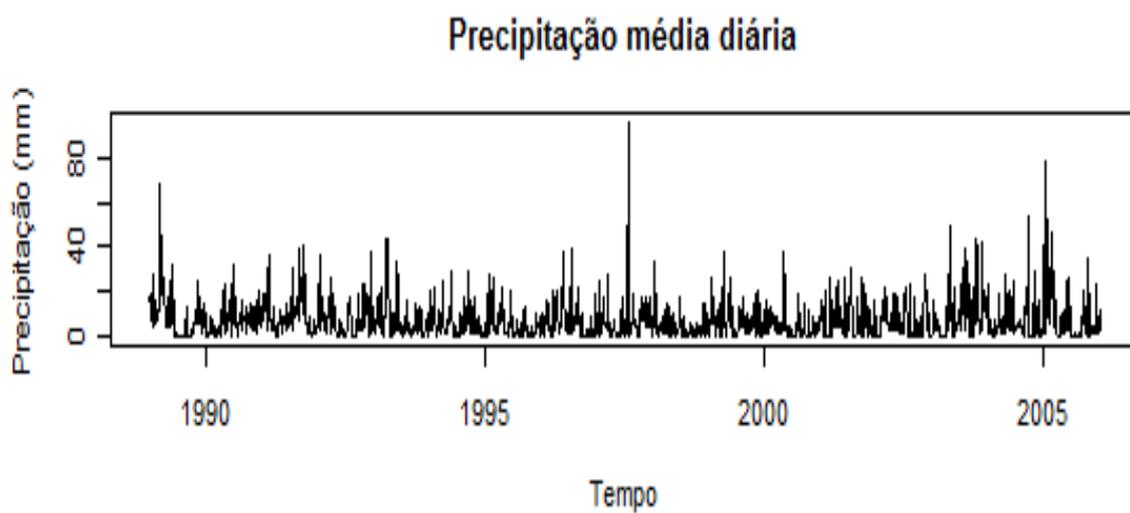


Figura 14 (c) Função densidade cumulativa empírica (FDCE) de Paranoá, Barreiro e Rio Preto.

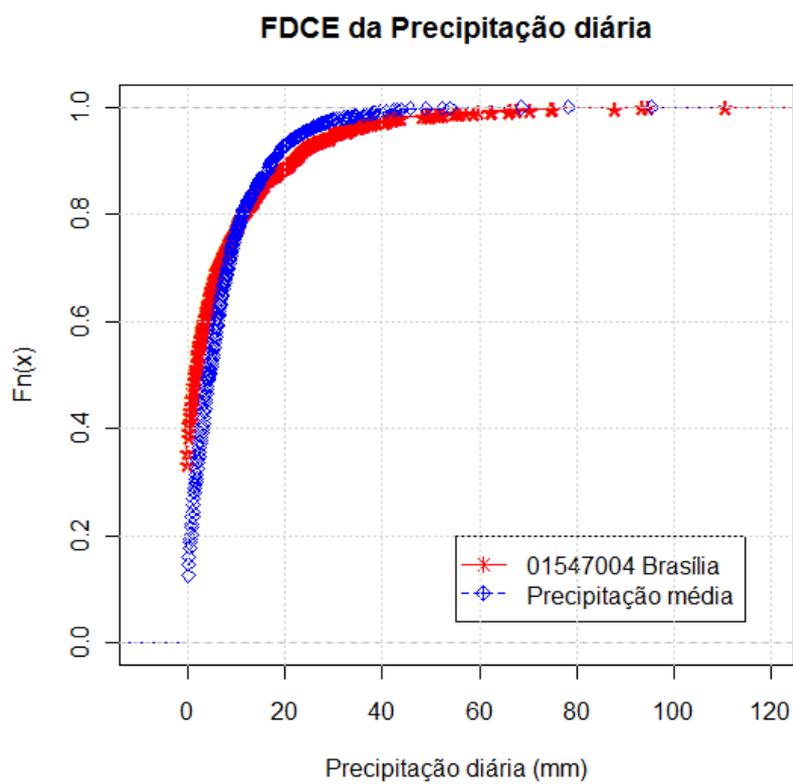
Para representar a precipitação média na área do DF optou-se pela média aritmética diária com as onze estações. Devido à natureza pontual da precipitação espera-se que a média represente melhor que a escolha de uma única localidade. O resumo estatístico da precipitação média na área está na Tabela 2, enquanto que a série temporal e a FDCE estão nas figuras 15 a e b, respectivamente. As estatísticas têm comportamento semelhante às estações individuais, com valor médio máximo de 95,4 mm.

A série temporal da precipitação média diária apresenta a variabilidade intra-sazonal e interanual, com a representação dos extremos. Na curva FDCE, figura 15b, da precipitação média observa-se menor quantidade de zeros, isso devido à ocorrência de chuva em alguma localidade dentro da área. A precipitação extrema de verão foi definida como a precipitação diária maior ou igual ao percentil 90, ou seja, 90% dos valores, de toda a série, superiores a 17,5 mm.

A curva FDCE da estação de Brasília é apresentada na mesma figura 15b, apenas para comparação visual, onde se observa comportamento semelhante à curva que representa a precipitação média na área.



(a)



(b)

Figura 15. (a) Série temporal da precipitação média diária na área do Distrito Federal e (b) curvas FDCE da média da área e da estação de Brasília no trimestre dezembro, janeiro e fevereiro de 1989 a 2006.

3.2. Dados de Reanálise ERA-Interim

O conjunto de dados da reanálise ERA-Interim é fornecido pelo *European Centre for Medium-Range Weather Forecast* (ECMWF) a partir de 1989. A resolução horizontal é de $1,5^\circ$ com adição de dados dos últimos anos e melhorias no ciclo hidrológico em relação à versão anterior ERA-40 (Berrisford et al., 2009; Romanou et al., 2010).

Os campos diários de vento zonal e meridional em 850 hPa, na área de longitude -120° a 0° e latitude de -60° a +15°, no período de 1989 a 2006 da reanálise ERA-Interim (Dee et al., 2011) foram utilizados para descrever a variabilidade da circulação atmosférica associada à precipitação de verão no DF. Os dados estão em formato netcdf. O campo do vento médio de verão está representado na figura 16.

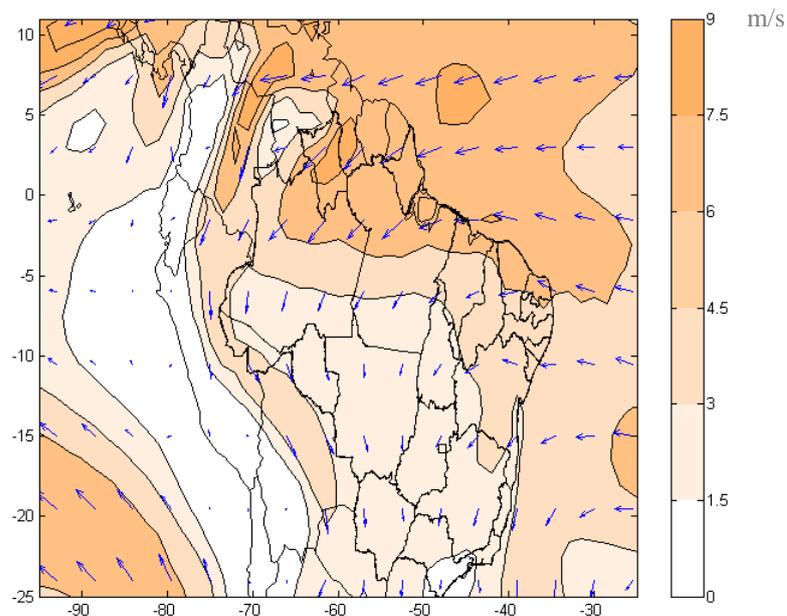


Figura 16. Campo de vento médio em 850 hPa da ERA-Interim. As setas indicam a direção do vento médio em 850 hPa e a magnitude (cores) em m/s.

3.3. Dados do Modelo Climático Regional - RegCM3

O modelo climático regional dinâmico RegCM3, com resolução horizontal aproximada de 50 km, utilizou as condições iniciais e de contorno da reanálise ERA-Interim, para o período de 1989 a 2008, no continente Sul Americano, no domínio

latitude 8° a 22° S e longitude 25° a 97° W, como o aplicado por da Rocha et al. (2012). Esses campos de vento simulados foram utilizados como dados de entrada para o método descrito na próxima seção. Os dados estão em formato netcdf. O campo do vento médio de verão está representado na figura 17. Mais informações são apresentadas no capítulo 5.

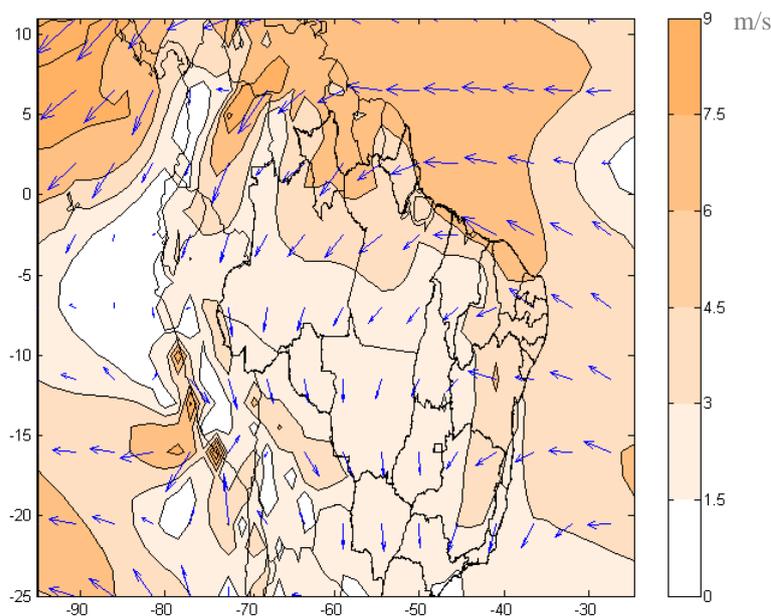


Figura 17. Domínio da simulação do RegCM3, sendo que o Distrito Federal está no centro da área de estudo. As setas indicam a direção do vento médio em 850 hPa e a magnitude (cores) em m/s.

3.4. Método dos Mapas Auto-Organizáveis (Self-Organizing Maps - SOM)

Os Mapas Auto-Organizáveis (*Self-Organizing Maps*, SOM, Kohonen, 2001) são redes competitivas indicadas especialmente para trabalhar em espaços de grandes dimensões, pois permitem organizar e visualizar os dados projetando-os em um espaço, normalmente, uni ou bidimensional.

A característica da auto-organização é devida ao fato de utilizarem regras de aprendizado não supervisionado, como o aprendizado competitivo. Neste aprendizado, a única informação apresentada à rede são os padrões de entrada (Affonso, 2011).

Apesar desta técnica ter surgido no contexto da computação de redes neurais (Kohonen, 1990), os SOMs podem ser vistos como uma generalização da técnica de k-

médias, um método tradicional de análise de grupos (Hewitson e Crane, 2002; Gutierrez et al., 2004a).

Os modelos de redes neurais se inspiraram na Biologia, onde a forma de representar o conhecimento é baseada na arquitetura da rede e nas conexões que se estabelecem entre os neurônios. No sistema nervoso humano, os neurônios têm um papel essencial na determinação do funcionamento e comportamento do corpo humano e do raciocínio. Os neurônios são formados pelos dendritos, que são um conjunto de terminais de entrada, pelo corpo central, e pelos axônios que são longos terminais de saída (Figura 18a). Os neurônios se comunicam através de sinapses, que é a região onde dois neurônios entram em contato e através da qual os impulsos nervosos são transmitidos entre eles (Figura 18b) (Tafner e Rodrigues, 1995).

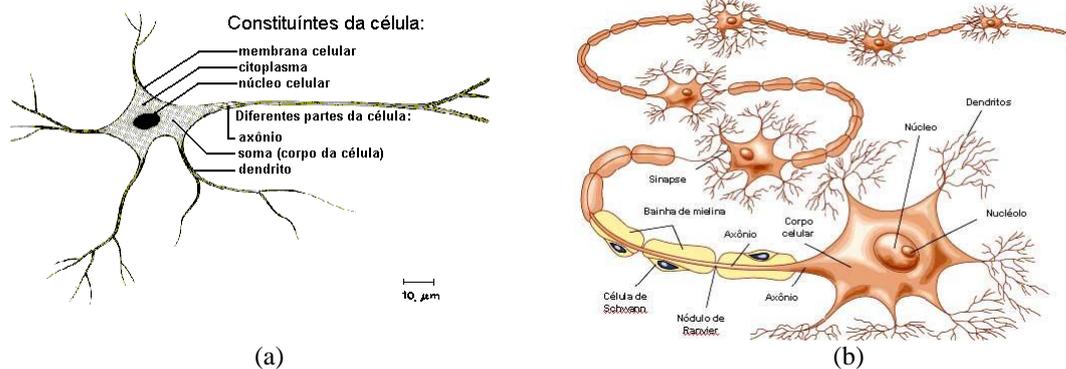


Figura 18. Neurônio biológico: (a) unidade e (b) conectados.

Esses modelos são construídos por meio de algoritmos de aprendizado, que se ajustam às conexões entre neurônios para modelar um conjunto de dados. As redes neurais são úteis para resolver problemas complexos em diversas áreas (Oja e Kaski, 1999), incluindo a meteorologia (Hewitson e Crane, 2002).

Em analogia à estrutura do cérebro, os modelos computacionais de redes neurais são compostos por um grande número de unidades simples de processos (neurônios) conectados entre si, baseados em uma topologia definida. Na figura 19, os sinais de entrada são representados por X_1, X_2, \dots, X_p . Os pesos são w_1, w_2, \dots, w_p . A soma ponderada dos sinais produz um nível de atividade. O limitador assume sinais booleanos (0 ou 1) definida por uma função de ativação e determina uma resposta de saída y .

Neste sentido, as redes neurais são sistemas inteligentes cuja base de conhecimento (aprendizado) e cujo módulo de raciocínio, i.e., generalização do conhecimento aprendido, consiste em propagar entradas pelas distintas camadas da rede, até a camada de saída.

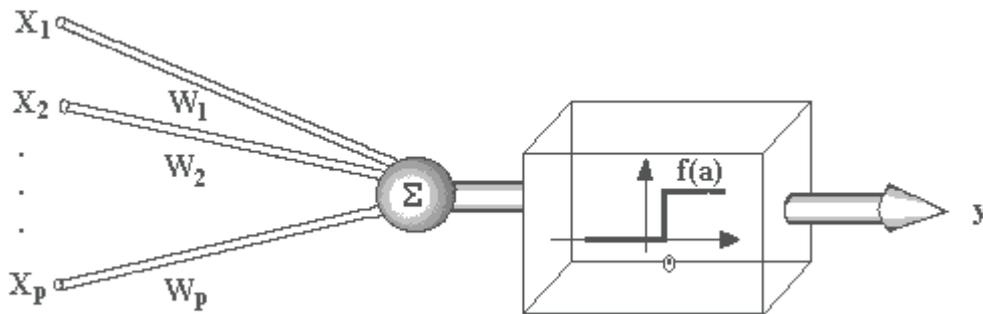


Figura 19. Neurônio McCulloch-Pitts (1943), proposta original.

Nos Mapas Auto-Organizáveis (SOM), cada neurônio de saída (ou protótipo) y_k tem associado dois vetores, um no espaço dos dados, o vetor peso (β_k), e outro no espaço bidimensional, a posição relativa na retícula, $r_k = (i_k, j_k)$, como na figura 20, apresentado em Gutierrez et al. (2004a).

A característica desta técnica é a inclusão de um núcleo espacial de vizinhança cujo efeito é manter unidos no espaço dos dados aqueles centróides vizinhos na grade bidimensional. A amplitude do núcleo decresce durante o treinamento. Desta forma, uma vez finalizado o treinamento, os centróides vizinhos estão também próximos na rede bidimensional. Assim, o processo de aprendizagem projeta a estrutura topológica do espaço dos dados na grade pré-definida (Gutierrez et al., 2004a). Mais detalhes do algoritmo SOM podem ser encontrados em www.cis.hut.fi/projects/somtoolbox.

Na figura 20, um mapa SOM é formado por um número arbitrário de grupos representados pelos neurônios de saída, y_1, \dots, y_9 , no mapa retangular bidimensional 3 x 3. O vetor $r_k = (i, j)$ representa a posição do neurônio na grade, onde $1 \leq i, j \leq 3$. Além disso, cada neurônio y_k tem associado um vetor de peso com a camada de

entrada, $\beta_k = (\beta_{k1}, \dots, \beta_{kn})$, o qual pode associar-se aos dados. O objetivo do algoritmo de treinamento é adaptar iterativamente os vetores, de forma que cada protótipo final represente um grupo de dados.

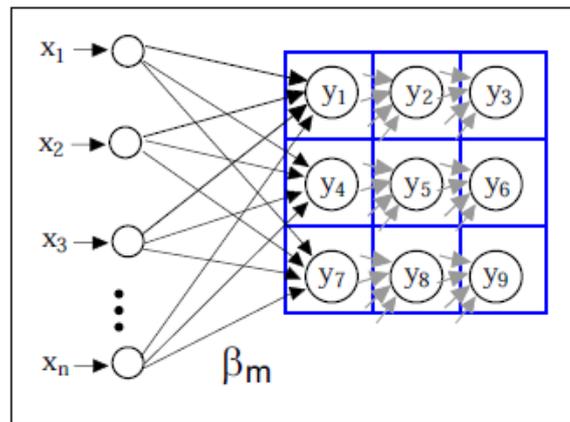


Figura 20. Esquema de um mapa auto-organizável (SOM) com 9 (3x3) neurônios organizados em uma rede bidimensional. Fonte: Gutierrez et al. (2004a).

O que difere o SOM dos outros algoritmos de agrupamento é que o processo de treinamento inclui um mecanismo auto-organizável de vizinhança tal que os grupos vizinhos na grade bidimensional são também similares no espaço real. A vantagem de ter os grupos organizados na grade tem um custo, já que comparada com a técnica de k-médias, o SOM perde parte da variabilidade dos grupos, em favor da restrição topológica imposta. Isto porque, nos métodos clássicos, os centróides se movem livremente no espaço e só tem que minimizar a variância intragrupos, enquanto no SOM a relação de vizinhança entre centróides supõe perda da liberdade de movimento. A vantagem de usar o SOM é que além de obter os grupos, também se obtém uma organização de vizinhança dos mesmos, proporcionando uma visualização das possíveis transições e interrelações entre classes, definida pela topologia dos neurônios (Gutierrez et al., 2004a).

Hewitson e Crane (2002) detalham as duas principais diferenças e explicam do seguinte modo, o algoritmo SOM inicia com uma distribuição aleatória de neurônios com os dados de entrada. Os neurônios são definidos por um vetor referência (VR) de coeficientes peso, onde cada coeficiente é associado a uma particular variável de

entrada. Para cada neurônio, o n-ésimo coeficiente do VR será associado com a n-ésima variável de entrada. Então, cada neurônio tem um VR associado igual em dimensão ao dado de entrada. Como cada dado observado é apresentado ao SOM, a similaridade entre o dado observado e cada neurônio VR é calculado, usualmente, como uma medida de distância euclidiana. O VR do neurônio ganhador é então modificado para reduzir a diferença com o vetor de entrada por uma taxa de aprendizado. O dado observado é utilizado para ajustar o local do neurônio no mapa.

Então, a maior diferença em relação aos algoritmos de agrupamento é que não é só o nó mais próximo que é atualizado durante esse processo, mas todos os neurônios são também ajustados na direção do vetor de entrada na proporção inversa à distância do neurônio vencedor. Esse processo iterativo continua durante vários ciclos pelo conjunto de dados até não haver mudanças na posição dos neurônios. O resultado final é que o SOM irá agrupar neurônios nas regiões do espaço com alta densidade de dados (onde há mais informações). Uma das vantagens da técnica SOM é que ele é muito mais versátil, devido à sua natureza iterativa e porque posiciona os neurônios.

A segunda maior diferença entre o SOM e um algoritmo de agrupamento tradicional, como explicam Hewitson e Crane (2002), é que o SOM apresenta um modo efetivo de visualizar a relação entre os neurônios. O SOM irá arranjar a distribuição dos neurônios em uma rede bidimensional, onde neurônios similares são colocados próximos um do outro no arranjo e neurônios diferentes são separados, produzindo mapas ou projeções de função de distribuição de dados multidimensional num plano bidimensional. Esta propriedade do SOM sustenta a natureza iterativa do processo e o uso do centro atualizado no espaço.

As principais características do comportamento do SOM descritas em Hewitson e Crane (2002) são:

- o SOM assume que os dados são contínuos; caso haja dados faltantes, o SOM fornece meios para interpolar, mesmo que haja uma descontinuidade, a interpolação posicionará neurônios dentro da região descontínua, isso é detectado no cálculo da frequência de ocorrência em cada neurônio (número de observações mapeado em um particular neurônio), onde não haverá nenhuma observação mapeada naquele neurônio;

- poucos neurônios do SOM são localizados onde há poucos dados, enquanto mais nós são alocados nas regiões do espaço de dados onde há maior informação no conjunto de dados. Este comportamento permite discriminar variações súbitas onde a informação existe. Colocando mais nós onde há mais pontos de dados, o SOM tenta representar os detalhes da distribuição de dados para qualquer nível de generalização utilizada (dimensão SOM);
- o SOM captura as características não lineares dos dados. Enquanto a medida de similaridade entre o dado e o VR é linear, o procedimento de treinamento iterativo permite o SOM considerar a distribuição de dados não linear.

Para sintetizar um grande número de neurônios, produzidos pelo SOM para dados complexos, pode ser utilizada a Classificação Hierárquica Ascendente (CHA), baseada na similaridade do vetor referência. Essa técnica de classificação calcula o grupo hierárquico dos VRs do mapa SOM de acordo com o critério de Ward (1963 apud Espinoza et al., 2011), baseado na distância euclidiana. Este critério assegura que será encontrado em cada passo um mínimo local da variância intraclasse.

A técnica CHA visa obter uma classificação tal que cada vetor referência pertencente a um grupo é tão próximo quanto possível a outro VR desse grupo e tão distante quanto possível do VR pertencente a qualquer outro grupo. O número final de grupos é selecionado escolhendo a partição discriminativa mais significativa em relação ao dendograma do CHA. Nesse dendograma, cada ramo da árvore é um subconjunto de neurônios, cada nó da árvore representa a conjunção de dois grupos, o tamanho do seu ramo representa a distância entre os dois grupos.

