



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**DETECÇÃO DE TENDÊNCIAS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS
PARA OS ESTADOS DA BAHIA E SERGIPE POR MEIO
DE ÍNDICES PLUVIOMÉTRICOS DIÁRIOS**

WINÍCIUS DOS SANTOS ARAÚJO

Campina Grande - PB
Março/2009

WINÍCIUS DOS SANTOS ARAÚJO

**DETECÇÃO DE TENDÊNCIAS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS
PARA OS ESTADOS DA BAHIA E SERGIPE POR MEIO
DE ÍNDICES PLUVIOMÉTRICOS DIÁRIOS**

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande em cumprimento às exigências para a obtenção do título de Mestre em Meteorologia.

Área de concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escalas

Sub-área: Climatologia Estatística

Orientadores: Prof. Dr. Francisco de Assis Salviano de Souza

Prof. Dr. JoséIVALDO Barbosa de Brito

Campina Grande - PB
Março/2009

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

A663d

2009 Araújo, Winícius dos Santos.

Detecção de tendências de mudanças climáticas para os estados da Bahia e Sergipe por meio de índices pluviométricos diários / Winícius dos Santos Araújo. — Campina Grande, 2009.

124 f. : il. col.

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

Referências.

Orientadores: Prof. Dr. Francisco de Assis Salviano de Souza, Prof.Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito.

1. RCLimindex. 1.9.1 2. Mudanças Climáticas. 3. Precipitação Diária. I.
Título.

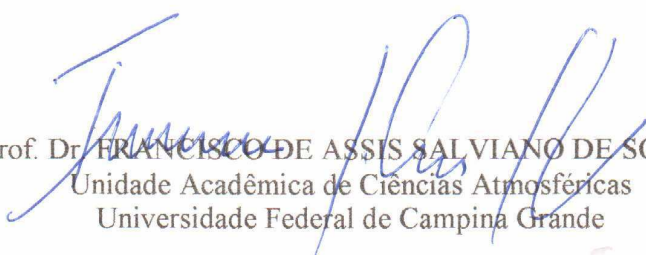
CDU – 551.583.2(043)

WINÍCIUS DOS SANTOS ARAÚJO


DETECÇÃO DE TENDÊNCIAS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS PARA OS ESTADOS
DA BAHIA E SERGIPE POR MEIO DE ÍNDICES PLUVIOMÉTRICOS DIÁRIOS

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 06/03/2009


BANCA EXAMINADORA



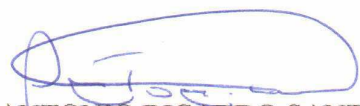
Prof. Dr. FRANCISCO DE ASSIS SALVIANO DE SOUSA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



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



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



Prof. Dr. ANTONIO RICARDO SANTOS DE ANDRADE
Unidade Acadêmica de Garanhuns
Universidade Federal Rural de Pernambuco

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho a Nosso Senhor Jesus Cristo:

Isaías 53 (700 a. C.)

1. Quem poderia acreditar nisso que ouvimos? A quem foi revelado o braço do Senhor?
2. Cresceu diante dele como um pobre rebento enraizado numa terra árida; não tinha graça nem beleza para atrair nossos olhares, e seu aspecto não podia seduzir-nos.
3. Era desprezado, era a escória da humanidade, homem das dores, experimentado nos sofrimentos; como aqueles, diante dos quais se cobre o rosto, era amaldiçoado e não fazíamos caso dele.
4. Em verdade, ele tomou sobre si nossas enfermidades, e carregou os nossos sofrimentos: e nós o reputávamos como um castigado, ferido por Deus e humilhado.
5. Mas ele foi castigado por nossos crimes, e esmagado por nossas iniquidades; o castigo que nos salva pesou sobre ele; fomos curados graças às suas chagas.
6. Todos nós andávamos desgarrados como ovelhas, seguíamos cada qual nosso caminho; o Senhor fazia recair sobre ele o castigo das faltas de todos nós.
7. Foi maltratado e resignou-se; não abriu a boca, como um cordeiro que se conduz ao matadouro, e uma ovelha muda nas mãos do tosquiador. (Ele não abriu a boca.)
8. Por um iníquo julgamento foi arrebatado. Quem pensou em defender sua causa, quando foi suprimido da terra dos vivos, morto pelo pecado de meu povo?
9. Foi-lhe dada sepultura ao lado de fascínoras e ao morrer achava-se entre malfeitores, se bem que não haja cometido injustiça alguma, e em sua boca nunca tenha havido mentira.
10. Mas aprouve ao Senhor esmagá-lo pelo sofrimento; se ele oferecer sua vida em sacrifício expiatório, terá uma posteridade duradoura, prolongará seus dias, e a vontade do Senhor será por ele realizada.
11. Após suportar em sua pessoa os tormentos, alegrar-se-á de conhecê-lo até o enlevo. O Justo, meu Servo, justificará muitos homens, e tomará sobre si suas iniquidades.
12. Eis por que lhe darei parte com os grandes, e ele dividirá a presa com os poderosos: porque ele próprio deu sua vida, e deixou-se colocar entre os criminosos, tomando sobre si os pecados de muitos homens, e intercedendo pelos culpados.

Ofereço a todos aqueles que tal como o britânico Bertrand Russell (1872-1970), filósofo, matemático e premiado Nobel de Literatura em 1950, consideram que o Sentimento é o Instrumento do Conhecimento.

AGRADECIMENTOS

À Deus, por iluminar meus caminhos e me sustentar nos momentos difíceis permitindo que eu concluísse esse trabalho.

Aos Professores Doutores Francisco de Assis Salviano Sousa e José Ivaldo Barbosa de Brito, meus orientadores, pela paciência, dedicação e carinho que tiveram comigo durante a elaboração desse trabalho. Professores, agradeço tudo que fizeram por mim nessa extensa jornada, a qual tive a oportunidade de amadurecer no caminho da pesquisa.

Aos Professores Doutores Enilson Palmeira Cavalcanti e Antônio Ricardo Santos de Andrade que aceitaram participar da Banca Examinadora e contribuíram de forma valorosa para a conclusão desta pesquisa.

Ao Professor Doutor Manoel Francisco Gomes Filho pelo inestimável incentivo e colaboração para que este trabalho fosse concluído e ao Professor Doutor Renilson Targino Dantas pelo estímulo permanente na pesquisa.

À minha família, em especial, minha mãe Maria de Lourdes dos Santos Araújo, meu pai José de Arimatéia Basílio de Araújo, e meus irmãos Dagoberto e Gustavo, pelo apoio e incentivo dedicados a mim durante o curso.

A meus amigos, Leandro Gomes de Souza, Joherlan Campos de Freitas, Leandro Velez da Silva e Ailton Marcolino Liberato pelo apoio e amizade de sempre.

À minha amiga, Maria Cristiane dos Santos Silva, e sua família, pelo apoio e amizade de sempre.

À minha namorada Ariane Martins Miranda, pelo afago no término desta pesquisa.

Ao doutorando em Recursos naturais Gildarte Barbosa da Silva, e os doutorandos em Meteorologia Ewerton Cleudson de Sousa Melo e Valéria Peixoto Borges, que cooperaram

muito sobre informações meteorológicas, geografia da área pesquisada e dados de precipitação.

Aos Professores do Departamento de Ciências Atmosféricas da UFCG, que permitiram por meio de suas aulas que eu aprendesse o verdadeiro papel científico de meteorologistas também educadores.

À Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste - SUDENE através do Banco de Dados da CTRN/UACA/UFCG, na pessoa de Eyres e Mirian, secretárias do DCA.

À CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento do Pessoal de Ensino Superior), pela ajuda financeira dessa pesquisa e durante o curso.

À Coordenação da Pós-Graduação em Meteorologia, na pessoa do Prof. Dr. Ênio Pereira de Souza, e também ao ex-coordenador Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva.

À Divanete Rocha da Cruz, secretaria da Coordenação de Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da UFCG, pela competência e profissionalismo.

À todos aqueles que direta ou indiretamente cooperaram para o fecho desta pesquisa, minha profunda gratidão.

Os princípios matemáticos são o alfabeto ao qual Deus escreveu o mundo e a interpretação probabilística da mecânica quântica acaba com a noção de um universo determinado e fixa a ideia do livre-arbítrio como inerente ao Universo, o que coincide exatamente com os textos bíblicos.

Stephen Barr (Professor de Física de partículas da Universidade de Delaware) em alusão a Galileu Galilei (1564-1642).

RESUMO

O objetivo deste trabalho foi estudar estatisticamente a variabilidade climática pluvial em escalas mensal e sazonal dos estados da Bahia e Sergipe, por meio de dados diários de precipitação, e a partir disso, fornecer uma distribuição espacial de suas chuvas, computar suas probabilidades incondicionais e condicionais de primeira ordem, calcular índices de detecção de mudanças climáticas, definidos pela OMM para detectar tendências de mudanças no clima de uma região, e avaliar a relação dos mais significativos com as anomalias de temperatura da superfície do mar dos oceanos pacífico e atlântico. Para tanto, foram utilizados dados diários pluviais referentes a um período de 45 anos de 75 postos e/ou estações meteorológicas fornecidos pela antiga rede de postos da SUDENE através do DCA, sendo estes complementados com dados da ANA, DNOCS e INMET, os quais apresentaram qualidade confiável e abrangem praticamente todas as mesorregiões da área pesquisada; também utilizou-se dados das anomalias de TSM obtidos através da NOAA. Os resultados mostram que a zona oeste da área pesquisada é a mais favorecida com a precipitação na estação verão, ocorrendo o oposto disto na estação inverno; o leste é o mais beneficiado no inverno, o sul na primavera, e o norte no outono. Evidencia-se influência da TSM dos oceanos pacífico e atlântico sobre a precipitação da região estudada, identificando assim, que a atuação do ENOS e do dipolo do atlântico têm relativa influência sobre o clima do Nordeste Brasileiro. Foi obtido que a probabilidade incondicional, $P(C)$, na região costeira, é influenciada pela alta disponibilidade de umidade do Atlântico e pela geração de sistemas que provocam precipitação devido ao contraste de temperatura da superfície oceano-continente, particularmente durante os meses de outono e primavera. No verão o efeito oceânico não é percebido devido à alta disponibilidade de umidade sobre a área pesquisada e a alta persistência observada da precipitação diária está associada com os núcleos de máximas precipitações que se destacam na estação verão, enquanto que no inverno a baixa persistência foi predominante. Verificou-se uma diminuição de DUC; ocorreu acréscimo no número dias com chuva, e estes com maior intensidade diária; portanto, o montante de precipitação total anual aumentou. Estas alterações climáticas ocorridas na área pesquisada sugerem que se devem às mudanças no clima global, contudo, cautelar afirmar que não é possível validar categoricamente isso, dado que, muitas localidades apresentaram tendências positivas ou negativas em todos os índices examinados, conseqüentemente, estas também estão relacionadas a aspectos regionais.

Palavras-chave: RCLimdex 1.9.1, mudanças climáticas, precipitação diária.

ABSTRACT

The objective of this study was to investigate way statistical the precipitation climate variability in monthly and seasonal scales from the states of the Bahia and Sergipe. The precipitation diaries data were used. Starting from that: to supply a space distribution of the rains; to compute the unconditional and conditional probabilities of first order; to calculate indexes of detection of climate changes, defined by the WMO to detect tendencies of changes in the climate of an area; to evaluate the relationship of the most significant indexes with the anomalies of sea surface temperature of the Pacific and Atlantic oceans. For so much, the precipitation diaries data were used regarding a period of 45 years of 75 meteorological stations supplied by the old net of the SUDENE available in the DCA. These data were complemented with information from ANA, DNOCS and INMET. The data presented reliable quality and represent practically all the regions of the area of study. It was also used data of the anomalies of SST obtained through NOAA. The results show that the west of the area of study is the more favored with the precipitation in the summer, happening the opposite of this in the winter; the east is more beneficiary in the winter, the south in the spring, and the north in the autumn. Influence of SST of the Pacific and Atlantic oceans is evidenced about the precipitation of the studied area, identifying like this, that the performance of ENOS and of the dipole of the Atlantic have relative influence on the climate of the Brazilian Northeast. It was obtained that the unconditional probability, $P(W)$, in the coastal area, it is influenced by the high readiness of humidity of Atlantic Ocean and by the generation of systems that provoke precipitation due to the contrast of temperature of the surface ocean-continent, particularly during the months of autumn and spring. In the summer the oceanic effect is not noticed due to the high humidity readiness on the researched area and the high observed persistence of the daily precipitation is associated with the nuclei of maxims precipitations that stand out in the summer, while in the winter the low persistence was predominant. A decrease of CWD was verified; increase was observed in the number days with rain, and these with larger daily intensity; therefore, the amount of annual total precipitation increased. These climate alterations happened in the researched area suggest that you/they are due to the changes in the global climate, however, precautionary to affirm that it is not possible to validate categorically that, given that, a lot of places presented tendencies positive or negative in all the examined indexes, consequently, these are also related to regional aspects.

Keywords: RCLimdex 1.9.1, Climate changes, Precipitation daily.

SUMÁRIO

Resumo	vi
Abstract	vii
Lista de figuras	x
Lista de tabelas	xiii
Lista de siglas e símbolos	xiv
1 Introdução	17
2 Objetivos	19
2.1 Objetivo geral.....	19
2.2 Objetivos específicos.....	19
3 Revisão da literatura	20
3.1 Considerações sobre mudanças climáticas.....	20
3.2 Processos naturais e antrópicos na causa das mudanças climáticas.....	21
3.3 Mudanças climáticas e agricultura.....	24
3.4 Chuvas extremas na América do Sul e no Brasil.....	26
3.5 Climatologia do nordeste brasileiro - o caso da precipitação.....	28
3.6 Principais sistemas meteorológicos atuantes na área de estudo.....	30
3.6.1 Vórtices ciclônicos de ar superior.....	30
3.6.2 Distúrbios de leste.....	32
3.6.3 Zona de convergência intertropical.....	33
3.6.4 Sistemas frontais.....	34
3.7 Temperaturas da superfície do mar.....	35
3.8 Cadeia de Markov.....	39

4 Material e Métodos	39
4.1 Material.....	39
4.1.1 Descrição geral da área de estudo.....	39
4.1.2 Caracterização climática da Bahia e Sergipe	39
4.1.3 Dados meteorológicos	41
4.1.4 Softwares utilizados	43
4.2 Métodos	44
4.2.1 Condições para cálculo dos índices	45
4.2.1.1 Controle de qualidade dos dados.....	45
4.2.1.2 Formato dos dados de entrada	46
4.2.2 Índices climáticos básicos do ETCCDMI	47
4.2.3 Probabilidade incondicional de precipitação.....	51
4.2.4 Probabilidade condicional de precipitação.....	52
5 Resultados e discussão	53
5.1 Distribuição espacial mensal das chuvas na área de estudo.....	53
5.2 Índices climáticos pluviiais do ETCCDMI	58
5.3 Relação entre índices climáticos e TSM's.....	70
5.4 Probabilidades markovianas sazonais	79
5.4.1 Probabilidade incondicional sazonal de dias chuvosos.....	79
5.4.2 Probabilidade condicional sazonal de dias chuvosos	82
6 Conclusões	88
Sugestões	90
Considerações finais	91
Referências Bibliográficas	92
Apêndices	100

LISTA DE FIGURAS

	pág.
Figura 1 Principais sistemas meteorológicos atuantes na região nordeste do Brasil ...	30
Figura 2 Área geográfica de estudo.....	39
Figura 3 Distribuição espacial dos postos pluviométricos na área de estudo, sendo ilustrado no eixo vertical a latitude, no eixo horizontal a longitude e em gradiente a altitude em metros.....	42
Figura 4 Mesorregiões e territórios de identidade da área de estudo.....	43
Figura 5 Distribuição espacial da fração anual de contribuição mensal de chuvas correspondente aos meses da estação verão durante 1947 a 1991.....	54
Figura 6 Distribuição espacial da fração anual de contribuição mensal de chuvas correspondente aos meses da estação outono durante 1947 a 1991.....	55
Figura 7 Distribuição espacial da fração anual de contribuição mensal de chuvas correspondente aos meses da estação inverno durante 1947 a 1991.....	56
Figura 8 Distribuição espacial da fração anual de contribuição mensal de chuvas correspondente aos meses da estação primavera durante 1947 a 1991.....	57
Figura 9 Distribuição espacial das tendências dos Dias secos consecutivos (DSC), em dias/ano, para os estados da Bahia e Sergipe.....	59
Figura 10 Distribuição espacial das tendências dos Dias úmidos consecutivos (DUC), em dias/ano, para os estados da Bahia e Sergipe.....	60
Figura 11 Distribuição espacial das tendências da Precipitação total anual (PRCPTOT), em mm/ano, para os estados da Bahia e Sergipe.....	62
Figura 12 Distribuição espacial das tendências do Número de dias em um ano em que a precipitação foi acima de 50 mm (R50mm), em dias/ano, para os estados da Bahia e Sergipe.....	62
Figura 13 Distribuição espacial das tendências do Número de dias úmidos (R10), em dias/ano, para os estados da Bahia e Sergipe.....	64
Figura 14 Distribuição espacial das tendências do Número de dias muito úmidos (R20), em dias/ano, para os estados da Bahia e Sergipe.....	65
Figura 15 Distribuição espacial das tendências dos Dias muito úmidos (R95p), em mm/ano, para os estados da Bahia e Sergipe.....	65

Figura 16	Distribuição espacial das tendências dos Dias extremamente úmidos (R99p), em mm/ano, para os estados da Bahia e Sergipe.....	66
Figura 17	Distribuição espacial das tendências do Índice simples de intensidade diária (SDII), em mm/ano, para os estados da Bahia e Sergipe.....	67
Figura 18	Distribuição espacial das tendências da Quantidade máxima de precipitação em um dia (Rx1day), em mm/ano, para os estados da Bahia e Sergipe.....	68
Figura 19	Distribuição espacial das tendências da Quantidade máxima de precipitação em cinco dias consecutivos (Rx5day), em mm/ano, para os estados da Bahia e Sergipe.....	68
Figura 20	Temperaturas da superfície do mar nos oceanos pacífico e atlântico.....	73
Figura 21	Variabilidade temporal do índice DSC e TNAI, ($r = 0.298$).....	75
Figura 22	Variabilidade temporal do índice DUC e anomalias Niño 1+2, ($r = -0.247$).....	75
Figura 23	Variabilidade temporal do índice DUC e anomalias Niño 3, ($r = -0.239$).....	75
Figura 24	Variabilidade temporal do índice PRCPTOT e anomalias Niño 1+2, ($r = -0.231$).....	76
Figura 25	Variabilidade temporal do índice PRCPTOT e anomalias Niño 3, ($r = -0.245$).....	76
Figura 26	Variabilidade temporal do índice R10 e anomalias Niño 1+2, ($r = -0.250$).....	76
Figura 27	Variabilidade temporal do índice R10 e anomalias Niño 3, ($r = -0.276$).....	77
Figura 28	Variabilidade temporal do índice R10 e anomalias Niño 3.4, ($r = -0.228$).....	77
Figura 29	Variabilidade temporal dos índices Rx5day e TNAI, ($r = 0.235$).....	77
Figura 30	Variabilidade temporal dos índices SDII e TNAI, ($r = 0.274$).....	78
Figura 31	Variabilidade temporal dos índices SDII e TSAI, ($r = 0.228$).....	78
Figura 32	Variabilidade temporal do índice SDII e anomalias Niño 4, ($r = 0.258$).....	78
Figura 33	Distribuição espacial de probabilidade incondicional de dias chuvosos - P(C), primavera (a), verão (b), outono (c) e inverno (d).....	81
Figura 34	Totais médios de dias chuvosos da área de estudo entre 1947-1991.....	81

Figura 35	Distribuição espacial de probabilidade condicional de dias secos seguidos de dias chuvosos - $P(C/S)$, primavera (a), verão (b), outono (c) e inverno (d).....	84
Figura 36	Distribuição espacial de probabilidade condicional de dias chuvosos seguidos de dias chuvosos - $P(C/C)$, primavera (a), verão (b), outono (c) e inverno (d).....	85
Figura 37	Parâmetro médio de persistência para cada estação do ano.....	86
Figura 38	Distribuição espacial do parâmetro de persistência $r(1) = P(C/C) - P(C/S)$ na área de estudo, primavera (a), verão (b), outono (c) e inverno (d).....	87
Figura E1	Probabilidades markovianas condicionais de precipitação para janeiro.....	108
Figura E2	Probabilidades markovianas condicionais de precipitação para fevereiro..	109
Figura E3	Probabilidades markovianas condicionais de precipitação para março.....	110
Figura E4	Probabilidades markovianas condicionais de precipitação para abril.....	111
Figura E5	Probabilidades markovianas condicionais de precipitação para maio.....	112
Figura E6	Probabilidades markovianas condicionais de precipitação para junho.....	113
Figura E7	Probabilidades markovianas condicionais de precipitação para julho.....	114
Figura E8	Probabilidades markovianas condicionais de precipitação para agosto.....	115
Figura E9	Probabilidades markovianas condicionais de precipitação para setembro..	116
Figura E10	Probabilidades markovianas condicionais de precipitação para outubro....	117
Figura E11	Probabilidades markovianas condicionais de precipitação para novembro	118
Figura E12	Probabilidades markovianas condicionais de precipitação para dezembro.	119

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Tendências significativas obtidas para cada índice.....	58
Tabela 2	Correlações entre índices de chuva e anomalias de TSM.....	71
Tabela A1	Índices de chuva com suas definições e respectivas unidades.....	100
Tabela B1	Localização dos 75 postos pluviométricos da área de estudo para o período de dados concomitantes de 1947 a 1991 e respectiva Tipologia Climática do Município.....	101
Tabela C1	Tendências dos índices Rx1day, Rx5day, SDII, R10 e R20 dependentes da precipitação pluvial referentes aos 75 postos pluviométricos em que os valores significativos estão em negrito.....	103
Tabela C2	Tendências dos índices Rnn, DSC, DUC, R95p, R99p e PRCPTOT dependentes da precipitação pluvial referentes aos 75 postos pluviométricos em que os valores significativos estão em negrito.....	105
Tabela D1	Correlações entre os índices selecionados e as anomalias de TSM nas regiões de Niño 1+2, Niño 3, Niño 3+4, Niño 4, TNA e TSA.....	107
Tabela F1	Médias dos índices climáticos dependentes da precipitação pluvial diária referentes aos 75 postos pluviométricos por ano de disponibilidade de dados.....	120
Tabela G1	Total de dias secos e chuvosos para a estação verão no período de 1947 a 1991.....	121
Tabela G2	Total de dias secos e chuvosos para a estação outono no período de 1947 a 1991.....	122
Tabela G3	Total de dias secos e chuvosos para a estação inverno no período de 1947 a 1991.....	123
Tabela G4	Total de dias secos e úmidos para a estação primavera no período de 1947 a 1991.....	124

LISTA DE SIGLAS E SÍMBOLOS**SIGLAS:**

BA	Bahia
SE	Sergipe
AL	Alagoas
NEB	Nordeste brasileiro
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change (Painel Intergovernmental de Mudanças Climáticas)
GEE	Gases de Efeito Estufa
ONU	Organização das Nações Unidas
OMM	Organização Meteorológica Mundial
TNA	Tropical Northern Atlantic (Atlântico Tropical Norte)
TSA	Tropical Southern Atlantic (Atlântico Tropical Sul)
ENOS	El Niño Oscilação Sul
ETCCDMI	International Research Programme on Climate Variability Predictability (Equipe de Especialistas em Detecção, Monitoramento e Índices de Mudanças Climáticas)
NCDC	National Climate Data Centre (Centro Nacional de Pesquisas Climáticas)
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration (Agência Nacional Oceânica e Atmosférica)
CCI/CLIVAR	International Research Programme on Climate Variability Predictability (Programa Internacional de Pesquisa em Previsão da Variabilidade Climática)
UNEP	United Nations Environment Programme (Programa de Meio Ambiente para as Nações Unidas)
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
TNAI	Índice de anomalia da temperatura do Atlântico Tropical Norte
TSAI	Índice de anomalia da temperatura do Atlântico Tropical Sul

ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
VCAS	Vórtices Ciclônicos de Ar Superior
SALLJ	South American Low Level Jet East of the Andes (Jatos de Baixos Níveis da América do Sul nos Andes)
AB	Alta da Bolívia
HN	Hemisfério Norte
UFCG	Universidade Federal de Campina Grande
DCA	Departamento de Ciências Atmosféricas
CTRN	Centro de Tecnologia e Recursos Naturais
UACA	Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
CAPES	Coordenação de Aperfeiçoamento de Profissional de Nível Superior
SUDENE	Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste
ANA	Agência Nacional das Águas
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
DNOCS	Departamento Nacional de obras contra a Seca
CPTEC	Centro de Previsão do Tempo e Clima
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
SEMARH	Secretaria de Meio Ambiente e Recursos Hídricos
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
SEI	Superintendência de Estudos e Informações Econômicas e Sociais
COPEC	Pólo Petroquímico de Camaçari
CIA	Centro Industrial de Aracatu
PRCPTOT	Precipitação total anual dos dias chuvosos
SDII	Índice simples de intensidade diária
DSC	Dias secos consecutivos

DUC	Dias úmidos consecutivos
Rx1day	Quantidade máxima de precipitação em um dia
Rx5day	Quantidade máxima de precipitação em um cinco dias consecutivos
R10	Número de dias com precipitação acima de 10mm
R20	Número de dias com precipitação acima de 20mm
R50mm	Número de dias com precipitação acima de 50mm
R95p	Dias muito úmidos
R99p	Dias extremamente úmidos
SON	Primavera (Setembro, Outubro e Novembro)
DJF	Verão (Dezembro, Janeiro e Fevereiro)
MAM	Outono (Março, Abril e Maio)
JJA	Inverno (Junho, Julho e Agosto)

SÍMBOLOS:

CO₂	dióxido de carbono
°C	graus Celsius
Km	quilômetro
m	metro
m s⁻¹	metros por segundo
mm dia⁻¹	milímetro por dia
std	standard deviation (desvio padrão)
ppm	partes por milhão
ppbv	partes por bilhão por volume
kg/ha/dia	quilograma por hectare por dia
%	uma divisão por cem, ou percentual

1 INTRODUÇÃO

Uma das mais importantes questões nos discursos ambientais são as transformações climáticas. É sabido que a temperatura, precipitação, pressão e umidade oscilam no tempo e no espaço, em escala de segundos a dezenas de anos e de milímetro a milhares de quilômetros, respectivamente. Assim, no último um milhão de anos, mudanças climáticas drásticas conduziram o desenvolvimento da vida no mundo inteiro. A climatologia resgata essas transformações e permite a comunidade científica avaliar como o clima se comporta ao longo do tempo.

Várias são as teorias que analisam as mudanças climáticas no globo terrestre, sendo a maioria delas, partidária de que a origem destas mudanças possa ser causada por fatores externos, tais como, mudanças dos parâmetros orbitais da Terra; intensidade de radiação solar; taxa de rotação da Terra; aspectos geográficos como a distribuição de terras e mares; composição da atmosfera; partículas de erupções vulcânicas e a liberação de calor devido às atividades antrópicas.

Segundo Sentelhas et al. (2000), as condições climáticas na Terra sofrem flutuações contínuas. Dependendo da escala de tempo em que se trabalha é possível visualizar essa variabilidade e definir o que são mudanças climáticas. Conforme os autores em questão é difícil a constatação de mudanças climáticas por vários motivos: dificuldade em ponderar o efeito da variabilidade natural, dificuldades com relação às mudanças nas técnicas de medida da temperatura ao longo do tempo, distribuição inadequada de pontos de medida e dificuldades para se modelar o clima. Entretanto, uma série de evidências reforça o aquecimento global como consequência da ação do homem. Os autores ainda prevêem que a taxa de aumento de CO₂ de 1% ao ano, promoveria um aquecimento de 0.3°C por década.

Algumas conseqüências das mudanças climáticas afetarão as sociedades mais pobres do mundo que são mais dependentes dos recursos hídricos, dos implementos agrícolas e são desprovidas de tecnologia e capital para mitigar os efeitos desta desestabilização climática (IPCC, 2001).

De acordo com Ayoade (2003) as causas terrestres relacionam mudanças de toda natureza às variações nas condições na superfície e atmosfera da Terra. Desse modo, estão incluídas a migração polar, a deriva continental, mudanças na topografia, variações na composição atmosférica, mudanças na distribuição hídrica e continental e as variações na cobertura de neve e gelo.

Sugere-se, portanto, do presente trabalho, averiguar se na escala local ocorreram alterações significativas na tendência dos regimes hídricos com base em índices pluviométricos diários como indicativo de alterações climáticas de longo prazo. E, além disso, se é possível detectar a tendência de tal processo distintas características físicas e com intensa intervenção antrópica em dois estados do Nordeste brasileiro, Bahia e Sergipe, que juntos representam aproximadamente 7% do território nacional, compõem grande parcela do semi-árido, e de agora em diante referida como “área de estudo”.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo geral

Propõem-se, com a presente proposta de pesquisa, detectar tendências climáticas por meio de índices que indicam possíveis mudanças climáticas, com base em dados de precipitação pluvial diária dos estados da Bahia e Sergipe.

2.2 Objetivos específicos

A fim de concretizar os objetivos gerais, têm-se como objetivos específicos:

- obter a distribuição espacial das contribuições percentuais de chuvas mensais dos postos pluviométricos na área de estudo a partir de dados diários;
- analisar os totais das médias mensais de dias chuvosos e identificação das áreas ou culturas mais ou menos favorecidas pelo regime pluviométrico existente;
- auferir a tendência da precipitação total anual e precipitação máxima mensal em 5 dias consecutivos e estimar as séries de dias com chuva moderada, forte e intensa;
- quantificar e avaliar a correlação entre os índices supracitados e as anomalias de TSM (Temperatura da superfície do mar) das regiões de Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4, Niño 4 no pacífico, e TNA (Atlântico tropical norte) e TSA (Atlântico tropical sul);
- realizar um estudo probabilístico mensal da ocorrência de dia com chuva dado que o anterior foi chuvoso ou seco, baseado na aplicação do modelo estocástico cadeia de Markov;
- quantificar e espacializar a persistência de dia chuvoso ser seguido por chuvoso em período sazonal com base nos resultados da probabilidade condicional e incondicional.

3 REVISÃO DA LITERATURA

3.1 Considerações sobre mudanças climáticas

Atualmente muito se tem cogitado tanto no meio científico como na mídia em geral sobre possíveis mudanças climáticas globais que estariam em curso, modificando os padrões climáticos atuais. Especula-se que, a emissão cada vez maior de gases poluentes, principalmente o dióxido de carbono (CO₂), estariam comprometendo, de forma sem precedente, o ambiente humano. Entre as possíveis evidências destas alterações no ambiente local estariam: o efeito estufa, a inversão térmica e principalmente alteração no ciclo hidrológico, entre outros.

Por estas razões, a problemática das mudanças climáticas globais levou a Organização Meteorológica Mundial (OMM) e a UNEP (United Nations Environment Programme) a criarem o IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) em 1988. Desde a sua criação o IPCC vem elaborando relatórios com descrição de diagnóstico e previsão do clima global. O relatório de 2004 descreve que, no século XX, houve um aumento de 0.65°C na média da temperatura global. Para a precipitação, o aumento variou de 0.2% a 0.3% na região tropical, compreendida entre 10° de latitude Norte e 10° de latitude Sul, cujas causas podem ser de ordem natural ou antrópica ou, ainda, uma soma das duas (IPCC, 2001).

Os cenários elaborados por meio de modelos matemáticos baseados em dados registrados dos oceanos, biosfera e atmosfera, prevêem um aumento entre 1.4°C e 5.8°C na temperatura média global até o final do século XXI (IPCC, 2001). A magnitude de tal previsão é ainda incerta, haja visto que pouco se sabe sobre os processos de trocas de calor, de carbono e de radiação entre os diversos setores do sistema Terra-Atmosfera. Segundo Kalnay

e Cai (2003), a temperatura poderá subir em até 0.088°C por década, chegando próximo da situação mais otimista indicada no relatório do IPCC.

Com o aquecimento global, espera-se, para um futuro próximo, cenário de clima mais extremo com secas, inundações e ondas de calor mais freqüentes (SALATI et al., 2004). A elevação na temperatura aumenta a capacidade do ar em reter vapor d'água e, conseqüentemente, há maior demanda hídrica. Em resposta a essas alterações os ecossistemas de plantas poderão aumentar sua biodiversidade ou sofrer influências negativas. Segundo Thomas et al. (2004), com a elevação das temperaturas 18 espécies estarão ameaçadas de extinção até o ano 2050, considerando-se o cenário mais otimista. Impactos como a elevação do nível dos oceanos e furacões mais intensos e mais freqüentes, também poderão ser sentidos, tal como o derretimento das geleiras (SALATI et al., 2004).

3.2 Processos naturais e antrópicos na causa das mudanças climáticas

As mudanças climáticas são normais ao comportamento do planeta Terra e as suas principais causas são geológicas (YOUNG, 1991; MURCK et al., 1996; MERRITS et al., 1997; SKINNER e PORTER, 2000; EEROLA 2001a). O mais importante impulso às mudanças climáticas é a deriva dos continentes, especialmente a amalgamação destes em grandes supercontinentes e a sua fragmentação. Isto é causado pela tectônica de placas. Uma área continental grande resfria, porque o efeito aquecedor dos oceanos não alcança as partes internas do supercontinente. Os continentes podem também migrar às regiões polares, quando então as suas condições serão árticas; o movimento das placas tectônicas pode também mudar o sentido de correntes marinhas e atmosféricas. A colisão de continentes gera novas cordilheiras, o que pode impedir o acesso de correntes atmosféricas quentes de uma região à

outra e as áreas montanhosas podem gerar geleiras alpinas, tendo estas um efeito de resfriador da atmosfera.

A maior parte das glaciações ocorreu em épocas em que continentes formaram grandes aglomerações (EEROLA 2001a). Por exemplo, durante a existência do supercontinente Rodinia no Neoproterozóico (1000 a 545 milhões de anos atrás) ocorreram várias glaciações severas.

Atualmente se sabe que além da tectônica de placas, o clima é influenciado pela composição química da atmosfera, especialmente pelo teor de gases de efeito-estufa. A temperatura eleva-se quando a quantidade de metano e dióxido de carbono na atmosfera aumenta. Estes gases formam um “cobertor” em torno do planeta, que impede o escape do calor ao espaço. A temperatura diminui, quando grandes quantidades de dióxido de carbono são eliminadas da atmosfera e dissolvidas nos oceanos. O resfriamento é geralmente ocasionado quando a matéria orgânica, juntamente com o carbono, é soterrada em sedimentos em lagos, pântanos e mares.

Além disto, o clima pode ser mudado pelas alterações na vegetação, intemperismo das rochas, erupções vulcânicas, mudanças na rotação da Terra e variações na incidência da radiação solar, além de outros fatores ainda desconhecidos. Geralmente se aceita que as glaciações Quaternárias, ou seja, as últimas, tenham sido causadas pelas pequenas variações cíclicas na rotação da Terra em torno do sol, que são causadas pelas mudanças nas forças de atração gravitacional entre os planetas ao se aproximarem e se afastarem. Estas mudanças, chamados de Ciclos de Milankovitch, são, porém, fracas e insuficientes para causarem sozinhas um resfriamento expressivo. Entretanto, as pequenas variações na radiação solar ocasionam uma reação em cadeia, em conjunção com outros fatores e que conduzem a uma glaciação.

Existem várias incertezas científicas sobre a questão da mudança climática atual. Por exemplo, não se sabe ao certo qual é o papel do vapor d'água, nuvens e a vegetação no ciclo do carbono, dissipação do calor e reflexão da radiação solar. Segundo muitos autores, estas incertezas apontam justamente para grandes lacunas no nosso conhecimento sobre a Terra (TAIPALE e SAARNISTO, 1991; SKINNER e PORTER, 2000). Porém, existem dois fatos atuais sobre a mudança climática: a temperatura média e o teor de dióxido de carbono estão em ascensão mundialmente. Isto é apontado também pelos anéis de crescimento das árvores, isótopos de oxigênio das geleiras e o recuo de geleiras alpinas (MURCK et al., 1996; MERRITTS et al., 1997; SKINNER e PORTER, 2000).

Dados de medições meteorológicas de temperaturas existentes cobrem um período de apenas aproximadamente cem anos, ou seja, parte do período industrial. Vivemos atualmente em um período posterior à glaciação que terminou somente há 10.000 anos atrás. Estamos caminhando rumo a uma nova glaciação que ocorrerá daqui a 23.000 anos. Portanto, estamos em um período interglacial, quando as temperaturas podem oscilar ciclicamente entre mais altas e mais baixas (SKINNER e PORTER, 2000).

No entanto, os teores pré-industriais de dióxido de carbono, medidos de geleiras continentais são de 280 000 ppbv. O nível atual é de 366 000 ppbv, ou seja, o teor de dióxido de carbono sofreu um aumento nunca antes visto, demonstrando que algo de muito incomum está acontecendo atualmente (SKINNER e PORTER, 2000). Teores tão altos não são conhecidos da história recente da Terra. Mesmo assim, existem evidências de que estes teores em ascensão não são devidos apenas à atividade antrópica. Existe uma correlação forte das fontes de dióxido de carbono e o aumento de temperaturas globais, como os oceanos e atividade vulcânica, por exemplo. De qualquer modo, ao que parece, o homem está contribuindo à ascensão natural de dióxido de carbono. Isto é causado pela indústria, desmatamento e desertificação.

