

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

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM

METEOROLOGIA



Tese de Doutorado

WINÍCIUS DOS SANTOS ARAÚJO

**ESTUDO DA VARIABILIDADE HIDROMETEOROLÓGICA NO
NORDESTE DO BRASIL UTILIZANDO ANÁLISE
MULTIVARIADA E ESPECTRAL**

Campina Grande, Junho de 2013



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE - UFCG
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS - DCA
PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

TESE DE DOUTORADO



**ESTUDO DA VARIABILIDADE HIDROMETEOROLÓGICA
NO NORDESTE DO BRASIL UTILIZANDO ANÁLISE
MULTIVARIADA E ESPECTRAL**

WINÍCIUS DOS SANTOS ARAÚJO

Campina Grande - PB
Junho/2013

**ESTUDO DA VARIABILIDADE HIDROMETEOROLÓGICA
NO NORDESTE DO BRASIL UTILIZANDO ANÁLISE
MULTIVARIADA E ESPECTRAL**

Tese apresentada ao Curso de Doutorado em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande em cumprimento às exigências para a obtenção do título de Doutor em Meteorologia.

Área de concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escalas

Subárea: Climatologia Estatística

Orientadores: Prof. Dr. Francisco de Assis Saviano de Sousa

Prof. Dr. Lourivaldo Mota Lima

Orientando: Winícius dos Santos Araújo

Campina Grande - PB
Junho/2013

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

A663e

Araújo, Winícius dos Santos

Estudo da variabilidade hidrometeorológica no nordeste do Brasil utilizando análise multivariada e espectral / Winícius dos Santos Araújo. - Campina Grande, 2013.
198f. : il. color.

Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2013.

“Orientação: Prof. Dr. Francisco de Assis Salviano de Sousa, Prof. Dr. Lourivaldo Mota Lima”.

Referências

1. Análise Multivariada. 2. Análise Espectral
3. Hidrometeorologia. I. Sousa, Francisco de Assis Salviano de
II. Lima, Lourivaldo Mota. III. Título

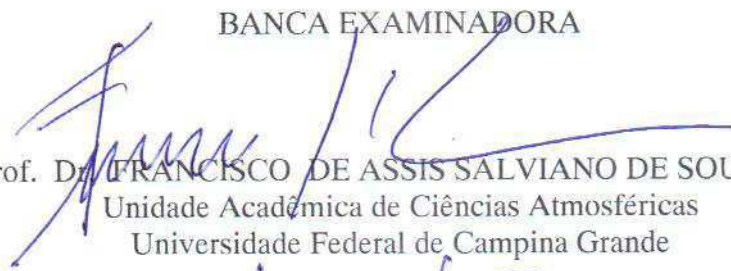
CDU 556.047 (043)

WINÍCIUS DOS SANTOS ARAÚJO


ESTUDO DA VARIABILIDADE HIDROMETEOROLÓGICA NO NORDESTE DO
BRASIL UTILIZANDO ANÁLISE MULTIVARIADA E ESPECTRAL

TESE APROVADA EM 04/06/2013


BANCA EXAMINADORA




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




Prof. Dr. LOURIVALDO MOTA LIMA
Departamento de Física
Universidade Estadual da Paraíba




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



Prof. Dra. CELIA CAMPOS BRAGA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. GEBER BARBOSA DE ALBUQUERQUE MOURA
Departamento de Agronomia
Universidade Federal Rural de Pernambuco



Prof. Dr. MAURICIO JOSÉ ALVES BOLZAM
Departamento de Física
Universidade Federal de Goiás

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 facínoras 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 Yanni (1954 -), Doutor Honoris Causa em Letras e Psicólogo e Compositor grego, o britânico Bertrand Russell (1872 -1970), Filósofo, Matemático e premiado Nobel de Literatura em 1950, e Benjamim Carson (1951 -), Escritor e Neurocirurgião do Hospital John Hopkins em Baltimore, Mariland (EUA), interpretado no filme “Mãos Talentosas”, consideram que o Sentimento é o Instrumento do Conhecimento.

AGRADECIMENTOS

À Deus, por iluminar meus caminhos e me sustentar nos momentos difíceis (alusão ao Salmo 69) permitindo que eu concluísse esse trabalho.

Aos Professores Doutores Francisco de Assis Saviano Sousa e Lourivaldo Mota Lima, 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 Geber Barbosa de Albuquerque Moura e Maurício José Alves Bolzan que aceitaram participar da Banca Examinadora e contribuíram de forma valorosa e ímpar para a conclusão desta pesquisa.

À Professora Doutora Célia Campos Braga pelo estímulo na pesquisa, além de ter sido minha primeira professora no DCA, no Curso de Nivelamento.

Em especial ao Professor Doutor José Ivaldo Barbosa de Brito pela forma apurada em sanar minhas dúvidas e pelo inestimável incentivo e colaboração para que este trabalho fosse concluído, além de ter sido meu primeiro professor no curso de Mestrado.

A todos os meus colegas das Turmas de Graduação da UEPB (2002; 2004), Curso Técnico em Informática pela ETER (2003), Nivelamento (2007), Mestrado (2007) e Doutorado (2009) pela UFCG. Bons tempos e saudades das minhas queridas turmas.

À minha família, em especial, minha mãe Maria de Lourdes dos Santos Araújo (meu tesouro mais precioso), meu pai José de Arimatéia Basílio de Araújo, e meus irmãos Vinícius (*in memorian*), 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. Esses, exemplos de fé, força de vontade e superação. Aqui minha estima.

À meus queridos avôs: Messias Pereira dos Santos (*in memorian*) e Taumaturgo Basílio e avós: Carmelita Maria dos Santos e Tereza Basílio de Araújo (*in memorian*).

À Petrônio Daniel dos Santos (*in memorian*) e Emerson David Justino (*in memorian*), pelos esforços e exemplos em vida, e por a terem pautado estudantil e religiosamente, idem.

Agradecimento especial ao Pe. José Adalto de Maria, pela motivação e aconselhamento; à Dra. Fabiane Regina Dantas Araújo pelo apoio imprescindível quando iniciei meus estudos ainda no curso de nivelamento; aos Drs. Gildarte Barbosa da Silva, Ewerton Cleudson de Sousa Melo, Lincoln Eloi de Araújo e Richele de Paula, que cooperaram bastante sobre informações meteorológicas, geografia da área pesquisada e dados de precipitação e vazão, e a todos os Professores e amigos que conheci por meio do DCA.

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 do CTRN/UACA/UFCG, na pessoa de Eyres e Mirian, secretárias do DCA.

À ANA (Agência Nacional das Águas) pelo aporte de dados hidrometeorológicos.

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. Enilson Palmeira Cavalcanti, e também aos ex-coordenadores Prof. Dr. Ênio Pereira de Souza e Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva; e 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.

*A vida se resume em duas palavras de duas letras: Fé e Pó (WSA) e
“Se chorei ou se sorri, o importante é que emoções eu vivi...”(Emoções/Roberto Carlos).*

O SENHOR DO OUTONO

26. A grandeza de Deus supera todo conhecimento, e o número de seus anos é incalculável.
27. Ele reúne as gotas d'água, e de suas fontes destila a chuva.
28. As nuvens se derramam em chuveiro, e a chuva cai abundante sobre o solo.
29. Quem pode calcular a extensão das nuvens e a altura de sua tenda celeste?
30. Ele espalha diante de si uma neblina, que cobre o topo das montanhas.
31. Com a chuva, alimenta os povos, dando-lhes comida abundante.
32. Enche as mãos com raios e atira-os no alvo certo.
33. O trovão anuncia a chegada dele...

JÓ 36

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 a dinâmica da variabilidade climática da precipitação e da vazão sobre o Nordeste brasileiro (NEB) utilizando Análise Multivariada e Espectral. Para isso, foram usados dados mensais de 11 índices climáticos pluviais (definidos pela Organização Meteorológica Mundial (OMM)) e vazão, obtidos a partir de dados diários (1960-2006) de 258 e 45 estações/postos, pluviométricos e fluviométricos, respectivamente. Para a Análise Multivariada, foi utilizada a Análise de Componentes Principais (ACP) e a Análise de Agrupamento (AA), a fim de se obter a distribuição espaço-temporal da precipitação e vazão e sua respectiva regionalização de grupos homogêneos. Para a Análise Espectral, foi utilizada a Transformada em Ondeletas (TO) com o intuito de se obter os níveis de frequência e energia associados a diferentes periodicidades em cada grupo homogêneo G1, G2, G3 e G4. Além disso, foram efetuadas correlações e espectros cruzados para a vazão e os índices climáticos pluviais de cada grupo contra as anomalias térmicas dos oceanos Pacífico e Atlântico, e três índices oceânicos de variabilidade climática global: Índice de Oscilação Sul (IOS), Índice Multivariado El-Niño (IME) e Oscilação Decadal do Pacífico (ODP). Na ACP, os índices pluviais R99p (Dias extremamente úmidos) e SDII (Índice Simples de Intensidade Diária) foram selecionados e representados no espaço e no tempo por quatro componentes principais (CPs) que explicaram aproximadamente 70% da variância total do sistema, e para os demais índices, três CPs explicaram mais de 90%. Para a vazão, duas CPs explicaram mais de 90% da variância total explicada. Na AA, os índices climáticos pluviais: R50 (Quantidade em dias com precipitação superior a 50 mm) e DUC (Dias Úmidos Consecutivos) foram regionalizados por apenas dois grupos homogêneos (G1 e G2), SDII por três (G1, G2, e G3) e os demais índices por quatro (G1, G2, G3 e G4). Para a vazão, dois grupos (G1 e G2) foram suficientes para representar a fluviometria do NEB. Os resultados da aplicação da TO mostraram que a escala de quatro anos apresentou os maiores níveis de intensidade de energia espectral e modulou em todos os grupos pluviais homogêneos boa parte das oscilações de frequência mais alta, da bienal a semianual, com destaque para a década de 1980. Já para a vazão, os grupos G1 e G2, tiveram nas escalas de um e dois anos (G1) e um e quatro anos (G2), os maiores níveis de energia sobre o NEB, com notório decaimento durante as décadas de 1980 (G1 e G2) e 1990 (G1). Na correlação entre índices pluviais e índices oceânicos/Temperaturas da Superfície do Mar (TSMs), G1 (leste do NEB) demonstrou estar mais significativamente associado às variações das anomalias do Atlântico tropical norte, G4 (norte do NEB) aos índices da ODP e IOS, e os grupos G2 e G3 aos índices da ODP e IME. Para a vazão, Niño 1+2, IOS, IME e ODP exerceram influência em G1 e G2. Os espectros cruzados mostraram que em muitos escalogramas, a frequência de quatro anos foi modulada pelas escalas de 12 e oito anos, e se mostrou bastante atuante quando confrontados os índices pluviais em dias e em mm com os índices TNAI (G1) e ODP (G4), e quando confrontadas as vazões (G1 e G2) com os índices Niño 1+2, IME, IOS e ODP. Com isso, tornou-se mais simples a identificação de padrões temporais da vazão mensal, que afetam sobremaneira a dinâmica fluvial, uma vez que esta é o principal agente transportador de águas para os mananciais. A ODP e o TNAI foram os índices que mais interferiram nas chuvas da região. A variabilidade interanual é ligada ao ciclo do ENOS e a variabilidade decadal de oito a 12 anos, possivelmente oriunda de ciclos de manchas solares, influencia na variabilidade pluviométrica modulando a escala de quatro anos. Concluiu-se ainda que as ferramentas estatísticas foram de extrema utilidade para o conhecimento da climatologia do NEB e mostraram quais possíveis eventos da variabilidade climática exercem maior influência sobre a pluviometria e fluviometria regional e local.

Palavras-chave: Análise Multivariada; Análise Espectral; Hidrometeorologia.

ABSTRACT

The aim of this work was to study the dynamics of climate variability in precipitation and flow over the Brazilian Northeast (BN) using Multivariate Analysis and Spectral. For this, were used monthly data from 11 climates indexes rain (defined by the World Meteorological Organization (WMO)) and flow rate, obtained from daily data (1960-2006) of 258 and 45 stations/posts, pluviometric and fluviometric, respectively. For Multivariate Analysis, was used Principal Component Analysis (PCA) and Cluster Analysis (CA) in order to obtain the spatial and temporal distribution of rainfall and flow and their respective regionalization of homogeneous groups. For spectral analysis was used Wavelet Transform (WT) in order to obtain the frequency and power levels associated with different frequencies in each group homogeneous G1, G2, G3 and G4. Furthermore, correlations and cross spectrals were performed for flow and climatic indexes rain from each group against thermal anomalies of Pacific and Atlantic oceans, and three indexes of ocean climate variability global: Southern Oscillation Index (SOI), Multivariate El Niño Index (MEI) and Pacific Decadal Oscillation (PDO). For PCA, the indexes rain R99p (extremely wet days) and SDII (Simple Daily Intensity Index) were select and represented in space and time by four principal components (PCs) that explained approximate 70% of the total variance of the system, and for other indexes, three PCs explain more than 90%. For the flow, two CPs explained more than 90% of the total variance explained. In CA, the rain climate indexes: R50 (Amount in days with precipitation exceeding 50 mm) and WCD (Wet Consecutive Days) were regionalized by only two homogeneous groups (G1 and G2), SDII for three (G1, G2, and G3) and the other indexes for four (G1, G2, G3 and G4). For the flow, two groups (G1 and G2) were sufficient for represented fluviometric of the BN. The results of applying WT showed that the scale of four years had the highest levels of energy intensity and spectral modulated in all groups homogeneous rain much of the higher frequency oscillations of the biennial at semiannual, highlighting the decade of 1980s. As for the flow, G1 and G2, were the scales one and two years (G1) and one and four years (G2), the highest levels of energy on the BN, with noticeable decay during the 1980s (G1 and G2) and 1990s (G1). In the correlation between rainfall indexes and indexes oceanic/sea surface temperatures (SSTs), G1 (eastern BN) was shown to be significantly more anomalies associated with variations in the Tropical North Atlantic, G4 (northern of the BN) of indexes PDO and SOI, G2 and G3 of indexes PDO and MEI. For the flow, Niño 1+2, SOI, MEI and PDO exerted influence in G1 and G2. The cross spectral showed that in many, the frequency of four years was modulated by the scales of 12 and eight years, and proved quite active when confronted indexes rain in days and in millimeters with the indexes TNAI (G1) and PDO (G4), and when confronted flow rates (G1 and G2) with the indexes Niño 1+2, MEI, SOI and PDO. With that, it became easier to identify temporal patterns of monthly runoff, which greatly affect the river dynamics, since this is the main agent for transporting water fountains. The indexes PDO and TNAI were most affected the rainfall in the region. The interannual variability is linked to the cycle of ENSO and decadal variability eight to 12 years, possible from of the sunspots cycles, influences in variability rainfall modulating the level of four years. It was also concluded that the statistical tools are extremely useful for understanding the climatology of the BN and showed what possible events of climate variability exert greater influence on the pluviometric and fluviometric regional and local.

Keywords: Multivariate Analysis; Spectral Analysis; Hydrometeorology.

SUMÁRIO

Resumo	vi
Abstract	vii
Lista de Figuras	xi
Lista de Tabelas	xvii
Lista de Siglas e Símbolos	xviii
1 Introdução	21
2 Objetivos	24
2.1 Objetivo geral	24
2.2 Objetivos específicos	24
3 Revisão Bibliográfica e Fundamentação Teórica	25
3.1 O clima da Região Nordeste do Brasil: o caso da precipitação	25
3.2 Principais sistemas atmosféricos atuantes no NEB	26
3.2.1 Vórtices Ciclônicos de Ar Superior.....	27
3.2.2 Distúrbios ou Ondas de Leste.....	29
3.2.3 Zona de Convergência Intertropical	30
3.2.4 Sistemas Frontais.....	31
3.3 O ciclo hidrológico: o caso da vazão.....	32
3.4 Análise Multivariada	33
3.4.1 Análise de Componentes Principais	33
3.4.2 Análise de Agrupamento	36
3.5 Análise Espectral.....	38
3.5.1 Análise de Ondeletas (<i>Wavelets</i>).....	38
3.6 Temperaturas da superfície do mar	45
3.7 Índices Oceânicos de Variabilidade Climática	47
3.7.1 Índice de Oscilação Sul (IOS).....	47
3.7.2 Índice Multivariado El Niño (IME)	49
3.7.3 Oscilação Decadal do Pacífico (ODP)	50

4 Material e Métodos.....	53
4.1 Material.....	53
4.1.1 Descrição geral da área de estudo	53
4.1.2 Dados pluviométricos.....	56
4.1.3 Dados de vazão	57
4.1.4 Softwares utilizados	58
4.2 Métodos	58
4.2.1 Índices climáticos básicos do ETCCDMI	59
4.2.2 Análise de Componentes Principais (ACP)	62
4.2.3 Análise de Agrupamento (AA)	65
4.2.4 Análise Espectral.....	67
4.2.4.1 Transformada em Ondeletas (TO).....	68
4.2.4.2 A Função Ondeleta Base de Morlet	71
4.2.4.3 O Espectro de Energia das Ondeletas	73
4.2.4.4 O Espectro de Energia Global das Ondeletas	74
4.2.4.5 O Espectro Cruzado de Energia das Ondeletas.....	74
4.2.4.6 O Cone de Influência (COI).....	75
4.2.5 Correlação: índices pluviiais/fluviais x índices oceânicos/TSMs.	76
5 Resultados e discussão	78
5.1 Aplicação da ACP aos dados pluviiais e índices climáticos pluviiais	78
5.2 Aplicação da AA aos dados pluviiais e índices climáticos pluviiais.....	88
5.3 Aplicação da TO aos índices climáticos pluviiais	93
5.3.1 Aplicação da TO aos índices climáticos pluviiais de G1	94
5.3.2 Aplicação da TO aos índices climáticos pluviiais de G2	100
5.3.3 Aplicação da TO aos índices climáticos pluviiais de G3	107
5.3.4 Aplicação da TO aos índices climáticos pluviiais de G4.....	110
5.4 Relação entre índices oceânicos/TSMs e índices climáticos pluviiais.....	114
5.4.1 Índices oceânicos/TSMs contra índices pluviiais de G1	115
5.4.2 Índices oceânicos/TSMs contra índices pluviiais de G2.....	118
5.4.3 Índices oceânicos/TSMs contra índices pluviiais de G3.....	121
5.4.4 Índices oceânicos/TSMs contra índices pluviiais de G4.....	123
5.5 Espetro cruzado: índices climáticos pluviiais x índices oceânicos/TSMs..	125
5.5.1 Espetro cruzado: índices pluviiais de G1 x TNAI	129
5.5.2 Espetro cruzado: índices pluviiais de G4 x ODP	132

6.1 Aplicação da ACP aos dados de vazão do NEB	134
6.2 Aplicação da AA aos dados de vazão do NEB	135
6.3 Aplicação da TO aos dados de vazão do NEB	136
6.4 Relação entre a vazão do NEB e os índices oceânicos/TSMs.....	137
6.5 Espectro cruzado: vazões do NEB x índices oceânicos/TSMs	138
Conclusões	141
Sugestões para trabalhos futuros	144
Considerações finais	145
Referências Bibliográficas	146
Apêndices	159
Apêndice A	159
Apêndice B	166
Apêndice C.....	167
Apêndice D	168
Apêndice E	181
Apêndice F	182

LISTA DE FIGURAS

	pág.
Figura 1 Área geográfica de estudo (em destaque).....	53
Figura 2 Principais sistemas meteorológicos atuantes na região nordeste do Brasil.....	54
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.....	56
Figura 4 Distribuição espacial dos postos fluviométricos na área de estudo, sendo ilustrado no eixo vertical a latitude, no eixo horizontal a longitude e em gradiente a altitude em metros.....	57
Figura 5 Temperaturas da superfície do mar nos oceanos pacífico e atlântico.....	76
Figura 6 Distribuição das cargas das CPs da média pluvial : CP1 a) mai - set, CP2 b) jan - abr e CP3 c) out - dez.....	80
Figura 7 Distribuição das cargas das CPs do índice PRECPTOT : CP1 a) mai - set, CP2 b) jan - abr e CP3 c) out - dez.....	80
Figura 8 Distribuição das cargas das CPs do índice DSC : CP1 a) mai - set, CP2 b) out - dez e CP3 c) jan - abr.....	81
Figura 9 Distribuição das cargas das CPs do índice DUC : CP1 a) mai - set, CP2 b) out - dez e CP3 c) jan - abr.....	82
Figura 10 Distribuição das cargas das CPs do índice R10 : CP1 a) mai - set, CP2 b) jan - abr e CP3 c) out - dez.....	83
Figura 11 Distribuição das cargas das CPs do índice R20 : CP1 a) mai - set, CP2 b) jan - abr e CP3 c) out - dez.....	83
Figura 12 Distribuição das cargas das CPs do índice R50 : CP1 a) mai - set, CP2 b) jan - abr e CP3 c) out - dez.....	83
Figura 13 Distribuição das cargas das CPs do índice SDII : CP1 a) set - jan, CP2 b) fev - mai, CP3 c) jul e CP4 d) jun e ago.....	85
Figura 14 Distribuição das cargas das CPs do índice R95p : CP1 a) mai - set, CP2 b) jan - abr e CP3 c) out - dez.....	86
Figura 15 Distribuição das cargas das CPs do índice R99p : CP1 a) abr - set, CP2 b) out - dez, CP3 c) fev - mar e CP4 d) jan.....	86
Figura 16 Distribuição das cargas das CPs do índice Rx1day : CP1 a) mai - set, CP2 b) out - dez e CP3 c) jan - abr.....	87

Figura 17	Distribuição das cargas das CPs do índice Rx5day : CP1 a) mai - set, CP2 b) out - dez, CP3 c) jan - abr.....	87
Figura 18	Distribuição das regiões pluviometricamente homogêneas para a média pluviual (a) e o índice PRECPTOT (b).....	88
Figura 19	Distribuição das regiões pluviometricamente homogêneas do NEB para os índices DSC (a) e DUC (b).....	89
Figura 20	Distribuição das regiões pluviometricamente homogêneas para os índices R10 (a) e R20 (b).....	90
Figura 21	Distribuição das regiões pluviometricamente homogêneas para os índices R50 (a) e SDII (b).....	91
Figura 22	Distribuição das regiões pluviometricamente homogêneas para os índices R95p (a) e R99p (b).....	92
Figura 23	Distribuição das regiões pluviometricamente homogêneas para os índices Rx1day (a) e Rx5day (b).....	93
Figura 24	Transformada da ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: PRECPTOT (a), DSC (b), DUC (c), R10 (d), R20 (e) e R50 (f), do grupo G1.....	96
Figura 25	Transformada da ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: SDII (a), R95p (b), R99p (c), Rx1day (d) e Rx5day (e), do grupo G1.....	99
Figura 26	Transformada da ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: PRECPTOT (a), DSC (b), DUC (c), R10 (d), R20 (e) e R50 (f), do grupo G2.....	103
Figura 27	Transformada da ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: SDII (a), R95p (b), R99p (c), Rx1day (d) e Rx5day (e), do grupo G2.....	106
Figura 28	Transformada da ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: PRECPTOT (a), DSC (b), R10 (c), R20 (d) e SDII (e), do grupo G3.....	108
Figura 29	Transformada da ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: R95p (a), R99p (b), Rx1day (c) e Rx5day (d), do grupo G3.....	110
Figura 30	Transformada da ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: PRECPTOT (a), DSC (b), R10 (c), R20 (d) e R95p (e), do grupo G4.....	112
Figura 31	Transformada da ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: R99p (a), Rx1day (b) e Rx5day (c), do grupo G4.....	113

Figura 32	Variabilidade temporal das anomalias de índices oceânicos/TSMs e dos índices climáticos pluviiais do grupo G1 em dias (a) e em mm (b) (para SDII (mm/dia)).....	117
Figura 33	Variabilidade temporal das anomalias de índices oceânicos/TSMs e dos índices climáticos pluviiais do grupo G2 em dias ((a) e (b)) e em mm ((c) e (d)) (para SDII (mm/dia)).....	120
Figura 34	Variabilidade temporal das anomalias de índices oceânicos/TSMs e dos índices climáticos pluviiais do grupo G3 em dias (a) e em mm (b) (para SDII (mm/dia)).....	122
Figura 35	Variabilidade temporal das anomalias de índices oceânicos/TSMs e dos índices climáticos pluviiais do grupo G4 em dias (a) e em mm (b) (para SDII (mm/dia)).....	124
Figura 36	Transformada da ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: Niño1+2 (a), Niño3 (b), Niño3.4 (c), Niño4 (d) do pacífico; TNAI (e) e TSAI (f) do atlântico.....	126
Figura 37	Transformada da ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente aos índices oceânicos climáticos globais: IME (a), IOS (b) e ODP (c).....	128
Figura 38	Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: R10 (a), R20 (b), R50 (c), DSC (d) e DUC (e) de G1 contra TNAI.....	129
Figura 39	Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: PRECPTOT (a), Rx1day (b), Rx5day (c), R95p (d), R99p (e) e SDII (f) de G1 contra TNAI.....	131
Figura 40	Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: R10 (a), R20 (b), DSC (c) de G1 contra ODP.....	132
Figura 41	Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: PRECPTOT (a), Rx1day (b), Rx5day (c), R95p (d) e R99p (e) de G4 contra ODP.....	133
Figura 42	Distribuição das cargas da vazão: CP1 a) jun - jan, CP2 b) fev - mai.....	134
Figura 43	Correlações das CPs rotacionadas da vazão e associadas aos meses do ano.	135
Figura 44	Regiões fluviometricamente homogêneas do NEB.....	135
Figura 45	Transformada da ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente à vazão para os grupos G1(a) e G2(b).....	136
Figura 46	Variabilidade temporal das anomalias dos índices oceânicos/TSMs e das vazões dos grupos G1 e G2.....	137

Figura 47	Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: Niño 1+2 (a), IOS (b), IME (c) e ODP (d) contra a vazão do grupo G1.....	139
Figura 48	Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: Niño 1+2 (a), IOS (b), IME (c) e ODP (d) contra a vazão do grupo G2.....	140
Figura C1	Correlação entre os meses do ano e suas respectivas componentes associadas para a média pluvial (a) e os 11 índices climáticos (b - l).....	167
Figura D1	Distribuição dos padrões médios da precipitação média em mm dos meses associados à 1ª CP (mai - set), 2ª CP (jan - abr) e 3ª CP (out - dez).....	168
Figura D2	Distribuição dos padrões médios do índice PRECPTOT em mm dos meses associados à 1ª CP (mai - set), 2ª CP (jan - abr) e 3ª CP (out - dez).....	169
Figura D3	Distribuição dos padrões médios do índice DSC em dias/mês dos meses associados à 1ª CP (mai - set), 2ª CP (out - dez) e 3ª CP (jan - abr).....	170
Figura D4	Distribuição dos padrões médios do índice DUC em dias/mês dos meses associados à 1ª CP (mai - set), 2ª CP (out - dez), 3ª CP (jan - abr).....	171
Figura D5	Distribuição dos padrões médios do índice R10 em dias/mês dos meses associados à 1ª CP (mai - set), 2ª CP (jan - abr) e 3ª CP (out - dez).....	172
Figura D6	Distribuição dos padrões médios do índice R20 em dias/mês dos meses associados à 1ª CP (mai - set), 2ª CP (out - dez) e 3ª CP (jan - abr).....	173
Figura D7	Distribuição dos padrões médios do índice R50 em dias/mês dos meses associados à 1ª CP (mai - set), 2ª CP (jan - abr) e 3ª CP (out - dez).....	174
Figura D8	Distribuição dos padrões médios do índice SDII em mm/dia dos meses associados à 1ª CP (set - jan), 2ª CP (fev - mai), 3ª CP (jul) e 4ª CP (jun e ago).....	175
Figura D9	Distribuição dos padrões médios do índice R95p em mm dos meses associados à 1ª CP (mai - set), 2ª CP (jan - abr) e 3ª CP (out - dez).....	176
Figura D10	Distribuição dos padrões médios do índice R99p em mm dos meses associados à 1ª CP (abr - set), 2ª CP (out - dez), 3ª CP (fev - mar) e 4ª CP (jan).....	177
Figura D11	Distribuição dos padrões médios do índice Rx1day em mm dos meses associados à 1ª CP (mai - set), 2ª CP (out - dez) e 3ª CP (jan - abr).....	178
Figura D12	Distribuição dos padrões médios do índice Rx5day em mm dos meses associados à 1ª CP (mai - set), 2ª CP (out - dez) e 3ª CP (jan - abr).....	179

Figura D13	Distribuição dos padrões médios da Vazão em m ³ /s dos meses associados à 1 ^a CP (jun - jan) e 2 ^a CP (fev - mai).....	180
Figura E1	Distribuição das componentes e seus respectivos autovalores (Scree Plot), obtidos na ACP aplicada à média pluvial (a), aos índices climáticos (b - l) e a vazão (m), respectivamente.....	181
Figura F1	Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: DUC (a), Rx1day (b) e SDII (c,d,e) de G1 contra índices oceânicos/TSMs.....	182
Figura F2	Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: R10 (a,b) e R20 (c,d,e,f) de G2 contra índices oceânicos/TSMs.....	183
Figura F3	Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: R50 (a,b,c) e DUC (d,e,f) de G2 contra índices oceânicos/TSMs.....	184
Figura F4	Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: DUC (a,b), DSC (c,d) e SDII (e,f) G2 contra índices oceânicos/TSMs.....	185
Figura F5	Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: PRECPTOT (a,b,c) e Rx1day (c,d,e) de G2 contra índices oceânicos/TSMs.....	186
Figura F6	Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: Rx1day (a), Rx5day (b,c,d,e) e R95p (f) de G2 contra índices oceânicos/TSMs.....	187
Figura F7	Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: R95p (a,b) e R99p (c,d,e,f) de G2 contra índices oceânicos/TSMs.....	188
Figura F8	Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: R99p (a,b,c) e SDII (d,e,f) de G2 contra índices oceânicos/TSMs.....	189
Figura F9	Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: R10 (a,b,c) e R20 (d,e,f) de G3 contra índices oceânicos/TSMs.....	190
Figura F10	Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: Rx1day (a,b,c) e Rx5day (d,e,f) de G3 contra índices oceânicos/TSMs.....	191
Figura F11	Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: Rx5day (a,b,c) e DSC (d,e,f) de G3 contra índices oceânicos/TSMs.....	192

Figura F12	Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: R95p (a,b,c) e R99p (d,e,f) de G3 contra índices oceânicos/TSMs.....	193
Figura F13	Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: SDII (a,b,c), Rx1day (d), Rx5day (e) e R95p (f) de G3 contra índices oceânicos/TSMs.....	194
Figura F14	Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: R10 (a,b), R20 (c,d), DSC (e,f) de G4 contra índices oceânicos/TSMs.....	195
Figura F15	Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: PRECPTOT (a,b), Rx1day (c,d) e Rx5day (e,f) de G4 contra índices oceânicos/TSMs.....	196
Figura F16	Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: PRECPTOT (a,b), Rx1day (c,d) e Rx5day (e,f) de G4 contra índices oceânicos/TSMs.....	197
Figura F17	Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: DSC de G4 contra índices oceânicos/TSMs.....	198

LISTA DE TABELAS

		pág.
Tabela 1	Componentes e contribuição percentual da variância explicada da média pluvial e dos 11 índices climáticos pluviais rotacionados.....	79
Tabela 2	Correlação entre anomalias de índices oceânicos/TSMs e índices climáticos pluviais do grupo G1 em dias (a) e em mm (b).....	117
Tabela 3	Correlação entre anomalias de índices oceânicos/TSMs e índices climáticos pluviais do grupo G2 em dias ((a) e (b)) e em mm ((c) e (d)).....	118
Tabela 4	Correlação entre anomalias de índices oceânicos/TSMs e índices climáticos pluviais do grupo G3 em dias (a) e em mm (b).....	122
Tabela 5	Correlação entre anomalias de índices oceânicos/TSMs e índices climáticos pluviais do grupo G4 em dias (a) e em mm (b).....	124
Tabela 6	Componentes e contribuição percentual da variância explicada pela vazão..	134
Tabela 7	Correlação entre anomalias de índices oceânicos/TSMs e vazões dos grupos G1 (a) e G2 (b).....	137
Tabela A1	Localização dos 258 postos pluviométricos da área de estudo.....	159
Tabela A2	Localização dos 47 postos fluviométricos da área de estudo.....	164
Tabela B1	Índices de chuva com suas definições e respectivas unidades.....	166

LISTA DE SIGLAS E SÍMBOLOS

SIGLAS:

AL	Alagoas
BA	Bahia
CE	Ceará
MA	Maranhão
PB	Paraíba
PE	Pernambuco
PI	Piauí
RN	Rio Grande do Norte
SE	Sergipe
NEB	Nordeste do Brasil
SE	Sudeste
COB	Centro-Oeste do Brasil
EUA	Estados Unidos da América
BHRC	Bacia Hidrográfica do Rio Colorado
TNA	Tropical Northern Atlantic (Atlântico Tropical Norte)
TSA	Tropical Southern Atlantic (Atlântico Tropical Sul)
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
ENOS	El Niño Oscilação Sul
IME	Índice Multivariado de El Niño
TNAI	Índice de anomalia da temperatura do Atlântico Tropical Norte
TSAI	Índice de anomalia da temperatura do Atlântico Tropical Sul
ATSM	Temperatura da superfície do mar do atlântico
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
CZMJ	Componentes zonal e meridional juntas
OMJ	Oscilação de Madden & Julian
ODP	Oscilação Decadal do Pacífico
PDO	Pacific Decadal Oscillation
IOS	Índice de Oscilação Sul
OS	Oscilação Sul
SCI	Sistemas Convectivos Intensos
ROL	Radiação de onda longa
PNM	Pressão ao Nível do Mar
SC	Sistemas Convectivos
ET	Evapotranspiração
ROLE	Radiação de Onda Longa Emergente
TMA	Temperatura média do ar
TM	Thematic Mapper
IDL	Interactive Data Language
ETCCDMI	Expert Team Change Detection Monitoring and Indices
OMM	Organização Meteorológica Mundial

UFCG	Universidade Federal de Campina Grande
UEPB	Universidade Estadual da Paraíba
ETER	Escola Técnica Redentorista de Campina Grande - PB
DCA	Departamento de Ciências Atmosféricas
UACA	Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
SUDENE	Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
CTRN	Centro de Tecnologia e Recursos Naturais
ANA	Agência Nacional de Águas
DNOCS	Departamento Nacional de Obras contra as Secas
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
SEMARH	Secretaria de Meio Ambiente e Recursos Hídricos
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IGBP	International Geosphere Biosphere Programme
NCEP	National Centers for Environment Prediction
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
ERSST	extended reconstructed SST (Surface Sea Temperature)
PRECPTOT	Precipitação total mensal 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)
JAN	Janeiro (J)
FEV	Fevereiro (F)
MAR	Março (M)
ABR	Abril (A)
MAI	Maio (M)
JUN	Junho (J)
JUL	Julho (J)
AGO	Agosto (A)
SET	Setembro (S)
OUT	Outubro (O)
NOV	Novembro (N)
DEZ	Dezembro (D)
N	North/Norte
S	South/Sul
E	East/Leste
W	West/Oeste

ACP	Análise de Componentes Principais
AA	Análise de Agrupamento
TO	Transformada em Ondeletas
TF	Transformada da Fourier
TJF	Transformada Janelada de Fourier
AF	Análise Fatorial
CP	Componente(s) Principal(s)
VE	Variância Explicada
VTs	Variância Total Explicada do Sistema
GL	Graus de Liberdade
G1	Grupo de pontos ou localidades homogêneas 1
G2	Grupo de pontos ou localidades homogêneas 2
G3	Grupo de pontos ou localidades homogêneas 3
G4	Grupo de pontos ou localidades homogêneas 4

SÍMBOLOS:

hP	Hecto Pascal
°C	graus Celsius
km	quilômetro
km²	quilômetro quadrado
M (m)	metro ou metros
m s⁻¹	metros por segundo
mm dia⁻¹	milímetro(s) por dia
mm/dia	milímetro(s) por dia
mm	milímetro ou milímetros
hab/ km²	habitante por quilômetro quadrado
%	uma divisão por cem, ou percentual
x	versus ou contra
Eq	Equador ou Linha Imaginária do Equador
max	máximo

1 INTRODUÇÃO

A variabilidade climática tem exercido diferentes influências no desenvolvimento das civilizações ao longo dos séculos e a possibilidade ou indício de mudanças climáticas globais geradas pela ação antropogênica, juntamente com a variabilidade natural, tem estimulado a realização de pesquisas climáticas contemporâneas.

Dentre essas pesquisas se destacam as da influência das condições de contorno, como os perfis termais de oceanos adjacentes e também dos fenômenos atmosféricos associados aos ciclos da variabilidade natural. A importância dessas pesquisas reside no provimento de subsídios para formulação de modelos numéricos que descrevam melhor a distribuição espaço-temporal e de frequência de séries temporais de regiões que sejam climatologicamente homogêneas, como em relação às variáveis precipitação e vazão, cujas variabilidades afetam diretamente a socioeconomia no Nordeste brasileiro, sobretudo em sua porção semiárida.

Visando delimitar regiões homogêneas quanto a uma determinada variável, a Análise de Agrupamento (AA) tem se consolidado como uma das maneiras mais úteis no processo de filtrar dados para descobrir grupos homogêneos e identificar padrões que estejam ocultos nos dados (HALKIDI et al., 2001). A AA permite a exploração do comportamento de séries temporais onde as variáveis classificatórias são inicialmente separadas em grandes grupos utilizando para isso uma medida de similaridade ou distância (AMANAJÁS et al., 2010; WILKS, 2006), fornecendo assim a espacialização de regiões climaticamente homogêneas.

Outra forma, relativamente simples e rápida para identificar áreas homogêneas é tomar por base planos fatoriais (ACP - Análise de Componentes Principais). A ACP, à qual, a Análise de Agrupamento se apóia, sintetiza grandes massas de dados por meio de componentes principais, cujas cargas explicam significativa variância dos dados originais, e além de caracterizar o espaço, também estabelece o perfil espaço-temporal da série.