A sequência simplificada das atividades a ser realizada está no fluxograma da figura 21, onde estão as três principais etapas, entrada de dados, treinamento e descrição dos resultados. O algoritmo SOM e a manipulação dos dados foram realizadas com as funções do Matlab e pelo SomToolbox (www.cis.hut.fi/projects/somtoolbox). O mesmo procedimento é aplicado a dois conjuntos de dados de entrada. O primeiro conjunto de dados são os campos de vento em 850 hPa da reanálise ERA-Interim e a precipitação média diária observada no Distrito Federal. E, o segundo conjunto de dados são os campos de vento em 850 hPa e a precipitação diária simulados com o RegCM3 aplicado ao ERA-Interim.

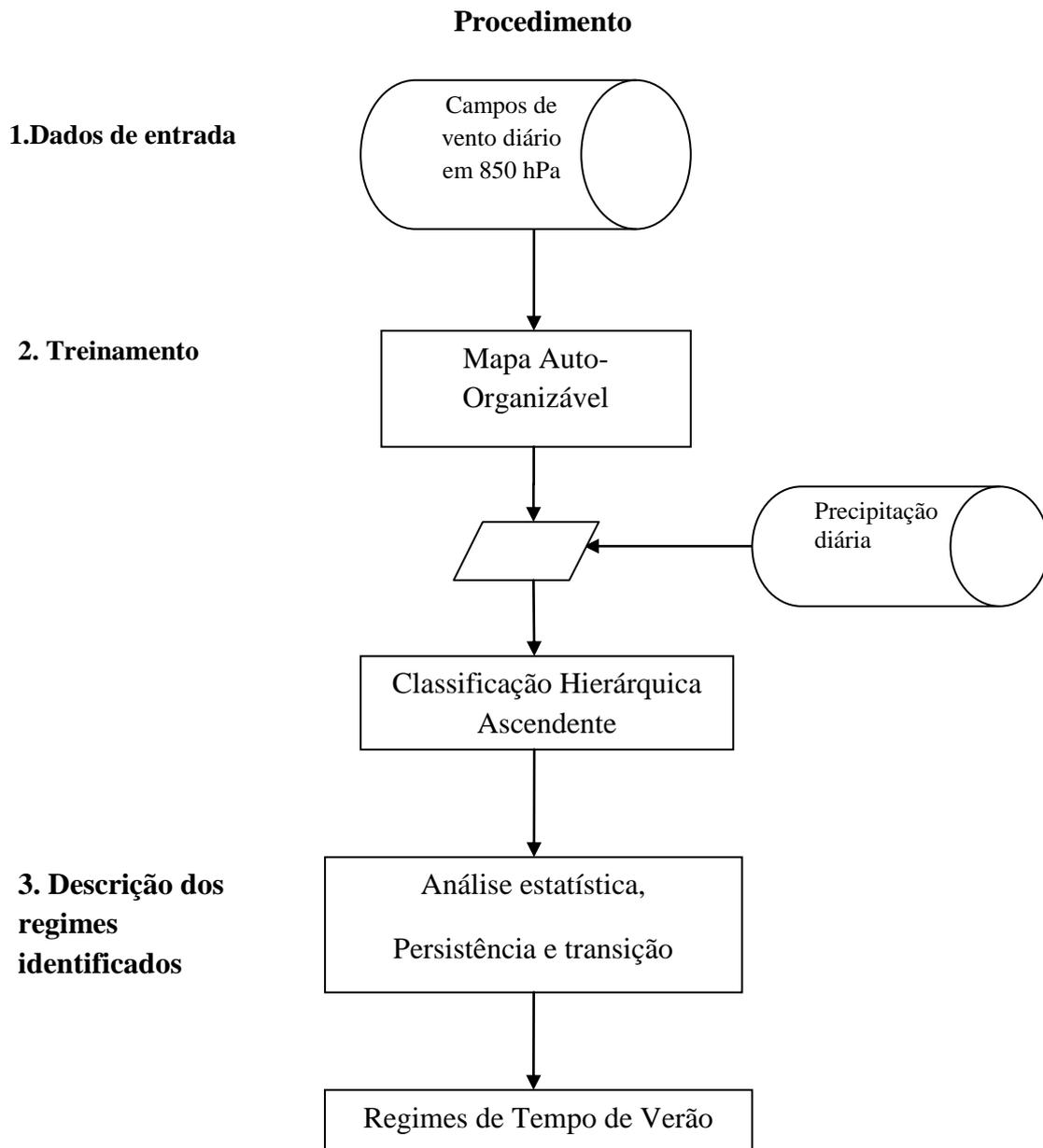


Figura 21. Fluxograma do procedimento metodológico.

CAPÍTULO 4. Regimes de Tempo e Precipitação Extrema Observados no Distrito Federal

Resumo

A variabilidade espacial e temporal da chuva de verão no Brasil central resulta na variabilidade do fornecimento de água provocando impacto nos recursos hídricos, na agricultura e na infraestrutura urbana. Um estudo diagnóstico da variabilidade da chuva de verão é realizado por meio da relação entre a circulação atmosférica global e a precipitação extrema na área do Distrito Federal aplicando a técnica de redes neurais, o Mapa Auto-Organizável. Foram identificados nove regimes de tempo (RT). Os regimes de tempo são respostas da relação entre a circulação atmosférica de grande escala e precipitação regional e possibilita compreender melhor a variabilidade intra-sazonal regional. Um grupo com quatro RTs representou variações da fase ativa do sistema de monções da América do Sul (SMAS), ou seja, a convergência de massa na posição central do país, outros dois posicionados mais ao norte influenciado pela Oscilação Madden-Julian (OMJ), e outro mais ao sul influenciado pelas ondas de Rossby. E, um grupo com cinco RTs associados à fase inativa do SMAS, ou regimes de transição, sem a formação da convergência de massa, com o Jato de Baixos Níveis (JBN) ativo e pouca ocorrência de eventos extremos na parte central do país.

Palavras chaves: Precipitação de verão, Brasil central, Mapa Auto-Organizável, regimes de tempo.

Abstract

The spatial and temporal variability of summer precipitation in central Brazil results in water supply variability and impact on water resources, agriculture and urban infrastructure. The diagnostic study of the variability of summer rainfall is accomplished through the relationship between the global atmospheric circulation and extreme precipitation in the Federal District by applying the technique of neural networks, the Kohonen map. It was identified nine weather regimes (WR). The weather regimes are responses of the relationship between large-scale atmospheric circulation and regional precipitation enables to better understand the regional intraseasonal variability. One group with four RTs representing variations of the active phase of South America Monsoon System (SAMS), one the convergence zone in the central position of the country, one positioned farther north influenced by Madden-Julian Oscillation (MJO), and another further south influenced by Rossby waves. And a group of five RTs associated with the break phase of the SAMS, or transitional regimes, without the formation of the convergence zone, with active Low Level Jet (LLJ) and extreme events in the south part of the country.

Keywords: Summer rainfall, central Brazil, Kohonen maps, weather regimes.

4.1. Introdução

A precipitação de verão é o principal fator que influencia o fornecimento de água no Distrito Federal (DF), sendo prioridade para um sistema de gerenciamento de recursos hídricos (Lorz et al., 2012), essencial para os setores agrícola e pecuário e fonte de pesquisas nas áreas de ciências atmosféricas e geociências. A região central do Brasil possui verão chuvoso (dezembro, janeiro, fevereiro - DJF) e inverno seco (junho, julho, agosto - JJA). Em grande parte do centro-oeste do país (COBr), onde se localiza o DF, os totais pluviométricos atingem cerca de 700 mm no trimestre DJF, e menos de 30 mm em JJA, em média (INMET, 2009).

A região com alta atividade convectiva posicionada à leste da Cordilheira dos Andes com orientação noroeste-sudeste é denominada de Zona de Convergência do Atlântico Sul – ZCAS (Zhou e Lau, 1998; Liebmann et al., 1999; Carvalho et al., 2004), e está relacionada à circulação do sistema de monções da América do Sul – SMAS (Vera et al., 2006). A variabilidade espacial na ZCAS mostra que algumas vezes a faixa de nebulosidade pode estender-se da Amazônia até o Oceano Atlântico Subtropical, enquanto em outras situações a ZCAS atua apenas até o sudeste do Brasil (Carvalho et al., 2004).

A variabilidade temporal da precipitação no verão é denominada de variabilidade intra-sazonal, 10-90 dias (Carvalho et al., 2004), e está relacionada a fenômenos atmosféricos, como a oscilação de Madden-Julian (Madden e Julian, 1994), vórtices ciclônicos de altos níveis (Kousky e Gan, 1981) e sistemas frontais de latitudes médias (Liebmann et al., 1999). Esse comportamento pode ser entendido como a alternância entre os diversos regimes de tempo, durante o qual a atmosfera de grande escala é quase-estacionária e são interrompidos por sistemas atmosféricos de transição. Entender os regimes de tempo (RTs) é de suma importância, pois determinados regimes podem implicar em secas severas ou períodos excessivamente úmidos dentro de uma mesma estação.

A identificação dos RTs de modo objetivo por técnicas de redes neurais tem apresentado vantagens em relação às técnicas lineares, não só em latitudes médias mas também nos trópicos. Esta abordagem foi aplicada na região noroeste da América do Sul (Espinoza et al., 2011) com resultados promissores quanto à caracterização e

entendimento dos RTs e extremos associados. Na área central do continente sul-americano, ou seja, na área central do Brasil, ainda não se conhece estudos que sintetizem de modo objetivo os regimes de tempo, que possam adicionar informação à variabilidade intra-sazonal observada nos estudos citados acima.

Neste contexto, o objetivo do presente estudo é diagnosticar os regimes de tempo observados com campos de vento de baixos níveis relacionados a eventos extremos chuvosos de verão no DF.

4.2. Material e Métodos

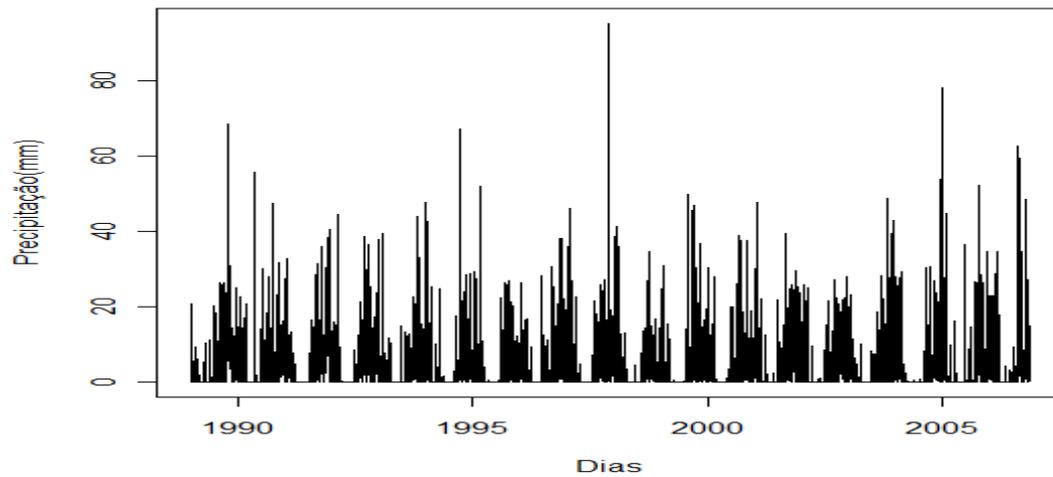
O DF está inserido na região Centro-Oeste do Brasil (COBr), localizado entre as latitudes 15,5° e 16,1°S e longitudes 47,3°e 48,3°W (Figura 12, p. 32), com área aproximada de 5.802 km² (IBGE).

Dados de precipitação

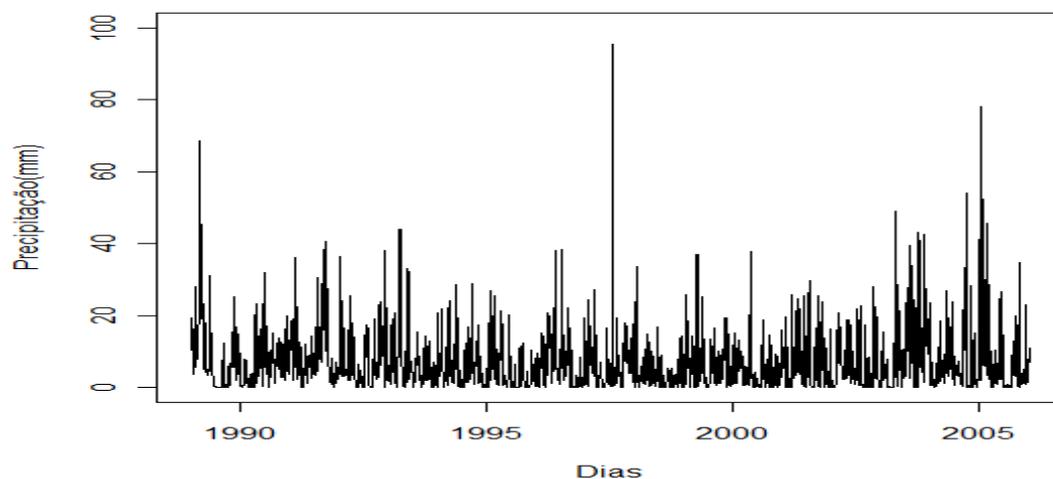
A precipitação diária observada na área do DF resulta da média de onze estações pluviométricas, cadastradas na Agência Nacional de Águas (ANA) e localizadas na figura 12 (p. 32). Estas estações possuem observações em comum para o período de 1/1/1989 a 31/12/2006, e os dados são disponibilizados no endereço <http://hidroweb.ana.gov.br> (Tabela 1, p.31). A distribuição espacial da precipitação foi analisada em detalhes por Borges et al. (2013) com vários métodos de interpolação que mostram a variação espacial da precipitação na região.

A série temporal da chuva média diária para o DF foi construída com as onze estações pluviométricas e é apresentada na figura 22a, onde se observa os períodos chuvosos e secos. Nos períodos chuvosos, que ocorrem principalmente nos meses de Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF), notam-se variabilidades interanual e intra-sazonal. Na escala intra-sazonal, apesar da chuva se concentrar no verão, ela tem comportamentos diferentes tanto na intensidade quanto na frequência da chuva, podendo ocorrer dias consecutivos sem chuva ou períodos seguidos com chuva intensa. Como o interesse está nos meses de DJF, eles foram colocados em sequência,

considerando todos os dias com ou sem chuva, evidenciando assim a variabilidade intra-sazonal e a ocorrência de eventos extremos de chuva (Figura 22b). Nessa série, que possui 1.534 dias, foram considerados eventos extremos dias com chuva acima do percentil 90, ou o equivalente a valores acima de 17,5 mm/dia.



(a)



(b)

Figura 22. (a) Série temporal da precipitação média diária na área do Distrito Federal, no período de março de 1989 a dezembro de 2006, calculada com onze estações pluviométricas. (b) Série temporal da precipitação média diária nos meses DJF de 1989 a 2006.

Precipitação Global (GPCP)

O *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP) foi estabelecido em 1986 com o objetivo inicial de fornecer dados médios mensais de precipitação numa grade $2,5^\circ \times 2,5^\circ$, de latitude e longitude, desde 1979. A partir de 1997, são fornecidos dados diários numa grade $1^\circ \times 1^\circ$. O GPCP estima a precipitação unindo um satélite constituído de sensores em infravermelho e microondas com dados de chuva de aproximadamente 6.700 estações ao redor do globo.

Os dados do GPCP são capazes de indicar mudanças na precipitação observada nas escalas de tempo sazonal e interanual e são utilizados na validação da precipitação gerada por reanálise. As séries pluviométricas mensais, em mm/dia, do GPCP correspondem à versão 2.2, encontram-se numa grade de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ e estão disponíveis no endereço <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.gpcp.html>.

Dados de reanálise ERA-Interim

Os dados de reanálise do Centro Europeu tiveram origem durante a exploração de dados meteorológicos em 1979 para melhorar o uso das observações meteorológicas na inicialização de modelos numéricos de previsão do tempo. É produzida com uma única versão de um sistema de assimilação de dados e, portanto não influenciada por mudanças no método, sendo de grande valor para a pesquisa atmosférica (Dee et al., 2011).

Os campos diários de vento zonal (u) e meridional (v) em 850 hPa com resolução horizontal de $1,5^\circ$, entre 120° e 0° W e de 60° S e 15° N, do período de 1989 a 2006 são da reanálise ERA-Interim do *European Centre for Medium-Range WeatherForecasts* (ECMWF) (Dee et al., 2011). Estes campos foram utilizados para descrever a variabilidade da circulação atmosférica associada à precipitação de verão no DF.

As variabilidades de baixa frequência, como as escalas sazonal e interanual, acima de 60 dias, são eliminadas removendo a média móvel de 30 dias. Isto fornece campos de anomalia sem qualquer componente sazonal e interanual (Gueye et al, 2010). Além disso, os componentes do campo de velocidade são normalizados pelo correspondente

desvio padrão em cada ponto de grade, permitindo peso similar aos componentes do vento zonal e meridional com variabilidades distintas (Marengo et al., 2004).

Método de Mapas Auto-Organizáveis (SOM)

O método dos Mapas Auto-Organizáveis (*Self-Organizing Maps*, SOM), ou Mapa de Kohonen, desenvolvido por Teuvo Kohonen é um modelo de redes neurais artificiais, de duas camadas, baseadas em aprendizado competitivo e não supervisionado, indicado para trabalhar com conjunto de dados multidimensionais, que são agrupados de forma organizada, normalmente, em arranjos uni ou bidimensionais, que facilitam a visualização e análise dos resultados. Neste aprendizado, a única informação apresentada à rede são os padrões de entrada (Kohonen, 2001).

A camada de entrada é o conjunto original de dados, neste caso, a série diária dos campos de vento. A camada de saída é um mapa topológico, composto por um conjunto de 49 neurônios (7x7). Este tamanho foi selecionado por representar o problema em questão e após realizar testes com tamanhos variados, sem grandes mudanças. O mapa é normalmente uma malha regular onde um nó é um neurônio. Cada neurônio do mapa é definido por sua posição sobre o mapa e associado à camada de entrada pelo seu vetor peso ou vetor referência (VR), cuja dimensão é a dimensão da observação (Gutierrez et al., 2004a). Esses VRs são um resumo de situações, neste estudo representam situações meteorológicas características do verão, as diferentes fases do Sistema de Monções da América do Sul (SMAS).

Neste trabalho os dados de entrada são os campos diários de vento u e v em 850 hPa da reanálise ERA-Interim de 1989 a 2006 (17 verões). Os campos de vento são centrados sobre o DF, entre -27° a $-4,5^{\circ}$ de latitude e entre $-67,5^{\circ}$ a -39° de longitude, espaçados de $1,5^{\circ}$, ou seja, são 19x13 (247) pontos de grade. Esses dados representam a situação meteorológica diária e foram utilizados para treinamento, que agrupou 49 padrões de variabilidade, os vetores referência (VR), no mapa de Kohonen 7x7, de formato hexagonal, com características estatísticas similares aos dados de entrada. Assim, cada dia foi associado a um dos 49 VR formando grupos de mesma situação meteorológica. Após essa associação, os dias com chuva, na área de estudo, acima do

percentil 90 podem ser identificados no mapa de Kohonen, permitindo relacionar a circulação de grande escala à chuva local.

O grande número de neurônios pode ser agrupado baseado na similaridade do vetor referência a partir da Classificação Hierárquica Ascendente (CHA). Essa técnica calcula o grupo hierárquico dos vetores de referência do mapa SOM de acordo com o critério de Ward (1963) baseado na distância euclidiana. Este critério assegura que será encontrado em cada passo um mínimo local da variância intraclasse. O dendograma permite identificar o número estatisticamente ótimo de classes, que é o nível no dendograma onde há mudança significativa do índice de agregação, baseado na variância intraclasse utilizando a métrica de distância de Ward (Gueye et al., 2010).

Os grupos definem as situações meteorológicas associadas à precipitação extrema, denominados regimes de tempo (RT), e para quantificar essa relação é calculado um índice (I) de precipitação dado pela equação (1), proposta por Espinoza et al. (2011), que mede a capacidade dos grupos discriminarem mais dias com chuva extrema (muito positivo) e menos dias com chuva extrema (muito negativo) em relação ao número de dias extremos de verão.

$$I_K = \left(\frac{(P_{jk} / J_k) - (P_{jt} / J_t)}{(P_{jt} / J_t)} \right) * 100 \quad (1)$$

Onde, (P_{jk}) é o número de dias extremamente chuvosos de um regime, (J_k) é o número de dias desse regime, (P_{jt}) é o total de dias chuvosos, (J_t) é o total de dias no mapa de Kohonen. O valor do índice (I_K) igual a zero significa que a porcentagem de dias chuvosos de um determinado regime não difere da porcentagem média de dias chuvosos no período.

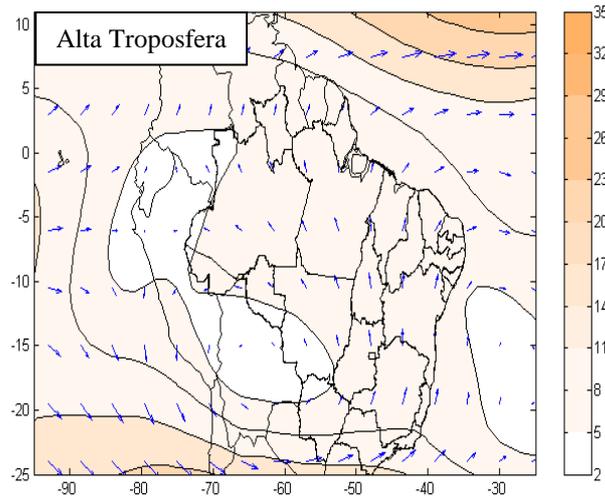
4.3. Resultados e Discussão

Circulação atmosférica de verão sobre o Brasil central

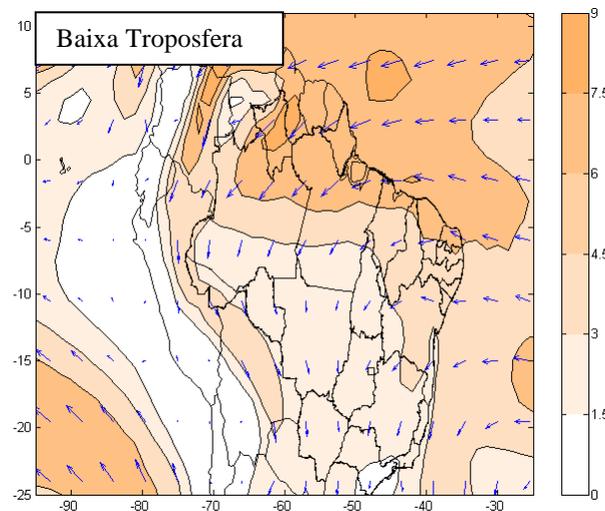
O campo médio de vento em altos níveis (200 hPa) da re-análise ERA-Interim em DJF (Figura 23a), mostra a Alta da Bolívia atuando sobre grande parte da região central do país, seguida corrente abaixo pelo cavado sobre o nordeste do continente.