3.3 Mudanças climáticas e agricultura

No Brasil, poucos estudos foram feitos sobre o reflexo das mudanças climáticas e seus impactos na agricultura. Alguns estudos simulando os impactos sobre a agricultura por meio de modelos matemáticos foram apresentados por Siqueira et al. (1994 e 2000) para o trigo, milho e soja, por Marengo (2001), Pinto et al. (2001) e Assad et al. (2004) para o café, e por Nobre et al. (2005) para o milho, feijão, arroz, soja e café. Estes autores apresentam ainda as perdas econômicas anuais provocadas pelo aumento de 1°C na temperatura, chegando a valores de 375 milhões de dólares para o café, somando os estados de Minas Gerais, Paraná e São Paulo, e 61 milhões de dólares para o milho em São Paulo. Além desses, outros estudos contemplam efeitos sobre pragas, doenças, solos e outros aspectos do sistema produtivo agrícola.

Assad e Luchiari Jr. (1989) avaliaram as possíveis alterações de produtividade para as culturas de soja e milho em função de cenários de aumento e de redução de temperatura. Uma primeira tentativa de identificar o impacto das mudanças do clima na produção regional foi feita por Pinto et al. (1989 e 2001), onde simularam-se os efeitos das elevações das temperaturas e das chuvas no zoneamento do café para os estados de São Paulo e Goiás. Observou-se uma drástica redução nas áreas com aptidão agroclimática, condenando a produção de café nestas regiões.

Mudanças climáticas afetam diretamente a agricultura e as áreas florestais brasileiras. Nobre (2005) e Nobre et al. (2004 e 2005) apresentam resultados sobre o comportamento dos biomas brasileiros por meio da aplicação dos cenários do IPCC para 2091-2100 no modelo de vegetação potencial do CPTEC-INPE, no qual se percebe, em maior ou menor grau, a desertificação do semi-árido nordestino e uma “savanização” da amazônia, como se refere os autores. Embora a valoração dessas alterações seja impraticável, já se antevê uma perda

significativa de biodiversidade pela dificuldade de adaptação desses biomas a mudanças climáticas da ordem de poucas décadas (MEDLYN e MCMURTRIE, 2005).

No Brasil, também são restritas as pesquisas relacionadas aos impactos do efeito estufa na agricultura. Segundo o IPCC (2001), apesar do aumento da concentração de CO₂ ser um estimulante ao crescimento das plantações, as vantagens desse crescimento não compensam os malefícios causados globalmente pelo excesso desse gás, um dos principais desencadeadores do efeito estufa. As modificações nas culturas e na criação de animais serão muito caras, pois a adaptação às mudanças climáticas poderá envolver ajustes nas épocas de plantio e colheita, quantidades de fertilizante usado, frequência de irrigação, cuidados com os cultivares e seleção de novas espécies de animais mais adaptadas.

O efeito direto nas plantas do aumento da concentração de dióxido de carbono na atmosfera tem sido estudado pelos especialistas em fisiologia vegetal. É bem conhecido o funcionamento, no que diz respeito à atividade fotossintética, da concentração do dióxido de carbono no crescimento das plantas. A concentração do CO₂ na atmosfera, sendo próxima de 300 ppm está bem abaixo da saturação para a maioria das plantas. Níveis excessivos, próximos de 1.000 ppm, passam a causar fitotoxicidade. Nesse intervalo, de modo geral, o aumento do CO₂ promove maior produtividade biológica nas plantas. Assad e Luchiarri (1989), utilizando modelos fisiológicos simplificados, mostraram que essas variações são significativas nos cerrados brasileiros. Por exemplo, a temperatura média durante a estação chuvosa nessas regiões - de outubro a abril - é de 22° C, tendo um máximo de 26.7° C e um mínimo de 17.6° C. Supondo que um aumento da concentração de CO₂ provocasse um aumento de 5° C na temperatura, as plantas do tipo C₄, como o milho e o sorgo, aumentariam a produtividade potencial em pelo menos 10 Kg/ha/dia de grãos secos. Para as plantas tipo C₃ - soja, feijão, trigo - esse aumento seria menor, da ordem de 2 a 3 Kg/ha/dia de grãos secos.

Um componente que é muito afetado pelas mudanças climáticas é a chuva, a agricultura sofre abalos com a mudança do regime de chuvas e modificações nos solos, com perda de produtividade, prejuízos à segurança alimentar e causando migrações e conflitos.

3.4 Chuvas extremas na América do Sul e no Brasil

Vários estudos já identificaram tendências positivas no número de dias com chuva intensa e chuva muito intensa concentrada em certo tempo.

Alexander et al. (2006) que analisaram tendências em extremos anuais de chuva, e concluíram que estas aparentam ser similares às tendências da chuva total acumulada: tendências positivas no sul do Brasil, Paraguai, Uruguai e Norte-centro da Argentina; por outro lado, os autores identificaram tendências positivas no número de dias com chuva moderada (R10mm) e chuva forte (R20mm) concentrada em curto tempo e usaram a quantidade de chuva concentrada em eventos chuvosos como indicadores de chuvas que produzem enchentes (R95p) e muita chuva (R99p) durante o período 1961-2000. Segundo Marengo (2007), estas tendências sugerem aumento e intensidade na frequência e intensidade de eventos de chuva no sudeste da América do Sul, enquanto a ausência de dados na região tropical não permite uma análise mais compreensiva dos extremos, nesta parte do continente.

O estudo de Alexander et al. (2006) mostra tendências positivas na chuva máxima acumulada em 5 dias (Rx5day) nas latitudes austrais de 20°S na América do Sul durante a primavera, verão e outono, enquanto algumas áreas do norte da Argentina apresentam tendências negativas durante inverno (junho, julho e agosto); no Brasil, as tendências positivas de extremos de chuva surgem mais intensamente nos estados de São Paulo, Paraná, Rio Grande do Sul, enquanto que, de acordo com Alexander et al. (2006), a falta de dados de chuva não lhes permitiu estender a análise para Minas Gerais e Bahia.

Conforme Alexander et al. (2006), as análises observacionais mostram que mesmo se não houver aumento da precipitação ou até diminuição do total anual, as chuvas serão mais intensas nos estados do sul e sudeste do Brasil, assim como na costa norte do Peru, Paraguai, Uruguai e nordeste da Argentina, ou seja, maior intensidade de chuvas isoladas e temporais mais frequentes; para o sudeste da América do Sul, tem-se observado um aumento na intensidade de episódios e frequência de dias com chuva intensa do período 1961-2000, isto é, as chuvas estão se tornando cada vez mais intensas, apesar do total anual precipitado não ter sofrido modificação perceptível (MARENGO, 2007).

Groisman et al. (2005) identificaram tendências positivas de aumentos sistemáticos de chuva e de extremos de chuva na região subtropical do Brasil, sul do Brasil e nordeste. Eles concluíram que o sudeste do Brasil tem mostrado aumentos sistemáticos na frequência de chuvas intensas desde 1940. Carvalho et al. (2002) observaram que em São Paulo ocorrem mais eventos extremos de chuvas durante El Niño; extremos de chuva no mesmo estado são sensíveis à intensidade ZCAS (CARVALHO et al., 2002, 2004).

A variabilidade da precipitação diária na cidade de São Paulo durante o período 1933-1986 (XAVIER et al. 1994) mostrou: 1) fraca tendência a aumento de precipitação mensal nos meses de fevereiro e maio; 2) acumulações superiores a 30 mm dia⁻¹ aumentaram nos meses de fevereiro e maio; 3) acumulações inferiores a 2 e 5 mm dia⁻¹ diminuíram de forma mais significativa em fevereiro, mas ocorrem também em outros meses do ano e 4) acumulações inferiores a 2 mm dia⁻¹ diminuíram de forma significativa em todos os meses do ano devido ao efeito urbano. XAVIER et al. (1992) concluiu que no caso da cidade de São Paulo é possível que o efeito urbano tenha contribuído significativamente para a mudança na distribuição da intensidade da precipitação.

Teixeira (2004) identificou no Sul do Brasil uma ligeira tendência de aumento no número de eventos extremos e chuva, com maiores frequências em anos como 1993, 1994,

1997, 1998, que são anos de El Niño. Grimm e Pscheidt (2001) explicam que no Sul do Brasil se observa, durante anos de El Niño (La Niña) um aumento (diminuição) do número de eventos extremos de chuva no mês de novembro em relação a anos normais. No período analisado pelos autores (1963-1992), 9 eventos El Niño e 6 eventos La Niña ocorreram, e 15 anos foram normais. Detectaram-se 36 eventos extremos de chuva durante novembro de anos El Niño, 3 durante La Niña e 23 em anos normais. A influência do El Niño na frequência de eventos extremos também se estende às outras regiões e épocas do ano; e sugerem que a variabilidade de baixa frequência pode modificar a frequência e severidade de eventos extremos de chuva no sul do Brasil. Eventos intensos de chuva em outono podem ser responsáveis por grandes valores de vazões no Rio Paraná, na região dos Pampas da Argentina.

Liebmann et al. (2004) mostrou que em São Paulo na escala interanual o número de eventos extremos de chuva mostra correlação com anomalias de TSM no Pacífico tropical e do Atlântico do sudeste próximo ao litoral de São Paulo. Os controles de ZCAS e SALLJ têm escalas intra-sazonais e interanuais e podem ser observados na frequência de eventos intensos de chuva associados à presença da ZCAS, e a presença de SALLJ. Estes estudos sugerem, em média, maior frequência de eventos intensos de chuvas no sul e sudeste do Brasil, quando o SALLJ é intenso e a ZCAS é mais fraca e deslocada para o sul da região nordeste.

3.5 Climatologia do nordeste brasileiro - o caso da precipitação

A precipitação no NEB é muito variável e condiciona as atividades sócioeconômicas. Na maior parte dessa região a precipitação é escassa e tem flutuações interanuais muito altas (STRANG, 1972; KOUSKY, 1979; MOURA, 1981; RAO et al., 1993; ARAGÃO, 1996).

Hastenrath e Greischar (1993) examinaram séries históricas de precipitação em uma rede de estações bem distribuídas sobre o nordeste brasileiro e não detectou tendências significativas para condições mais úmidas ou secas na região; no entanto, outros trabalhos mostram que a precipitação nessa região é bastante sensível a extremos de temperatura da superfície do mar no Pacífico equatorial, associados ao ENOS (ROPELEWSKI e HALPERT, 1989), assim como as anomalias de temperatura da superfície do Atlântico, associadas ao dipolo de anomalias de temperatura da superfície do mar do Atlântico (MOURA e SHUKLA 1981; UVO et al. 1996).

Existem pelo menos seis sistemas atmosféricos que produzem precipitação significativa no NEB: a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), as bandas de nebulosidade, associadas a frentes frias, os distúrbios de leste, os ciclones na média e alta troposfera do tipo baixa frias, cold-lows (conhecidos como vórtices ciclônicos de ar superior, VCAS), e as brisas terrestre e marítima. Esses fenômenos atuam em sub-regiões distintas e se superpõem em algumas sub-regiões, nas mesmas épocas ou em épocas diferentes, e podem ser sintetizados didaticamente através da Figura 1. Alguns desses sistemas são influenciados pelo albedo e orografia. Os VCAS são transientes, variam muito de posição e não possuem uma sub-região preferencial para atuar, embora possam modificar, o tempo em todo, o NEB, atuando durante vários dias.

As brisas marítimas ocorrem na faixa costeira de todo o NEB, em quase todos os meses do ano, e seus efeitos podem ser sentidos até 100 km dentro do continente. Durante os meses de janeiro e fevereiro a precipitação sobre o NEB é influenciada pelas frentes frias que chegam à Bahia, ocasionando instabilidade, a qual, por sua vez, favorece a formação de convecção nos estados mais ao norte, principalmente no sul dos estados do Maranhão, Piauí e Ceará (ALVES, 1991; KOUSKY, 1979; OLIVEIRA, 1989; UVO, 1989, 1998). Também é importante a presença, em altos níveis, dos VCAS associados a frentes frias (KOUSKY e

GAN, 1981). Janeiro é, climatologicamente, um dos meses mais chuvosos do centro-sul do NEB e o mês mais chuvoso da pré-estação do setor norte do NEB. Na pré-estação, no período de novembro a janeiro, as chuvas do NEB aparentemente sofrem pouca influência das condições de contorno à superfície; por exemplo, a temperatura da superfície do mar (TSM), como acontece com o seu período chuvoso, em particular do seu setor mais semi-árido (MOURA, 1981; NOBRE, 1998).

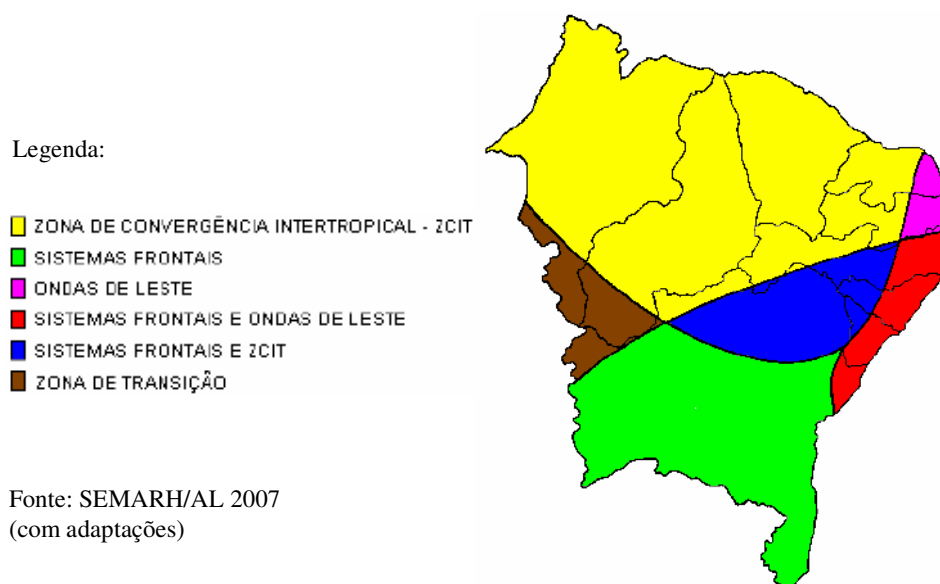


Figura 1 - Principais sistemas meteorológicos atuantes na região nordeste do Brasil

3.6 Principais sistemas meteorológicos atuantes na área de estudo

3.6.1 Vórtices ciclônicos de ar superior

São sistemas que atuam nos meses de novembro a fevereiro, ocorrem de forma muito irregular em termo de seu posicionamento, produzem tanto chuvas intensas como estiagem. As chuvas ocorrem nas bandas de nebulosidade que residem na sua periferia, enquanto que no centro, o movimento subsidente inibe a formação de nuvens, podendo atuar durante meses.

Seu aparecimento está relacionado com a circulação geral da atmosfera, com a Alta da Bolívia (AB), com a posição da Zona de convergência do atlântico sul (ZCAS) e a penetração de Frentes Frias do sul.

Inicialmente, os Vórtices ciclônicos de ar superior (VCAS) foram estudados no hemisfério norte (HN), chamados de “bacia fria”, por causa da sua temperatura fria em seu interior e um pouco mais quente em sua periferia; sua duração pode variar de algumas horas a algumas semanas (PALMER, 1951). Um dos primeiros estudos abordando os VCAS na América do sul (AS) foi feito por Aragão (1975), que observou uma circulação ciclônica fria próxima à costa leste do nordeste do Brasil.

Vários estudos têm mostrado que a formação dos VCAS ocorre devido à intensificação da Alta da Bolívia (AB), associada à precipitação de sistemas frontais vindos das altas latitudes (KOUSKY e GAN, 1981; RAO e BONATTI, 1987) e como provável mecanismo dissipador, o aquecimento do continente sobre a área de atuação dos VCAS. Kousky e Gan (1981) também observaram maior atuação dos VCAS nos meses de verão, por causa do padrão do escoamento nesta estação estar predominantemente associado a uma fonte de aquecimento no continente, mas precisamente na região amazônica. Já no caso dos meses de inverno não foi observado, pois a circulação em altos níveis torna-se um padrão zonal, por causa da falta da fonte de aquecimento. Notaram a existência de uma nebulosidade em forma de S associada à circulação em altos níveis sobre o nordeste do Brasil e Ramirez (1996) explicou que o deslocamento dos VCAS pode ser regular e irregular, regular no sentido leste-oeste e irregular no caso contrário. Para a sua manutenção, os VCAS, de acordo com Kousky e Gan (1981), transformam energia potencial em energia cinética, através do movimento descendente no centro frio e ascendente na sua periferia.

De acordo com o mecanismo de formação, os VCAS podem ter quatro mecanismos: a formação clássica, que foi sugerida por Kousky e Gan (1981), a formação alta, gerada pela

intensificação da Zona de convergência do atlântico sul (ZCAS), causando a formação da Alta da Bolívia (AB), a formação África I, gerada pela intensificação da convecção na África e a formação África II e em certos casos encontra-se um mecanismo de formação atuando logo após o outro.

3.6.2 Distúrbios de leste

São sistemas que atuam desde o norte do Rio Grande do Norte até a Bahia, no período de maio a agosto. Seu deslocamento se dá de leste para oeste até atingir o continente adentro. São comuns na maioria dos anos, só que sua intensidade depende da temperatura da superfície do Mar (TSM), do cisalhamento do vento e dos efeitos da orografia e da circulação de brisa marítima e terrestre, de forma que intensificam ou dissipam esse tipo de sistema.

Um dos primeiros autores a diagnosticar o distúrbio de leste foi Visher (1925). A atuação dos distúrbios de leste tem duas regiões distintas no oceano Atlântico, uma no Atlântico Norte e outro no Atlântico Sul. Apesar de centrados em latitudes distintas, os distúrbios ocorrem com maior amplitude na mesma época do ano nessas duas regiões, ou seja, em maio, junho, julho e agosto. Segundo Ratisbona (1976) os distúrbios de leste têm o seu máximo em junho, atuando sobre o litoral leste do NEB, que vai do Rio Grande do Norte até o estado da Bahia. Essas massas de ar atuantes são instáveis, profundas e úmidas, por causa da atuação dos ventos alísios de sudeste. Yamazaki e Rao (1977) utilizando imagens de satélites para o período de junho a agosto de 1967 observaram aglomerados de nuvens deslocando-se de leste para oeste sobre o Atlântico Sul. A partir da observação de cerca de 20 linhas de aglomerados ocorridas nos três meses de análise, eles verificaram que elas apresentam, em média, velocidade de propagação de 10 m s^{-1} e comprimento de onda de 4000 km.

Mota (1997) verificou que ocorre acoplamento com brisas marítimas e terrestres e de vale-montanha, dependendo da hora e local, o que gera convecção e precipitação. Reis et al. (2000) observaram um acoplamento entre um vórtice ciclônico de ar superior (VCAS) e um distúrbio de leste que influenciou o nordeste naquele período de estudo analisado. Paiva Neto (2003) observou que no Atlântico, em particular, as temperaturas da superfície do mar (TSM) podem influenciar diretamente o desenvolvimento dos distúrbios, já que anomalias de TSM positivas, aliadas a outros fatores, podem propiciar maior evaporação e, conseqüentemente, áreas de nebulosidade mais extensas e com nuvens mais profundas. Ele afirmou também que os distúrbios de leste afetam a estrutura termodinâmica da atmosfera, em geral, com aumento na umidade e na espessura da camada. Por outro lado, a magnitude desse aumento depende das condições reinantes no ambiente por ocasião da chegada do distúrbio. A existência de convergência de umidade nos baixos níveis, associada ao escoamento médio (alísios) parece ser um fator decisivo para a ocorrência de totais pluviométricos acima da média no leste do estado da Paraíba.

3.6.3 Zona de convergência intertropical

É formada pela junção dos ventos alísios de nordeste e os ventos alísios de sudeste, resultando em movimento ascendente do ar com alto teor de vapor d'água. Ao subir, o ar se resfria, dando origem às nuvens. É considerado o principal sistema produtor de chuva no norte do NEB, atuando de fevereiro a maio. É um fenômeno tipicamente climático que acompanha o deslocamento aparente do sol com um atraso de aproximadamente dois meses, em média. Sua posição mais ao sul é de 2° sul, atingindo essa latitude. A Zona de convergência intertropical é um dos principais sistemas a influenciar a área mais ao norte do

NEB, principalmente o estado do Ceará, oeste do Rio Grande do Norte e interior da Paraíba e Pernambuco. Atuando nos meses de fevereiro a maio.

Chung (1982) e Hastenrath (1984) sugeriram que o aumento da TSM do Atlântico Sul e o enfraquecimento dos alísios de sudeste permitem o deslocamento mais para sul da ZCIT, causando chuvas mais intensas no norte do NEB. Segundo Aceituno (1989) durante episódios de El Niño há o deslocamento da ZCIT para o norte, por causa do enfraquecimento da alta subtropical do atlântico norte.

3.6.4 Sistemas frontais

É um importante sistema produtor de precipitação, atuando basicamente na região sul do NEB. Atuam nos meses de novembro a fevereiro, principalmente na parte sul da Bahia, decrescendo para o norte. A penetração de frentes frias no NEB constitui o segundo principal mecanismo da produção de chuvas, bem como no sul e sudeste do Brasil, Minas Gerais e sul da Bahia. Esse mecanismo foi documentado por Kousky (1979). A frequência desses sistemas é de aproximadamente um a cada cinco dias no sul e sudeste do Brasil. Mas, somente alguns desses sistemas ou parte deles penetram mais ao norte. Dessa maneira, são poucos os Sistemas Frontais que influenciam a produção das chuvas na parte central, norte e leste da região do NEB, durante todo o ano, porque eles não possuem o gradiente térmico característico da região Sul e Sudeste do Brasil. Kousky (1979) observou que o maior número de passagens de sistemas frontais pelo sul da Bahia corresponde a uma maior precipitação nas áreas sul e oeste do NEB. Chu (1983) notou que o pico da estação chuvosa no sul do NEB é em dezembro e está associado com a penetração de sistemas frontais.

Por causa da interação dos sistemas atuantes no NEB, tornando-se, então, clara a necessidade de um levantamento mais apurado com relação às características dos VCAS, da

ZCIT, dos Distúrbios de Leste e dos Sistemas Frontais, visto que existem vários aspectos a serem esclarecidos entre os quais o mecanismo de formação, estrutura vertical e o comportamento do sistema.

3.7 Temperaturas da superfície do mar

A variabilidade do clima da América do Sul é associada a padrões de variação em escala planetária, estes, inevitavelmente, também afetam o clima do nordeste brasileiro. Estes padrões de variação estão associados ao comportamento dos oceanos Atlântico e Pacífico tropicais.

Na região do Pacífico, o fenômeno climático conhecido por El Niño/Oscilação Sul (ENOS), resultado de uma interação entre os oceanos tropicais e a atmosfera, têm provocado alterações nas flutuações e anomalias climáticas nas condições atmosféricas da América do Sul. As principais manifestações do episódio quente em sua fase ativa são mostradas pelo aquecimento das águas na superfície do mar, que normalmente são frias próximo a costa oeste da América do Sul que provoca uma alteração no padrão do regime de chuva em grande parte da região equatorial, a exemplo do Nordeste do Brasil com forte redução de chuvas que acarretam prejuízos econômicos e sociais.

Vários estudos têm mostrado a influência do fenômeno El Niño/Oscilação Sul, episódio quente no leste do Oceano Pacífico Tropical com anomalias negativas de precipitações na Região Nordeste. Por exemplo, o ano de 1983, de um episódio quente, considerado o El Niño mais forte do século, a costa leste do Nordeste do Brasil no período de abril a julho apresentou desvios de precipitações negativas (LIMA e RAO, 1994). O ano de 1987, também, de episódio quente, foi considerado para a costa do leste do Nordeste como

uma seca moderada, sendo que o leste e o norte dos estados de Alagoas e Sergipe tiveram forte redução na precipitação em até 80%, descreve Lima e Rao, 1994.

No El Niño de novembro de 1992 a outubro de 1993, em que foi considerado um evento quente de fraca a moderada intensidade, durante o mesmo período, a costa leste do Nordeste entre o Rio Grande do Norte e a Bahia apresentou desvios de precipitação negativos. As frentes frias que normalmente chegam no Nordeste do Brasil nesta época do ano permanecem mais estacionárias entre o Sul e o Sudeste do Brasil (KOUSKY e CAVALCANTI, 1984), o que contribui assim, em reduzir as chuvas na costa leste.

Quanto ao Atlântico tropical existem dois principais modos de variabilidade com importantes conseqüências no clima regional das Américas (SERVAIN et al., 2000). O primeiro modo de variabilidade climática no Atlântico tropical é similar ao ENOS (El Niño/Oscilação Sul) no oceano Pacífico, na região equatorial (ZEBIAK, 1993). Este modo equatorial varia em escala de tempo sazonal e interanual. Durante a fase quente, os ventos alísios do lado oeste na região equatorial se enfraquecem contribuindo para uma elevação anômala da TSM, principalmente na parte leste da bacia. Na fase oposta (fria) isso se inverte, os ventos alísios se intensificam diminuindo a TSM. Estes eventos quentes e frios ocorrem geralmente, em escalas de tempo que variam de 2 a 8 anos. O início de um evento frio ou quente pode ocorrer rapidamente em escalas de tempo que variam de semanas a meses. Os eventos quentes no Atlântico tropical provocam grandes impactos climáticos na região nordeste do Brasil (CRAWFORD, et al., 1990; WAGNER e DA SILVA, 1994).

O segundo modo de variabilidade no Atlântico tropical não possui similar no Pacífico. Este é caracterizado por um gradiente na TSM entre os hemisférios Norte e Sul. Este modo é conhecido como Dipolo do Atlântico (MOURA e SHUKLA, 1981; SERVAIN, 1991; SERVAIN et al., 1999, 2003) e envolve variações de fases opostas na TSM em cada hemisfério em diversas escalas de tempo. As variações na TSM têm conseqüências climáticas

em diversas regiões da América. Particularmente quando a região norte da bacia se encontra mais quente que ao sul. A ZCIT se posiciona mais ao norte de sua posição normal, ocasionando secas na região Nordeste do Brasil. Ao contrário, quando a ZCIT localiza-se mais ao sul, as águas ao sul da bacia se encontram mais quentes que ao norte, ocasionando chuvas na região Nordeste do Brasil (WAINER e SOARES, 1997).

3.8 Cadeia de Markov

O principal instrumento na análise probabilística das transições entre dias secos e chuvosos é a Cadeia de Markov (GORDON, 1965), amplamente utilizada no estudo da ocorrência da precipitação pluvial diária, tanto no exterior quanto no Brasil.

Em um trabalho pioneiro, Gabriel e Neumann (1962) utilizaram cadeias homogêneas de Markov para descrever a alta persistência de dias secos consecutivos em Tel Aviv, Israel. Outro trabalho pioneiro foi o de Stern e Coe (1982), que definiram um modelo de simulação para a precipitação pluvial diária no qual a ocorrência de dias chuvosos é gerada por uma Cadeia de Markov e a quantidade de chuva é gerada por uma distribuição gama. Este modelo foi aperfeiçoado utilizando-se séries de Fourier para representar as probabilidades de transição (STERN e COE, 1984).

A partir desses trabalhos se multiplicaram as aplicações de Cadeia de Markov na análise estatística da ocorrência de dias secos e úmidos. Entre as inúmeras pesquisas recentes, pode-se citar: Muhammad e Nabi (1991), que analisaram a ocorrência de chuva em quatro localidades no Paquistão; Assis (1991), que modelou a ocorrência de dias secos e úmidos em Piracicaba, São Paulo, e Pelotas, Rio Grande do Sul; Back (1997), que se baseou nos modelos de Stern e Coe (1982, 1984), para ajustar a precipitação pluvial no posto de Urussanga, Santa Catarina; Punyawardena e Kulasiri (1997), que compararam modelos de Cadeias de Markov

de primeira e de segunda ordens para a descrição da ocorrência semanal de chuva na zona seca de Sri Lanka; De Groen e Savenije (2000), que utilizaram cadeia de Markov para simular a ocorrência de chuva, em um modelo de transpiração mensal, com dados de três localidades no Zimbábue; Andrade Júnior et al. (2001), que simularam a precipitação pluvial diária para as cidades de Parnaíba e Teresina, Piauí, para gerar seqüências de dias secos e úmidos.

4 MATERIAL E MÉTODOS

4.1 Material

4.1.1 Descrição geral da área de estudo

A área de estudo abrange os estados da Bahia (561.497 km²) e Sergipe (22.050 km²), totaliza aproximadamente 40% do nordeste, 7% do território nacional e compõe grande parcela do semi-árido brasileiro. Esta região está localizada entre longitudes 46,59°W e 36,37°W, e pelas latitudes 18,32°S e 8,54°S (Figura 2).

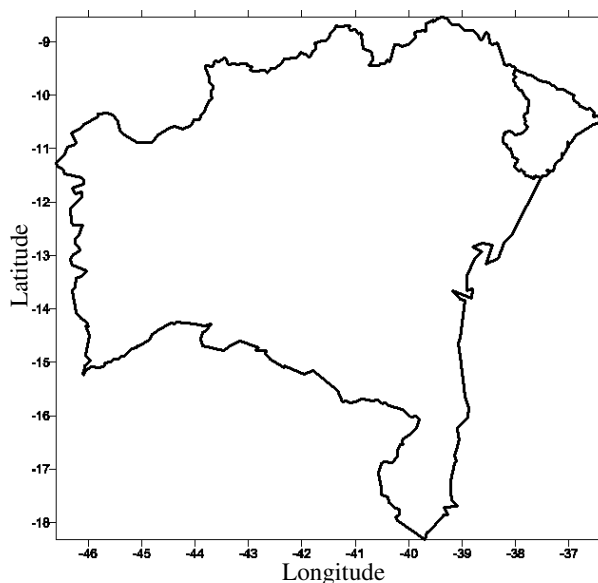


Figura 2 - Área geográfica de estudo

4.1.2 Caracterização climática da Bahia e Sergipe

No estado da Bahia um dos elementos predominantes do relevo é o caráter maciço e elevado, constituído, na maior parte, por superfícies regulares, cuja altitude oscila entre 200 e mais de 1.000 m. Outra característica marcante está ligada às condições climáticas que

apresentam uma transição quanto ao total de chuvas, identificando-se em seu território o clima semi-árido quente, que caracteriza o norte e trechos do centro, penetrando o sul pelo vale do rio São Francisco, com menos de 650 mm anuais de chuva e que domina e imprime feições particulares à maior parte do sertão da região nordeste, enquanto que para o oeste encontra-se zonas de clima quente semi-úmido, com aumento da pluviosidade, e quente e úmido na parte leste, correspondendo à faixa litorânea e suas proximidades, onde os totais pluviométricos alcançam 2.000 mm anuais. Quanto às temperaturas médias anuais, apresentam-se elevadas, com totais acima de 22°C, conferindo ao estado certa homogeneidade, exceção verificada apenas nos trechos mais elevados do divisor entre a bacia do São Francisco e a vertente atlântica, onde ocorre um clima mais ameno.

No estado de Sergipe, grande parte do seu território é constituído de terras abaixo de 300 m (86%), e apresenta três unidades morfológicas: a planície aluvial do São Francisco, os tabuleiros sedimentares e o pediplano. Dois tipos de clima dominam o estado: o quente úmido, na parte oriental e o semi-árido quente, no interior, com temperaturas muito elevadas. As temperaturas médias anuais apresentam-se entre 25.5°C e 26°C. Possui como problema climático principal a irregularidade espacial e temporal da precipitação pluviométrica decrescente do litoral leste para o sertão semi-árido. No litoral leste são observadas isoietas superiores a 1600 mm, enquanto que no sertão semi-árido a precipitação pluviométrica anual é inferior a 800 mm decaindo para menos de 500 mm, formando as principais zonas climáticas. O período chuvoso é de abril a agosto com máximo concentrado em maio, junho e julho. A floresta tropical existia na “zona da mata” paralela à costa, hoje ocupada por plantações de cana-de-açúcar; o agreste, vegetação florestal de transição para o clima seco, recobre o centro do estado, enquanto a caatinga domina a porção oriental.

4.1.3 Dados meteorológicos

Foram utilizados dados diários de precipitação fornecidos pelo DCA (Departamento de Ciências Atmosféricas), provenientes da SUDENE (Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste) para os estados da Bahia e Sergipe; entretanto, eles se revelaram insuficientes e falhos em sua grande maioria. Desta forma, a fim de complementar os dados existentes adquiriu-se, para a área de estudo, os dados de precipitação, da ANA (Agência Nacional das Águas), DNOCS (Departamento Nacional de Obras Contra a Seca) e INMET (Instituto Nacional de Meteorologia).

Preliminarmente, foram analisados para a área de estudo os dados diários de precipitação de chuva de 594 postos pluviométricos de 214 municípios da Bahia e 78 postos pluviométricos de 52 municípios de Sergipe, entretanto muitos destes apresentavam falhas ou dados duvidosos. Depois de um trabalho detalhado de verificação da homogeneidade e qualidade dos dados, foram escolhidos 75 postos de diferentes municípios, cujos dados apresentam boa qualidade, boa distribuição espacial na área de estudo e representam praticamente todas as mesorregiões da mesma.

No Apêndice B estão indicados os postos pluviométricos e/ou as estações meteorológicas e suas respectivas coordenadas geográficas que são utilizadas no trabalho. Estas estações estão espacialmente distribuídas na área de estudo conforme Figura 3.

Dados referentes às anomalias de temperatura nas regiões do pacífico e atlântico foram obtidos por meio do sítio eletrônico da NOAA, www.cdc.noaa.gov/ClimateIndices/.

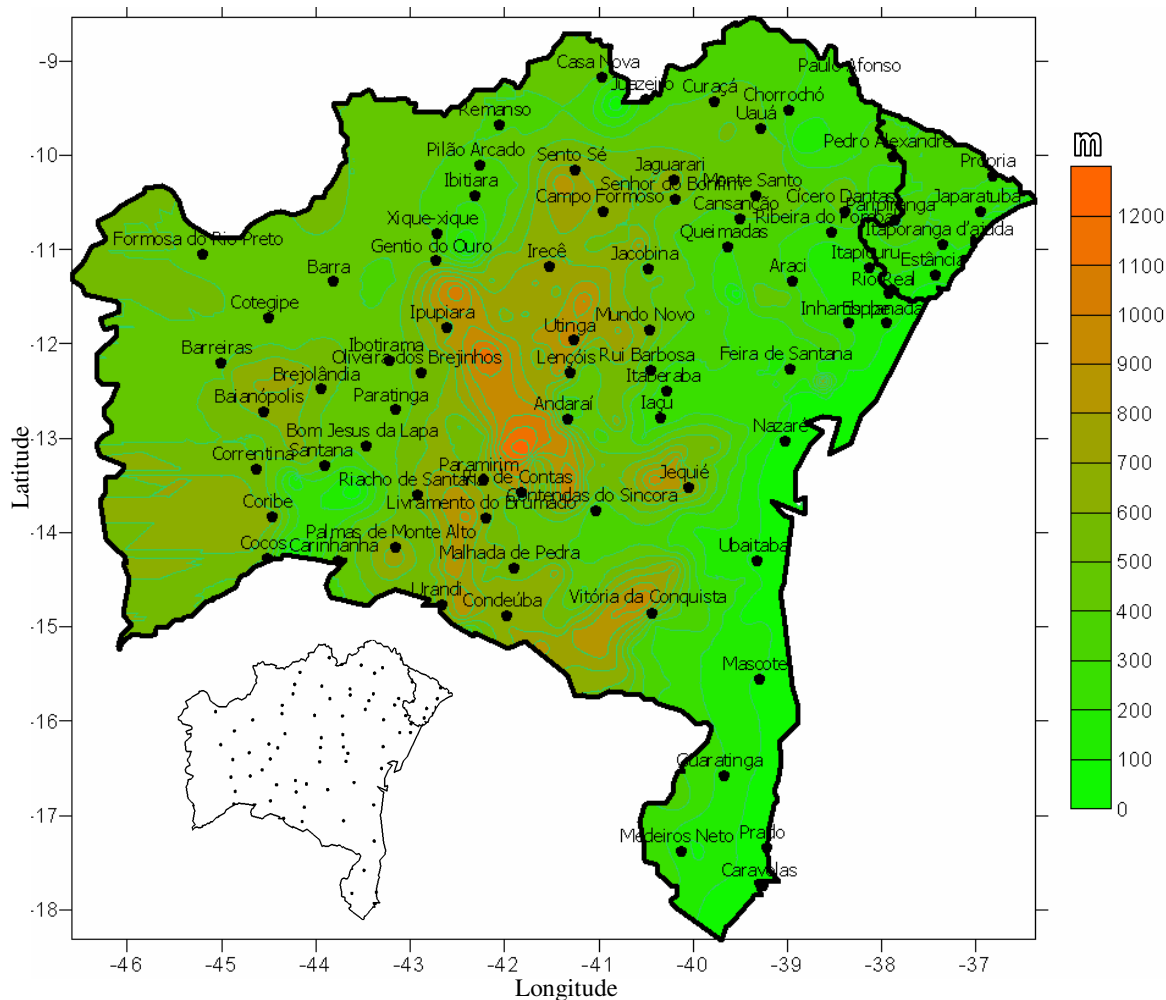


Figura 3 - Distribuição espacial dos postos pluviométricos na área de estudo, sendo ilustrado no eixo vertical a latitude, no eixo horizontal a longitude e em gradiente a altitude em metros

A área geográfica dos estados da Bahia e Sergipe está dividida em mesorregiões geográficas de acordo com o IBGE, conforme Figura 4; nela está ilustrada a área de estudo e a indicação das mesorregiões físicas a que os postos pluviométricos dos municípios pertencem. Além disso, são referenciadas as divisões do mapa econômico/cultural da região para cada estado, conhecidas como territórios de identidade. Não obstante, nem sempre tal divisão coincide com uma mesma mesorregião, o que não compromete o entendimento a respeito da região pesquisada.