Devido a isso, a ACP e a AA se revelam como ferramentas poderosas na síntese e regionalização de séries, atuando na distribuição espaço-tempo.

A Análise de Ondeleita ou *Wavelet*, por sua vez, atua na distribuição tempo-frequência ou, conforme outras nomenclaturas, tempo-escala. Ela possui propriedades matemáticas capazes de fornecer a informação de tempo e de frequência simultaneamente, ou seja, possibilita representar a frequência-tempo da série. A *Wavelet*, portanto, revela-se como técnica importante na análise de séries temporais e desempenha fundamentos para criação de estruturas matemáticas úteis para representar o passado e prever o comportamento futuro.

As *Wavelets* tem estimulado muitas pesquisas no campo das geociências. Obregón (2001) utilizou *Wavelets* para estudar o comportamento da precipitação sobre a América do Sul tentando associar o comportamento temporal dessa variável às mudanças climáticas.

Em particular no Brasil, de todas as variáveis climáticas, a precipitação e a vazão são as que melhor caracterizam a variabilidade climática sobre o NEB e, provavelmente, as que impactem mais direta e significativamente a população, e suas variações e mudanças frequentemente resultam em repercussões econômicas, no meio ambiente, sociais e políticas. Uma descrição e caracterização de distribuições pluvial e fluvial implicam em uma convivência melhor com fenômenos adversos (MELO JÚNIOR et al., 2006), que é importante.

Esta importância justifica análise mais detalhada da variabilidade climática da precipitação e vazão em diversas escalas espaço/temporais e de frequência sobre o NEB, enfocando assim as causas de tais variações, como um meio para entender futuras mudanças. Além disso, trabalhos que utilizam índices de variabilidade ou mudança climática, em escala global, para estudar os efeitos dos fenômenos planetários e/ou regionais sobre as variáveis meteorológicas, no âmbito de extensas e importantes áreas não são muito frequentes na nossa literatura. Deste modo, esta pesquisa é inédita no que se refere a estudos sobre as variações ocorridas nas TSMs (Temperaturas da Superfície do Mar) dos Oceanos Pacífico e Atlântico,

nos Índices Oceânicos de Variabilidade Climática e seus possíveis efeitos sobre índices de variabilidade e/ou mudanças climáticas no Nordeste Brasileiro.

Outrossim, esta pesquisa é inovadora no sentido de avaliar numa escala espacial mais detalhada e abrangente, o comportamento atmosférico associado às variabilidades nas escalas de semianuais a interdecadais da precipitação e vazão, fornecer informações de frequência, espaço e tempo dessas variáveis, possíveis mudanças climáticas e diagnósticos para o NEB (Nordeste do Brasil), determinar o grau de relação e explicação dos fenômenos de grande escala (El Niño Oscilação Sul - ENOS, Oscilação Decadal do Pacífico - ODP, anomalias de TSMs dos Oceanos Pacífico e Atlântico), de escalas regional e local no Nordeste do Brasil, aprofundar os conhecimentos relativos à climatologia da região ante possíveis mudanças climáticas e por fim, tem o propósito de auxiliar na tomada de decisão dos setores de planejamento de recursos hídricos, monitoramento de tempo e clima e de defesa civil.

Para tanto, foram caracterizadas as séries temporais de precipitação, vazão e 11 índices climáticos pluviais definidos pela Organização Meteorológica Mundial e examinou-se por meio da Análise de Ondeletas os processos responsáveis pela evolução desses parâmetros no NEB, além de avaliar suas relações com as condições de contorno: temperaturas de superfície dos oceanos Pacífico e Atlântico, e mais três índices de variabilidade climática global: IOS, IME e ODP.

A hipótese básica sugerida neste trabalho a de que frequências termais específicas dos oceanos Pacífico e Atlântico modulam e atuam na variabilidade hidrometeorológica do NEB.

Em geral, busca-se aqui melhorar a compreensão dos mecanismos geradores dos valores das variáveis hidrometeorológicas ao se realizar nos dados disponíveis a necessária introspecção e entender de maneira mais apurada como os parâmetros de frequência, tempo e espaço se relacionam e desencadeiam influência no clima da região Nordeste do Brasil e despertar interesse em outros pesquisadores em analisar o mesmo em outras regiões do globo.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo geral

Analisar a dinâmica da variabilidade da precipitação, da vazão e dos índices climáticos pluviais no NEB utilizando análise espectral nas sub-regiões climatologicamente homogêneas, com base em registros diários de chuvas.

2.2 Objetivos específicos

- aplicar as técnicas de análise multivariada: Análise de Componentes Principais e Análise de Agrupamento, aos dados de precipitação e vazão do Nordeste do Brasil a fim de obter a distribuição espaço-temporal e estabelecer a delimitação de regiões climatologicamente homogêneas;
- utilizar ondeletas para identificar modos de variabilidades dominantes e como esses modos variam no tempo e escala dentro de séries temporais de precipitação e vazão;
- analisar em escala frequência-espaço-temporal os índices de detecção de mudanças climáticas no NEB definidos pela OMM (Organização Meteorológica Mundial);
- quantificar e avaliar a correlação entre os índices pluviais/fluviais contra anomalias de TSM (Temperatura da superfície do mar) das regiões de Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4, Niño 4 no Pacífico, ATN (Atlântico Tropical Norte), ATS (Atlântico Tropical Sul), e também os valores dos índices oceânicos de escala global: ODP (Oscilação Decadal do Pacífico), IOS (Índice de Oscilação Sul) e IME (Índices Multivariado do El Niño);
- obter espectros cruzados de ondeleta de Morlet dos índices climáticos pluviais e fluviais contra índices oceânicos/TSMs para todas as sub-regiões homogêneas obtidas.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 O clima da região Nordeste do Brasil: o caso da precipitação

O Brasil por ser um país de grande extensão territorial, possui diferentes regimes de precipitação, conseqüentemente se encontra grande variabilidade de climas com distintas características regionais (SANTOS, 2006).

A caracterização climática da região Nordeste é um pouco complexa; segundo Silva et al. (2008), constitui domínio dos climas quentes de baixas latitudes, apresentando temperaturas médias anuais sempre superiores a 18°C, verificando-se desde territórios mais secos no interior até mais úmidos na costa leste da região.

As principais diferenças dos tipos climáticos nordestino resultam, em parte, dos totais anuais precipitados, de suas distribuições sazonais e topografia. Os totais precipitados, em geral, reduzem do litoral leste para o interior, desde as máximas de 2800 mm/ano até mínimas de 240 mm/ano. Tais valores extremos fazem com que a região apresente clima superúmido à semiárido, de acordo com a classificação climática de Thornthwaite e Mather (1957).

Conforme Silva et al. (2008) outra característica dos regimes de chuvas na região Nordeste é a grande variação que se manifesta tanto na distribuição das precipitações ao longo do período chuvoso quanto nos totais anuais em uma mesma localidade ao longo dos anos.

Dessa forma, diferentes regimes de chuvas são identificados no NEB. No norte a estação chuvosa principal é observada nos meses de fevereiro, março e maio, no sul e sudeste as chuvas ocorrem principalmente durante o período de dezembro a fevereiro, e no leste a estação chuvosa é verificada nos meses de abril, maio, junho e julho (SANTOS, 2006).

O máximo precipitado no norte do Nordeste, principalmente no estado do Ceará, oeste do Rio Grande do Norte, e no interior da Paraíba e de Pernambuco, ocorre no período de

fevereiro a maio, devido ao deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para latitudes mais ao sul. Enquanto que ao sul da Região, a máxima precipitação é influenciada pelas frentes frias oriundas das latitudes médias do Hemisfério Sul que alcançam latitudes mais baixas nos meses de novembro a fevereiro.

Na região da costa leste nordestina o máximo precipitado ocorre nos meses de maio a julho, devido a influência predominante de movimentos ascendentes, decorrentes de distúrbios ondulatórios de leste, da circulação de brisas e a ação de frentes frias remanescentes que se propagam ao longo da costa (BRAGA, 2000).

O ENOS é um dos principais fenômenos de teleconexão responsáveis por extremos climáticos de precipitação no NEB, segundo Silva (2007). O Oceano Pacífico tropical ao aquecer suas águas, geralmente frias a leste, de forma anômala provoca como consequência mudanças na circulação de grande escala na atmosfera.

O La Niña, ao contrário do El Niño, é representado pelo resfriamento anormal das águas do Pacífico e pelos Ventos Alísios mais intensos do que a média climatológica. O fenômeno La Niña também desempenha impactos consideráveis nas atividades humanas no NEB, sobretudo quando à precipitação.

3.2 Principais sistemas atmosféricos atuantes no NEB

Existem pelo menos seis sistemas atmosféricos principais que produzem precipitação no NEB: a 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), as Brisas Terrestre e Marítima, e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Esses fenômenos atuam em sub-regiões distintas e se superpõem em algumas delas, nas mesmas épocas ou em épocas diferentes. 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 dias do ano, e seus efeitos podem ser sentidos até 100 km continente adentro. Durante os meses de janeiro e fevereiro a precipitação sobre o NEB é influenciada pelas Frentes Frias que chegam à Bahia, ocasionando instabilidade e favorece a formação de nuvens por convecção nos estados mais ao norte, principalmente no sul dos estados do Maranhão, Piauí e Ceará (ALVES e KAYANO, 1991; KOUSKY, 1979; OLIVEIRA, 1989; UVO, 1989; UVO et al., 1998). Também é importante a presença, em altos níveis, dos VCAS associados a Frentes Frias (KOUSKY e GAN, 1981). Janeiro, climatologicamente, é um dos meses mais chuvosos do centro-sul do NEB e o mais chuvoso da pré-estação do setor norte do NEB. Na pré-estação, no período de novembro a janeiro, as chuvas do NEB aparentemente são pouco influenciadas pelas condições de contorno à superfície, como por exemplo, a temperatura da superfície do mar (TSM), como ocorre no período chuvoso, em particular no setor mais semiárido (MOURA e SHUKLA, 1981; NOBRE, 1998). A seguir, um maior detalhamento dos sistemas.

3.2.1 Vórtices Ciclônicos de Ar Superior

São sistemas de alta pressão que atuam nos meses de novembro a fevereiro, ocorrem de forma muito irregular em termos 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 “baixas frias”, 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 energia 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.

Kousky e Gan (1981) 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 quente. 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, em certos casos encontra-se um mecanismo de formação atuando logo após o outro.

3.2.2 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 (ATN) e outro no Atlântico Sul (ATS). Apesar de centrados em latitudes distintas, os distúrbios ocorrem com maior amplitude na mesma época do ano nessas duas regiões, ou seja, 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. 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 ATS. 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 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, podem propiciar maior evaporação e, conseqüentemente aliadas a outros fatores, como convergência de meso e grande escala e liberação de calor latente em 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. 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.

3.2.3 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, principalmente no estado do Ceará, oeste do Rio Grande do Norte e interior da Paraíba e Pernambuco, 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, pois o seu deslocamento ocorre em resposta à variabilidade sazonal da TSM no Atlântico Tropical. Sua posição mais ao sul é de 2° sul, atingindo essa latitude. 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.

3.2.4 Sistemas frontais

É um importante sistema produtor de precipitação, atuando basicamente na região sul do NEB. Atuam nos meses de novembro a fevereiro e tem o seu máximo de precipitação em novembro e janeiro, atuando 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.

3.3 O ciclo hidrológico: o caso da vazão

O ciclo da água é acionado pela energia solar que retira água das superfícies continentais e aquáticas através da evaporação ou da evapotranspiração. Essa água é incorporada ao sistema de circulação geral da atmosfera, que por sua vez, é extremamente dinâmico, o que dificulta sua previsão quantitativa. A circulação geral cria condições de precipitação pelo resfriamento do ar úmido que forma a nebulosidade para em seguida devolver água à superfície da Terra (IGBP, 1993).

Variáveis hidrológicas como chuva e vazão têm como características básicas grande variabilidade espaço-temporal.

Entendida como o produto da precipitação que chega aos rios através de pequenos riachos, a vazão têm grande potencial para afetar as atividades humanas e suas vidas, seja por excesso ou escassez. Para analisar a vazão de um rio em determinada bacia hidrográfica e sua variabilidade espaço-temporal é importante utilizar alguns valores estatísticos que resumem, em grande parte, o comportamento hidrológico do rio, sobretudo quando diz respeito à sua frequência-espaço-temporal.

Obregon et al. (1999) ao estudar séries de vazão estendidas para regionalizá-las, afirmam que, em bacias com carência de dados hidrológicos, a regionalização de vazões constitui um procedimento muito valioso para a avaliação dos recursos hídricos.

Uma bacia hidrográfica produz fluxo nos rios e o cálculo da quantidade de água que essa bacia pode fornecer, em forma de vazão, a partir de diferentes tipos de precipitação vem sendo tratada por hidrologistas como um meio de prever acidentes para o homem. Um dos modelos chuva-vazão mais antigos é descrito em Chow (1964). É um modelo antigo, mas eficiente para certas condições de contorno. Esse modelo vem sendo utilizado nos Estados Unidos e na Inglaterra desde o século XVIII até hoje.

3.4 Análise Multivariada

3.4.1 Análise de Componentes Principais

A Análise de Componentes Principais (ACP) é uma técnica multivariada usada para transformar um grupo de variáveis relacionadas (ou correlacionadas) em um grupo de variáveis não-relacionadas (ou não-correlacionadas) que quantificam em proporções decrescentes a variação dos dados originais. A razão da utilização deste método é para reduzir a complexidade existente nos dados e ao mesmo tempo o número de variáveis que necessariamente devam ser consideradas.

Originalmente a ACP foi introduzida por Pearson em 1901 e por Hotelling em 1933 (EVERITT e DER, 1977). A aplicação da ACP a um conjunto de dados de grande dimensão é interessante, haja vista que determinar combinações lineares das variáveis originais explicam o máximo possível da variação existente nos dados iniciais (SILVA et al., 2001). O objetivo da ACP é o de transformar o sistema de p eixos originais em um novo sistema que tem duas importantes propriedades: os novos eixos principais são ortogonais (isto é, as projeções das observações iniciais sobre cada um dos novos eixos, chamados de componentes principais, formam variáveis que são estatisticamente independentes) e as componentes principais são arranjadas em ordem decrescente de importância, de modo que cada uma delas explique a máxima quantidade da variância das observações, não-explicada pelas componentes anteriores, (ASSIS et al., 1996).

Klink e Willmott (1989) aplicaram a ACP a dados de vento à superfície coletados a cada três horas no ano de 1975 em 68 estações dos Estados Unidos da América. Os autores analisaram separadamente velocidade e direção do vento utilizando a análise de componentes principais vetoriais para a velocidade e, enquanto para as componentes zonal e meridional do

vento usaram análises de componentes principais escalares. Os campos de velocidade média do vento, das componentes zonal e meridional juntas (CZMJ) e da direção média apresentaram configurações muito similares, mas foram verificadas algumas diferenças não-triviais, existindo também diferenças entre as componentes principais da velocidade, direção e CZMJ. As três primeiras componentes principais das CZMJ explicaram 45% da variância total do campo do vento. As componentes principais para velocidade e direção explicaram 43% e 34% da variância total, respectivamente. Os autores concluíram que o melhor método para avaliar a variabilidade do vento é a análise de componentes principais vetoriais.

Santana (1993) analisou o comportamento das atividades da Oscilação de Madden & Julian (OMJ) em um ano em que ocorreu o episódio de El Niño (1993) e, observou sua variação espaço-temporal a partir de dados diários de reanálise de precipitação total, pressão ao nível do mar (PNM), vento zonal, fluxo de calor latente, radiação de onda longa (ROL) e temperatura do ar. Concluiu que a ACP foi eficaz na identificação das atividades da OMJ no ano de 1993, com exceção do campo da ROL. A autora observou ainda que ao usar a ACP, as configurações das fases da análise de fluxo de calor latente estavam defasadas (no tempo) em relação às fases dos campos de vento e de pressão ao nível do mar, reforçando a teoria da realimentação vento-evaporação como um indutor da OMJ.

Cavalcanti e Bento (1994) usaram a ACP para identificar os padrões principais no campo do vento à superfície associados aos principais sistemas meteorológicos que atuam no Nordeste do Brasil, utilizando dados do vento à superfície processados por Bastos et al. (1987).

Prates (1994) aplicou a ACP em dados de chuva coletados em 128 postos pluviométricos distribuídos no estado de Minas Gerais e regiões limítrofes dos estados de Goiás, Espírito Santo e Bahia. O objetivo do autor foi identificar regiões pluviometricamente homogêneas. As três primeiras componentes principais explicaram 92,32% da variância total

dos dados. A primeira componente principal explicou 86,85% da variância e está associada à resposta local e mecanismos de grande escala como a ZCAS, principal sistema produtor de chuvas em Minas Gerais. A segunda e terceira componentes principais, explicaram 3,55% e 1,92% da variância, respectivamente. Apesar do baixo percentual, representam as diferenças do regime pluviométrico associadas à efeitos locais, principalmente topografia.

Silva (1996) utilizou dados de chuva coletados em 68 postos pluviométricos distribuídos no estado da Paraíba no período 1930-1993 e aplicou técnicas de ACP para identificar sub-regiões pluviometricamente homogêneas e determinar as mudanças que o fenômeno ENOS provoca na distribuição espacial da precipitação no Estado. O resultado mostrou que as duas primeiras componentes explicam 96% da variância total do sistema. O autor conclui que o conjunto de dados evidenciou diferenças significativas na distribuição espacial da chuva no estado da Paraíba entre anos de ENOS fortes e os outros anos.

Maldonado (2000) utilizaram a ACP para verificar as mudanças na cobertura vegetal em uma região semiárida do estado de Pernambuco. Foram utilizadas duas imagens do satélite LANDSAT 5 na faixa TM-3 dos anos: 1984 e 1996. O método se mostrou adequado para a detecção das mudanças na cobertura vegetal e no uso da terra na área da Caatinga estudada.

Andrade et al. (2003) avaliaram a importância das variáveis envolvidas no processo da evapotranspiração pela ACP. O propósito foi identificar a importância relativa das diferentes variáveis envolvidas no processo de evapotranspiração em bacias hidrográficas da região centro sul do estado do Ceará. A técnica da análise de componentes principais demonstrou que um modelo com duas componentes é adequado para representar o processo de evapotranspiração na área estudada. Os resultados revelaram que as variáveis climatológicas com maiores representatividades no processo de evapotranspiração foram: razão de insolação, velocidade do vento e precipitação; enquanto as temperaturas máximas e mínimas do ar apresentaram menores influências.

Silva (2004), com base em dados climáticos da região Nordeste do Brasil e em ACP, desenvolveu um estudo com objetivo de identificar as variáveis meteorológicas que apresentam maior influência no processo de evapotranspiração na região. Os resultados revelaram que o processo de evapotranspiração é governado basicamente por duas componentes. A primeira, o gradiente de pressão de vapor do ar e a segunda a temperatura do ar.

Diniz (2007) utilizou a ACP para estudar as cheias na bacia hidrográfica do rio São Francisco, no período de abril de 1985 a janeiro de 2004 e identificar quais variáveis meteorológicas dominam o processo de formação e evolução de SCI (Sistemas Convectivos Intensos), haja vista que os SCI contribuem para a ocorrência de chuvas extremas e cheias. Verificou que os efeitos locais foram importantes para a evolução dos SCI observados em abril de 1985. Quatro componentes foram suficientes para representar a estrutura inicial das variáveis.

3.4.2 Análise de Agrupamento

A Análise de Agrupamento (AA) tem obtido reconhecimento como uma efetiva técnica estatística multivariada para delimitar grupos de postos/estações pluviométricos em regiões climatologicamente homogêneas (AHMED, 1997; DE GAETANO, 2001), ou para agrupar períodos temporais dentro de grupos que reflitam padrões de ocorrência de eventos de tempo (RAMOS, 2001). Além de cada um dos grupos fornecer uma maneira conveniente de resumir os dados climáticos concisamente. Segundo De Gaetano (2001), é uma técnica menos sujeita a subjetividade e calcada em critérios estatísticos para realizar a identificação final de sub-regiões homogêneas de precipitação e/ou vazão.

O propósito da AA é alocar elementos dentro de grupos sugeridos pelos dados observados e não previamente definidos. Utilizando uma métrica particular, o método agrupa indivíduos com características similares e separa aqueles indivíduos dissimilares.

A Análise de Agrupamento é aplicada à pesquisa geofísica desde 1960. Foi durante essa década que esta técnica se difundiu. Uma pesquisa detalhada da literatura de AA usada no campo da geofísica dá conta que várias aplicações de AA foram intensamente usadas em diferentes tipos de estudos da atmosfera (GONG e RICHMAN, 1995).

Silva et al. (1996) utilizaram AA para estudar o regime pluviométrico regional e temporal de algumas ecorregiões costeiras do Nordeste do Brasil, especialmente em áreas de planalto e baixadas litorâneas. No estudo foram usados dados de precipitação média mensal, coletadas em 127 estações pluviométricas, obteve quatro sub-regiões com características homogêneas, localizadas ao longo desta região. Os autores usaram o método de Ward (1963) e obtiveram quatro sub-regiões com características pluviais homogêneas.

Braga et al. (1998) objetivando dar uma contribuição para o estudo climático do estado da Bahia, no Nordeste brasileiro, identificaram nove sub-regiões pluviometricamente homogêneas com base em dados de precipitação média anual. As sub-regiões foram identificadas usando a AA proposta por Ward (1963).

Santos et al. (2008) usaram o método de AA para delimitar sub-regiões pluviais homogêneas na bacia hidrográfica do rio Goiana - PE e, posteriormente, verificar os principais fatores físicos, internos à bacia, que influenciam a variação espacial da chuva. Os autores obtiveram resultados que mostraram que a bacia hidrográfica do rio Goiana possui três regiões pluviometricamente homogêneas e que estão fortemente influenciadas pelos fatores marítimos (longitudinais) e topográficos.

Andre et al. (2008) utilizaram dados de precipitação média mensal de 48 postos pluviométricos, no período de 30 anos (1971 a 2000), para efetuar a classificação climática do

estado do Rio de Janeiro. No estudo usaram a Análise Hierárquica de Agrupamento e mostraram que o Estado pode ser dividido em seis sub-regiões pluviometricamente homogêneas.

Santos et al. (2012) com o objetivo de determinar regiões homogêneas de precipitação para o estado do Pará, utilizaram séries mensais de precipitação de 72 estações meteorológicas distribuídas no estado do Pará para o período de 32 anos (1980-2011). Empregou-se o método de agrupamento de Ward aos três primeiros fatores comuns espaciais da precipitação que explicaram 74,4% da variância total dos dados mensais de chuva. Os resultados identificaram existência de três regiões homogêneas de precipitação no estado do Pará. Uma que ocupa as porções noroeste-nordeste do estado com maior volume pluviométrico associado à ZCIT, outra situada em áreas distintas, à maioria situada na região central do Pará e as demais na região nordeste do estado, e mais uma localizada no sudoeste-sudeste do estado com menor índice pluviométrico o qual está associado com sistemas frontais.

3.5 Análise espectral

3.5.1 Análise de Ondeletas (*Wavelets*)

A análise de ondeletas tem sido formalizada extensivamente graças aos esforços de físicos e matemáticos, constituindo um núcleo de ideias partilhadas também por engenheiros, entre outros pesquisadores, tendo avanços apreciáveis nas últimas décadas como ferramenta de análise de séries temporais. Esta técnica foi originalmente empregada na análise de sinais sísmicos na área de geofísica por Jean Morlet em parceria com Alex Grossman no ano 1983. Contudo o estudo desta técnica vem crescendo vertiginosamente, estando aliada a poderosos

algoritmos computacionais e ao interesse de uma ampla comunidade (DAUBECHIES et al., 1992).

A seguir, um pouco do curso histórico que motivou o advento das ondeletas.

Antes de 1830, Fourier utilizando-se de sua teoria de análise de frequências, postulou que toda função periódica $f(x)$ poderia ser reescrita da seguinte forma (BOLZAN, 2005):

$$f(x) = a_0 + \sum_{k=1}^{+\infty} \{a_k \cos(kx) + b_k \text{sen}(kx)\}, \quad (1)$$

em que:
$$a_0 = \frac{2}{\pi} \int_0^{2\pi} f(x) dx, \quad a_k = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} f(x) \cos(kx) dx, \quad b_k = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} f(x) \text{sen}(kx) dx.$$

Isso baseou a Transformada de Fourier (TF) que é uma ferramenta útil que possibilita determinar a contribuição que cada função seno e co-seno, presentes numa série temporal, apresentam para a energia total da série (periódica). A TF é definida da seguinte forma:

$$F(\omega) = \int_{x=-\infty}^{+\infty} f(x) e^{-2\pi i \omega x} \quad (2)$$

em que $f(x)$ é a série temporal ou sinal analisado, ω é a frequência que cada componente oscilatória inerente ao sinal apresenta (ou seja, representa as diferentes frequências contidas na série).

A Equação 2, no entanto, apresenta uma deficiência referente à decomposição das várias frequências de um sinal com relação à sua localização no tempo (BOLZAN, 2006). Gabor (1946) percebeu esta deficiente aplicabilidade da TF em séries temporais não-estacionárias, o que de fato é o caso da maioria dos fenômenos encontrados na natureza. Em consequência, ele modificou a TF visando à melhor representatividade deste tipo de séries temporais dividindo-as em intervalos iguais e aplicando a TF a cada um destes. Este método ficou conhecido como a Transformada Janelada de Fourier (TJF). Portanto, a ideia de Gabor (1946) foi a de separar uma série temporal em vários segmentos de períodos fixos e em seguida aplicar a TF em cada um desses intervalos.

A TJF de Gabor contribuiu substancialmente para o estudo e análise de séries temporais não-estacionárias. Entretanto, ainda permaneceram dois problemas a serem resolvidos: **1)** A janela temporal permanece fixa, não possibilitando modificar o tamanho da mesma após o início da aplicação da TJF na série analisada; **2)** As funções trigonométricas possuem energia infinita, ou seja, as mesmas são limitadas entre $-\infty$ e $+\infty$.

Em 1982, o geofísico Francês chamado Jean Morlet percebeu os dois problemas ao aplicar a TJF em séries temporais de ecos geofísicos na busca de poços petrolíferos. Imediatamente vislumbrou a necessidade de desenvolver uma suposta função matemática base ψ (psi), que possuísse energia finita, ou seja, um início e um fim, e que essa função fosse totalmente capaz de dilatar ou comprimir, eliminando o problema da janela temporal da TJF ser fixa.

Em seguida Alex Grossman juntou-se a Morlet na busca destas funções matemáticas base que possuíssem características de pequenas ondas. Desta forma, construíram as bases matemáticas da teoria em ondeletas, com ênfase nas representações de sinais por “blocos construtivos” os quais Grossman e Morlet chamaram de “Ondelette” referindo-se às “pequenas ondas”; daí teve origem o termo em inglês “*Wavelets*”, assim como o termo “Ondeletas” ou “Ondaletas” em português, e “Onditas” em espanhol (BARBOSA e BLITZKOW, 2008).

As Ondeletas (*Wavelets*) têm sido usadas como alternativa à Transformada de Fourier a fim de analisar fenômenos locais, não-periódicos e multiescalares (SILVA et al., 2005). Contrário à tradicional Transformada de Fourier, que dá a amplitude e fase média de cada harmônico sobre todo o período, a Transformada em Ondeletas fornece uma avaliação local da amplitude e fase de cada harmônico. Assim, a *Wavelet* é particularmente útil para detectar sinais não estacionários ou flutuações de caráter episódico. Adicionalmente, a Transformada em Ondeletas Contínua provê uma janela adaptativa tempo-frequência que automaticamente

estreita-se quando enfoca oscilações de alta frequência e alarga-se para baixas frequências. Estas características são adequadas na análise de sinais com componentes de múltipla escala.

A vantagem das *Wavelets* em relação à análise espectral clássica é que permitem analisar escalas de diferentes variabilidades temporais e não exige que a série seja estacionária. Assim, elas são apropriadas para analisar eventos irregularmente distribuídos e séries temporais que contêm potência não-estacionária com frequências diferentes (TORRENCE e COMPO, 1998).

Durante os últimos anos tem havido crescente interesse pelas *Wavelets* devido à possibilidade de se obter novas perspectivas e discernimentos que não são factíveis com outras ferramentas tradicionais (FOUFOULA-GEORGIOU e KUMAR, 1994). O interesse aumentou principalmente após Torrence e Compo (1998) terem desenvolvido um método bastante amigável de apresentação dos resultados e de avaliação com significância estatística.

Dentre alguns estudos importantes utilizando TO se podem citar, Grinsted et al. (2004), Maraun e Kurths (2004), Vitorino (2003), e Torrence e Webster (1999). Ainda, aplicações típicas incluem análises de séries temporais climáticas, tais como a variabilidade interanual da TSM (MAK, 1995; KESTIN et al., 1998), variações interanual e decadal de precipitação (HU e NITTA, 1996), variância do ENOS em escala interdecadal (WANG e WANG, 1996; TORRENCE e COMPO, 1998; TORRENCE e WEBSTER, 1998), meteorologia e geofísica, como convecção tropical (WENG e LAU, 1994), o ENOS (GU e PHILANDER, 1995), frentes frias atmosféricas (GAMAGE e BLUMEN, 1993), estruturas coerentes em fluxos turbulentos (FARGE, 1992), Geofísica Espacial (BOLZAN, 2005).

Uma completa descrição de aplicações geofísicas pode ser encontrada em Foufoula-Georgio e Kumar (1995), o tratamento teórico de análise em ondeletas é dado em vários artigos, tais como Daubechies et al.(1992), Farge (1992), Lau e Weng (1995), Maraun e

Kurths (2004) e Jevrejeva et al. (2003), e um breve histórico nesse tema é apresentado por Vivas (2010). A seguir, uma amostra de pesquisas utilizando *Wavelets*.

Trigo et al. (1999) ao aplicarem as técnicas de Ondeletas no estudo da variabilidade de descargas diárias em bacias portuguesas e brasileiras, observaram para o rio Mondego, localizado na região centro-oeste da Península Ibérica, evidente variabilidade anual e foi possível distinguir o período chuvoso e o seco. Foram determinados também máximos do espectro de potência em torno das escalas de 64 e 128 dias, correspondente ao período semi-anual e, da escala de 2 a 16 dias, referente a fenômenos meteorológicos de escala sinótica, tipo Ondas de Rossby e Sistemas Frontais. Para o rio Piencó, situado no estado da Paraíba, NEB, a ferramenta matemática evidenciou periodicidade anual. O rio Piencó apresentou em vários anos, e de forma irregular, uma forte variabilidade nas escalas compreendidas entre 256 e 1024 dias, associada à frequência irregular das Oscilações de Madden e Julian e episódios do El Niño.

A TO também foi utilizada por vários autores em estudos sobre o fenômeno ENOS. Por exemplo, Gu e Philander (1995) aplicaram-a a dois conjuntos de dados, um atmosférico e outro oceânico, no período de 1870 a 1988. O objetivo dos autores foi analisar a variabilidade interanual e o ciclo anual da TSM na região equatorial do Oceano Pacífico. Os resultados indicaram que a amplitude do ENOS foi grande no período de 1885 a 1915, pequena entre 1915 a 1950 e aumentou rapidamente após 1960. A resolução temporal da TO, apropriada para o ENOS, varia entre 5 a 10 anos. Esses autores reportam que as variações decadais da amplitude do ENOS não são marcadas por variações correspondentes na amplitude do ciclo anual de TSM (SCHNEIDER, 2004).

Vitorino (2003) em estudo da variabilidade intrasazonal na América do Sul e oceanos adjacentes aplicou a *Wavelet* com a função Morlet às séries temporais de reanálises de ROLE (Radiação de onda longa emergente) e PNM (Pressão ao nível do mar), no período de 1979 a

1996. Como resultado detectou que a banda de alta frequência de 2 a 10 dias é dominante na região em praticamente todo o ano. Além disso, observou ainda que na banda intrasazonal de 30 a 90 dias, o sinal de ROLE aparece no verão, mas com pouca intensidade. Já a PNM revelou maior intensidade durante o inverno do Hemisfério Sul.

Schneider (2004), objetivando detectar as frequências de oscilação atmosférica no período de inverno nas regiões Sul, Sudeste (SE) e Centro-Oeste do Brasil (COB), com ênfase na escala intrasazonal, aplicou os métodos da Transformada de Fourier (TF) e Transformada em Ondeletas (TO) às séries temporais de ROLE, PNM, TMA (Temperatura média do ar) e altura geopotencial no nível de 500 hPa. Os resultados encontrados pelo autor foram semelhantes para ambos os métodos e apresentaram padrões de variabilidade interanual e atividade na banda intrasazonal. Do ponto de vista climatológico, a TF destacou oscilações de alta frequência (banda de 2 a 7 dias) no Sul do Brasil. Na banda de 36 a 46 dias as oscilações de TMA demonstraram ser as mais dominantes. Na ROLE, banda 30 a 60 dias, foram observadas oscilações com maiores amplitudes na região COB. Por meio da TO o autor também investigou o espectro e a interação nas escalas ao longo de vários eventos, particularmente frios nos anos de 1975, 1979 e 1994. Foi observada uma transferência de energia de baixa frequência para alta frequência durante a ocorrência dos eventos frios.

Reboita (2004) em estudo sobre a identificação dos sistemas atmosféricos que causam maior variabilidade climática no extremo sul do Brasil, empregou *Wavelets* a dois conjuntos de dados, um observado no continente no período de 1990 a 2001, e outro no oceano no período de 2001 a 2002. A autora notou que a maior variância de Ondelela em todas as variáveis atmosféricas esteve associada ao ciclo anual, com exceção da precipitação e das componentes zonal e meridional da velocidade do vento. A autora relata que nessas três variáveis a maior energia foi relacionada à passagem de massas de ar e a formação de sistemas frontais. E esses sistemas, por sua vez, assumiram maior importância quando o ciclo

anual foi retirado das demais variáveis. Como conclusão afirmou que o ciclo anual é o responsável pela maior parte da variabilidade climática no extremo sul do Brasil, juntamente com as massas de ar e sistemas frontais. Relata ainda, que o clima desta região também é afetado pelas OMJ, bloqueios atmosféricos e fenômeno ENOS.

Andreoli e Kayano (2004) estudaram a variabilidade da TSM no Atlântico Tropical usando a Transformada em Ondeletas e encontraram escalas dominantes de 9,8 anos e 12,7 anos para os índices do Atlântico Tropical Norte e Sul, respectivamente, e uma escala não significativa de 12,7 anos para o Atlântico Tropical.

Andreoli et al. (2004) utilizaram *Wavelets* para analisar as variações da precipitação em Fortaleza e da TSM nos oceanos Pacífico e Atlântico no período de 1856 a 1991. Foi identificado um pico dominante de 12,7 anos na série, além de se confirmar alta coerência entre a variabilidade da precipitação no norte do NEB e o gradiente inter-hemisférico de TSM no Atlântico, na escala decadal.

Da Silva (2009) analisou, com base em Análise de Ondeletas, a climatologia da bacia hidrográfica do rio Mundaú (AL e PE). No estudo a autora enfocou a variabilidade espaço-temporal, os principais eventos que proporcionam chuvas na região e como eles afetavam os aspectos sócio-econômicos e ambientais. Enfocou também anomalias de chuva utilizando os índices climáticos IME, IOS e ODP e anomalias de TSM do Oceano Atlântico. A autora afirma que nas regiões do Baixo Mundaú, o período pré 1974 foi mais úmido do que o posterior a esse ano. Nas regiões do Médio Mundaú e Alto Mundaú, o período pós 1974 foi mais úmido que o anterior, o contrário da região Litorânea. Por meio das *Wavelets* foi sugerido, para o Baixo Mundaú, que as anomalias de TSM do Oceano Atlântico poderiam ser usadas como previsoras das anomalias de precipitação da quadra chuvosa. No Médio Mundaú foi usado como previsor o IME, e para o Alto Mundaú, o IME e as anomalias de TSM do Oceano Atlântico.

Medeiros (2011), em estudo utilizou a Transformada em Ondeletas para enfatizar a necessidade de uma maior precisão quantitativa entre áreas hidrológicas e ecológicas na Bacia hidrográfica do rio Paraíba através da interpretação espaço-temporal. Os resultados mostraram que a TO contribuiu para a preparação de hidrogramas de períodos de El Niño e La Niña e que a variabilidade dos pulsos de vazão durante eventos El Niño foi maior que durante eventos La Niña. Além disso, segundo o autor, a TO forneceu suporte robusto à interpretação do comportamento hidrológico das vazões na região da Bacia do rio Paraíba.

3.6 Temperaturas da superfície do mar

A variabilidade do clima da América do Sul é associada a padrões de variação em escala planetária. E esses padrões, também afetam o clima do Nordeste brasileiro, haja vista que estão associados ao comportamento dos oceanos tropicais Atlântico e Pacífico.

Na região do Pacífico, o fenômeno climático e oceânico conhecido por El Niño/Oscilação Sul (ENOS), resultado da interação entre o Pacífico Equatorial 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 relativamente frias, próxima a costa oeste da América do Sul. Isso 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.

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 do NEB. Por exemplo, o ano de 1983, ano de episódio quente, foi considerado o El Niño mais forte do século, como consequência, a costa leste do NEB no

período de abril a julho, apresentou desvios negativos de precipitação (LIMA e RAO, 1994). O ano de 1987, também, de episódio quente, provocou seca moderada para a costa do leste do NEB. No leste e o norte dos estados de Alagoas e Sergipe foram observadas fortes reduções na precipitação, cerca de 80%, como afirmam Lima e Rao (1994).

O El Niño de novembro de 1992 a outubro de 1993, foi considerado um evento quente de moderada intensidade. Durante esse período, a costa leste do NEB entre os estados do Rio Grande do Norte e Bahia, apresentou desvios negativos de precipitação. As frentes frias que normalmente chegam no NEB, na época do ano supracitada, permaneceram estacionárias entre o Sul e o Sudeste do Brasil (KOUSKY e CAVALCANTI, 1984), isso contribuiu para redução das chuvas na costa leste.