Adicionalmente, neste nível os ventos são de oeste na região equatorial. Em baixos níveis (850 hPa), o campo médio do vento apresenta a circulação típica de verão, como a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) na faixa equatorial, ou seja, uma região de confluência dos ventos alísios de nordeste provenientes do Hemisfério Norte e de sudeste provenientes do Hemisfério Sul, localizada no Atlântico oeste (Figura 23b). Neste período, a figura 23b mostra ainda o desvio dos ventos de leste/nordeste na Amazônia para sul, ao longo do leste dos Andes, e parte dos anticiclones subtropicais nos oceanos Atlântico e Pacífico. Em síntese, sobre o centro-oeste do Brasil, incluindo o DF, nota-se o vento de sul em altos níveis (Figura 23a) e vento de norte em baixos níveis (Figura 23b), refletindo a presença de uma célula de circulação regional de Hadley, característico do regime de monções da América do Sul (Gan et al., 2004; Reboita et al., 2010).

(a)



(b)



(c)

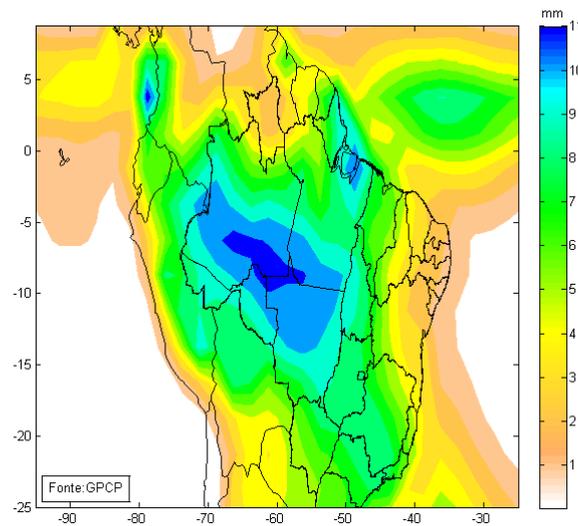


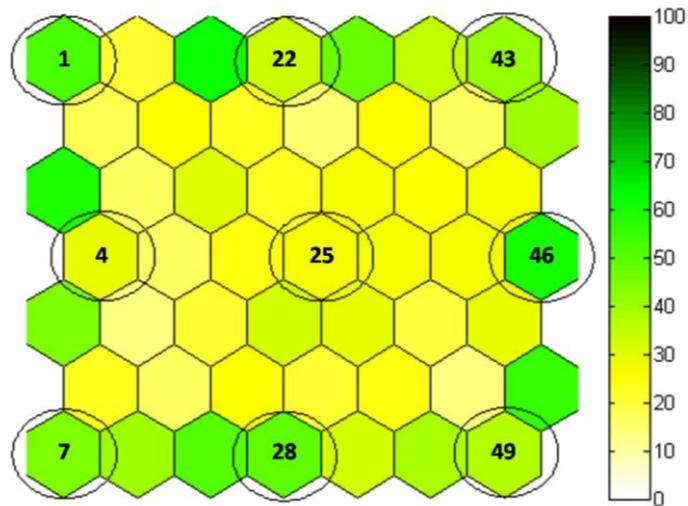
Figura 23. Campos médios do vetor vento e intensidade (colorido em m/s) da re-análise ERA-Interim em DJF de 1989-2006, (a) Alta Troposfera (200 hPa) e (b) Baixa Troposfera (850 hPa). Em (c) Precipitação média (mm/dia) observada no mesmo período disponibilizado pelo GPCP.

Como resultado da circulação típica de verão tem-se a precipitação de verão, média de DJF entre 1989 a 2006, da análise do GPCP apresentada na figura 23c. Esta figura mostra uma grande área com precipitação de 5 a 7 mm/dia em média, que se estende desde o noroeste do continente até os subtrópicos do Oceano Atlântico ($\sim 30^\circ$ S e 35° W). Um núcleo mais intenso, com precipitação acima de 10 mm/dia, situa-se no centro-sul da região Amazônica (Figura 23c). No Atlântico tropical a ZCIT é caracterizada por banda leste-oeste de precipitação, com intensidade em média superior a 4 mm/dia.

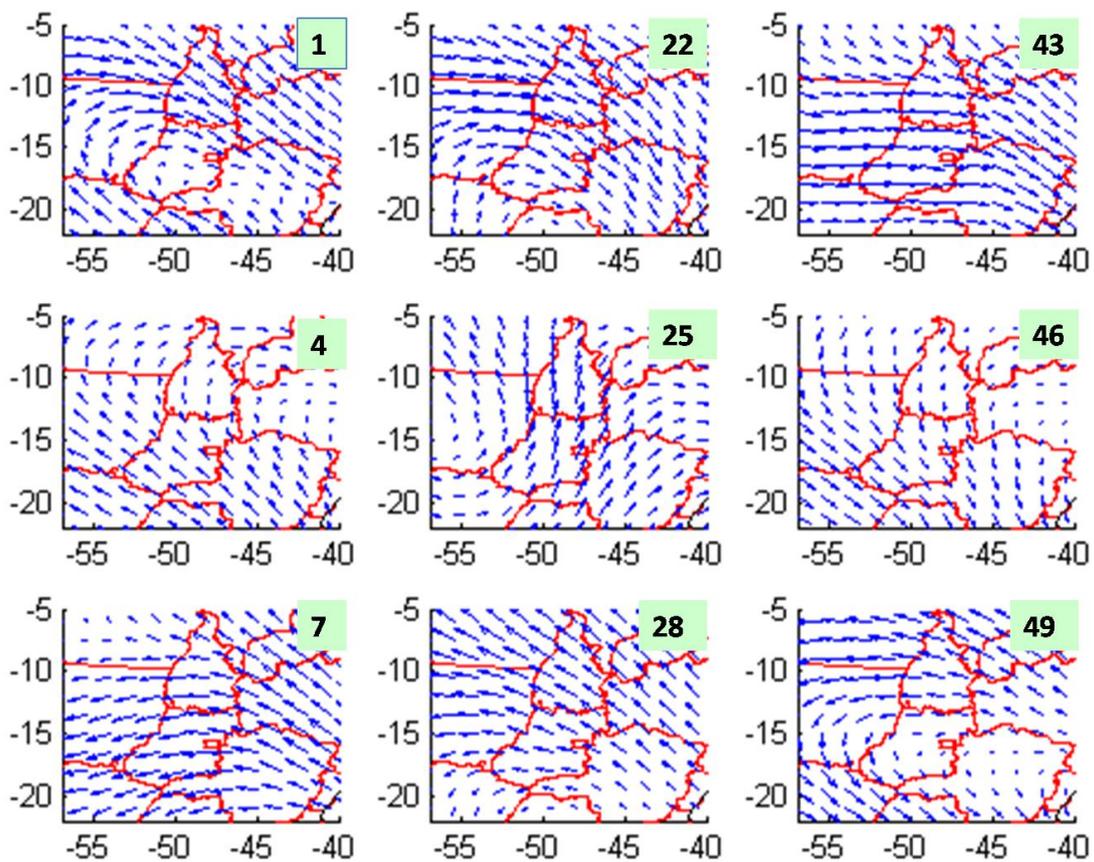
Os Regimes de Tempo

Cada um dos 49 grupos do mapa topológico (Figura 24a) representa um regime de tempo e os grupos vizinhos possuem padrões semelhantes, enquanto grupos distantes possuem padrões distintos ou, até mesmo, opostos.

Os campos de anomalia do vento são exemplificados (Figura 24b) para cada um dos nove grupos localizados nas laterais e central (grupos com círculos da Figura 24a) do mapa de Kohonen; observa-se nos extremos opostos os dois padrões típicos da circulação de verão (Carvalho et al., 2004). Localizada na posição superior a direita está a anomalia de vento de oeste/noroeste, com padrões semelhantes nos grupos vizinhos na parte superior (Figura 24b). Na posição inferior à esquerda, está a circulação de leste/sudeste, com configurações similares observadas na vizinhança inferior. No restante do mapa, os grupos podem ser interpretados como padrões intermediários, refletindo a circulação da atmosfera durante a transição entre os dois principais padrões descritos.

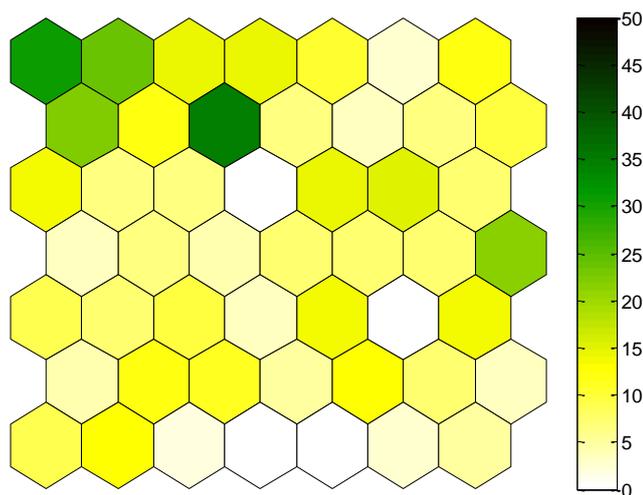


(a)



(b)

Figura 24. (a) Número de dias em cada um dos 49 grupos no Mapa de Kohonen, considerando o campo de vento em 850 hPa diário da reanálise do ERA Interim de DJF de 1989 a 2006. (b) Exemplos dos nove campos de anomalia do vento agrupados, identificados com círculos e numerados em (a).



(c)

Figura 24. (c) Porcentagem de dias com precipitação extrema em DJF no período de 1989 a 2006 projetado no mapa.

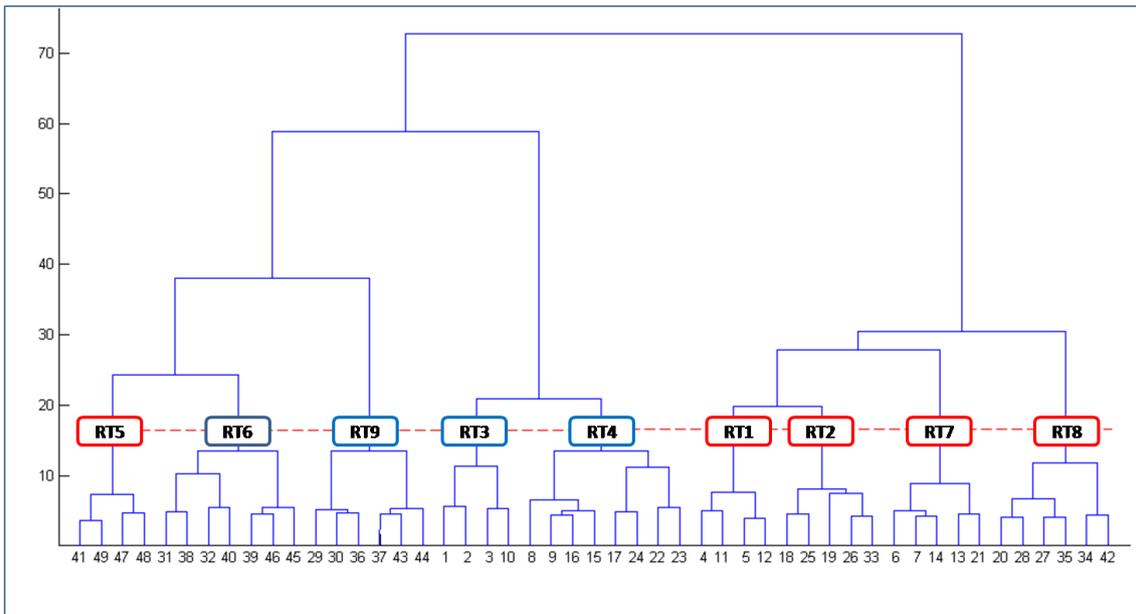
Associação entre Regimes de Tempo e Extremos de Chuva

Após a identificação desses padrões nos campos de vento diário em baixos níveis, no mapa de Kohonen, a chuva extrema, com percentil acima de 90%, é associada a cada grupo. A figura 24c mostra essa relação entre circulação e extremos de chuva diária. Na parte superior à esquerda dessa figura concentram-se os maiores percentuais, da ordem de 30 a 35%, confirmando a relação entre a ocorrência de eventos extremos de chuva e a fase ativa do SMAS (Carvalho et al., 2004; Muza e Carvalho, 2006). Os demais grupos possuem valores baixos, entre 10 a 15%, indicando padrões de vento em 850hPa que não possuem forte relação com a chuva extrema no DF.

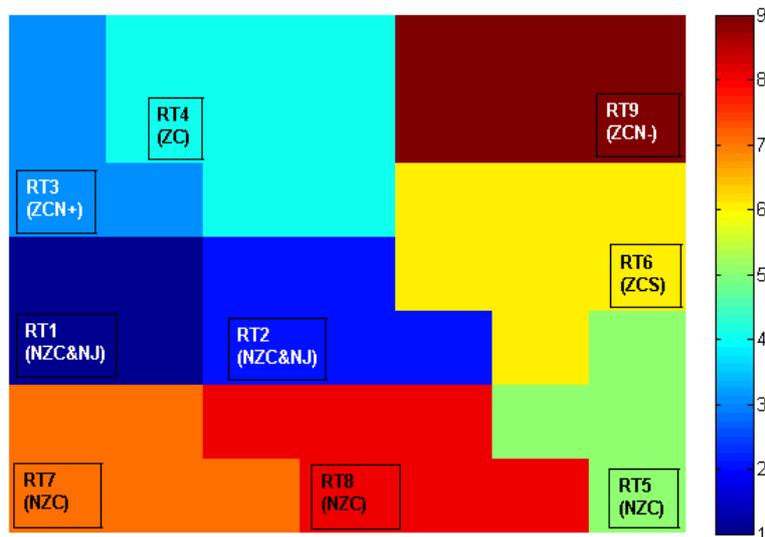
O resultado da Classificação Hierárquica Ascendente (CHA), representado pelo dendograma da figura 25a, reduz os 49 grupos em nove (Figura 25b). Isso porque a última diferença importante ocorre entre os nós oito e nove do dendograma. Esses nove grupos, que agregam dias similares da circulação de baixos níveis, são definidos como os nove regimes de tempo (RTs) de verão para o DF.

A associação de cada dia com o seu correspondente RT possibilita captar a evolução temporal dos regimes por meio da transição entre eles e a sua persistência; onde a transição mede a probabilidade de um RT mudar para outro regime e a

persistência mede a probabilidade do RT persistir no dia seguinte. Para avaliar essas probabilidades, o vetor que associa cada dia aos RTs é reproduzido 1.000 vezes de forma randômica (preservando o mesmo número de dias em cada RT). O resultado é apresentado na Tabela 3 e mostra transições específicas que caracterizam a evolução temporal dos RTs.



(a)



(b)

Figura 25. (a) Agrupamento pelo método de classificação hierárquica ascendente (CHA) resultando em nove Regimes de Tempo. (b) Nove Regimes de Tempo agrupados no mapa de Kohonen, na parte superior do mapa estão os regimes que caracterizam a ZCAS sobre a área de estudo, na parte inferior estão os regimes opostos e na parte central estão os regimes de transição.

Foram encontrados três RTs (RT3, RT4 e RT6) com índices de precipitação positivos, que são os regimes com maior capacidade de discriminar dias extremos chuvosos, e seis RTs (RT1, RT2, RT5, RT7, RT8 e RT9) com os menores índices, que são os regimes com menor ocorrência de extremos chuvosos em relação às ocorrências de todo o verão.

Os RTs favoráveis às anomalias de oeste/noroeste sobre a grande área central do país, responsável pela ocorrência de extremos, são representados por quatro regimes que totalizam 52% dos dias de verão contra 48% dos dias que são desfavoráveis a essa formação e inibem a ocorrência de precipitação e estão representados por cinco RTs. Para cada RT, a presença da ZCAS é denominada de ZC, a não formação desta por NZC, a presença do jato de baixos níveis por J, sua ausência por NJ e t indica transiente, essas abreviações foram utilizadas para identificar todos os RTs.

Considerando a importância dos RTs para extremos de chuva, eles serão discutidos a seguir na sequência RT3, RT4, RT6, RT9, RT1, RT7, RT8, RT2 e RT5.

O regime associado a anomalias de vento de sudoeste e circulação ciclônica sobre a área de estudo é o RT3 (ZCN+), ZCAS localizado mais ao norte do DF, figura 26a. O sinal positivo refere-se a muitos dias desse regime com extremos de chuva, índice I da Tabela 3. A figura 26a mostra também a anomalia do vento de sudeste a leste dos Andes que indica JBN de fraca intensidade, que caracteriza a fase ativa do SMAS (Jones e Carvalho, 2002). O RT3 ocorreu em apenas 9,5% dos dias de verão, mas representam 20% dos dias com chuva acima de 17,5 mm/dia (percentil 0,90) e com probabilidades de 43% de persistência e 30% de transição para o RT4 (ZC).

Tabela 3. Características dos Regimes de Tempo como número de dias em cada regime e sua frequência, número de dias com chuva extrema, a porcentagem do número de dias extremos em cada regime, a probabilidade de transição e para qual regime, a probabilidade da persistência e o índice de precipitação I (em negrito são destacados os maiores e menores valores).

RT	Nºdias(freq%)	Dias extr (P_{JK})	extr/dias (%)	Trans (%)	Pers (%)	I
1 (NZC&NJt)	102 (6,6)	7	6,9	21 ->RT4 24->RT7	33	-31
2 (NZC&At)	134 (8,7)	10	7,5	17->RT1 17->RT6	26	-25
3 (ZCN+)	145 (9,5)	29	20,0	30->RT4	43	100
4 (ZC)	232 (15,1)	33	14,2	18->RT6	48	43
5 (J)	135 (8,8)	9	6,7	27->RT8	40	-33
6 (ZCS)	215 (14,0)	27	12,6	20->RT9 14->RT5	38	26
7 (NZC&Atl)	175 (11,4)	13	7,4	19->RT8 14->RT5	51	-25
8 (J&A)	191 (12,5)	8	4,2	19->RT2	51	-58
9 (ZCN-)	205 (13,4)	17	8,3	17->RT3	55	-17

Elaborada pela autora.

O regime mais frequente é o RT4 (ZC) (Figura 26b), que agrupa situações associadas com anomalias de vento de noroeste sobre a região do DF e circulação ciclônica centrada a sudoeste do DF. Essa circulação anômala transporta umidade da Amazônia para a parte central do país (Jones e Carvalho, 2002), e representa padrão de circulação típico da fase ativa da monção, i.e., regime de oeste, e situação de JBN de fraca intensidade. Esse padrão de circulação é denominado “gangorra”, pois a fase ativa da monção favorece chuva desde o noroeste até o sudeste do Brasil e desfavorece chuva na região sul e norte da Argentina (Nogués-Paegle e Mo, 1997). Anomalias de vento de norte no Atlântico sul, próximo à costa brasileira, indicam intensificação do anticiclone subtropical do Atlântico sul. Esses padrões de ventos de baixos níveis explicam a convergência de massa e a atividade convectiva no DF. O vento anômalo de noroeste está presente em 15,1% dos dias de DJF (Tabela 3), com 14,2% desses dias com chuva acima de 17,5 mm (percentil 0,90), e probabilidades de 48% de persistir no dia seguinte e de 18% de transição para RT6.

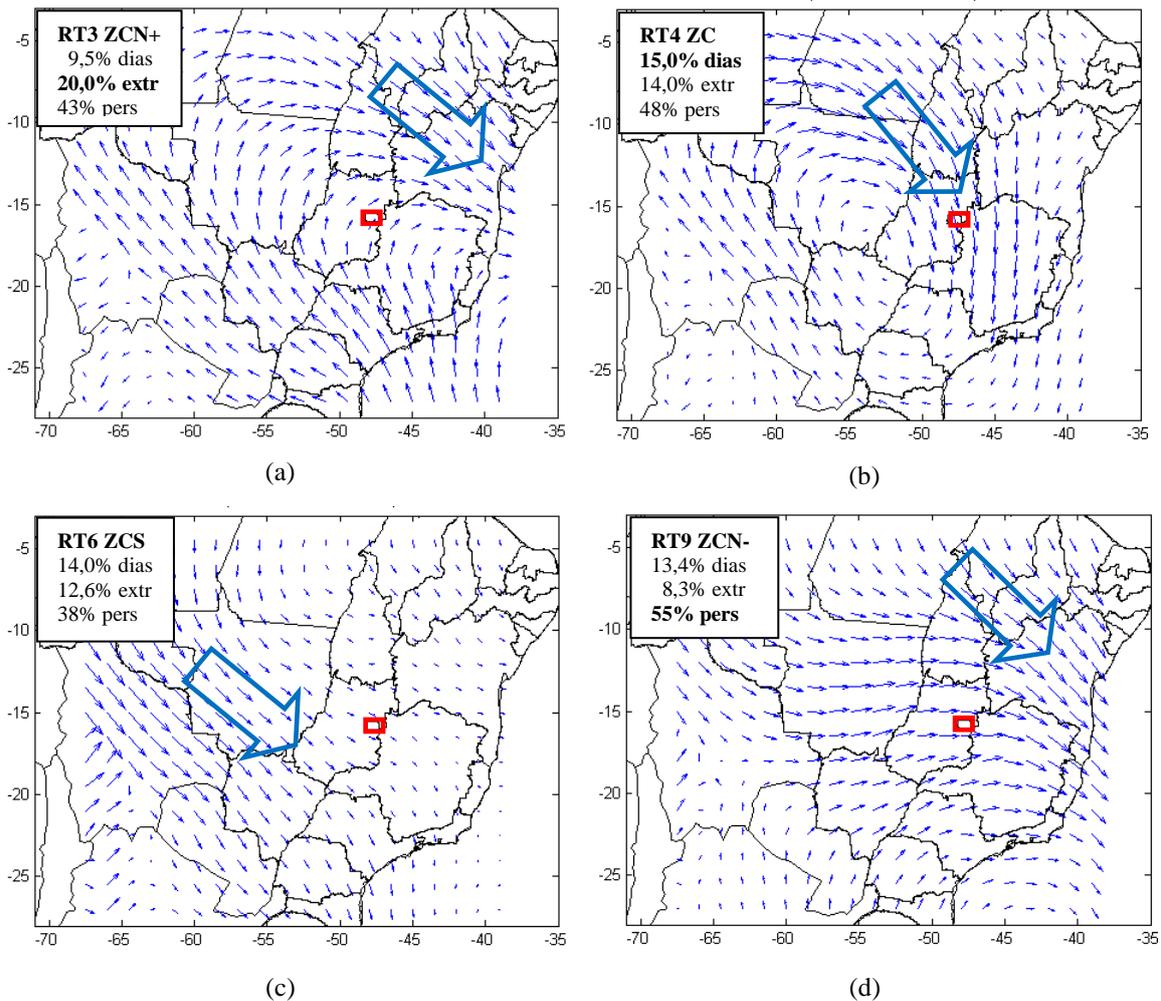


Figura 26. Anomalia do vento em 850 hPa associada a eventos extremos de chuva: (a) RT3, (b) RT4, (c) RT6 e (d) RT9.