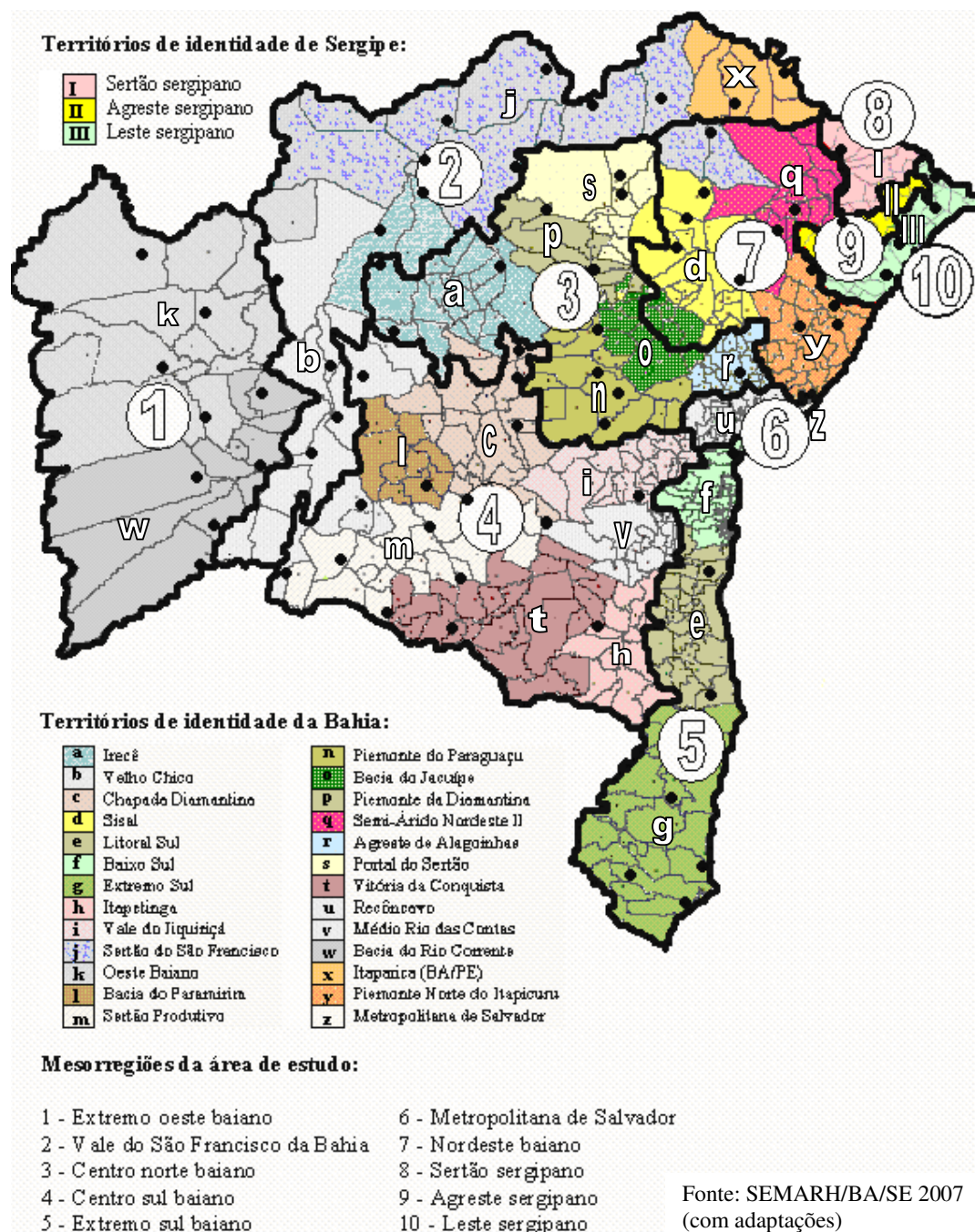


Figura 4 - Mesorregiões e territórios de identidade da área de estudo

4.1.4 Softwares utilizados

Foram utilizados três softwares computacionais: um que gera planilhas eletrônicas para confecção e tabulação dos dados, elaboração de gráficos e da estatística descritiva; outro

que gera plotes de isolinhas para confecção dos mapas de interpolação e ainda outro que fornece cadeias de markov para cálculo das probabilidades condicionais e incondicionais mensais e sazonais para a área de estudo, este desenvolvido em linhagem Fortran pelo DCA.

Também foi utilizado o RClmDex 1.9.1, que é um programa baseado no Microsoft Excel e caracteriza-se por ser um programa fácil de se usar, no que concerne ao procedimento de cálculo dos índices climáticos para monitorar e detectar mudanças climáticas. Foi desenvolvido por Byron Gleason, pesquisador do Centro Nacional de Pesquisas Climáticas (NCDC) da NOAA, e tem sido empregado recentemente em workshops e oficinas de índices climáticos da CC1/CLIVAR.

O RClmDex 1.9.1 foi desenhado para fornecer uma interface amigável para o cálculo dos índices de extremos climáticos; ele calcula todos os 27 índices recomendados pelo grupo de especialistas em Monitoramento e Detecção de Índices de Mudanças Climáticas. O software RClmDex 1.9.1 é uma distribuição gratuita e está disponível no sítio da ETCCDMI (<http://ccma.seos.uvic.ca/ETCCDMI/>), e no DCA da UFCG/PB.

4.2 Métodos

Neste trabalho é feita uma análise da precipitação pluvial de dados diários para um período de 45 anos, 1947 a 1991, levando-se em consideração 75 estações selecionadas para a área de estudo, cuja distribuição espacial é satisfatória, isto é, nem tão distantes nem tão próximas das demais localidades.

Foram utilizadas as séries de dados de cada uma das estações meteorológicas descritas no Apêndice B para o cálculo dos índices pluviométricos do período analisado. Esses índices, listados no Apêndice A, foram escolhidos com o intuito de identificar valores extremos de

precipitação e de caracterizar a variabilidade do comportamento pluvial e conseqüentemente mudanças climáticas nos estados.

Como o objetivo principal desta pesquisa depende essencialmente dos resultados gerados por meio do software RClindex 1.9.1, a seguir é apresentada uma descrição dos requisitos que os dados de precipitação devem necessariamente atender.

4.2.1 Condições para cálculo dos índices

4.2.1.1 Controle de qualidade dos dados

O controle de qualidade dos dados é um pré-requisito para o cálculo dos índices por meio do software RClindex 1.9.1. O controle de qualidade atende aos seguintes procedimentos: **1)** Substitui todos os valores faltosos (estes já devem estar codificados como -99.9) para formatos internos reconhecidos pelo R (isto é, declara-os como não disponíveis) e **2)** Substitui todos os valores da matriz de dados que sejam considerados não aceitáveis também por -99.9; referidos valores incluem: **a)** valores de precipitação menores que zero (notadamente absurdo) e **b)** temperatura mínima diária superior à máxima diária (idem).

Como característica a mais de implementação, o Controle de Qualidade dos Dados também elimina valores extremos de temperaturas máximas e mínimas diárias. Os valores extremos são valores diários que estejam fora da área definida pelo usuário. Atualmente, esta região é definida como n vezes o desvio padrão dos valores diários, ou seja, [média - $n \cdot \text{std}$, média + $n \cdot \text{std}$]. Aqui std representa o desvio padrão para os valores diários e n é o valor de entrada dos dados.

Uma vez que não é objetivo desta pesquisa utilizar dados de temperatura diária, não foi efetuado o controle de qualidade referente à temperatura mas apenas e tão somente a dados diários de precipitação, em sintonia com o estabelecido como objeto de pesquisa.

4.2.1.2 Formato dos dados de entrada

Todos os arquivos de dados são lidos e escritos em formato de lista de colunas; a única exceção é o arquivo de dados, que é processado na etapa "Controle de Qualidade". São vários os requisitos para os dados de entrada no programa:

- i) Arquivo de texto ASCII (American standard code for information interchange);
- ii) Colunas de seguintes seqüências: Ano, Mês, Dia, Precipitação, Temperatura Máxima, Temperatura Mínima (Nota: a unidade para precipitação é milímetro (mm) e a unidade para temperatura é grau Celsius (°C));
- iii) O formato requer que as colunas sejam espaçadas (isto é, cada coluna deve ser espaçada por um ou mais espaços);
- iv) Para que os dados sejam gravados os dados faltosos devem ser necessariamente codificados como -99.9; a disposição dos dados deve obedecer à sua ordem cronológica (CANADIAN INTERNATIONAL DEVELOPMENT AGENCY, 2004).

Eis um exemplo do formato de arquivo entrada de dados reconhecido pelo RCLimDex:

1978	4	23	9.6	26	16.9
1978	4	24	0	27.5	17.5
1978	4	25	4.5	25.7	18.1
1978	4	26	-99.9	27.2	17.3

Tem-se para a primeira linha, o significado de que no dia 23 de abril de 1978 ocorreu precipitação de 9.6 mm e suas temperaturas máxima e mínima foram 26°C e 16.9°C, respectivamente; a compreensão para as outras linhas é análoga. Acrescenta-se, ao entendimento, que o 0 (zero) na quarta coluna e segunda linha indica que não choveu na data correspondente, enquanto -99.9 na mesma coluna e quarta linha, indica que não houve registro de dados e, portanto, o dado é faltoso.

Tendo em vista a não disponibilidade de dados de temperatura diária para o período e área considerada, e o fato do objetivo geral da pesquisa ser analisar a influência da precipitação diária e detectar a partir disto mudanças climáticas para os estados da Bahia e Sergipe, que compõem notável área do semi-árido nordestino, fez-se necessária para aplicação do software RClimDex 1.9.1, a substituição das temperaturas máximas e mínimas por -99.9. Este procedimento permite que os dados sejam rodados e os resultados dos índices fornecidos.

4.2.2 Índices climáticos básicos do ETCCDMI

Devido ao aumento dos eventos extremos em escala mundial nos últimos anos, foram definidos pela comunidade científica índices anuais representativos destes eventos <http://cccma.seos.uvic.ca/ETCCDMI/index.shtml>. Eles são baseados em valores diários de temperatura e precipitação (FRISCH et al. 2002)

Os 27 índices de extremos derivados pelo Expert Team (ET) on Climate Change Detection Monitoring and Indices (ETCCDMI) não representam extremos considerados como raros, o que poderia afetar o tratamento estatístico e a significância das tendências devido ao possível pequeno número de eventos como estes registrados nos recordes históricos. Estes índices são calculados a nível anual a partir de dados diários. Alguns são baseados num valor limiar fixo, enquanto outros em percentis.

Apesar de existirem na literatura vários índices para precipitação diária, nesta pesquisa são usados os 11 índices, dos 27 definidos pelo ETCCDMI, que envolvem equações matemáticas alimentadas somente por dados diários da variável atmosférica precipitação obtidos a partir dos postos pluviométricos da área de estudo:

1 - $Rx1day_j$ (Quantidade máxima de precipitação em um dia)

Seja RR_{ij} o total diário de precipitação num dia i e num período j ; logo, os valores máximos de 1 dia para o período j são:

$$Rx1day_j = \max(RR_{ij}) \quad (1)$$

2 - $Rx5day$ (Quantidade máxima de precipitação em cinco dias)

Seja RR_{kj} a quantidade de precipitação para o intervalo de cinco dias terminando no dia k do período j ; então, os valores máximos de 5 dias para o período j são:

$$Rx5day_j = \max(RR_{kj}) \quad (2)$$

3 - $SDII$ (Índice simples de intensidade diária)

Seja RR_{wj} a quantidade diária de precipitação nos dias úmidos, $w(RR \geq 1mm)$ em um período j . Se W representa o número de dias úmidos em j ; então:

$$SDII_j = \frac{\sum_{w=1}^w RR_{wj}}{W} \quad (3)$$

4 - $R10$ (Número de dias úmidos)

Seja RR_{ij} o montante de precipitação diária acumulado em um dia i de um período j ; São contados os dias em que:

$$RR_{ij} \geq 10mm \quad (4)$$

5 - $R20$ (Número de dias muito úmidos)

Seja RR_{ij} o montante de precipitação diária acumulada em um dia i de um período j . São contados os dias em que:

$$RR_{ij} \geq 20mm \quad (5)$$

6 - R_{nn} (Número de dias acima de nn mm)*

Seja RR_{ij} a quantidade diária de precipitação em um dia i de um período j . Se nn^* representa qualquer valor razoável de precipitação diária então, soma-se, então, o número de dias em que:

$$RR_{ij} \geq nn \text{ mm} \quad (6)$$

* Neste estudo se utilizará $nn = 50 \text{ mm}$, pois com isto se pode observar o comportamento deste índice, de chuva extrema, na região.

7 - DSC (Dias secos consecutivos)

Seja RR_{ij} a quantidade diária de precipitação em um dia i de um período j , soma-se o maior número de dias consecutivos, em que:

$$RR_{ij} < 1 \text{ mm} \quad (7)$$

8 - DUC (Dias úmidos consecutivos)

Seja $RR_{ij} \geq 1 \text{ mm}$ a quantidade diária de precipitação em um dia i de um período j , soma-se o maior número de dias consecutivos, em que:

$$RR_{ij} \geq 1 \text{ mm} \quad (8)$$

9 - R_{95p} (Dias muito úmidos)

Seja RR_{wj} a quantidade diária de precipitação em um dia úmido $w(RR \geq 1.0 \text{ mm})$ em um período j e seja $RR_{wn} 95$ o 95° percentil da precipitação nos dias úmidos no período 1947-1991. Se W representa o número de dias úmidos no período, então:

$$R_{95p_j} = \sum_{w=1}^W RR_{wj} \text{ where } RR_{wj} > RR_{wn} 95 \quad (9)$$

10 - $R99p$ (Dias extremamente úmidos)

Seja RR_{wj} a quantidade diária de precipitação em um dia úmido ($RR \geq 1.0mm$) em um período j e seja $RR_{wn}99$ o 99º percentil da precipitação nos dias úmidos no período 1947-1991. Se W representa o número de dias úmidos no período, então:

$$R99p_j = \sum_{w=1}^w RR_{wj} \text{ where } RR_{wj} > RR_{wn}99 \quad (10)$$

11 - $PRCPTOT$ (Precipitação total anual dos dias úmidos)

Seja RR_{ij} a quantidade diária de precipitação num dia i de um período j . Se I representa o número de dias em j , tem-se:

$$PRCPTOT_j = \sum_{i=1}^I RR_{ij} \quad (11)$$

Depois de processados os dados foram armazenados em arquivos de planilha eletrônica que contem informações anuais sobre cada um dos índices indicados. Objetivando-se analisar o clima regional, foram realizadas correlações entre os índices e as anomalias de temperatura da superfície do mar nas regiões de Niño 1+2 (0°S - 10°S, 90°W - 80°W), Niño 3 (5°N - 5°S, 150°W - 90°W), Niño 3.4 (5°N - 5°S, 170°W - 120°W), Niño 4 (5°N - 5°S, 160°E - 150°W), TNA (5,5°N - 23,5°N, 15°W - 57,5°W) e TSA (Eq. - 20°S, 10°E - 30°W).

Posteriormente foi aplicado o teste t de Student, para analisar as significâncias estatísticas das correlações. Para aplicação do teste, foram utilizados os três maiores níveis de significância, $t_{0,95;GL}$ que corresponde a uma significância estatística de 90% ($p < 0.1$), $t_{0,975;GL}$ correspondendo a uma significância estatística de 95% ($p < 0.05$) e $t_{0,995;GL}$ com uma correspondente significância estatística de 99% ($p < 0.01$) onde $GL = n - 2$ representa o grau de liberdade para n anos, que neste caso foi de 42, pois o período considerado foi de 1950 a 1991.

4.2.3 Probabilidade incondicional de precipitação

A precipitação não é um processo contínuo e suas características probabilísticas são fortemente dependentes das escalas de tempo e espaço (LETTENMAIER, 1995). Muitos parâmetros da precipitação diária tornam-se importantes quando se trata de fins agrícolas e hidrológicos. Entre esses encontram-se a probabilidade incondicional de dias chuvosos ou probabilidade climática das precipitações (WILKS, 1995), podendo caracterizar as regiões pela quantidade de dias em que ocorrem precipitação durante o intervalo de tempo considerado, que pode ser um ano, uma estação ou um mês.

Para esta pesquisa, a probabilidade de ocorrência de dias chuvosos para cada mês ao longo do período de 1947 a 1991, foi calculada por meio de um programa computacional desenvolvido em linguagem Fortran pelo DCA/UFCG, seguindo a metodologia de Katz (1983). A ocorrência (dia chuvoso) ou não ocorrência de precipitação (dia seco) para um dia t , do mês m , do ano n tomando o limiar de $1,0 \text{ mm dia}^{-1}$, é representada pela função abaixo:

$$J(t, m, n) = \begin{cases} 1 & \text{se } x(t, m, n) \geq 1\text{mm} \\ 0 & \text{se } x(t, m, n) < 1\text{mm} \end{cases} \quad (12)$$

O número total de ocorrências de dias chuvosos durante os N anos (45 neste caso), são utilizados para calcular a probabilidade incondicional de um determinado dia do mês ser chuvoso, $P(C)$, do seguinte modo:

$$P(C) = \frac{1}{N \cdot t_{\text{máx}}} \sum_{n=1}^N J(t, m, n) \quad (13)$$

em que $t = 1, 2, \dots, 31$, $m = 1, 2, \dots, 12$ e $t_{\text{máx}}$ é número máximo de dias do respectivo mês.

O complemento do resultado da equação acima se refere à probabilidade incondicional de não precipitação, $P(S)$. A média sazonal de probabilidade incondicional também foi calculada a partir da eq. 13, de acordo com o número total de dias de cada estação do ano.

4.2.4 Probabilidade condicional de precipitação

Em termos de Cadeia de Markov, a estimativa de seqüências de dia chuvoso dado que o anterior foi seco, $P(C/S)$, e dia chuvoso dado que o anterior foi chuvoso, $P(C/C)$, são dois tipos de transição de probabilidade que servem como parâmetros para descrever a persistência em termos de ocorrência ou não ocorrência de precipitação em algum dia, tomando um determinado valor limiar (neste caso 1,0 mm). Desse modo se fornece uma descrição estatística da precipitação, podendo ajudar a explicar possíveis mecanismos físicos associados com a precipitação diária.

Assim como no item 4.2.3, as probabilidades condicionais que representam a ocorrência de um dia chuvoso dado que o anterior foi seco, $P(C/S)$, e um dia chuvoso dado que o anterior foi chuvoso, $P(C/C)$, são determinadas segundo Katz (1983) como segue:

$$P(C/S)(t, m, n) = \begin{cases} 1 & \text{se } J(t+1, m, n) = 1 \text{ e } J(t, m, n) = 0 \\ 0 & \text{se } J(t+1, m, n) = 0 \text{ ou } J(t, m, n) = 1 \end{cases} \quad (14)$$

e

$$P(C/C)(t, m, n) = \begin{cases} 1 & \text{se } J(t+1, m, n) = 1 \text{ e } J(t, m, n) = 1 \\ 0 & \text{se } J(t+1, m, n) = 0 \text{ ou } J(t, m, n) = 0 \end{cases} \quad (15)$$

As probabilidades condicionais médias de um dia seco seguido por um dia chuvoso e de um dia chuvoso seguido por um dia chuvoso são determinadas por:

$$P(C/S)(t) = \frac{1}{N.t_{máx}} \sum_{n=1}^N P(C/S)(t, m, n) \quad (16)$$

e

$$P(C/C)(t) = \frac{1}{N.t_{máx}} \sum_{n=1}^N P(C/C)(t, m, n) \quad (17)$$

em que $t = 1, 2, \dots, 31$, $m = 1, 2, \dots, 12$ e $t_{máx}$ é número máximo de dias do respectivo mês.

Também, a média sazonal de probabilidade condicional foi calculada a partir das equações 16 e 17, de acordo com o número total de dias de cada estação do ano.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste capítulo são mostrados os resultados obtidos no decorrer da pesquisa que se atêm ao escopo do trabalho, bem como sua respectiva comparação com pesquisas anteriores sempre que possível. É exposto que os objetivos geral e específicos foram alcançados.

5.1 Distribuição espacial mensal das chuvas na área de estudo

Tendo por objetivo a identificação, e conseqüentemente a obtenção de uma boa visualização das subáreas mais e/ou menos beneficiadas pelo regime pluviométrico de chuvas sobre a área de estudo, e tendo em vista principalmente o interesse econômico disso para a região, sobretudo em relação às culturas de subsistência, foi efetuada a espacialização das contribuições percentuais de chuvas correspondentes a cada mês do período adequado de disponibilidade de dados de precipitação diária, qual seja, 45 anos, de 1947 a 1991.

Foram obtidas as médias diárias em mm para cada mês de cada ano nos 75 municípios abrangidos da área de estudo, em seguida foram calculadas as médias mensais de todo o período, e por fim computadas as cotas percentuais de cada um dos meses. Assim, foram confeccionadas as Figuras 5 a 8, que mostram as isolinhas das frações de contribuição de chuva diária dos 12 meses por sazonalidade.

Conforme a Figura 5, a concentração de chuvas para a estação verão na área de estudo se intensifica a partir de janeiro na zona oeste baiana, favorecendo uma antiga área de pecuária extensiva e pequena produção agrícola de alimentos que se fortaleceram na caatinga e no cerrado passando por alterações significativas na década de 1980 com a introdução do plantio e colheita mecanizados e a crescente produção de grãos, visando sua comercialização e industrialização. Já em fevereiro, as chuvas se concentram mais ao extremo setentrional.

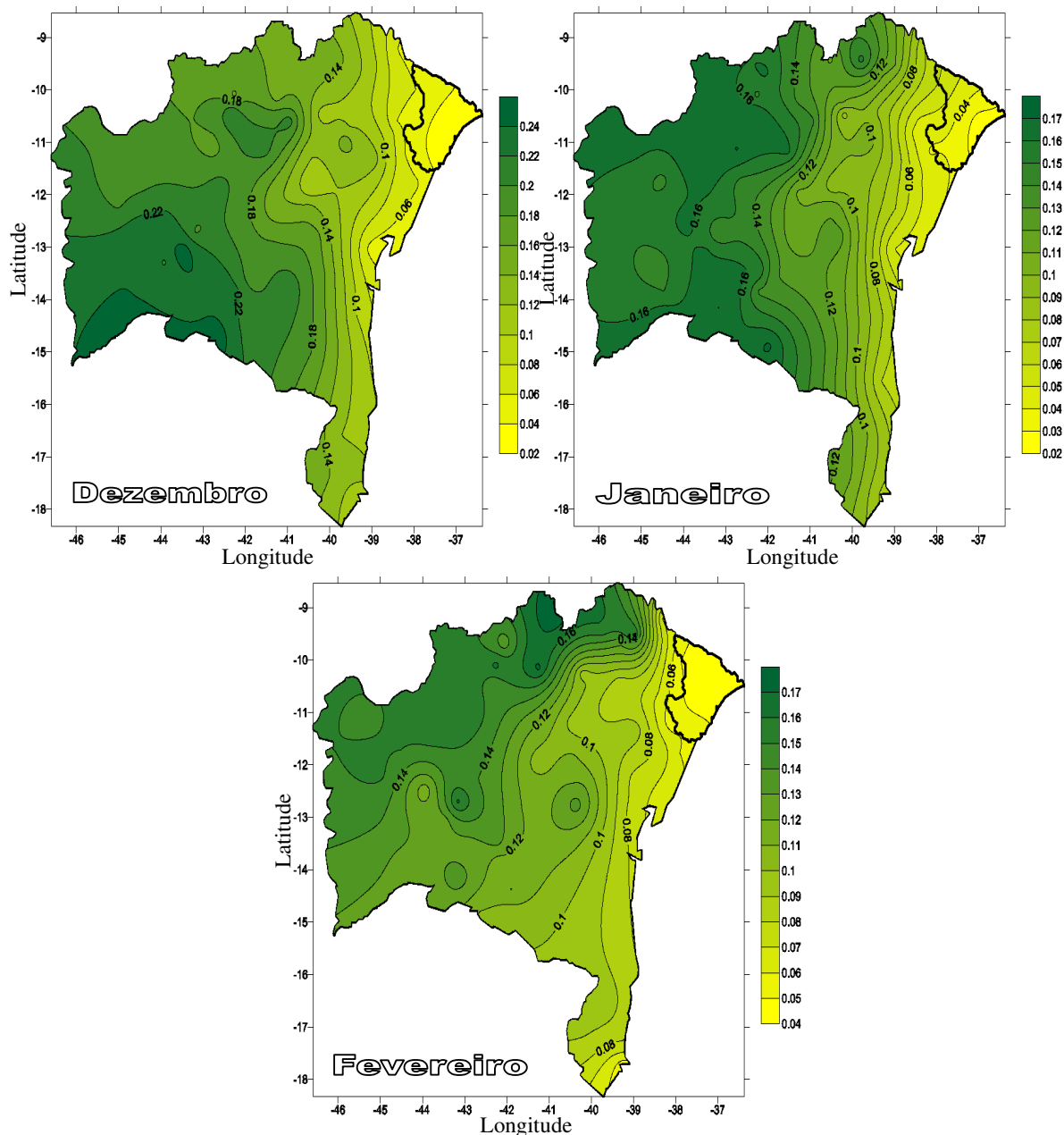


Figura 5 - Distribuição espacial da fração anual de contribuição mensal de chuvas correspondente aos meses da estação verão durante 1947 a 1991

Conforme a Figura 6, para a estação outono, as chuvas se concentram a partir de março na zona do vale do São Francisco, que é baseada na atividade pastoril extensiva e tem como identidade regional o rio São Francisco, onde se desenvolvem os principais projetos de irrigação. Nos terrenos recobertos de caatingas, utilizam-se técnicas de irrigação para lavouras de tomate, cebola e frutas, e ainda se desenvolve a atividade pesqueira no lago Sobradinho.

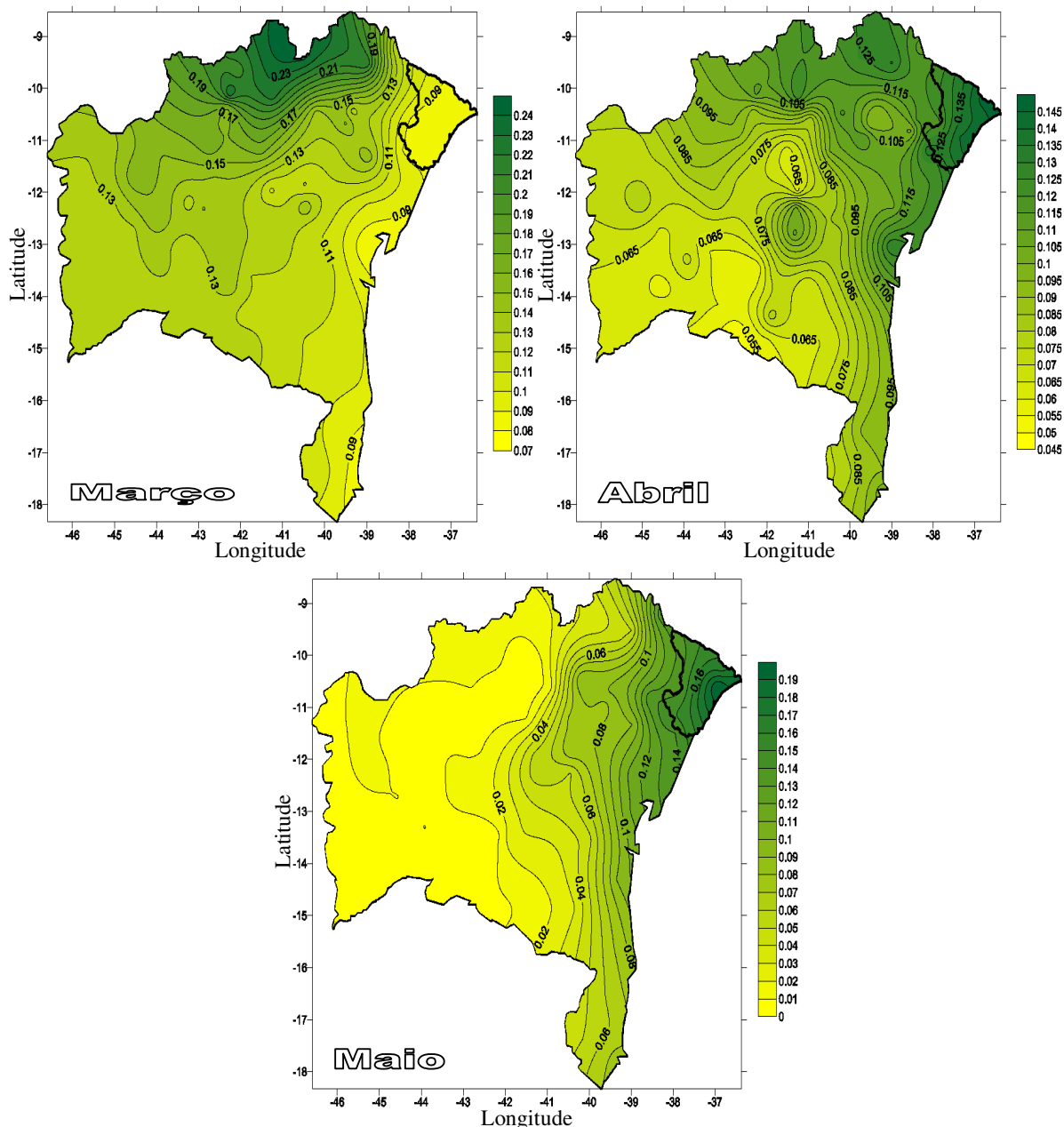


Figura 6 - Distribuição espacial da fração anual de contribuição mensal de chuvas correspondente aos meses da estação outono durante 1947 a 1991

Para os meses de abril e maio, na zona do centro-norte baiano e todo o estado de Sergipe, nesses trechos, que antecedem o bloco elevado central, onde a presença de cerrados e do agreste, observa-se uma gradual diminuição da pluviosidade, até se alcançar o sertão seco do baixo-médio São Francisco, região que domina a caatinga, ocorre a concentração de chuvas que favorece as funções da atividade pastoril, agricultura de subsistência e algumas culturas comerciais como algodão, mamona, sisal e cebola.

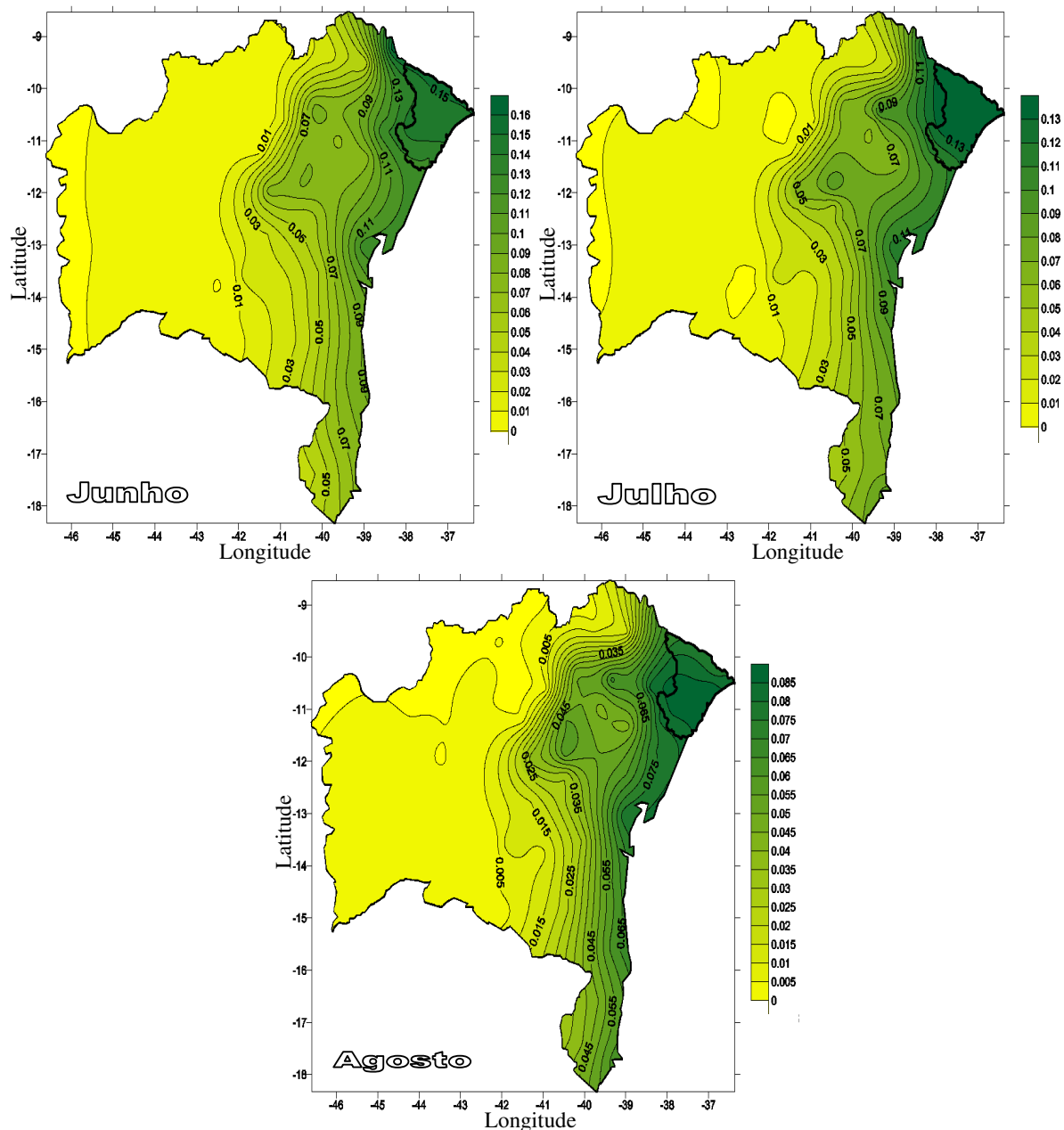


Figura 7 - Distribuição espacial da fração anual de contribuição mensal de chuvas correspondente aos meses da estação inverno durante 1947 a 1991

Conforme a Figura 7, na estação inverno, no oeste baiano praticamente não chove, as chuvas se concentram na faixa costeira; quente, úmida e relativamente estreita em relação à área de estudo. Por essa razão, são potencialmente beneficiados os trechos do norte que tem como atividade importante a lavoura comercial do coco e o extrativismo vegetal, e terrenos próximos ao litoral na altura da zona de Ilhéus e Itabuna, principais áreas produtoras de cacau.

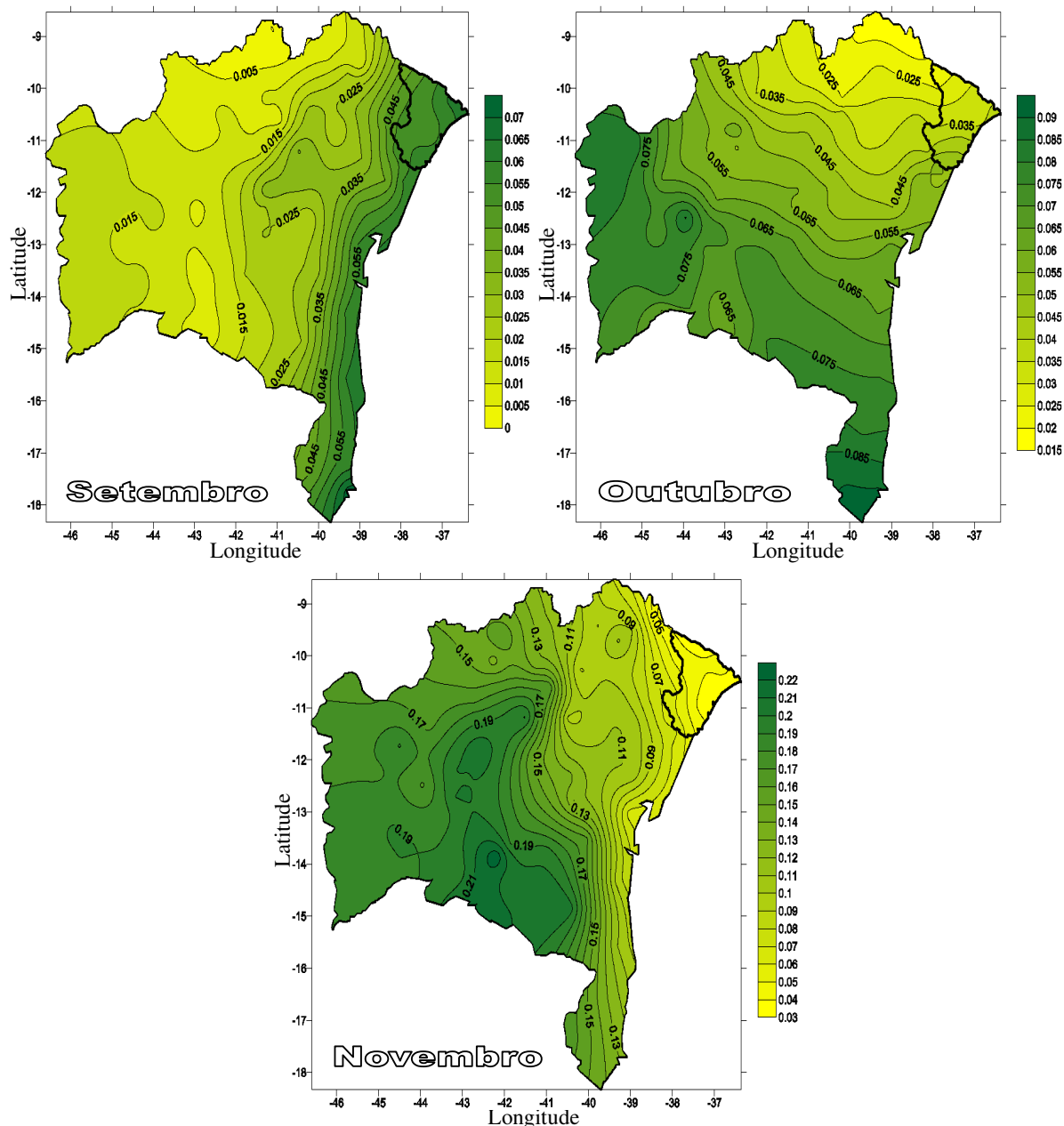


Figura 8 - Distribuição espacial da fração anual de contribuição mensal de chuvas correspondente aos meses da estação primavera durante 1947 a 1991

Como se pode observar na Figura 8, especialmente o mês de outubro, o extremo sul da Bahia representa a mesorregião mais favorecida pela concentração de chuvas. Constituída por restingas, tabuleiros e menor adensamento populacional em comparação com as demais áreas do litoral, apresenta pequeno desenvolvimento da economia, denotada pelo turismo, pesca e pecuária.