Quanto ao Atlântico Tropical existem dois modos principais de variabilidade, com importantes consequências para o 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) do 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 e contribui para a elevação anômala da TSM, principalmente na parte leste do Atlântico. Na fase oposta (fria) há inversão, os Ventos Alísios se intensificam e diminui a TSM. Esses eventos quentes e frios ocorrem, geralmente, em escalas de tempo que variam de 2 a 8 anos. Mas, o início de um evento frio ou quente também pode ocorrer em escalas de tempo que variam de semanas a meses. Em geral, os eventos quentes no Atlântico Tropical provocam grandes impactos climáticos no NEB (CRAWFORD, et al., 1990; WAGNER e DA SILVA, 1994).

O segundo modo de variabilidade no Atlântico Tropical não possui similar no Pacífico. Esse modo é caracterizado por um gradiente na TSM entre os hemisférios Norte e Sul. Esse 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 consequências climáticas em diversas regiões da América do Sul. Particularmente quando a região ao norte da bacia se encontra mais quente do que ao sul. A ZCIT se posiciona mais ao norte de sua posição normal e, ocasiona secas no NEB. Ao contrário, quando a ZCIT localiza-se mais ao sul, as águas ao sul da bacia ficam mais quentes do que ao norte, e ocasiona chuvas no NEB (WAINER e SOARES, 1997).

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 (PÁRRAGA, 2002; BEZERRA, 2006).

Araújo (2012), por exemplo, com o objetivo de analisar a tendência de índices extremos de temperatura e precipitação anuais na região da Bacia Hidrográfica do Rio Colorado (BHRC) situada no sudoeste dos EUA no período de 1970 a 2009, fez correlação destes índices com as anomalias de TSM nos Oceanos Atlântico e Pacífico e observou que as anomalias positivas de TSM contribuíram com aumento das temperaturas na região.

3.7 Índices Oceânicos de Variabilidade Climática

3.7.1 Índice de Oscilação Sul (IOS)

Analisando-se longas séries de desvios da pressão ao nível médio do mar (PNM) em torno das respectivas médias, em toda a Bacia do Oceano Pacífico, verificou-se a existência de duas grandes áreas cujas flutuações estão fora de fase: uma englobando a Austrália e a Polinésia, a outra, na parte centro-sul do Pacífico tropical. Em geral, quando a PNM está mais alta do que a média climatológica numa área, encontra-se mais baixa na outra e vice-versa.

Esse fenômeno foi denominado Oscilação Sul (OS) (BERLAGE, 1966; VAREJÃO-SILVA, 2001).

Foi criado um índice para avaliar sua intensidade, o Índice de Oscilação Sul (IOS), definido como a diferença entre os desvios (Δp), em relação à média, das pressões registradas ao nível médio do mar (PNM) em Tahiti (17°S, 150°W) e Darwin (12°S, 130° E), VAREJÃO-SILVA (2001). Ou seja:

$$IOS = \Delta p_{Tahiti} - \Delta p_{Darwin} \quad (3)$$

A fase fria da OS, apresenta-se com o IOS positivo. A pressão em Tahiti é maior que a média climatológica e, simultaneamente, a pressão em Darwin é inferior à média correspondente. Apresentam-se movimentos ascendentes do ar sobre a Indonésia. Essa fase é conhecida por La Niña.

A fase quente da OS, apresenta-se com o IOS negativo. A pressão atmosférica começa a diminuir em Tahiti e a aumentar em Darwin. Desenvolve-se um intenso centro de baixa pressão nas proximidades de Tahiti e um centro de alta pressão sobre a Indonésia e norte da Austrália (Darwin). Essa fase é conhecida como El Niño.

Segundo Ropelewski e Jones (1987), a fase quente do ENOS é caracterizada sempre que ocorrem cinco meses consecutivos de Índice de Oscilação Sul (IOS) com valores inferiores a -0,5 (fase negativa) e a fase fria é caracterizada pelo mesmo critério, porém com valores de IOS superiores a 0,5 (fase positiva).

Philander (1990) chamou a atenção para o fato do El Niño e La Niña não serem desvios temporários e anormais de algum estado “normal” intermediário, mas fases opostas de um mesmo fenômeno.

Uvo et al. (2002) obtiveram evidências que anos bastantes secos (chuvosos) no norte do Nordeste ocorrem em associação com valores anormalmente altos (baixos) da TSM no Pacífico Equatorial e no Atlântico Sul, reforçando a influência da OS sobre o clima do

Nordeste Brasileiro (NEB). A oscilação sul, em geral, não altera a fase dos períodos chuvosos das regiões atingidas; têm-se verificado que as alterações ocorrem apenas na amplitude, ou seja, o total de chuva caída durante o período normalmente chuvoso torna-se maior ou menor que a média, embora a época do ano seja a mesma (VAREJÃO-SILVA, 2001).

3.7.2 Índice Multivariado de El Niño - Oscilação Sul (IME)

IME é o índice multivariado de El Niño - Oscilação Sul e pode ser compreendido como uma média das características principais de ENOS descritas por seis variáveis: pressão ao nível médio do mar, temperatura de superfície do mar, componentes u e v do vento, fração de cobertura de nuvens e temperatura do ar. Ao contrário do IOS, o IME apresenta valores positivos em eventos de El Niño e negativos em eventos de La Niña (DA SILVA, 2003).

Para a determinação desse índice, monitora-se o caráter do acoplamento oceano-atmosfera e ENOS, baseando o deslocamento predeterminado multivariável do ENOS (IME) nas variáveis principais observadas sobre o Pacífico tropical. As séries temporais dessas variáveis estão disponíveis no conjunto de dados COADS (Comprehensive Oceanic and Atmospheric Data Set).

O IME é um índice bimensal calculado, por exemplo, para dez/jan, jan/fev, nov/dez. É possível estender o IME para a primeira semana do mês seguinte devido ao acesso em tempo real aos dados coletados por bóias e navios de observação. Depois de filtrar espacialmente os campos de cada variável em grupos (“clusters”), o IME é calculado tomando-se a primeira componente principal não-rotacionada de todos os seis campos de variáveis combinados. Isto é obtido a partir da normalização da variância total de cada campo e, posteriormente, extraída a primeira componente principal da matriz de co-variâncias dos campos combinados (DA SILVA, 2003).

3.7.3 Oscilação Decadal do Pacífico (ODP)

ODP significa Oscilação Decadal do Pacífico ou ainda pode ser chamada de PDO, Pacific Decadal Oscillation. A designação PDO - Pacific Decadal Oscillation deve-se a Steven Hare e Robert Francis, que a propuseram entre 1995/96, ao pesquisar conexões entre “ciclos” de produção de salmão no Alaska e condições climáticas no Pacífico (HARE e FRANCIS, 1995). É frequentemente considerado o índice médio da ODP no intervalo novembro-março. Considera-se: **1º**) uma fase positiva ou quente (“warm”) caracterizada por anomalias positivas no Pacífico Tropical e negativa nos trópicos, neste caso o índice assume valores positivos; **2º**) uma fase negativa ou fria (“cool”) quando o aquecimento/resfriamento nas duas áreas se inverte (neste caso o índice resultante é negativo).

Note-se que a ODP comporta-se como uma “gangorra” entre a TSM ao longo da costa oeste da América do Norte, em respeito ao restante da bacia do Pacífico Norte. Da mesma maneira como o IOS “Índice de Oscilação Sul” constitui uma “gangorra”, no Pacífico Sul, no que se refere às variações da pressão atmosférica de superfície entre dois pontos ao leste e ao oeste da bacia do Pacífico Sul (por exemplo, Tahiti, no sudeste do Pacífico, e Darwin, na Austrália).

Frequentemente são utilizados três tipos do índice de ODP: **1)** Índice da ODP de Mantua et al. (1997): deriva-se da primeira componente principal das anomalias da TSM, no Pacífico Norte, entre as latitudes 20° N e 90° N (pólo). **2)** Índice do NCDC-National Climatic Data Center-USA: baseado nos dados da ERSST-“extended reconstructed SST” da NOAA (dados “reconstruídos” da TSM no Pacífico), que são os usados nessa pesquisa. **3)** Índice anual reconstruído a partir de dados dendroclimáticos de 1661 a 1984, de Biondi et al. (2001).

Uma segunda característica da ODP é sua grande persistência, ou seja, as fases quentes (positivas) ou frias (negativas) permanecem predominantes por anos seguidos, por

vezes ao longo de duas décadas, a menos de algumas oscilações esparsas em sentidos contrários. Ao contrário do ENOS, cuja persistência é bem menor.

A influência mais nítida da ODP é no clima da América do Norte, além de seu papel na biodiversidade, como nas populações de salmão no Alasca e no Noroeste dos Estados Unidos. De fato, havia muitas evidências de que os estoques das populações de salmão no Pacífico Norte variavam em função de condições climáticas oceânicas. Assim, na fase multidecadal positiva 1977 a meados da década de 90, ocorreu um aumento na produção de salmão no Alasca juntamente com um decréscimo dessa produção na costa noroeste dos Estados Unidos. Em princípio, numa fase negativa, dá-se o contrário. Do ponto de vista do clima continental, comportamentos opostos podem ser também denotados, nas fases positiva/negativa da ODP, no que se refere à temperatura do ar, precipitação, etc., de outubro a março em várias regiões da América do Norte. Por exemplo, a precipitação no noroeste da América do Norte e nos Grandes Lagos está geralmente aumentada (acima da média) na fase negativa da ODP e diminuída (abaixo da média) na fase positiva (HARE e FRANCIS, 1995).

De acordo com Molion (2005) a ODP parece ter entrado novamente em sua fase negativa a partir de 1999, na qual deve permanecer até cerca de 2025, ou seja, pelos próximos 25 anos, com um conseqüente aumento (redução) da frequência de eventos La Niña (El Niño). Portanto, se o sistema Terra-oceanos-atmosfera se comportar como na fase fria anterior da ODP (1947-76), a temperatura média global deverá diminuir, pelo menos, de cerca de 0,15°C até 2025. Foi dito “pelo menos” porque existe um agravante, quando se compara à fase fria anterior.

Aceitando a hipótese que o Pacífico e sua Oscilação Decadal sejam um controlador importante do clima global, poderia se dizer que o clima global experimentaria um resfriamento paulatino nos próximos 25 anos se a ODP comprovadamente permanecesse em sua nova fase fria. Para o Brasil, resultados indicaram que os invernos foram mais intensos,

com aumento da frequência de geadas, fato também comprovado por Pezza e Ambrizzi (2005). Em adição, os totais pluviométricos poderão se reduzir globalmente e no País como um todo, pois uma troposfera, mais fria e mais seca, é mais estável e produz menos chuva.

De acordo com Martins (2008) durante a ocorrência da fase positiva da ODP, há a tendência de maior número de episódios de El Niño e mais intensos. Menor número de La Niña, e menos intensas. Já durante a fase negativa da ODP, há maior ocorrência de episódios de La Niña, que tendem a ser mais intensos, e menor frequência de El Niños que tendem a ser curtos e rápidos.

Xavier e Xavier (2004) calcularam correlações entre o índice médio da ODP de Mantua, em novembro-março, com respeito à chuva acumulada em bimestres e trimestres consecutivos, para várias regiões pluviometricamente homogêneas do Ceará. Os resultados não foram conclusivos, no sentido de que as correlações eram baixas e estatisticamente não significativas. Ficou evidenciado, que a ODP não influi significativamente no estado do Atlântico Intertropical. Também não existe indício de que possa modular as chuvas no Nordeste Setentrional (em particular no Ceará) durante a pré-estação ou no início da estação chuvosa. Quanto a sua influência sobre as chuvas a partir de março/abril no Ceará, o sinal da ODP é muito fraco comparativamente à do ENOS.

4 MATERIAL E MÉTODOS

4.1 Material

4.1.1 Descrição geral da área de estudo

A área de estudo abrange os nove estados da região Nordeste do Brasil: Alagoas - AL (27.933 km²), Bahia - BA (567.295 km²), Ceará - CE (146.348 km²), Maranhão - MA (333.366 km²), Paraíba - PB (56.585 km²), Pernambuco - PE (98.938 km²), Piauí - PI (252.238 km²), Rio Grande do Norte - RN (43.910 km²) e Sergipe - SE (22.050 km²), totalizando 1.548.663 km², aproximadamente 18% do território nacional, que concentra grande parcela do semiárido brasileiro. A Figura 1 exibe a região NEB, localizada entre as longitudes de 48,70°W e 34,81°W, e as latitudes de 18,32°S e 1,11°S (IBGE, 2010).

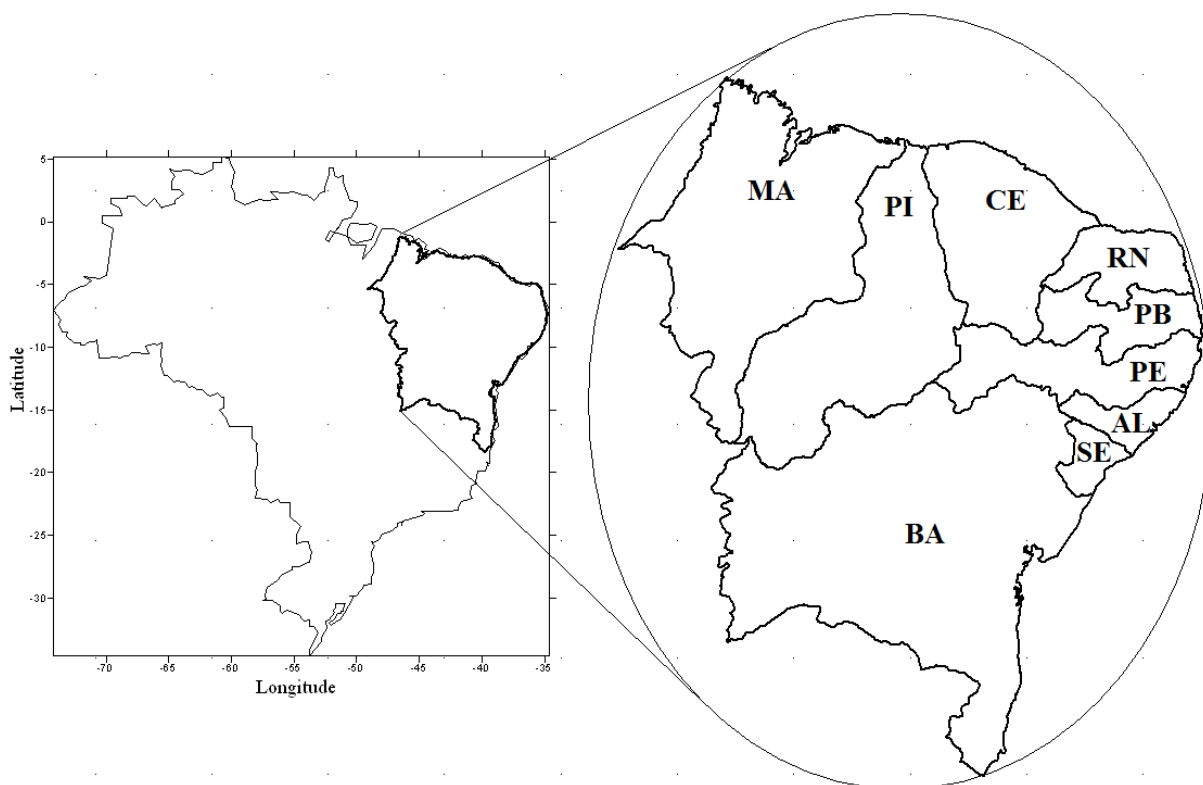


Figura 1 - Área geográfica de estudo (em destaque).

A maior parte do território do NEB é formada por extenso planalto, antigo e aplainado pela erosão. Em função das diferentes características físicas e ambientais que apresenta, a região Nordeste é dividida em quatro sub-regiões: Meio-norte, Zona da Mata, Agreste e Sertão. Os principais sistemas meteorológicos atuantes nestas sub-regiões são apresentados na Figura 2.

Legenda:

- ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL - ZCIT
- SISTEMAS FRONTAIS
- ONDAS DE LESTE
- SISTEMAS FRONTAIS E ONDAS DE LESTE
- SISTEMAS FRONTAIS E ZCIT
- ZONA DE TRANSIÇÃO

Fonte: SEMARH/AL 2007
(com adaptações)

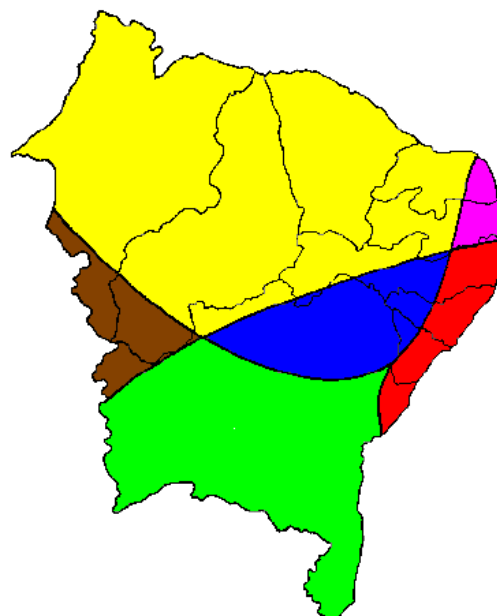


Figura 2 - Principais sistemas meteorológicos atuantes na região nordeste do Brasil.

Os principais rios do NEB são: rio São Francisco, rio Parnaíba, rio Jaguaribe, rio Capibaribe, rio Piranhas-Açu e rio Una. As principais Usinas Hidrelétricas: Sobradinho, Paulo Afonso, Três Marias e Xingó. Produtos agrícolas: cana-de-açúcar (principal produto), tabaco, algodão, caju, manga, uva, acerola e cacau. A cana-de-açúcar é cultivada, principalmente, na região litorânea, onde encontramos o massapê, solo escuro, argiloso e muito fértil.

A faixa de transição entre o Sertão semiárido e a região amazônica denomina-se Meio-norte, apresenta clima bem mais úmido e vegetação exuberante à medida que avança para oeste. A vegetação natural dessa área é a mata dos cocais, onde se encontra a palmeira babaçu, da qual é extraído o óleo utilizado na fabricação de cosméticos, margarinas, sabões.

A Zona da Mata estende-se do estado do Rio Grande do Norte ao sul do estado da Bahia, numa faixa litorânea de, no máximo, 200 km de largura. Possui clima tropical úmido, com chuvas mais frequentes na época do outono e inverno, exceto no sul do estado da Bahia,

onde se distribuem uniformemente por todo o ano. O solo da sub-região é fértil e a vegetação natural é a Mata Atlântica, em parte substituída pela cana-de-açúcar, no início da colonização.

O Agreste é a área de transição entre a Zona da Mata e o Sertão semiárido. É uma sub-região úmida e cheia de brejos. Os terrenos mais férteis são ocupados por minifúndios, onde predominam as culturas de subsistência e a pecuária leiteira.

O Sertão é uma extensa área de clima semiárido, que pode se estender até o litoral, nos estados do Rio Grande do Norte e Ceará. Geralmente, o solo dessa sub-região é raso e pedregoso, as chuvas são escassas e mal distribuídas, em consequência as atividades agrícolas são limitadas. A vegetação típica do Sertão é a Caatinga. Nas partes mais úmidas existem bosques de palmeiras, especialmente a carnaubeira, que é aproveitada pelos habitantes locais.

A economia do NEB é bem diversificada. Nas cidades litorâneas destacam-se os serviços voltados para o turismo, pois possuem uma ótima infra-estrutura (aeroportos, hotéis, pousadas, parques, etc), suas praias se destacam pelas belezas naturais e o turismo histórico-cultural, com cidades de arquitetura da época colonial como Recife, Olinda, Salvador. Na pecuária, existe uma importante criação de bovinos nos estados do Maranhão, Piauí, Bahia e Pernambuco. Presença de indústrias de calçados, produtos elétricos e eletrônicos, petroquímica (pólo petroquímico de Camaçari) e tecelagem. Destaque para o Distrito Industrial de Ilhéus (BA), Complexo Industrial de Suape (PE), Distrito Industrial de Maracanaú (CE). Em tecnologia, pode-se destacar os pólos digitais de Recife (maior do país), Ilhéus (BA) e o de Campina-Grande (PB), com ênfase na produção de softwares.

A população do NEB totaliza 53.078.137 habitantes (Censo IBGE, 2010), o que representa 28,9% do total do país. A expectativa é de vida 64,22 anos. A densidade demográfica é de 28,73 hab/km² (60,6% na zona urbana) e o maior problema social é a seca do NEB, que atinge extensas áreas do sertão (região do polígono das secas), levando pobreza e fome para os habitantes. As obras de transposição do Rio São Francisco visam resolver isso.

4.1.2 Dados pluviométricos

Foram utilizados dados diários de precipitação fornecidos pela UACA (Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas), provenientes da SUDENE (Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste) para os nove estados do NEB. Por haver falhas e insuficiência amostral, eles foram complementados com dados da ANA (Agência Nacional de Águas), DNOCS (Departamento Nacional de Obras Contra as Secas) e INMET (Instituto Nacional de Meteorologia).

Preliminarmente, foram analisados os dados diários de precipitação de 2.284 postos pluviométricos de 648 municípios, entretanto muitos desses postos apresentaram dados com falhas ou duvidosos. Após estudo detalhado de verificação da homogeneidade e qualidade dos dados, foram escolhidos 258 postos de diferentes municípios, com uma boa e cujos dados apresentam boa qualidade, representando praticamente todas as mesorregiões do NEB.

No Apêndice A (página 159), estão expostos os postos pluviométricos e/ou as estações meteorológicas e suas respectivas coordenadas geográficas e altitudes (Tabela A1). A Figura 3 exibe a distribuição espacial dos postos e/ou estações meteorológicas.

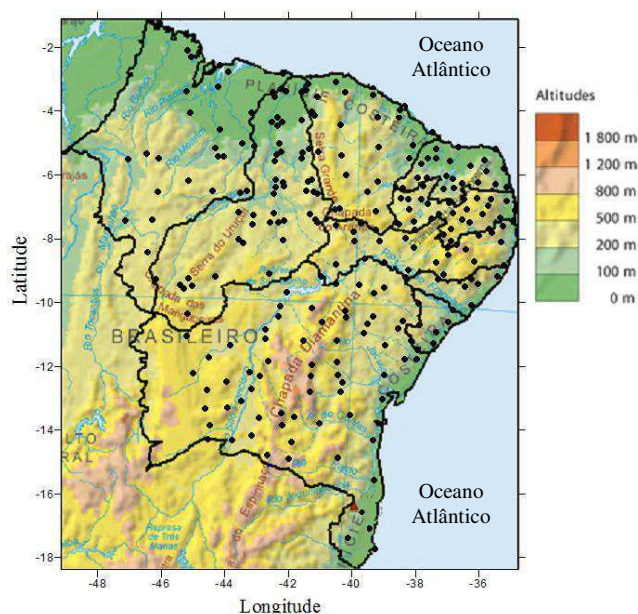


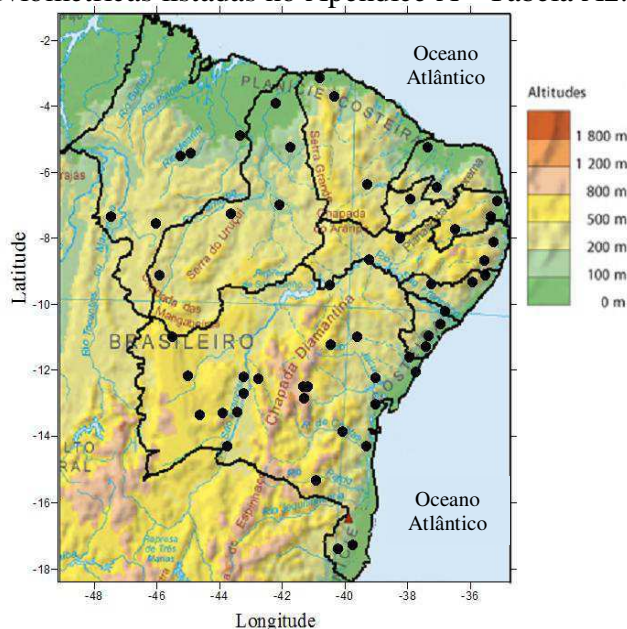
Figura 3 - Distribuição espacial dos postos pluviométricos na área de estudo, sendo ilustrado no eixo vertical a latitude, no eixo horizontal a longitude e em gradiente a altitude em metros.

4.1.3 Dados de vazão

Além dos dados de precipitação, foram obtidos dados de vazão diária de 47 estações fluviométricas, distribuídas de acordo com a Figura 4, a partir de levantamentos do Inventário das Estações Fluviométricas da Agência Nacional de Águas (ANA). Os dados consistidos de vazões diárias para cada estação estão disponíveis em sua página eletrônica, www.ana.gov.br.

A primeira tarefa em relação aos dados foi a realização da análise e consistência das observações pluviométricas e medidas fluviométricas. Como critério de amostragem foram selecionadas todas as estações com mais de 45 anos de dados. As séries de dados disponíveis foram analisadas, também, quanto à sua continuidade e qualidade. A partir dos dados diários foram obtidos os dados mensais de vazão para cada ano do período de 1960 a 2006.

Na análise fluvial feita para os dados mensais de vazão (m^3/s), foram utilizados os dados de 47 estações fluviométricas listadas no Apêndice A - Tabela A2.



Fonte:
<http://www.guiageografico.com/mapas/brasil-fisico.htm> (sem escala e com adaptações)

Figura 4 - Distribuição espacial dos postos fluviométricos na área de estudo, sendo ilustrado no eixo vertical a latitude, no eixo horizontal a longitude e em gradiente a altitude em metros

Optou-se por excluir alguns postos fluviais pertencentes à bacia hidrográfica do rio São Francisco, por estarem localizados à margem do Rio e concentrarem a maior parte da vazão do NEB (área central do NEB), o que poderia mascarar a análise dos demais postos.

4.1.4 Softwares utilizados

Foram utilizados quatro softwares computacionais: um gerador de planilhas eletrônicas para confecção e tabulação dos dados, elaboração de gráficos e da estatística descritiva; um gerador de cargas fatoriais e classificação de grupos para ACP e AA, respectivamente; um gerador de plotes de isolinhas para confecção dos mapas de interpolação e ainda outro gerador de rotinas de análises espectrais, desenvolvido em linguagem IDL por Torrence e Compo (1998) (disponível em <http://atoc.colorado.edu/research/wavelets/>) com modificações introduzidas pelo Grupo de Física da Atmosfera da UEPB.

4.2 Métodos

Utilizou-se a técnica hierárquica de agrupamento (Método de Ward) para delimitar a região do NEB em sub-regiões climatologicamente homogêneas, com base em médias pluviais e fluviais, e de 11 índices de chuva definidos pelo ETCCDMI (Expert Team Change Detection Monitoring and Indices), grupo da OMM (Organização Meteorológica Mundial). Aplicou-se as Análises de Componentes Principais (ACP) e Agrupamento (AA) para se obter a distribuição espaço-temporal e homogeneidade no NEB, e de TO para obter informações espectrais nas sub-regiões homogêneas obtidas.

Foram utilizadas séries de dados de cada um dos postos/estações meteorológicas do Apêndice A (Tabela A1), para calcular os índices pluviométricos dos períodos analisados. Os índices, listados no Apêndice B (Tabela B1), foram escolhidos a fim de identificar os valores extremos de precipitação e caracterizar o padrão de variabilidade pluvial e possíveis mudanças climáticas no NEB.

4.2.1 Índices climáticos básicos do ETCCDMI

Devido ao aumento de eventos extremos em escala global nos últimos anos, foram definidos pela comunidade científica índices anuais representativos desses eventos que são baseados em valores diários de temperatura e precipitação (FRISCH, 2002) os quais podem ser acessados no endereço: <http://cccma.seos.uvic.ca/ETCCDMI/index.shtml>.

Os 27 índices de eventos extremos definidos pelo Expert Team (ET) on Climate Change Detection Monitoring and Indices (ETCCDMI) não representam eventos extremos considerados raros. Se tal ocorresse, poderia afetar o tratamento estatístico e a significância das tendências devido ao reduzido número dos mesmos nos registros históricos. Alguns deles são baseados em um limiar fixo e outros em percentis. A maioria das pesquisas usa tendências desses índices em escala anual a partir de dados diários, este trabalho não trata de tendências.

Apesar de existir na literatura vários índices para precipitação diária, neste estudo usou-se apenas 11 índices, dos 27 definidos pelo ETCCDMI, os quais envolvem equações matemáticas alimentadas somente por dados diários de precipitação.

Os índices usados nesta pesquisa foram mensais em vez dos anuais como definidos pelo ETCCDMI. Pois a pretensão deste trabalho foi investigar os índices em uma escala temporal mais detalhada. A seguir serão apresentados os índices utilizados:

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:

$$Rx1day_j = \max(RR_{ij}) \quad (4)$$

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:

$$Rx5day_j = \max(RR_{kj}) \quad (5)$$

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:

$$SDII_j = \frac{\sum_{w=1}^w RR_{wj}}{W} \quad (6)$$

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:

$$RR_{ij} \geq 10mm \quad (7)$$

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:

$$RR_{ij} \geq 20mm \quad (8)$$

6 - Rnn (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, o numero de dias em que:

$$RR_{ij} \geq nn \text{ mm} \quad (9)$$

* 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:

$$RR_{ij} < 1mm \quad (10)$$

8 - DUC (Dias úmidos consecutivos)

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

$$RR_{ij} \geq 1mm \quad (11)$$

9 - R95p (Dias muito úmidos)

Seja RR_{wj} a quantidade diária de precipitação em um dia úmido w ($RR \geq 1.0mm$) em um período j e seja $RR_{wn}95$ o 95º percentil da precipitação nos dias úmidos no período 1960-2006. Se W representa o número de dias úmidos no período, então:

$$R95p_j = \sum_{w=1}^W RR_{wj} \text{ em que } RR_{wj} > RR_{wn}95 \quad (12)$$

10 - R99p (Dias extremamente úmidos)

Seja RR_{wj} a quantidade diária de precipitação em um dia úmido w ($RR \geq 1.0mm$) em um período j e seja $RR_{wn}99$ o 99º percentil da precipitação nos dias úmidos no período 1960-2006. Se W representa o número de dias úmidos no período, então:

$$R99p_j = \sum_{w=1}^W RR_{wj} \text{ em que } RR_{wj} > RR_{wn}99 \quad (13)$$

11 - PRECPTOT (Precipitação total mensal 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:

$$PRECPTOT_j = \sum_{i=1}^I RR_{ij} \quad (14)$$

Obs: Neste trabalho, nos 11 índices supracitados, o período j se refere a 30 dias (um mês).

4.2.2 Análise de Componentes Principais

A Análise Fatorial (AF) em Componentes principais (CP) nos modos espacial e temporal foi empregada para definir os padrões de precipitação, vazão e dos índices climáticos do ETCCDMI no NEB.

A ACP é essencialmente o método de cálculo dos autovalores e correspondentes autovetores de uma matriz de variâncias-covariâncias ou de uma matriz de coeficientes de correlação entre variáveis (PREACHER e MACCALLAN, 2003). A ACP consiste numa transformação linear de "m" variáveis originais em "m" novas variáveis, de tal modo que a primeira nova variável computada seja responsável pela maior parte da variação explicada existente no conjunto de dados. A segunda pela segunda maior parte da variação explicada e assim sucessivamente até que toda a variação do conjunto tenha sido explicada.

Se cada variável medida pode ser considerada como um eixo de variabilidade, estando usualmente correlacionada com outras variáveis, esta análise transforma os dados de tal modo a descrever a mesma variabilidade total existente, com o mesmo número de eixos originais, porém não mais correlacionados entre si. Graficamente pode ser descrita como a rotação de pontos existentes num espaço multidimensional originando eixos, ou componentes principais (CPs), que dispostos num espaço a duas dimensões que representem a variabilidade suficiente que possa indicar algum padrões condizentes com a variável em questão.

A ACP inicia-se com o cálculo dos autovalores e correspondentes autovetores de uma matriz de variâncias-covariâncias (conhecido como modo "S") ou de correlações entre variáveis (conhecido como modo "R"), o usado nesta pesquisa. O primeiro autovalor

determinado corresponde à maior porcentagem da variabilidade total dos dados e assim sucessivamente. Geralmente os dois ou três primeiros autovetores encontrados explicarão a maior parte da variabilidade presente. Quando o primeiro autovalor explicar 90 a 95% da variabilidade, isso deve ser encarado com cuidado e verificado se não estão presentes variáveis com valores de magnitudes muito maiores que as demais ou variáveis mais homogêneas.

As CPs correspondem aos principais autovalores e indicam os pesos associados às variáveis originais. Tais pesos podem ser considerados como uma medida da relativa importância de cada variável em relação às CPs e os respectivos sinais, se positivos ou negativos, indicam relações diretamente e inversamente proporcionais.

A matriz de carregamentos de cada variável nas CPs ao ser multiplicada pela matriz original de dados fornecerá a matriz de contagens ou cargas (*scores*) de cada caso em relação às CPs. Esses valores poderão então ser dispostos num diagrama de dispersão, em que os eixos são as duas componentes mais importantes, e mostrar o relacionamento entre os casos condicionados pelas variáveis medidas. A seguir, será descrito o método da ACP.

Se A for uma matriz simétrica de correlações, de dimensões $p \times p$, com termos a_{ij} , de onde os autovalores e os autovetores serão extraídos, V_i é o i -ésimo autovetor, cujos termos são v_{ij} e λ_i o i -ésimo autovalor, tal relação pode ser expressa por:

$$(A - \lambda_i I)V_i = 0 \quad (15)$$

em que I é a matriz identidade. Alternativamente a relação acima pode ser escrita por:

$$AV_i = V_i \lambda_i, \text{ ou } [A][V] = [V][\Lambda], \quad (16)$$

em que $[V]$ é a matriz $p \times p$, de todos os autovetores e $[\Lambda]$ é a matriz $p \times p$, com os autovalores λ_i na diagonal principal.

Multiplicando ambos os lados da equação pela transposta de V , V' , temos que

$$[A] = [V][\Lambda][V]'. \quad (17)$$

A soma dos autovalores é igual a soma dos termos da diagonal em $[A]$, ou seja,

$$\sum \lambda_i = \sum a_{ij}, \quad (18)$$

e por definição $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \dots \geq \lambda_p$. Resolvendo a equação para λ , determina-se os autovalores.

Encontrados os autovalores, substituindo-os nas equações e resolvendo-as, obtém-se para cada autovalor autovetores correspondentes, ou seja, as componentes principais (CPs).

Pode-se definir a variância total existente em um conjunto de dados multivariados pela soma das variâncias de cada uma das variáveis. Numa matriz de correlações essas variâncias individuais constituem os elementos da diagonal principal. Basta somá-los, portanto, encontrando o traço da matriz para se obter a variabilidade total, e em seguida a contribuição de cada variável. A soma dos autovalores de uma matriz, igual ao traço dessa matriz, representa também a variabilidade total da mesma e a contribuição de cada autovalor em termos de variabilidade. Ao primeiro corresponderá a maior variabilidade possível existente, ao segundo a maior variabilidade possível restante e assim por diante.

Em termos geométricos, o primeiro autovalor representa o eixo principal de maior comprimento; o segundo autovalor, um segundo vetor em comprimento, situado em posição ortogonal em relação ao primeiro e assim sucessivamente.

Os elementos de cada um dos autovetores encontrados são simplesmente coeficientes de equações lineares que transformam os dados originais em contagens ou cargas (*scores*) indicativas do respectivo carregamento sobre os eixos correspondentes. Desse modo, utilizando-se da multiplicação da matriz de dados originais pela matriz de autovetores, obtém-se uma matriz de dados transformados que representam projeções dos pontos, num espaço multidimensional, sobre as diversas CPs, ou seja,

$$[S^R] = [X][V], \quad (19)$$

em que $[X]$ é a matriz de dados originais $[n \times m]$, $[V]$ é a matriz quadrada $[m \times m]$ contendo os autovetores e $[S^R]$ é a matriz $[n \times m]$ das contagens sobre as CPs.

Existem na literatura vários critérios para escolha do número adequado de CPs que representem fielmente a variância presente nos dados originais. Os critérios de truncamento do número adequado de CPs para resumir o conjunto de dados utilizados nesta pesquisa foram: descartar as componentes principais (CPs) cujas cargas tenham variância explicada inferior a 5% (O'LENIC e LIVEZEY, 1998); excluir as CPs cujos autovalores associados são inferiores a um, de acordo com o critério de Kaiser ou critério mínimo (GARAYALDE et al., 1986); e, inspeção no "scree plot" (APÊNDICE E) a fim de excluir as CPs cujos gráficos tem tendência de paralelismo com o eixo das abscissas, ou seja, ínfima influência (PINTO et al., 2002).

Quando as cargas das CPs são plotadas geograficamente, existe forte tendência de se associar interpretações físicas às correspondentes CPs eleitas. Quando isso se faz necessário é desejável rotacionar as CPs (ROGERS e MCHUGH, 2002) para obter uma representação mais precisa dos modos de domínio espacial. A técnica de rotação utilizada neste trabalho foi a VARIMAX que produz padrões concisos que podem ser usados para a regionalização, divisão de área em um número limitado de subáreas homogêneas (VON STORCH e ZWIERS, 1999). Uma descrição detalhada do Método Varimax pode ser encontrada em livros-texto de estatística por On-Kim (1970), Preisendorfer (1988), Von Storch e Zwiers (1999) e Wilks (1996).

4.2.3 Análise de Agrupamento

Para selecionar regiões quanto à homogeneidade da precipitação e vazão empregou-se o método da Análise de Agrupamentos (AA) aos pontos pluviométricos e fluviométricos distribuídos espacialmente no NEB.

Em que (A) é a soma do quadrado dos desvios das observações em relação à média geral; (B) é a média do grupo para todos os grupos e (C) é a soma do quadrado dos desvios das observações em cada grupo, com respeito à média geral. Além disso, \bar{x} é a média geral, \bar{x}_k média do grupo k e x_i é o valor de uma dada observação.