O segundo regime mais frequente de verão, o RT6 (ZCS) inclui o grupo de situações meteorológicas associadas com anomalias de vento de noroeste sobre a região do DF (Figura 26c). Esse regime com anomalia de noroeste a leste dos Andes indica intensificação do JBN com deslocamento da ZCAS ao sul de sua posição média (Mo e Ghil, 1987; Liebmann et al., 1999; Cunningham e Cavalcanti, 2006). Esse padrão de ventos de baixos níveis explica a convergência de massa e a atividade convectiva. O RT6 ocorre em 14% dos dias de DJF (Tabela 3); esse regime apresenta 12,6% dos dias com chuva extrema e probabilidades de 38% de persistência e 20% de transição para o RT9.

Situações meteorológicas associadas com anomalias de vento de oeste sobre o Brasil central e anomalia de vento de noroeste sobre o Nordeste do Brasil são

representados pelo RT9 (ZCN-), figura 26d. Esse regime de oeste caracteriza a fase ativa da monção deslocada para norte do DF. É o terceiro regime mais frequente, seguido do RT4 (ZC) e RT6 (ZCS), com vento anômalo de oeste em 13,4% dos dias de verão, e probabilidades de 55% de persistir no dia seguinte e 17% de transição para o RT3 (ZCN+) (Tabela 3). O índice IP é pequeno, pois a relação de dias extremos nesse regime é proporcional à situação média do verão.

No RT1 (NZC&NJt), os ventos anômalos são de sudeste (Figura 27a). Ventos de quadrante leste correspondem à fase inativa do SMAS (Jones e Carvalho, 2002; Carvalho et al., 2004), e ocorreram em 102 dias (6,6%). RT1 é o menos frequente, com apenas 7 dias de chuva extrema ou 6,9% (Tabela 3). A anomalia de sudeste a leste dos Andes indica JBN de fraca intensidade, reduzindo o fluxo de umidade da Amazônia para o DF. Embora a circulação de grande escala não favoreça chuva generalizada no centro-oeste, ainda ocorrem eventos extremos de precipitação que resultariam do aquecimento diurno ativando a convecção local (Garreaud and Wallace, 1997; da Rocha et al., 2009). No Mapa de Kohonen, o RT1 está posicionado entre dois regimes opostos RT3 e RT7, representando um regime transitório e pouco frequente (Tabela 3). A probabilidade de persistência é de 33% e há probabilidade de transição de 21% para RT4 (ZC) e de 24% para RT7 (NZC&Atl).

Situações meteorológicas associadas com anomalias de vento de leste sobre a região do DF estão incluídas no RT7 (NZC&Atl), figura 27b. Este é um padrão típico do regime de leste na fase inativa da monção inibindo a chuva no DF. A diferença com o RT1 é que o RT7 não apresenta anomalia de sudeste a leste dos Andes e não é um regime transitório, já que tem alta probabilidade (51%) de persistir no dia seguinte (Tabela 3). Além disso, anomalias de vento no Atlântico sugerem um anticiclone próximo à costa, ou uma intensificação do anticiclone subtropical sobre o Atlântico sul. A ocorrência de chuva extrema no RT7 resultaria provavelmente de convecção local. Esse regime se estabelece em 11,4% dos dias de verão, com 7,4% dos dias com chuva extrema, tendo 19% de probabilidade de transição para o RT8 (J&A).

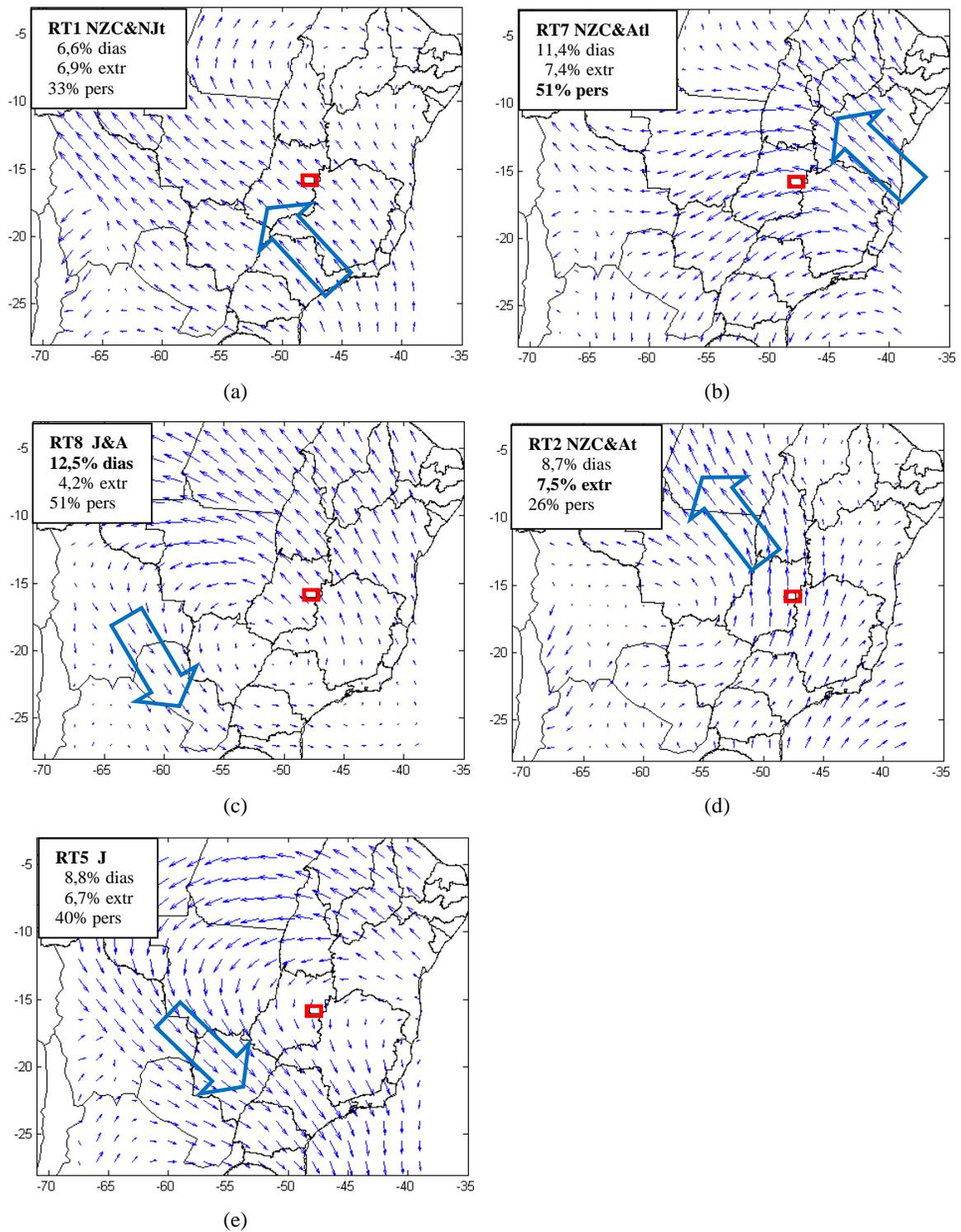


Figura 27. Anomalia do vento em 850 hPa para os regimes (a) RT1, (b) RT7, (c) RT8, (d) RT2 e (e) RT5.

O regime com ventos de sudeste na área central do país e que desfavorece a precipitação na região centro-leste do Brasil está representado em RT8 (J&A), onde J é de JBN e A de anticiclone (Figura 27c). A anomalia de noroeste a leste dos Andes

indica JBN intenso que favorece a chuva mais ao sul do país, como discutido em Jones e Carvalho (2002) e Carvalho et al. (2004). A circulação mostra um anticiclone centrado ao sul do Estado de Goiás, que justificaria a supressão de convecção nessa região. Esse regime foi observado em 191 dias (12,5%), com apenas oito (4,2%) de chuva extrema, e é a menor relação de extremo com o RT encontrado (Tabela 3). O RT8 apresenta probabilidade de 51% de permanecer no dia seguinte e 19% de transição para RT2 (NZC&At).

Um regime pouco frequente e transitório é o RT2 (NZC&At), e está associado com anomalias de ventos de sul sobre a região do DF e na grande área central do país, indicando a atuação de uma circulação de alta pressão no centro-oeste do país, mas não há anomalia de ventos de noroeste associada ao fortalecimento do jato como nos regimes típicos de leste. A anomalia de vento de sudoeste no Atlântico Sul, próximo à costa brasileira, pode indicar enfraquecimento do anticiclone subtropical ou seu deslocamento para leste, enquanto ventos de sul com penetração no continente inibem a convecção no centro-sul do país. O RT2 está posicionado no centro do mapa, consistente com sua característica transiente entre os RTs chuvosos (RT3, RT4 e RT6) e menos chuvosos (RT5, RT7 e RT8). Esse regime ocorreu em 134 dias (8,7%) com 10 dias de chuva extrema ou 7,5%, com probabilidade de 26% de persistência e igual probabilidade de 17% de transição para RT1 (NZC&NJt) ou RT6 (ZCS) (Tabela 3).

Um outro regime pouco frequente é o RT5 (J) que é associado com ventos anômalos de norte sobre a região do DF (Figura 27e). A anomalia de ventos de noroeste a leste dos Andes indica presença de JBN de forte intensidade; é um padrão típico de NZCAS. Ventos anômalos de norte próximo ao litoral do sudeste indica a intensificação do anticiclone subtropical do Atlântico Sul. Esse regime ocorreu em 8,8% dos dias de DJF, destes 6,7% com chuva acima do percentil 90, e probabilidade de 40% de persistir no dia seguinte e 27% mudando para RT8 (J&A).

Os nove regimes podem ser divididos em dois grandes grupos com as probabilidades de transição. Um grupo da fase ativa do SMAS e outro da fase inativa desse sistema (Figura 28). A fase ativa é representada por um conjunto de quatro RTs, que relacionam a chuva extrema com a ZCAS, nas três posições, uma deslocada mais ao norte, influenciada pela oscilação de Madden-Julian (Madden e Julian, 1994; Kousky e

Kayano, 1994; Carvalho et al., 2004; Cunningham e Cavalcanti, 2006), outra em sua posição climatológica e a terceira, deslocada para o sul, essa seria influenciada por ondas de Rossby extratropicais (Cunningham & Cavalcanti, 2006; de Souza & Ambrizzi, 2006). Esses RTs distintos da fase ativa não são detectados nos métodos por composição dos dias úmidos, pois representam o campo médio, como os realizados por Jones & Carvalho (2002) e Gan et al. (2004).

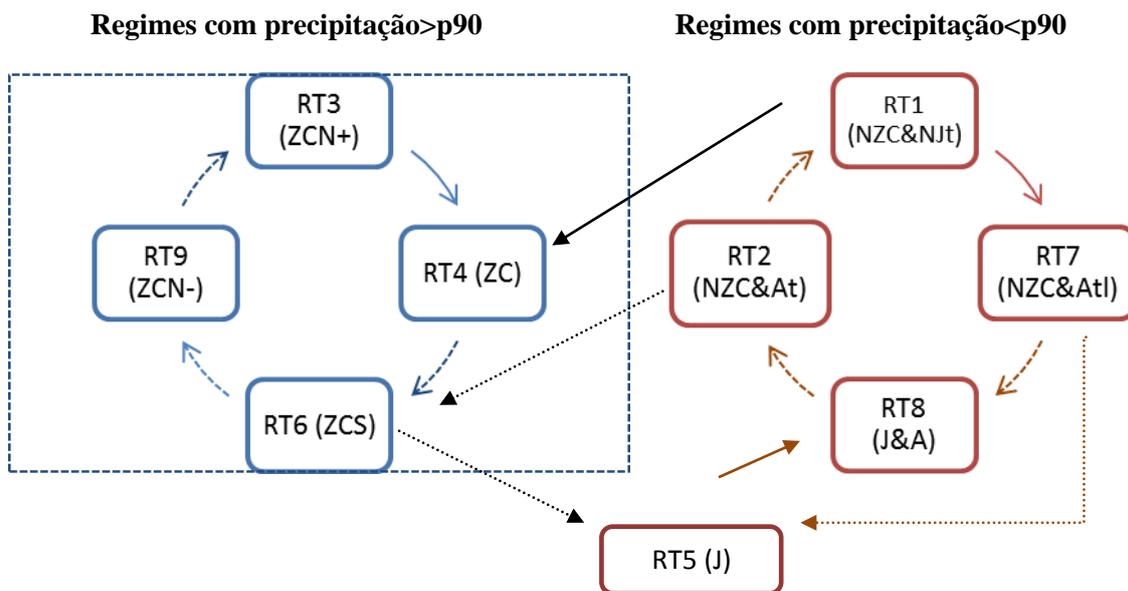


Figura 28. Regimes de Tempo de verão que representam as fases ativa (azul) e inativa (vermelho) do SMAS. A precipitação acima do percentil 90 (p90) é de 17,5 mm. As setas indicam probabilidades acima de 20% de transição de um regime a outro, as setas pontilhadas tem menor probabilidade de transição, entre 14%-20%.

Outros cinco RTs representam a fase inativa do SMAS, sendo que quatro deles formam um ciclo (Figura 28). Esse resultado não é encontrado na técnica por composição dos dias secos de verão, onde se obtém apenas um campo médio representativo da circulação (Gan et al., 2004), o que diferencia desta técnica utilizada. O regime RT5 não faz parte de nenhum ciclo, mas é transição entre o regime mais chuvoso e menos chuvoso. Os ciclos mais e menos chuvosos também são conectados pelas transições dos regimes RT1 e RT2, ambos transitórios, passam de regime menos chuvoso para mais chuvoso e a transição do regime chuvoso RT6 para o menos chuvoso

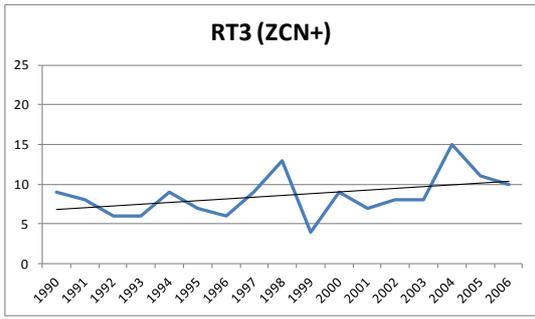
RT5. As setas cheias representam probabilidades de transição acima de 20%, e as setas pontilhadas indicam probabilidade entre 14% e 20%.

Variabilidade interanual dos Regimes de Tempo

As séries temporais das frequências dos RTs de verão, com tendência linear a 95% de nível de confiança, apesar do período relativamente curto, apresentam algumas características dentro do período de estudo (Figuras 29a e 29b). Os regimes de tempo com ocorrência de extremos de precipitação e presença de zona de convergência RT3 (ZCN+) e RT4 (ZC) apresentam grande variabilidade interanual e aumento significativo com o tempo, sendo RT4 o mais frequente, com a posição da ZCAS sobre a área de estudo. O RT6 apresenta diminuição com o tempo. A maior frequência do RT6 em 1991/92 contribuiu com 20,4% da precipitação de verão, o RT3 contribuiu com 24,4% e RT9 com 7,6% da precipitação de verão de 2003/04.

Os regimes que desfavorecem a chuva RT1 e RT7 apresentam grande variabilidade interanual e RT7 com significativa diminuição com o tempo, o regime RT8 também com muita variabilidade temporal apresenta aumento significativo nesse período. Os regimes RT2 e RT5 apresentam diminuição não significativa. Os anos com maior frequência do regime RT8, ou seja, presença do JBN e um anticiclone sobre o centro do país tiveram os verões mais secos 1995/96 e 1998/99.

(a) Regimes de Tempo com $prec > p90$



(b) Regimes de Tempo $prec < p90$

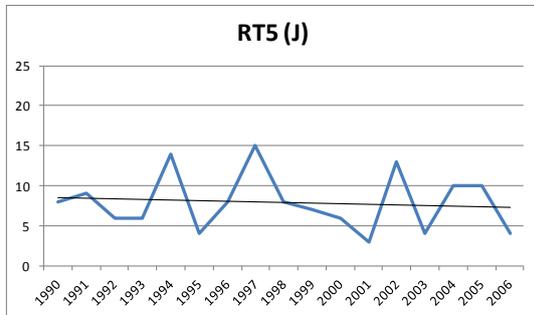
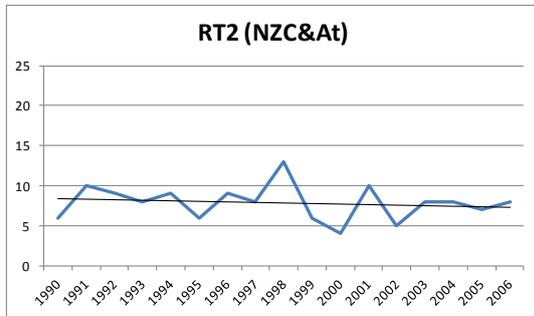
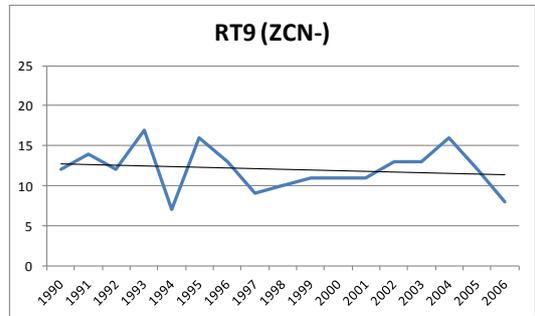
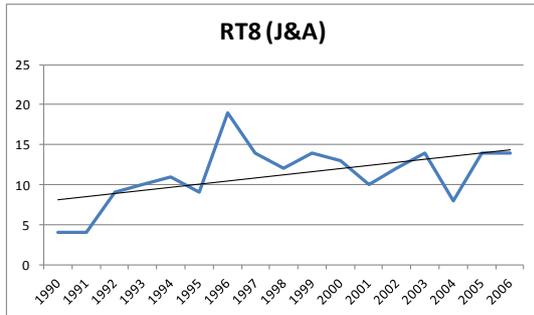
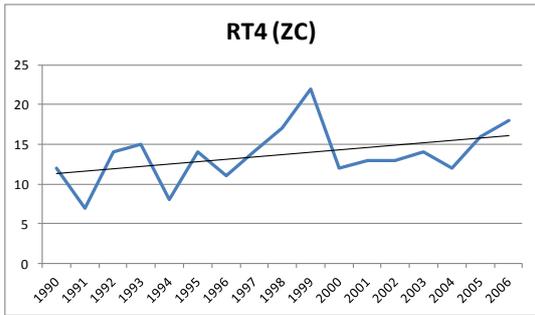
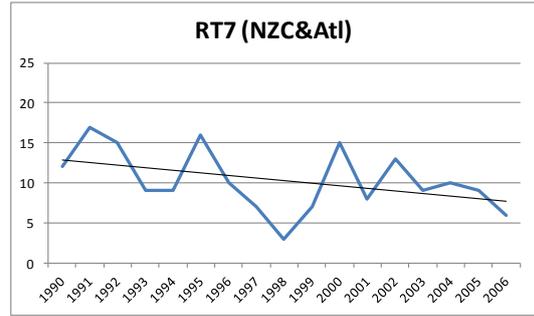
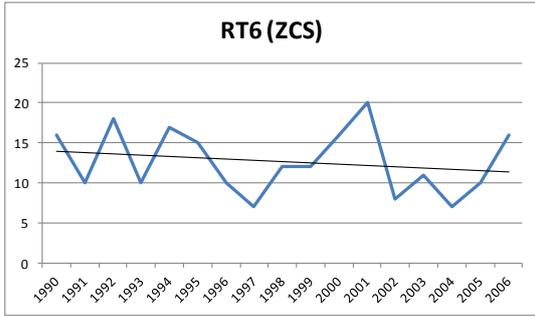
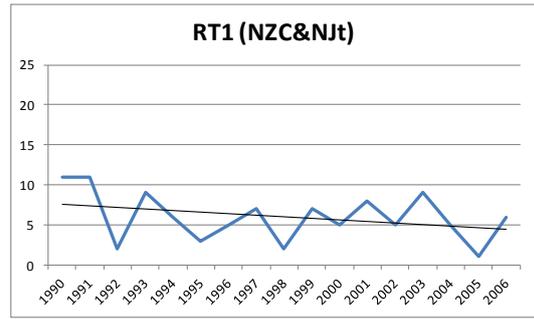


Figura 29. Frequência (número de ocorrências por ano) de cada RT com tendência linear significativa a 95% de confiança, exceto RT2 e RT5 com tendências não significativas.