Concluindo o ciclo anual, em novembro as chuvas situam-se no oeste baiano.

5.2 Índices climáticos pluviais do ETCCDMI

São apresentados os resultados do comportamento da tendência de 11 índices climáticos pluviais, espacialmente distribuídos em 75 postos e/ou estações pluviométricas, plotados utilizando software de mapeamento pelo método de interpolação krigagem produzindo campos de tendências sobre os estados de Bahia e Sergipe, que compõem a área geográfica de estudo.

No Apêndice C, estão todos os índices calculados para todas as localidades, sendo que dentre estes aparecem em negrito os significativos. Ressalta-se que nos mapas apresentados a seguir, os resultados foram espacialmente referenciados através da Figura 4 (pág. 43) e foram plotados para análise apenas as localidades com valores de tendências estatisticamente significativos. Considerou-se tendências estatisticamente significativas aquelas em que o valor-*p* foi inferior a 0,1, estando na Tabela 1 o número de tendências positivas e negativas obtido para cada índice.

Tabela 1: Tendências significativas obtidas para cada índice

	Rx1day	Rx5day	SDII	R10	R20	Rnn	DSC	DUC	R95p	R99p	PRCPTOT
Positivas (↑)	9	3	30	19	16	18	12	8	15	7	18
Negativas (↓)	6	8	5	1	3	7	18	24	3	5	4
Total	15	11	35	20	19	25	30	32	18	12	22

A Figura 9 mostra o campo para a tendência do número de dias secos consecutivos (DSC), constatou-se aumento na tendência (dias/ano) na mesorregião do centro-sul baiano, abrangendo áreas como o sertão produtivo, Vitória da Conquista e parte sul da chapada diamantina, e a mesorregião do centro-norte baiano, principalmente, as áreas do vale do São Francisco, raso da Catarina, Irecê, Sisal e Itaparica. As áreas que apresentaram diminuição de (DSC) foram as do médio São Francisco, extremos oeste e sul baianos. Ainda pode ser verificado na Figura 9 que para os dois estados como um todo não houve predominância de áreas com aumento nem diminuição de DSC.

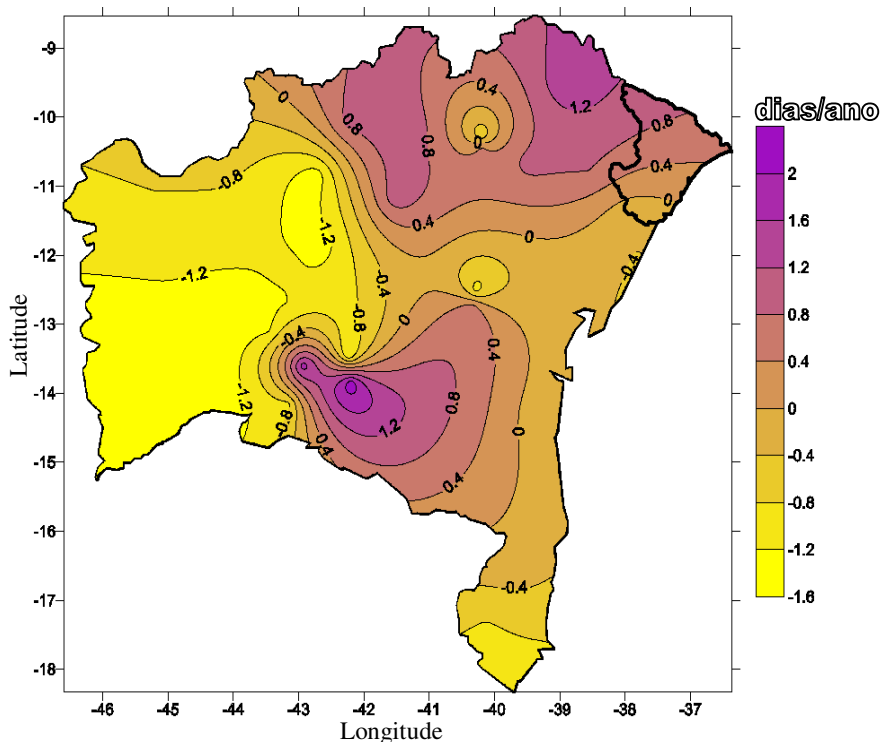


Figura 9: Distribuição espacial das tendências dos Dias secos consecutivos (DSC), em dias/ano, para os estados da Bahia e Sergipe

O campo de tendência do número de dias úmidos consecutivos (DUC) é mostrado na Figura 10. Constatou-se que, em geral, ocorre diminuição expressiva no índice DUC. As áreas com aumento de DUC estão, praticamente, concentradas no oeste da Bahia e em núcleos isolados no nordeste baiano. Estes resultados diferem dos encontrados por Haylock et al. (2005), que para três estações do NEB identificou aumento nas condições de umidade, nesta pesquisa, isto se confirmou apenas na mesorregião do extremo oeste baiano. Deve-se ressaltar que Haylock et al. (2005) não utilizou nenhuma localidade da Bahia e este fato pode explicar as discrepâncias observadas.

Vale salientar que dos 75 postos, 32 demonstraram alteração significativa no número de dias úmidos consecutivos (DUC), destes 8 apresentaram aumento e 24 diminuição. Já dos 30 postos pluviométricos que demonstraram alteração significativa no número de dias secos consecutivos (DSC), 12 apresentaram aumento e 18 diminuição.

Portanto, prevalece na área de estudo uma diminuição de DUC, enquanto que para DSC não se pode afirmar se domina o aumento ou a diminuição deste índice.

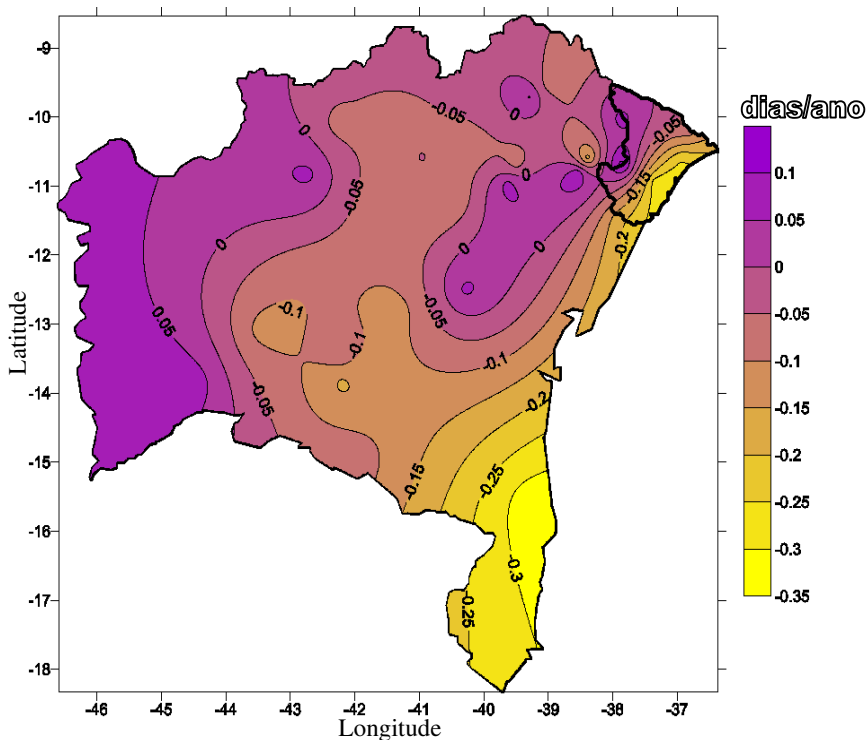


Figura 10: Distribuição espacial das tendências dos Dias úmidos consecutivos (**DUC**), em dias/ano, para os estados da Bahia e Sergipe

Analisando as configurações espaciais das tendências dos índices de precipitação total anual (PRCPTOT) (Figura 11) e do número de dias em que a precipitação foi superior a 50mm (R50) (Figura 12) verifica-se a ocorrência de padrões de homogeneidade espacial da tendência temporal de ambos os índices. O índice PRCPTOT apresentou 18 valores significativos de aumento de tendência, contra 4 de diminuição, por sua vez, o índice R50 também apresentou 18 valores de aumento de tendência significativa ao passo que 7 valores indicaram diminuição de tendência.

A partir destes resultados, para os 22 valores significativos de PRCPTOT e os 25 valores de R50, e efetuando uma respectiva visualização na distribuição espacial, pode-se

inferir que notadamente todo o estado de Sergipe e mesorregiões como centro norte, extremo oeste e nordeste baiano tiveram sua precipitação total anual e a frequência de chuva acima de 50mm aumentando com o tempo, ao passo que ocorreu diminuição de PRCPTOT e 50mm nas mesorregiões do vale de São Francisco, e no extremo sul baiano, principalmente nos territórios de identidade de Irecê, Velho Chico e Litoral Sul Baiano, sendo que essa última mesorregião é uma grande produtora de cacau no Brasil.

Resultados semelhantes foram encontrados por Santos (2006) que analisou a conduta dos mesmos índices para os estados da Paraíba e Rio Grande do Norte, estados que também incorporam parte do semi-árido nordestino. Santos (2006) obteve um aumento da intensidade das chuvas, entretanto, com menores valores extremos, e que o índice PRCPTOT em 37 postos pluviométricos apresentou padrões de crescimento na tendência. Da mesma forma, Prudêncio et al. (1999) investigando 32 estações pluviométricas do estado de Santa Catarina, com período de disponibilidade de dados oscilando entre 1961 a 1995, concluiu um aumento significativo na precipitação total anual. Por sua vez, Haylock et al. (2005) notaram aumento de PRCPTOT para a América do Sul, e Alexander et al. (2006) para todo o globo terrestre. A ausência de estudos envolvendo precipitação diária para outras áreas do Nordeste brasileiro impede aqui outras comparações.

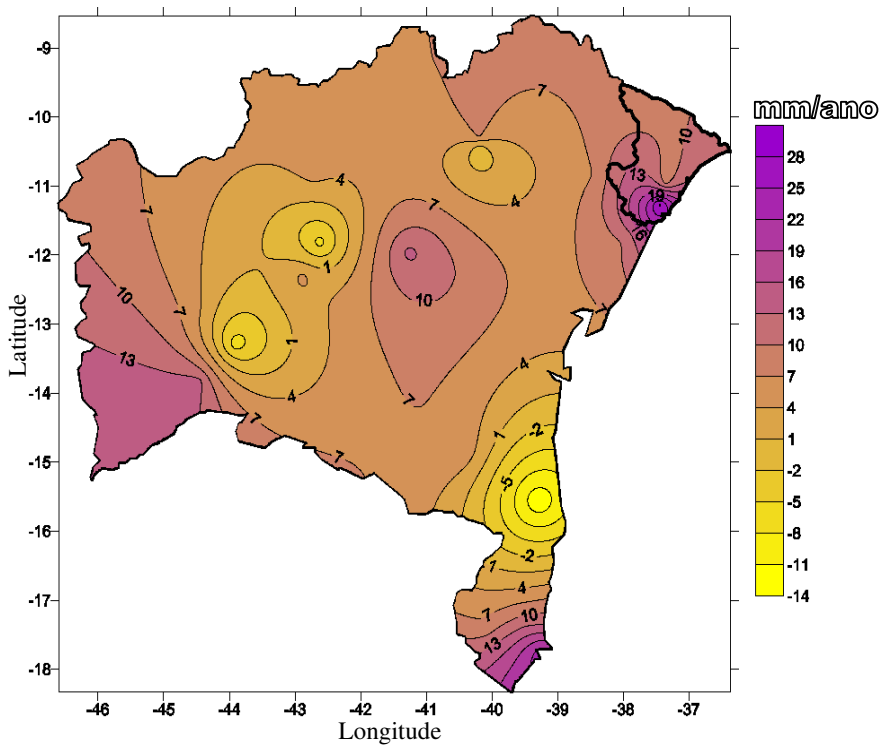


Figura 11: Distribuição espacial das tendências da Precipitação total anual (PRCPTOT), em mm/ano, para os estados da Bahia e Sergipe

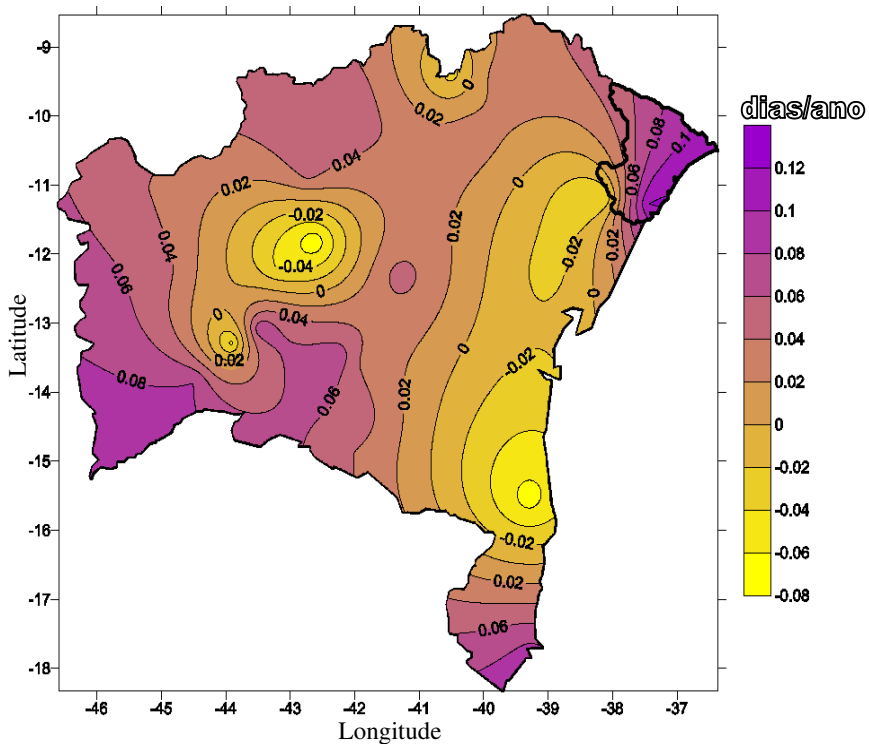


Figura 12: Distribuição espacial das tendências do Número de dias em um ano em que a precipitação foi acima de 50 mm (R50mm), em dias/ano, para os estados da Bahia e Sergipe

Para os índices de chuvas moderadas (R10) e fortes (R20), observa-se pelas Figuras 13 e 14, que ocorreu um aumento no número de dias em que a precipitação foi superior a 10 mm e a 20 mm, respectivamente. Verifica-se que estes índices aumentaram em praticamente todas as áreas dos dois Estados, pois, apresentaram tendências positivas em 19 (dos 20) e 16 (dos 19) das que demonstraram significância estatística, respectivamente. Os dados de tendência mostram um aumento de chuva moderada (R10) e forte (R20) em todo o estado de Sergipe e em grande parte da Bahia, com exceções pontuais para R10, na bacia do Rio Corrente que pertence à mesorregião do extremo oeste baiano, e para R20, as regiões do oeste baiano, Ireçê, e Litoral Sul. Isto indica que enquanto nestes territórios está havendo decréscimo na frequência destes eventos, as chuvas moderadas e fortes nas demais áreas analisadas se tornaram mais frequentes durante os 45 anos do período considerado.

Também foram obtidas tendências positivas para o índice R95p (Figura 15) em quase toda área cobrindo os dois Estados, pois, observou-se valores negativos de R95p em apenas algumas áreas ao longo do vale do São Francisco. Enquanto, para R99p (Figura 16) verificou-se índices negativos no noroeste e nordeste da Bahia. Estes índices, R95p e R99p, são relacionados aos extremos de chuva que caracterizam a quantidade de chuva concentrada em eventos chuvosos que são indicadores de chuvas que produzem enchentes de rios e reservatórios. Tratam-se da soma total da precipitação em um ano de 5% e 1% dos dias mais chuvosos respectivamente, ou seja, dias bastante e extremamente úmidos. Foram observados 15 (dos 18) valores de tendências positivas para R95p, ao passo que, R99p ofereceu 7 tendências positivas e 5 tendências negativas. Tendo em vista que o índice R99p apresentou apenas 12 valores significativos, qualquer inferência a respeito ficará carente de razão ou argumento que possa diagnosticar propensão de decaimento ou não deste evento para a área de estudo. Mas para R95p pode-se dizer que boa parte da área de estudo, especialmente a costa, experimentou aumento, assim como suas tendências demonstram coerência espacial

com o índice R50mm no que se refere às regiões do Velho Chico, bacia do rio Corrente e parte do sertão de São Francisco, que pertencem às mesorregiões do vale do São Francisco e centro norte baiano.

Tais tendências citadas acima concordam com as obtidas por Haylock et al. (2005) que investigou o comportamento de extremos de chuva no período de 1960-2000 para Brasil, Paraguai, Uruguai, Norte e Centro da Argentina, achando condições mais úmidas para a região e sugerindo que a região sudeste da América do Sul experimentou aumento na intensidade e frequência de dias com chuva intensa, resultado também encontrado por Groissman (2005) para a mesma região, e coerente com os obtidos nesta pesquisa.

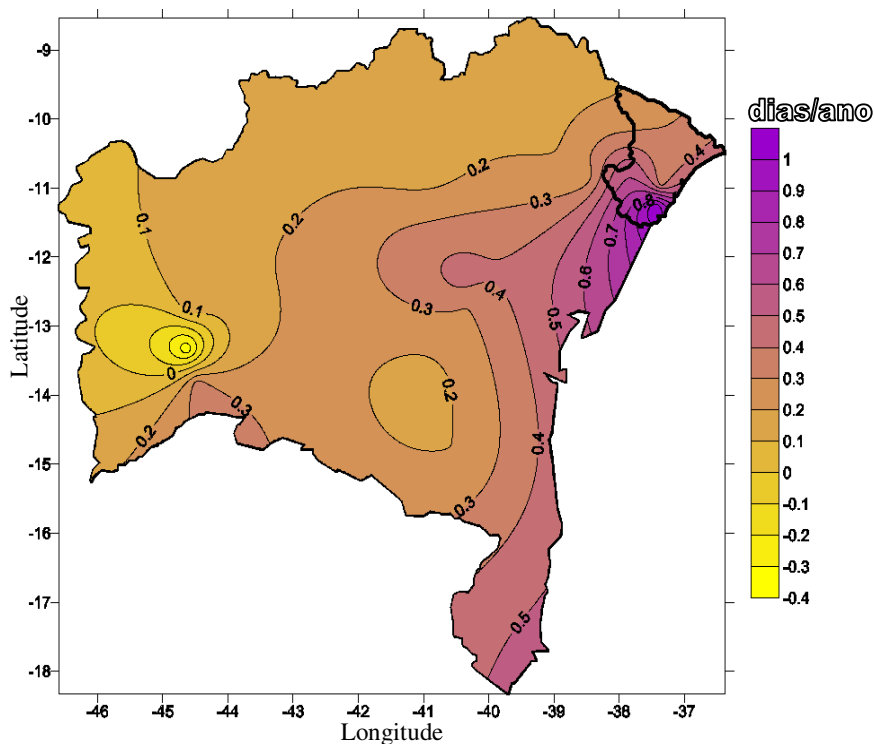


Figura 13: Distribuição espacial das tendências do Número de dias úmidos (**R10**), em dias/ano, para os estados da Bahia e Sergipe

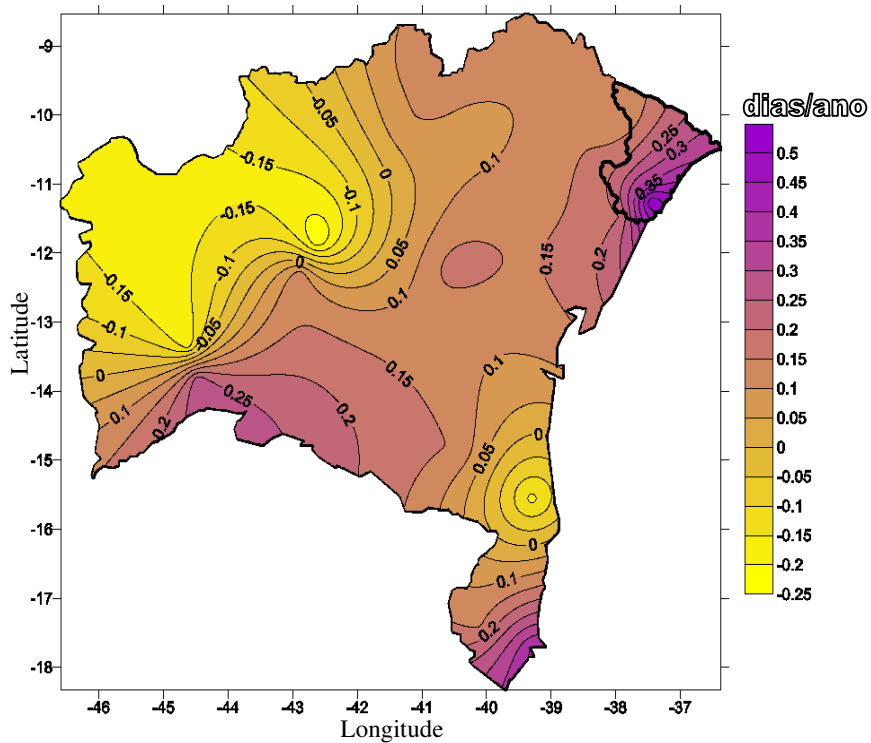


Figura 14: Distribuição espacial das tendências do Número de dias muito úmidos (R20), em dias/ano, para os estados da Bahia e Sergipe

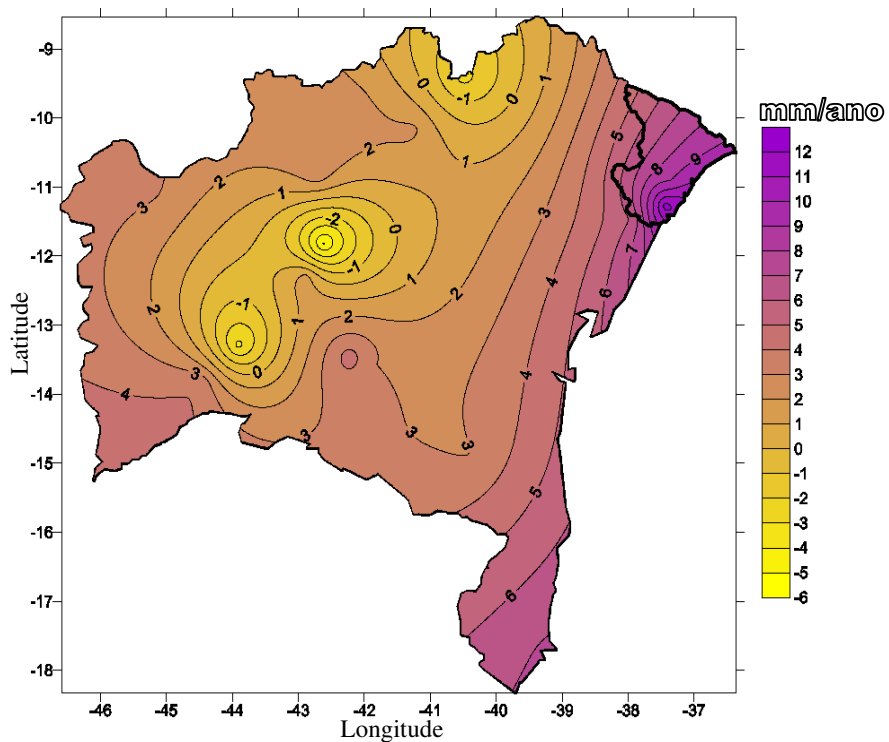


Figura 15: Distribuição espacial das tendências dos Dias muito úmidos (R95p), em mm/ano, para os estados da Bahia e Sergipe

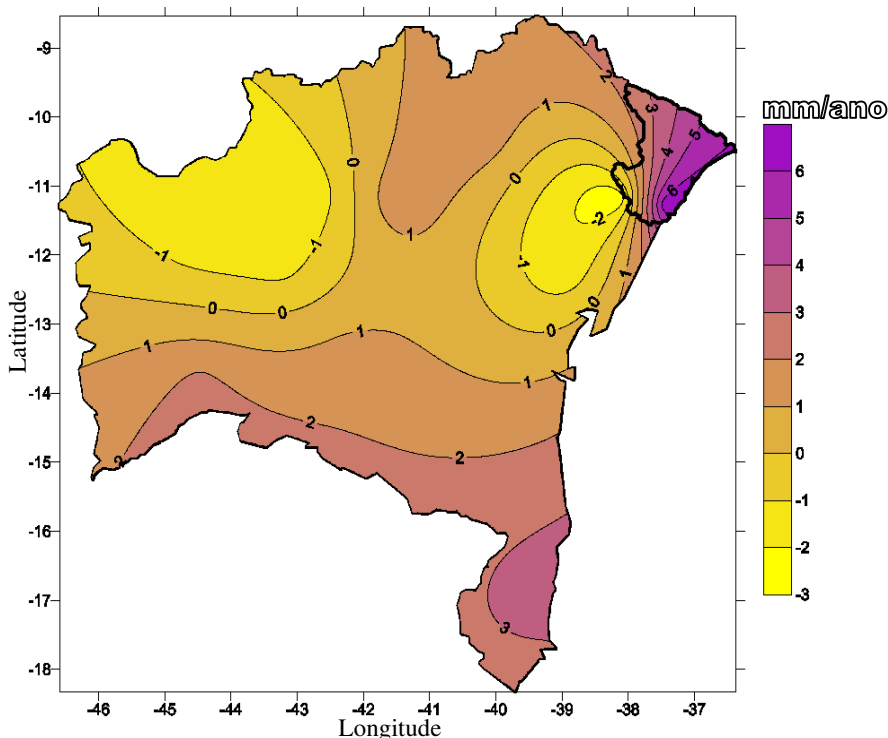


Figura 16: Distribuição espacial das tendências dos Dias extremamente úmidos (**R99p**), em mm/ano, para os estados da Bahia e Sergipe

A razão entre a quantidade de precipitação total anual dos dias chuvosos e o número de dias chuvosos, ou seja, o índice simples de intensidade diária, foi o que apresentou maior montante de valores de tendências significativas, 35 ao total, 30 dos quais positivos. Através da Figura 17, percebe-se um aumento deste índice em alguns núcleos isolados, como se observa nas mesorregiões do vale do São Francisco, abrangendo as regiões do Velho Chico e Sertão de São Francisco, e a mesorregião Centro Sul Baiano, abrangendo a Chapada diamantina e a Bacia do Jacuípe. Isto não se configura da mesma maneira para o índice PRCPTOT, pelo contrário, mesorregiões como os extremos sul e oeste baianos que indicaram diminuição na intensidade diária, experimentaram acréscimo no total anual de precipitação, logo, para estas regiões a precipitação total aumentou, no entanto, houve um aumento mais acentuado na frequência de dias chuvosos por ano, já para o restante da região a precipitação aumentou acompanhada de diminuição da frequência de dias chuvosos, portanto maior intensidade diária predominante.

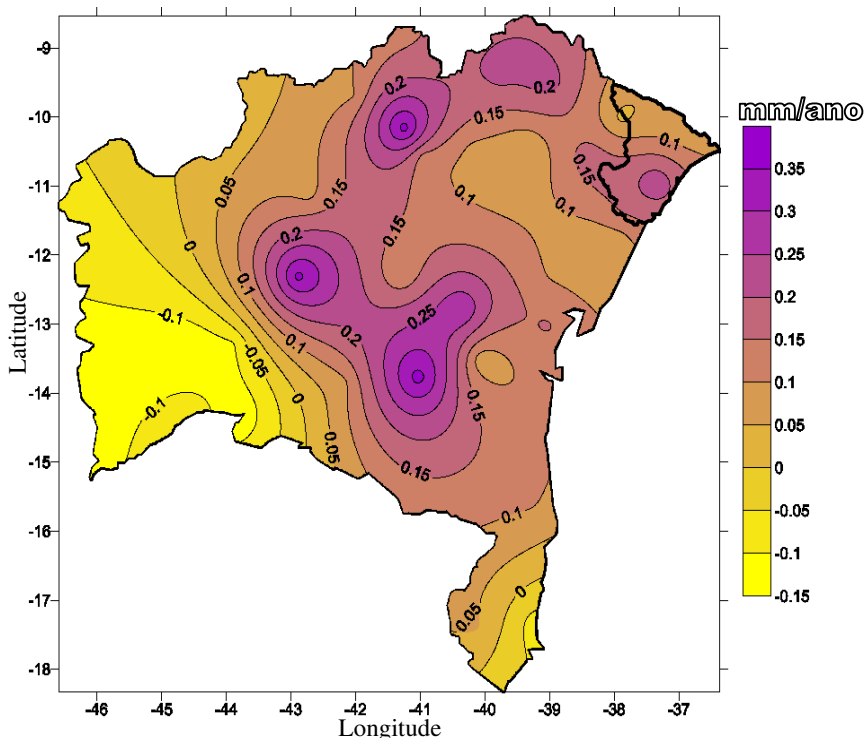


Figura 17: Distribuição espacial das tendências do Índice simples de intensidade diária (SDII), em mm/ano, para os estados da Bahia e Sergipe

Os dois índices que exprimem a intensidade de evento máximo, Rx1day e Rx5day, quantidade máxima de precipitação em 1 dia (Fig. 18) e em 5 dias (Fig. 19) consecutivos, respectivamente, apresentam coerências espaciais entre si. O primeiro índice demonstrou 9 (das 15) tendências positivas, enquanto que o segundo, 3 (das 11), o que concorda com os padrões de tendências negativas obtidos para DUC, em que se verificou maior quantidade de valores de tendência negativa (24), portanto, dias úmidos consecutivos diminuem substancialmente, enquanto que, eventos de máxima precipitação pontualmente ocorrem, como pode-se ver na espacialização do índice SDII. Foi observado que as tendências negativas para o índice Rx1day se concentraram apenas nas mesorregiões do nordeste, partes do centro sul e oeste baiano. A exemplo da soma das localidades de tendências significativas observada para o índice R99p (12), não é possível afirmar categoricamente que as tendências do índice Rx5day (11) representem fielmente tais eventos de chuva para a área de estudo.

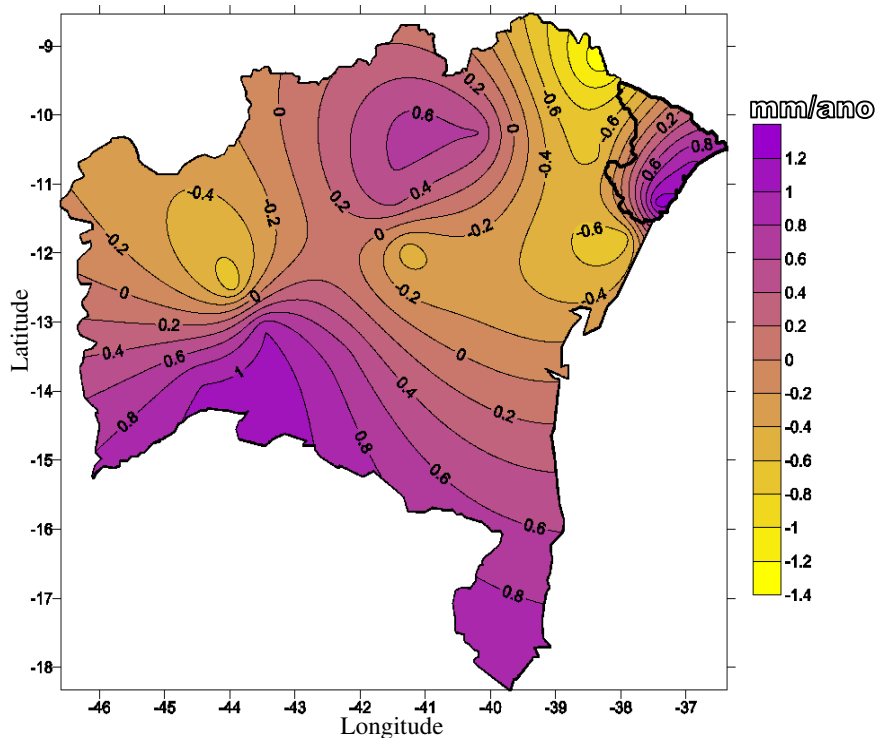


Figura 18: Distribuição espacial das tendências da Quantidade máxima de precipitação em um dia ($Rx1day$), em mm/ano, para os estados da Bahia e Sergipe

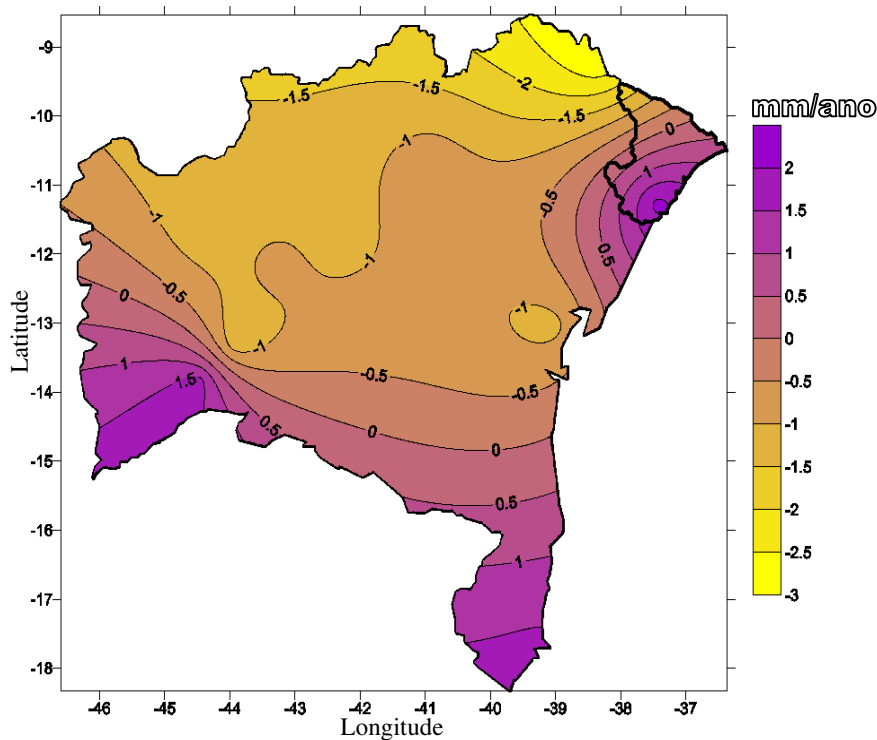


Figura 19: Distribuição espacial das tendências da Quantidade máxima de precipitação em cinco dias consecutivos ($Rx5day$), em mm/ano, para os estados da Bahia e Sergipe.

Segundo estudos de Prudêncio et al. (1999) e Berlato et al. (1995), verifica-se que muitas alterações climáticas têm caráter regional ou local, não estando relacionadas diretamente a mudanças climáticas globais. Tem-se conhecimento que: crescente urbanização, asfaltamento de ruas, concentração de indústrias, fábricas, siderúrgicas, junto com outros fatores, dão origem às chamadas “ilhas de calor”, que são efeitos locais e regionais, e podem favorecer positivamente o aumento da temperatura da superfície e, logo, da atmosfera. Diante disto, seguindo estes preceitos, não é possível afirmar categoricamente que as tendências observadas nesta pesquisa para os estados da Bahia e Sergipe estão atreladas às mudanças globais do clima, todavia, a um possível conjunto de elementos, tais como queimadas, desmatamento desenfreado, instalação de pólos petrolíferos, emissão de GEE, alterações do clima global entre outros. Isto é razoável uma vez que para os dois Estados observam-se tendências de sinais opostos, demonstrando assim que não há predominância na conduta das mesmas. Apesar de ter-se constatado um aumento de precipitação para os dois Estados, resultado também encontrado por Santos e Brito (2007) para os estados da Paraíba e Rio Grande do Norte, pesquisas em estados vizinhos como para Pernambuco apresentaram diminuição da precipitação (DE PAULA e BRITO, 2008). Como a maioria dos índices não mostra preponderantemente tendências de mesmo sinal, conclui-se que elas estão mais ligadas à variabilidade climática regional ou local, entretanto, não se desprezando a influência global.

É importante destacar que localmente ocorreram mudanças profundas em ecossistemas da área de estudo. De acordo com Carvalho Júnior (1999), devastações entre os anos 50 e 60, como a que originou a extinção do jacarandá no sul da Bahia, as queimadas na região da chapada diamantina nos anos 80, e o desmatamento de vegetação do cerrado na zona oeste baiana para dar lugar à expansão de produção agrícola, principalmente de grãos de soja, constituem fatores que fazem referência a degradação ambiental. No Recôncavo Baiano, férteis solos de massapê, rios navegáveis e clima favorável possibilitaram, desenvolvimento

das culturas de cana-de-açúcar, fumo e mandioca. Esta área, a partir da década de 1950, começou a passar por transformações profundas, em decorrência da expansão das atividades da Petrobrás, ligadas à exploração do petróleo, iniciadas com a instalação da Refinaria Landulpho Alves, em Mataripe, seguindo-se a implantação do Centro Industrial de Aratu - CIA, nos anos 60, e do Pólo Petroquímico de Camaçari - COPEC, no final dos anos 70, isto contribuiu para a rápida formação de núcleos de condensação devido a liberação exagerada de partículas sólidas na atmosfera, aumentando a precipitação (DINIZ, 1996). Portanto, estes fatores são um indicativo de ações antrópicas que produzem alterações climáticas locais e que podem surtir efeito negativo no meio ambiente local junto com ações produzidas pelos GEE, desflorestamento e mau uso de ecossistemas locais.