Portanto, por haver uma grande concentração de postos/estações em uma mesma região, optou-se pela utilização da análise tipológica Cluster (AA), técnica de análise de dados de caráter classificatório com objetivo de formação de grupos tão familiares entre si quanto possível, partindo de um conjunto de dados multivariado (ANDRADE et al., 1999). O critério de agrupamento utilizado foi o de Ward ou de inércia, o qual faz uso de uma análise de variância para avaliar a distância entre os grupos (SCHUNK-SILVA e NERY, 2000), e a distância euclidiana para medir a similaridade entre as estações (BRAGA et al., 1998). Ademais, foram efetuados cortes nos dendrogramas (não mostrado devido ao volume).

Como variáveis classificatórias foram utilizadas as médias mensais das séries temporais da precipitação, vazão e índices climáticos dos postos pluviométricos relacionados no Apêndice A, além da altitude e coordenadas geográficas dos postos e/ou estações.

4.2.4 Análise Espectral

Na análise de séries temporais há, basicamente, dois enfoques utilizados. No primeiro enfoque, a análise é feita no domínio temporal e os modelos propostos são modelos paramétricos (com um número finito de parâmetros). No segundo, a análise é conduzida no domínio das frequências e os modelos propostos são modelos não-paramétricos.

No domínio de frequências tem-se a análise espectral, que tem inúmeras aplicações em ciências físicas e engenharia e que consiste em decompor a série dada em componentes de frequência, onde a existência do espectro é a característica fundamental. A Análise de Fourier

ou Análise Harmônica é apropriada para analisar processos estacionários, entretanto demonstra-se claramente que a Análise de Fourier (AF) tradicional não é viável na investigação de fenômenos que possuem sinais não estacionários (maioria das observações) ou mesmo aqueles em que o sinal sofre variações bruscas de frequência (FARGE, 1992). Entende-se como “não-estacionária” uma série temporal em que, momentos estatísticos como “médias” e “variâncias”, para diferentes intervalos de período constante, apresentam-se estatisticamente distintas. Caso contrário, assume-se que a série é estacionária. Porém, para processos não estacionários e processos com características especiais, outros sistemas ortogonais podem ser úteis, como por exemplo, as Ondeletas.

4.2.4.1 Transformada em Ondeletas (TO)

A técnica chamada de Transformada Janelada de Fourier (TJF) para o estudo de sinais não-estacionários é limitada no aspecto de que possui uma janela móvel no tempo, porém esta janela é fixa, ou seja, ela não consegue determinar variações de altas e baixas frequências simultaneamente. Para sanar tal deficiência é requerido o uso da técnica conhecida como Transformada em Ondeletas (TO), a qual possui janelas móveis, no tempo ou no espaço, que se dilatam ou se comprimem para capturar sinais de baixa e alta frequência, respectivamente (CASTRO, 2007).

A Transformada em Ondeletas (TO) é uma ferramenta que permite detectar, analisar e caracterizar as escalas temporais de oscilações não-estacionárias. A TO é robusta (MARAUN e KURTHS, 2004), pois a resolução temporal é ajustada intrinsecamente para as escalas (períodos) desejadas. Assim, para cada escala, obtém-se uma resolução temporal ótima.

A ideia central da TO consiste em decompor o sinal analisado em diferentes níveis de frequências (resolução) (MASSEI, et al., 2006); tal processo é conhecido como

“Multiresolução”. Esta forma de representação do sinal fornece uma estrutura hierárquica simples para a interpretação física das informações fornecidas pelo sinal analisado. Em diferentes resoluções, os detalhes de um sinal mostram diferentes estruturas físicas do mesmo.

A TO se tornou uma ferramenta comum, para a análise de variações locais de energia dentro de uma série temporal, pela decomposição da mesma em tempo-frequência. Esta é capaz de determinar os modos dominantes de variabilidade e, como estes modos variam no decorrer do tempo (IDEIÃO et. al., 2006).

O termo ondeleta refere-se basicamente a um conjunto de funções com forma de pequenas ondas geradas por translações $\psi(t) \rightarrow \psi(t+1)$ e escalonamentos $\psi(t) \rightarrow \psi(2t)$ de uma função ondeleta base $\psi_0(t)$, a chamada ondeleta-mãe.

Unindo propriedades de translação e escalonamento (equações 23 e 24, respectivamente) em um único protótipo de uma função ondeleta geradora $\psi_{j,k}(t)$, obtêm-se as chamadas funções ondeletas filhas (CHIERICE JUNIOR et al., 2008; IZADIFAR, 2010), pela mudança de j e k . Sendo assim, a Equação 22 mostra a função ondeleta geradora em função de ψ_0 .

$$\psi_{j,k}(t) = \frac{1}{\sqrt{j}} \psi_0\left(\frac{t-k}{j}\right); j \neq 0 \quad (22)$$

em que “ j ” é denominado fator de escalonamento (contração j aumenta e dilatação j diminui) e “ k ” é o fator de translação. As ondeletas filhas são geradas da seguinte forma:

$$\psi_k(t) = \psi_0(t-k) \rightarrow \text{Translação} \quad (23)$$

$$\psi_j(t) = \frac{1}{\sqrt{j}} \psi_0\left(\frac{t}{j}\right) \rightarrow \text{Escalação}; j \neq 0 \quad (24)$$

As equações 23 e 24 mostram as ondeletas filhas geradas pela translação e pela mudança de escala, respectivamente. O fator $\frac{1}{\sqrt{j}}$ é chamado de constante de normalização da

energia de cada ondeleta filha de forma a manter a mesma energia da ondeleta principal, ou seja, a soma das energias de todas as ondeletas filhas, oriundas das Equações (23) e (24), resulta na energia total da transformada.

A localização temporal da função ondeleta ocorre devido à mesma ser definida em um intervalo finito, ou seja, quando a escala j na Equação 22 aumenta a função ondeleta dessa escala fica localizada em um intervalo (janela temporal) de comprimento cada vez menor, determinando a localização no tempo do sinal analisado para a respectiva escala j . A localização em frequência da ondeleta-mãe se deve ao fato da transformada de Fourier da função ondeleta poder ser interpretada como um filtro passabanda, ou seja, a TF da ondeleta base em uma determinada escala j determina a energia para aquele período e conseqüentemente sua referida frequência, ou seja, a energia de uma determinada ondeleta filha.

A Transformada em Ondeletas envolve uma operação “linear” que pode ser utilizada na análise de sinais não-estacionários para extrair informações das variações em frequência dos mesmos e para detectar estruturas localizadas no tempo ou espaço.

Para que uma função seja denominada de função ondeleta base, representada por ψ_0 , ela deve satisfazer a duas propriedades distintas:

1ª Propriedade: A integral dessa função deve ser zero, ou seja:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \psi_0(t) dt = 0 \quad (25)$$

A Equação 25 assegura que a função ondeleta assuma uma forma do tipo onda. Essa condição é conhecida como condição de “admissibilidade”. Isso garante a Transformada Inversa da função ondeleta (TORRENCE e COMPO, 1998).

2ª Propriedade: A função ondeleta deve possuir energia unitária, isto é:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} |\psi_0(t)|^2 dt = 1 \quad (26)$$

A Equação 26 assegura que a função ondeleta possua suporte compacto, ou seja, um decaimento rápido de amplitude (BUENO et al., 2008), da literatura inglesa (*e-folding time*), o que garante que a ondeleta-mãe possua uma localização espacial. As propriedades descritas acima são equivalentes a dizer que $\psi_0(t)$ é quadraticamente integrável, ou seja, que a função ondeleta pertence ao conjunto das funções de quadrado integrável $L^2(R)$ dentro do conjunto dos números reais R . As propriedades acima, também sugerem que $\psi_0(t)$ tende a oscilar acima e abaixo do eixo t e que tem sua energia localizada em uma certa região, já que ela é finita. Aliás, nesta classe de funções encontram-se a maior parte dos sinais reais (de energia finita) de importância na aplicação de processamento de sinais.

Essa característica de energia concentrada em uma região finita diferencia a TO da análise utilizando-se a TF, já que esta última usa as funções trigonométricas (seno e cosseno) que são periódicas, e assim possuem energia infinita. De um modo geral, as funções denominadas ondeletas possuem a propriedade básica de dupla localização: em frequência e em tempo, com uma relação intrínseca entre elas, arbitrada pelo princípio da incerteza de Heisenberg, onde nem tempo e nem frequência podem ser simultaneamente definidos de forma exata num sinal (ADDISON, 2002; KELLER, 2004; OLIVEIRA, 2007).

Na análise clássica de Fourier, extrai-se apenas informações no domínio da frequência da função analisada ou de séries temporais obtidas na natureza, enquanto na análise de ondeletas pode-se extrair também informações da função no domínio do tempo, o que é extremamente vantajoso na análise de sinais.

4.2.4.2 A Função Ondeleta Base de Morlet

A análise em ondeletas é feita pela aplicação sucessiva da Transformada em Ondeletas a diversos valores de k e j (Equação 22), o que representa a decomposição do sinal original da

série temporal em diversas componentes localizadas no tempo e em frequência (período) de acordo com os parâmetros de translação e de escala. De certa forma, cada tipo de ondeleta-mãe possui uma melhor ou pior localização nos domínios da frequência e/ou do tempo; desta maneira, tornasse necessário a escolha de uma ondeleta base conveniente, de acordo com o sinal estudado e os objetivos almejados (TORRENCE e COMPO, 1998).

Quando da escolha de uma função ondeleta, tal decisão deve ser tomada em virtude da representatividade da mesma às características do sinal em estudo, ou seja, da série temporal. Caso o interesse esteja no estudo de mudanças de amplitude e fase, uma ondeleta complexa deve ser uma ótima escolha, como é o caso da função ondeleta de Morlet, que ajuda a capturar o sinal oscilatório dos dados (TORRENCE e COMPO, 1998).

O resultado de todo o trabalho de Morlet e de Grossman originou a primeira função ondeleta base, que posteriormente foi chamada de função ondeleta-mãe de Morlet.

A função ondeleta de Morlet é definida da seguinte forma:

$$\psi_0(t) = \pi^{-\frac{1}{4}} e^{iw_0 t} e^{-\frac{1}{2}t^2}, \quad (27)$$

em que $e^{-\frac{1}{2}t^2}$ é o envelope gaussiano, w_0 é a frequência adimensional (ou seja, o valor que determina a forma do sinal modulador da função ondeleta) e t é cada valor da série temporal. Para a ondeleta base de Morlet sugere-se que a frequência de corte w_0 seja igual a 6 como escolha ótima (este valor foi utilizado nesta pesquisa para a geração dos resultados que são posteriormente apresentados no próximo capítulo) e que também é um valor sugerido por Torrence e Compo (1998) e Grinsted et al. (2004).

Torna-se importante observar que mesmo dilatando (comprimindo) e transladando, o sinal da função ondeleta de Morlet não perde sua estrutura característica do sinal original (OLIVEIRA, 2002; HSU e LI, 2010). Isso é altamente requerido, em virtude da modulação do sinal em estudo para todas as frequências presentes na série, dando origem assim, à multiresolução, empregada nesta pesquisa.

Assim, a TO da função ondeleta base de Morlet, pode ser interpretada como consecutivos filtros passabanda aplicados às séries temporais onde a escala é linearmente relacionada com o período do filtro (GRINSTED et al., 2004).

Neste trabalho a atenção foi restrita apenas à aplicação da ondeleta base de “Morlet”, a qual possui uma ótima representação de sinais não estacionários obtidos na natureza, tais como os que são analisados no próximo capítulo, para precipitação e vazão do NEB.

4.2.4.3 O Espectro de Energia das Ondeletas

Define-se a energia da ondeleta contínua como $|W_n^X(s)|^2$. O argumento complexo da Equação 28, ou seja, a exponencial pode ser interpretada como a fase local.

A grande maioria das aplicações de análise em ondeletas não realiza testes de significância estatística, de tal forma que os resultados são amplamente quantitativos. Torrence e Compo (1998) propuseram um esquema para determinar os níveis de significância do espectro de ondeletas. Para a significância estatística de um pico no espectro de ondeletas, pode-se utilizar a “hipótese nula” em que se considera o sinal como ruído vermelho com dado “espectro de energia de fundo P_k ”. Em (ALLEN e SMITH, 1996),

$$P_k = \frac{1 - \alpha^2}{|1 - \alpha e^{-2i\pi k}|^2} \quad (28)$$

A Equação 28 mostra a forma de se calcular o espectro de energia de fundo do ruído vermelho em função da autocorrelação da série temporal analisada. Assim tem-se: ($k = 0, 1, \dots, N/2$) é o índice das bandas de frequências de Fourier f_k , com $f_k = k/(ndt)$, sendo que dt é o intervalo de amostragem da série temporal e α é determinado de acordo com a Equação 29. O nível de confiança estatística de 95% no espectro de energia da ondeleta (aplicado nesta

pesquisa) implica em dizer que esta energia tem que ser aproximadamente 3 vezes maior que o seu espectro de fundo de ruído vermelho (P_k) para ser considerada significativa. Assim:

$$\alpha = \frac{(\alpha_1 + \sqrt{\alpha_2})}{2} \quad (29)$$

Nesta equação α_1 e α_2 são as autocorrelações da série temporal com defasagens lag-1 e lag-2, respectivamente.

4.2.4.4 O Espectro global de energia de ondeleta

Pode-se obter o Espectro global de ondeleta através do cálculo da variância em cada período dada pela TO, isso é feito retirando-se a variabilidade temporal de sua transformada e equivale à TO fornecer a mesma informação da TF. O intuito disso é determinar as frequências mais ativas e dominantes (TORRENCE e COMPO, 1998). Assim, as energias associadas a cada período escalar são somadas, conforme a equação:

$$M(a) = \int |W(a,t)|^2 dt \quad (30)$$

Em que $W(a,t)$ é a Transformada em Ondeletas aplicada ao sinal, a é a escala (frequência) e t é o tempo.

4.2.4.5 O Espectro cruzado de energia de ondeleta

Com o intuito de investigar o nível de relação entre dois sistemas físicos por meio de suas respectivas séries temporais, obtêm-se a informação de até que ponto tais sistemas exercem influência um sobre o outro, isso é útil sobretudo quando se pretende avaliar a correspondência entre dois sistemas. Sob esse aspecto, em várias linhas de pesquisa, métodos como Correlação Cruzada (WEYNGAND et al., 2005), Espectro de Fourier Cruzado

(CRANE, 2001), dentre outros, já foram usados visando obter tal grau de relação. Contudo, com o advento da Transformada em Ondeletas, cujas características fornecem informação de tempo-escala simultaneamente, esta se tornou a mais adequada para a análise de variabilidade de séries temporais que são cruzadas visando verificar seu grau de correlação.

Grinsted et al. (2004) e Labat (2005) definiram o chamado Espectro Cruzado de Ondeletas (ECO) de duas séries temporais x_n e y_n por:

$$ECO = \frac{|W_n^X(s)W_n^{Y*}(s)|}{|W_n^X(s)||W_n^Y(s)|} \quad (31)$$

em que $W_n^X(s)$ e $W_n^{Y*}(s)$ são as transformadas em ondeletas das séries temporais de x_n e y_n , respectivamente e * denota o complexo conjugado.

Deduz-se assim, que o Espectro Cruzado de Ondeleta (ECO) garante uma rápida identificação do nível de correlação entre dois processos físicos em uma determinada escala dada (LABAT, 2005).

4.2.4.6 O Cone de Influência (COI)

Uma importante observação a respeito da TO é que devido ela não ser estatisticamente satisfeita a poucas amostragens, neste trabalho para uma amostra de 47 anos, o resultado final possui efeitos de bordas e, por isso, a utilidade de se usar o Cone de Influência (COI), em que os efeitos de borda podem ser desprezados. Assim, como as séries temporais são finitas, erros poderão ocorrer no início e fim do espectro de potência da ondeleta, mesmo que não se tenha erros não há segurança quanto à frequência. A série deve então ser preenchida com zeros até que seu comprimento atinja a próxima potência de 2. Em consequência, há descontinuidades no final da série e os valores do espectro de potência da ondeleta para as escalas grandes não são confiáveis. Define-se o Cone de Influência (COI) como a região do espectro de potência

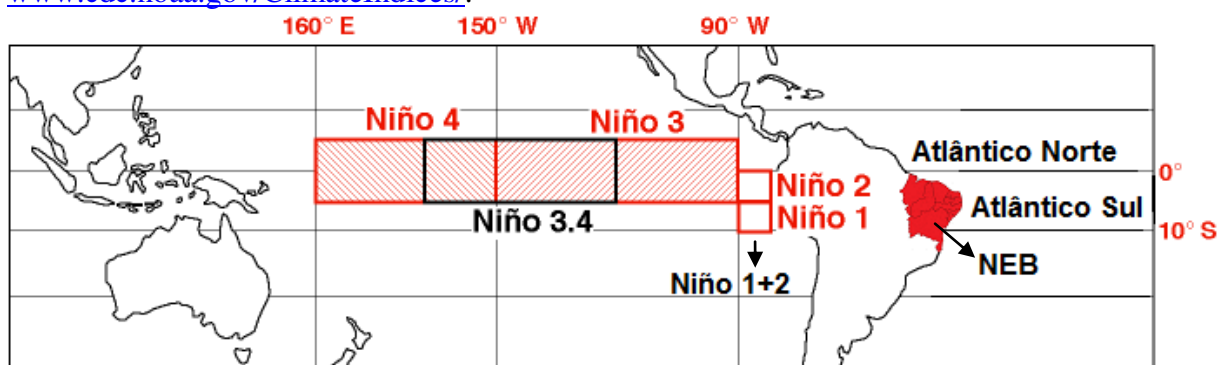
(curva em “U” invertido) sob a qual o efeito de borda é importante, com o tempo de decaimento (*e-folding time*) para a autocorrelação da potência da ondeleta em cada escala. Este tempo é escolhido de modo que a potência da ondeleta para uma descontinuidade no final da série caia por um fator de e^{-2} de modo que além daquele ponto os efeitos de borda são desprezíveis. Valores do espectro de potência da ondeleta que caírem dentro do COI não devem ser analisados (TORRENCE e COMPO, 1998).

4.2.5 Correlação: índices pluviais/fluviais x índices oceânicos/TSMs

Depois de processados, os índices climáticos e dados de vazão foram armazenados em arquivos de planilha eletrônica contendo informações anuais de cada um deles.

Com o objetivo de analisar o clima regional, foram realizadas correlações entre os índices pluviais/fluviais e as anomalias de TSMs 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), TSA (Eq. - 20°S, 10°E - 30°W) conforme Figura 5, e os índices oceânicos climáticos: ODP, IOS e IME.

Os dados referentes a essas anomalias de TSMs do pacífico e atlântico, e dos índices ODP, IOS e IME, foram obtidos por meio do sítio eletrônico da NOAA, www.cdc.noaa.gov/ClimateIndices/.



Fonte: <http://www.aoml.noaa.gov/hrd/Landsea/lanina/figures.html> (com adaptações e meramente ilustrativa).

Figura 5 - Temperaturas da superfície do mar nos oceanos Pacífico e Atlântico.

Quando a amostra de dados é pequena, é necessário que seja aplicado o teste t de Student para testar a significância dos valores de coeficientes de correlação.

O teste t de Student é de fácil uso e mundialmente aceito como um teste eficiente para se obter as significâncias estatísticas dos coeficientes de correlação. Foi utilizado nos três maiores níveis de significância, $t_{0,95;GL}$ que corresponde a uma significância estatística de 90% ($p < 0,10$), $t_{0,975;GL}$ correspondendo a uma significância estatística de 95% ($p < 0,05$) e $t_{0,995;GL}$ com uma correspondente significância estatística de 99% ($p < 0,01$). O teste de significância t de Student é dado por:

$$t = \frac{r\sqrt{N-2}}{\sqrt{1-r^2}} \quad (32)$$

em que,

$$r = \frac{N \sum_{i=1}^N X_i Y_i - (\sum_{i=1}^N X_i)(\sum_{i=1}^N Y_i)}{\sqrt{\left[N \sum_{i=1}^N X_i^2 - (\sum_{i=1}^N X_i)^2 \right] \left[N \sum_{i=1}^N Y_i^2 - (\sum_{i=1}^N Y_i)^2 \right]}} \quad (33)$$

é o coeficiente de correlação de Pearson para as variáveis aleatórias X e Y , calculado de acordo com Spiegel (1977), Bussab e Morettin (1987) e Morettin (1991); $GL = N-2$ representa o grau de liberdade para N anos.

A partir da Equação 32 foi obtido o coeficiente de correlação crítico (r_c), que é um valor para o qual se aceita ou não a hipótese estatística, r_c é dado por:

$$r_c = \sqrt{\frac{t^2}{(N-2) + t^2}} \quad (34)$$

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste capítulo são mostrados os resultados obtidos, utilizando as análises em multivariada e de transformada em ondeletas aos dados de chuva e vazão bem como sua respectiva comparação com pesquisas anteriores, sempre que possível.

5.1 Aplicação da ACP aos dados pluviais e índices climáticos pluviais

Aqui são apresentados os resultados da aplicação da ACP à média pluvial e aos 11 índices climáticos pluviais, definidos pelo ETCCDMI e espacialmente distribuídos em 258 postos e/ou estações pluviométricas no NEB. Foi utilizado um software de mapeamento para produzir os campos de isolinhas sobre os nove estados do NEB. No Apêndice A, estão todas as localidades usadas e no Apêndice B os respectivos índices.

A aplicação do método de Análise de Componentes Principais, foram retidas três primeiras Componentes Principais (CPs) rotacionadas, para a média pluvial e para nove índices: PRECPTOT, DSC, DUC, R10, R20, R50, R95p, Rx1day e Rx5day. Para a maioria desses índices as três CPs explicaram mais de 90% da Variância Total do Sistema (VTS) (Tabela 1). Para a média pluvial e esses índices, a quarta CP foi excluída devido não atender aos critérios de truncamento de componentes (subseção 4.2.2 - página 65).

A quarta CP dos índices R99p e SDII atendeu aos critérios (subseção 4.2.2 - página 65). Esses foram representados por quatro componentes que explicaram menos de 70% da VTS (Tabela 1).

Tabela 1 - Componentes e contribuição percentual da variância explicada da média pluvial e dos 11 índices climáticos pluviométricos rotacionados.

a) MÉDIA				b) PRECPTOT			
CP	Autovalor	VE (%)	VTS (%)	CP	Autovalor	VE (%)	VTS (%)
1	4,52	37,67	37,67	1	4,52	37,69	37,69
2	3,61	30,11	67,78	2	3,61	30,10	67,79
3	3,30	27,47	95,26	3	3,30	27,49	95,28
4	0,14	1,16	96,42	4	0,14	1,15	96,43
...
12	0	0	100	12	0	0	100
c) DSC				d) DUC			
CP	Autovalor	VE (%)	VTS (%)	CP	Autovalor	VE (%)	VTS (%)
1	4,84	40,32	40,32	1	5,06	42,19	42,19
2	3,44	28,66	68,98	2	3,24	27,08	69,20
3	3,24	27,03	96,01	3	3,23	26,93	96,13
4	0,83	0,69	96,70	4	0,13	1,09	97,22
...
12	0	0	100	12	0	0	100
e) R10				f) R20			
CP	Autovalor	VE (%)	VTS (%)	CP	Autovalor	VE (%)	VTS (%)
1	4,46	37,17	37,17	1	3,91	32,58	32,57
2	3,58	29,84	67,01	2	3,69	30,77	63,34
3	3,41	28,40	95,41	3	3,59	29,90	93,25
4	0,15	1,24	96,65	4	0,37	3,11	96,36
...
12	0	0	100	12	0	0	100
g) R50				h) SDII			
CP	Autovalor	VE (%)	VTS (%)	CP	Autovalor	VE (%)	VTS (%)
1	3,73	31,05	31,05	1	3,19	26,61	26,61
2	3,57	29,76	60,81	2	2,76	23,02	49,64
3	2,95	24,58	85,40	3	1,13	9,42	59,06
4	0,53	4,40	89,80	4	1,11	9,28	68,33
...
12	0	0	100	12	0	0	100
i) R95p				j) R99p			
CP	Autovalor	VE (%)	VTS (%)	CP	Autovalor	VE (%)	VTS (%)
1	4,59	38,22	38,22	1	4,15	34,58	34,58
2	3,32	27,70	65,92	2	1,20	10,03	44,62
3	3,15	26,26	92,18	3	1,04	8,66	53,27
4	0,22	1,79	93,97	4	1,03	8,62	61,89
...
12	0	0	100	12	0	0	100
k) Rx1day				l) Rx5day			
CP	Autovalor	VE (%)	VTS (%)	CP	Autovalor	VE (%)	VTS (%)
1	4,27	35,60	35,60	1	4,47	37,27	37,27
2	3,44	28,65	64,24	2	3,43	28,62	65,89
3	3,40	28,37	92,61	3	3,40	28,34	94,23
4	0,20	1,66	94,27	4	0,18	1,5	95,77
...
12	0	0	100	12	0	0	100

Legenda: VE = Variância Explicada; VTS = Variância Total Explicada do Sistema.

As CPs da média pluvial e da PRECPTOT podem ser vistas nas Figuras 6 e 7. Notam-se semelhança nas configurações espaciais e temporais que podem ser visualizadas e comparadas no APÊNDICE C (Figuras C1a e C1b, respectivamente, pág. 167).

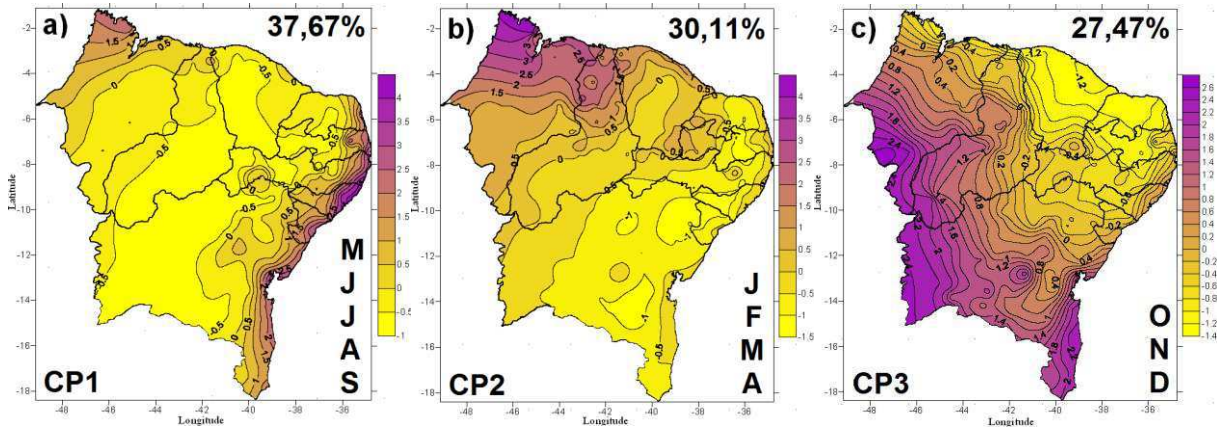


Figura 6 - Distribuição das cargas das CPs da **média pluvial**: CP1 a) mai - set, CP2 b) jan - abr e CP3 c) out - dez.

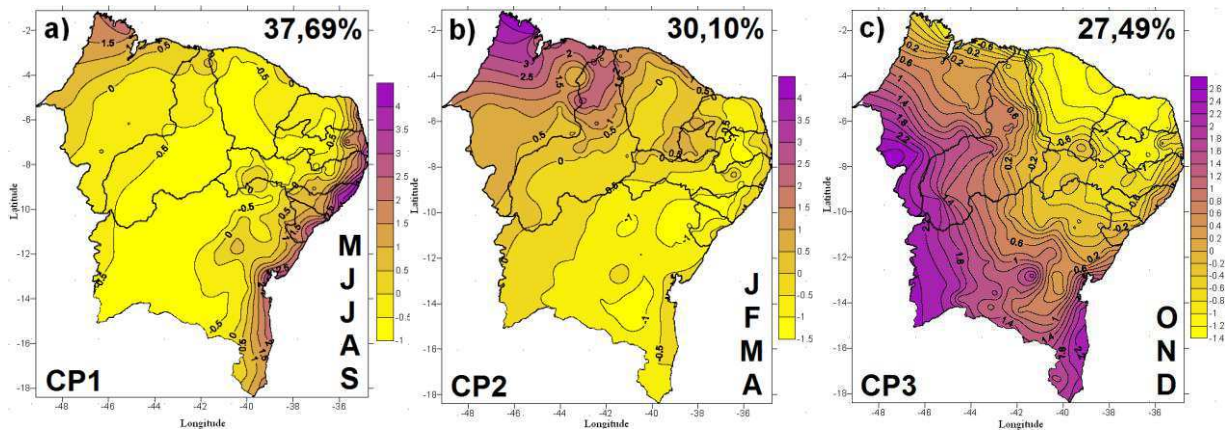


Figura 7 - Distribuição das cargas das CPs do índice **PRECPTOT**: CP1 a) mai - set, CP2 b) jan - abr e CP3 c) out - dez.

A explicação das três primeiras CPs para a média pluvial e PRECPTOT é superior a 95% da VTS (Variância Total Explicada do Sistema) (Tabela 1a,b, respectivamente). Nota-se forte componente sazonal com valores máximos no inverno (entre junho e agosto), e mínimos no verão (dezembro a fevereiro). Estes resultados podem ser verificados na Figura C1a,b (APÊNDICE C - pág. 167). A configuração espacial da CP1 mostra contraste entre o litoral e o restante do NEB (Figuras 6a e 7a). Essas variações estão possivelmente associadas à influência das Ondas de Leste e Brisas Marítimas, que transportam bandas de nebulosidade,

provocando maior concentração de chuvas nessa área. A CP2 (Figuras 6b e 7b) apresenta comportamento sazonal regular, durante o primeiro quadrimestre (jan - abr), e mostra a atuação da ZCIT no norte do NEB. A CP2 evidencia dessemelhança dos regimes pluviais entre o extremo norte do Maranhão e Piauí e o restante do NEB, onde as chuvas são bem mais escassas. Para a CP3 (Figuras 6c e 7c) há predominância de chuvas na primavera (outubro a dezembro) por todo o oeste do NEB. Pesquisas analisando o índice PRECPTOT identificaram padrões de aumento para PB e RN (SANTOS, 2006), para a BA (ARAÚJO e BRITO, 2011), América do Sul (HAYLOCK et al., 2005), e globo terrestre (ALEXANDER et al., 2006).

Para o índice DSC (Figura 8), foram retidas as três primeiras CPs que explicaram aproximadamente 96% da variância total (Tabela 1c). A CP1 apresenta forte componente sazonal com máximos no inverno, entre junho e agosto, e mínimos no verão, entre dezembro e fevereiro (Figura C1c, pág. 167). A sua configuração espacial do primeiro fator mostra contrastes zonais negativos em todo o litoral leste do NEB, centro-sul da BA e norte do MA, e positivos à nordeste e sudoeste da área de estudo (Figura 8a). A CP2 tem cargas positivas, sobretudo no CE, RN e PB e demonstra sazonalidade marcante, com máximos na primavera, outubro a dezembro (Figura 8b). A CP3 apresenta valores mínimos na parte mais ao norte e núcleos máximos, ao sul e norte da BA e agreste da PB e RN (Figura 8c).

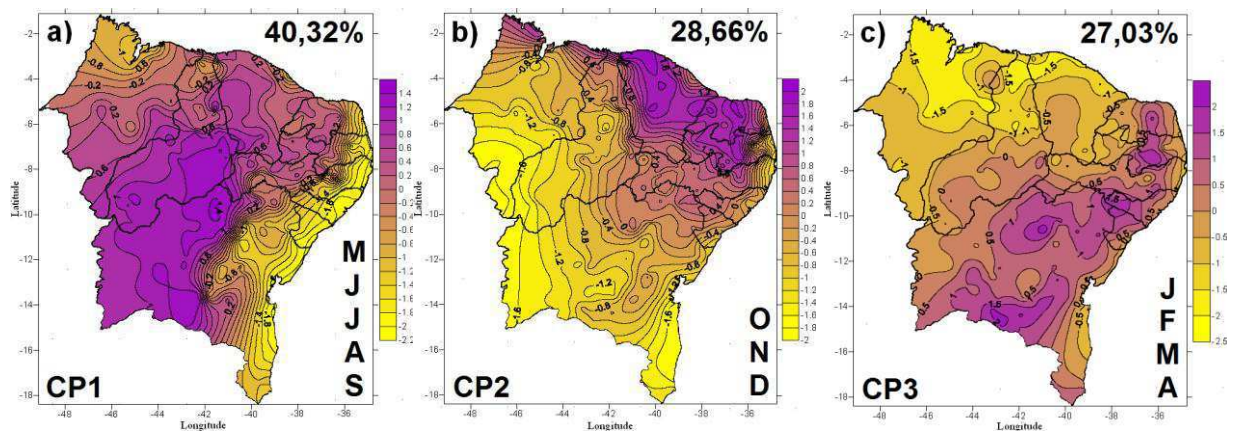


Figura 8 - Distribuição das cargas das CPs do índice DSC: CP1 a) mai - set, CP2 b) out - dez e CP3 c) jan - abr.

A Figura 9 apresenta o comportamento das cargas do índice de dias úmidos consecuti-

vos (DUC), e é bastante semelhante ao conjugado da Figura 8 (DSC).

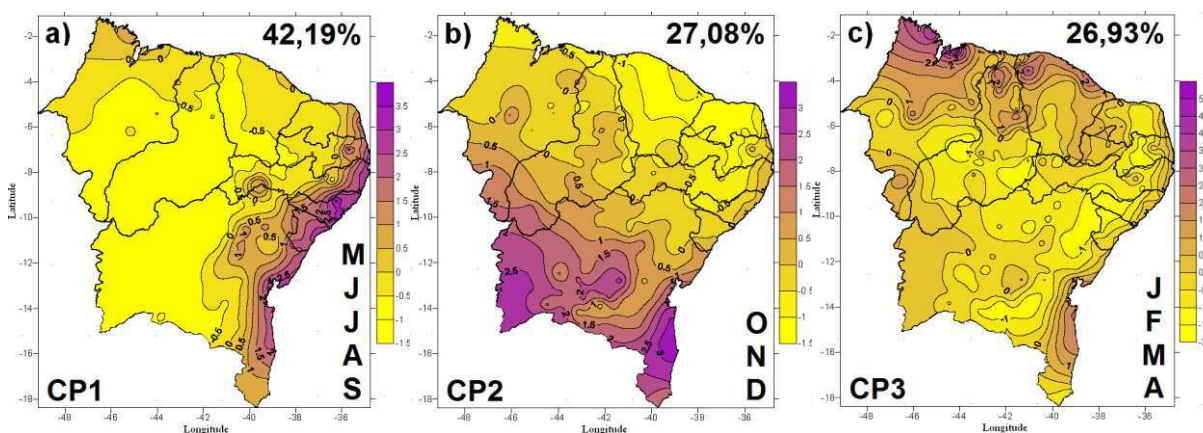


Figura 9 - Distribuição das cargas das CPs do índice DUC: CP1 a) mai - set, CP2 b) out - dez e CP3 c) jan - abr.

Para o índice DUC (Figura 9), foram retidas três CPs que explicaram mais de 96% da variância total (Tabela 1d). A configuração espacial da CP1 apresenta maiores valores na parte leste no outono e inverno (Figura 9a). A CP2 apresentou suas cargas positivas predominantemente na parte sul da área de estudo (Figura 9b), conforme também identificaram aumento nas condições de umidade e tendências de DUC, Haylock et al. (2005) em três estações do NEB e Araújo e Brito (2011) na mesorregião do extremo oeste da Bahia. Essa maior atividade na parte sul do NEB, se deve à influência das frentes frias vindas de latitudes médias. A CP3 domina negativamente todo o NEB com exceção do extremo norte do estado do Maranhão (Figura 9c). Essa característica é da ação dos sistemas ZCIT e dos VCAS.

Para os índices de chuva moderada (R10) e forte (R20), se observa nas Figuras 10 e 11, aspectos similares. As três primeiras componentes, explicaram mais de 93% da variância total (Tabela 1e,f, respectivamente). A distribuição espacial das cargas da CP1 (Figuras 10a e Figura 11a) mostra variabilidade decrescente da chuva do litoral para o interior e, pode estar associada ao ciclo anual bem definido na região, com altos valores de chuva durante a estação chuvosa. Na CP2 (Figuras 10b e 11b), se observa cargas máximas no litoral noroeste, e mínimas no restante da Região, onde chuvas superiores a 20 mm não são frequentes no período (jan - abr). A CP3 (Figuras 10c e 11c) apresenta duas regiões distintas com relação à

R10 e R20, uma no setor nordeste, com pouca variabilidade da precipitação no período de outubro a dezembro, e outra crescente (modestamente para R20) para o oeste e sul da Região.

As configurações temporais obtidas para R10 e R20 podem ser vistas na Figura C1e,f (pág. 167), respectivamente.

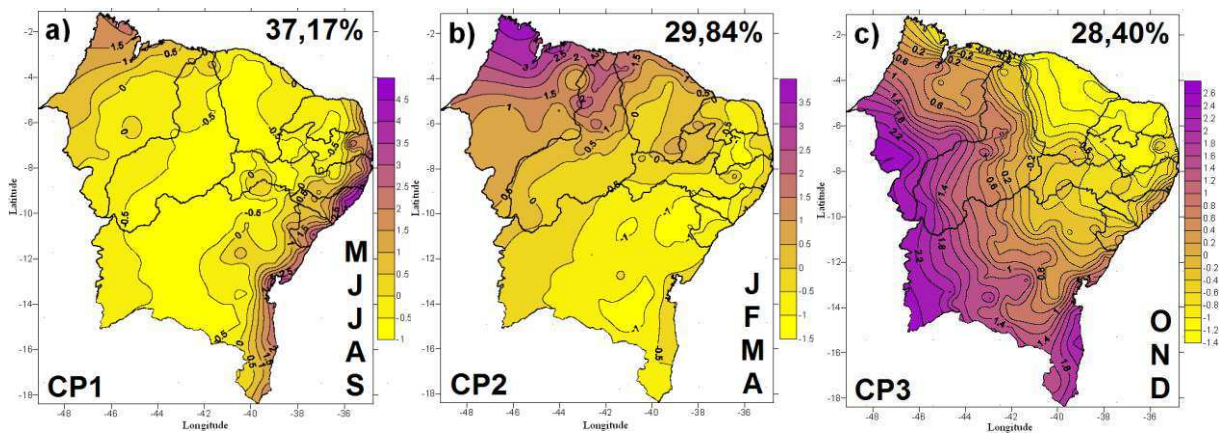


Figura 10 - Distribuição das cargas das CPs do índice R10: CP1 a) mai - set, CP2 b) jan - abr e CP3 c) out - dez.