4.4. Conclusões

O verão no DF foi diagnosticado com nove Regimes de Tempo, dos quais, quatro regimes representam a fase ativa do Sistema de Monções da América do Sul (SMAS), com 52% dos dias, e cinco representam a fase inativa, com 48% dos dias. Esses RTs sintetizam a relação entre a circulação atmosférica de grande escala com a ocorrência de extremos de precipitação na região do DF. Além disso, a frequência dos RTs influencia na variabilidade intra-sazonal, e alterações nesse comportamento impactam na ocorrência de extremos de chuva.

As altas probabilidades de persistência indicam que quando os RTs da fase ativa ou os da fase inativa das monções se estabelecem, eles favorecem uma sequência de dias com mais extremos chuvosos (dias úmidos) ou dias secos, respectivamente. Essa é uma informação necessária para planejamento nas áreas dos recursos hídricos e da agricultura. Na sequência favorável à chuva extrema no DF, os RTs diferem quanto ao seu posicionamento, ou para o norte ou para o sul em relação ao centro do Brasil.

CAPÍTULO 5. Caracterização dos Regimes de Tempo sobre o Brasil Central Simulados pelo RegCM3 entre 1989-2006. Estudo de caso: Distrito Federal.

Resumo

A identificação e caracterização de regimes de tempo (RTs) simulados relacionados à chuva extrema de verão no Distrito Federal é realizada por meio da técnica de redes neurais, os Mapas Auto-Organizáveis ou Mapas de Kohonen, aplicada à circulação atmosférica de baixos níveis simulada pelo modelo regional RegCM3. No período de 1989 a 2006 estas simulações utilizaram a reanálise ERA-Interim como condições inicial e de contorno. Foram agrupados seis RTs: dois relacionados à fase ativa do Sistema de Monções da América do Sul – SMAS, com ocorrência de dias extremos chuvosos; dois relacionados à fase inativa; e outros dois RTs transientes, esses com menos extremos chuvosos. Os RTs formaram um ciclo obtido por suas probabilidades de transição. Assim, a variabilidade da precipitação de verão, relacionada ao comportamento dos RTs simulados, possibilita a verificação do modelo dinâmico regional na escala intra-sazonal.

Palavras chaves: Precipitação de verão, Brasil central, Mapas Auto-Organizáveis de Kohonen, RegCM3, Regimes de Tempo.

Abstract

The identification and characterization of simulated weather regimes (WRs) related to extreme summer rainfall in the Distrito Federal is done through neural networks, the Self-Organizing Maps or Kohonen Maps, applied to low levels of atmospheric circulation simulated by the RegCM3 regional model. Through the 1989-2006 period these simulations used the ERA-Interim reanalysis as initial and boundary conditions. Six WRs were clustered: two related to the active phase of the South America Monsoon System (SAMS), with occurrence of extreme rainy days; two WRs related to the break phase; and two transients, with less extreme precipitation. The WRs formed a cycle obtained by their transition probability. The variability of summer precipitation, related to the simulated WRs behavior, enables the verification of the dynamic regional model in the intra-seasonal scale.

Keywords: Summer precipitation, central Brasil, Kohonen Maps, RegCM3, Weather Regimes.

5.1. Introdução

A precipitação é a principal fonte para o abastecimento hídrico no Distrito Federal (DF), que é cortado por três das maiores bacias hidrográficas da América do Sul, as bacias Amazônica, do Paraná e do São Francisco. No verão (dezembro, janeiro, fevereiro - DJF), os totais pluviométricos são máximos com cerca de 700 mm (INMET, 2009), mas o comportamento da precipitação e sua variabilidade são relevantes no planejamento de um sistema de gestão de recursos hídricos como o que está em desenvolvimento no DF (Lorz et al., 2012).

Uma característica marcante da precipitação de verão sobre o Brasil é a presença da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) que é definida como uma região de alta variabilidade convectiva posicionada a leste da Cordilheira dos Andes com orientação noroeste-sudeste, desde o sul e leste da Amazônia até o Atlântico sul (Kodama, 1992; Zhou e Lau, 1998; Liebmann et al., 1999; Carvalho et al., 2004). A ZCAS está relacionada ao Sistema de Monções da América do Sul - SMAS (Zhou e Lau, 1998; Marengo et al., 2001) e suas variabilidades espacial e temporal têm papéis fundamentais na distribuição dos extremos de chuvas nas regiões de sua atuação (Carvalho et al., 2002; Carvalho et al., 2004).

A representação do clima global obtida por simulações de modelos de circulação geral da atmosfera oferecem informações em escala continental, mas não representam variações climáticas locais como as tempestades ou frentes frias e/ou chuvas, devido a efeitos orográficos, além de eventos extremos. Para isso, utiliza-se a técnica de *downscaling*, que consiste na regionalização dos cenários climáticos aplicados em modelos globais utilizando modelos regionais (*downscaling* dinâmico) ou funções estatísticas também denominadas de *downscaling* empírico ou estatístico (Giorgi et al., 2001, Marengo, 2007).

Muitos estudos avaliam a capacidade de um Modelo Climático Regional (MCR) simular a climatologia, como médias mensais, sazonais e anuais da circulação atmosférica, da temperatura do ar e da precipitação sobre o Brasil (da Rocha et al, 2009;

Pesquero et al., 2010). As principais características da climatologia de verão, como a precipitação na área de atuação da ZCAS foram melhor simulados pelo RegCM3 (*Regional Climate Model version 3*, Pal et al., 2007) do que na reanálise do *National Centers for Environmental Prediction - NCEP* (da Rocha et al., 2009), assim como o ciclo diurno da precipitação.

Estudo realizado por Pesquero et al. (2010) com o modelo Eta mostrou nas simulações as principais características da circulação de verão sobre a América do Sul, como a ZCAS e a zona de convergência intertropical (ZCIT), mas a precipitação foi subestimada sobre o centro-norte do país e superestimada sobre o Sudeste do Brasil, esta última justificada pela topografia local.

Mais recentemente alterações nas parametrizações de convecção e interações entre vegetação, solo e atmosfera no RegCM3 (da Rocha et al., 2012) aperfeiçoaram a simulação da precipitação de verão sobre o Brasil, tanto em intensidade quanto em localização, sendo esta versão candidata potencial para avaliar a variabilidade intra-sazonal da precipitação.

Quanto à técnica estatística, o método combinado de Mapas Auto-Organizáveis e Classificação Hierárquica Ascendente (*Self-Organizing Maps - Hierarchical Ascendant Classification*, SOM-HAC) aplicado por Gueye et al. (2010), durante a estação de monções de verão no oeste da África, demonstrou-se eficiente ao definir padrões de circulação relacionados com a chuva sobre o Senegal. Na região Amazônica, Espinoza et al. (2011) aplicaram técnica similar e encontraram os padrões de circulação regional sazonais relacionados a chuva extrema.

Na parte central da América do Sul, onde o RegCM3 simulou com destreza os principais aspectos do sistema de monções (da Rocha et al., 2012), será verificada se a técnica SOM sintetiza a circulação de grande escala e sua relação com a chuva simulada na região do DF. Nesse contexto, o objetivo principal deste trabalho é caracterizar os regimes de tempo produtores de chuva extrema nas simulações do RegCM3.

5.2. Material e Método

O Distrito Federal está inserido na região Centro-Oeste do Brasil, figura 30, localizada entre as latitudes 15,5° e 16,1° S e longitudes 47,3° e 48,3° W com uma área aproximada de 5.802 km² (IBGE).

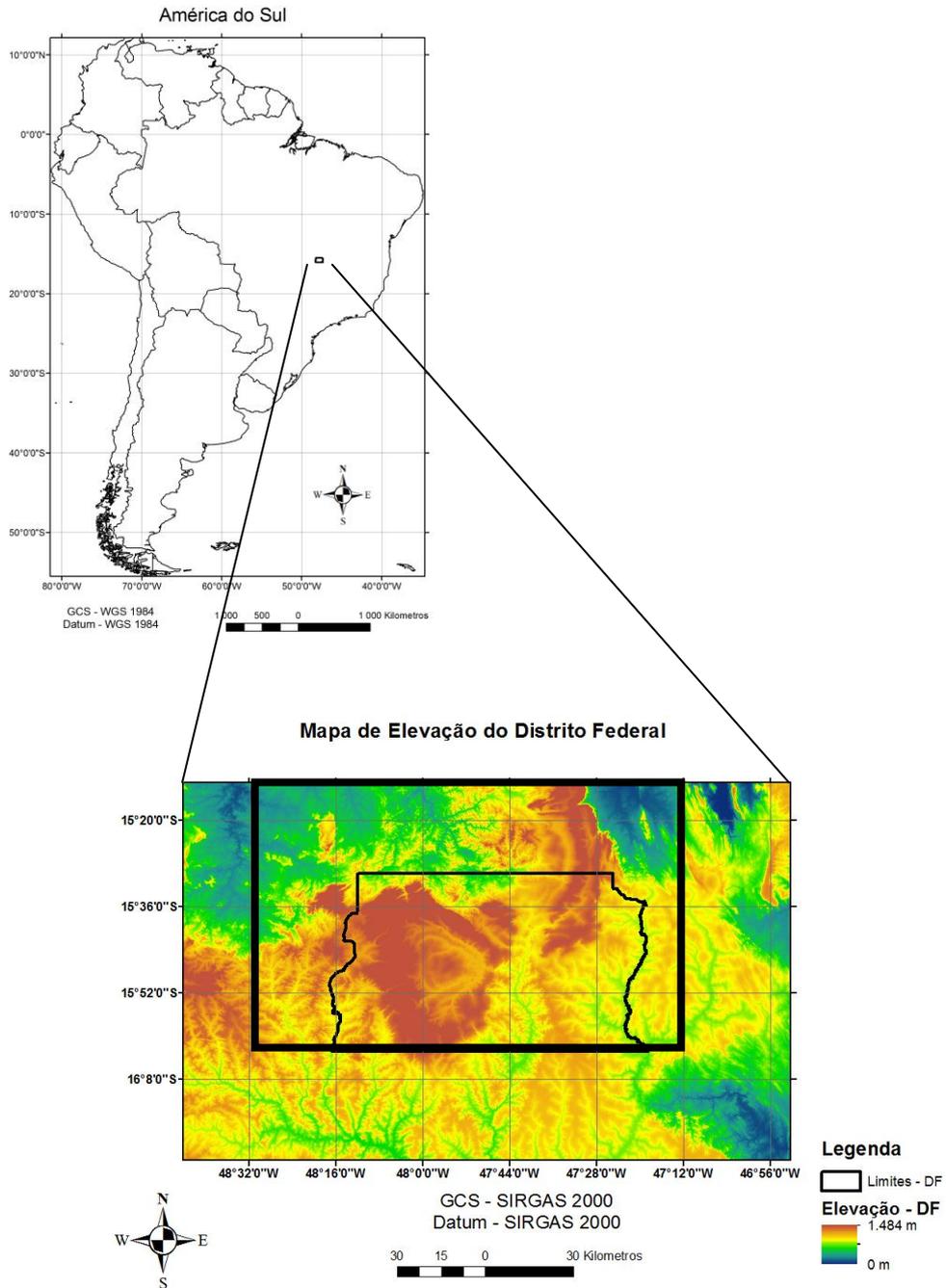


Figura 30. Área de estudo, localização do Distrito Federal e área da precipitação simulada, representada pelo retângulo maior.

O Modelo Climático Regional RegCM3

O RegCM3 (*Regional Climate Model* versão 3) é um modelo de área limitada que utiliza as equações primitivas para fluido compressível em coordenada vertical sigma-pressão (Pal et al, 2007; da Rocha et al., 2012). Para resolver os processos de interação solo-planta-atmosfera, o RegCM3 utiliza o esquema de *Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme* (BATS, Dickinson et al., 1993). No BATS, esses processos consideram uma camada de vegetação e três camadas de solo. Com isto, a presença de vegetação em cada ponto da grade e sua interação com as camadas de solo são consideradas nas trocas turbulentas de *momentum*, energia e vapor de água entre superfície e atmosfera. As modificações no esquema de BATS para as simulações analisadas neste trabalho estão descritas em da Rocha et al. (2012).

Para a transferência radiativa na atmosfera, o RegCM3 utiliza a mesma parametrização do NCAR *Community Climate Model* (CCM3; Kiehl et al. 1996) que calcula separadamente as taxas de aquecimento e os fluxos de radiação na superfície. Além de considerar as interações com os gases do efeito estufa, aerossóis atmosféricos e vapor d'água.

Os processos úmidos na atmosfera no RegCM3 utilizam um esquema para a convecção em cúmulos profundos (escala de subgrade) e outro para a precipitação resolvida na escala da grade. Para convecção foi utilizado o esquema de Grell (1993) com o fechamento de Fritsch-Chappell (GFC), enquanto a chuva na escala da grade utilizou a parametrização SUBEX (*Subgrid Explicit Moisture Scheme*; Pal et al., 2000) que resolve apenas uma equação para a água de nuvem que é inicialmente formada quando ocorre saturação (da Rocha et al., 2012).

Adicionalmente, os fluxos de calor e momento na interface oceano-atmosfera foram calculados através da parametrização de Zeng (Zeng et al., 1998). Este esquema considera todas as condições de estabilidade (estável, instável e neutro) e a dependência do comprimento de rugosidade na velocidade de fricção em superfície.

Simulações Climáticas

Para o período de 1989 a 2006, as simulações com o RegCM3 utilizaram condições inicial e de contorno da reanálise do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) ERA-Interim (Dee et al., 2011). As simulações utilizaram as variáveis atmosféricas: altura geopotencial, temperatura, vento, umidade relativa e pressão. Também foi utilizada a temperatura da superfície do mar (TSM) do ERA-Interim, integrada desde 1 de janeiro de 1989 a 1 de janeiro de 2009 (da Rocha et al., 2012).

O domínio da simulação foi definido seguindo orientação do CORDEX (*Coordinated Regional Downscaling Experiment*) que é um programa internacional para realizar projeções regionalizadas do clima sobre o globo por meio dos MCRs (Giorgi et al., 2009). Neste domínio (Figura 1; da Rocha et al., 2012) foi utilizada resolução horizontal de 50 km (192 x 202 pontos de grade nas direções leste-oeste e norte-sul, respectivamente) e resolução vertical de 18 níveis sigma-pressão.

Os campos diários do vento zonal (u) e meridional (v) em 850 hPa e precipitação simulados foram então interpolados para uma grade regular, $0,5^\circ \times 0,5^\circ$, entre latitudes 22° S a 8° N e longitudes 97° a 25° W. Estes campos foram utilizados para descrever a circulação atmosférica que caracteriza as situações diárias de tempo.

As variabilidades de baixa frequência, como as escalas sazonal e interanual, acima de 60 dias, são eliminadas a partir da remoção da média móvel de 30 dias conforme em Gueye et al. (2010). Além disso, as velocidades são normalizadas pelo desvio padrão correspondente em cada ponto de grade, permitindo peso similar aos componentes do vento zonal e meridional com variabilidades distintas (Marengo et al., 2004).

Método do Mapa Auto-Organizável

A técnica dos Mapas Auto-Organizáveis (*Self-Organizing Maps*, SOM) consiste em uma rede neural artificial interconectada e não supervisionada, com aprendizado competitivo, especialmente indicado para trabalhar com conjunto de dados multidimensionais, pois permitem organizar e visualizar os dados projetados em um espaço, normalmente, uni ou bi-dimensional (Gutierrez et al., 2004a).

O algoritmo de treinamento SOM consiste de três fases: competitiva, cooperativa e adaptativa. A fase competitiva inicia com a definição de uma distribuição aleatória de neurônios dentro do espaço de dados, onde os neurônios são definidos por um vetor referência (VR) de coeficientes peso, onde cada coeficiente é associado a uma particular variável de entrada. A similaridade entre o dado de entrada e cada neurônio VR é calculado, usualmente como uma medida de distância euclidiana. O VR do neurônio ganhador é então modificado para reduzir a diferença com o vetor de entrada por uma taxa de aprendizado (Kohonen, 2001; Hewitson e Crane, 2002).

Na fase cooperativa, todos os neurônios vizinhos também são ajustados na direção do vetor de entrada na proporção inversa à distância do neurônio vencedor. Esse processo iterativo continua durante vários ciclos pelo conjunto de dados até não haver mudanças na posição dos neurônios. Na fase adaptativa os VRs do neurônio vencedor e de sua vizinhança são ajustados. O resultado final é que o SOM irá agrupar neurônios nas regiões do espaço com alta densidade de dados, onde há mais informações, para adquirir conhecimento das propriedades estatísticas dos padrões. Durante a fase de treinamento ocorre o seu aprendizado e a única informação apresentada à rede são os padrões de entrada.

Neste estudo, os dados de entrada são os campos diários de vento u e v em 850hPa do RegCM3 de dezembro a fevereiro de 1989 a 2006 (17 verões), entre latitudes $25,0^\circ$ a $4,0^\circ$ S e longitudes $68,0^\circ$ a $39,5^\circ$ W, ou seja, são 20×15 (300) pontos de grade, centrados sobre o Distrito Federal. Esses dados representam a situação meteorológica diária e foram utilizados para treinamento, que agruparam 49 padrões de variabilidade, os vetores referência (VR), no mapa auto-organizável 7×7 , de formato hexagonal, com características estatísticas similares aos dados de entrada. Ao final, cada dia foi associado a um dos 49 VR que estavam inseridos na mesma situação meteorológica. Após essa associação, os dias com chuva na área de estudo, acima do percentil 90, podem ser identificados no mapa auto-organizável, permitindo relacionar a circulação de grande escala à chuva regional.

O grande número do subconjunto produzido pelo mapa SOM explica a complexidade dos dados de entrada, enquanto conserva sua relação de similaridade. Para sintetizar esta informação, o número de neurônios pode ser agrupado em menor

número baseado na similaridade do VR utilizando Classificação Hierárquica Ascendente (CHA). Essa técnica de classificação CHA calcula o grupo hierárquico dos vetores referência do mapa SOM de acordo com o critério de Ward (1963 *apud* Espinoza et al., 2011), baseado na distância euclideana. Esse critério assegura que será encontrado em cada passo um mínimo local da variância intra-classe. O número final de grupos é selecionado escolhendo a partição discriminativa mais significativa em relação ao dendograma do CHA.

Os grupos definem as situações meteorológicas associadas à precipitação extrema, denominados regimes de tempo (RTs), e para quantificar essa relação é calculado um índice de precipitação dado pela equação (1 p.58), proposta por Espinoza et al. (2011), que mede a capacidade dos grupos discriminarem mais dias com chuva extrema (muito positivo) e menos dias com chuva extrema (muito negativo) em relação ao número de dias extremos de verão.

5.3. Resultados e Discussão

Climatologia Simulada

As características médias do vento em altos e baixos níveis observadas no verão DJF são simuladas como mostram as figuras 31a e 31b, respectivamente. Em 200 hPa é simulada a circulação anticiclônica da Alta da Bolívia e o vórtice de altos níveis sobre o nordeste do continente. Em 850 hPa, são simulados a ZCIT no norte do país, os alísios de leste e sudeste no Atlântico equatorial, e o desvio do vento para o sul do Brasil a leste dos Andes. A simulação do vento na região dos Andes não é bem resolvida devido à resolução da topografia elevada, surgindo uma circulação ciclônica que não existe (da Rocha et al., 2009).

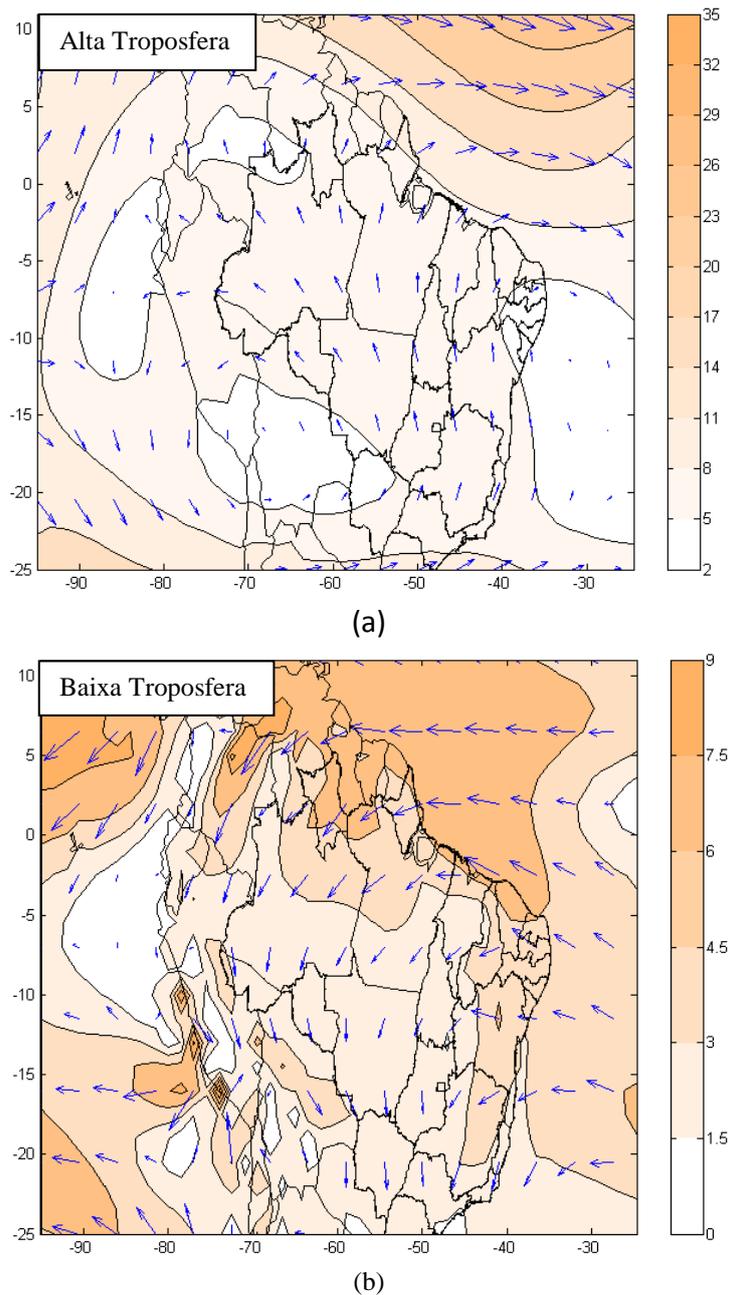


Figura 31. Campos médios de vento simulados com RegCM3 para DJF de 1989 a 2006 em (a) 200 hPa e (b) 850 hPa.