5.3 Relação entre índices climáticos e TSM's

O nordeste brasileiro tem sua variabilidade climática associada a padrões de variação em escala planetária. Tais padrões são associados às oscilações termais dos oceanos Pacífico e Atlântico. No oceano Pacífico, o fenômeno climático El Niño causa variações e flutuações periódicas em escalas sazonal e interanual, resultante da interação entre o oceano e atmosfera. Por sua vez, o oceano Atlântico tropical é caracterizado por um forte ciclo sazonal que se manifesta principalmente pelo deslocamento meridional da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). O período e características da evolução sazonal da ZCIT e da temperatura da superfície do mar (TSM) dependem do acoplamento dinâmico entre eles e dos contrastes entre terra-mar que ainda não são inteiramente compreendidos.

Tendo por fundamento a relevância da associação entre o clima do nordeste e o comportamento térmico dos oceanos Pacífico e Atlântico, é importante quantificar e avaliar a relação existente entre os índices climáticos, conforme encontrados, com as anomalias

(positivas e negativas) de TSM. Visando concretizar tal objetivo, procedeu-se a uma correlação entre os seis índices climáticos mais significativos para a região estudada (DSC, DUC, PRCPTOT, R10, Rx5day, SDII) e as anomalias de TSM nas regiões: Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4, Niño 4 no Pacífico; TNA e TSA, no Atlântico conforme Figura 20 (pág. 73).

Ressalta-se que não foi obtida nenhuma correlação entre os índices climáticos (DSC, DUC, PRCPTOT, R10, Rx5day, SDII) e os índices de anomalias de TSM das regiões do Pacífico e Atlântico igual ou superior a 99% de significância estatística.

Conforme a Tabela 2 exhibe, o índice DSC apresentou correlação significativa apenas para a região do Atlântico, demonstrando tendências de melhor correlação com as condições do TNAI (95% de significância). Entretanto, o índice DUC demonstrou correlações estatisticamente significantes somente para as regiões do Pacífico, com as condições do Niño 1+2 (90% de significância) e do Niño 3 (90% de significância).

Tabela 2: Correlações entre índices de chuva e anomalias de TSM

	<i>DSC</i>	<i>DUC</i>	<i>PRCPTOT</i>	<i>R10</i>	<i>Rx5day</i>	<i>SDII</i>
Niño 1+2		-0.247*	-0.231*	-0.250*		
Niño 3		-0.239*	-0.245*	-0.276**		
Niño 3.4				-0.228*		
Niño 4						0.258*
TNAI	0.298**				0.235*	0.274**
TSAI						0.228*

(*) Significância Estatística de 90% ($p < 0.1$)

(**) Significância Estatística de 95% ($p < 0.05$)

Assim como no índice DUC, os índices PRCPTOT e R10 apresentaram correlações negativas para as regiões do Pacífico Niño 1+2 (90% de significância para ambos) e Niño 3 (90% e 95% de significância, respectivamente). Além destas, o índice R10 também apresentou correlação negativa para a região Niño 3.4 (90% de significância).

Na Tabela 2, os índices que representam extremos de chuva e intensidade de chuva, Rx5day e SDII, respectivamente, mostraram correlações positivas com a região TNA, do

Atlântico (90% e 95% de significância, respectivamente). Para o índice SDII foram obtidas correlações significativas com os gradientes térmicos sul-norte do oceano Atlântico e com a área do Niño 4 do Pacífico. Estranhamente, a correlação é positiva tanto entre SDII e TSAI como entre SDII e TNAI (Tabela 2), assim como entre SDII e área do Niño 4, pois, em geral espera-se uma configuração de dipolo no campo de correlações entre a precipitação da região Nordeste e as anomalias de TSM no Atlântico Tropical (MOURA e SHUKLA, 1981; PHILANDER, 1990; HASTENRATH e GREISCHAR, 1993). Entretanto, muitos dos trabalhos realizados sobre o assunto em tela utilizaram como dados de entrada as chuvas da porção norte do Nordeste. Neste trabalho foram utilizadas informações da parte sul, cujo período chuvoso ocorre em época do ano diferente da do norte. Isto pode levar a resultados conflitantes, uma vez que, grande parte das chuvas na Bahia depende da penetração de sistemas frontais austrais, que podem ter sua propagação em direção à região sub-equatorial facilitada estando a ZCIT posicionada mais ao norte.

As boas correlações existentes a um nível de significância estatística igual a 95% para os índices que representam o número de dias secos consecutivos (DSC) e intensidade de chuva diária (SDII) para a região do Atlântico norte, assim como a boa correlação de 95% de significância para o índice R10 na região Niño 3 do Pacífico, podem ser explicados pelas anomalias de TSM em tais regiões que são especificadas na Figura 20, com a atuação do ENOS, por exemplo. Philander (1990) e Moura et al. (2000) mostraram a grande influência do ENOS sobre o clima de diversas partes do Globo, incluindo o Oceano Atlântico Tropical e o NEB.

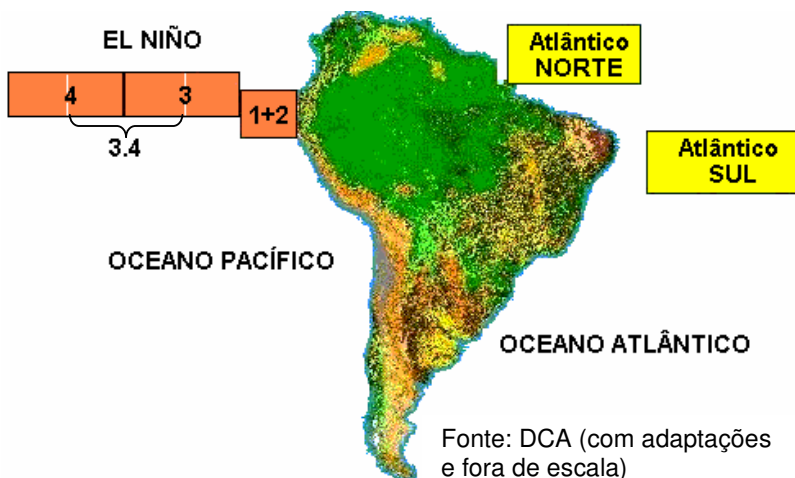


Figura 20 - Temperaturas da superfície do mar nos oceanos pacífico e atlântico

As Figuras 21 a 32 representam as variabilidades temporais dos índices e das regiões do Oceano Pacífico e Atlântico. Ressalta-se que, conforme exibido nas Figuras, foi escolhido como limite inferior temporal o ano de 1950, devido à insuficiência de dados fidedignos mais antigos; o período analisado para os índices é de 42 anos, ou seja, de 1950 a 1991, enquanto que para as regiões oceânicas é de 1950 a 2005, isto se deve a ausência de dados diários de precipitação atualizados para a área estudada, e o interesse da pesquisa que é a possível correlação existente entre variáveis de dados concomitantes; além disso, os coeficientes de correlação são apresentados dentro dos limites da Tabela 2 e são adicionadas à cada gráfico as respectivas linhas de tendência.

A Figura 21 mostra a variabilidade temporal do índice DSC e o índice TNAI e de acordo com a mesma, pode-se observar uma correlação positiva ($r = 0.298$), identificando que um aumento na anomalia positiva da TSM do Atlântico Tropical Norte contribui para o aumento do número de dias secos consecutivos, pois o aquecimento do Oceano Atlântico Tropical Norte favorece o deslocamento da ZCIT e dos sistemas frontais para o sul inibindo a formação de chuvas sobre a área de estudo, aumentando o número de dias secos consecutivos.

Nas Figuras 22 e 23 são apresentadas as variabilidades temporais do índice DUC junto com duas regiões distintas do Oceano Pacífico, as regiões Niño 1+2 e Niño 3,

respectivamente. Para cada uma das correlações, o índice que quantifica o número de dias úmidos consecutivos demonstrou coeficientes de correlação negativos para as duas regiões, $r = -0.247$ para a região Niño 1+2 e $r = -0.239$ para a região Niño 3, isto mostra que à medida que a temperatura destas regiões oceânicas sobe, implica em diminuição no número de dias que consecutivamente chove acima 1mm na área de estudo.

Para o índice PRCPTOT, foi identificadas correlações estatisticamente significativas unicamente para as regiões do Pacífico, foram negativas nas regiões Niño 1+2 ($r = -0.231$) e Niño 3 ($r = -0.245$), respectivamente apresentadas nas Figuras 24 e 25, isto implica que um aumento térmico em tais regiões provoca decréscimo na quantidade de precipitação total anual. Da mesma maneira, o índice R10 revela correlações significativamente negativas para as mesmas regiões do Pacífico, Niño 1+2 ($r = -0.250$) e Niño 3 ($r = -0.276$), além da região Niño 3.4 ($r = -0.228$), representadas nas Figuras 26, 27 e 28, respectivamente. Estas correlações identificam que tais relações inversamente proporcionais nestas regiões têm uma relação direta na ocorrência de chuvas acima de 10 mm sobre a área de estudo, qual seja a variação térmica positiva no oceano Pacífico, causa decréscimo nos eventos de chuva moderada, e conseqüentemente na quantidade de precipitação total anual.

Por outro lado, para os índices Rx5day e SDII, foi revelado uma melhor correlação com o oceano Atlântico. Ao passo que o índice que quantifica a acumulação de precipitação diária em cinco dias apresentou correlações estatisticamente significativas com a região TNA ($r = 0.235$) como pode ser visualizado na Figura 29, o índice de intensidade diária também demonstrou correspondência com as regiões atlânticas ao norte e ao sul, TNA ($r = 0.274$) e TSA ($r = 0.228$), respectivamente apresentadas nas Figuras 30 e 31. O índice SDII ainda indica uma correlação com a região Niño 4 ($r = 0.258$) do oceano Pacífico conforme mostra a Figura 32.

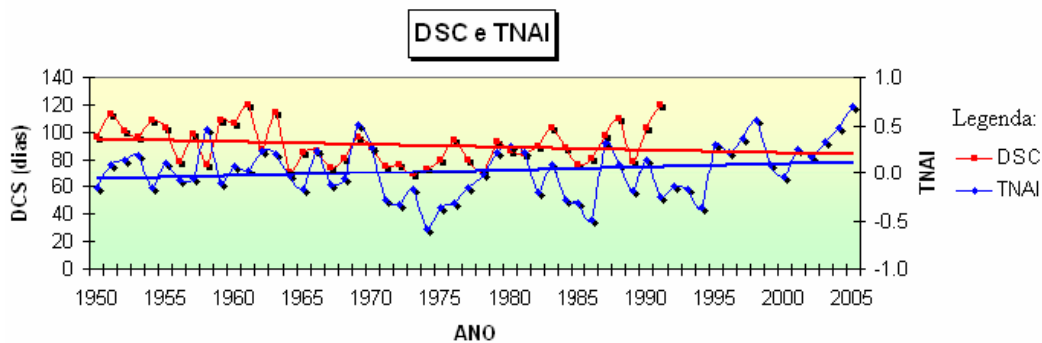


Figura 21: Variabilidade temporal dos índices DSC e TNAI, ($r = 0.298$)

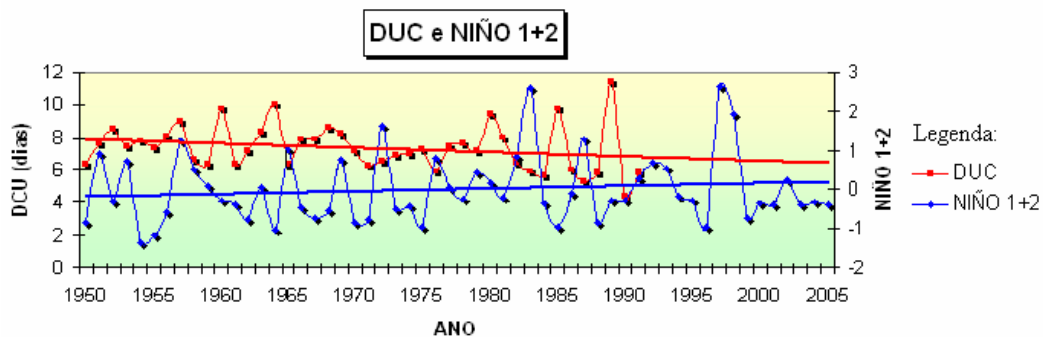


Figura 22: Variabilidade temporal do índice DUC e anomalias Niño 1+2, ($r = -0.247$)

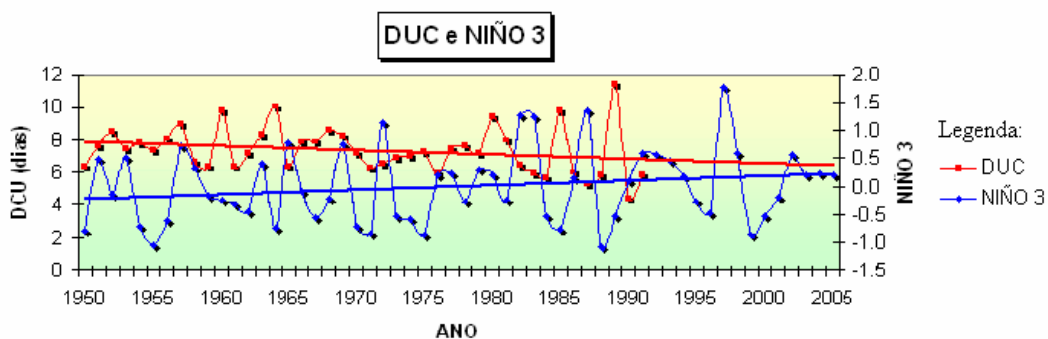


Figura 23: Variabilidade temporal do índice DUC e anomalias Niño 3, ($r = -0.239$)

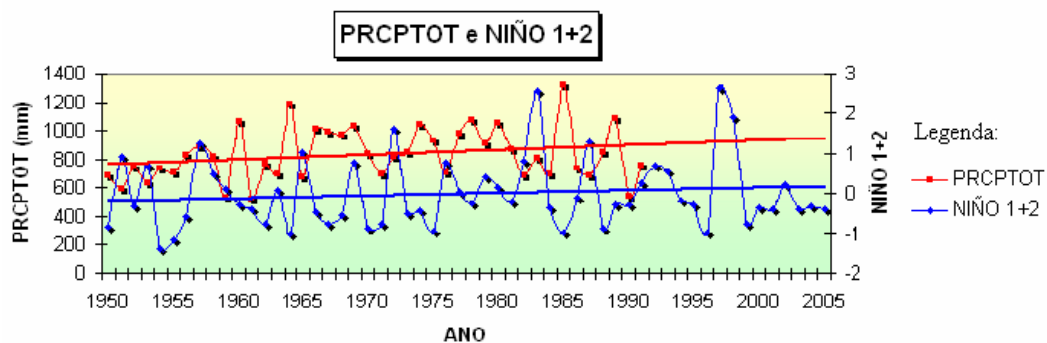


Figura 24: Variabilidade temporal do índice PRCPTOT e anomalias Niño 1+2, ($r = -0.231$)

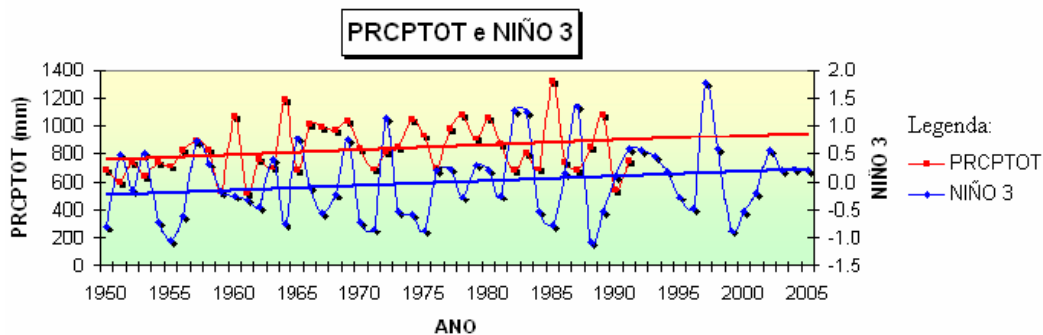


Figura 25: Variabilidade temporal do índice PRCPTOT e anomalias Niño 3, ($r = -0.245$)

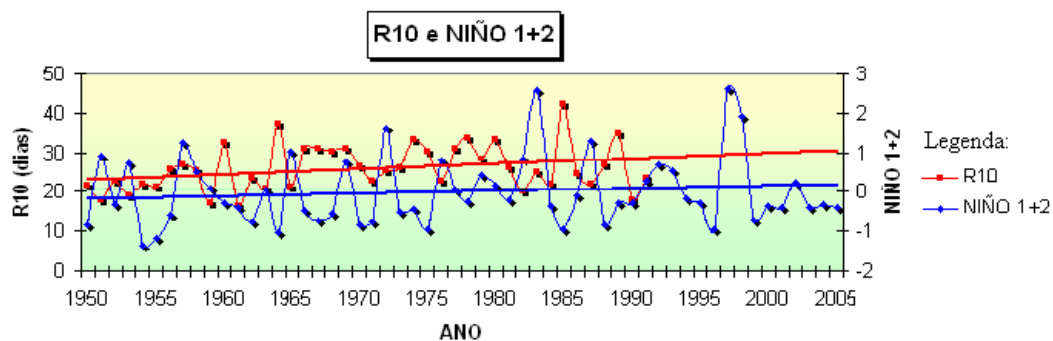


Figura 26: Variabilidade temporal dos índices R10 e anomalias Niño 1+2, ($r = -0.250$).

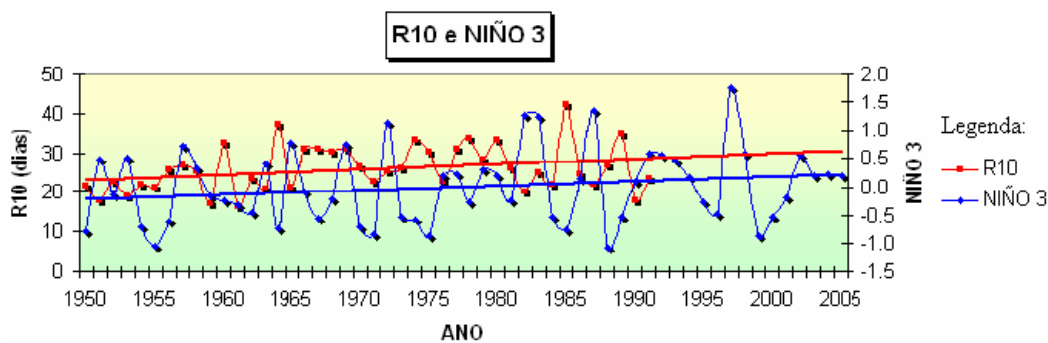


Figura 27: Variabilidade temporal dos índices R10 e anomalias Niño 3, ($r = -0.276$)

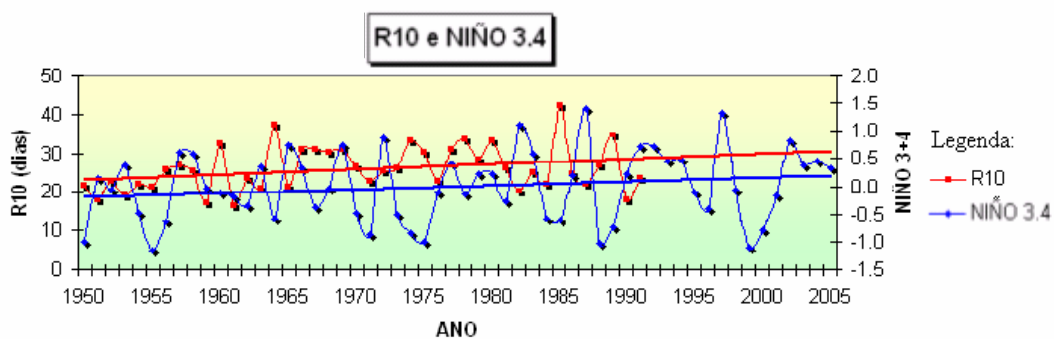


Figura 28: Variabilidade temporal dos índices R10 e anomalias Niño 3.4, ($r = -0.228$)

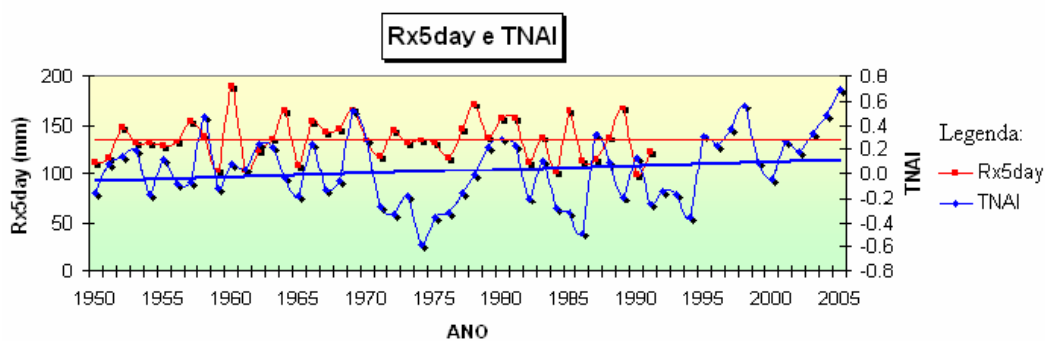


Figura 29: Variabilidade temporal dos índices Rx5day e TNAI, ($r = 0.235$)

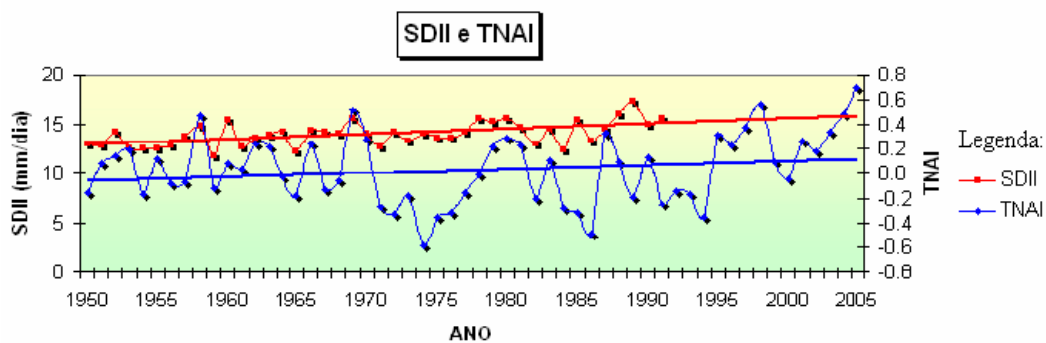


Figura 30: Variabilidade temporal dos índices SDII e TNAI, ($r = 0.274$)

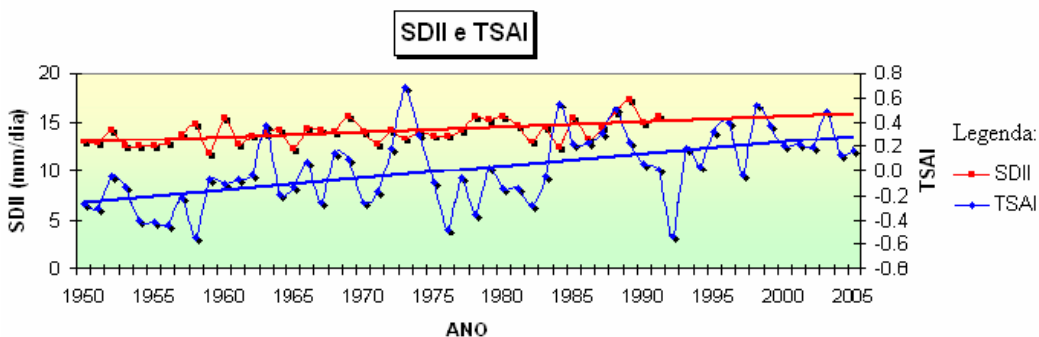


Figura 31: Variabilidade temporal dos índices SDII e TSAI, ($r = 0.228$)

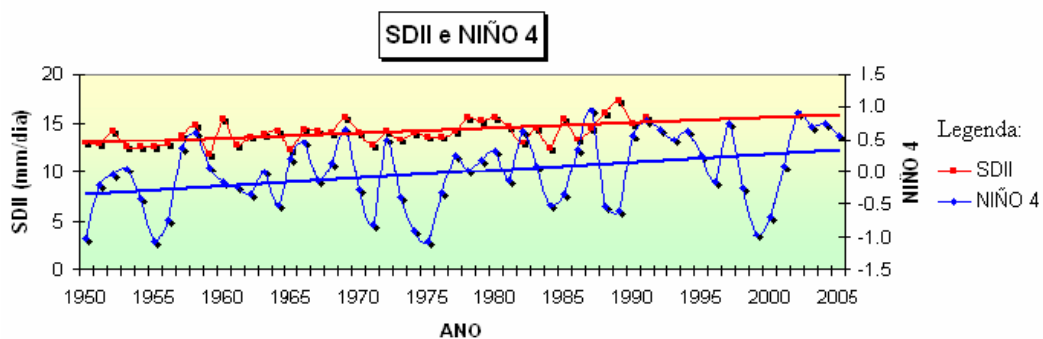


Figura 32: Variabilidade temporal dos índices SDII e anomalias Niño 4, ($r = 0.258$)

5.4 Probabilidades markovianas sazonais

5.4.1 Probabilidade incondicional sazonal de dias chuvosos

A média sazonal de probabilidade incondicional de dias chuvosos, $P(C)$, para cada estação do ano, calculada a partir da equação 13 (pág. 51), é apresentada na Figura 33. Nota-se que em todas as estações, os valores máximos de probabilidades são relativamente próximos, fato que indica a relação direta entre ocorrências de dias chuvosos e a quantidade de precipitação registrada, independente da estação do ano, conforme Figuras 5 a 8 (págs. 54 a 57) e Apêndices F (pág. 120) e G (pág. 121).

Probabilidades máximas de dias chuvosos entre 0,29 e 0,35 são observadas nos meses de primavera (SON) sobre uma estreita faixa no sudeste da Bahia, estendendo-se com menor intensidade até -40° W (Figura 33a). Verifica-se que no início do período mais chuvoso, novembro, o valor máximo de precipitação que incide na área de estudo está associado à penetração de frentes frias vindas do sul, e que alcançam latitudes mais baixas nos meses de novembro a fevereiro (ALVES e KAYANO, 1991).

Baixos valores de probabilidade são observados a partir do extremo norte da Bahia, estendendo-se para latitudes mais ao sul, se repetindo já próximos à divisa com o norte de Minas Gerais, esses baixos valores são intercalados por precipitações mais expressivas na faixa central da área de estudo (Figura 33a).

Durante os meses de verão (DJF) o número de dias chuvosos aumenta em todo o Brasil, devido à alta disponibilidade de umidade. Por outro lado, o efeito do Oceano Atlântico sobre a distribuição das probabilidades nessa estação aparentemente é inibido (RAO et al., 1996). Na região oeste da área de estudo, aproximadamente na posição climatológica do máximo de precipitação de verão (-12° S, -45° W), registram-se os valores máximos de probabilidades (Figura 33b), sendo superados apenas pelos valores do extremo leste da região

sul da Bahia. Os valores que vão decrescendo a partir de 0,3 e se estendem principalmente pela faixa nordeste da área de estudo, são remanescentes de máximos de precipitação na região amazônica associada com a ZCAS.

Um decréscimo no número de dias chuvosos é observado sobre todo o oeste baiano durante o outono (MAM) e um aumento sobre toda a área costeira (Figura 33c), estão coerentes com a redução das precipitações médias observadas que ocorrem sobre o Brasil central e particularmente na faixa que vai da Região Nordeste do Brasil, passando pelo interior da Região Sudeste até o norte da Região Sul. Ressalta-se que no outono ainda se nota o efeito oceânico sobre a região costeira da área de estudo. Pois, nesta região, o máximo de precipitação que se inicia no mês março, e se estende até julho, está ligado à maior atividade de circulação de brisa e aos ventos alísios que advectam umidade para o continente e à ação das frentes frias remanescentes que se propagam ao longo da costa (KOUSKY, 1979; MARKHAN e MCLAIN, 1977; ALVES e KAYANO, 1991).

Durante os meses de inverno (JJA) observa-se um incremento dos valores de probabilidades sobre as áreas litorâneas da porção nordeste e sudeste da área de estudo, sobretudo no estado de Sergipe (≈ 0.5), provavelmente devido à maior disponibilidade de umidade transportada pelos distúrbios de leste. As probabilidades máximas de dias chuvosos continuam deslocando-se para o leste, conforme o comportamento da precipitação média dessa estação (JJA), compreendendo todo o leste da área de estudo, com valores em torno de 0,2 a 0,45 (Figura 33d). Sobre a maior parte da área de estudo, predominantemente mais a oeste, as probabilidades são inferiores a 0,1 e as precipitações menores que 90 mm, exceto na mesorregião sul e mesorregiões costeiras do sudeste e nordeste, onde as probabilidades estão entre 0,3 e 0,4. Nas mesorregiões costeiras o efeito da brisa marítima torna-se importante durante esta estação de inverno (KOUSKY, 1980).

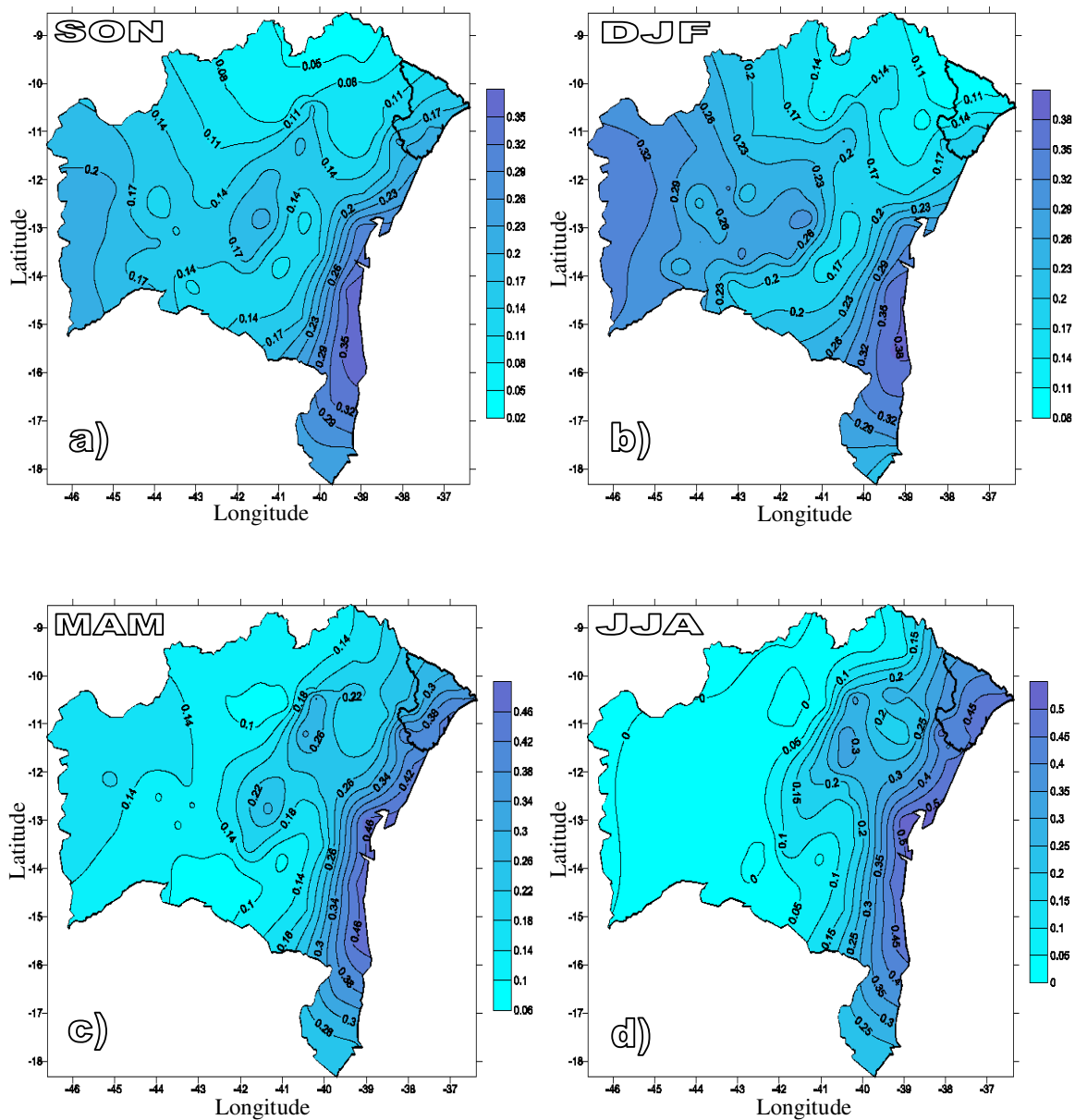


Figura 33 - Distribuição espacial de probabilidade incondicional de dias chuvosos - $P(C)$, primavera (a), verão (b), outono (c) e inverno (d)

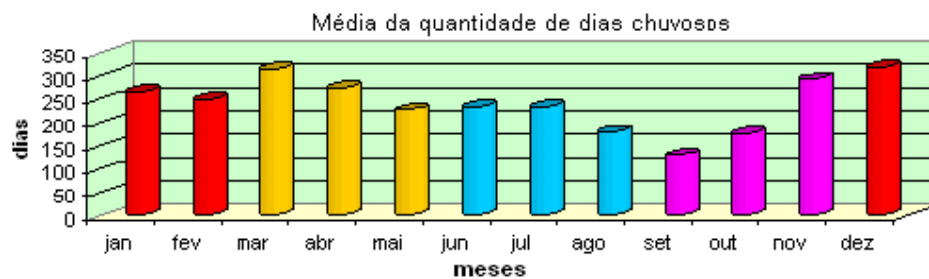


Figura 34 - Totais médios de dias chuvosos da área de estudo entre 1947-1991

5.4.2 Probabilidade condicional sazonal de dias chuvosos

Os padrões espaciais de probabilidade condicional média, de dia seco seguido de chuvoso, ou seja, de dia chuvoso dado que o anterior foi seco, $P(C/S)$, para cada uma das estações do ano, calculadas a partir da equação 16 (pág. 52) mostram valores inferiores a 0,34 (Figura 35a-d). No início da estação chuvosa (SON), na área de estudo (Figura 35a), os valores de probabilidade acima de 0,1 cobrem toda a área, com exceção da parte mais ao norte conhecida territorialmente como Sertão do São Francisco, devido à proximidade do rio.

No verão (DJF) os valores máximos de probabilidade deslocam-se para o oeste da área de estudo, mais expressivamente, o oeste Baiano e bacia do rio Corrente; e também para o sudeste, no litoral, baixo e extremo sul. Os valores mínimos aparecem sobre o extremo nordeste da área de estudo, praticamente metade do estado de Sergipe, e localidades baianas conhecidas como Itaparica, Semi-Árido Nordeste II e Sisal.

Durante os meses do outono (Figura 35c), os valores mínimos se estendem em quase toda a área de estudo, com exceção das regiões costeiras até $-42^{\circ}W$ (próximo à Chapada diamantina). No inverno (Figura 35d) as probabilidades mínimas se localizam sobre quase todo o oeste, enquanto que os valores máximos se estendem ao longo do litoral.

A distribuição de probabilidades médias para cada estação do ano de dia chuvoso seguido de dia chuvoso, ou seja, de dia chuvoso dado que o anterior foi chuvoso, $P(C/C)$, para a área de estudo, calculada através da equação 17 (pág. 52), mostra que os valores máximos não diferem expressivamente de uma estação para outra (Figura 36a-d). Os padrões de distribuição em todas as estações seguem as distribuições da precipitação média mensal (Figuras 5 a 8) e a distribuição de probabilidade condicional de dias chuvosos (Figura 36a-d), indicando a forte associação entre ocorrências de dias chuvosos e quantidade de precipitação.

Os máximos valores de probabilidade condicional de dias chuvosos seguidos de dias chuvosos indicam alta continuidade dos dias chuvosos associados aos sistemas predominantes que geram precipitação sobre a área de estudo, em cada uma das estações.

No início do período chuvoso, a partir de outubro, a maior probabilidade localiza-se sobre a região sudeste, abrangendo as sub-regiões do Recôncavo e área Metropolitana de Salvador ao sul (Figura 36a), onde os mecanismos de convecção intensa parecem ser contínuos devido aos sistemas frontais. A intensificação da convecção sobre a área de estudo, seguindo o ciclo anual, causa incremento e a persistência de dias chuvosos, como indicados pelo incremento dos valores de probabilidade condicional durante a estação de verão (Figura 36b). Posteriormente, os valores de probabilidades máximas se deslocam cobrindo toda a porção leste, com exceção do território do Sisal, durante os meses de outono (Figura 36c), seguindo os máximos valores médios e alta probabilidade incondicional de precipitação. Já no inverno, o que se verificou no outono é intensificado. Os valores máximos se concentram no leste da área de estudo com exceção do extremo norte, observando-se baixos valores de probabilidade. No resto da área as probabilidades são inferiores a 0,17 (Figura 36d).