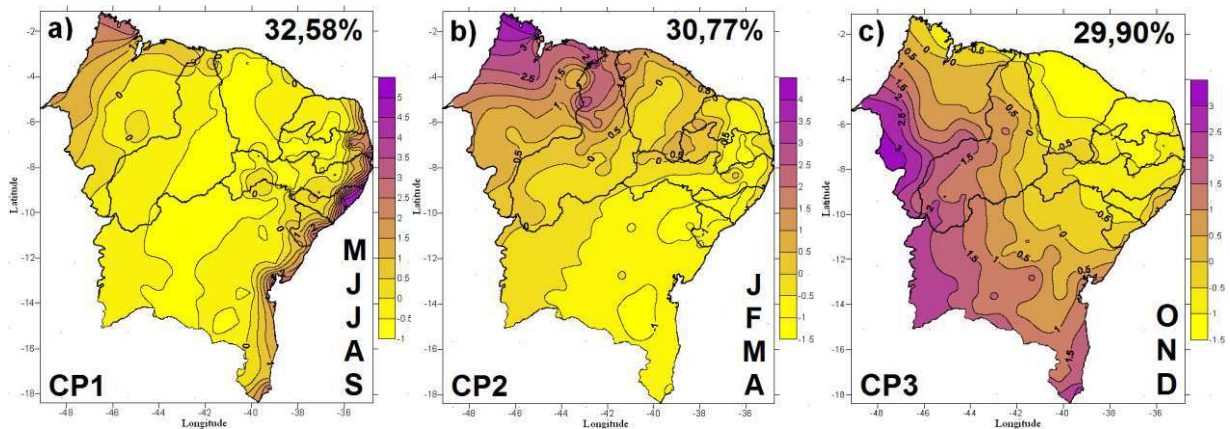


Figura 11 - Distribuição das cargas das CPs do índice R20: CP1 a) mai - set, CP2 b) jan - abr e CP3 c) out - dez.

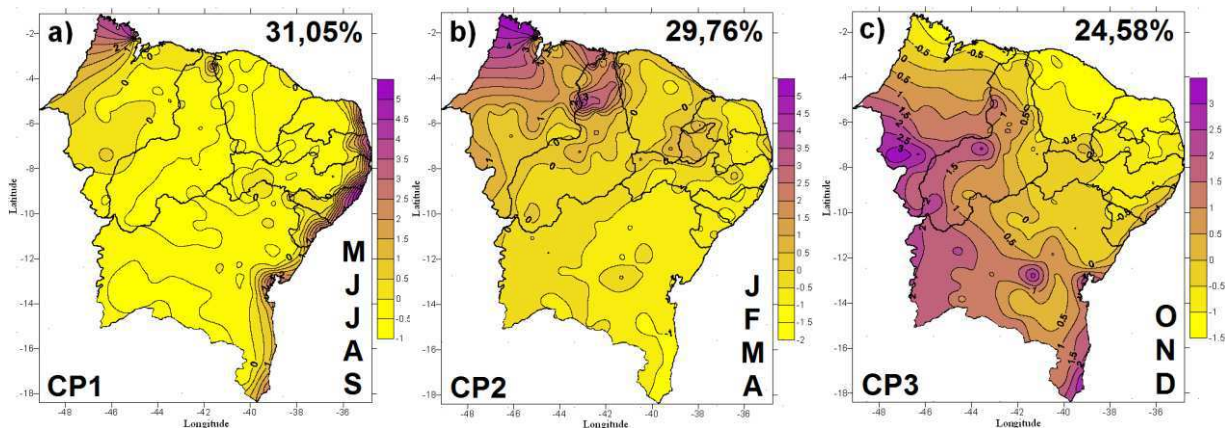


Figura 12 - Distribuição das cargas das CPs do índice R50: CP1 a) mai - set, CP2 b) jan - abr e CP3 c) out - dez.

Para o índice de precipitação superior a 50 mm (R50), a variância explicada pelas três primeiras CPs foram 31,05%, 29,76% e 24,58%, respectivamente (Tabela 1g). Suas distribuições espaciais de cargas se encontram na Figura 12a,b,c, respectivamente, e temporais no Apêndice C (Figura C1g). A CP1 exhibe cargas praticamente nulas em quase todo o NEB e os setores do leste têm sinais contrários aos dos setores central e oeste, com exceção do extremo norte do Maranhão (Figura 12a). Essa configuração pode estar associada à passagem de Distúrbios de Leste pelo litoral Nordestino. Na CP2 a região do extremo norte apresenta as maiores cargas positivas (Figura 12b). A CP3 mostra que as cargas entre o setor nordeste e o restante da Região têm sinais contrários (Figura 12c). Essa configuração pode estar associada às frentes frias e a fenômenos de escala global, como o ENOS com máxima variabilidade mais ao sul (características também identificadas em eventos de ZCAS) e extremo oeste da região.

As CPs obtidas para R10, R20 e R50 (Figuras 10,11,12, respectivamente), nitidamente apresentam a região do polígono das secas como menos favorecida pelas chuvas, verifica-se diminuição da precipitação à medida que se adentra no continente (COSTA et al., 2005).

A Figura 13 apresenta as isolinhas das cargas do índice de intensidade diária (SDII). A CP1 explica 26,61% e pode ser notado que os maiores valores positivos se concentram na costa leste, na primavera e em quase todo o verão (Figura 13a). No caso da CP2, com 23,02% de explicação, apenas os estados do CE, RN e PB apresentam cargas negativas, principalmente durante o outono (Figura 13b). A CP3, com 9,42% de explicação, apenas para julho, teve suas configurações positivas em três núcleos isolados no norte do MA, PI, e oeste da PB e RN (Figura 13c). A CP4, com 9,28%, apresenta, também, vários núcleos isolados durante o inverno, mas, na parte ocidental da área de estudo (Figura 13d).

No Apêndice C (Figura C1h) pode se visto o perfil temporal do índice SDII e na Tabela 1h (pág. 79) a explicação de suas componentes associadas.

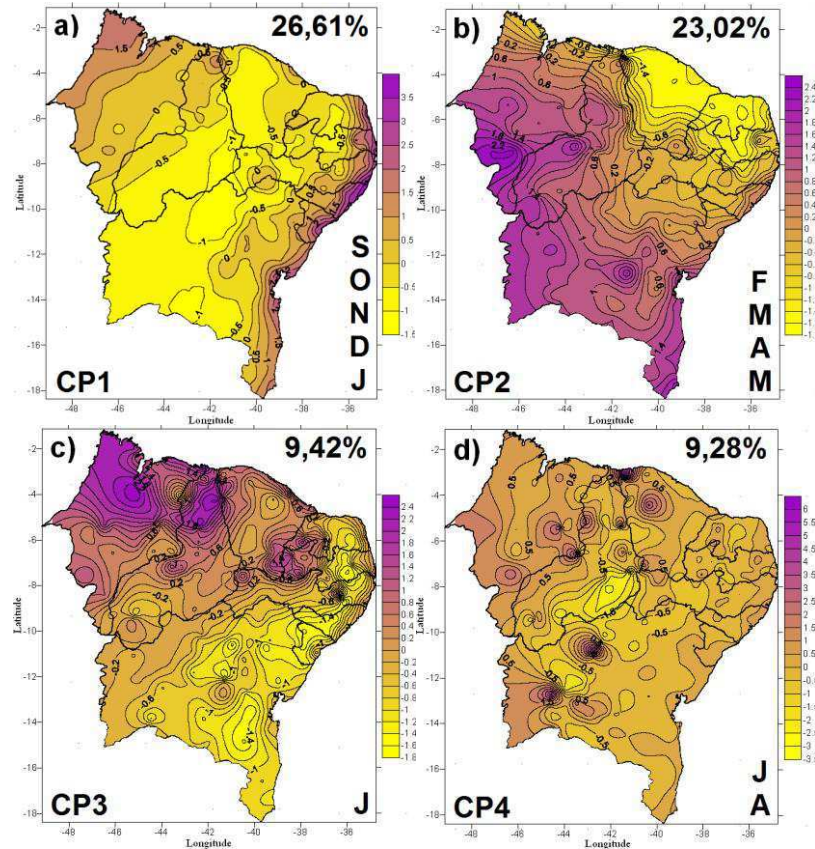


Figura 13 - Distribuição das cargas das CPs do índice **SDII**: CP1 a) set - jan, CP2 b) fev - mai, CP3 c) jul e CP4 d) jun e ago.

Para o índice R95p, Figura 14, os resultados mostram que as três primeiras CPs explicaram mais de 92% de variância total (Tabela 1i). Já para o índice R99p, Figura 15, foram retidas quatro CPs que explicaram quase 62% da variância explicada (Tabela 1j). Esses índices são relacionados às chuvas de volume extremo e caracterizam a chuva concentrada que produz enchentes em rios e inundações em planícies. O padrão da primeira componente de R95p destaca regiões a leste, norte e oeste-sul (Figura 14). O R99p não apresenta uniformidade ou realce das áreas de ocorrência destes eventos, exceto o leste, talvez devido à escassez destes eventos durante os períodos analisados ou peculiaridades sazonais. Contudo, há nítida correspondência entre maio e setembro para R95p e R99p, período de maior concentração de precipitação no leste, haja vista que as áreas de atuação onde a CP1 se sobressai são mostradas em ambas as configurações do padrão, e isto pode ser verificado na Figura C1i,j, respectivamente, página 167.

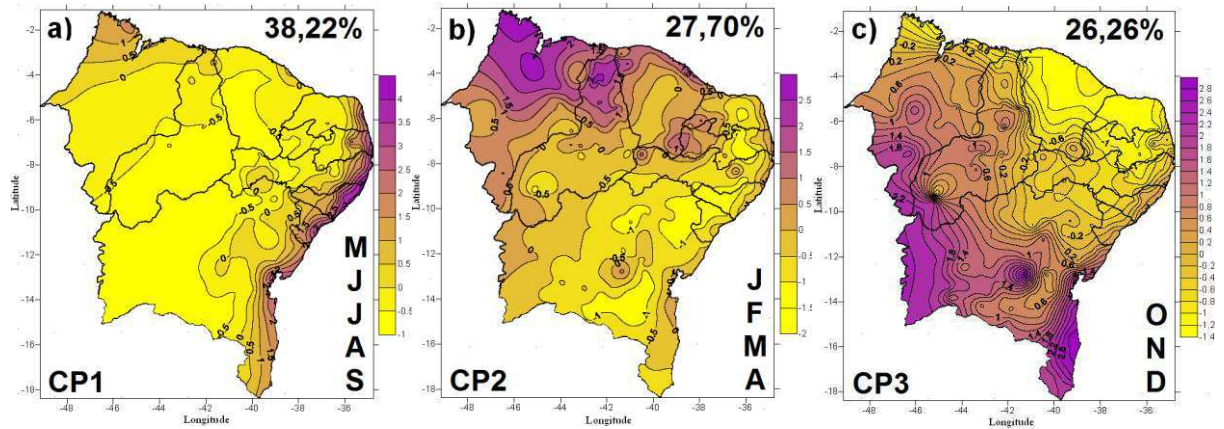


Figura 14 - Distribuição das cargas das CPs do índice **R95p**: CP1 a) mai - set, CP2 b) jan - abr e CP3 c) out - dez.

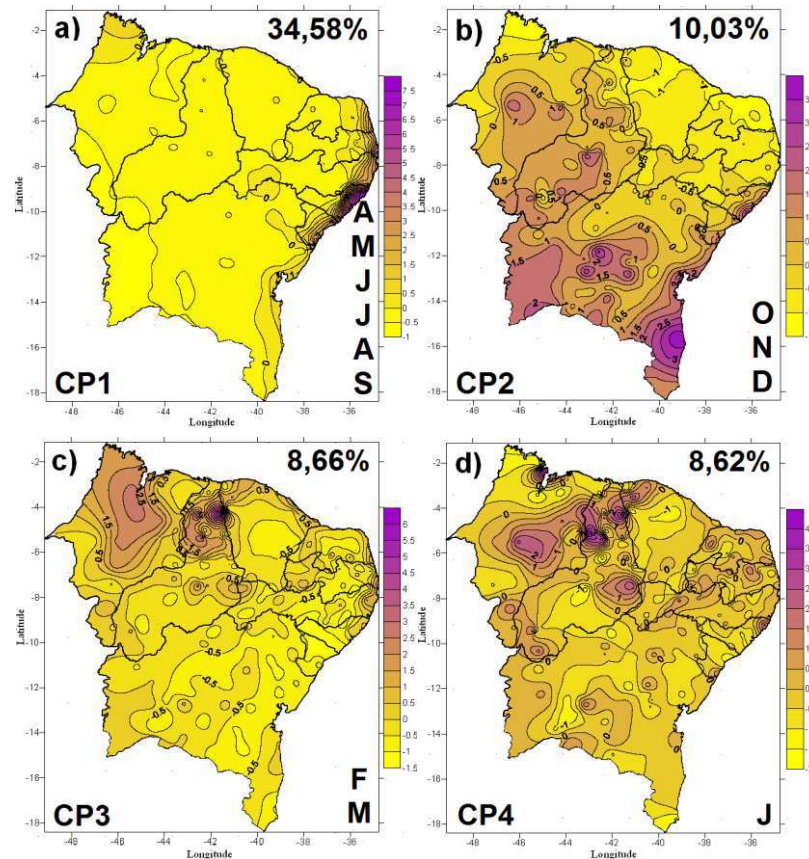


Figura 15 - Distribuição das cargas das CPs do índice **R99p**: CP1 a) abr - set, CP2 b) out - dez, CP3 c) fev - mar e CP4 d) jan.

Não é possível afirmar categoricamente que as cargas de SDII e R99p representam fielmente tais eventos de chuva, descritos pelas CP3 e CP4, haja vista que os valores das variâncias explicadas dessas CPs são baixos quando comparados à variância total explicada (Tabela 1h,j, respectivamente, pág. 79).

Os dois índices que exprimem a intensidade de evento máximo, Rx1day e Rx5day, em um dia (Figura 16) e em cinco dias (Figura 17) consecutivos, respectivamente, apresentaram coerência espacial entre si. A variância explicada por Rx1day foi superior a 92% (Tabela 1k), enquanto a do índice Rx5day foi superior a 94% (Tabela 1l). Os eventos explicados pela CP1 são caracterizados por se concentrarem no litoral durante maio a setembro (Figuras 16a e 17a); a CP2 (Figuras 16b e 17b) não apresenta cargas positivas no extremo nordeste durante a primavera e início do verão. A CP3 (Figuras 16c e 17c) apresenta núcleos isolados positivos no setor norte do NEB, salientando que para o índice Rx5day os valores são mais moderados no verão e no outono.

Na Figura C1k,l (pág. 167) estão as configurações temporais obtidas para Rx1day e Rx5day, respectivamente.

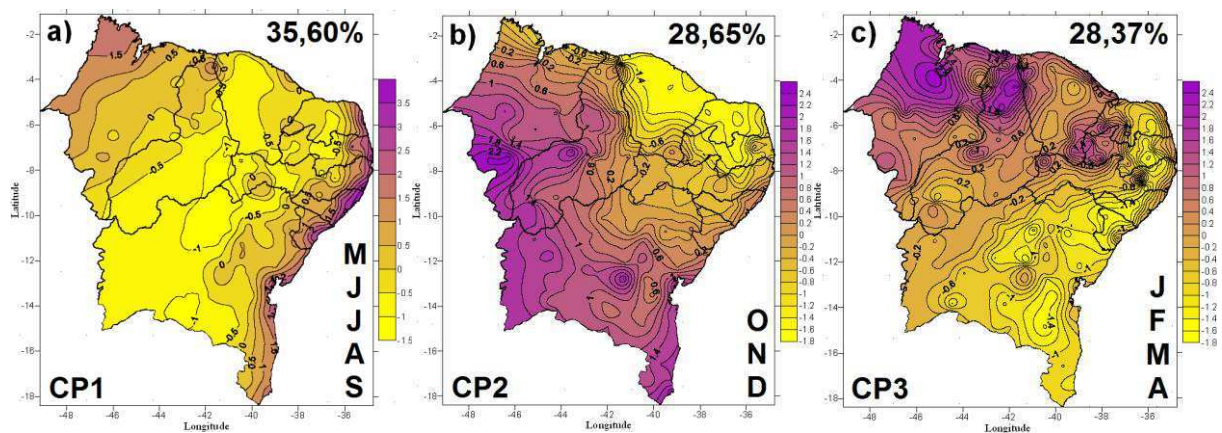


Figura 16 - Distribuição das cargas das CPs do índice **Rx1day**: CP1 a) mai - set, CP2 b) out - dez e CP3 c) jan - abr.

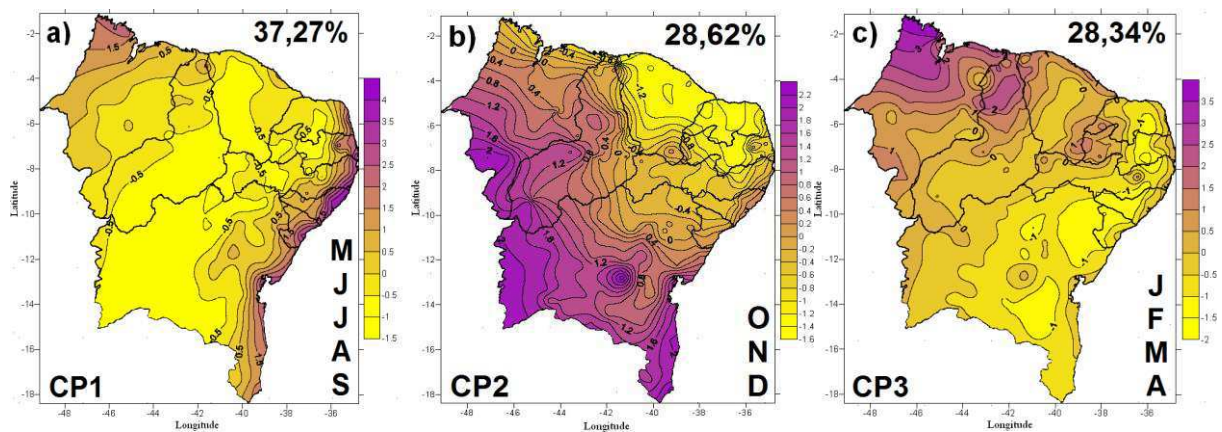


Figura 17 - Distribuição das cargas das CPs do índice **Rx5day**: CP1 a) mai - set, CP2 b) out - dez, CP3 c) jan - abr.

5.2 Aplicação da AA aos dados pluviiais e índices climáticos pluviiais

Nesta seção são apresentados os resultados da aplicação da AA à média pluviial e aos 11 índices climáticos pluviiais, espacialmente distribuídos em 258 postos pluviométricos. Nas Figuras 18 a 23 são ilustrados os grupos G1, G2, G3 e G4 obtidos através da aplicação da AA à média pluviial e aos índices climáticos.

A Figura 18a,b, exibe os quatro grupos distintos da média pluviial e PRECPTOT, respectivamente: um grupo no extremo leste (G1); um grupo a oeste e centro-sul (G2); um grupo no nordeste (G3) e um grupo (G4) no norte do MA e PI para a média pluviial e para o norte do NEB mais a oeste da PB e RN para PRECPTOT. Comparando-se esses grupos com o mapa hipsométrico do NEB (Figura 3, página 56) nota-se certa similaridade entre as distribuições, confirmando a influência do relevo na distribuição da precipitação. Esse agrupamento aparece, também, nas isolinhas da ACP (Figuras 6 e 7, respectivamente, página 80), e sintetiza o resultados da ACP, como pode ser observado no Apêndice D (Figuras D1 e D2, páginas 168 e 169, respectivamente).

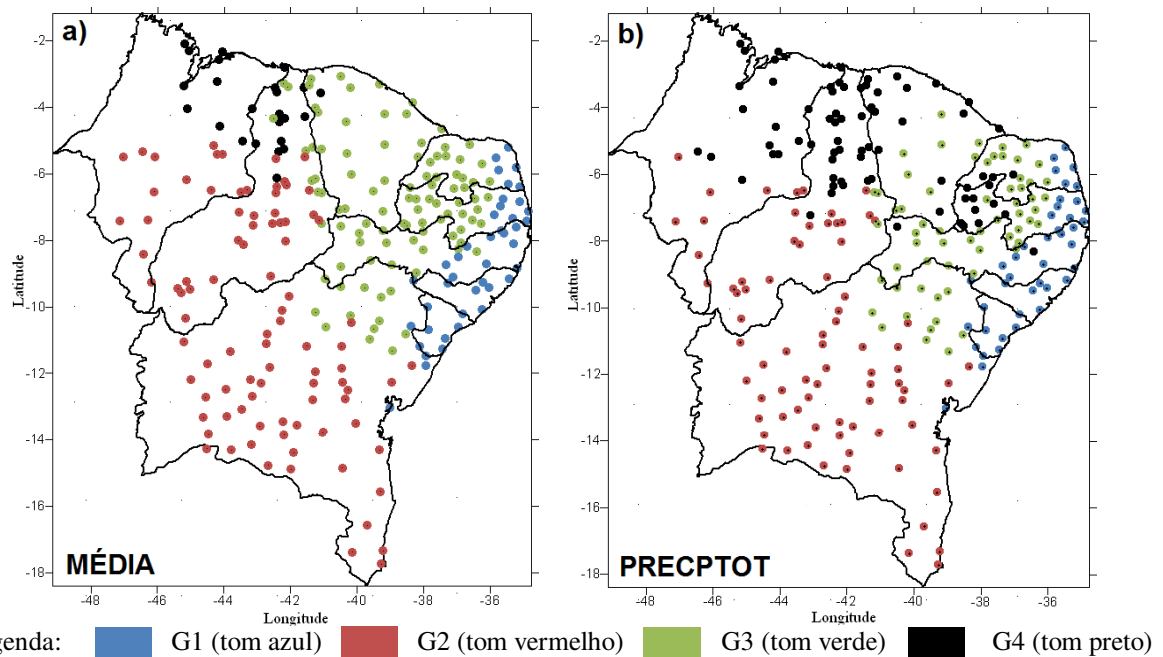


Figura 18 - Distribuição das regiões pluviometricamente homogêneas para a **média pluviial** (a) e o índice **PRECPTOT** (b).

A Figura 19 ilustra as regiões homogêneas do NEB para os índices DSC (a) e DUC (b), respectivamente, com base nas localidades selecionadas e agrupadas pelo método de classificação hierárquica (EVERITT, 1977). Vale ressaltar que para todos os agrupamentos obtidos, a homogeneidade é com relação à frequência de eventos que cada índice representa.

Para DSC identificou-se que quatro grupos para delimitar a área de estudo (Figura 19a). O grupo G1 cobre toda a costa leste e parte da região central da Bahia, o grupo G2 estende-se principalmente pelo agreste nordestino, G3 e G4 dominam parte do norte e oeste da região. Já na Figura 19b (DUC), dentre as sub-regiões, tem-se apenas dois grupos distintos com características de dias úmidos consecutivos, ou seja, uma região seca no interior (destacadamente o semiárido mais ao norte) e outra mais úmida na parte leste do NEB.

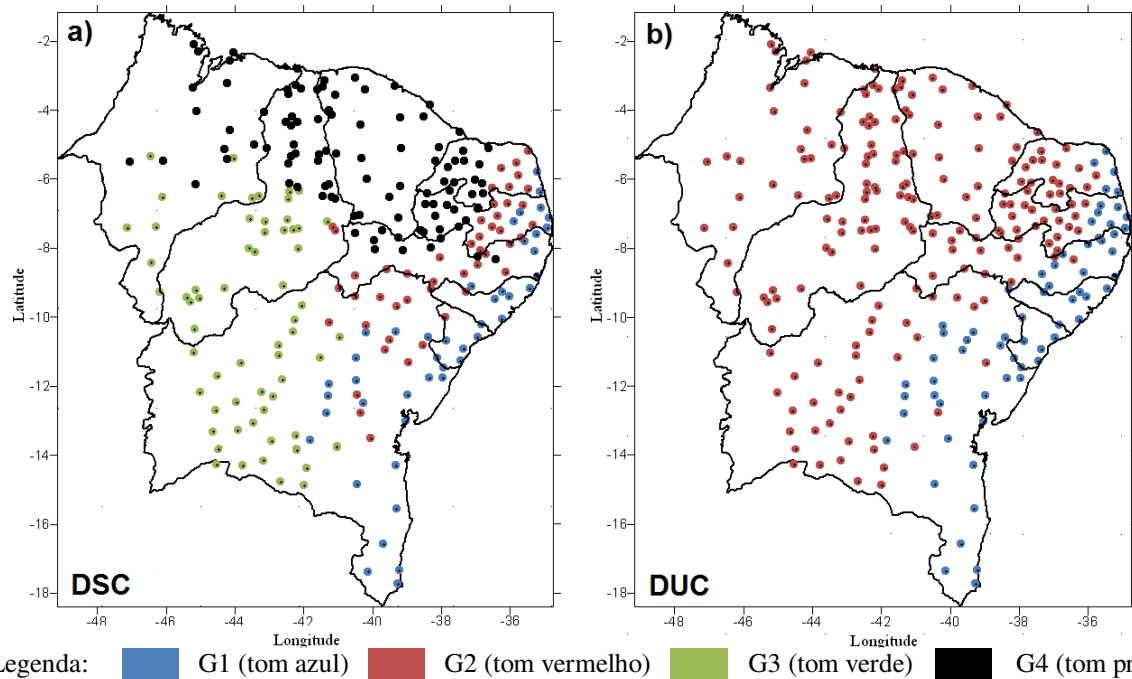


Figura 19 - Distribuição das regiões pluviometricamente homogêneas do NEB para os índices **DSC** (a) e **DUC** (b).

Com relação aos dados dos índices R10 e R20, foram obtidos também quatro grupos, ou seja, quatro áreas bem definidas (Figura 20a,b, respectivamente). A configuração mostrada por G1 (tom azul) e G4 (tom preto) indica que chuvas acima de 10 e 20 mm são semelhantes nos seus respectivos períodos chuvosos. Já para os grupos G2 e G3, as configurações

espaciais para R10 e R20 foram bem distintas. Comparando-se o grupo G1 de R10 (Figura 20a) com o grupo G1 de R20 (Figura 20b), nota-se que a redução do número de postos pode estar associada aos efeitos locais.

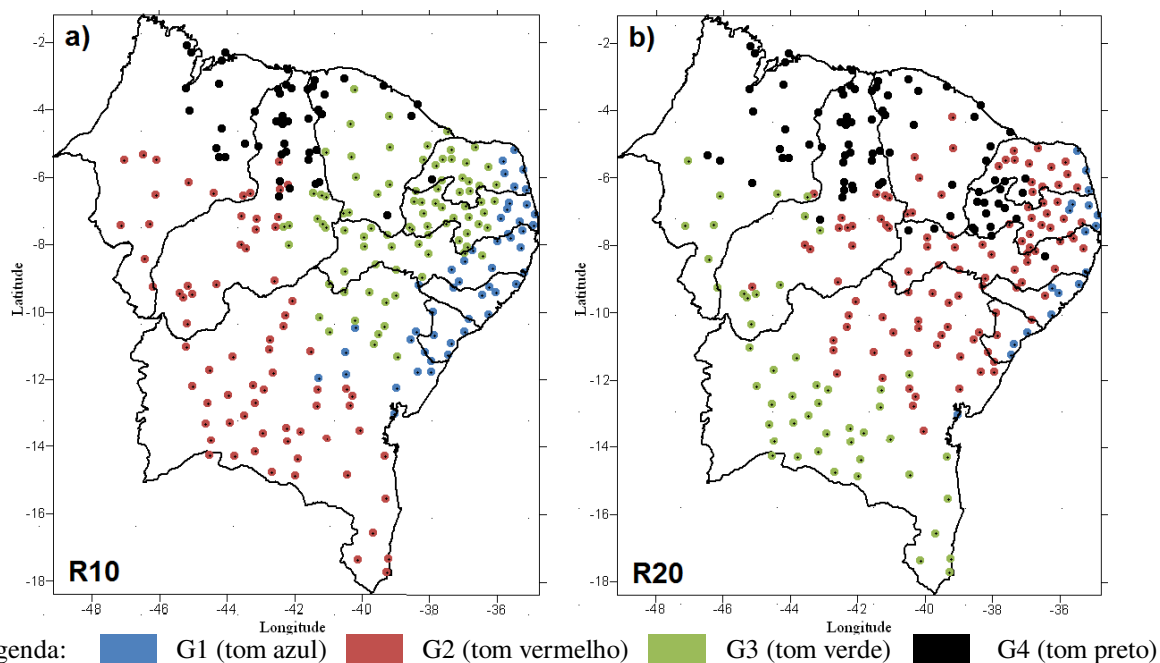


Figura 20 - Distribuição das regiões pluviometricamente homogêneas para os índices **R10** (a) e **R20** (b).

Aplicando-se a AA à matriz das cargas de R50 e SDII, observa-se na Figura 21a, para R50, a divisão em dois grupos ou duas áreas homogêneas em relação à precipitação acima de 50 mm, uma com apenas nove estações/postos (a maioria no litoral leste) e outra abrangendo quase todo o NEB. No grupo de tom azul (G1) na Figura 21a, o principal período chuvoso ocorre de maio a setembro, e no outro grupo, tom vermelho (G2), o período chuvoso ocorre de outubro a dezembro (APÊNDICE D, Figura D7, página 174) associado à intensificação dos alísios. Para o SDII obteve-se três grupos (Figura 21b). A configuração apresentada está associada com as seguintes características: proximidade do litoral, posição latitudinal e topografia. O grupo G1 estende-se por quase todo o litoral norte e adentra para o interior dos estados do CE, RN, PB, PE. Os grupos G2 e G3 não apresentam uniformidade na distribuição e dispersado por toda a área de estudo. Isso demonstra o perfil aleatório da intensidade diária de chuva quando o período analisado é mensal.

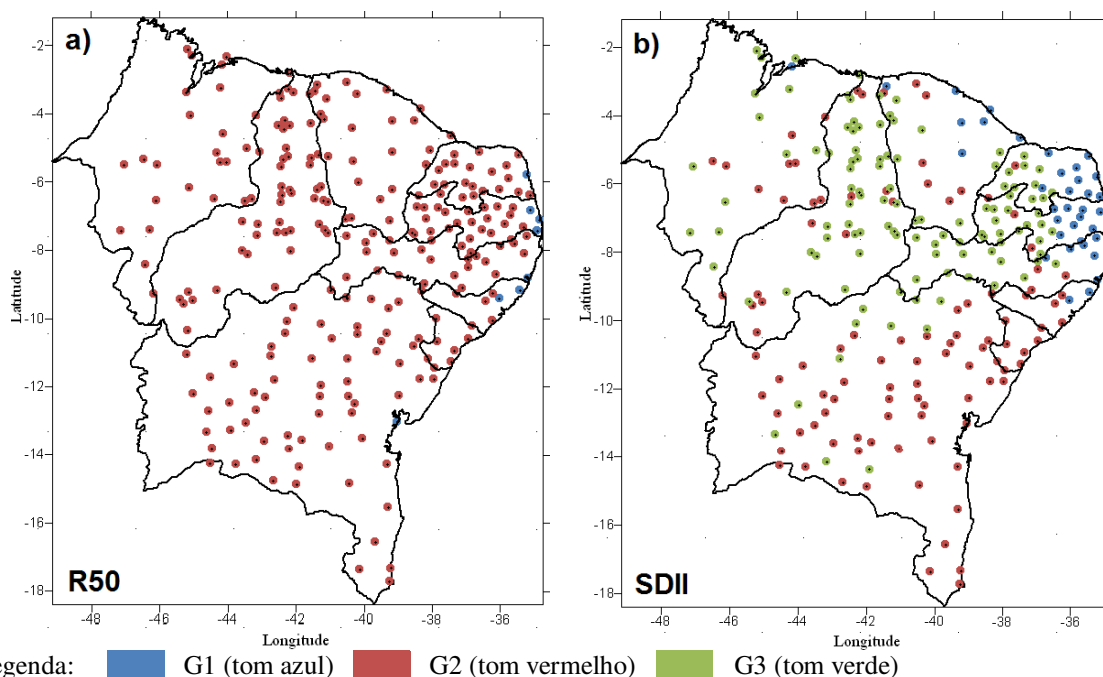


Figura 21 - Distribuição das regiões pluviometricamente homogêneas para os índices **R50** (a) e **SDII** (b).

Na Figura 22 são exibidas as regiões homogêneas obtidas para R95p (a) e R99p (b). O NEB foi dividido em quatro regiões homogêneas para o índice R95p (Figura 22a): litoral (G1), semiárido (G2), sul e oeste (G3) e norte (G4). Para o índice R99p (Figura 22b) também foram obtidas quatro regiões homogêneas. Confrontando-se as configurações de R95p e R99p, nota-se que há concentração dos postos do grupo G1 (tom azul) no litoral, ao passo que nos grupos G2, G3, G4 observa-se eventos extremamente úmidos pontuais em praticamente todo o NEB. As informações obtidas através da análise objetiva de agrupamento sugerem a existência de quatro regiões genéricas e algumas mesorregiões para R95p. No entanto, há uma nítida indefinição (exceto para o litoral leste) do agrupamento real das localidades para o índice R99p devido principalmente à maioria dos estados apresentarem os três grupos arbitrariamente.

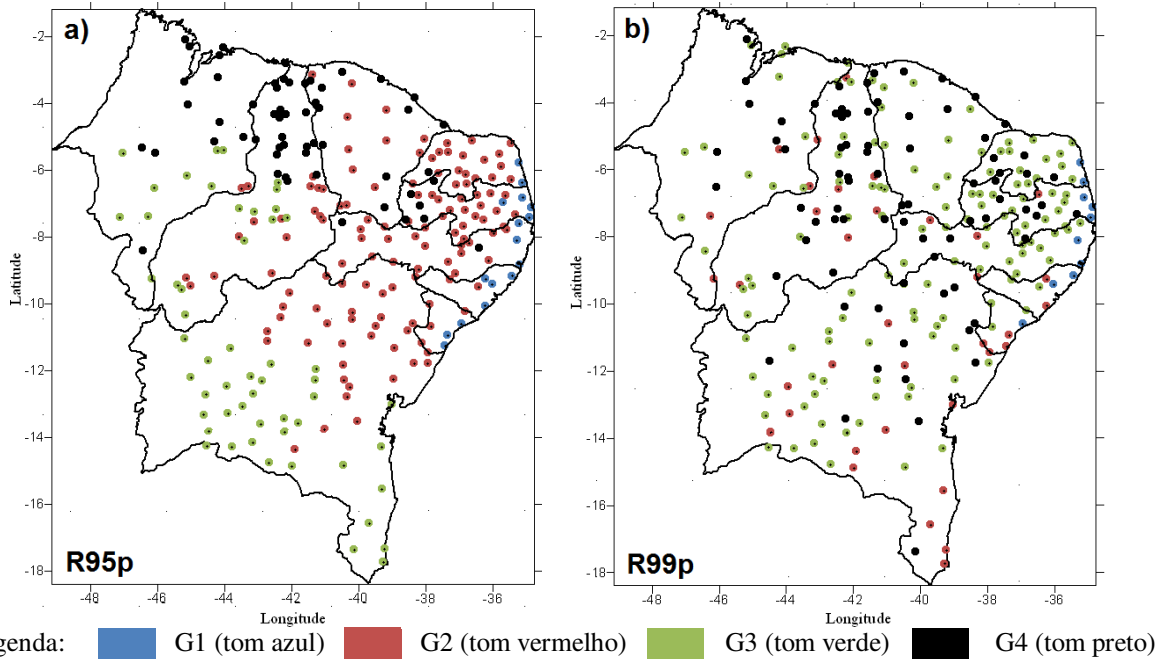


Figura 22 - Distribuição das regiões pluviometricamente homogêneas para os índices **R95p** (a) e **R99p** (b).

A alocação das estações/postos nos quatro grupos homogêneos, mostrada na Figura 23, concorda com as características fisiográficas e efeitos de continentalidade. Trata-se da regionalização dos índices Rx1day e Rx5day mostrada na Figura 23a,b, respectivamente. No grupo G1 todas as estações/postos estão no setor leste, em uma posição mais litorânea (no caso de Rx1day algumas estão localizadas mais para o interior (Figura 23a)). O grupo G2 abrange estações/postos litorâneas ao sul da Bahia e oeste para Rx1day (Figura 23a), enquanto para Rx5day (Figura 23b), a região do semiárido apresenta o maior número de estações/postos dentre os grupos. Essa configuração obtida para G2 torna-se oposta ao grupo G3, haja vista que a área semiárida é preenchida por postos em tom verde para Rx1day (Figura 23a), e os postos do oeste e sul baiano, também são preenchidos em tom verde para Rx5day (Figura 23b). O grupo G4, entretanto, se aglutina no noroeste do NEB, sendo que para Rx5day também se destaca no norte do CE, sertão da PB e RN, e extremo oeste de PE (Figura 23b).