Precipitação

A precipitação média do verão DJF observada (GPCP) e simulada com o RegCM3 estão nas figuras 32a e 32b, respectivamente. A figura 32a mostra uma grande área com precipitação de 5 a 7 mm/dia em média, que se estende desde o noroeste do continente até os subtropicos do Oceano Atlântico ($\sim 30^{\circ}$ S e 35° W). Um núcleo mais intenso, com precipitação acima de 10 mm/dia, situa-se no centro-sul da região

Amazônica. No Atlântico tropical, a ZCIT é caracterizada por banda leste-oeste de precipitação, com intensidade em média superior a 4 mm/dia. Na figura 32b, a precipitação simulada mostra que o RegCM3 tem destreza em representar a chuva de verão em grande parte do Brasil. O excesso no oeste da Amazônia é atribuído pela maior evapotranspiração simulada após as mudanças na parametrização do modelo, detalhes em da Rocha et al. (2012). Na análise comparativa de métodos de interpolação da precipitação na área central do Brasil, Borges et al. (2013) apresenta com melhor resolução espacial a precipitação anual média.

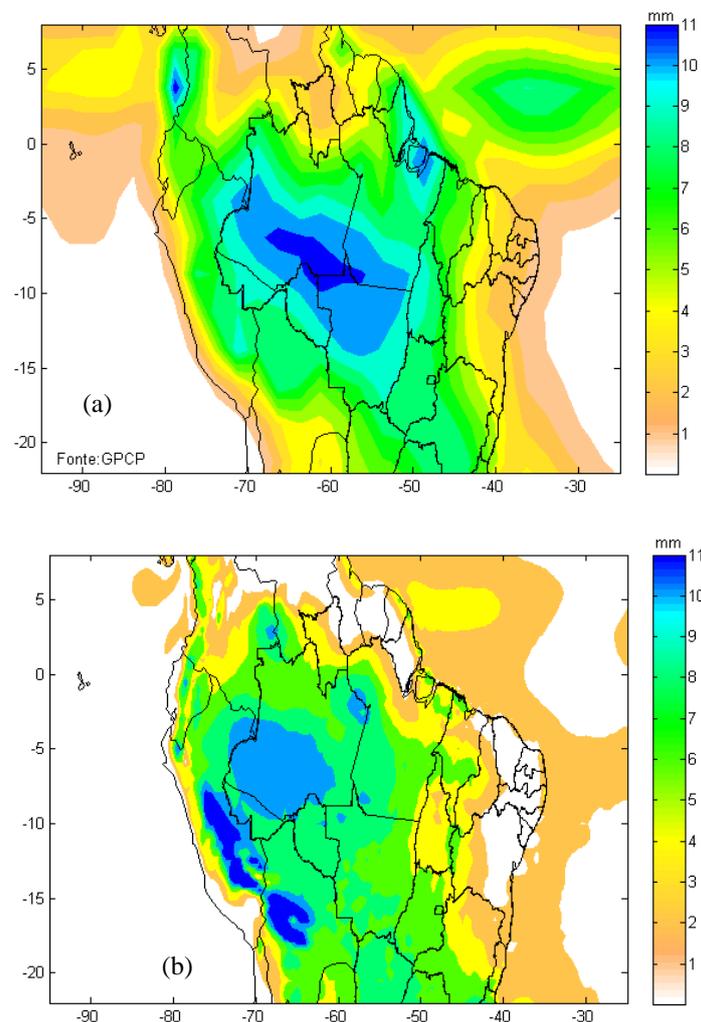
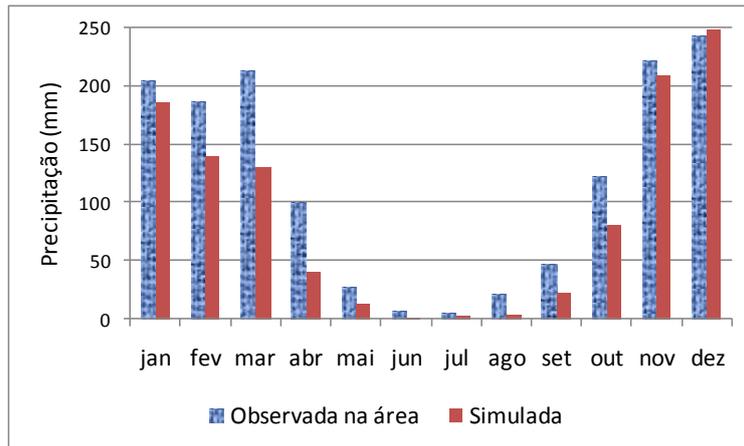


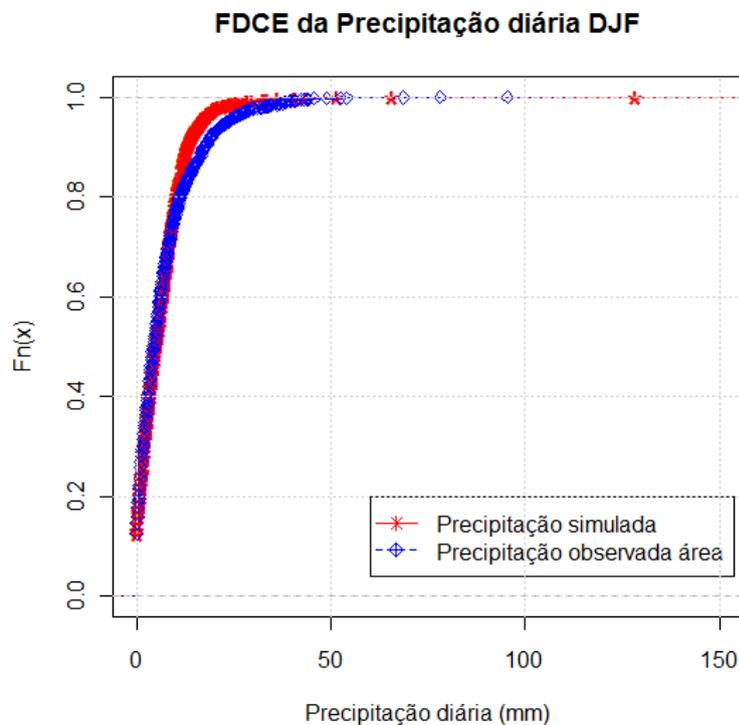
Figura 32. Precipitação média (mm/dia) para DJF no período de 1989 a 2006, (a) observada (GPCP), (b) simulada com RegCM3.

O ciclo anual da precipitação mensal média observada, de 1989 a 2006, na área do DF e simulada pelo RegCM3, na área delimitada pelas longitudes 48,5° e 47,0° W e pelas latitudes 15,0° e 16,0° S é apresentada na figura 33a, onde observa-se que o modelo simula a climatologia anual com verão chuvoso e inverno seco, mas subestima em quantidade em quase todos os meses chuvosos, com exceção de dezembro, comparada à precipitação média na área.

A função densidade cumulativa empírica (FDCE) da precipitação diária simulada pelo RegCM3, para o verão DJF (Figura 33b), revela a pouca quantidade de dias sem chuva no verão, menor que 20%. Nessa série, que possui 1.534 dias, foram considerados eventos extremos, os dias com chuva acima do percentil 90, ou o equivalente a valores acima de 13,2 mm/dia. Para a precipitação observada a FDCE é semelhante, mas com percentil 90 de 17,5 mm/dia.



(a)

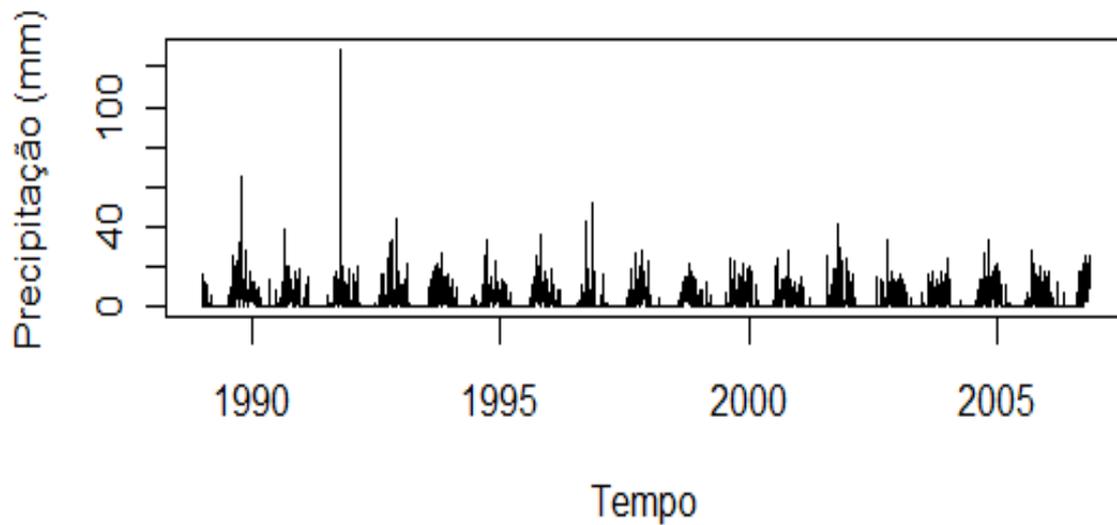


(b)

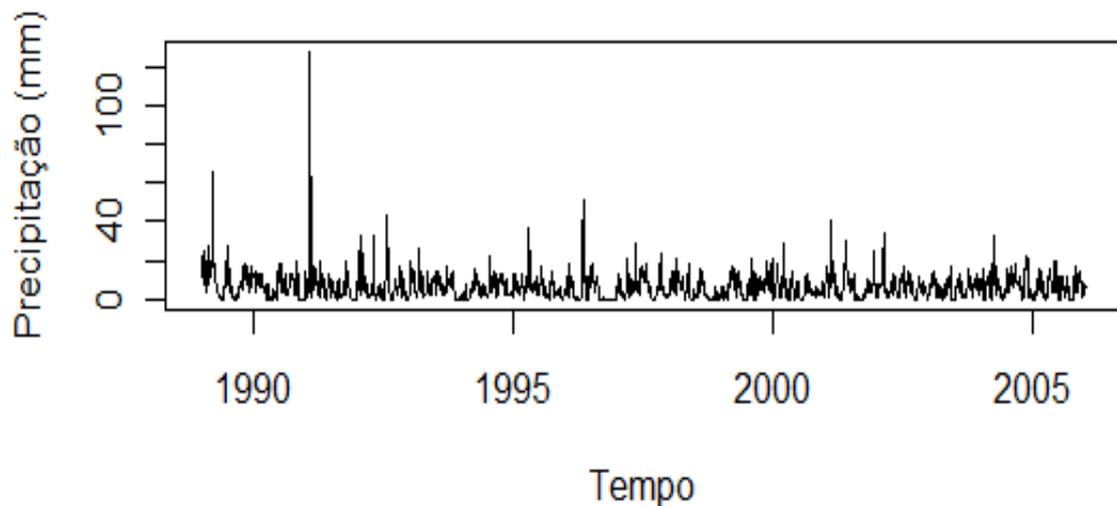
Figura 33. (a) Precipitação média mensal no período de 1989 a 2006, observada em azul e simulado em vermelho. (b) Função densidade cumulativa empírica (FDCE) da precipitação diária de DJF de 1989 a 2006 simulada pelo RegCM3(vermelho) e observada (pontilhado azul).

A precipitação diária simulada pelo RegCM3, no período de 1989 a 2006, na área retangular 15° a 16° S e 47° a 48,5 °W, retângulo que envolve o DF na figura 30, mostra as variabilidades interanual e intra-sazonal características da chuva observada na região (Figura 34a). Como o interesse está no trimestre chuvoso de DJF, a figura 34b

apresenta em sequência a chuva de verão, considerando todos os dias com ou sem chuva, evidenciando assim a variabilidade intra-sazonal e a ocorrência de eventos extremos de chuva.



(a)



(b)

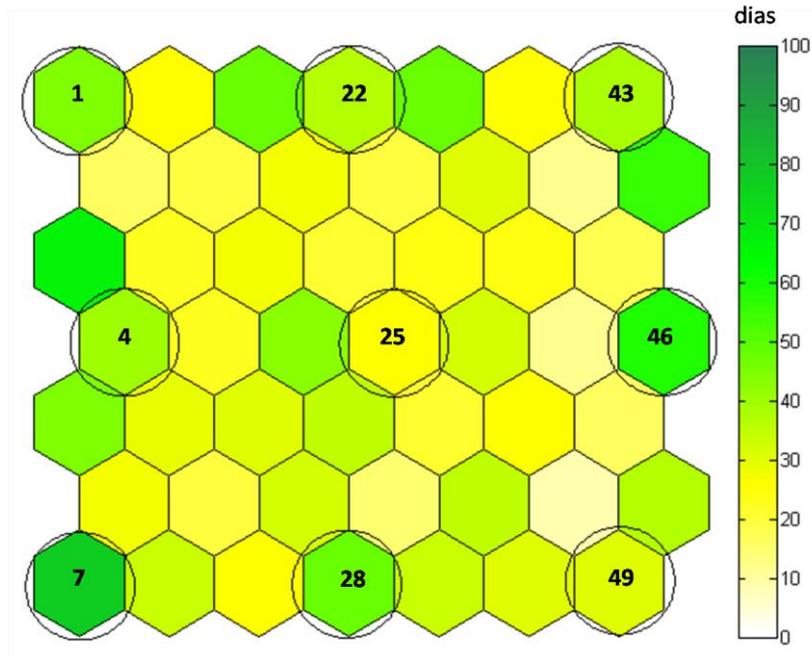
Figura 34. (a) Precipitação diária (mm/dia) simulada na área retangular 15° a 16° S e 47° a 48,5° W de 1989 a 2006. (b) Precipitação diária simulada de verão (DJF) entre 1989 a 2006.

Os Regimes de Tempo Simulados

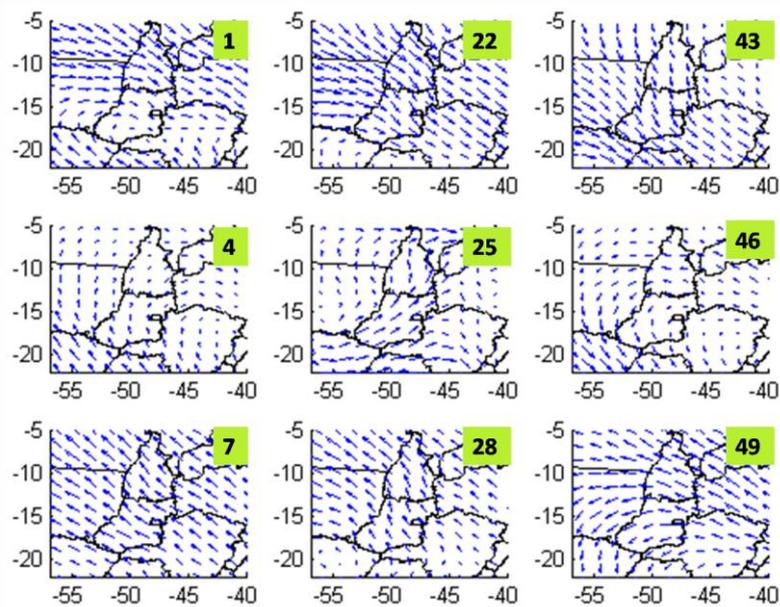
O Mapa Auto-Organizável de tamanho 7 x 7 separa os 1.534 dias em 49 grupos, figura 35a, onde cada grupo representa um regime de tempo e os grupos vizinhos

possuem regimes semelhantes, enquanto grupos distantes possuem padrões distintos ou até mesmo opostos. Nesse mapa, observa-se a variabilidade do número de dias que compõem cada grupo, entre 10 e 70 dias.

Os campos de anomalia do vento são exemplificados (Figura 35b) para cada um dos nove grupos localizados nas laterais e no centro (grupos com círculos da figura 35a) do mapa auto-organizável; observa-se nos extremos opostos os dois padrões típicos da circulação de verão (Carvalho et al., 2004). Na posição superior à direita do mapa está a anomalia de vento de oeste/noroeste, uma representação do SMAS ativa, com padrões semelhantes nos grupos vizinhos na parte superior (Figura 35b). Na posição inferior à esquerda, a circulação de leste/sudeste indica um padrão de SMAS inativa, com configurações similares observadas na vizinhança inferior. No restante do mapa, os grupos podem ser interpretados como padrões intermediários, refletindo a circulação da atmosfera durante a transição entre os dois principais padrões descritos. Após a identificação desses padrões nos campos de vento diários em baixos níveis no mapa auto-organizável, a chuva extrema simulada, com percentil acima de 90%, é associada a cada grupo. A figura 36 mostra essa relação entre circulação e extremos de chuva diária.



(a)



(b)

Figura 35. **(a)** Número de dias em cada grupo no mapa de auto-organizável do campo de vento em 850hPa simulado pelo RegCM3 na reanálise do ERA-Interim no período de verão de 1989 a 2006. **(b)** Exemplos de nove campos de anomalia do vento agrupados, identificados com círculos e numerados em (a).

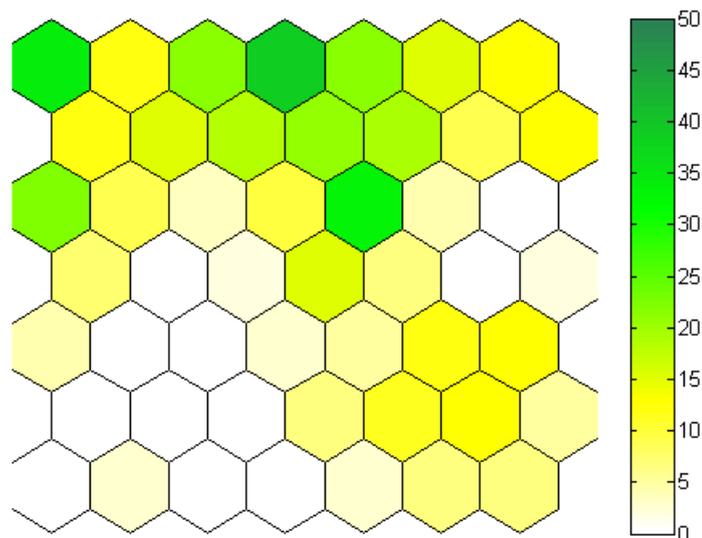


Figura 36. Porcentagem de dias com precipitação extrema simulada de verão associada aos ventos em 850hPa no período de 1989 a 2006.

Na parte superior central do mapa da figura 36 concentram-se os maiores percentuais, da ordem de 30 a 40%, onde essa relação entre a ocorrência de eventos extremos de chuva e a fase ativa do SMAS (Carvalho et al., 2004; Muza et al., 2006) é simulada pelo RegCM3. Os demais grupos possuem valores baixos, entre 0 a 15%, indicando padrões de vento em 850 hPa que não possuem forte relação com a chuva extrema simulada.

Classificação dos Regimes de Tempo

A aplicação do método de Classificação Hierárquica Ascendente (CHA), representado pelo dendograma da figura 37a, reduz os 49 grupos em seis. Isso porque a última diferença importante na não similaridade ocorre entre os nós cinco e seis do dendograma. Esses seis grupos, que agregam dias similares da circulação de baixos níveis, são definidos como os seis Regimes de Tempo (RTs) simulados de verão para o Distrito Federal.

Para a avaliação das probabilidades de transição e persistência, o vetor que associa cada dia aos RTs é reproduzido 1000 vezes de forma randômica (preservando o mesmo número de dias em cada RT), sendo que o resultado é apresentado na Tabela 4, e

mostram transições específicas entre RTs que caracterizam a evolução temporal desses regimes.

Para identificar os RTs na Tabela 4 as seguintes abreviações são utilizadas: a atuação da ZCAS é denominada de ZC, sua posição mais a norte do DF é ZCN, a não formação dessa zona por NZC, a presença do jato de baixos níveis é J, a Alta do Atlântico subtropical é Atl, o anticiclone sobre o continente é AMS e t indica transiente.

Os seis RTs simulados estão representados no mapa topológico (Figura 37b), onde na parte superior estão os regimes RT5 (ZC) e RT6 (ZCN) favoráveis à ocorrência de extremos de precipitação, com 34,7% do dias, Tabela 4. Na parte inferior (Figura 37b) estão os regimes RT1(NZC&Atl) e RT3 (NZC&AMS) que são desfavoráveis e representam 29,4%. Na parte central (Figura 37b), estão os regimes de transição, RT2 (J) e RT4 (NZC), com 35,8% dos dias. Os RTs simulados são apresentados na seqüência RT1, RT3, RT4, RT6, RT5 e RT2.

Tabela 4. Características dos Regimes de Tempo como número de dias em cada regime e sua frequência (%), número de dias com chuva extrema, a porcentagem do número de dias extremos em cada RT, a probabilidade de transição, a probabilidade da persistência e o índice de precipitação I.

RT	Nºdias (freq%)	Dias extr (P_{JK})	extr/dias (%)	Trans (%)	Pers (%)	I
1 (NZC&Atl)	174 (11,3)	12	6,9	30->RT3	52	-30
2 (J)	230 (15)	18	7,8	13->RT4	53	-21
3 (NZC&AMS)	278 (18,1)	2	7,2	27->RT4	66	-92
4 (NZC)	319 (20,8)	14	4,4	25->RT6	49	-55
5 (ZC)	264 (17,2)	51	19,3	12->RT2	60	95
6 (ZCN)	269 (17,5)	55	20,4	20->RT5	60	100

Elaborada pela autora.

As configurações da fase inativa do SMAS, que inibe a chuva no DF, estão representadas pelos regimes simulados RT1, RT2, RT3 e RT4.

O RT1 representa o conjunto com anomalias de vento de leste sobre a região do DF e anomalia de vento de sudeste a norte do DF (Figura 38f). Além disso, anomalias

de vento de leste e nordeste no Atlântico sul, próximos à costa sudeste do Brasil indicam influencia do anticiclone subtropical. Esse regime é o menos frequente, simulado em 11,3% dos dias de verão, com pouca ocorrência de extremos, com probabilidades de 52% de persistir no dia seguinte e de 30% de transição para RT3 (Tabela 4).