Em termos de transição de probabilidades, a relação $P(C/S) < P(C) < P(C/C)$ (WILKS, 1995) se confirma em todas as estações do ano na área de estudo.

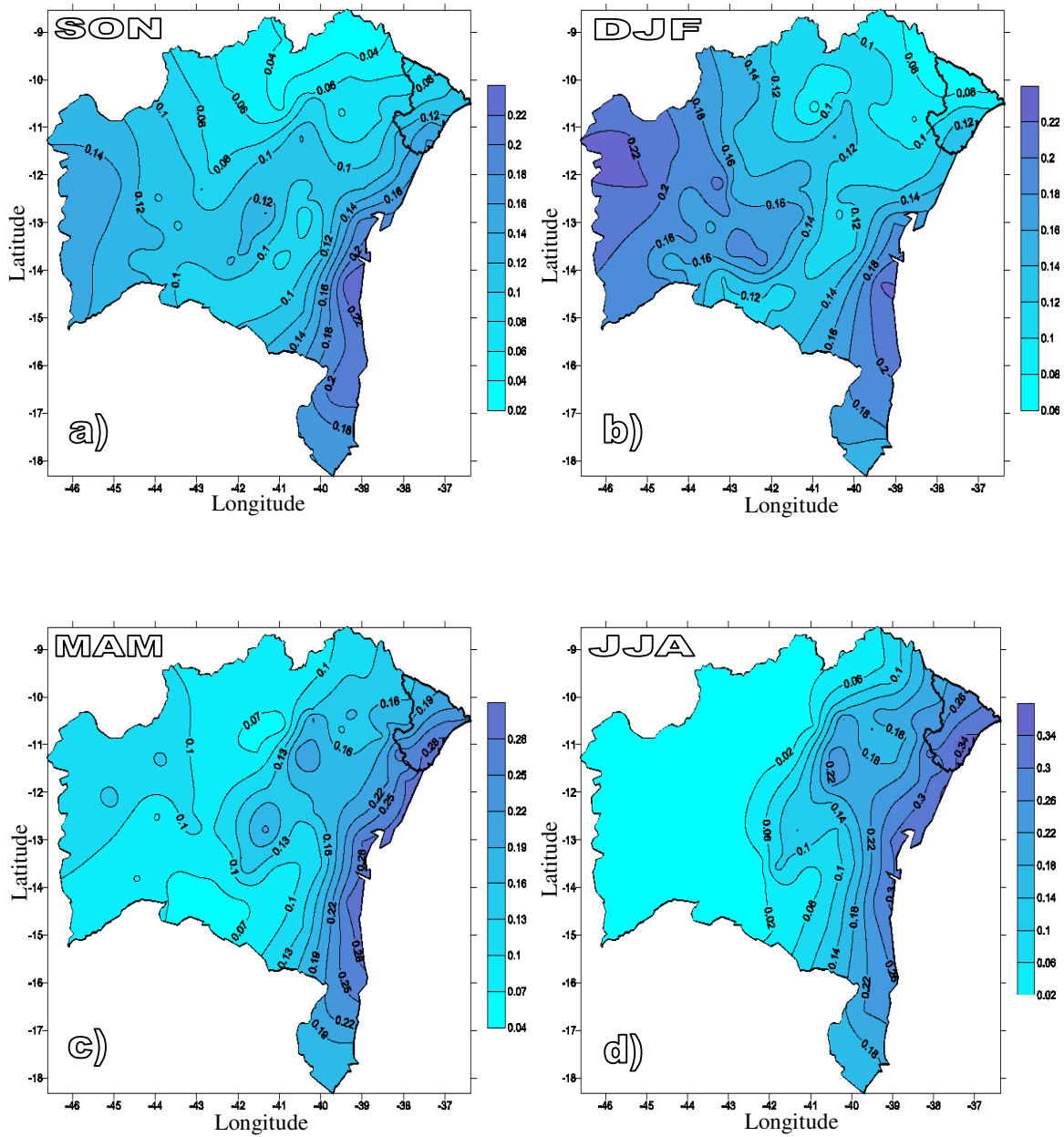


Figura 35 - Distribuição espacial de probabilidade condicional de dias secos seguidos de dias chuvosos - $P(C/S)$, primavera (a), verão (b), outono (c) e inverno (d)

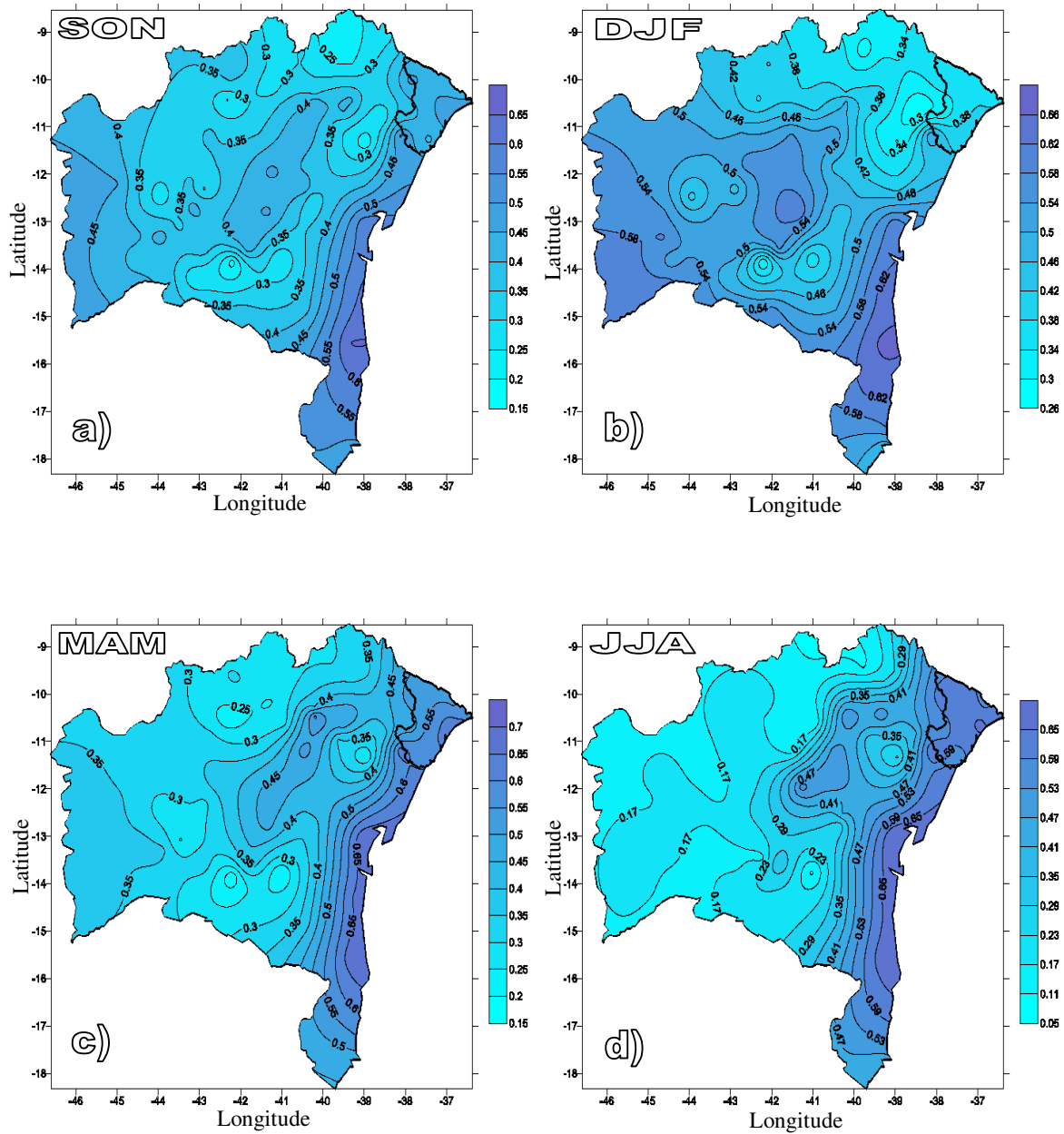


Figura 36 - Distribuição espacial de probabilidade condicional de dias chuvosos seguidos de dias chuvosos - $P(C/C)$, primavera (a), verão (b), outono (c) e inverno (d)

A persistência da Cadeia de Markov, que implica em um alto grau de autocorrelação com defasagem de um, $r(1)$, denominado parâmetro de persistência, pode ser calculada a partir das probabilidades de transição $P(C/C)$ e $P(C/S)$, com $r(1) = P(C/C) - P(C/S)$ (WILKS, 1995).

Assim, quanto maior a diferença entre $P(C/C)$ e $P(C/S)$ maior será a persistência da precipitação diária. Isto significa que é mais provável que um dia chuvoso seja seguido por um dia chuvoso e cada vez menos provável que um dia seco seja seguido por um dia chuvoso.

Seguindo este conceito, com base nas Figuras 35a-d, 36a-d, 37 e 38, pode-se inferir para a área de estudo, que particularmente a parte oeste, sudeste e centro-norte na estação de verão (DJF), são as que apresentam os maiores parâmetros de persistência, excetuando-se apenas o Vale Jiquiriçá, Bacia do Paramirim e da Bacia do Jacuípe ao extremo norte. A alta persistência também ocorre no extremo sul e porção do sudeste na estação primavera (SON), especialmente do território de Piemonte do Paraguaçu às áreas costeiras, já para o inverno (JJA), quase metade da área de estudo, a porção oeste, é a que apresenta os menores valores de persistência. Estas regiões que demonstram persistência podem facilitar o prognóstico da precipitação em curto e médio prazo.

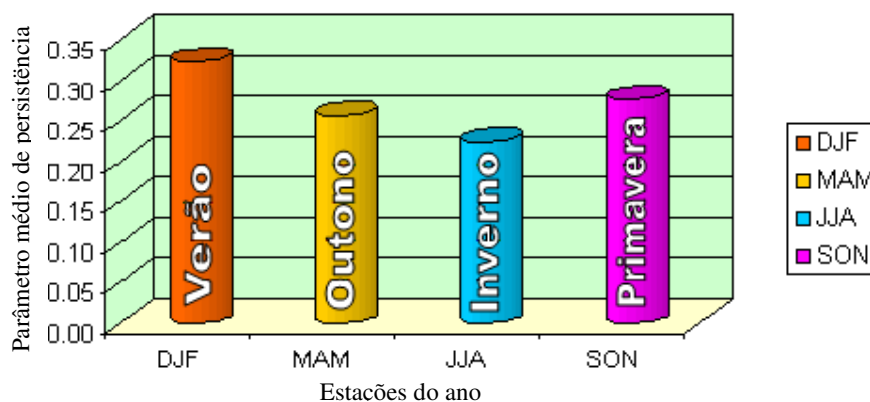


Figura 37 - Parâmetro médio de persistência para cada estação do ano

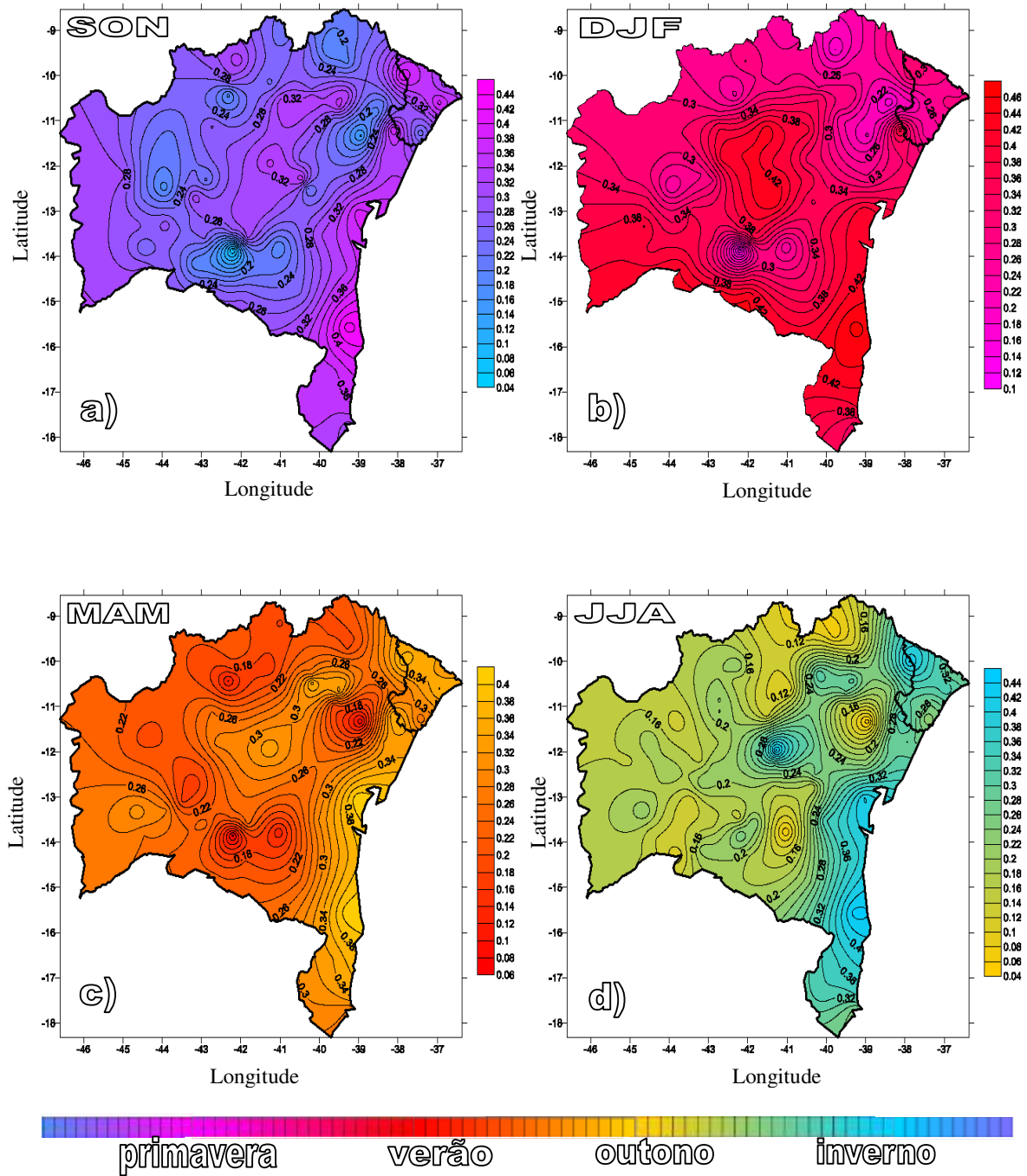


Figura 38 - Distribuição espacial do parâmetro de persistência $r(1) = P(C/C) - P(C/S)$ na área de estudo, primavera (a), verão (b), outono (c) e inverno (d)

6 CONCLUSÕES

A abordagem principal deste trabalho foi a análise estatística das observações de precipitação mensal e sazonal a partir de índices de dados diários, visando a detecção de possíveis mudanças climáticas na área pesquisada.

Consoante os resultados obtidos, as conclusões deste trabalho que mais se sobressaíram a respeito da área pesquisada foram:

(I) - Ocorreu mudanças climáticas nos estados da Bahia e Sergipe, verificada através das tendências observadas no comportamento da precipitação total diária, decorrente de variações do clima local, regional e possivelmente global;

(II) - em geral, predomina uma diminuição de DUC; ocorreu acréscimo no número de dias com chuva, e estes com maior intensidade diária como pode ser apurado no aumento de número de dias em que a precipitação foi superior a 10mm, 20mm e 50mm, e portanto, aumento no montante de precipitação total anual. As áreas com aumento de DUC estão, praticamente, confinadas no oeste da Bahia e em núcleos isolados no nordeste baiano;

(III) - as alterações climáticas ocorridas na área pesquisada, no que concerne à variável meteorológica precipitação, sugerem que se devem às mudanças no clima global, contudo, cautelar afirmar que não é possível validar categoricamente isso, dado que, muitas localidades apresentaram tendências positivas ou negativas em todos os índices examinados, conseqüentemente, estas também estão relacionadas a aspectos regionais;

(IV) - a distribuição espacial das estatísticas da precipitação sobre a área pesquisada mostra que a variabilidade desta, em escala interanual e sazonal, apresenta características regionais intrínsecas. O ciclo anual é a característica mais proeminente da precipitação sobre a maior parte do domínio, com relativa persistência interanual. A zona oeste da área pesquisada

é a mais favorecida com a precipitação na estação verão, ocorrendo o oposto disto na estação inverno; o leste é o mais beneficiado no inverno, o sul na primavera, e o norte no outono;

(V) - a tendência dos dias secos consecutivos apresentou significativas correlações com as condições da região Norte do Atlântico Tropical, assim como os índices que representam a chuva acumulada em cinco dias e a intensidade diária de chuva. Entretanto, para os índices que computam os dias úmidos consecutivos, montante de precipitação total anual e chuva moderada, apresentaram correlações de significância estatística com as regiões de Niño 1+2, Niño 3 e Niño 3.4 no Pacífico. O índice de intensidade diária ainda demonstrou correlação Niño 4 (pacífico) e região norte (atlântico). Isto evidencia a influência da TSM dos Oceanos Pacífico e Atlântico sobre a precipitação da região estudada, identificando assim, que a atuação do ENOS e do Dipolo do Atlântico têm relativa influência sobre o clima do Nordeste Brasileiro.

(VI) - a distribuição sazonal da precipitação média está diretamente relacionada com a probabilidade incondicional de dias chuvosos e probabilidade condicional de dia chuvoso seguido de dia chuvoso, em todas as estações do ano. Assim, conclui-se que nas regiões onde o índice pluviométrico é baixo (alto), a probabilidade de precipitações fracas (moderada) é máxima. A probabilidade incondicional, $P(C)$, probabilidade de eventos úmidos ao longo da região costeira, aparentemente modulados pela alta disponibilidade de umidade do Atlântico e pela geração de sistemas que provocam precipitação devido ao contraste oceano-continente, particularmente durante os meses de outono e primavera. No verão o efeito oceânico não é percebido devido à alta disponibilidade de umidade sobre a área pesquisada. A alta persistência da precipitação diária está associada com os núcleos de máximas precipitações e se destaca na estação verão, enquanto que a baixa persistência predomina no inverno. Os verões e as primaveras são mais chuvosos, em média, para todo o litoral. O contrário é observado para o outono e inverno;

SUGESTÕES

Para estudos futuros sugere-se:

Estudos estatísticos de tendências climatológicas para variáveis incluindo períodos mais recentes.

Distribuição espacial mais abrangente e de preferência mais específica para cada sub-bacia em outros estados da região Nordeste, regionalizando-se em meso e microrregiões.

Fazer análise de detecção de tendências de mudanças climáticas usando dados de temperatura do ar média, máxima e mínima diária.

Estudos estatísticos os eventos de extremos de chuva analisando-os durante eventos de El Niño/La Niña intensos, bem como em Padrões de Dipolo do Atlântico (fase positiva/fase negativa).

Um estudo deve ser feito relacionando o regime pluviométrico existente com séries de dados de produção agrícola.

Investigações usando outros métodos estatísticos e modelos estocásticos tais como análise de ondeletas e redes neurais artificiais.

Diagnóstico de tendências por meio de testes não-paramétricos, tais como: Teste de Mann-Kendall (MK), Teste de Pettitt e Teste de Run.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A relevância de estudos diagnósticos reside no fato de que pré-estação chuvosa no NEB e seus sistemas atmosféricos transientes produtores de chuva são ainda de difícil previsão; resultados que identificam padrões relativos à eventos de chuva extremos (chuvosos e secos) são importantes para futuramente servirem de possíveis indicadores de prognósticos. Pois, à medida que os modelos numéricos avancem na representação das características físicas da atmosfera tropical é provável que a previsão oriunda dos mesmos possa representar essas situações. Estudos futuros que investigarão a sensibilidade dos resultados da modelagem numérica comparados a esses estudos observacionais devem ser encorajados.

Espera-se que esta pesquisa tenha contribuído para o estabelecimento de uma base científica para a previsibilidade das alterações climáticas da precipitação sobre boa porção do NEB, particularmente em médio e longo prazo, uma vez que as oscilações em escalas sazonais e interanuais aparentemente apresentam padrões espaço-temporais de características distintas e possíveis de serem monitoradas, com alta confiabilidade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACEITUNO, P. On the Functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Parte II: Upper-air Circulation. **Journal of Climate**, v.4, p.341-355, 1989.

ALEXANDER, L. V., X. ZHANG, T. C. PETERSON, J. CAESAR: **Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation**, Geophys. Res. Letters, 33, L03706, doi:10.1029/2005GL024954, 2006.

ALVES, J. M. B e KAYANO, M. T. Estudo preliminar da precipitação no sul do Ceará durante a pré-estação chuvosa. **Boletim Climanálise**, v.6, n.2, p.41-50, 1991.

ANDRADE JÚNIOR, A.S.; FRIZZONE, J.A.; SENTELHAS, P.C. Simulação da precipitação diária para Parnaíba e Teresina, PI, em planilha eletrônica. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.5, n.2, p.271-278, 2001.

ARAGÃO, J. O. **Um estudo da estrutura das perturbações sinóticas do nordeste do Brasil**. 1975. 155f. Tese de Mestrado em Meteorologia. São José dos Campos. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.

ARAGÃO, J. O. R. A influência dos Oceanos Atlântico e Pacífico sobre a circulação atmosférica e a chuva na Região Semi-Árida do Nordeste do Brasil: Simulação e Observação. In: SBMET, 6-13 de novembro de 1996, Campos do Jordão. **Anais do IX Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Campos do Jordão - SP, 1996, p.830-833.

ASSAD, E.D. e LUCHIARI Jr. A future scenario and agricultural strategies against climatic changes: the case of tropical savannas. In: **Mudanças Climáticas e Estratégias Futuras**. USP. Outubro de 1989. São Paulo-SP

ASSAD, E. D., PINTO H. S., ZULLO Jr., J., ÁVILA, A. M. H. Impacto das Mudanças Climáticas no Zoneamento Agroclimático do Café no Brasil. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**. Brasília, v.39, n.11, 2004.

ASSIS, F.N. **Modelagem da ocorrência e da quantidade de chuva e de dias secos em Piracicaba-SP e Pelotas-RS**. 1991. 134 f. Tese (Doutorado) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, 1991.

AYOADE, J. O. **Introdução à Climatologia para os Trópicos**. 9ªed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003.

BACK, A. J. Aplicação de cadeias markovianas à modelagem da precipitação diária. **Revista de Tecnologia e Ambiente**, v.4, n.9, p.17-28, 1997.

BERLATO, M. A.; FONTANA, D. C.; BONO, L. Tendência temporal da precipitação pluvial anual no Estado do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v.3, p.111-113, 1995.

CARVALHO JÚNIOR, César Vaz; COUTO FILHO, Vítor A.; MACHADO, Gustavo B. **Atualidades, perspectivas e desafios para o espaço rural baiano**. In: Superintendência de Estudos Econômicos e Sociais da Bahia. *Bahia 2000*. Salvador: SEI, 1999. p.23-77.

CARVALHO, LEILA M.V., CHARLES JONES, and BRANT LIEBMANN: Extreme Precipitation Events in Southeast South America and Large-Scale Convective Patterns in the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, n.15, p.2377-2394, 2002.

CARVALHO, LEILA M.V., CHARLES JONES, and BRANT LIEBMANN: The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall. **Journal of Climate**, n.17, p.88-108, 2004.

CANADIAN INTERNATIONAL DEVELOPMENT AGENCY, **RClimdex (0.9) User Manual**, 2004, 25p.

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

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

CRAWFORD, R. J. M., W. R. SIEGFRIED, L. V. SHANNON, C. VILLACASTIN-HERRERO. Environmental influences on marine biota off southern Africa. *S. Afr. Journal Science*, n.86, p.330-339, 1990.

DE GROEN, M.M.; SAVENIJE, H.H.G. Markov chains at daily timesteps, key to transpiration at monthly timesteps. In: WARFSA WATERNET SYMPOSIUM, 1., 2000, Maputo. **Sustainable use of water resources: proceedings**. Maputo: WARFSA, 2000. p.1-12.

DE PAULA, R. K.; BRITO, J.I.B. Índices de Mudanças Climáticas, Vegetação da Superfície, Seca e desertificação: Um Estudo de Caso para o Estado de Pernambuco. In: **V Congresso de Iniciação Científica da UFCG**. Campina Grande. ANAIS: CD-ROM, Campina Grande, 2008.

DINIZ, Clélio Campolina, CROCCO, Marco Aurélio. **Reestruturação econômica e impacto regional: o novo mapa da indústria brasileira**. Nova Economia, Belo Horizonte, v.6, n.1, jul. 1996.

EEROLA, T. **Climate changes at the Neoproterozoic-Cambrian transition**. In: Zhuravlev, and Riding, R. (Eds.) *The Ecology of the Cambrian Radiation*. Columbia University Press, New York, 2001a, p. 90-106.

FRISCH, P., et al.: **Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century**. *Climate Res.*, 2002, n.19, p.193-212.

GABRIEL, K.R.; NEUMANN, J. A. Markov chain model for daily rainfall occurrence at Tel Aviv. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.88, n.11, p.90-95, 1962.

GORDON, P. **Théorie des chaînes de Markov finies et ses applications**. Paris: Dunod, 130f. 1965.

GRIMM, A. G. e I. PSCHIEDT: Padrões atmosféricos associados a eventos severos de chuva na primavera durante El Niño, La Niña e anos neutros. IX Congresso da Federação Latino-Americana e Ibérica de Sociedades de Meteorologia e VIII Congresso Argentino de Meteorologia (em CD, n° 269), maio de 2001, Buenos Aires, **Anais...** Buenos Aires: Centro Argentino de Meteorologistas e Federação Latino - Americana e Ibérica de Sociedades de Meteorologia, 2001.

GROISMAN, P., KNIGHT, R., EASTERLING, D., KARL, T., HEGERL, G., RAZUVAEV: Trends in intense precipitation in the climate record. In Press, **Journal Climate**. v.4, n.8, p.45-51, 2005.

HASTENRATH, S. Predictability of Northeast Brazil Drought. **Nature**, n.307, p.531-533, 1984.

HASTENRATH, S., GREISCHAR, L.: Further work of Northeast Brazil rainfall anomalies, **Journal Climate**, v.6, n.12, p.743-758, 1993.

HAYLOCK M. R., PETERSON T., ABREU DE SOUSA J. R., ALVES L. M., AMBRIZZI T.: Trends in total and extreme South American rainfall 1960-2000 and links with sea surface temperature. **Journal of Climate**, v.19, p.1490-1512, 2005.

IPCC. **Climate change 2001**: working group II: Impacts, adaptations and vulnerability. Disponível em: <http://www.grida.no/climate/ipcc_tar/wg2/005.html> Acesso em: nov. 2004

IPCC - INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. **Climate change 2001: The scientific basis**. Third Assessment Report. Disponível em: <http://www.ipcc.ch>. Acesso em 15 de dez. 2002.

KALNAY, E.; CAI, M. Impact of urbanization and land-use change on climate. **Nature**, v.423, n.47, p.528-531, 2003.

KATZ, R. W. Statistical procedures for making inferences about precipitation changes simulated by an atmospheric general circulation model. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 40, n.9, p.2193-2201, Sept. 1983.

KOUSKY, V. E. Frontal influences on northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v.107, n.17, p.1140-1153, 1979.

KOUSKY, V. E. Diurnal rainfall variation in Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 108, n.4, p.488-498, 1980.

KOUSKY, V.E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical south Atlantic. **Tellus**, v.33, n.5, p.538-550, 1981.

KOUSKY, V. E.; CAVALCANTI, I. F. A. **Eventos Oscilação Sul - El Niño**. Características, Evolução e Anomalias de Precipitação. *Ciência e Cultura*, n.36, p.1888-1899, 1984.

LETTENMAIER, D. Stochastic modeling of precipitation with applications to climate model downscaling. In: Von Storch, H.; Navarra, A. ed. **Analysis of climate variability: Applications of statistical techniques**. Berlin: Springer, 1995. Cap. 11, p.197-212.

LIEBMANN, B., VERA, C. L., HOERLING, M.P., ALLURED, D.: An Observed Trend in Central South American Precipitation. **Journal of Climate**. n.17, p.4357-4367, 2004.

LIMA, C. M. e RAO, B.V.: Estudo de Casos Extremos (secas/enchentes) no leste da Região Nordeste do Brasil. **Anais do VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, n.2, p.46-48, 1994.

MARENGO, J. A. **Impactos das Condições Climáticas e da Variabilidade e Mudanças do Clima sobre a Produção e os Preços Agrícolas: Ondas de Frio e seu Impacto sobre a Cafeicultura nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil**. In: Lima, M. A. de, Cabral, O. M. R., Miguez, J. D. G.(Eds.). *Mudanças Climáticas Globais e a Agropecuária Brasileira*. Embrapa Meio Ambiente, Jaguariúna, SP, p. 97-123, 2001.

MARENGO J, A.: **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**, Ministério do Meio Ambiente/MMA, Secretaria de Biodiversidade e Florestas - Sbf, Diretoria de Conservação da Biodiversidade - DCBio Mudanças Climáticas Globais e Efeitos sobre a Biodiversidade, Sub projeto: Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do Século XXI. Brasília, 2007.

MARKHAN, C. G. e MCLAIN, D. R. Sea Surface Temperature Related to Tain in Ceará Northeastern Brazil. **Nature**, n.265, p.320-323, 1977.

MEDLYN, B. E. e MCMURTRIE, R. E. – **Effects of CO₂ on Plants at Different Timescales**. In: Ehleringer, J. R., Cerling, T. E. e Dearing, D. M. (ed.) – *A History of Atmospheric CO₂ and Its Effects on Plants, Animals, and Ecosystems*. Springer. New York. USA. 2005. 530p.

MERRITS, D., DE WET, A. e MENKING, K. **Environmental geology. An Earth system science approach**. New York: W.H. Freeman and Company, 452p, 1997.

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

MOURA, G. B. A, ARAGÃO, J. O. R, LACERDA, F. F e PASSAVANTE, J. Z. O. Relação entre a precipitação no setor leste do Nordeste do Brasil e a Temperatura da Superfície nos Oceanos Atlântico e Pacífico. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 4, n. 2, p. 247-251, 2000.

MOTA, G. V. Estudo observacional de distúrbios ondulatórios de leste no nordeste brasileiro, 1997, 147f. Dissertação de Mestrado. São Paulo, USP.

MUHAMMAD, F.; NABI, G. Markov chain model for rainfall occurrence in Pakistan. **Journal of Islamic Academy of Sciences**, v.4, p.173-178, 1991.

MURCK, B.W., SKINNER, B. e PORTER, S.C. **Environmental geology**. New York: John Wiley & Sons, Inc., 535 p., 1996.

NOBRE, C. A. Ainda sobre a Zona de Convergência do Atlântico Sul: A importância do Oceano Atlântico. **Climanálise**, v.3, n.3, p.30-31, 1998.

NOBRE C.A.; OYAMA, M.D.; OLIVEIRA, G. S.; MARENGO, J.A.: 2004. Impact of climate change scenarios for 2100 on the biomes of South America. **First International CLIVAR Conference**, Baltimore, USA, p.21-25, June 2004.

NOBRE, C. A., ASSAD, E. D. e OYAMA, M. D. Mudança Ambiental no Brasil - O impacto do aquecimento global nos ecossistemas da Amazônia e na agricultura. *In: Scientific American Brasil*. n.12, Set-2005.

NOBRE, C. A. Vulnerabilidade, impactos e adaptação à mudança do clima. *In: Cadernos Núcleo de Assuntos Estratégicos da Presidência da República*. n.3. **Mudança do Clima**. vol I. Brasília: Núcleo de Assuntos Estratégicos da Presidência da República, Secretaria de Comunicação do Governo e Gestão Estratégica. 2005. 250 p.

OLIVEIRA, A. S. **Interações entre sistemas frontais na América do Sul e convecções sobre a Amazônia**. Tec. Rep. INPE-4008-TDL/239, 115 f., São José dos Campos - SP, 1989.

PAIVA NETO, A. C. **Distúrbios de leste: Diagnóstico e relação com a precipitação no estado da Paraíba em períodos de contraste**. 2003, 127f. Dissertação de Mestrado. Campina Grande-PB.

PALMER, C. E. **On high-level cyclones originating in the tropics**. Transaction of American Geophysics Union, n.32, p.683-695, 1951.

PHILANDER, S. G. **El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation**. Academic Press. San Diego, 311p., 1990.

PINTO, H.S.; ZULLO, JR. e ZULLO, S. A. Oscilações Pluviométricas Temporais no E.S.Paulo. **Anais do VI Congresso Brasileiro de Agrometeorologia**. Maceió-Al. p.29-33. Soc. Bras. Agrometeorologia, 1989.

PINTO, H.S., ASSAD, E.D., ZULLO JR., J., BRUNINI, O., Evangelista, B.A. **Impacto do Aumento da Temperatura no Zoneamento Climático do Café nos Estados de São Paulo e Goiás**. Avaliação dos cenários do IPCC. XII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia; p: 605-606. Fortaleza, 2001.

PRUDÊNCIO, R. S.; GEREMIAS, R.; VEADO, R. W. V. Análise do ritmo pluviométrico do litoral catarinense. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA*, 11., 1999, Florianópolis. Anais... Florianópolis: Sociedade Brasileira de Agrometeorologia, p. 1055-1063, 1999.

PUNYAWARDENA, B.V.R.; KULASIRI, D. **On development and comparative study of two Markov models of rainfall in the dry zone of Sri Lanka**. *In: JOINT INTERNATIONAL CONFERENCE ON AGRICULTURAL ENGINEERING AND TECHNOLOGY*, 1997, Dhaka. Proceedings. Dhaka: ASAE, p.231-238, 1997.

RAMIREZ, M.C.V. **Padrões dos vórtices ciclônicos em altos níveis no nordeste do Brasil**. 1996. 156f. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

RAO, V. B.; BONATTI, J. P. **On the origin of upper tropospheric cyclonic vórtice in the south atlantic ocean and adjoining Brazil during the summer**. Meteorol. Atmos. Phys., n.37, p.11-16, 1987.

RAO, V. B., LIMA M. C. e FRANCHITTO S. H. Seasonal and interannual variations of rainfall over eastern northeast Brazil. **Journal of Climate**, v.6, n.18, p.1754-1763, 1993.

RAO, V. B.; CAVALCANTI, I. F. A.; HADA, K. Annual variations of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. D21, p. 26539-26551, Nov. 1996.

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

REIS, A. S.; PONTES, E. G. S.; ARAÚJO, E. J. R.; ABREU, R. A. Ocorrência de um vórtice ciclônico acoplado a uma onda de leste sobre o leste do NEB no período de 13 a 16 de 2000. In: **Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia**. Rio de Janeiro, CD Rom, 2000.

ROPELEWSKI, C., HALPERT, M.: Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation, **Journal of Climate**, v.2, n.10, p.268-283, 1989.

SALATI, E.; SANTOS, A.A. dos; NOBRE, C. **As mudanças climáticas globais e seus efeitos nos ecossistemas brasileiros**. Disponível em: <www.comciencia.br/reportagens/clima/clima14.htm> Acesso em: 25 Jun. 2004.

SANTOS, C. A. C. **Estimativas e Tendências de Índices de Detecção de Mudanças Climáticas com base na precipitação diária no Rio Grande do Norte e na Paraíba**, 2006, 98 p., Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2006.

SANTOS, C. A. C. e BRITO, J. I. B. de: Análise dos índices de extremos para o semi-árido do Brasil e suas relações com TSM e IVDN. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.22, n.3, p.303-312, 2007.

SENTELHAS, P. C., PEREIRA, A. R., ANGELOCCI, L. R. **Meteorologia agrícola**, 3ª edição, Piracicaba: Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, 2000.

SERVAIN J. **Simple climatic indices for the tropical Atlantic ocean and some applications**, J. Geophys. Res., n.96, p.15137-15146, 1991.

SERVAIN, J., I. WAINER, A. DESSIER e J. MCCREARY. **Relationship between El Niño-like and Dipole-like modes of climatic variability in the tropical Atlantic**. Geophys. Res. Letters, p.485-488, 1999.

SERVAIN, J., I. WAINER, L. H. AYINA e H. ROQUET. The Relationship between the Simulated Climatic Variability Modes of the Tropical Atlantic. *Int. J. Climatol.*, n.20, p.939-953, 2000.

SERVAIN, J., G. CLAUZET, I WAINER. **Modes of tropical Atlantic climate variability observed by PIRATA**. *Geophys. Res. Letters*, n.104, p.16259-16276, 2003.

SIQUEIRA, O.J.F.; FARIAS, J.R.B. and SANS, L.M. A. Potential effects of global climate change for brazilian agriculture and adaptative strategies for wheat, maize and soybean. **Revista Brasileira de Agroclimatologia**. Santa Maria. v.2, p.115-129, 1994.

SIQUEIRA, O.J.W., STEINMETZ, S., FERREIRA, M.F., COSTA, A.C., WOZNIAC, M.A. 2000. Mudanças climáticas projetadas através dos modelos GISS e reflexos na produção agrícola brasileira. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v.8, n.2, p.311-320, 2000.

SKINNER, B.J. e PORTER, S.C. **The dynamic Earth. An introduction to physical geology**. Fourth edition. New York: John Wiley & Sons, Inc., 112 p., 2000.

STERN, R.D.; COE, R. The use of rainfall models in agricultural planning. **Agricultural Meteorology**, v.26, n. 7, p.35-50, 1982.

STERN, R.D.; COE, R. A model fitting analysis of daily rainfall data. **Journal of the Royal Statistical Society**, v.147, p.1-34, 1984.

TAIPALE, K. e SAARNISTO, M. **De vulcões a glaciações**. A evolução geológica da Finlândia. Porvoo: WSOY, 416s., 1991.