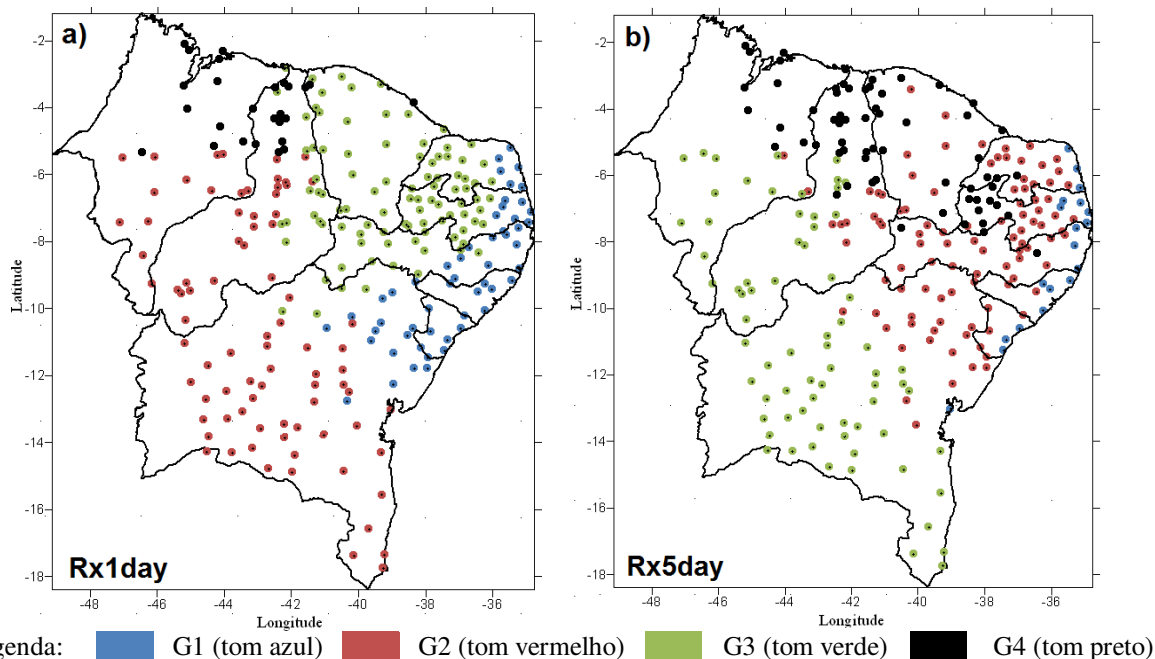


Figura 23 - Distribuição das regiões pluviometricamente homogêneas para os índices **Rx1day** (a) e **Rx5day** (b).

É importante observar que os grupos para a precipitação máxima em um dia (**Rx1day**) estão mais claramente definidos do que os grupos para a precipitação máxima em cinco dias (**Rx5day**) consecutivos. A razão física para isto é porque em geral as chuvas em um dia ocorrem dentro de único regime de precipitação, enquanto para cinco dias consecutivos, com exceção do litoral leste (chuvas de ondas de leste) e centro-sul (frentes frias), mais de um sistema de tempo são os responsáveis por fortes chuvas.

5.3 Aplicação da TO aos índices climáticos pluviais

Foram analisados 47 anos de precipitação diária do NEB. Desses dados foram obtidas médias mensais para cada ano dos 11 índices definidos pelo ETCCDMI (APÊNDICE B). Na seção a seguir, as Figuras 24 a 31 mostram os espectros de ondeleta dos 11 índices selecionados em suas respectivas regiões homogêneas obtidas pela aplicação da AA.

À esquerda, nas Figuras 24 a 31, estão os espectros de energia para o período de 1960 a 2006. Estes limites temporais, 1960 e 2006, são indicados no eixo horizontal (abscissa com

intervalos de dois anos) por 60 e 06, respectivamente, e o intervalo do periodograma varia no eixo vertical (ordenada) de 0,5 (semianual) a 32 anos. Ainda no eixo horizontal há “bolinhas” escuras (indicam anos de El Niño moderado ou forte) e claras (indicam anos de La Niña moderado ou forte) ligada a cada ano (INPE, 2012). Um terceiro eixo com valores expressos em escala logarítmica é dedicado à intensidade de energia, comumente representado por cores em um diagrama que varia da fase negativa (tons para vermelho) para a fase positiva (tons para azul) da oscilação. A linha contínua acima da qual se está quadriculado no periodograma, é chamada de cone de influência. Os períodos fora deste cone (área quadriculada) devem ser negligenciados por não possuírem uma confiança estatística adequada.

À direita, nas Figuras 24 a 31, tem-se um gráfico cujo eixo vertical (ordenada) refere-se ao período em anos (mesmo do periodograma); o eixo horizontal (abscissa) representa a variância (energia) associada a cada período em anos; a linha tracejada delimita o nível de significância de 95% e anteposta a este gráfico encontra-se um mapa do Nordeste brasileiro mostrando a distribuição espacial dos postos pluviométricos do respectivo grupo homogêneo (G1, G2, G3 ou G4) a que foi aplicada a Análise de Ondeletas.

5.3.1 Aplicação da TO aos índices climáticos pluviais de G1

As Figuras 24 e 25 se referem ao grupo G1 cuja principal característica é a proximidade com o mar. Todos os 11 índices tiveram área de atuação para esse grupo.

Com base na análise espectral da precipitação total referente ao período de 1960 a 2006, representada na Figura 24a, nota-se a presença de energia associada a fase positiva da precipitação total durante o ano de 1985 (ano de La Niña). Isso indica associação, embora fraca, com a fase positiva (cor para azul, favorável à chuva) das oscilações de 1, 2, 4, 8 e 12 anos. A oscilação de um ano está relacionada com o ciclo anual das chuvas no leste do

Nordeste, as demais oscilações provavelmente estão associadas a outros eventos climáticos. A propósito, segundo Chang e Li (1997) o Dipolo da Alta dos Açores e a Baixa da Groelândia são responsáveis pelas oscilações interdecadais de 12 anos. Já o dipolo da TSM entre o Atlântico norte e o sul originam as flutuações decadais. No caso das oscilações de dois e quatro anos, verificadas entre 1966 a 1990, podem estar relacionadas com a oscilação bienal (MORON, 1997). Para o período de 1968 a 1976 realmente pode estar relacionada com a oscilação quase-bienal, uma vez que neste período esta oscilação teve um mínimo (máximo) a cada dois anos. De 1977 a 1992 a oscilação quase-bienal teve um período entre mínimo (máximo) superior a dois anos e de 1992 a 1998 voltou até período de dois anos.

O Índice de Anomalia de TSM do Atlântico Tropical Sul (TSAI), IOS, Niño3 e Niño1+2, para o período de 1961 a 2005 apresentam oscilações da ordem de quatro a cinco anos, possivelmente estes são os fatores que produziram as oscilações de 2, 4 e 8 anos na precipitação total anual da costa leste do Nordeste. Por outro lado, TSAI, IOS, Niño3, Niño1+2 e TNAI mostram uma oscilação da ordem de 12 anos. A propósito muitos pesquisadores, a exemplo de Aragão (1998), Alves (2002), Moura et al. (1998), Alves et al. (1997), Santos e Brito (2007), entre outros, já descreveram sobre a influência destes índices na precipitação total anual e nos extremos de precipitação do Nordeste do Brasil. Portanto, a oscilação destes índices produz oscilações na precipitação, não necessariamente com a mesma periodicidade, mas com a periodicidade composta de todos os índices.

Verifica-se um ciclo de quatro anos, com 95% de significância, entre 1965-1994, em que há aumento (tom para azul) seguido de diminuição (tom para vermelho) no número de dias secos consecutivos e é visivelmente recorrente a partir do ano 2000, porém não confirmado por já se apresentar fora do cone de influência (Figura 24b). A década de 1970 apresenta menos intensidade na escala de quatro anos, e nota-se núcleos isolados nos períodos 1962-1965, 1982-1983, 1990-1992 e 2000-2003 na configuração de 0,5 a anual (Figura 24b).

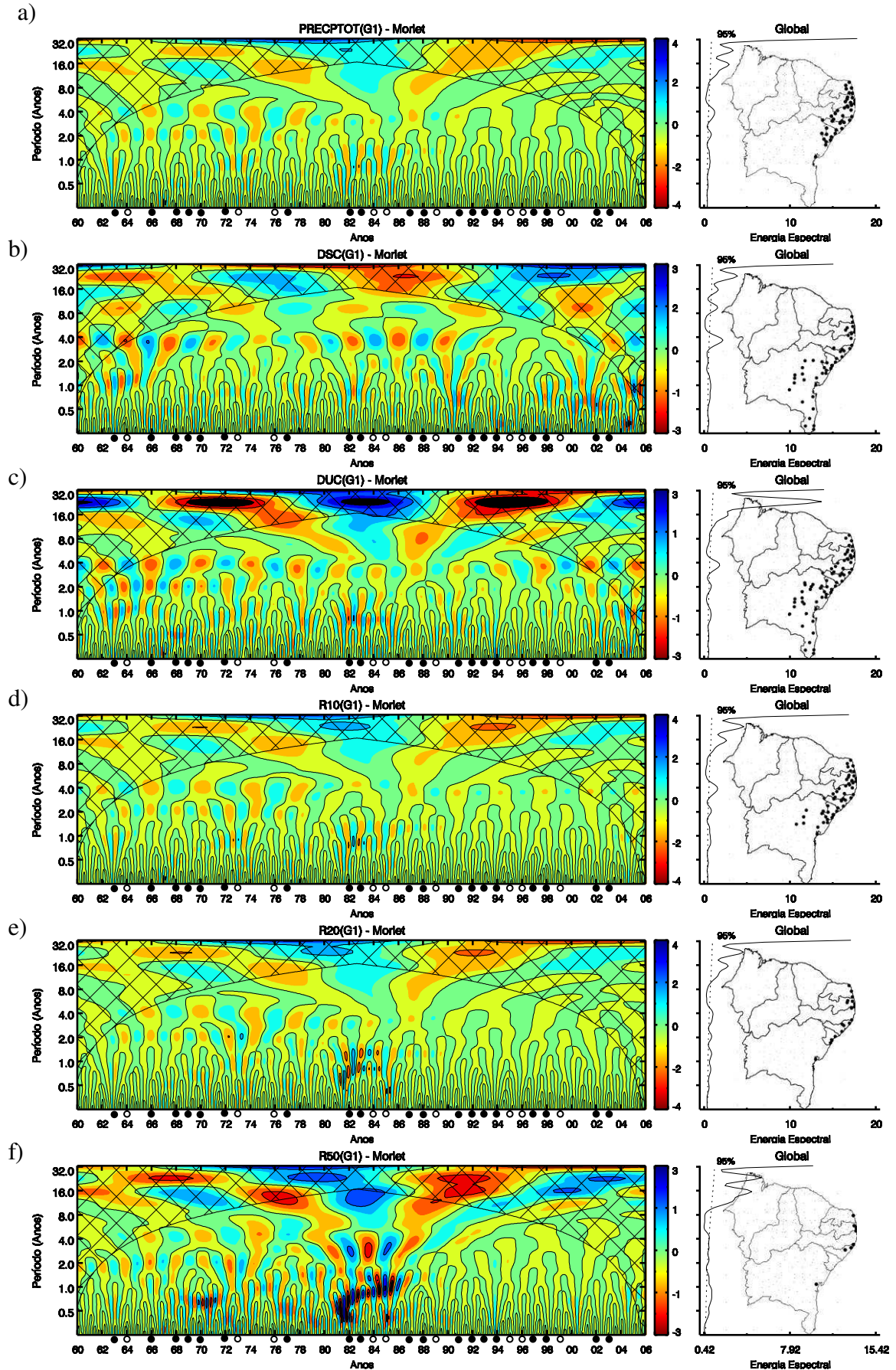


Figura 24 - Transformada da ondegota de Morlet e espectro de energia global referente a: PRECPTOT (a), DSC (b), DUC (c), R10 (d), R20 (e) e R50 (f) do grupo G1.

Na Figura 24c o espectro de potência global mostra energia significativa no período de quatro anos para o número de dias úmidos consecutivos (DUC). Conforme pode ser visto na distribuição do espectro de ondeletas, a periodicidade de quatro anos apresentou energia espectral reduzida nas décadas de 1980 e 1990, possivelmente devido à La Niñas. Já a periodicidade de dois anos teve energia espectral aumentada na década de 1960, bem como a periodicidade de um ano entre 1960-1965 e 1982-1986.

De acordo com a Figura 24d,e,f, que mostra as configurações espectrais para os índices R10, R20 e R50, respectivamente, verifica-se que o período 1980-1985 apresentou energia espectral proeminente para as periodicidades até dois anos para os três índices. Esse fato pode estar associado à atuação do fenômeno El Niño ocorrido em 1982-1983, considerado um dos mais intensos e que contribuiu com chuvas intensas, principalmente superiores a 50 mm (Figura 24f). Com relação ao índice R10 (Figura 24d), é importante notar que o espectro global mostra maior energia, com nível de significância de 95%, para a periodicidade de quatro anos, com destaque para as décadas de 1960 e 1970.

Para o índice SDII, observando a configuração da energia em todas as escalas espectrais, verifica-se que o ciclo de aproximadamente quatro anos está presente no período de 1964 a 1976, desaparece no período de 1976 a 1986 e retorna a ser observado de 1986 a 2002 (Figura 25a); de 1980 a 1985 a periodicidade anual foi predominante (Figura 25a). As explicações para este tipo de configuração são semelhantes as da PRECPTOT. Entretanto, é salutar mencionar que os níveis de energia observados para o grupo G1 foram relativamente baixos, demonstrando que não houve mudanças bruscas mensais na intensidade da precipitação local.

Contrariamente ao índice SDII, os índices R95p e R99p do grupo G1, apresentaram escalogramas com altos valores de energia em várias escalas como mostra as Figuras 25b e 25c, respectivamente. Conforme Figura 25b, o ciclo de dois anos apresentou energia espectral

mais intensa na década de 1960. As variações semianuais e anuais se destacaram na década de 1970. Também pode ser percebida a periodicidade na escala de quatro anos para a década de 1980.

Ressalta-se que durante a década de 1980 ocorreu El Niños em 1982/83 e 1986/87 e La Niñas em 1984/85 e 1988/89. Esta sequência de El Niño/La Niña possivelmente contribuiu para a periodicidade na escala de quatro anos. Resultado semelhante foi observado para R50 (Figura 24f).

Para o índice R99p (Figura 25c) verifica-se maior energia espectral na escala anual em 1985, e nas décadas de 1960 e 1970 ocorre periodicidade na escala de dois anos, as quais podem estar relacionadas com a oscilação bienal (MORON, 1997), similarmente ao encontrado para PRECPTOT (Figura 24 - pág. 96).

Os resultados obtidos para R99p evidenciam a baixa frequência desse evento no grupo G1, sobretudo a partir de 1990 (Figura 25c). Isto foi verificado devido ao fato de que R99p se refere a chuvas diárias muito intensas e a década de 1990 foi mais seca que as três décadas anteriores. Este período mais seco nos anos de 1990-1999 foi decorrente da atuação de dois fortes eventos de El Niño (1991/1993 e 1997/1998) e a não ocorrência de La Niña forte.

Na Figura 25d são mostrados os resultados obtidos para o índice Rx1day. Observa-se que na escala de quatro anos houve picos positivos de energia em 1982 e 1986 (anos de início de eventos de El Niño) intercalados por um pico negativo (tom vermelho) em 1984. Essa configuração também foi semelhante na escala de um ano, porém com menor intensidade. Para Rx5day (Figura 25e), a energia espectral é manifestada apenas na escala de um ano, apesar da maior energia registrada ter sido para a escala de quatro anos entre 1968 e 1998, ao nível de significância de 95%.

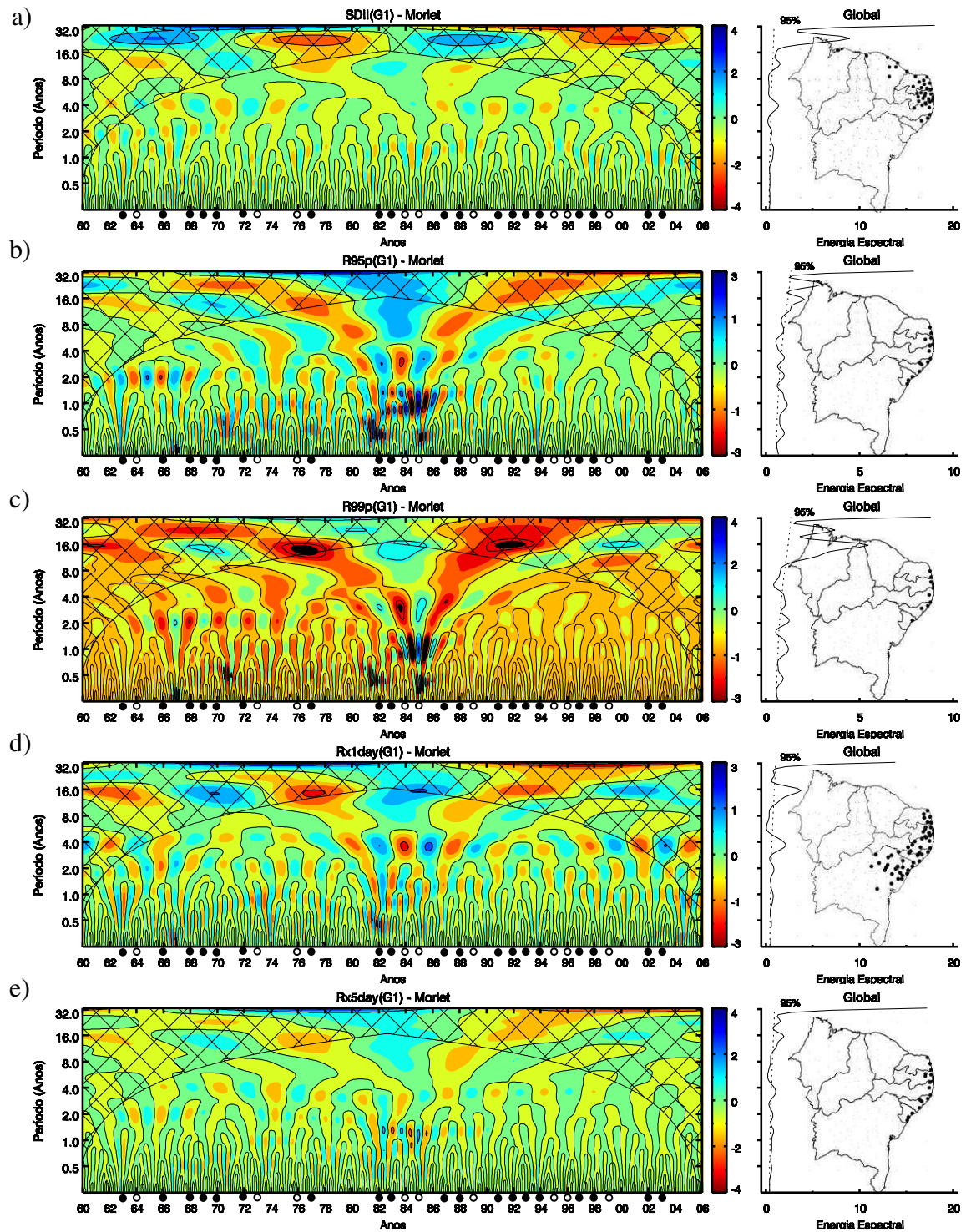


Figura 25 - Transformada da ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: SDII (a), R95p (b), R99p (c), Rx1day (d) e Rx5day (e) do grupo G1.

5.3.2 Aplicação da TO aos índices climáticos pluviiais de G2

As Figuras 26 e 27, apresentam os espectros de energia obtidos para o grupo G2. O comportamento da homogeneidade do grupo G2 se estabeleceu de forma bem menos uniforme que o grupo G1 já descrito. Enquanto os índices DSC, R20, R95p e Rx5day tiveram sua distribuição espacial predominantemente inserida no semiárido nordestino, os índices restantes se mostraram atuantes nessa e em outras áreas da região Nordeste.

Conforme Figura 26a, observa-se que em 1996 (ano de La Niña) ocorreu um pico espectral positivo (tom azul, favorável à chuva) seguido de pico espectral negativo (tom vermelho, desfavorável à chuva) em 1998 (ano de El Niño), na escala de quatro anos para o índice PRECPTOT. Nota-se também pela Figura que em 2004, na escala de maior frequência (0,5 ano, semianual), ocorreu um pico acentuado de precipitação total, isto ocorreu porque os primeiros quatro meses de 2004 foram muito chuvosos devido a uma combinação da atuação conjunta de um vórtice ciclônico da alta troposfera, da zona de convergência intertropical e de distúrbios ondulatórios de leste (BRITO e BRAGA, 2005). Nas chuvas de janeiro-fevereiro/2004, além destes sistemas, a zona de convergência do atlântico sul também contribuiu para o aumento das chuvas, principalmente na Bahia e em Sergipe e sul do Piauí e Maranhão (ALVES et al., 2004).

A Figura 26b,c exibe os espectros de energia para os índices DSC e DUC, respectivamente. É observado que na escala de quatro anos ocorre o maior nível de energia, contudo, todo o espectro mostra o caráter negativo (tons amarelos e vermelhos) para o índice DSC na região Agreste e especificamente para o Planalto da Borborema (Figura 26b). Isso demonstra a falta de persistência de dias secos consecutivos na região, condição propícia para a atividade agrícola e afins. É salutar informar que se considera dias secos aqueles cuja precipitação total diária foi inferior a 1 mm. Portanto, todos os dias com chuva superior a 1

mm é considerado úmido, porém isto não é verdadeiro, pois um dia com precipitação de 2 mm ou 3 mm com evaporação potencial superior a 4 mm não deve ser considerado úmido. Para uma melhor interpretação destes resultados devem ser considerados os dias secos consecutivos, dias úmidos consecutivos e dias com precipitação superior a 10 mm/dia (Figura 26d). O mais importante pra entender os índices DSC e DUC é a sua consecutividade de dias.

Contrariamente, para o índice DUC (Figura 26c) tem-se um espectro moderadamente positivo (tons esverdeados e azuis), porém representado por um número superior de postos/estações pluviométricos que somente não reúnem os postos/estações do litoral leste do NEB. O principal resultado é o pico ocorrido em torno do ano 2000, na escala de quatro anos, que revela a persistência de dias úmidos consecutivos para o grupo G2 neste período em particular.

Interessante notar que, à semelhança do índice PRECPTOT (Figura 26a), o pico que ocorreu em torno da variação semianual em 2004 também foi observado para os índices R10, R20 e R50 (Figura 26d,e,f, respectivamente), entretanto, ao contrário de PRECPTOT, estes índices também foram atuantes em outras regiões e confirma a influência das precipitações acima de 10 mm, 20 mm e 50 mm, na quantidade de precipitação total acumulada, sobretudo em frequências mais altas. Isto é decorrente da atuação de conjuntos de sistemas produtores de chuvas no Nordeste ao mesmo tempo, pois, em geral, os diversos sistemas atuam em diferentes épocas do ano.

Para R10 (Figura 26d) houve um pico negativo (tom vermelho) no ano 1998 (ano de El Niño) na escala de quatro anos, indicando menos eventos de chuva superior a 10 mm na região do respectivo grupo G2. O mesmo também foi verificado para R20 (Figura 26e), contudo, distintamente para o semiárido do NEB.

Conforme Figura 26e,f (R20 e R50, respectivamente), nos anos 1963, 1965-1968 e 1971-1973 ocorreram núcleos espectrais positivos e negativos para as variações semianuais e

anuais, porém com fraco nível de energia do espectro global da ondeleta. Os maiores picos de energia desses dois índices ocorreram na escala de quatro anos, como por exemplo no ano de 1971 (ano de La Niña) que apresentou contornos desfavoráveis (em tom vermelho) à ocorrência destes índices. Convém destacar a escassez de eventos de precipitação superior a 50 mm para periodicidades abaixo de dois anos a partir de 1974 (Figura 26f). Além disso, a própria aleatoriedade da ocorrência desse índice é manifestada, uma vez que seu grupo de atuação (G2) compreende praticamente toda a área do NEB.

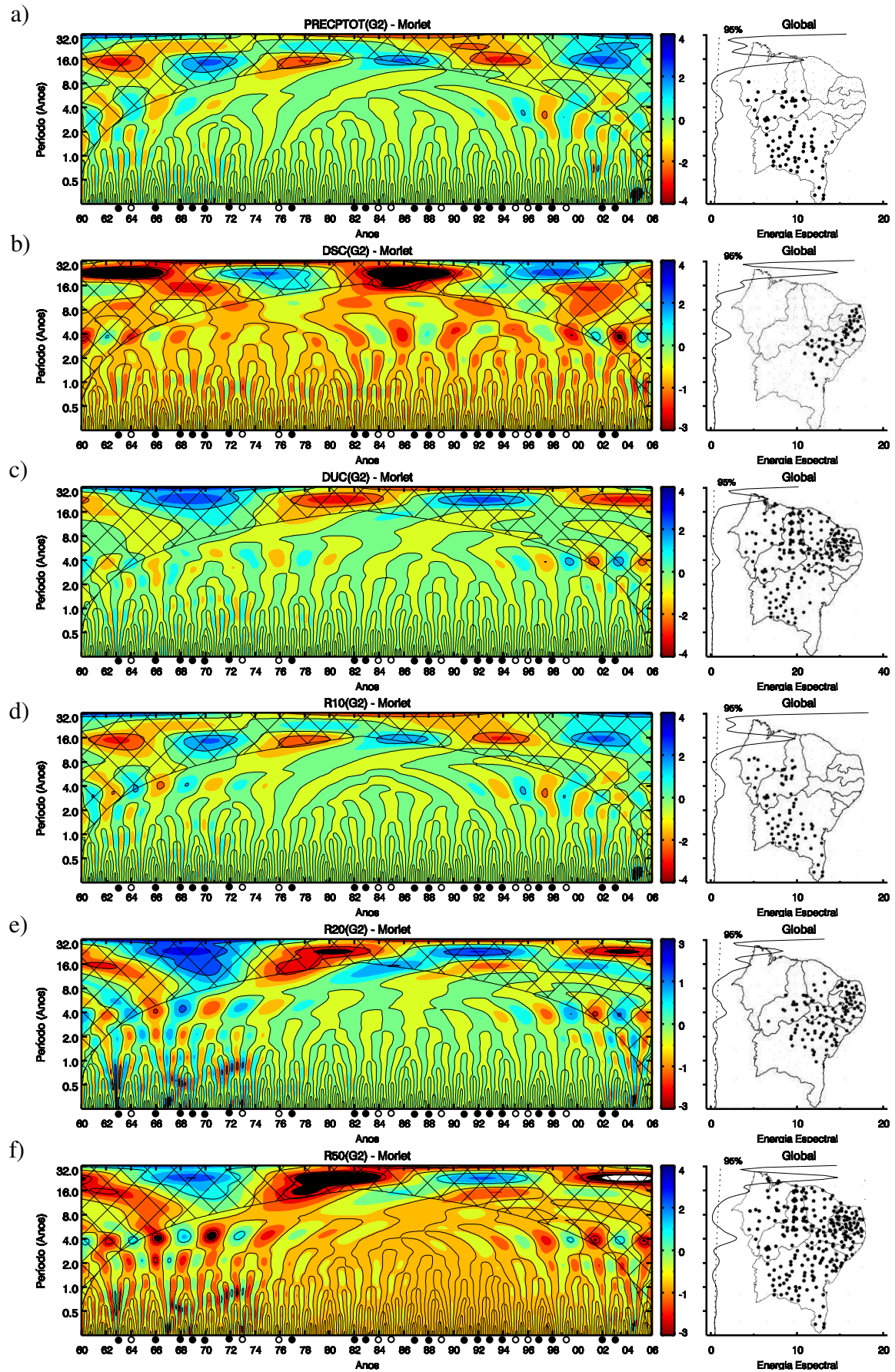


Figura 26 - Transformada da ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: PRECPTOT (a), DSC (b), DUC (c), R10 (d), R20 (e) e R50 (f) do grupo G2.

Conforme Figura 27a, o índice SDII apresenta núcleos de energia concentrados nos anos 1998 e 2001 na escala inferior a um ano. Além disso, pode-se observar um pico de energia na escala de quatro anos cuja intensidade foi gradativa de 1988 a 2000; é possível ver em destaque (tom vermelho) que 1991, 1994 e 1998 (anos de El Niño) foram anos de fraca intensidade diária de precipitação para os postos do grupo G2. Em contrapartida, 1989 e 1996 (anos de La Niña), e o ano de 2000, foram anos de forte intensidade diária. A influência dos fenômenos El Niño e La Niña sobre a precipitação do Nordeste do Brasil já foi bastante detalhada em muitos estudos, como, por exemplo, Ropelewski e Halpert (1987), Philander (1990) e Mechoso et al. (1990). Entretanto, é oportuno ressaltar que as anomalias de TSM sobre o Atlântico Tropical também influenciam na precipitação do Nordeste do Brasil.

A Figura 27b,c mostra os contornos espectrais para os índices R95p e R99p, respectivamente. Nota-se que para R95p (Figura 27b) os postos se aglutinaram predominantemente na região do semiárido nordestino, indicando a ocorrência de dias mais úmidos na região. Há três picos de energia: o maior na escala de quatro anos (enfraquecendo a partir 1968 a 1982); outro na escala entre 0,5 e um ano (1963, 1967, 1972) e um menor na faixa de dois anos (1963-1969). Já para o R99p (Figura 27c), os valores de energia são bem mais modestos, além disso, os postos são dispersos pelo NEB. Pelo espectro pode-se aferir que eventos extremamente úmidos no grupo G2 são fortuitos. Os anos 1964 na escala de um ano, 1994 (ano de El Niño), 1996 (ano de La Niña), e 1998 (ano de El Niño) na escala de quatro anos apresentaram picos significativos de energia. Os resultados desses três últimos anos são indicativos de que houve forte efeito do aquecimento (resfriamento) das águas do Pacífico no aumento (redução) dos eventos R99p no grupo G2.

Na Figura 27b observa-se que os maiores picos de energia espectral para as escalas de tempo de 0,5, 1, 2 e 4 anos estão mais concentrados no período de 1960 a 1974; a partir de 1975 até 1998 verifica-se um enfraquecimento da energia espectral nas referidas escalas de

tempo, entretanto, de 1999 a 2006 ocorre um leve aumento da energia espectral. Isto possivelmente esteja ligado com a Oscilação Decadal do Pacífico, que apresentou fase negativa de 1946 a 1976, fase positiva de 1977 até 2000 e retornando a apresentar fase negativa a partir do ano de 2000.

Para Rx1day (Figura 27d) e Rx5day (Figura 27e) ocorreu um pico significativo de energia espectral apenas na escala de quatro anos. Destaca-se o período de 1990 a 1999, principalmente os anos 1994, 1996 e 1998 para Rx1day. Esta configuração provavelmente é uma resposta da atuação de dois eventos de El Niños fortes dentro da fase positiva da oscilação decadal do Pacífico. A interpretação dada ao índice R99p (Figura 27c) é análoga para o índice Rx1day. Por outro lado para Rx5day não há contornos negativos influentes (tons vermelhos) ou positivos (tons azuis) para o grupo G2 (semiárido nordestino), Figura 27e.

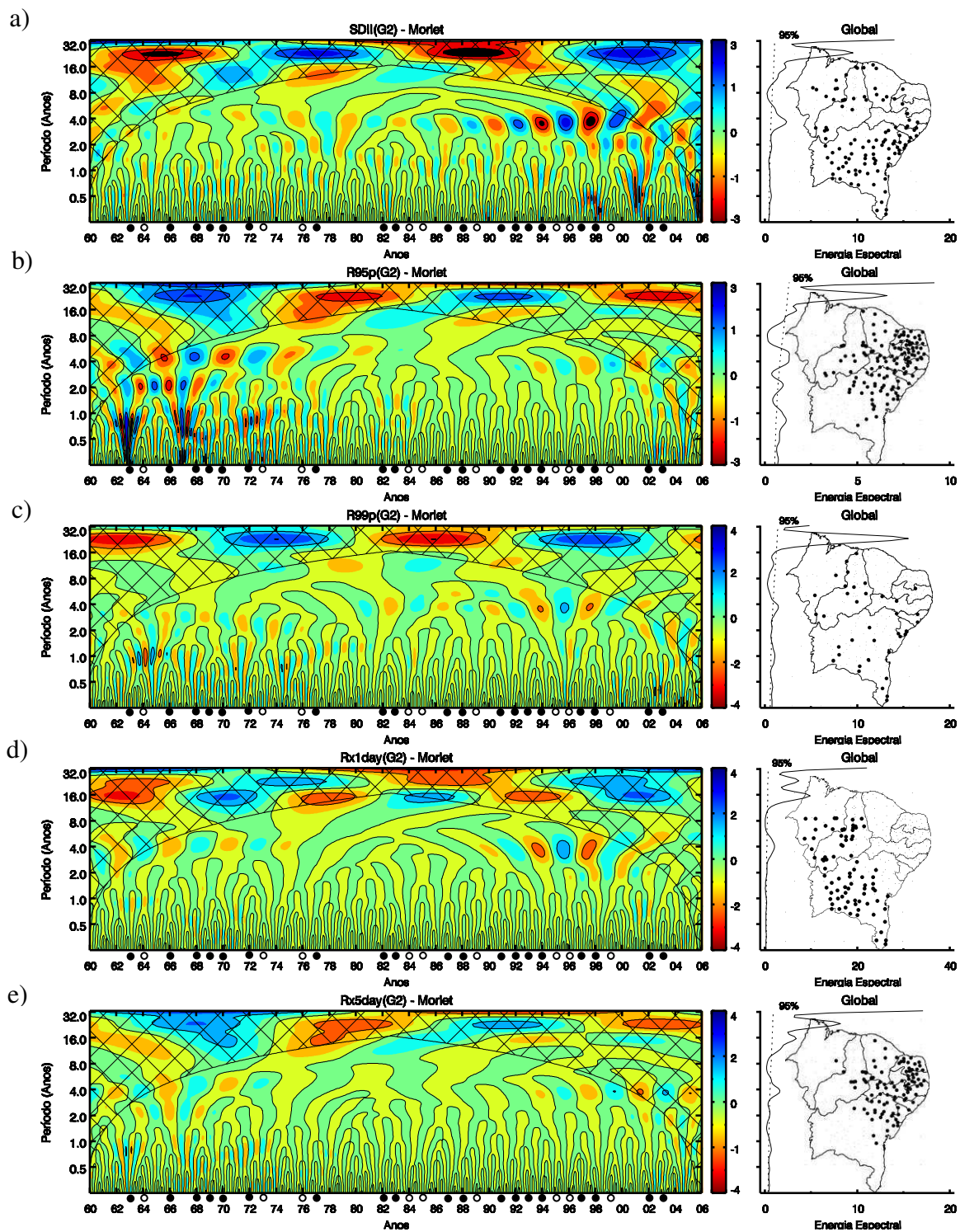


Figura 27 - Transformada da ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: SDII (a), R95p (b), R99p (c), Rx1day (d) e Rx5day (e) do grupo G2.

5.3.3 Aplicação da TO aos índices climáticos pluviiais de G3

Após a aplicação da técnica de Análise de Agrupamento (subseção 5.2 - pág. 88), os índices DUC e R50 demonstraram configurações espaciais apenas para os grupos G1 e G2, assim, os resultados da aplicação da *Wavelet* apresentados nessa seção se restringe a nove índices.

A Figura 28a, exhibe os contornos espectrais para o índice PRECPTOT. Um pico moderado na escala de quatro anos ocorre com mais intensidade no período de 1968 a 1976, a partir de 1977 a amplitude deste pico diminui, retornando a amplificar entre 2002 e 2006, porém, este último período já se encontra fora do cone de influência (Figura 28a). Além disso, na escala de um ano do espectro destacam-se os anos 1973 e 1974 cuja atuação do fenômeno La Niña contribuiu para o aumento do total precipitado no semiárido nordestino (Figura 28a).

Para o índice DSC, o pico mais importante ocorreu na escala de quatro anos, especialmente nos anos 1994 (ano de El Niño), 1996 (ano de La Niña) e 1998 (ano de El Niño), conforme pode ser observado na Figura 28b. Em 1996 houve redução considerável de dias secos consecutivos, enquanto que em 1994 e 1998, houve um aumento significativo desses dias.

Da Figura 28c, o entendimento é análogo ao que ocorreu com PRECPTOT (Figura 28a), ou seja, os anos de 1973 e 1974 também foram importantes na escala de um ano para R10. Por outro lado, o índice R20 (Figura 28d), novamente na escala de quatro anos, apresentou pico no espectro de energia global e, tal como ocorreu com DSC (Figura 28b), os anos 1996 e 1998 apresentaram aumento e redução, respectivamente, nas chuvas acima de 20 mm. Note que o mesmo ocorreu para SDII (Figura 28e), porém com um pico mais intenso e cuja alternância de contornos positivos (tom azul, favorável à intensidade diária) e negativos (tom vermelho, desfavorável à intensidade diária) ocorreu de 1968 a 1974, e mais fortemente

a partir de 1990. É oportuno mencionar que para o pico de 4 anos, PRECPTOT e SDII apresentam configuração semelhante, exceto para o período 1990-2000; década que ocorreu dois eventos El Niño fortes. Portanto, pode ser conjecturado que neste período ocorreram anos com poucos dias de chuvas intensas, produzindo um PRECPTOT baixo e um SDII elevado.