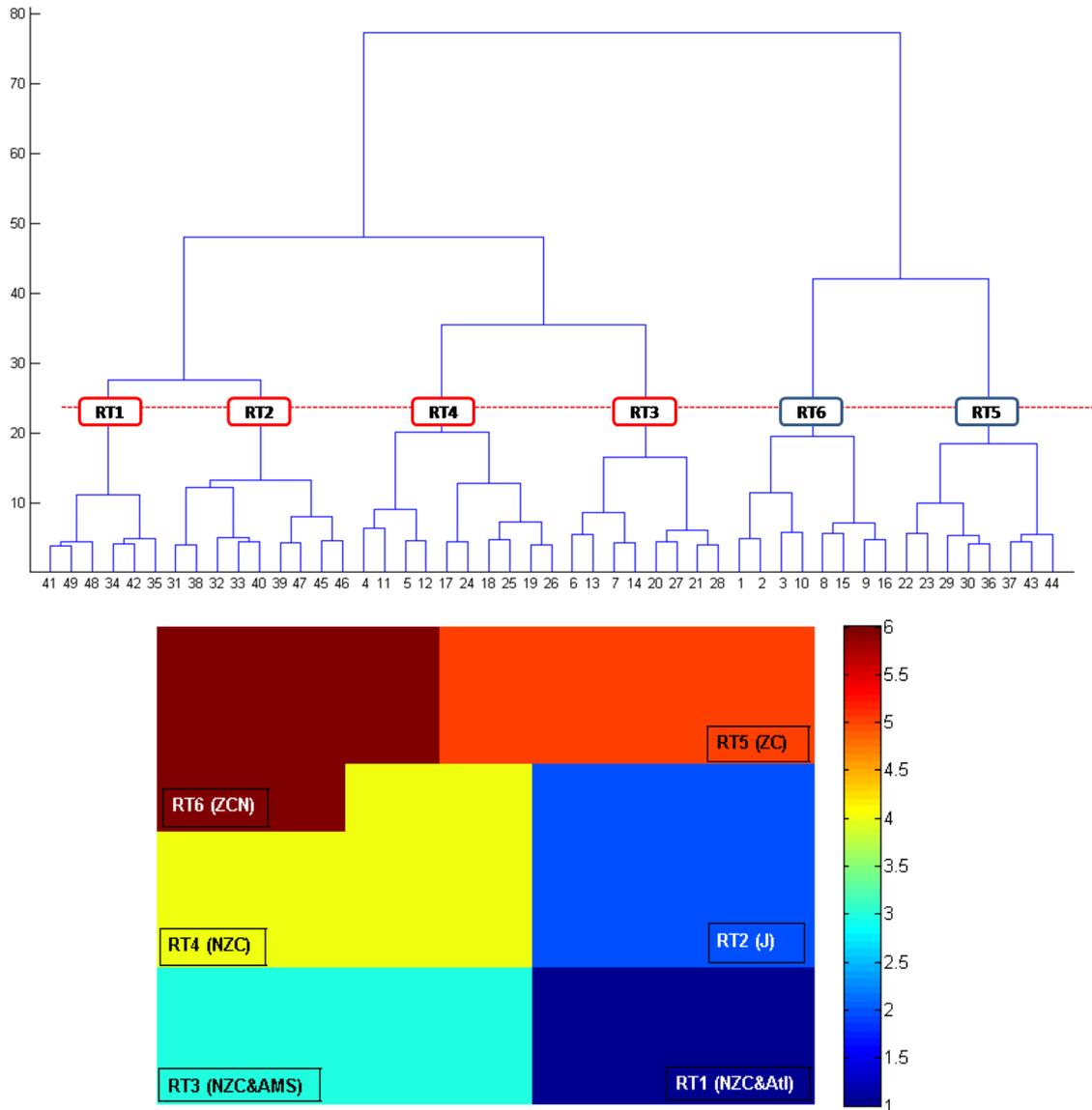


Figura 37. (a) Dendrograma agrupa os 49 padrões em seis regimes de tempo (RTs). (b) Os seis Regimes de Tempo são agrupados no mapa de auto-organizável. Na parte superior do mapa, estão os RTs com o SMAS ativo sobre a área de estudo, na parte inferior estão os RTs da fase inativa do SMAS e na parte central estão os regimes de transição.

O regime simulado RT3 (NZC&AMS) (Figura 38e) também desfavorece a chuva na grande área do centro-leste do Brasil, pois agrupa a circulação com anomalias de vento de SE. A alta pressão sobre o estado do Mato Grosso do Sul justifica a supressão da convecção nessa região. A diferença entre RT3 e RT1 é que o RT3 simula a anomalia do vento de noroeste a leste dos Andes indicando a atuação do JBN. Esse regime foi simulado em 18,1% dos dias (Tabela 4) e é o regime mais persistente, com probabilidade de 66% de permanecer no dia seguinte e de 27% de transição para RT4.

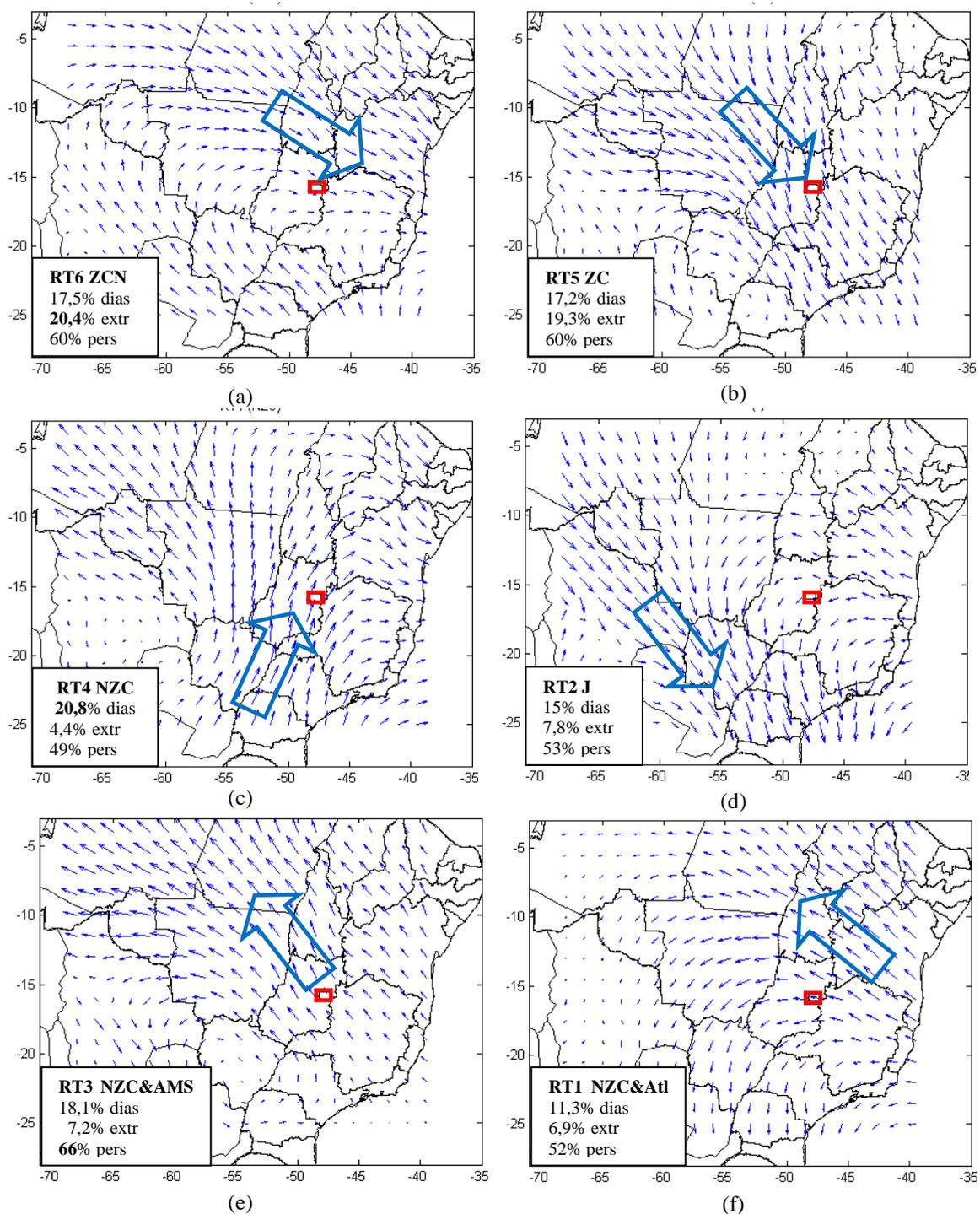


Figura 38. Regimes de Tempo de verão simulados com RegCM3/EraInterim. (a) RT6 (ZCN), (b) RT5 (ZC), (c) RT4 (NZC), (d) RT2 (J), (e) RT3 (NZC & AMS) e (f) RT1 (NZC&Atl).

O conjunto que reúne anomalias de ventos de sul/sudoeste sobre a região do DF e na grande área central do país estão no RT4 (NZC) (Figura 38c). A anomalia de vento de sudoeste no Atlântico sul próximo à costa brasileira indica que o modelo simulou o anticiclone subtropical mais fraco ou deslocado para leste. O RT4 está posicionado no

centro do mapa auto-organizável, consistente com sua característica transiente, é o menos persistente (Tabela 4) e localiza-se entre o RT6, com SMAS ativo, e RT3, inativo. Esse regime é o mais frequente com 20,8% dos dias com probabilidade de 25% de transição para RT6 (ZCN).

Os regimes que simulam a fase ativa do SMAS e que favorecem a chuva na região central do Brasil são o RT6 (ZCN) e RT5 (ZC) (Figuras 38a e 38b, respectivamente). O RT6 apresenta anomalias de vento de noroeste que atuam no norte do DF e na região Nordeste. Esse regime foi simulado em 17,5% dos dias, com 20,4% dos dias com chuva acima de 13,2 mm (percentil 0,90), probabilidades de 60% de persistir no dia seguinte e de 20% de transição para o RT5. O índice I é o mais alto, indicando sua forte relação com chuva extrema (Tabela 4).

O RT5 (ZC) típico da fase ativa do SMAS mostra anomalias de vento de noroeste em grande parte da região central do país. Esse regime foi simulado para 17,2% dos dias de DJF, com 19,3% desses dias com chuva acima de 13,2 mm (percentil 0.90), 60% de probabilidade de persistir no dia seguinte (Tabela 4) e pouca probabilidade de transição para RT2.

O RT2 (J) representa anomalias de ventos de noroeste a leste dos Andes indicando a presença do JBN de forte intensidade e fase inativa do SMAS, conseqüentemente com chuva reduzida na região do DF. A anomalia simulada dos ventos de norte, próximo ao litoral do sudeste, indica a intensificação do anticiclone subtropical. Esse regime foi simulado em 15% dos dias de DJF, com probabilidade de 53% de persistir no dia seguinte e baixa probabilidade de transição para RT4.

A figura 39 mostra os regimes simulados em um ciclo com os regimes RT4, RT6, RT5 e RT2. As probabilidades de transição são maiores que 20% de RT4 para RT6 e as probabilidades são menores que 20% de RT5 para RT2 para RT4. A probabilidade de transição é 20% de RT6 para RT5 (Figura 39).

Os regimes que não constituem o ciclo, também apresentam probabilidade de transição acima de 20%, entre os regimes RT1 para RT3 e de RT3 para RT4 (Figura 39).

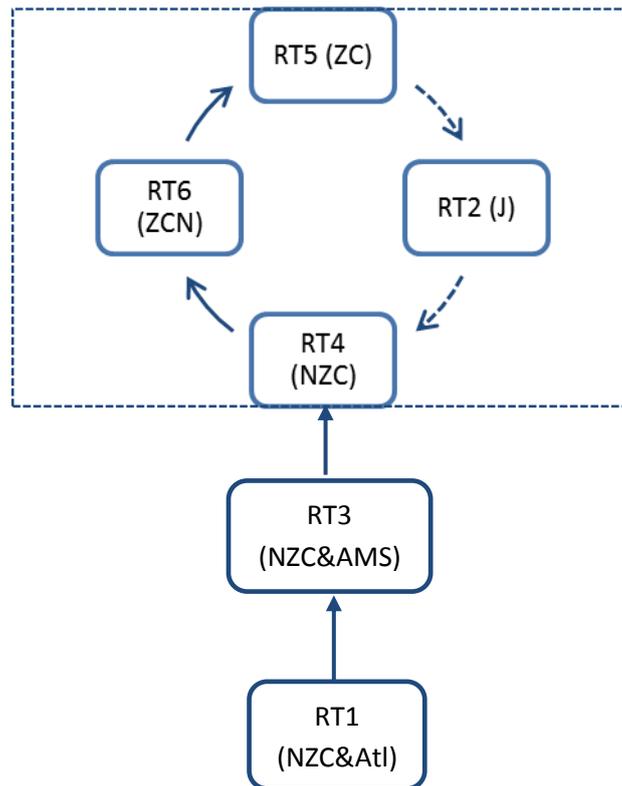


Figura 39. Ciclo dos regimes de tempo simulados com RegCM3 para o verão no Distrito Federal no período de 1989 a 2006.

5.4. Conclusões

Os campos de vento diários de baixos níveis simulados e sua relação com a precipitação extrema simulada com o modelo climático regional RegCM3 foram sintetizados em seis regimes de tempo (RTs) por técnica de redes neurais, o mapa auto-organizável combinado com CHA.

Os regimes com maior ocorrência de extremos de precipitação foram os relacionados à fase ativa do SMAS, o RT5 (ZC) e o RT6 (ZCN). Com menor ocorrência de eventos extremos relacionados à fase inativa do SMAS estão os regimes RT1 (NZC&Atl) e RT3 (NZC&AMS). Os regimes transientes RT2 (J) e RT4 (NZC), com poucos eventos extremos chuvosos, também estão presentes. A simulação de eventos extremos em regimes com a fase inativa do SMAS pode ser devido ao aquecimento e à umidade obtidos pela simulação do modelo, não sendo forçados pela circulação de grande escala.

A sequência dos regimes RT4 (NZC), RT6 (ZCN), RT5 (ZC) e RT2 (NZC&Atl) formam um ciclo definidos por probabilidades de transição que indicam alternâncias de fase da ZCAS devido aos movimentos dos sistemas atmosféricos simulados. Os regimes de tempo mais persistentes são os regimes RT5 e RT6, da fase ativa do SMAS e um regime RT3, da fase inativa, associada a um anticiclone no centro-oeste do país. O comportamento das frequências dos RTs resulta na variabilidade intra-sazonal da precipitação relacionada à circulação de grande escala e permite um melhor entendimento dessa relação complexa entre a circulação atmosférica de grande escala e precipitação regional, adicionando informação às composições de campos médios, necessários em aplicações nas áreas de recursos hídricos e agricultura.

CAPÍTULO 6. Conclusões e Considerações Finais

Os Regimes de Tempo (RTs) de verão na região do Distrito Federal (DF) foram identificados por meio do método de redes neurais, o Mapa Auto-Organizável, ou Mapa de Kohonen (SOM) combinado com a Classificação Hierárquica Ascendente (CHA). A técnica foi aplicada aos campos de vento em 850 hPa da reanálise ERA-Interim e a precipitação observada que sintetizou os sistemas atmosféricos diários de verão, em nove RTs, agrupados em dois ciclos. Um ciclo com RTs favoráveis à ocorrência de extremos de precipitação e outro ciclo desfavorável à sua ocorrência.

Na sequência favorável à chuva extrema na região do DF, os RTs diferem quanto ao seu posicionamento, ou para o norte ou para o sul em relação ao centro do Brasil, refletindo o movimento de sistemas atmosféricos na escala intra-sazonal e a variabilidade espacial do sistema de monções.

A técnica aplicada aos campos de vento e precipitação simulados com o RegCM3 definiram seis RTs. Os regimes com maior ocorrência de extremos de precipitação foram os relacionados à fase ativa do SMAS e os RTs com menor ocorrência de eventos extremos com a fase inativa do SMAS. Esse resultado mostra que o RegCM3 simula a variabilidade intra-sazonal, adicionando informação aos campos médios simulados de verão.

A identificação dos RTs por meio da relação entre a circulação atmosférica de grande escala e a precipitação extrema de verão no Distrito Federal confirma a hipótese formulada inicialmente.

Para trabalhos futuros sugere-se a aplicação do método para outras variáveis meteorológicas que identificam anomalias intra-sazonais. Verificar a ocorrência de veranicos devido a sua importância na agricultura, por meio do comportamento dos regimes que desfavorecem a chuva. Os RTs de outono e de primavera também podem ser identificados. O método pode ser aplicado em modelos de mudança climática para verificar o comportamento dos regimes de tempo no futuro. O conhecimento dos RTs e sua previsão poderão contribuir para responder às necessidades nas áreas dos Recursos Hídricos, da Agricultura, Defesa Civil, Saúde, entre outras em benefício da sociedade.

APÊNDICE

A matriz de transição apresenta todas as probabilidades de mudanças dos regimes de tempo (RTs). Nas matrizes abaixo, os valores sublinhados indicam as maiores probabilidades de transição, ou seja, a mudança de um RT para outro RT. E, os valores em negrito, na diagonal, são as probabilidades de um RT permanecer no mesmo regime, é a persistência do RT. Observa-se também que para algumas transições a probabilidade é nula.

Matriz de probabilidade de transição entre os Regimes de Tempo Observados.

de RT	para RT								
	RT1	RT2	RT3	RT4	RT5	RT6	RT7	RT8	RT9
RT1	33	6	13	<u>21</u>	0	2	<u>24</u>	1	1
RT2	17	26	11	10	3	<u>17</u>	4	<u>8</u>	5
RT3	7	1	43	<u>30</u>	0	8	4	0	6
RT4	<u>3</u>	3	<u>4</u>	48	3	<u>18</u>	13	1	8
RT5	2	13	0	0	40	<u>7</u>	<u>2</u>	<u>27</u>	10
RT6	4	11	3	<u>5</u>	14	38	2	4	<u>20</u>
RT7	<u>5</u>	3	0	3	14	4	51	<u>19</u>	0
RT8	5	<u>19</u>	1	2	<u>7</u>	6	<u>8</u>	51	2
RT9	0	2	<u>18</u>	11	2	13	0	1	55

Elaborada pela autora.

Matriz de probabilidade de transição entre os Regimes de Tempo Simulados.

de RT	para RT					
	RT1	RT2	RT3	RT4	RT5	RT6
RT1	52	13	<u>30</u>	4	1	0
RT2	12	53	7	<u>13</u>	12	2
RT3	4	53	66	<u>27</u>	0	0
RT4	3	9	7	49	6	<u>25</u>
RT5	8	<u>12</u>	0	10	60	<u>9</u>
RT6	5	7	0	8	<u>20</u>	60

Elaborada pela autora.

GLOSSÁRIO

A

Alta: é a região da relativa alta pressão em comparação com a vizinhança no mesmo nível horizontal.

Anticiclone: é uma região de circulação atmosférica no sentido anti-horário no plano horizontal no Hemisfério Sul que podem se encontrar nos altos, médios e baixos níveis da atmosfera.

B

Baixa: é a região da relativa baixa pressão em comparação com a vizinhança no mesmo nível horizontal.

C

Cavado: é uma região alongada de uma relativa baixa pressão num plano horizontal. Na região de cavado as linhas de pressão não são fechadas. As linhas de pressão abertas apresentam uma ondulação para o lado das altas pressões.

Ciclogênese: processo que cria um novo sistema de baixa pressão ou ciclone, ou intensifica um sistema pré-existente.

Ciclone: é uma área com pressão inferior àquela apresentada ao redor do centro, considerando-se um mesmo nível. Resultam em convergência de ventos, os que se movem no sentido horário no Hemisfério Sul. Podem receber nomes específicos de acordo com suas características e origem como no caso dos Ciclones Extratropicais que estão normalmente associados às frentes frias.

Circulação Atmosférica: Movimentos atmosféricos que se estendem sobre uma parte ou sobre a totalidade da Terra. Esse movimento de ar e a distribuição dos ventos, considerando-se as condições médias tomadas num longo período de tempo, são provenientes dos diferentes gradientes de pressão (horizontal) e temperatura (vertical), das forças de atrito (superfície) e Coriolis (rotação da Terra).

Clima: constitui o estado médio e o comportamento estatístico das variáveis de tempo (temperatura, chuva, vento, etc..) sobre um período, suficientemente longo de uma localidade. O período recomendado é de 30 anos.

Climatologia: é o estudo do clima. Inclui dados climáticos, a análise das causas das alterações no clima e a aplicação de dados climáticos na solução de objetivos específicos ou problemas operacionais.

Confiabilidade: probabilidade de ocorrência de um fenômeno previsto baseado no número de modelos meteorológicos concordantes e na experiência do meteorologista.

Confluência: é uma característica do escoamento em que as linhas de corrente se unem ou se aproximam. Difluência é a característica oposta.

Convergência: é uma característica do escoamento em três dimensões em que um elemento material do fluido tende a diminuir seu volume. Em um escoamento de duas dimensões um elemento material do fluido tende a diminuir a sua área sob o efeito da convergência.

Crista: é uma região alongada de uma relativa alta pressão num plano. Na região de crista as linhas de pressão não são fechadas, apresentando uma ondulação para o lado das baixas pressões.

E

Evapotranspiração: total de água transferida da superfície da Terra para a atmosfera. É composto da evaporação do líquido, ou água sólida, acrescida da transpiração das plantas.

F

Frente fria: massa de ar frio que avança na direção da massa de ar quente.

Frente quente: massa de ar quente que avança na direção da massa do ar frio.

J

Jato Subtropical: ventos fortes em altos e médios níveis que separa o ar subtropical e o ar tropical. No Hemisfério Sul tende a migrar para sul no verão e para norte no inverno.

L

Linha de instabilidade: região de formação de nuvens do tipo *cumulus* e *cumulonimbus* em formato de uma linha contínua. O vento pode aumentar abruptamente, a temperatura cai de modo súbito acompanhadas por pancadas de chuva e granizo, e muitas vezes por relâmpagos e trovões. Geralmente, antecede ou sucede as frentes.

O

Ondas de Rossby: é o movimento ondulatório no plano horizontal da escala sinótica, na qual as regiões de vorticidade ciclônica e anticiclônica se alternam a medida que a onda propaga. A força restauradora desta onda é a força de Coriolis.