STRANG, D. M. G. **Climatological analysis of rainfall normals in northeast Brazil**. Tech. Rep. IAE-M-01/72, Available from Centro Técnico Aeroespacial, 12200 São José dos Campos, SP, Brazil, 1972, 70p.

THOMAS, C.D.; CAMERON, A.; GREEN, R.E.; BAKKENES, M.; BEAUMONT, L.J.; COLLINGHAM, C.Y.; ERASMUS, B.F.N.; SIQUEIRA, M.F. de; GRAINGER, A.; HANNAH, L.; HUGHES, L.; HUNTLEY, B.; JAARSVELD, A.S. van; MIDGLEY, G.F.; MILLES, L.; ORTEGA-HUERTA, M.A.; PETERSON, T.A.; PHILLIPS, L.O.; WILLIAMS, S.E. Extinction risk from climate change. **Nature**, v.427, p.145-148, 2004.

TEIXEIRA, M. S.: **Atividade de ondas sinópticas relacionada a episódios de chuvas intensas na região Sul do Brasil**. 2004. 94f. Dissertação de Mestrado Meteorologia. INPE, São José dos Campos.

UVO, C. R. B. **The Intertropical Convergence Zone and its relationship with the precipitation over north-northeast region of Brazil**. Tech. Rep. INPE-4887-TDL/378, Available from Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 12200, São José dos campos, SP, Brazil, 1989, 82p.

UVO, C., REPELLI, C., ZEBIAK, S., KUSHINIR, Y.: 'The influence of Tropical Pacific and Atlantic SST on Northeast Brazil monthly precipitation'. **J. Climate** (in press), n.26, p.103-119, 1996

UVO, C. R. B., REPELLI, C. A., ZEBIAK, S. E. e KUSHNIR, Y. The Relationships between Tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil Monthly Precipitation. **Journal of Climate**, v.11, p.551-562, 1998.

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

WAGNER, R. G., and A. DA SILVA. Surface conditions associated with anomalous rainfall in the Guinea coastal region. **Int. J. Climatol.**, n.14, p.179-199, 1994.

WAINER, I. and SOARES, J. **North northeast rainfall and its decadal-scale relationship to wind stress and sea surface temperature**. *Geophys. Res. Letters*, v.24, n.3, p.277-280, 1997.

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences: An introduction**. San Diego: Academic Press, 1995. 464 p.

XAVIER, T. M.B.S., M.A.F. SILVA DIAS e A.F.S. XAVIER: Tendências da Pluviometria na Grande São Paulo e a Influência dos Processos de Urbanização e Industrialização. **Anais, VII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, v.1, p.220-224, 1992.

XAVIER, T.M.B.S, A.F.S.XAVIER e M.A.F.SILVA DIAS: Evolução da Precipitação Diária num Ambiente urbano: O Caso da Cidade de São Paulo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.9, n.5, p.44-53, 1994.

YOUNG, G.M. **The geologic record of glaciation: relevance to the climatic history of Earth**. *Geoscience Canada* n.18, p.100-106, 1991.

YAMAZAKI, Y.; RAO, V. B. Tropical cloudiness south Atlantic ocean. **Journal of Meteorological Society of Japan**, n.55, p.205-207, 1977.

ZEBIAK, S. E. Air-sea interaction in the equatorial Atlantic region. **J. Climate**, n.6, p.1567-1586, 1993.

APÊNDICES

APÊNDICE A:

Tabela A1: Índices de chuva com suas definições e respectivas unidades

ID	Nome do Indicador	Definição	Unidade
<i>Rx1day</i>	Quantidade máxima de precipitação em um dia	Máximo mensal de precipitação em 1 dia	mm
<i>Rx5day</i>	Quantidade máxima de precipitação em cinco dias	Máximo mensal de precipitação em 5 dias consecutivos	mm
<i>SDII</i>	Índice simples de intensidade diária	Precipitação total anual dividida pelo número de dias úmidos	mm dia ⁻¹
<i>R10</i>	Número de dias úmidos	Número de dias em 1 ano em que a precipitação $\geq 10mm$	dias
<i>R20</i>	Número de dias muito úmidos	Número de dias em 1 ano em que a precipitação $\geq 20mm$	dias
<i>R50mm</i>	Número de dias com precipitação acima de 50mm	Número de dias em 1 ano em que a precipitação $\geq 50mm$	dias
<i>DSC</i>	Dias secos consecutivos	Número máximo de dias consecutivos com $RR < 1mm$	dias
<i>DUC</i>	Dias úmidos consecutivos	Número máximo de dias consecutivos com $RR \geq 1mm$	dias
<i>R95p</i>	Dias muito úmidos	Precipitação anual total em que $RR > 95^{\circ}$ percentil	mm
<i>R99p</i>	Dias extremamente úmidos	Precipitação anual total em que $RR > 99^{\circ}$ percentil	mm
<i>PRCPTOT</i>	Precipitação total anual nos dias úmidos	Precipitação total anual nos dias úmidos ($RR \geq 1mm$)	mm

Obs: *RR* é o valor da precipitação diária. Por convenção, um dia úmido ou chuvoso tem $RR \geq 1,0$ mm e um dia seco ou não chuvoso tem $RR < 1,0$ mm.

APÊNDICE B:

Tabela B1: Localização dos 75 postos pluviométricos da área de estudo para o período de dados concomitantes de 1947 a 1991 e respectiva Tipologia Climática do Município

MUNICÍPIO	Lat.	Lon.	Alt.	Köppen	Thornthwaite e Mather / OMM
Andaraí - BA	-12.80	-41.33	386	Am'	C1dA' a' (subúmido a seco)
Araci - BA	-11.33	-38.95	212	Am	DdA' a' (semi-árido)
Baianópolis - BA	-12.72	-44.56	659	Aw	C1w2A' a' (úmido a subúmido)
Barra - BA	-11.34	-43.82	402	BSwh	DdA' a' (semi-árido)
Barreiras - BA	-12.20	-45.01	439	Aw	C1w2A' a' (subúmido a seco)
Bom Jesus da Lapa - BA	-13.08	-43.47	440	Aw'	DdA' a' (semi-árido)
Brejolândia - BA	-12.48	-43.95	531	Aw	DdA' a' (semi-árido)
Campo Formoso - BA	-10.60	-40.95	545	Aw'	C1dA' a' (subúmido a seco)
Cansanção - BA	-10.67	-39.50	359	BSh	DdA' a' (semi-árido)
Caravelas - BA	-17.74	-39.26	3	Af	C2rA' a' (úmido a subúmido)
Carinhanha - BA	-14.30	-43.77	473	Am	C1dA' a' (subúmido a seco)
Casa Nova - BA	-9.17	-40.97	380	BSwh	EdA' a' (árido)
Chorrochó - BA	-9.52	-38.99	380	BSh	EdA' a' (árido)
Cícero Dantas - BA	-10.59	-38.39	420	Am	C1dA' a' (subúmido a seco)
Cocos - BA	-14.27	-44.52	546	Aw	C1w2A' a' (subúmido a seco)
Condeúba - BA	-14.88	-41.98	695	Aw'	C1dB' 4a' (subúmido a seco)
Contendas do Sincora - BA	-13.77	-41.03	286	BSwh	DdA' a' (semi-árido)
Coribe - BA	-13.83	-44.47	658	Aw	DdB' 4a' (semi-árido)
Correntina - BA	-13.33	-44.63	550	Aw	C2wA' a' (úmido a subúmido)
Cotegipe - BA	-11.72	-44.50	460	Aw	C1dA' a' (subúmido a seco)
Curaçá - BA	-9.43	-39.78	400	BSwh	EdA' a' (árido)
Esplanada - BA	-11.78	-37.95	181	As	C2rA' a' (úmido a subúmido)
Estância - SE	-11.27	-37.44	53	Af'	B1rA' a' (úmido)
Feira de Santana - BA	-12.27	-38.97	257	Am	C1dA' a' (subúmido a seco)
Formosa do Rio Preto - BA	-11.05	-45.20	491	Aw	C1dA' a' (subúmido a seco)
Gentio do Ouro - BA	-11.12	-42.73	490	Am	C1dA' a' (subúmido a seco)
Guaratinga - BA	-16.58	-39.68	324	Af'	B1rA' a' (úmido)
Iaçu - BA	-12.78	-40.35	249	BSwh	DdA' a' (semi-árido)
Ibitiara - BA	-10.43	-42.32	460	BSwh	DdA' a' (semi-árido)
Ibotirama - BA	-12.18	-43.22	450	Aw'	DdA' a' (semi-árido)
Inhambupe - BA	-11.78	-38.35	180	Am	C1dA' a' (subúmido a seco)
Ipupiara - BA	-11.82	-42.62	732	BSwh	DdA' a' (semi-árido)
Irecê - BA	-11.18	-41.52	700	BSwh	DdB' 4a' (semi-árido)
Itaberaba - BA	-12.50	-40.28	250	BSwh	DdA' a' (semi-árido)
Itapicuru - BA	-11.19	-38.13	153	BSh	DdA' a' (semi-árido)
Itaporanga d'ajuda - SE	-10.94	-37.35	19	As	C2rA' a' (úmido a subúmido)
Jacobina - BA	-11.20	-40.48	485	Aw'	C1dA' a' (subúmido a seco)

continuação da Tabela B1

Jaguarari - BA	-10.26	-40.20	660	BSwh	DdB' 4a' (semi-árido)
Japaratuba - SE	-10.60	-36.95	79	As	C2rA' a' (úmido a subúmido)
Jequié - BA	-13.52	-40.05	150	Af	C2rA' a' (úmido a subúmido)
Juazeiro - BA	-9.40	-40.50	371	BSwh	EdA' a' (árido)
Lençóis - BA	-12.30	-41.30	439	Am'	C2rA' a' (úmido a subúmido)
Livramento do Brumado - BA	-13.85	-42.20	700	BSwh	DdA' a' (semi-árido)
Malhada de Pedra - BA	-14.38	-41.90	470	BSwh	DdA' a' (semi-árido)
Mascote - BA	-15.56	-39.30	50	Af	B1rA' a' (úmido)
Medeiros Neto - BA	-17.38	-40.13	180	Am	C1dA' a' (subúmido a seco)
Monte Santo - BA	-10.43	-39.33	500	BSh	DdA' a' (semi-árido)
Mundo Novo - BA	-11.85	-40.47	480	Am'	C1dA' a' (subúmido a seco)
Nazaré - BA	-13.03	-39.03	35	Af	B1rA' a' (úmido)
Oliveira dos Brejinhos - BA	-12.31	-42.89	490	BSwh	DdA' a' (semi-árido)
Palmas de Monte Alto - ba	-14.16	-43.16	600	BSwh	DdA' a' (semi-árido)
Paramirim - BA	-13.45	-42.23	593	BSwh	DdA' a' (semi-árido)
Paratinga - BA	-12.70	-43.16	420	BSwh	DdA' a' (semi-árido)
Paripiranga - BA	-10.69	-37.86	430	Am	C1dB' 4a' (subúmido a seco)
Paulo Afonso - BA	-9.21	-38.30	253	BSh	DdA' a' (semi-árido)
Pedro Alexandre - BA	-10.01	-37.89	320	BSh	DdA' a' (semi-árido)
Pilão Arcado - BA	-10.10	-42.26	470	Aw	DdA' a' (semi-árido)
Prado - BA	-17.34	-39.22	6	Af	B1rA' a' (úmido)
Própria - SE	-10.22	-36.83	17	Am'	C1dA' a' (subúmido a seco)
Queimadas - BA	-10.97	-39.63	280	BSh	DdA' a' (semi-árido)
Remanso - BA	-9.68	-42.06	400	BSwh	EdA' a' (árido)
Riacho de Santana - BA	-13.60	-42.93	627	Aw'	C1dA' a' (subúmido a seco)
Ribeira do Pombal - BA	-10.82	-38.54	228	BSh	DdA' a' (semi-árido)
Rio de Contas - BA	-13.57	-41.82	1002	Cwb	C1dB' 3a' (subúmido a seco)
Rio Real - BA	-11.47	-37.93	220	Am	C1dA' a' (subúmido a seco)
Rui Barbosa - BA	-12.28	-40.45	395	BSwh	DdA' a' (semi-árido)
Santana - BA	-13.29	-43.91	450	Aw	DdA' a' (semi-árido)
Senhor do Bonfim - BA	-10.47	-40.19	558	Aw'	C1dA' a' (subúmido a seco)
Sento Sé - BA	-10.16	-41.25	380	BSwh	EdA' a' (árido)
Uauá - BA	-9.71	-39.29	439	BSh	DdA' a' (semi-árido)
Ubaitaba - BA	-14.30	-39.32	50	Af	C2rA' a' (úmido a subúmido)
Urandi - BA	-14.77	-42.67	637	Aw'	C2wA' a' (úmido a subúmido)
Utinga - BA	-11.96	-41.27	967	BSh	DdA' a' (semi-árido)
Vitória da Conquista - BA	-14.85	-40.44	950	Cwb	C1dB' 3a' (subúmido a seco)
Xique-xique - BA	-10.83	-42.72	403	BSwh	DdA' a' (semi-árido)

Fonte: INMET (1991) e SEI/BA (1999)

APÊNDICE C

Tabela C1 - Tendências dos índices Rx1day, Rx5day, SDII, R10 e R20 dependentes da precipitação pluvial referentes aos 75 postos pluviométricos em que os valores significativos estão em negrito

MUNICÍPIOS	Rx1day	Rx5day	SDII	R10	R20
ANDARAÍ - BA	0.053	-0.539	0.040	-0.025	-0.012
ARACI - BA	0.119	-0.401	-0.034	-0.009	0.020
BAHIANÓPOLIS - BA	0.220	0.212	0.014	0.180	0.095
BARRA - BA	0.055	-1.229	-0.049	0.030	0.002
BARREIRAS - BA	0.220	0.176	0.023	0.111	0.072
BOM JESUS DA LAPA - BA	0.992	1.090	0.132	0.078	0.109
BREJOLÂNDIA - BA	-0.713	-0.386	-0.047	0.077	0.003
CAMPO FORMOSO - BA	-0.289	-0.728	0.124	0.110	0.048
CANSAÇÃO - BA	-0.094	-0.665	0.046	-0.073	-0.032
CARAVELAS - BA	0.899	1.658	0.059	0.546	0.417
CARINHANHA - BA	-0.340	-0.258	-0.134	0.101	0.010
CASA NOVA - BA	0.393	0.506	0.162	0.194	0.142
CHORROCHÓ - BA	0.375	0.109	0.221	0.036	0.031
CÍCERO DANTAS - BA	-0.646	-0.825	0.179	0.331	0.161
COCOS - BA	0.130	-0.160	-0.069	-0.026	-0.034
CONDEÚBA - BA	0.285	0.272	0.039	0.058	0.035
CONTENDAS DO SINCORA - BA	0.375	0.308	0.372	0.154	0.074
CORIBE - BA	0.971	1.680	0.071	0.345	0.281
CORRENTINA - BA	0.097	-0.572	-0.141	-0.374	-0.180
COTEGIPE - BA	-0.501	-1.274	-0.047	-0.014	-0.073
CURAÇÁ - BA	0.295	0.126	0.211	0.047	0.055
ESPLANADA - BA	-0.734	0.114	0.072	0.773	0.155
ESTÂNCIA - SE	1.285	2.138	0.186	1.081	0.541
FEIRA DE SANTANA - BA	-0.462	-0.530	0.092	0.168	0.061
FORMOSA DO RIO PRETO - BA	0.321	0.847	0.017	-0.019	0.038
GENTIO DE OURO - BA	-0.320	-0.562	0.085	0.066	0.010
GUARATINGA - BA	-0.614	-1.197	0.021	-0.052	0.092
IAÇU - BA	0.208	0.690	0.300	0.289	0.105
IBITIARA - BA	0.389	0.293	0.066	0.019	0.100
IBOTIRAMA - BA	-0.215	-0.763	0.005	0.136	0.064
INHAMPUBE - BA	0.020	0.330	0.069	0.068	0.102
IPUPIARA - BA	-0.316	-1.191	-0.317	-0.055	-0.246
IRECÊ - BA	0.566	0.291	0.177	-0.012	-0.001
ITABERABA - BA	-0.117	-0.688	-0.105	-0.056	-0.038
ITAPICURU - BA	-0.295	-0.594	0.023	0.055	0.017
ITAPORANGA D'AJUDA - SE	0.593	1.434	0.238	0.362	0.355
JACOBINA - BA	0.053	-0.681	0.027	-0.047	0.048

continuação da Tabela C1

JAGUARARI - BA	0.609	0.505	-0.047	0.172	0.079					
JAPARATUBA - SE	0.955	0.336	0.026	-0.075	0.068					
JEQUIÉ - BA	0.216	0.308	0.063	-0.020	0.035					
JUAZEIRO - BA	-0.436	0.010	-0.054	0.080	0.050					
LENÇÓIS - BA	-0.446	-0.935	0.107	0.062	0.047					
LIVRAMENTO DO BRUMADO - BA	0.169	-0.230	0.084	-0.039	0.018					
MALHADA DE PEDRAS - BA	0.521	-0.319	0.137	-0.004	0.049					
MASCOTE - BA	0.056	0.017	0.109	-0.183	-0.165					
MEDEIROS NETO - BA	0.357	-0.022	0.056	0.193	0.140					
MONTE SANTO - BA	0.277	-0.296	0.054	0.138	0.060					
MUNDO NOVO - BA	0.274	0.519	0.033	0.021	0.059					
NAZARÉ - BA	0.143	-1.167	0.155	-0.086	0.049					
OLIVEIRA DOS BREJINHOS - BA	0.153	-0.072	0.366	0.213	0.131					
PALMAS DE MONTE ALTO - BA	-0.221	-0.824	-0.069	0.043	0.056					
PARAMIRIM - BA	0.651	0.335	0.044	0.047	0.042					
PARATINGA - BA	0.439	-0.214	-0.016	0.035	-0.019					
PARIPIRANGA - BA	0.070	-0.299	0.044	0.574	0.203					
PAULO AFONSO - BA	-1.350	-2.972	-0.424	-0.611	-0.583					
PEDRO ALEXANDRE - BA	0.149	-0.112	0.038	0.237	0.101					
PILÃO ARCADE - BA	-0.092	-0.726	0.120	-0.080	-0.021					
PRADO - BA	0.914	0.508	-0.076	0.203	0.132					
PROPRIÁ - SE	-0.145	-0.342	0.059	-0.067	-0.056					
QUEIMADAS - BA	0.006	0.004	-0.022	0.104	0.056					
REMANSO - BA	0.097	0.446	0.093	0.073	0.058					
RIACHO DE SANTANA - BA	-0.136	0.356	-0.060	-0.020	0.011					
RIBEIRA DO POMBAL - BA	-0.087	-0.495	-0.022	0.215	0.101					
RIO DE CONTAS - BA	0.344	-0.012	0.004	0.130	-0.008					
RIO REAL - BA	0.401	-0.365	0.137	0.207	0.203					
RUY BARBOSA - BA	-0.212	-1.047	0.022	0.448	0.188					
SANTANA - BA	-0.352	-1.381	-0.107	-0.276	-0.114					
SENHOR DO BONFIM - BA	0.087	0.180	0.086	-0.038	0.041					
SENTO SÉ - BA	0.676	0.578	0.371	0.070	0.092					
UAUÁ - BA	-0.137	-0.036	-0.023	0.052	0.039					
UBAITABA - BA	0.949	0.226	-0.004	0.205	-0.087					
URANDI - BA	-0.088	-0.366	-0.023	-0.045	-0.020					
UTINGA - BA	-0.518	-0.399	-0.073	0.361	0.011					
VITÓRIA DA CONQUISTA - BA	-0.224	-0.042	0.040	0.207	0.144					
XIQUE-XIQUE - BA	0.446	0.427	-0.060	0.118	0.047					
TOTAL DE ÍNDICES DE TENDÊNCIAS POSITIVAS (↑) OU NEGATIVAS (↓)	↑ 9	↓ 6	↑ 3	↓ 8	↑ 30	↓ 5	↑ 19	↓ 1	↑ 16	↓ 3
TOTAL	15		11		35		20		19	

Tabela C2 - Tendências dos índices Rnn, DSC , DUC, R95p, R99p e PRCPTOT dependentes da precipitação pluvial referentes aos 75 postos pluviométricos em que os valores significativos estão em negrito

MUNÍCIOS	Rnn	DSC	DUC	R95p	R99p	PRCPTOT
ANDARAÍ - BA	0.022	-0.238	-0.123	2.034	1.104	0.458
ARACI - BA	0.002	0.097	-0.013	0.566	0.593	2.191
BAHIANÓPOLIS - BA	0.037	-0.314	-0.021	1.616	0.118	5.558
BARRA - BA	0.006	-0.862	-0.014	0.036	-0.745	0.423
BARREIRAS - BA	0.051	-1.126	-0.013	3.14	0.578	4.901
BOM JESUS DA LAPA - BA	0.076	-1.272	-0.119	2.886	0.928	5.251
BREJOLÂNDIA - BA	-0.029	-0.639	0.044	-1.941	-2.303	-0.765
CAMPO FORMOSO - BA	0.018	-0.482	-0.047	0.549	-0.457	2.525
CANSAÇÃO - BA	-0.005	0.915	-0.073	-0.809	-0.585	-3.583
CARAVELAS - BA	0.087	-0.854	-0.077	7.180	2.500	23.345
CARINHANHA - BA	-0.027	-0.730	0.008	-1.903	-0.228	1.658
CASA NOVA - BA	0.025	-0.365	0.008	1.646	0.939	6.916
CHORROCHÓ - BA	0.000	1.404	-0.077	0.708	0.413	-0.096
CÍCERO DANTAS - BA	-0.008	0.325	-0.167	-0.569	-0.868	1.018
COCOS - BA	0.000	-0.522	0.026	-0.431	-0.290	-0.454
CONDEÚBA - BA	0.039	-0.173	-0.065	3.073	0.583	3.077
CONTENDAS DO SINCORA - BA	0.018	0.989	-0.109	1.390	0.367	2.016
CORIBE - BA	0.079	-1.590	0.078	3.795	2.287	13.876
CORRENTINA - BA	-0.039	-0.679	0.007	-0.962	0.545	-6.977
COTEGIPE - BA	-0.019	0.069	-0.029	-2.838	-1.759	-4.325
CURACÁ - BA	0.031	1.001	-0.019	1.643	-0.024	2.709
ESPLANADA - BA	-0.020	-0.035	0.020	-4.308	-1.436	10.595
ESTÂNCIA - SE	0.120	-0.016	0.066	12.361	6.705	28.431
FEIRA DE SANTANA - BA	-0.026	0.174	-0.052	-0.271	-1.678	-0.337
FORMOSA DO RIO PRETO - BA	0.040	-0.794	-0.007	3.181	1.258	2.141
GENTIO DE OURO - BA	-0.021	0.408	-0.023	-2.336	-1.670	-0.999
GUARATINGA - BA	0.021	-0.202	-0.054	2.200	-0.751	-0.712
IAÇU - BA	0.013	0.752	-0.018	0.649	0.440	2.935
IBITIARA - BA	0.016	-0.543	-0.045	1.105	0.911	2.348
IBOTIRAMA - BA	-0.041	-1.065	-0.042	-2.480	-1.367	1.529
INHAMPUBE - BA	0.013	0.071	-0.059	-0.092	0.805	-0.135
IUPIARA - BA	-0.075	-1.366	0.056	-5.097	-0.939	-6.046
IRECÊ - BA	0.007	1.028	-0.088	1.225	1.679	0.167
ITABERABA - BA	0.023	-0.926	0.061	1.479	-0.632	1.233
ITAPICURU - BA	-0.040	0.199	-0.057	-2.399	-2.687	-2.313
ITAPORANGA D'AJUDA - SE	0.105	0.144	-0.271	9.142	2.890	8.817
JACOBINA - BA	-0.009	-0.187	-0.100	0.274	0.598	-1.256

continuação da Tabela C2

JAGUARARI - BA	0.032	-0.688	0.022	2.291	1.740	7.664
JAPARATUBA - SE	0.037	0.028	-0.242	4.123	2.409	0.808
JEQUIÉ - BA	0.022	0.216	0.048	0.869	0.688	-0.291
JUAZEIRO - BA	-0.028	-0.543	0.010	-2.397	-0.743	1.818
LENÇÓIS - BA	0.049	-0.074	-0.046	2.213	0.178	0.778
LIVRAMENTO DO BRUMADO - BA	0.006	2.219	-0.161	1.075	0.510	-0.461
MALHADA DE PEDRAS - BA	0.051	0.206	-0.120	3.194	1.147	2.651
MASCOTE - BA	-0.069	0.107	-0.331	-3.201	-2.344	-13.448
MEDEIROS NETO - BA	0.031	-0.852	0.037	2.927	1.117	7.814
MONTE SANTO - BA	0.014	0.122	0.046	2.950	1.888	4.415
MUNDO NOVO - BA	0.036	-0.177	-0.032	3.877	2.172	5.863
NAZARÉ - BA	0.022	-0.078	-0.509	0.161	-0.034	-7.504
OLIVEIRA DOS BREJINHOS - BA	0.021	0.052	-0.090	1.422	-0.171	4.622
PALMAS DE MONTE ALTO - BA	-0.003	-0.894	-0.004	-0.613	-0.177	2.143
PARAMIRIM - BA	0.070	-1.161	-0.067	4.469	1.437	3.296
PARATINGA - BA	0.012	-1.188	-0.027	0.973	1.035	1.033
PARIPIRANGA - BA	0.015	0.108	0.119	1.972	0.317	13.395
PAULO AFONSO - BA	-0.162	1.697	-0.059	-12.706	-3.247	-27.057
PEDRO ALEXANDRE - BA	0.001	0.333	0.064	1.058	0.049	3.673
PILÃO ARCADE - BA	0.024	0.885	-0.071	-0.126	-0.04	-3.136
PRADO - BA	0.041	-2.794	-0.019	4.500	3.783	12.612
PROPRÍA - SE	-0.011	0.661	-0.078	-0.507	-0.337	-3.820
QUEIMADAS - BA	0.008	-0.099	0.066	0.957	-0.336	2.821
REMANSO - BA	0.053	0.076	-0.043	2.157	-0.065	4.624
RIACHO DE SANTANA - BA	0.022	-1.777	-0.003	1.732	0.901	2.348
RIBEIRA DO POMBAL - BA	0.023	0.772	0.089	1.017	-0.416	6.297
RIO DE CONTAS - BA	0.030	-0.149	-0.020	3.009	1.330	4.535
RIO REAL - BA	0.028	-0.380	-0.178	6.180	0.807	2.546
RUY BARBOSA - BA	0.027	-0.140	0.260	1.706	-1.097	9.582
SANTANA - BA	-0.045	-0.744	-0.014	-3.287	-0.571	-6.523
SENHOR DO BONFIM - BA	0.030	0.502	-0.078	1.155	0.891	-1.181
SENTO SÉ - BA	0.035	1.055	-0.064	2.169	0.684	2.978
UAUA - BA	0.005	0.031	0.053	0.179	-0.490	2.187
UBAITABA - BA	-0.033	-0.264	-0.096	-2.102	-1.222	3.075
URANDI - BA	0.007	-0.543	-0.056	-0.469	0.193	-2.593
UTINGA - BA	-0.021	-4.595	0.095	-1.005	-0.459	13.74
VITÓRIA DA CONQUISTA - BA	0.007	1.021	0.009	2.958	-0.027	6.268
XIQUE-XIQUE - BA	0.049	-1.388	0.063	2.708	0.585	5.007
TOTAL DE ÍNDICES DE TENDÊNCIAS POSITIVAS (↑) OU NEGATIVAS (↓)	↑ ↓	↑ ↓	↑ ↓	↑ ↓	↑ ↓	↑ ↓
	18 7	12 18	8 24	15 3	7 5	18 4
TOTAL GERAL	25	30	32	18	12	22

APÊNDICE D:

Tabela D1: Correlações entre os índices selecionados e as anomalias de TSM nas regiões de Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4, Niño 4, TNA e TSA

COMPONENTES	CORRELAÇÃO	t _{0,90}	t _{0,95}	t _{0,975}	t _{0,99}	t _{0,995}
<i>DSC</i> - Niño 1+2	0.182	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>DSC</i> - Niño 3	0.217	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>DSC</i> - Niño 3.4	0.201	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>DSC</i> - Niño 4	0.172	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>DSC</i> - TNA	0.298	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>DSC</i> - TSA	-0.035	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>DUC</i> - Niño 1+2	-0.247	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>DUC</i> - Niño 3	-0.239	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>DUC</i> - Niño 3.4	-0.209	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>DUC</i> - Niño 4	-0.194	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>DUC</i> - TNA	0.106	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>DUC</i> - TSA	-0.089	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>PRCPTOT</i> - Niño 1+2	-0.231	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>PRCPTOT</i> - Niño 3	-0.245	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>PRCPTOT</i> - Niño 3.4	-0.194	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>PRCPTOT</i> - Niño 4	-0.094	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>PRCPTOT</i> - TNA	-0.047	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>PRCPTOT</i> - TSA	0.111	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>R10</i> - Niño 1+2	-0.250	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>R10</i> - Niño 3	-0.276	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>R10</i> - Niño 3.4	-0.228	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>R10</i> - Niño 4	-0.120	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>R10</i> - TNA	-0.102	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>R10</i> - TSA	0.139	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>Rx5day</i> - Niño 1+2	-0.086	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>Rx5day</i> - Niño 3	-0.101	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>Rx5day</i> - Niño 3.4	-0.052	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>Rx5day</i> - Niño 4	0.021	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>Rx5day</i> - TNA	0.235	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>Rx5day</i> - TSA	-0.029	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>SDII</i> - Niño 1+2	0.040	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>SDII</i> - Niño 3	0.047	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>SDII</i> - Niño 3.4	0.088	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>SDII</i> - Niño 4	0.258	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>SDII</i> - TNA	0.274	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347
<i>SDII</i> - TSA	0.228	0.176	0.225	0.267	0.315	0.347

APÊNDICE E: Probabilidades markovianas condicionais mensais de precipitação

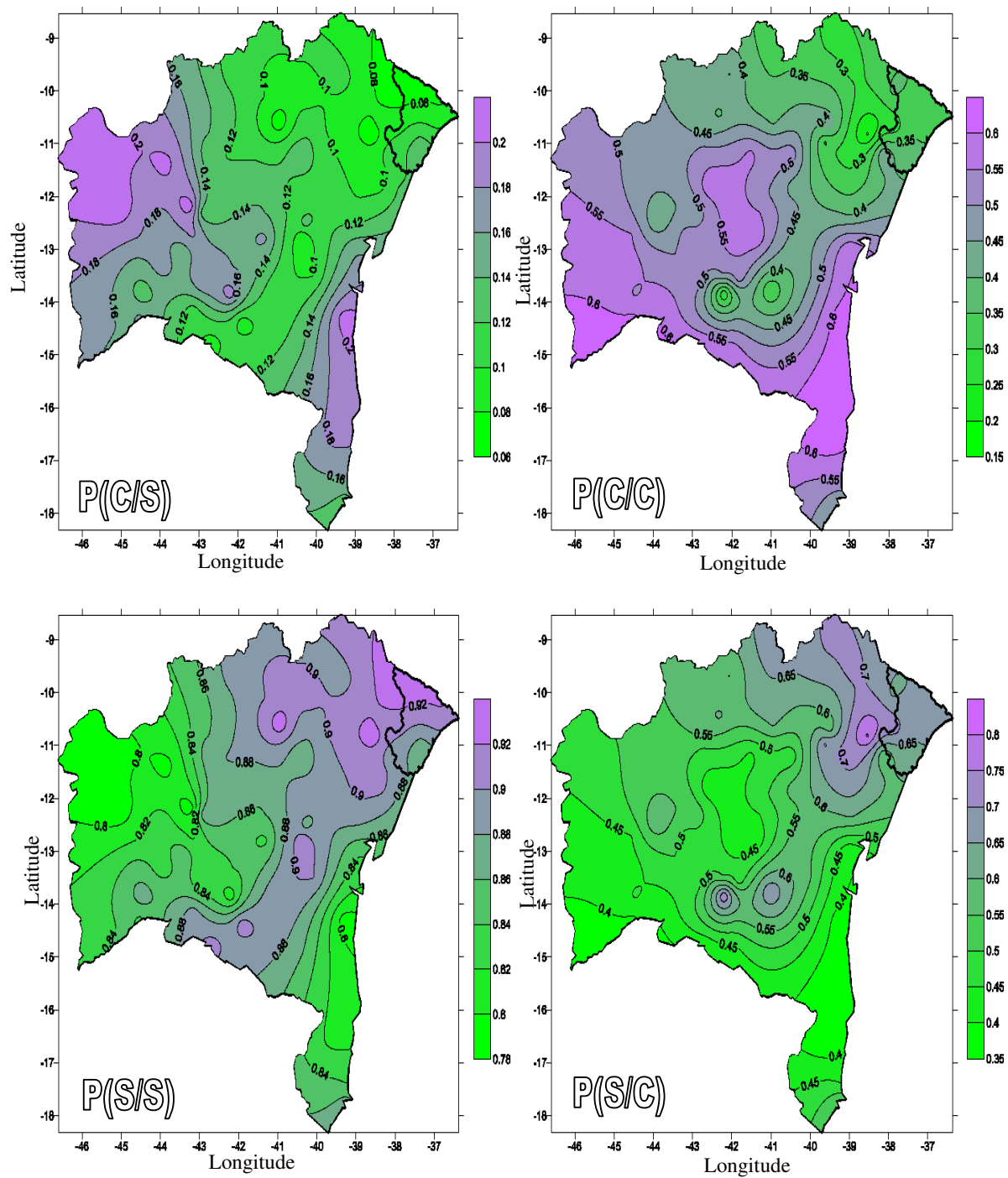


Figura E1 - Probabilidades markovianas condicionais de precipitação para janeiro

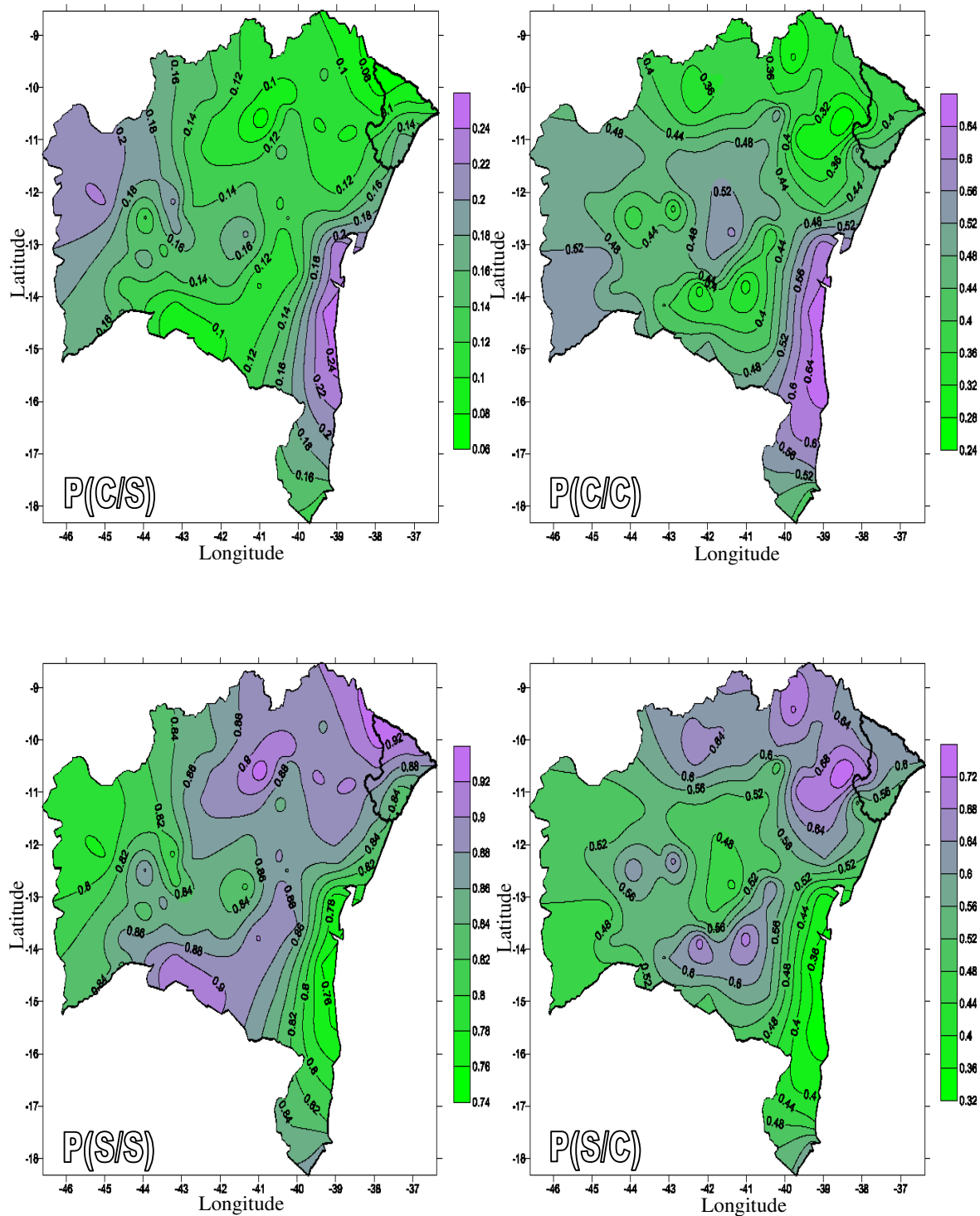


Figura E2 - Probabilidades markovianas condicionais de precipitação para fevereiro