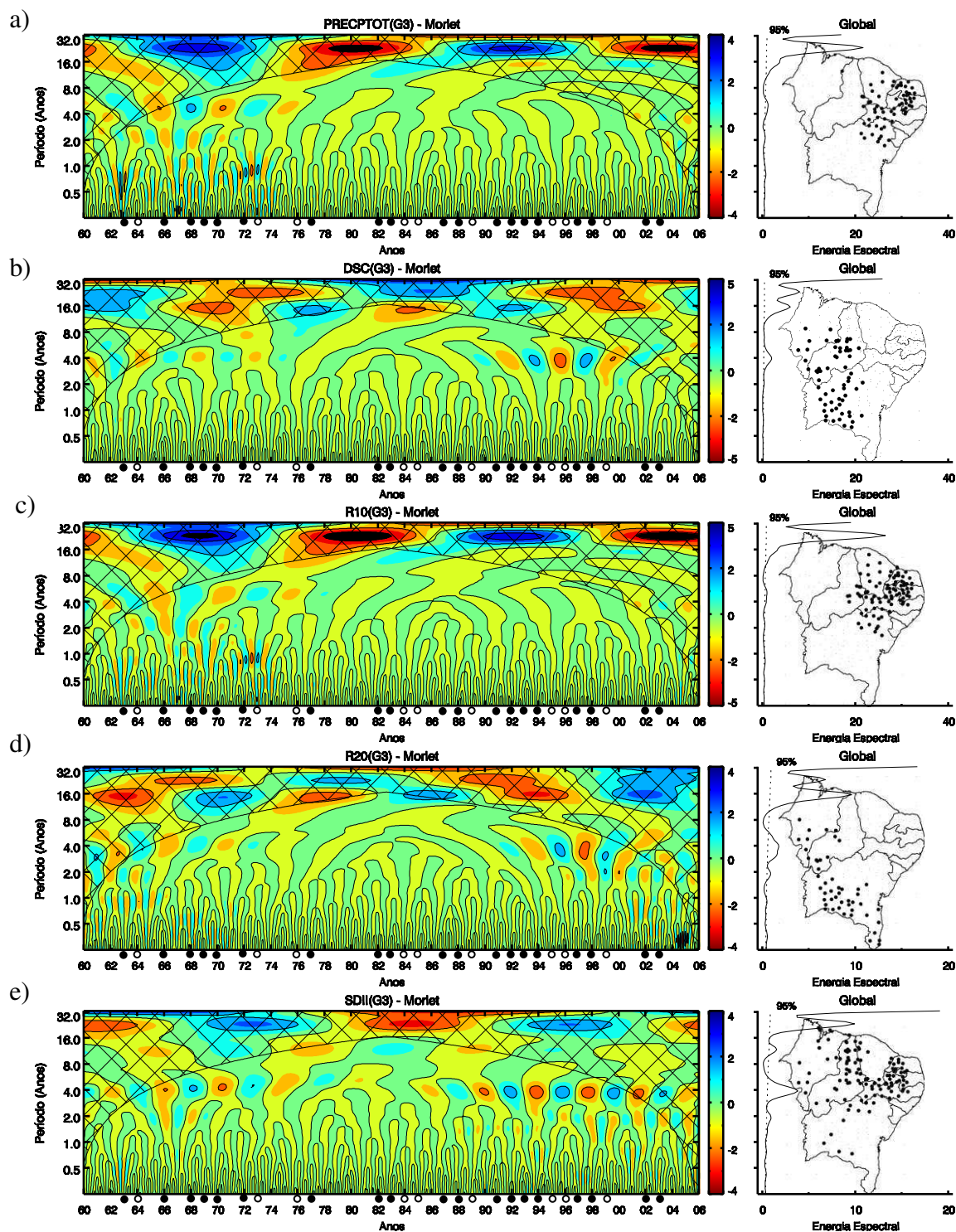


Figura 28 - Transformada da ondebata de Morlet e espectro de energia global referente a: PRECPTOT (a), DSC (b), R10 (c), R20 (d) e SDII (e) do grupo G3.

Os índices R95p e R99p são representados na Figura 29a,b, respectivamente. Para R95p (Figura 29a), se percebe a ocorrência de picos de energia em várias escalas: inferior a 0,5 ano (2004-2005), 0,5 ano (1967-1969), um ano (1961-1966 e 2000-2002), dois anos (1996-2004) e quatro anos (1965-1975 e 1990-2000). Contornos semelhantes são obtidos para R99p, porém para um número superior de postos no grupo G3. Quatro picos se destacam: periodicidade semianual (2002-2005, o menos intenso), anual (1962-1964; 1966-1968; 1972-1974), dois anos (1972-1970; 2002-2004) e quatro anos (1966-1980; 1996-2000), de acordo com a Figura 29b. Para a escala de tempo de quatro anos verifica-se picos do início do período até 1975, desaparecendo de 1976 a 1989 e reaparecendo de 1990 até 2006, para R95p; enquanto, para R99p os picos iniciais vão até 1982, desaparecendo entre 1983 até 1995 e retornando de 1996 até o final do período. As características semelhantes provavelmente sejam decorrentes da atuação de fenômenos de grande escala, enquanto, as discrepâncias estejam relacionadas com a escala regional ou até mesmo local.

Os índices Rx1day (Figura 29c) e Rx5day (Figura 29d), apresentam pouca diferença nos escalogramas, apesar de estarem representados em regiões diferentes. O grupo G3 para o Rx1day está concentrado na região semiárida e seu espectro de ondeletas apresenta energia apenas na escala de quatro anos, ainda assim moderada. Analogamente, na configuração espectral para Rx5day, a mesma escala de quatro anos exibe pico no período entre 1994 a 2000. Pode-se afirmar que 1996 e 1999 foram anos favoráveis (tons azuis) à ocorrência do índice Rx5day. O mesmo não pode ser dito para os anos de 1994 e 1998.

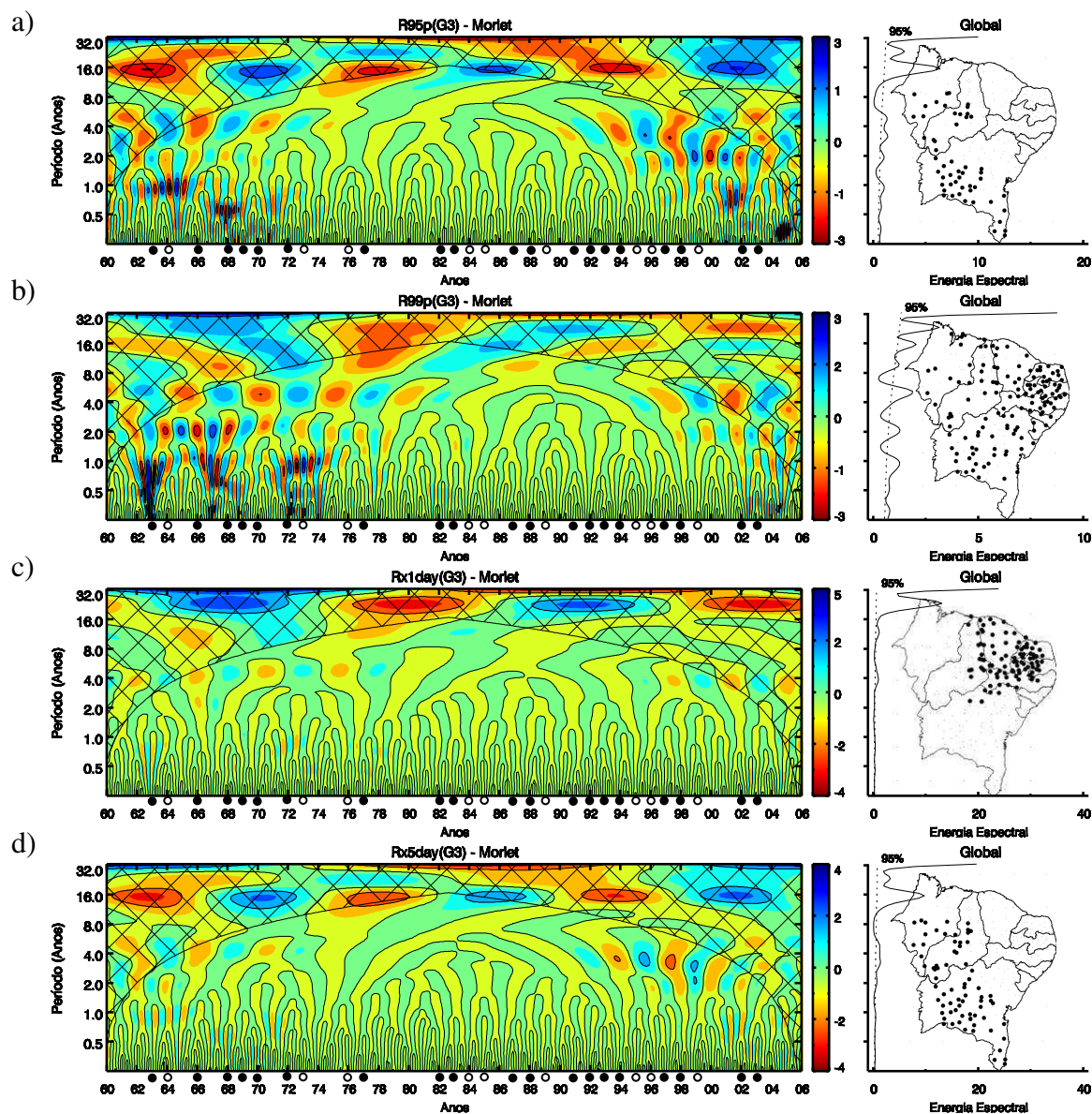


Figura 29 - Transformada da ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: R95p (a), R99p (b), Rx1day (c) e Rx5day (d) do grupo G3.

5.3.4 Aplicação da TO aos índices climáticos pluviiais de G4

As Figuras 30 e 31 apresentam os espectros de ondeletas obtidos para o grupo G4. À semelhança do agrupamento homogêneo obtido para o grupo G1 (subseção 5.3.1), o grupo G4 apresenta relativa uniformidade na espacialização de seus postos, a maioria localiza-se na parte mais ao norte do NEB. É o grupo que apresentou menor quantidade de índices, oito no total. Uma vez que os índices DUC e R50 não necessitaram ser representados por um terceiro

grupo, como já mencionado anteriormente, também se sabe que estes índices foram descartados para um quarto grupo. Além disso, o índice SDII não precisou ser representado por um quarto grupo. Logo, restaram oito índices para serem analisados no grupo G4.

A Figura 30a exhibe os contornos espectrais obtidos para o índice PRECPTOT do grupo G4. A escala de quatro anos novamente apresenta pico para o índice PRECPTOT. O pico se sobressai em 1964, perdendo intensidade até 1976. Além disso, pode ser visto na Figura 30a energia ou oscilações mais intensas entre 1972 e 1974, na escala anual.

Na Figura 30b, também se destaca a escala de quatro anos com um pico significativo entre 1994 e 2002. Uma vez que 1998 foi ano de El Niño e este apresenta espectro positivo (tom azul) na escala de quatro anos, pode-se afirmar que neste ano o fenômeno El Niño contribuiu para aumento do número de dias secos consecutivos (DSC), fato oposto observado em 2000 na mesma escala.

Os índices R10 e R20 são exibidos na Figura 30c,d, respectivamente. Para R10 (Figura 30c), há um modesto pico na escala de quatro anos (1966-1974). Entre 1968 e 1976 ocorreram na escala de um ano também moderados contornos positivos (tons azuis) intercalados por negativos (tons vermelhos). Para R20 (Figura 30d), a configuração é semelhante a do R10, porém um pouco mais ativa. Nota-se que o pico observado na escala de quatro anos é mais intenso entre 1964 e 1974 e, na escala de um ano, o período de 1972-1974 é mais intenso no espectro quando comparado ao do R10.

De acordo com a Figura 30e, tem-se uma particularidade na escala de dois anos para o índice R95p. O pico verificado nesta escala concentra-se no período de 1964 a 1976, perdendo atividade a partir de 1969. Ainda assim, entre 1970 e 1974, a escala anual mostra energia espectral importante para o grupo G4. Nota-se a ausência de contornos espectrais significativos para PRECPTOT, R10, R20 e R95p, desde 1980 (Figura 30). Isso indica que não houve mudanças reais no comportamento destes índices para o grupo G4.

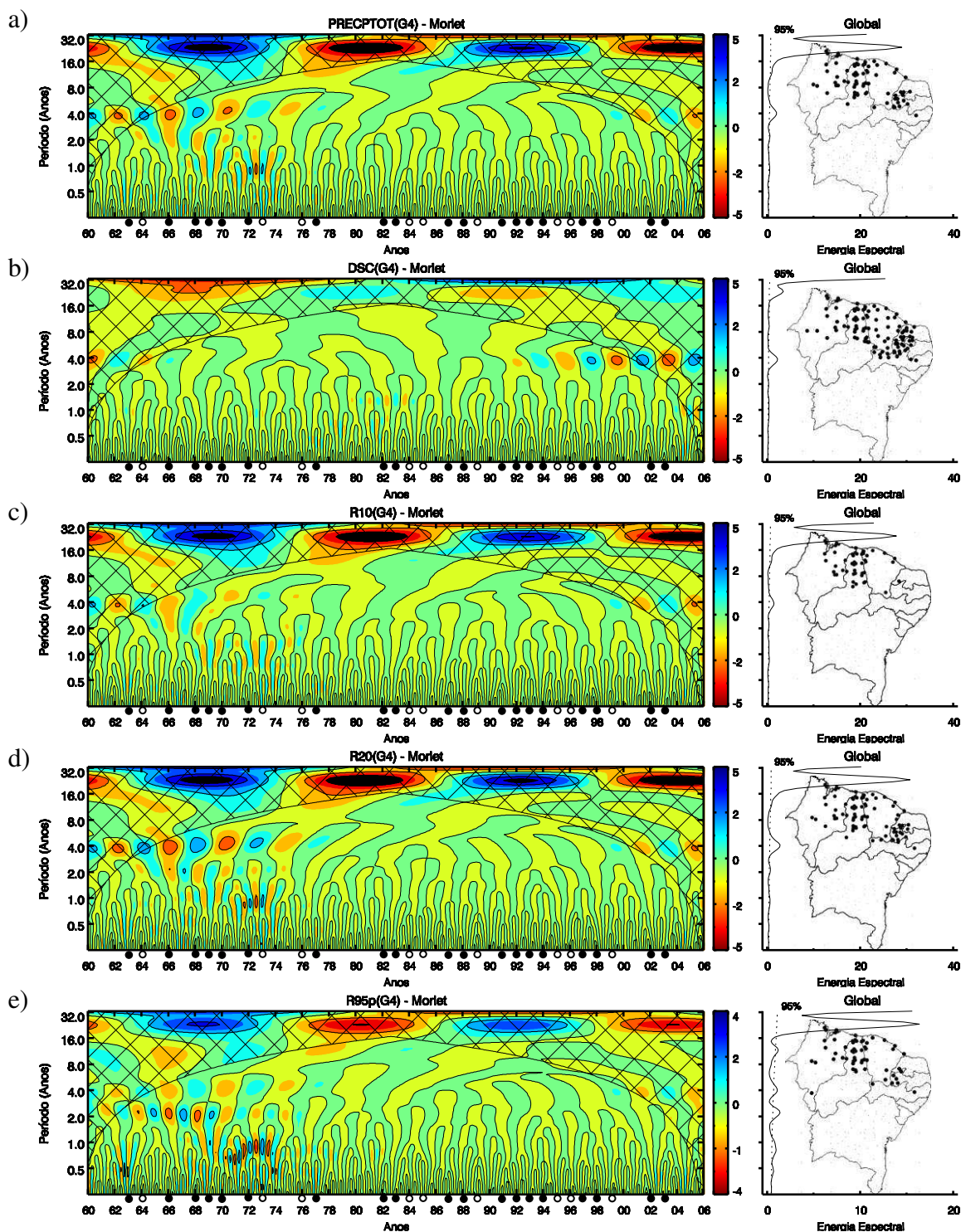


Figura 30 - Transformada da ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: PRECPTOT (a), DSC (b), R10 (c), R20 (d) e R95p (e) do grupo G4.

Para R99p (Figura 31a), a distribuição espacial encontra-se mais dispersa pelo NEB. No gráfico de energia espectral global nenhum pico se sobressai de forma destacada. Entretanto, pode-se observar que nos períodos 1962-1964, 1966-1967, 1969-1971 e 1973-

1974 ocorreram contornos espectrais consideráveis na escala anual. Entre 1965-1968, na escala de dois anos e quatro anos também houve condições favoráveis (tons azuis em 1965 e 1968) e desfavoráveis (tom vermelho em 1967) para o R99p do grupo G4.

Na Figura 31b,c, estão representados os resultados espectrais para os índices Rx1day e Rx5day, respectivamente. Nos dois índices a escala de quatro anos apresenta maior energia, todavia, para Rx1day isso é mais evidente no espectro. Além disso, para o Rx1day prevalece contornos negativos dominando todo o espectro e 1962-1964, 1970-1971, 1974-1975, 1982-1983 foram períodos cuja escala inferior a dois anos esteve mais ativa (Figura 31b), contrariamente ao observado para Rx5day, cuja configuração no periodograma não demonstrou contornos positivos ou negativos relevantes (Figura 31c).

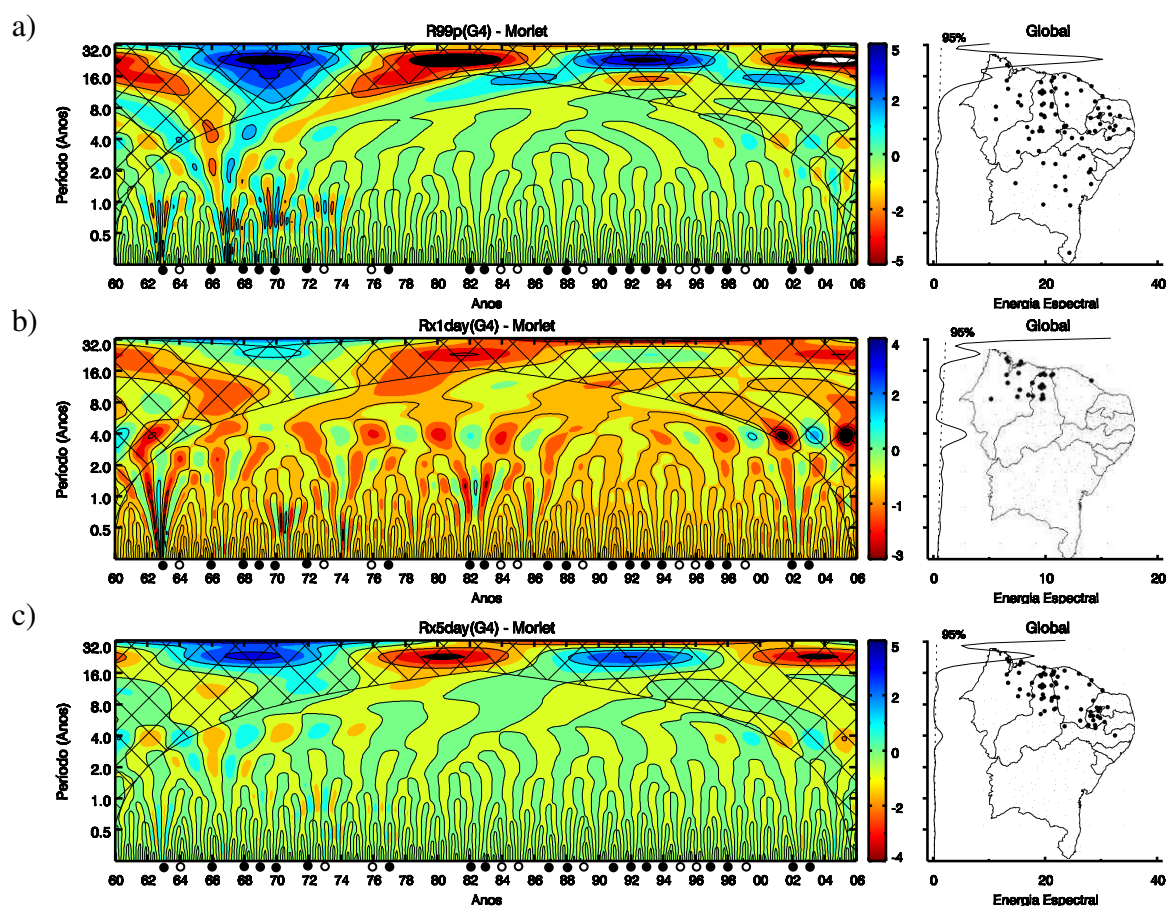


Figura 31 - Transformada da ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: R99p (a), Rx1day (b) e Rx5day (c) do grupo G4.

Nas seções a seguir são apresentadas as correlações obtidas dos índices climáticos pluviiais de cada grupo contra os índices oceânicos de variabilidade global/TSMs para o NEB.

5.4 Relação entre índices oceânicos/TSMs e índices climáticos pluviais

Tendo por fundamento a relevância da associação entre o clima do Nordeste brasileiro e o comportamento térmico dos Oceanos Pacífico e Atlântico, é importante quantificar e avaliar a relação existente entre os índices climáticos, conforme agrupadamente encontrados, e as anomalias (positivas e negativas) de TSMs. Visando concretizar tal objetivo, foi efetuada a correlação entre os índices climáticos pluviais e as anomalias de TSM nas regiões: Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4, Niño 4, no Pacífico; TNA e TSA, no Atlântico.

Além disso, a fim de melhorar o entendimento da variabilidade interanual à interdecadal da precipitação sobre o Nordeste do Brasil, bem como dos mecanismos oceânico-atmosféricos responsáveis por tal variabilidade, também foi efetuada a correlação entre os índices climáticos pluviais e os índices de variabilidade do clima global: IOS, IME e ODP. Resultados encontrados na literatura mostram que a variabilidade desses índices afeta o clima em escala global, especialmente o do NEB.

As Tabelas 2 a 5 apresentam as configurações espaciais obtidas para os grupos G1 a G4 (respectivamente) e seus valores de coeficientes de correlação obtidos por meio do teste *t* aplicado aos índices climáticos pluviais contra os índices oceânicos/TSMs.

As Figuras 32 a 35 apresentam as variabilidades temporais dos índices climáticos nas regiões dos Oceanos Pacífico e Atlântico, como também dos índices IOS, IME e ODP no período de 1960 a 2006. Ressalte-se que, conforme exibido nas Figuras, foi escolhido como limite inferior temporal o ano de 1960 (indicado por 60) e como limite superior temporal o ano de 2006 (indicado por 06), ou seja, o período analisado para os índices e anomalias é de 47 anos. Ainda no eixo horizontal há “bolinhas” escuras (indicam anos de El Niño moderado ou forte) e claras (indicam anos de La Niña moderado ou forte) associadas a cada ano (INPE, 2012), da mesma forma que foi apresentado nos escalogramas em ondeletas. Os gráficos dos

índices climáticos pluviiais são sempre apresentados com marcador e são associados ao eixo vertical principal (esquerda), enquanto os índices oceânicos/TSMs são sempre apresentados sem marcador e são associados ao eixo vertical secundário (direita).

5.4.1 Índices oceânicos/TSMs contra índices pluviiais de G1

Conforme Tabela 2, pode-se observar que para o grupo G1 as maiores e mais significativas correlações foram associadas às anomalias do Atlântico Tropical Norte. Todos os índices apresentaram correlação negativa (exceto DSC) a 99% de significância (exceto SDII) para TNAI. Isso demonstra o aumento da incidência desses índices em dias (a) e o aumento do volume desses índices em mm (b) à medida que a temperatura do TNAI diminuiu, sobretudo nas décadas de 1970 e 1980 para o grupo G1 (Figura 32a,b, respectivamente).

Estranhamente, a correlação obtida para o grupo G1, tanto entre SDII/Rx1day e TNAI como entre SDII/Rx1day e TSAI, é negativa (Tabela 2b), 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 Norte e Sul (MOURA e SHUKLA, 1981; PHILANDER, 1990; HASTENRATH e GREISCHAR, 1993).

A maior correlação com o TNAI foi obtida para o índice DSC ($r = 0,557$), ao nível de 99% de significância, ou seja, o aumento da temperatura dessa região oceânica implicou em acréscimo de dias secos consecutivos no grupo G1, antes de 1970 e a partir de 1990 (Figura 32a). Isso se deve ao fato de quando a ZCIT está mais ao norte se tem no TNA valores mais quentes que o normal, o que gera DSC no NEB, especialmente para seu grupo G1.

Outro fato importante na Tabela 2 é a ausência de correlação obtida entre as regiões Niño do Pacífico e o grupo G1 do NEB. Esse resultado é semelhante ao encontrado por Moura et al. (2009) em estudo que demonstrou haver maior correlação da precipitação do

setor leste do NEB para o Atlântico do que para o Pacífico. Nesse estudo, Moura et al. (2009) obteve para nove postos pluviométricos correlações em sua maioria positivas com o TSAI, já no presente estudo, nenhuma correlação positiva foi obtida com o TSAI, talvez devido à discrepância do número de postos analisados e/ou sua distribuição espacial.

Entretanto, apesar de nenhuma correlação significativa ter sido obtida para o grupo G1 nas regiões do Niño, quanto à região oceânica do Pacífico, para o índice de intensidade de chuva diária (SDII), o índice IME apresentou correlação negativa ($r = -0,249$), e de maneira análoga também para a ODP foi obtida correlação negativa para SDII ($r = -0,273$). Isso sugere que mesmo à 90% de significância, pode-se inferir que nos períodos em que os valores desses índices oceânicos diminuíram, possivelmente aumentou os valores da intensidade diária pluvial para o grupo G1, principalmente nas décadas de 1970 e 1980 (Figura 32b). Por outro lado, para DUC a correlação com a ODP foi positiva ($r = 0,270$), indicando a influência da mesma, ainda que de forma tímida, no aumento de dias úmidos consecutivos quando valores da ODP sobem (Figura 32a).

Tabela 2 - Correlação entre anomalias de índices oceânicos/TSMs e índices climáticos pluviais do grupo G1 em dias (a) e em mm (b).

a) em dias			b) em mm (para SDII (mm/dia))		
R10	R20	R50	PRECPTOT	Rx1day	Rx5day
TNAI (-0,432) ***	TNAI (-0,424) ***	TNAI (-0,414) ***	TNAI (-0,445) ***	TNAI (-0,392) *** TSAI (-0,295) **	TNAI (-0,445) ***
DUC	DSC		R95p	R99p	SDII
TNAI (-0,448) *** ODP (0,270) *	TNAI (0,557) ***		TNAI (-0,441) ***	TNAI (-0,400) ***	TNAI (-0,294) ** TSAI (-0,275) * IME (-0,249) * ODP (-0,273) *

Observação: (*), (**) e (***), se referem a significâncias estatísticas de 90% ($p < 0,10$), 95% ($p < 0,05$) e 99% ($p < 0,01$), respectivamente.

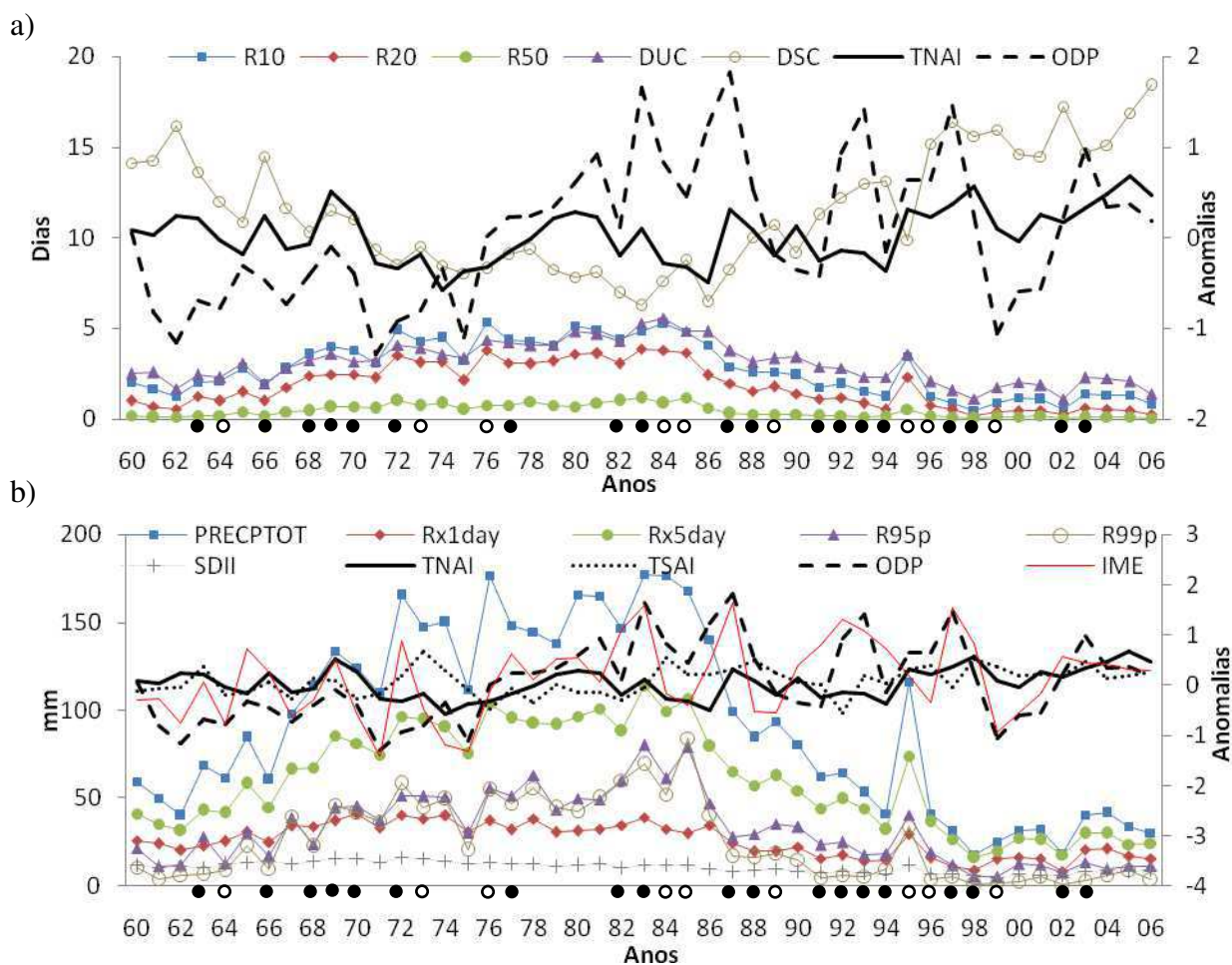


Figura 32 - Variabilidade temporal das anomalias de índices oceânicos/TSMs e dos índices climáticos pluviais do grupo G1 em dias (a) e em mm (b) (para SDII (mm/dia)).

5.4.2 Índices oceânicos/TSMs contra índices pluviiais de G2

O grupo G2 foi o grupo que apresentou a maior quantidade de correlações significativas entre índices oceânicos/TSMs e índices pluviiais. Desta vez, divergente do ocorrido com o grupo G1, o TNAI apresentou somente correlações positivas: para R10, PRECPTOT, Rx1day, DSC e SDII. Isso indica o aumento desses eventos em dias (Tabela 3a) e em mm (Tabela 3b) à medida que a temperatura dessa região oceânica sobe, principalmente para a porção oeste do NEB, nos períodos 1960-1976 e 1994-2006 (Figura 33a,b,c,d).

O IME e a ODP, por sua vez, apresentaram somente correlações negativas com os índices climáticos pluviiais. Isso indica uma relação inversa de atuação entre esses índices oceânicos e os índices pluviiais do grupo G2, sobretudo com relação à ODP (99% de significância) (Tabela 3) e visivelmente notório para o período 1975-1995 (Figura 33a,b,c,d).

Tabela 3 - Correlação entre anomalias de índices oceânicos/TSMs e índices climáticos pluviiais do grupo G2 em dias (a) e em mm (b).

a) em dias			b) em mm (para SDII (mm/dia))		
R10	R20	R50	PRECPTOT	Rx1day	Rx5day
TNAI (0,396) *** IME (-0,285) * ODP (-0,437) ***	IME (-0,384) *** IOS (0,296) ** ODP (-0,537) ***	IME (-0,368) ** IOS (0,280) * ODP (-0,562) ***	TNAI (0,397) *** IME (-0,287) * ODP (-0,429) ***	TNAI (0,353) ** IME (-0,319) ** IOS (0,276) * ODP (-0,477) ***	Niño 4 (-0,252) * IME (-0,408) *** IOS (0,318) ** ODP (-0,523) ***
DUC	DSC		R95p	R99p	SDII
Niño 1+2 (-0,249) * Niño 4 (-0,267) * IME (-0,444) *** IOS (0,351) *** ODP (-0,592) ***	TNAI (0,389) *** TSAI (0,301) **		IME (-0,331) ** IOS (0,244) * ODP (-0,472) ***	Niño 1+2 (-0,281) * Niño 3 (-0,303) ** Niño 3.4 (-0,302) ** Niño 4 (-0,371) ** IME (-0,494) *** IOS (0,457) *** ODP (-0,496) ***	Niño 1+2 (-0,244) * TNAI (0,311) ** IME (-0,394) *** IOS (0,340) ** ODP (-0,477) ***

Observação: (*), (**) e (***), se referem a significâncias estatísticas de 90% ($p < 0,10$), 95% ($p < 0,05$) e 99% ($p < 0,01$), respectivamente.

Ainda quanto ao Pacífico, especialmente para as regiões do Niño, foram obtidas somente correlações negativas: para DUC em dias (Tabela 3a) e para os índices relacionados à chuva intensa, Rx5day, R99p e SDII em mm (Tabela 3b). Essa configuração pode ser vista nas Figuras 33a,c, respectivamente, e sugere que a diminuição da temperatura dessas regiões do pacífico atua como indutor de chuvas mais intensas e em dias úmidos consecutivos.

Analogamente ao encontrado para Rx1day e SDII no grupo G1 (Tabela 2), também foram obtidas correlações positivas tanto para TNAI quanto para TSAI, todavia e desta vez, concernente à DSC do grupo G2 (Tabela 3). Porém e agora, o fato dos postos pluviométricos na distribuição espacial de DSC cobrirem uma faixa do norte ao centro-sul do NEB, possivelmente explique a razão direta no aumento de dias secos consecutivos à medida que as temperaturas do Atlântico Norte e Sul se elevam, como pode ser visto na Figura 33a.

Contrariamente ao observado para o grupo G1, o índice IOS demonstrou estar correlacionado com o grupo G2. Foi verificado que apenas R10 e DSC, dos índices em dias (Tabela 3a), e PRECPTOT, dos índices em mm (Tabela 3b), não exprimiram correlação significativa com o IOS. O restante dos índices climáticos pluviais mostrou correlação positiva com o mesmo, sugerindo aumento/redução na frequência desses eventos conforme aumenta/reduz os valores no Índice de Oscilação Sul do Pacífico. Isso pode ser comprovado analisando a Figura 33a (índices em dias) e Figura 33b (índices em mm), que mostram o período 1975-1995 como o que melhor explica essa relação aumento/redução.

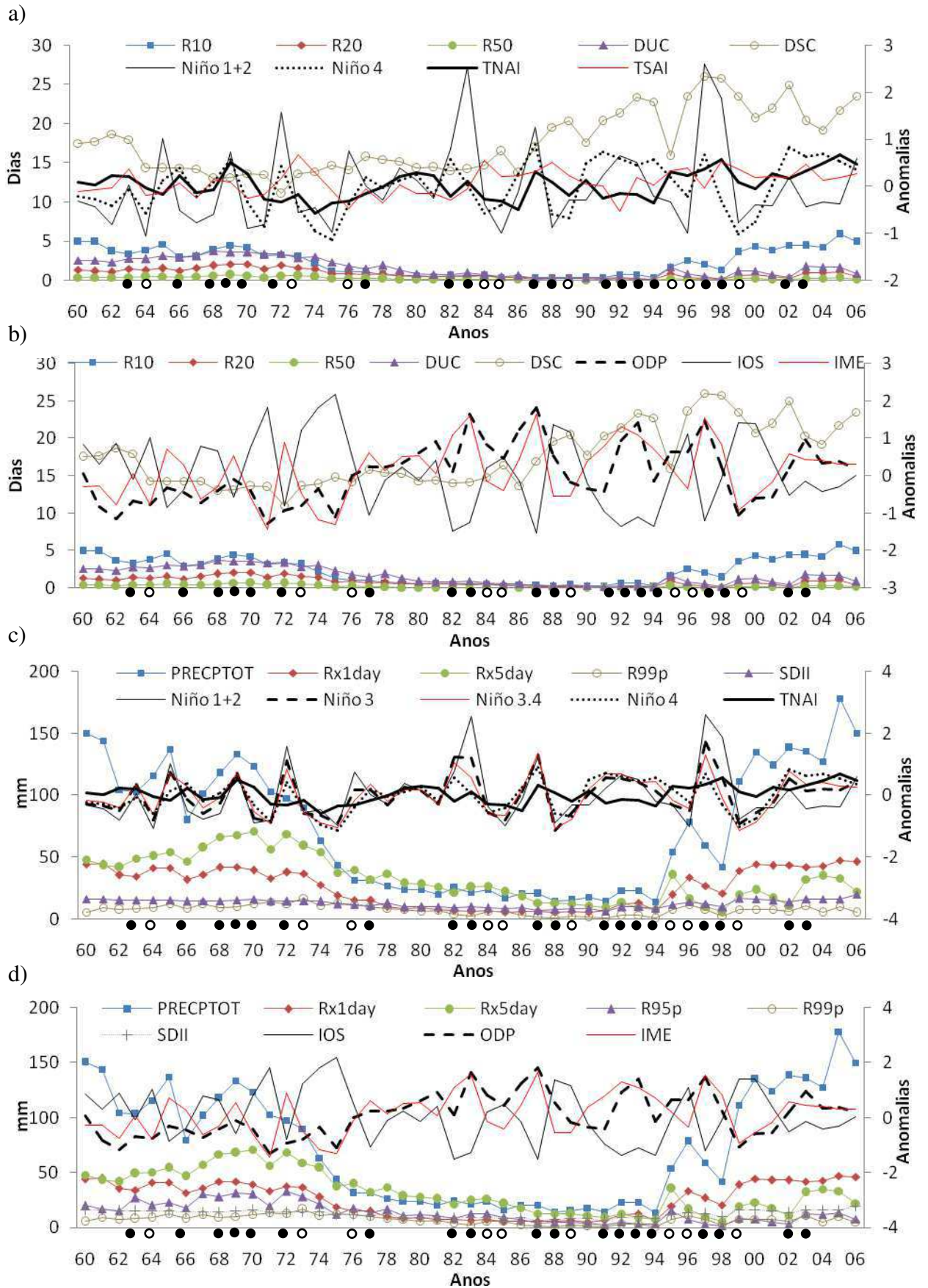


Figura 33 - Variabilidade temporal das anomalias de índices oceânicos/TSMs e dos índices climáticos pluviais do grupo G2 em dias ((a) e (b)) e em mm ((c) e (d)) (para SDII (mm/dia)).