T

Tempo: conjunto de condições atmosféricas e fenômenos meteorológicos que afetam a biosfera e a superfície terrestre em um dado momento e local. Temperatura, chuva, vento, umidade, nevoeiro, etc., formam o conjunto de parâmetros do tempo.

V

Ventos Alísios: ventos fortes derivados do movimento de rotação da Terra, posicionados próximos ao Equador.

Z

ZCAS: Zona de Convergência do Atlântico Sul: região com muitas nuvens associadas a chuvas ora forte ora intermitente que persiste por no mínimo quatro dias e podem causar grandes transtornos como alagamentos, desabamentos e transbordamento.

ZCIT: Zona de Convergência Intertropical: área de ventos convergentes nos Hemisférios Norte e Sul, geralmente, localizada a 10 graus entre o norte e o sul do Equador. É uma extensa área de baixa pressão atmosférica onde, tanto o efeito Coriolis como o declínio da baixa pressão atmosférica estão enfraquecidos permitindo, ocasionalmente, a formação de perturbações tropicais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AFFONSO, G.S. **Mapas Auto-organizáveis de Kohonen (SOM) aplicados na avaliação dos parâmetros da qualidade da água**. Dissertação de Mestrado. IPEN Autarquia Associada à Universidade de São Paulo. 89 p., 2011.
- AMBRIZZI, T.; da ROCHA, R.P.; MARENFO, J.A.; PISNITCHENCO, I.; NUNES, L.A.; FERNANDEZ, J.P.R. **Mudanças Climáticas Globais e Efeitos sobre a Biodiversidade. Relatório**. Cenários Regionalizados de clima no Brasil e América do Sul para o Século XXI: Projeções de clima futuro usando três modelos regionais, p.122, 2007.
- ASSAD, M.L.L.; ASSAD, E. D.; EVANGELISTA, B.A. Chuvas extremas na Região dos cerrados. In: Eduardo Delgado Assad (org.). Chuva nos cerrados. Análise e espacialização. 1ª ed. Brasília: SPI/Embrapa, v.1, p.49-54, 1994.
- BARRETO, R. **Identificação de áreas susceptíveis a eventos extremos de chuva no Distrito Federal**. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geografia, Universidade de Brasília, 205 p., 2008.
- BARROS, J.R.; ZAVATTINI, J.A. O regime e as excepcionalidades do ritmo pluviométrico no Distrito Federal. Sociedade e natureza na visão da Geografia. 2004. Disponível em <http://www.rc.unesp.br/igce/geografia/pos/downloads/2004/o_regime.pdf>. Acesso em 22/04/2011.
- BERRISFORD, P.; KALLBERG, P.; KOBAYASHI, S.; DEE, D.P.; UPPALA S.M.; SIMMONS, A.J.; POLI, P. Atmospheric conservation properties in ERA-Interim. **ERA Report Series**, ECMWF: Reading, UK. In press, 2009.
- BOMBARDI, R.J.; CARVALHO, L.M.V. Variabilidade do regime de monções sobre o Brasil: o clima presente e projeções para um cenário com 2xCO₂ usando o modelo Miroc. **Rev.Bras.Meteor.**, v.23, n.1, p.58-72, 2008.
- BORGES, P.A., FRANKE, J., ANUNCIACÃO, Y.M.T., WEISS, H., BERNHOPER, C. Spatial Interpolation of Climatological Information: Comparison of methods for the development of precipitation distribution in Distrito Federal, Brazil. **Atmospheric and Climate Sciences**, p.1-12, publicação online em <http://www.scirp.org/journal/acs>., 2013.
- CARVALHO, L.M.V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Extreme precipitation event in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic Convergence Zone. **J. Climate**, 15: 2377-2394, 2002.
- CARVALHO, L.M.V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The Southern Atlantic Convergence Zone: Intensity form persistence and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **J.Climate**, v.17, p.88-108, 2004.
- CPTEC. Glossário. Disponível em <<http://www.cptec.inpe.br/glossario.shtml#39>>. Acesso em maio de 2013.
- CUADRA, S.V.; da ROCHA, R.P. Simulação numérica do clima de verão sobre o Sudeste do Brasil e sua variabilidade. **Rev.Bras.Meteor.**, v.21, p.271-282, 2006.

- CUNNINGHAM, C.C.; CAVALCANTI, I.F.A. Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. **Int.J.of Clim.**, v.26,n.9, p.1165-1180, 2006.
- da ROCHA, R.P.; AMBRIZZI, T.; CUADRA, S.V.; FERRAZ, S.E.T.; FERNANDES, J.P.R. RegCM3 simulations nested in the Hadley Center model over South America: the present day climate. Proceedings of 8 ICSHMO, Foz do Iguacu, Brazil, April 24-28, INPE, p.373-378, 2006.
- da ROCHA, R.P., CUADRA, S.V., REBOITA, M.S., KRUGER, L.F., AMBRIZZI, T. , KRUSCHE, N. Effects of RegCM3 parameterizations on simulated rainy season over South America. **Climate Research**, v.52, p.253-265, 2012.
- da ROCHA, R.P.; MORALES, C.A.; CUADRA, S.V.; AMBRIZZI, T. Precipitation diurnal cycle and summer climatology assessment over South America: an evaluation of regional climate model Version 3 simulations. **J. Geophys. Res.**, v.114, p.1-19, 2009.
- de SOUZA, E.B; AMBRIZZI, T. Modulation of the intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the Madden-Julian Oscillation. **Int.J.of Clim.**, v.26, p.1759-1776, 2006.
- DEE, D. P.; UPPALA, S. M.; SIMMONS, A. J.; BERRISFORD, P.; POLI, P.; KOBAYASHI, S.; ANDRAE, U.; BALMASEDA, M. A.; BALSAMO, G.; BAUER, P.; BECHTOLD, P.; BELJAARS, A. C. M.; VAN DE BERG, L.; BIDLOT, J.; BORMANN, N.; DELSOL, C.; DRAGANI, R.; FUENTES, M.; GEER, A. J.; HAIMBERGER, L.; HEALY, S. B.; HERBACH, H.; HÓLM, E. V.; ISAKSEN, L.; KÅLLBERG, P.; KÖHLER, M.; MATRICARDI, M.; MCNALLY, A. P.; MONGE-SANZ, B. M.; MORCRETTE, J.-J.; PARK, B.-K.; PEUBEY, C.; DE ROSNAY, P.; TAVOLATO, C.; THÉPAUT, J.-N.; VITART, F. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Q.J.R. Meteorol. Soc.**, v.137, p.553–597.doi: 10.1002/qj.828., 2011.
- DICKINSON, R.E.; HENDERSON-SELLERS A.; KENNEDY, P.J. Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) Version 1E as coupled to the NCAR community climate model. **NCAR Tech. Note**, NCAR/TN-387, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO., 1993.
- ESPINOZA, J.C.; LENGAIGNE, M.; RONCHAIL, J.; JANICOT, S. Large-scale circulation patterns and related rainfall in the Amazon Basin: a neuronal networks approach. **Climate Dyn.** Feb., 2011.
- FU, R.; ZHU, B.; DICKINSON, R. How do atmosphere and land surface influence seasonal changes of convection in the tropical Amazon. **J. Climate**, v.12, p.1306-1321, 1999.
- GAN, M.A.;KOUSKY, V.E.; ROPELEWSKI, C.F. The South America Monsoon circulation and its relationship to rainfall over West-Central Brazil. *Am. Met. Soc.*, **J. Climate**, v.17, p.47-66, 2004.
- GAN, M.A.; RAO, V.B.; MOSCATI, M.C.L. South American monsoon indices. **Atmospheric Science Letters**, v.6, p.219-223. doi:10.1002/asl.119, 2006.
- GARREAUD, R.D.; WALLACE, J.M. The diurnal of convective cloudiness over the Americas. **Mon.Weather Rev.**, v.125, p.3157-3171, 1997.

- GIORGI, F., HEWITSON, B. CHRISTENSEN, J., HULME, M. VON STORCH, H., WETTON, P., JONES, R., MEARNS, L. FU, C. Regional Climate Information: Evaluation and Projections (HChapter 10). In *Climate Change 2001: The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the IPCC*. Cambridge U.Press: Cambridge, pp. 739-768, 2001.
- GIORGI F., JONES C., ASRAR G. Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. *WMO Bulletin* 58: 175-183, 2009.
- GRELL, G.A. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterization. *Mon. Weather Rev.*, v.121, p.764-787, 1993.
- GRIMM, A.M.; VERA, C.S.; MECHOSO, C.R. The South American Monsoon System. In: *The Global Monsoon System: Research and Forecast*. Chang, C.P., Wang, B., Lau, N.C.G.(eds.) WMO/TD N°1266 – TMRP 70. **Report IWM-III**, n.15, p. 219-238, 2005
- GUEYE, A.K.; JANICOT, S.; NIANG, A.; SAWADOGO, S.; SULTAN, B.; DIONGUE-NIANG, A.; THIRIA, S. Weather regimes over Senegal during the summer monsoon season using self-organizing maps and hierarquical ascendant classification. Part I: synoptic time scale. *Climate Dyn.* doi. 10.1007/s00382-010-0782-6, 2010.
- GUTIÉRREZ, J.M.; CANO, R.; COFIÑO, A.S.; SORDO, C.M. **Redes Probabilísticas y Neuronales em las Ciencias Atmosféricas**. Series Monográficas Del Instituto Nacional de Meteorología. Ministério de Medio Ambiente, Madrid, 292 p, 2004a.
- GUTIÉRREZ, J.M.; COFIÑO, A.S.; CANO, R.; RODRÍGUEZ, M.A. Clustering methods for statistical downscaling in short-range weather forecast. *Mon. Wea. Rev.*, 132: 2169-2183, 2004b.
- HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climate hazards in Northeast Brazil. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, v.103, p.77-92. 1977.
- HEWITSON, B.C.; CRANE, R.G. Self-organizing maps: applications to synoptic climatology. *Clim. Res.*, 22: 13-26, 2002.
- HOLTON, J.R. **An Introduction to Dynamic Meteorology**, 4th Ed., 553 p., 2004.
- HOREL, J.D.; HAHNMANN, A.N.; GEISLER, J.E. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. *J. Climate*, v.2, p.1388-1403, 1989.
- IBGE. Cidades. Disponível em <www.ibge.gov.br>. Acesso em dezembro de 2010.
- INMET. **Normais Climatológicas do Brasil (1961-1990)**. Organizadores Ramos, A.M.; Santos, L.A.R.; Fortes, L.T.G. (orgs.). Brasília, DF. 465p., 2009.
- IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change. **Impacts, Adaptation and Vulnerability – Contribution of Working Group 2 to the Third Assessment Report**. Cambridge Univ.Press, 2001.
- IPCC - Intergovernmental Panel on Climate Change Working group II. **Contributions on Climate Change Fourth Assessment: Impacts, Adaptation and Vulnerability**. Cambridge Univ.Press, 2007.

- JONES, C.; CARVALHO, L.M.V. Active and break phases in the South American Monsoon System. **Journal of Climate**, v.15, p.905-914, 2002.
- KIEHL, J.T.; BONAN, J.J.; BOVILLE, B.A.; BRIEGLEB, B.B.; WILLIAMSON, D.L.; RASCH, P.J.. Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3). NCAR Tech. Note, NCAR/TN-420+STR, National Center for Atmosphere Research, Boulder, CO, 1996.
- KODAMA, Y. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *J. Atmos. Sci.*, v.46, p.3344-3362, 1992.
- KOHONEN, T. **The self-organizing map**. Proc. IEEE, 78 (9): 1464-1480, 1990.
- KOHONEN, T. **The self-organizing maps**. Springer Series in Information Sciences, 3rd edn, Springer, Berlin, 2001.
- KOUSKY, V.E. AND GAN, M.A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v.36, n.6, p.538-551, 1981.
- KOUSKY, V.E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Rev. Bras. Meteor.**, v.3, p.217-231, 1988.
- KOUSKY, V.E. AND KAYANO, M.T. Principal modes of outgoing longwave radiation and 250 mb circulation for the South America sector. **J. Climate**, v.7, p.1131-1143, 1994.
- LELOUP, J. LACHKAR, Z., BOULANGER, J.P. Thiria S. Detecting decadal changes in ENSO using neural networks. **Clim Dyn**, v. 28, n.2-3, p.147-162, 2007.
- LEROUX, M. **Global warming: myth or reality? The erring ways of climatology**. Chichester: Praxis, 2010.
- LIEBMANN, B., KILADIS, G.N.; MARENGO, J.A.; AMBRIZZI, T.; GLICK J.D. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone. **J. Climate**, v.12, p.1877-1891, 1999.
- LORZ, C.; ABBT-BRAUN, G.; BAKKER, F.; BORGES, P.; BORNICK, H.; FORTES, L.; FRIMMEL, F.; GAFFRON, A.; HEBBEN, N.; HOFER, R.; MAKESCHIN, F.; NEDER, K.; ROIG, H.L.; STEINIGER, B.; STRAUCH, M.; WALDE, D.H.; WEIB, H.; WORCHE, E.; WUMMEL, J. Challenges of an integrated water resource management for the Distrito Federal, Western Central Brazil: climate, land-use and water resources, **Environmet Earth Sciences**, v.65, n.5, p.1-12., 2012.
- MA, H.Y.; JI, X.; NEELIN, J.D.; MECHOSO, C.R. Mechanisms for Precipitation Variability of the Eastern Brazil/SACZ Convective Margin. **J. Climate**, v.24, n.13, p.3445-3456. 2011.
- MADDEN, R. AND JULIAN, P. Observations of the 40-50 day tropical oscillation: A review. **Mon. Wea. Rev.**, v.112, p.814-837, 1994
- MARENGO, J.A. **Mudanças Climáticas Globais e Efeitos sobre a Biodiversidade**. Relatório 1. Caracterização do clima no século XX e cenários climáticos no Brasil e na América do Sul para o século XXI derivados dos Modelos Globais de Clima do IPCC. 185 p., MMA, 2007.

- MARENGO, J.A.; LIEBMANN, B; KOUSKY, V.E.; FILIZOLA, N.P.; WAINER, I.C. Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon basin. **J. Climate**, v.14, p.833-852, 2001.
- MARENGO, J.A., SOARES, W. SAULO, W. NICOLINI, M. Climatology of the LLJ east of the Andes as derived from the NCEP reanalyses. **J. of Climate**, v.17, p.2241-2255, 2004.
- MEARNS, L.O.; GIORGI, F.; WHETTON, P.; PABOM, D.; HULME, M.; LAL, M. **Guidelines for Use of Climate Scenarios Developed from Regional Climate Model Experiments**. DDC of IPCC TGCIA. Disponível em: <http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/guidelines/dgm_no1_v1_10-2003.pdf> 38 p, 2003. Acesso em novembro de 2010.
- METED. COMET Program. Disponível em <<http://www.meted.ucar.edu>>. Acesso em março de 2013.
- MICHELANGELI, P.-A., R. VAUTRD, AND B. LEGRAS. Weather regimes: Recurrence and quasi stationarity. **J. Atmos.Sci.**, v.52, p.1237-1256, 1995.
- MO, K.C.; GHIL, M. Statistics and dynamics of persistent anomalies. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, p.877-901, 1987.
- MOURA, A.D.; SHUKLA, J.: On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **J.Atmos.Sci.**, v.38, p.2653-2675, 1981.
- MUZA, M.N.; CARVALHO, L.M.V. Variabilidade Intrasazonal e Interanual de extremos na precipitação sobre o centro-sul da Amazonia durante o verão austral. **Rev.Bras.Meteor.**, v.21, n.3a, p.29-41, 2006.
- NOAA. Figuras dos sistemas de pressão. Disponível em <<http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/composites/>>. Acesso em maio de 2013.
- NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K.C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Mon.Wea.Rev.**, v.125, p.279-291, 1997.
- OJA, E.; KASKI, S. Kohonen Maps. Elsevier, Amsterdam, 400 p, 1999.
- PAL, J.S.; SMALL, E.E.; ELTAHIR, A.B. Simulation of regional scale water and energy budgets: Influence of a new moist physics scheme within RegCM. **J.Geophys.Res.**, v.105, n.29, p.579-594, 2000.
- PAL, J.S.; GIORGI,F.;BI,X.; ELGUINDI, N.; SOLMON, F.; GAO,X.; RAUCHER, S.A.; FRANCISCO, R.; ZKEY, A; WINTER, J.; ASHFAQ, M.; SYED, F.S.; BELL, J.L.; DIFFENBAUGH, N.S.; KARMACHARYA, J., KONARÉ, A.; MARTINEZ, D., ROCHA, R.P.; SLOAN, L.C.; STEINER, A.L. Regional climate modeling for the developing world. The ICTP RegCM3 and RegCNET. **Bull.Amer.Meteor.Soc.**, v.88, p.1395-1409, 2007.
- PESQUEIRO, J.F.; CHOU, S.C.; NOBRE, C.A., MARENGO,J.A. Climate downscaling over South America for 1961-1970 using the Eta Model. **Theor.Appl.Climatol.**, v.99, p.75-93, 2010.

- POLO, I., ULLMANN, A.; ROUCOU, P.; FONTAINE, B. Weather Regimes in the Euro-Atlantic and Mediterranean Sector, and Relationship with West African Rainfall over the 1989-2008 Period from a Self-Organizing Maps Approach. **J.Climate**. v.24, n.13, p.3423-3432, 2011.
- QUADRO, M.F.L.; SILVA DIAS, M.A.F.; HERDIES, D.L.; GONÇALVES, L.G.G. Análise Climatológica da Precipitação e do Transporte de Umidade na Região da ZCAS através da Nova Geração de Reanálises. **Rev. Bras. Meteor.**, v.27, n.2, 152-162, 2012.
- RAO, V.B.; CAVALCANTI, I.; HADA, K. Annual variation of rainfall over Brasil and water vapor characteristics over South America, *J.Geophys. Res.*, v.101, p.26539-26551, 1996.
- RAUCHER, S.A.; COVEY, C.; HENDERSON-SELLERS, A.; GIORGI, F. Developing know-how on regional climate change research. Meeting Summaries. **Bull. Amer. Meteor.Soc.**, p.231-234, 2009.
- REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R.P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Rev. Bras. de Meteor.**, v.25, p.185-204, 2010.
- REBOITA, M. S.; KRUSCHE, N.; AMBRIZZI, T.; da ROCHA, R.P. Entendendo o Tempo e o Clima na América do Sul. **Terra e Didática**, v.8, n.1, 34-50, 2012.
- REINKE, C.P.; SILVEIRA, R.B.; REINKE, R.L. Estudo Preliminar do início e término da estação chuvosa na Região de Brasília. Anais do XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006.
- ROMANOU, A.; TSELIODIS, G.; ZEREFOS, C.S.; CLAYSON, C.A.; CURRY, J.A.; ANDERSSON, A. Evaporation-Precipitation Variability over the Mediterranean and the Black Seas from Satellite and Reanalysis Estimates. **J. of Climate**, v.23, p.5268-5287, 2010.
- STEINKE, E.T. **Considerações sobre variabilidade e mudança climática no Distrito Federal, repercussões nos recursos hídricos e a informação ao grande público.** Tese de Doutorado em Ecologia, Departamento de Ecologia, Universidade de Brasília, 216 p., 2004.
- STEINKE, E. T. **Climatologia Fácil.** Oficina de Textos, SP, 144p. 2012.
- STEINKE, E.T.; SOUZA, G.A.; SAITO, C.H. Análise da variabilidade da temperatura do ar e da precipitação no Distrito Federal no período de 1965/2003 e sua relação com uma possível alteração climática. **Rev. Bras. De Climatologia**, vol.1, n.1, p.131-145, 2005.
- TAFNER, MALCON, FILHO, MARCOS DE XEREZ RODRIGUES. **Redes Neurais Artificiais:** Introdução e Princípio da Neurocomputação. FURB, 1995.
- UVO, C.B.: **A Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação da Região Norte do Nordeste Brasileiro.** Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE, São Jose dos Campos, SP, 1989.
- VAUTARD, R. Multiple weather regimes over the North Atlantic: Analysis of precursors and successors. **Mon.Wea.Rev.**, v.118, p.2056-2081, 1990.

- VERA, C.; HIGGINS, W.; AMADOR, J.; AMBRIZZI, T.; GARREAUD, R.; GOCHIN, D.; GUTZLER, D.; LETTENMAIER, D.; MARENGO, J.; MECHOSO, C.; NOGUES-PAEGLE, J.; DIAS, P. L. S.; ZHANG, C. Towards a unified view of the American Monsoon System. **J. Climate**, v;19, p.4977-500, 2006.
- VAREJÃO-SILVA, M.A. **Meteorologia e Climatologia**, 463p. versão digital, 2006.
- VIANELLO, R.L.;ALVES, A.R. **Meteorologia Básica e Aplicações**. 2ª edição, Ed. UFV, 460p. 2012.
- WARD, J.H. Hierarchical grouping to optimize an objective function. **J.Am.Statist.Assoc.**, v.58, p.236-244, 1963.
- WILBY, R.L.; CHARLES, S.P.; ZORITA, E.; TIMBAL, B.; WHETTON, P.; MEARNNS, L.O. 2004. Guidelines for Use of Climate Scenarios Developed from Statistical Downscaling Methods. TGICA. Disponível em <http://ipcc-dcc.cru.uea.ac.uk/guidelines/dgm_no2_v1_09_2004.pdf>. 27 p. Acesso em novembro de 2010.
- WILBY, R.L.; WIGLEY, T.M.L., CONWAY, D.; JONES, P.D.; HEWITSON, B.C.; MAIN, J.; WILKIS, D.S. Statistical downscaling of general circulation model output: A comparison of methods. **Water Resources Research**, v.34, p. 2995-3008, 1998.
- ZAVATTINI, J.A. A produção brasileira em climatologia: o tempo e o espaço nos estudos do ritmo climático. Terra Livre, ano 19, I (20): 65-100. São Paulo, 2003.
- ZENG, X.; ZHAO, M.; DICKINSON, R.E. Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the computation of sea surface fluxes using TOGA COARE and TAO data. **J.Climate**, v.11, p. 2628-2644, 1998.
- ZHOU, J.; LAU, K. M. Does a monsoon climate exist over South America? **J. Climate**, v.11, p.1020-1040, 1998.