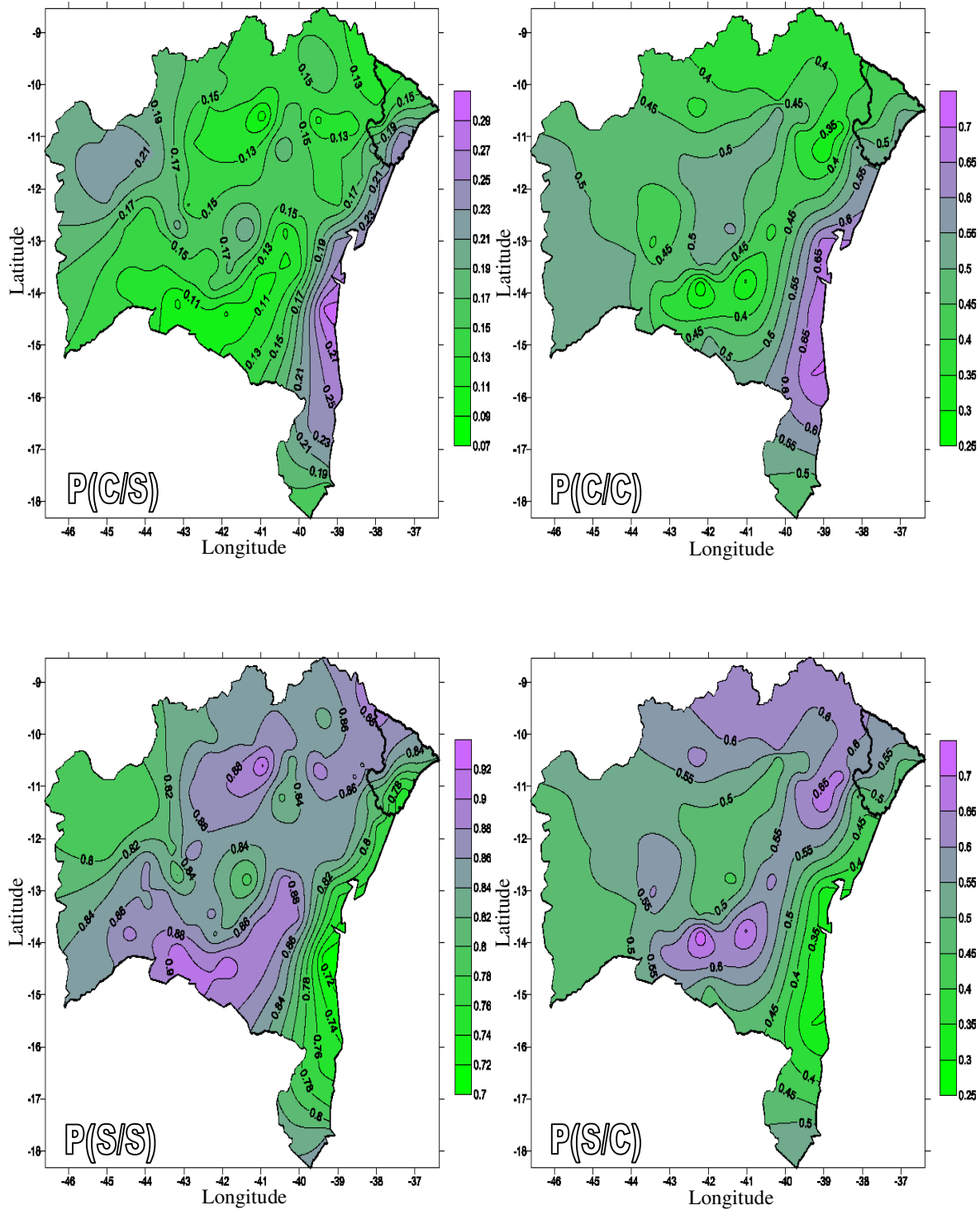


Figura E3 - Probabilidades markovianas condicionais de precipitaao para maro

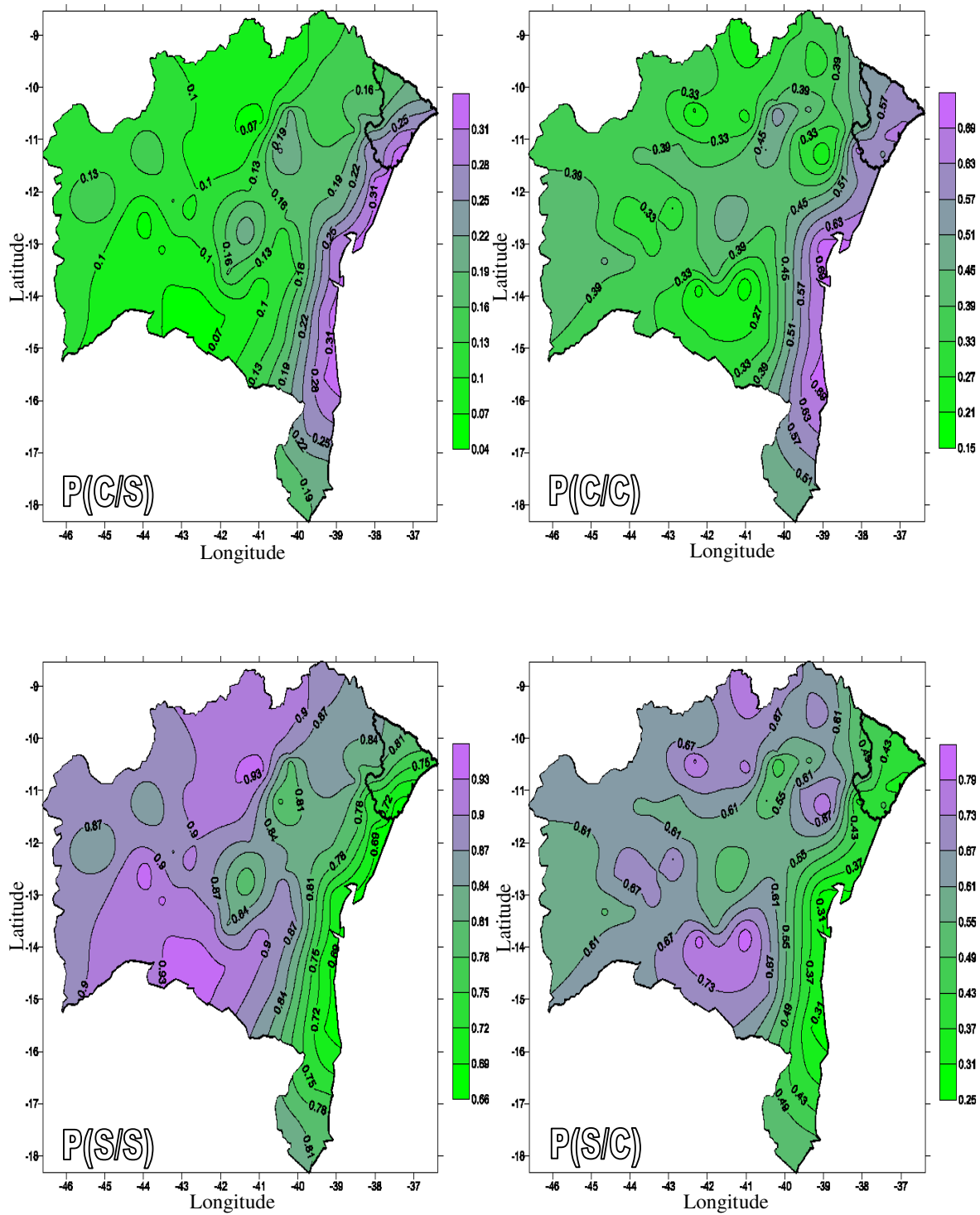


Figura E4 - Probabilidades markovianas condicionais de precipitaao para abril

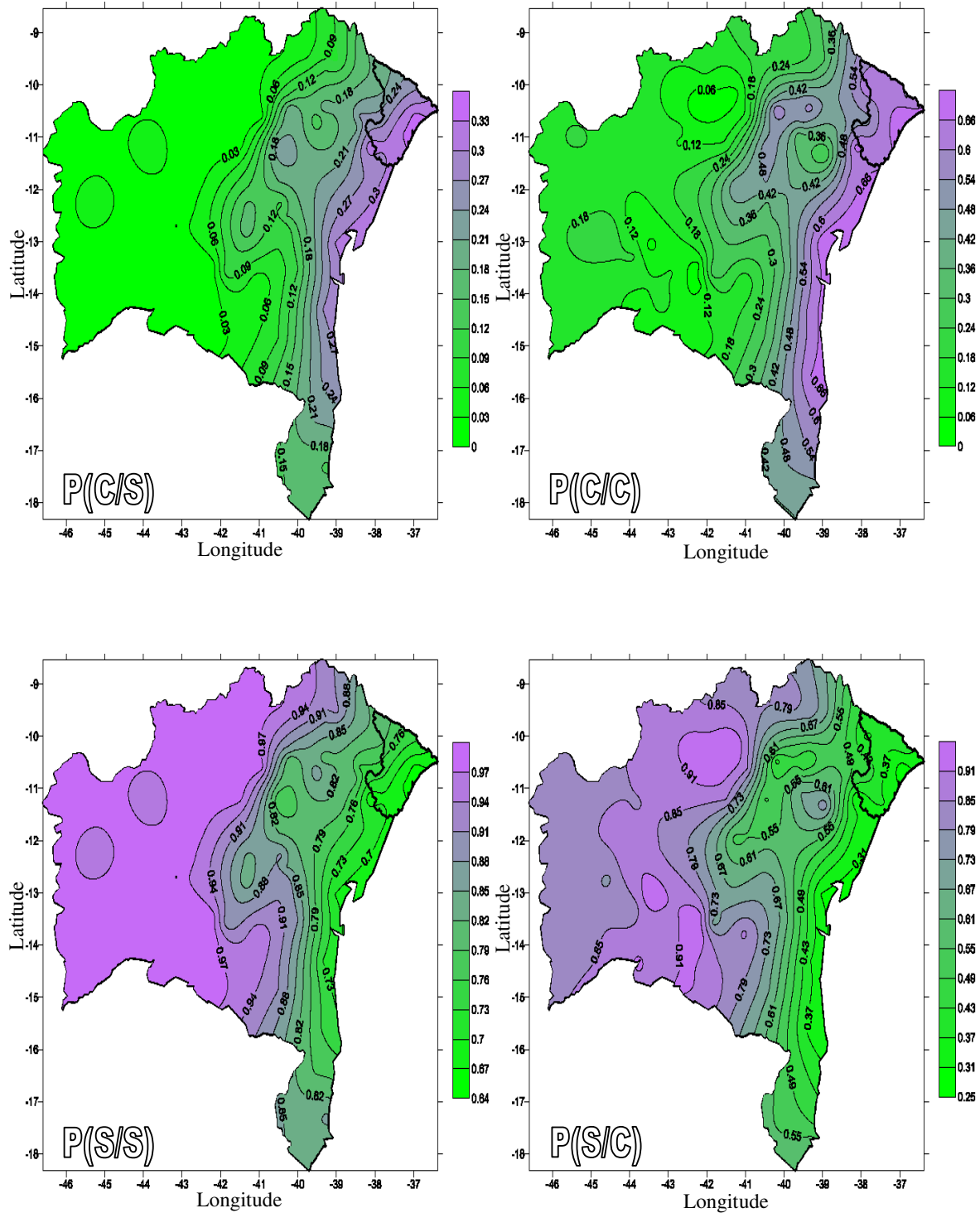


Figura E5 - Probabilidades markovianas condicionais de precipitação para maio

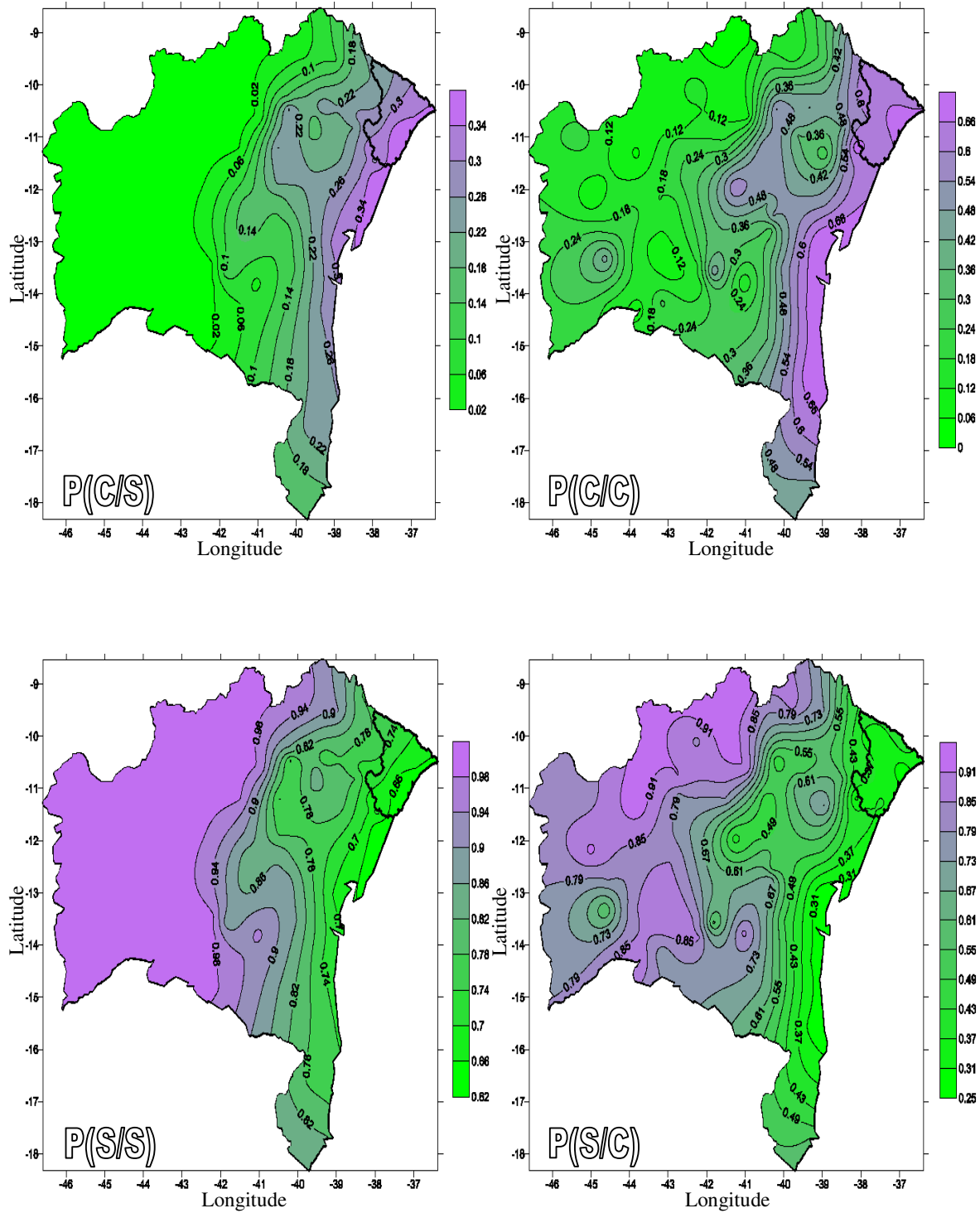


Figura E6 - Probabilidades markovianas condicionais de precipitação para junho

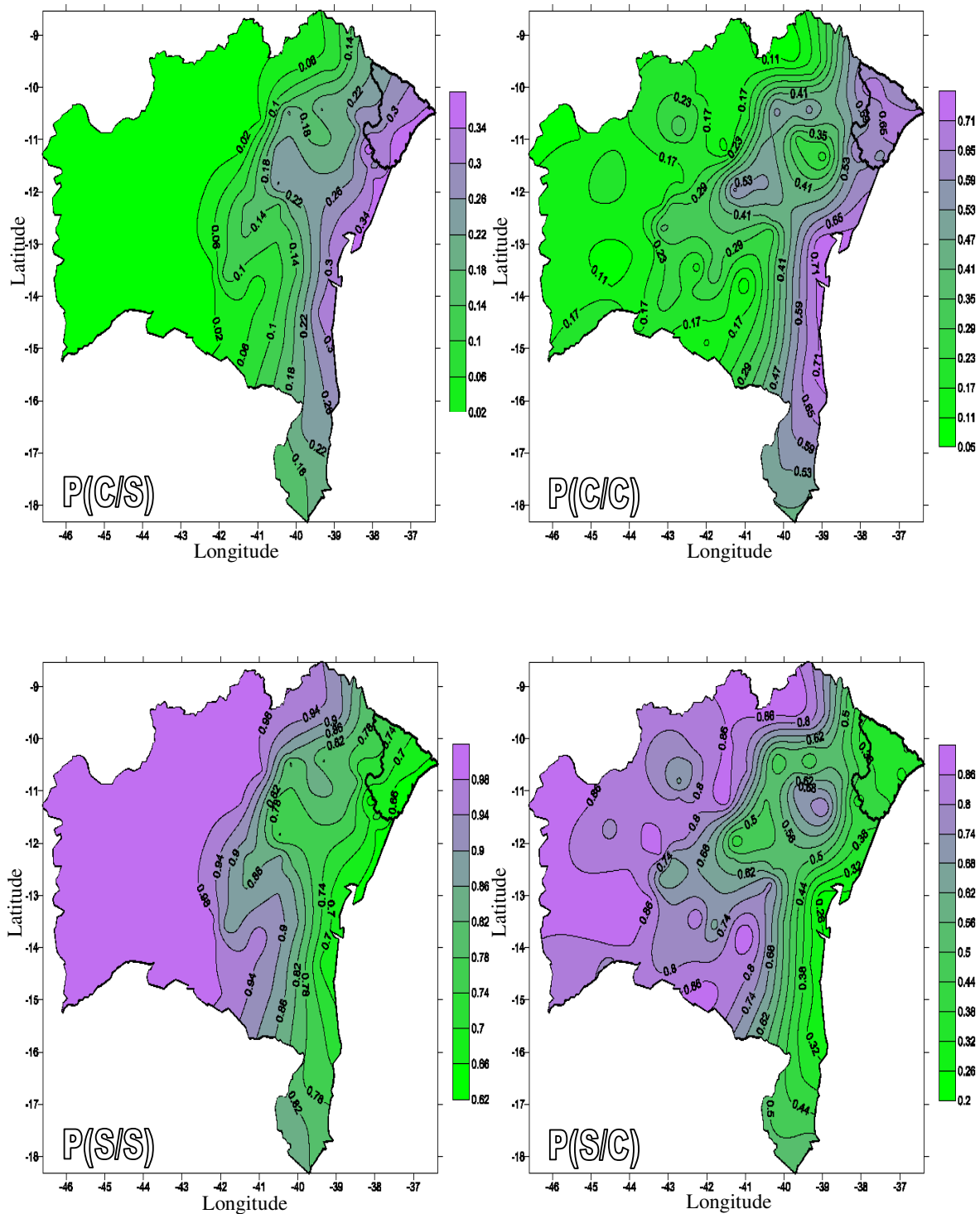


Figura E7 - Probabilidades markovianas condicionais de precipitação para julho

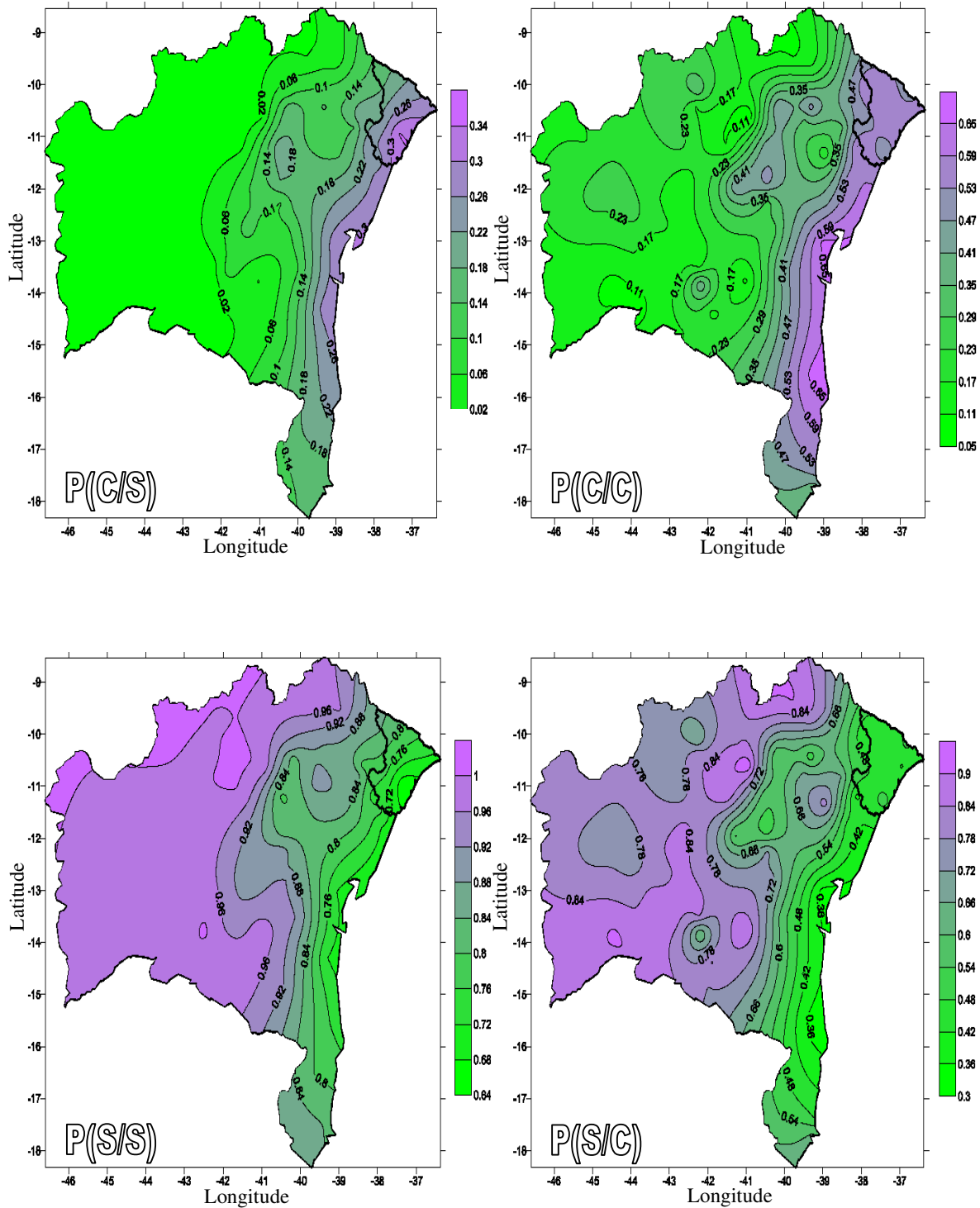


Figura E8 - Probabilidades markovianas condicionais de precipitaao para agosto

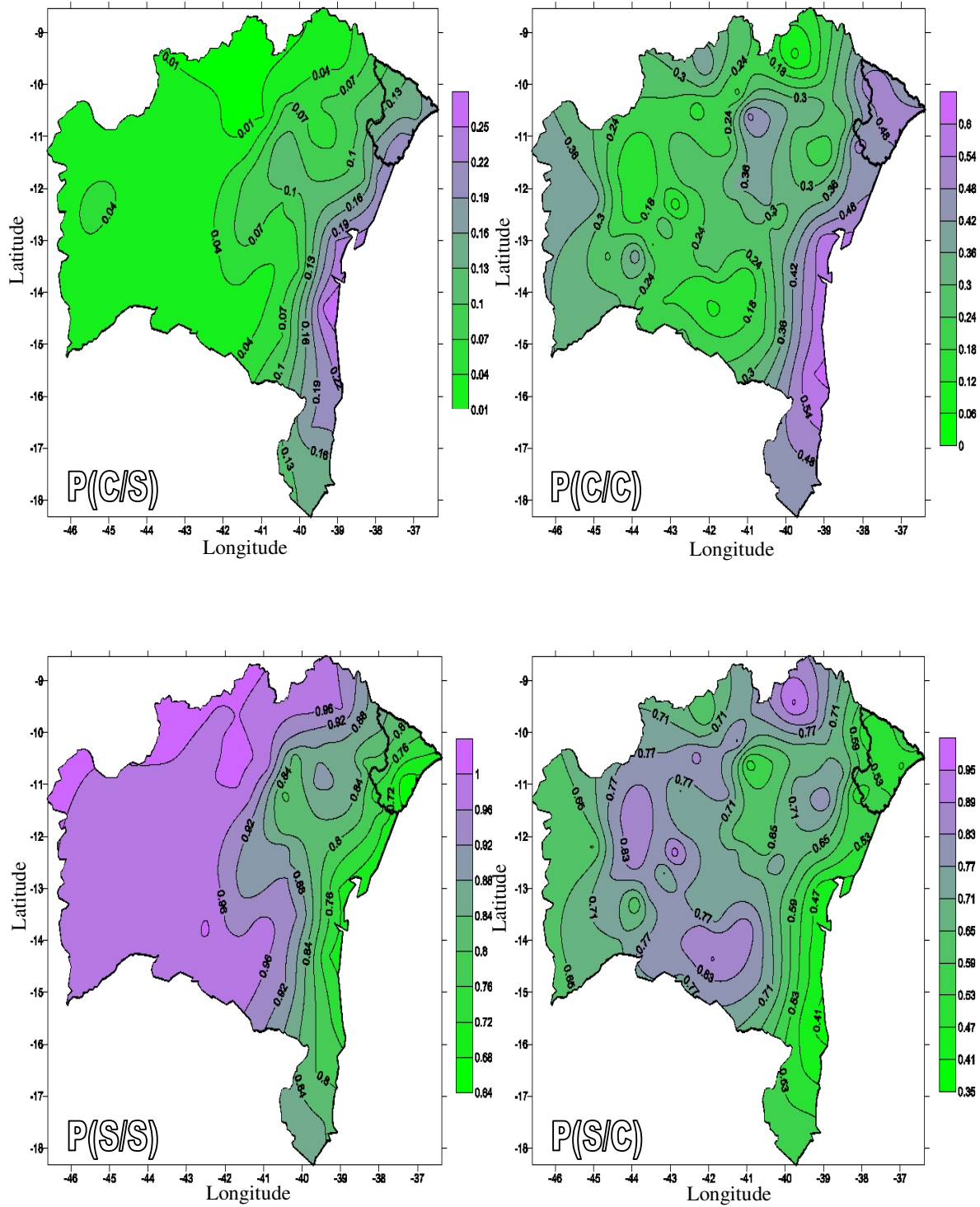


Figura E9 - Probabilidades markovianas condicionais de precipitação para setembro

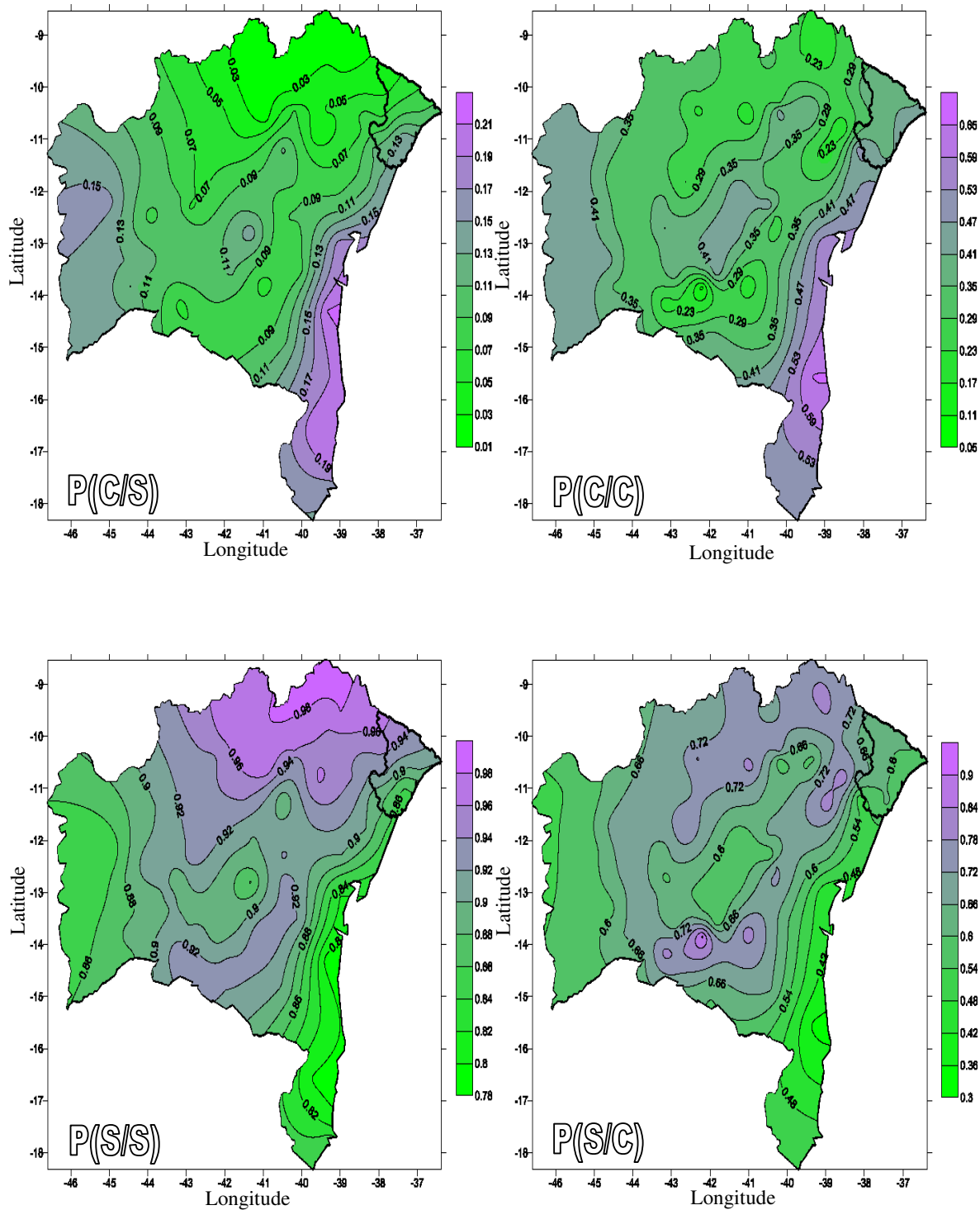


Figura E10 - Probabilidades markovianas condicionais de precipitaao para outubro

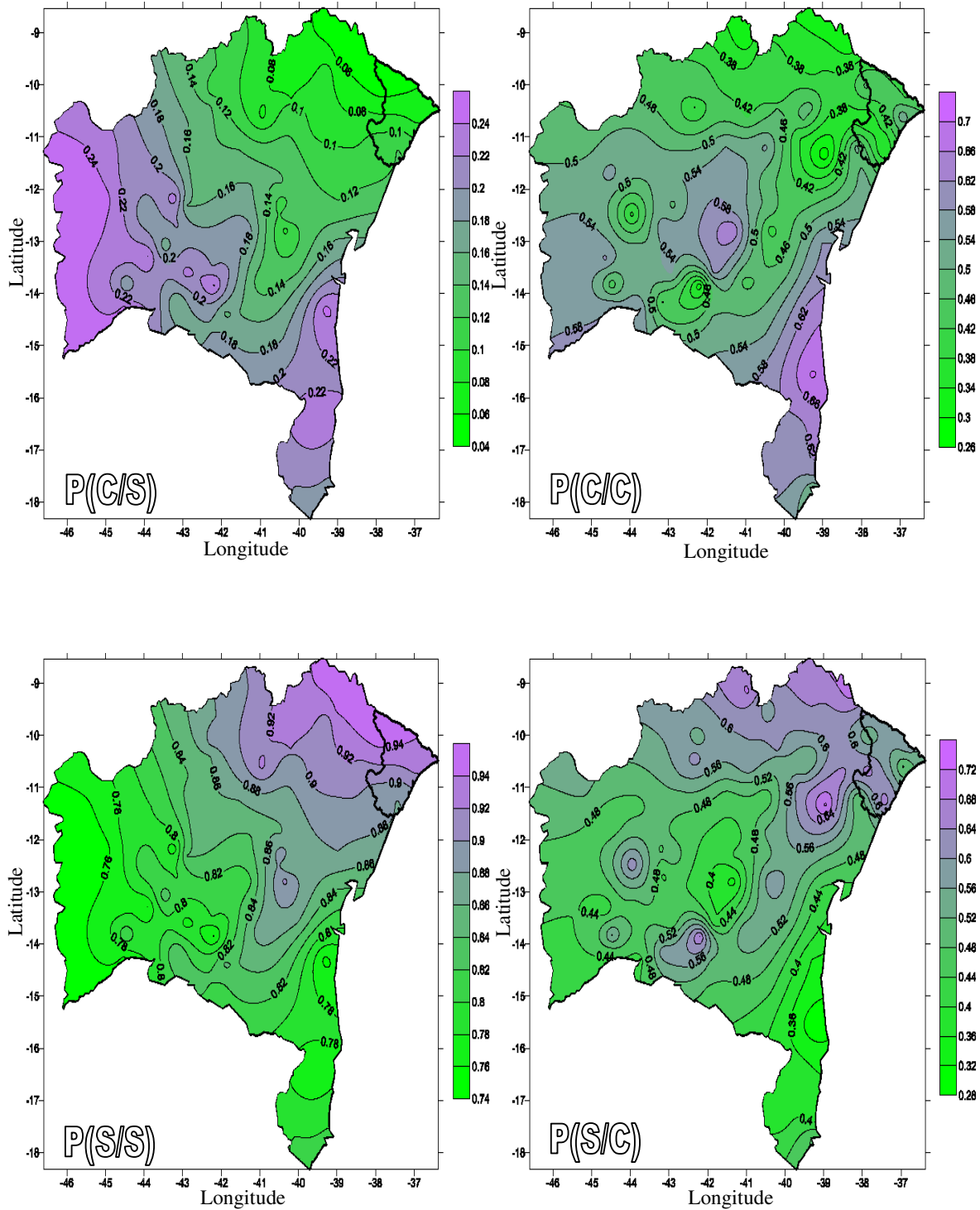


Figura E11 - Probabilidades markovianas condicionais de precipitação para novembro

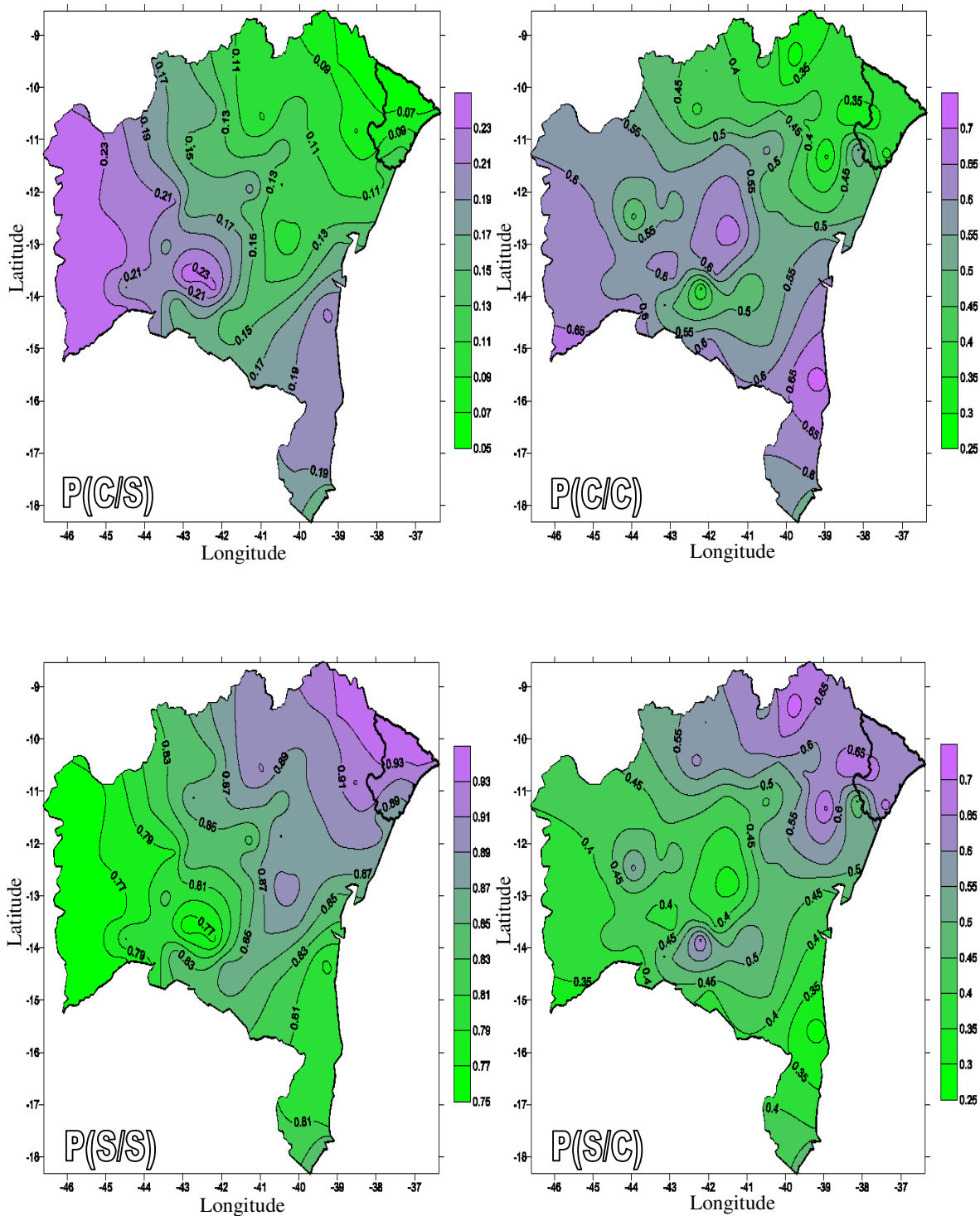


Figura E12 - Probabilidades markovianas condicionais de precipitação para dezembro