5.4.3 Índices oceânicos/TSMs contra índices pluviais de G3

Para o grupo G3, o Índice de Oscilação Sul (IOS) demonstrou estar correlacionado com todos os índices pluviais (exceto R20) e desses, apenas para DSC a correlação não foi positiva (Tabela 4). Similarmente, para o IME, todos os índices pluviais apresentaram correlações significativas, porém negativas (Tabela 4). Isso evidencia a influência desses índices oceânicos do Pacífico no aumento (1966-1974 e 1994-2006) e redução (1976-1994) da frequência dos eventos pluviais analisados para o grupo G3 (Figura 34).

Ainda a respeito da influência do Pacífico para o grupo G3 do NEB, dentre as regiões Niño do Pacífico, apenas a região Niño 4 demonstrou correlação significativa, e esta somente para Rx1day ($r = -0,249$) à 90% de significância (Tabela 4b). Por outro lado, o índice da ODP foi o que apresentou os maiores valores de correlação para todos os índices pluviais do grupo G3. Todas foram negativas (exceto DSC) à 99% de significância. Isso comprova a forte atuação da ODP no campo de correlações com os índices pluviais; pois, à medida que os valores da ODP aumentam, implicam na redução de frequência dos índices pluviais conforme pode ser visto na Figura 34a, para os índices em mm, e na Figura 34b, para os índices em dias, especialmente entre 1982 e 1994, quando ocorreu redução para os índices pluviais, e a ODP apresentou valores positivos; fato contrário ocorrido no restante da série temporal (Figura 34).

Para o Atlântico, por sua vez, apenas a região do Atlântico norte demonstrou correlações significativas, ainda assim, apenas para três índices climáticos pluviais. Todas foram positivas: para R20 (Tabela 4a), Rx5day e R95p (Tabela 4b) à 99% de significância. Pode-se afirmar que a influência da atuação do TNAI sobre o grupo G3 se deu destacadamente na porção oeste do NEB em eventos de chuva moderada e forte, sobretudo até 1980 e a partir de 1990 (Figura 34).

Tabela 4 - Correlação entre anomalias de índices oceânicos/TSMs e índices climáticos pluviais do grupo G3 em dias (a) e em mm (b).

a) em dias			b) em mm (para SDII (mm/dia))		
R10	R20	R50	PRECPTOT	Rx1day	Rx5day
IME (-0,396) *** IOS (0,306) ** ODP (-0,564) ***	TNAI (0,427) *** IME (-0,266) ** ODP (-0,395) ***		IME (-0,379) *** IOS (0,289) ** ODP (-0,545) ***	Niño 4 (-0,249) * IME (-0,420) *** IOS (0,326) ** ODP (-0,580) ***	TNAI (0,379) *** IME (-0,299) ** IOS (0,249) * ODP (-0,450) ***
DUC	DSC		R95p	R99p	SDII
	IME (0,303) ** IOS (-0,256) * ODP (0,493) ***		TNAI (0,395) *** IME (-0,293) ** IOS (0,248) * ODP (-0,418) ***	IME (-0,354) ** IOS (0,250) * ODP (-0,562) ***	IME (-0,390) *** IOS (0,335) ** ODP (-0,533) ***

Observação: (*), (**) e (***), se referem a significâncias estatísticas de 90% ($p < 0,10$), 95% ($p < 0,05$) e 99% ($p < 0,01$), respectivamente.

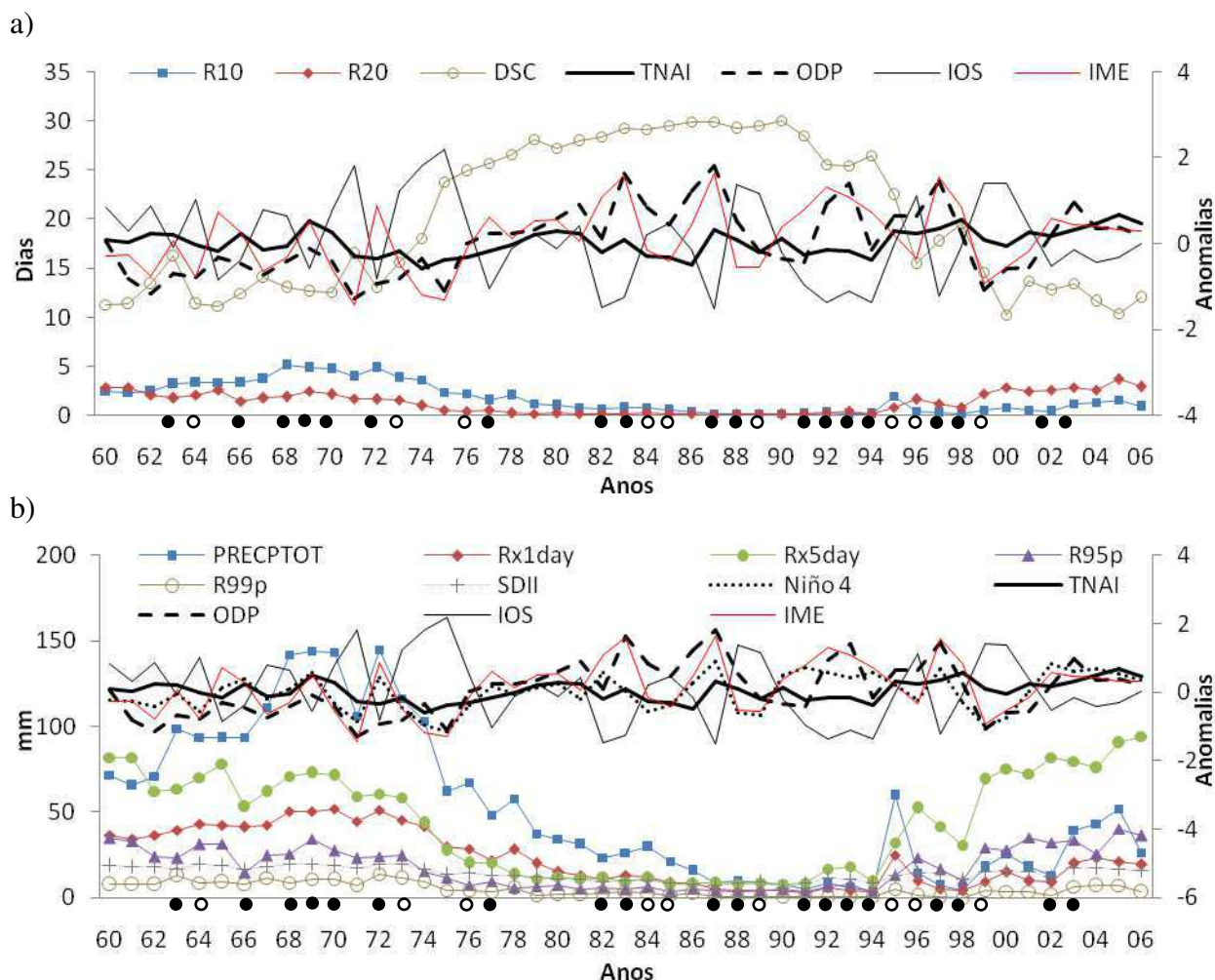


Figura 34 - Variabilidade temporal das anomalias de índices oceânicos/TSMs e dos índices climáticos pluviais do grupo G3 em dias (a) e em mm (b) (para SDII (mm/dia)).

5.4.4 Índices oceânicos/TSMs contra índices pluviais de G4

Semelhantemente ao encontrado para o grupo G3, e contrariamente ao encontrado para o grupo G1, cuja atuação do Oceano Atlântico foi mais destacada no campo das correlações de seus índices climáticos pluviais, o grupo G4, por sua vez, teve no Oceano Pacífico, o maior fator condicionante para a influência de aumento/redução de seus eventos de índices pluviais.

O índice da ODP, à semelhança do encontrado para o grupo G3, novamente apresentou os maiores níveis de correlação dentre os índices oceânicos, todas foram negativas (exceto para DSC) à 99% de significância (Tabela 5). Isso sugere a forte conexão entre o aumento de valores da ODP e a conseqüente redução na incidência dos eventos de índices pluviais para o grupo G4, sobretudo a partir de 1980 (Figura 35). O mesmo pode ser dito a respeito do IME para o grupo G4, em que foi predominante a significância estatística de 99% nas correlações e apenas R20 não apresentou correlação significativa (Tabela 5a).

O IOS, por sua vez, apresentou correlação positiva em todos os índices pluviais (exceto para DSC), prevalecendo a significância de 95%. Isso indica uma boa conexão e/ou razão de proporção, haja visto na medida em que a frequência de eventos desses índices pluviais aumentou ter sido devido à elevação nos valores do IOS, principalmente antes de 1980 e em alguns picos isolados a partir de 1990 (Figura 35).

Por fim, ainda quanto ao Pacífico, igualmente ao encontrado para o grupo G3, a região Niño 4 foi a única que demonstrou estar significativamente correlacionada com os índices climáticos pluviais. Todas foram negativas (exceto para DSC) à 90% de significância.

O perfil de correlação com o Oceano Atlântico apresentou apenas para R20 influência de atuação no grupo G4, a 95% de significância, demonstrando a conexão entre o TNAI e as chuvas fortes na porção norte do NEB, o que concorda com os resultados encontrados por Ferreira et al. (2004) em estudo correlacionando a precipitação do Ceará e o TNAI.

Tabela 5 - Correlação entre anomalias de índices oceânicos/TSMs e índices climáticos pluviais do grupo G4 em dias (a) e em mm (b).

a) em dias			b) em mm (para SDII (mm/dia))		
R10	R20	R50	PRECPTOT	Rx1day	Rx5day
IME (-0,413) *** IOS (0,330) ** ODP (-0,565) ***	TNAI (-0,364) ** IOS (0,278) * ODP (-0,559) ***		IME (-0,383) *** IOS (0,296) ** ODP (-0,568) ***	Niño 4 (-0,283) * IME (-0,384) *** IOS (0,309) ** ODP (-0,491) ***	Niño 4 (-0,250) * IME (-0,398) *** IOS (0,303) ** ODP (-0,571) ***
DUC	DSC		R95p	R99p	SDII
	Niño 4 (0,292) * IME (0,419) *** IOS (-0,327) ** ODP (0,530) ***		IME (-0,339) ** IOS (0,249) * ODP (-0,552) ***	IME (-0,343) ** IOS (0,268) * ODP (-0,514) ***	

Observação: (*), (**) e (***), se referem a significâncias estatísticas de 90% ($p < 0,10$), 95% ($p < 0,05$) e 99% ($p < 0,01$), respectivamente.

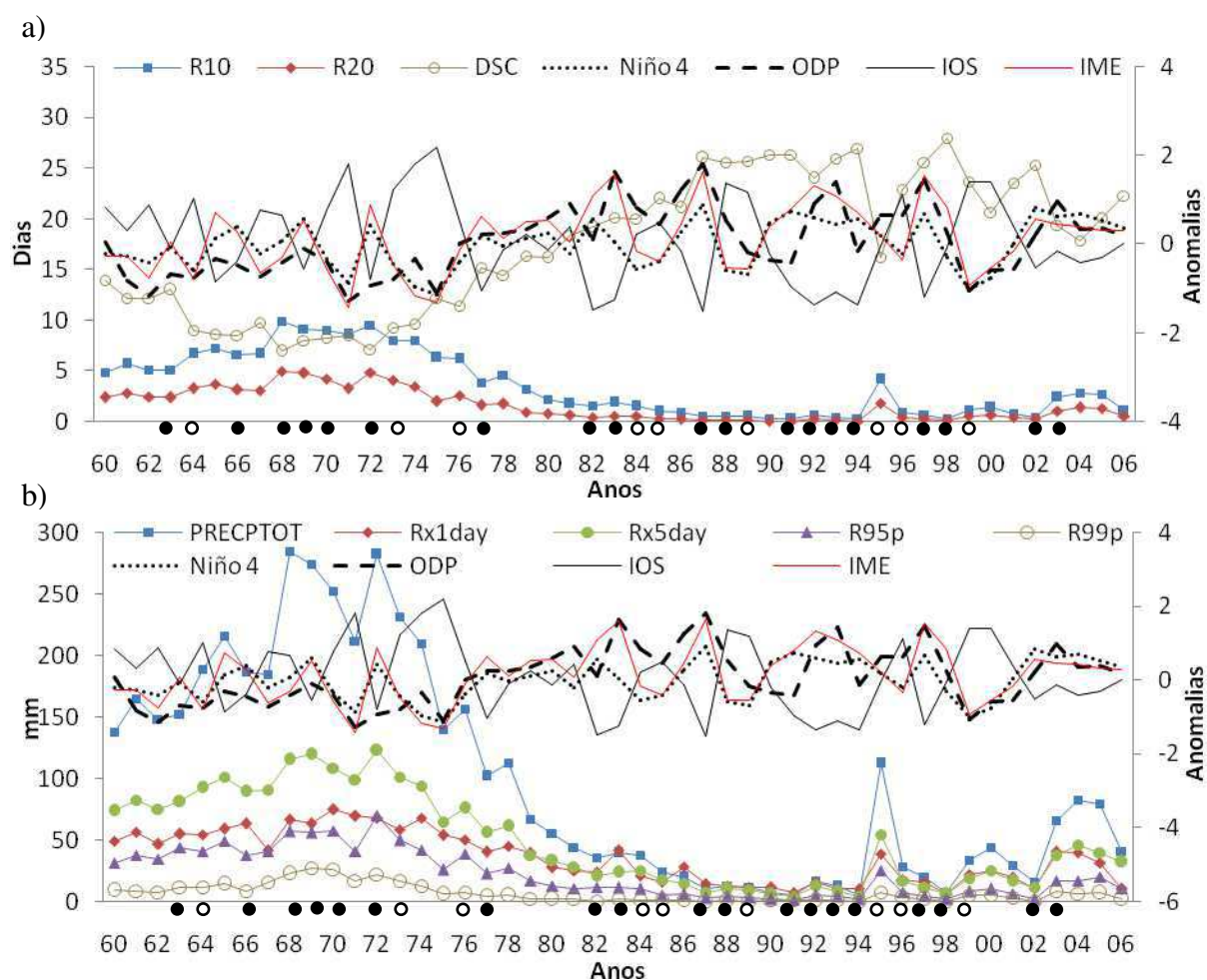


Figura 35 - Variabilidade temporal das anomalias de índices oceânicos/TSMs e dos índices climáticos pluviais do grupo G4 em dias (a) e em mm (b) (para SDII (mm/dia)).

5.5 Espectro cruzado: índices climáticos pluviais x índices oceânicos/TSMs

Tendo por objetivo avaliar a relação entre as frequências de atuação dos índices climáticos pluviais e as frequências de atuação das anomalias de TSMs dos oceanos Pacífico e Atlântico, bem como dos índices oceânicos: IOS, IME e ODP, foram efetuados cruzamentos de espectros de ondeleta de Morlet. Os espectros cruzados foram feitos para os pares de variáveis mais fortemente correlacionadas significativamente dentre as apuradas na seção 5.4. O parâmetro de escolha das melhores correlações foi: além das que apresentassem os maiores valores, as que os índices oceânicos/TSMs estivessem correlacionados com todos os índices climáticos pluviais em questão. Assim, TNAI e ODP, foram os únicos índices que demonstraram estar correlacionados com todos os índices pluviais, ao menos para os grupos G1 (Tabela 2) e G4 (Tabela 5), respectivamente. Para os outros grupos, isso não ocorreu.

Ressalte-se que, nessa seção, são apresentados os resultados de espectro cruzado obtidos apenas para os grupos G1 e G4, uma vez que, além do já supracitado, esses grupos foram os únicos que ficaram mais uniformemente distribuídos no NEB, ou seja, o grupo G1 teve sua configuração espacial homogênea predominantemente inserida na costa leste do NEB, e o grupo G4 teve sua espacialização localizada mais ao norte do NEB. Por outro lado, os outros grupos, G2 e G3, não apresentaram tanta uniformidade em sua caracterização espacial homogênea de índices pluviais, pois, ora atuavam numa mesorregião do NEB, ora em outra. Não obstante, no Apêndice F, estão todos os espectros cruzados que não aparecem nessa seção, também obtidos das correlações da seção 5.4 e com todos os grupos (G1, G2, G3 e G4).

Todavia, cabe, antes de apresentar os espectros cruzados de ondeleta, necessário e importante mostrar o comportamento em diferentes periodicidades das anomalias de TSMs dos oceanos pacífico e atlântico (Figura 36) e dos índices oceânicos IOS, IME e ODP (Figura 37), através de seus periodogramas de ondeleta. A forma apresentada é similar a da seção 5.3.

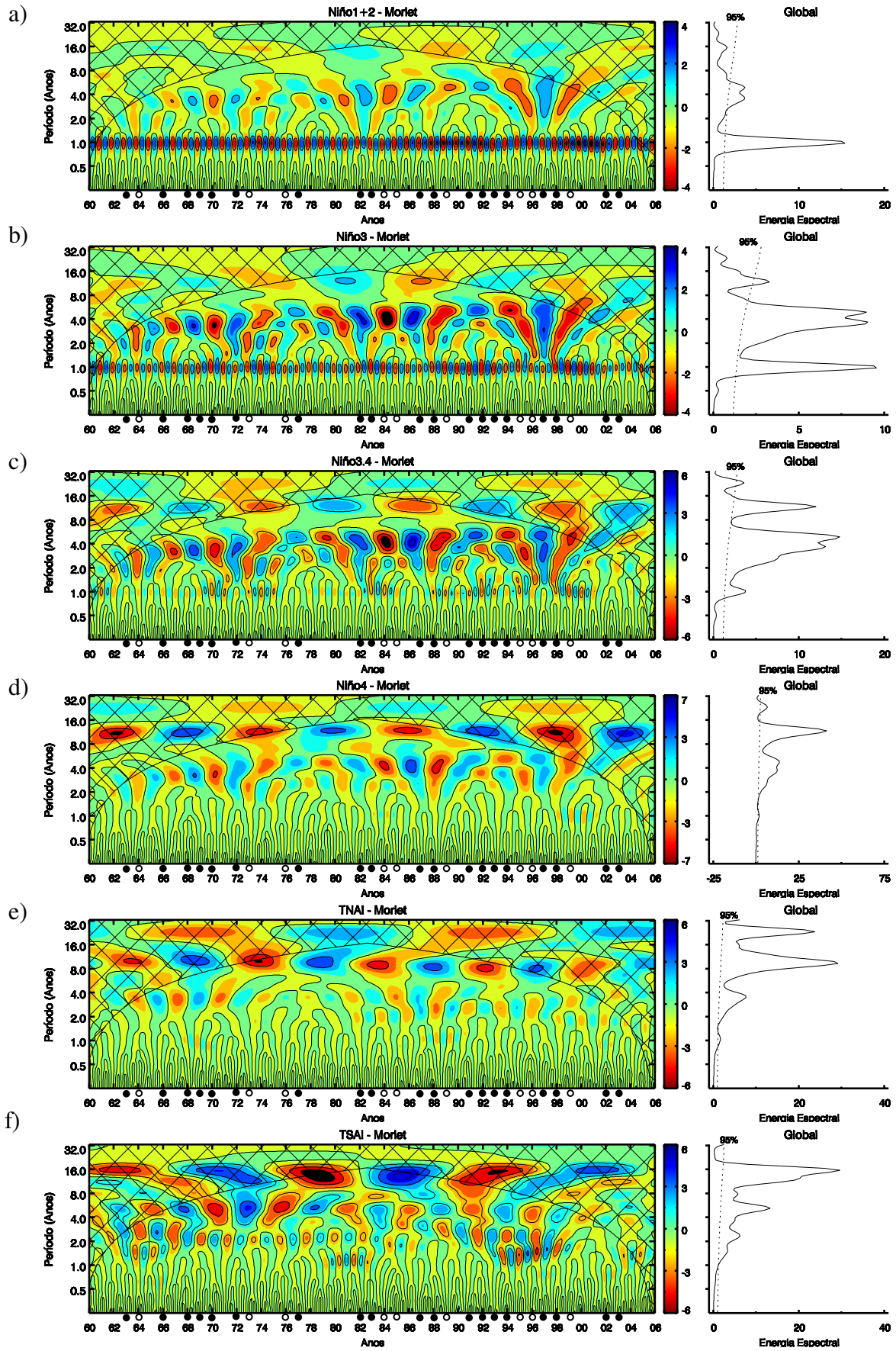


Figura 36 - Transformada da ondefleta de Morlet e espectro de energia global referente a: Niño1+2 (a), Niño3 (b), Niño3.4 (c), Niño4 (d) do Pacífico; TNAI (e) e TSAI (f) do Atlântico.

Conforme Figura 36, são apresentados os resultados dos escalogramas de ondeleta para as anomalias de TSMs dos oceanos Pacífico e Atlântico. Vê-se que para a região Niño1+2 (Figura 36a) do Pacífico, a periodicidade anual é bem destacada no espectro em toda a série temporal, exibindo sempre de forma alternada, intensidades positivas (tons azuis) e negativas (tons vermelhos). Além desse pico anual verificado por meio do espectro de energia global, também pode ser visto que a escala de quatro anos demonstra atividade intensa sobretudo de 1980 a 2000, modulando principalmente os anos de El Niño/La Niña. Esses resultados foram análogos para a região Niño 3 do Pacífico (Figura 36b), porém, com a escala de quatro anos dominando em maior intensidade e para um período maior. A justificativa disso é que a região do Niño 3 cobre área maior no oceano que a região do Niño 1+2.

Para a região Niño 3.4 do Pacífico (Figura 36c), a escala de quatro anos é modulada por uma escala em torno de 12 anos e a escala de quatro anos modula a escala bienal, isso pode ser verificado pelo escalograma e pelos primeiro e segundo maiores picos do espectro de energia global, respectivamente. A escala anual, por sua vez, apresenta-se com um pico bem moderado e contornos espectrais bem menos intensos, especialmente quando comparados às das escalas já mencionadas. Tais resultados são semelhantes aos encontrados para Niño 4 (Figura 36d), no entanto, percebe-se que a escala em torno de 12 anos (maior pico) se sobressai com contornos espectrais mais intensos, os quais modulam a escala de quatro anos.

Acompanhando os resultados mostrados na Figura 36a,b,c,d, nessa ordem, pode-se inferir que a escala de 12 anos da região do Niño 4, em ordem de intensidade, modula as escalas de maior frequência de suas regiões vizinhas, até chegar à escala anual em Niño 1+2.

Para TNAI (Figura 36e), por sua vez, a escala de oito anos, parece ser modulada por escalas de menor frequência, o que não é conclusivo, por já estarem fora do cone de influência; e a escala de quatro anos apresenta pico moderado. Para TSAI (Figura 36f), percebe-se uma modulação desde a escala de 16 anos até a anual, sobretudo no início da

década de 1980 e meados e fim da década de 1990. A configuração espectral apartir de 1980 é bem menos uniforme e apresenta distinção entre as frequências mais altas do restante da série.

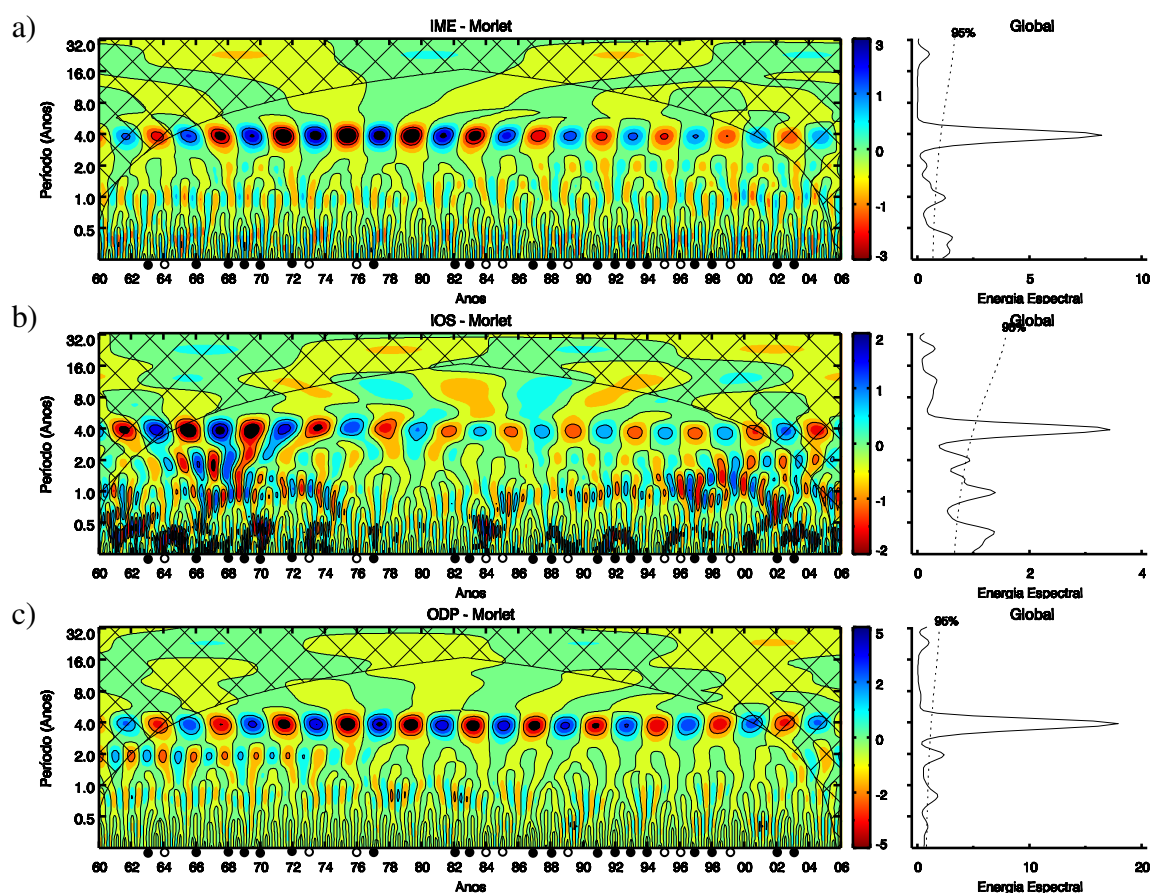


Figura 37 - Transformada da ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente aos índices oceânicos climáticos globais: IME (a), IOS (b) e ODP (c).

A Figura 37 apresenta os escalogramas obtidos para os índices oceânicos climáticos IME (a), IOS (b) e ODP (c), respectivamente. Conforme Figura 37, pode ser verificado que a escala de quatro anos apresentou o maior pico no espectro de energia global e a maior intensidade espectral, claramente comprovada nos escalogramas. Para o IME (Figura 37a), a escala semianual manifesta-se a cada dois anos, e em menor intensidade a escala anual, a qual também apresenta pico moderado. Para o IOS (Figura 37b), várias escalas de maior frequência se destacam, isso pode ser visto por meio dos picos do espectro de energia global. Apenas para o final da década de 1970 e início da década de 1980, a escala de quatro anos não modulou as demais escalas até a semianual. Para a ODP (Figura 37c), a escala bienal apresenta pico influente, mas moderado até 1973.

5.5.1 Espectro cruzado: índices pluviiais de G1 x TNAI

As Figuras 38 e 39 apresentam os espectros cruzados obtidos para os índices climáticos pluviiais em dias e em mm, respectivamente, contra as anomalias do TNAI.

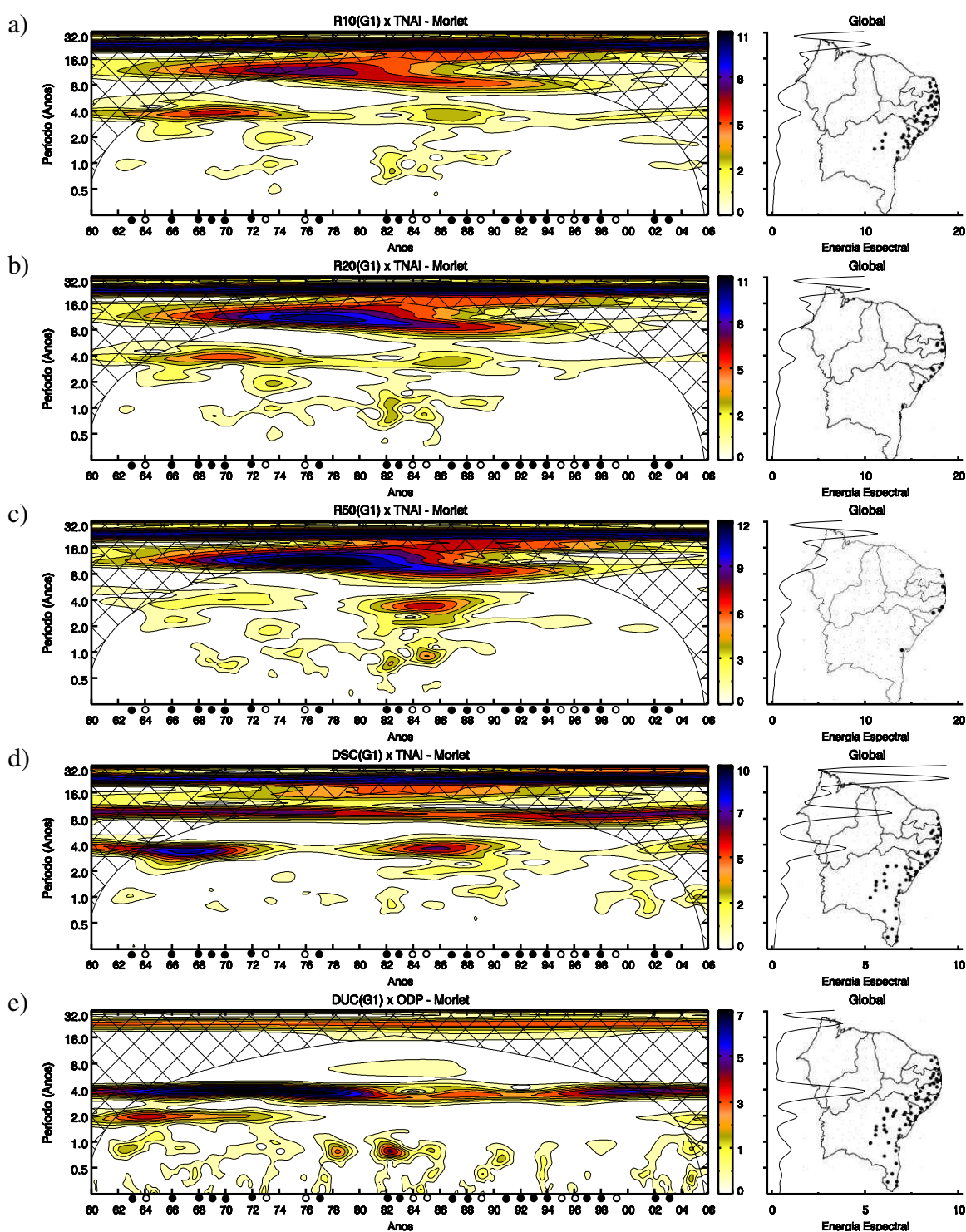


Figura 38 - Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: R10 (a), R20 (b), R50 (c), DSC (d) e DUC (e) de G1 contra TNAI.

Para as Figuras que apresentam os espectros cruzados, quando não houver cores (área em branco), entende-se que não há repetição e/ou concomitância dos eventos das variáveis.

Conforme Figura 38, nota-se que o pico de quatro anos é o mais presente nos espectros de energia global dos índices em dias. Para R10 (Figura 38a), há um núcleo intenso de energia na frequência em torno de 12 anos, principalmente para a década de 1970, perdendo vigor até o ano de 2000. Isso também é verificado para R20 (Figura 38b) e R50 (Figura 38c), sendo que para este último, o início da década de 1980 é marcado por dois núcleos moderados na escala bienal e um núcleo mais intenso na escala de quatro anos. Assim, o TNAI exerceu influência nos eventos de chuva de 10 mm a 50 mm, sobretudo na escala de quatro anos no litoral do NEB, e em maior atividade na escala em torno de 12 anos, principalmente nos anos 1970.

Já para os índices DSC (Figura 38d) e DUC (Figura 38e), a escala mais ativa é a frequência de quatro anos, especialmente nos núcleos das décadas de 1960 e 1980 para DSC, e de 1960 a 1980 e meados de 1990 em diante para DUC. Isso demonstra uma forte conexão entre DSC/DUC e TNAI, nesses períodos. Há ainda intensidades moderadas de energia no início dos anos 1960 na escala bienal e núcleos isolados na anual para DUC (Figura 38e).

Para os índices pluviométricos em mm (Figura 39), a frequência de quatro anos também se destaca. Fracamente para PRECPTOT (Figura 39a), fortemente para Rx1day (Figura 39b) e fracamente para Rx5day (Figura 39c); todos estes na década de 1980. Ainda para Rx5day e PRECPTOT, núcleos na frequência em torno de 12 anos para a década de 1970 e de oito anos para a década de 1980, se manifestam no espectro. O mesmo é observado para R95p (Figura 39d) e R99p (Figura 39e), entretanto, com mais intensidade. Esses índices apresentam vários picos no espectro de energia global, e destes o maior é o da escala de quatro anos que modula as frequências mais altas especialmente para a década de 1980; fato que não é observado para SDII (Figura 39f), cujo espectro demonstra fraca relação com o TNAI. As frequências de 12 e oito anos demonstram ser as mais ativas quando se confronta os índices em mm com o TNAI.

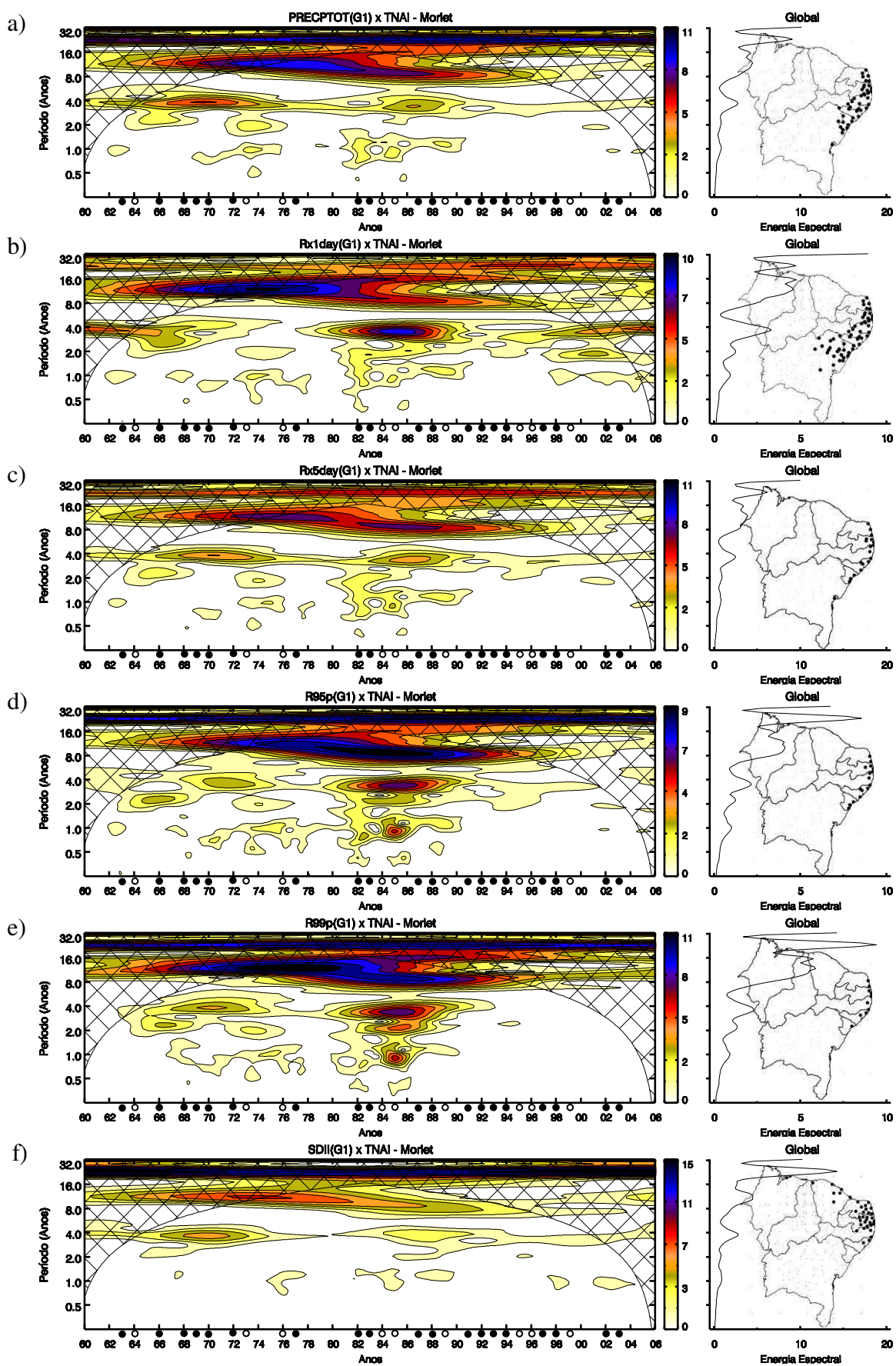


Figura 39 - Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: PRECPTOT (a), Rx1day (b), Rx5day (c), R95p (d), R99p (e) e SDII (f) de G1 contra TNAI.

5.5.2 Espectro cruzado: índices pluviais de G4 x ODP

As Figuras 40 e 41 mostram os espectros cruzados dos índices em dias e em mm, respectivamente, contra o índice da ODP. Conforme Figura 40a,b, R10 e R20 têm em seus respectivos espectros, a frequência de quatro anos atuando de forma intensa até 1980, e perdendo atividade e se recuperando a partir dos anos 1990. Já para DSC (Figura 40c), verifica-se o mesmo, contudo, perdendo atividade até 1970 e retomando força a partir de 1980.

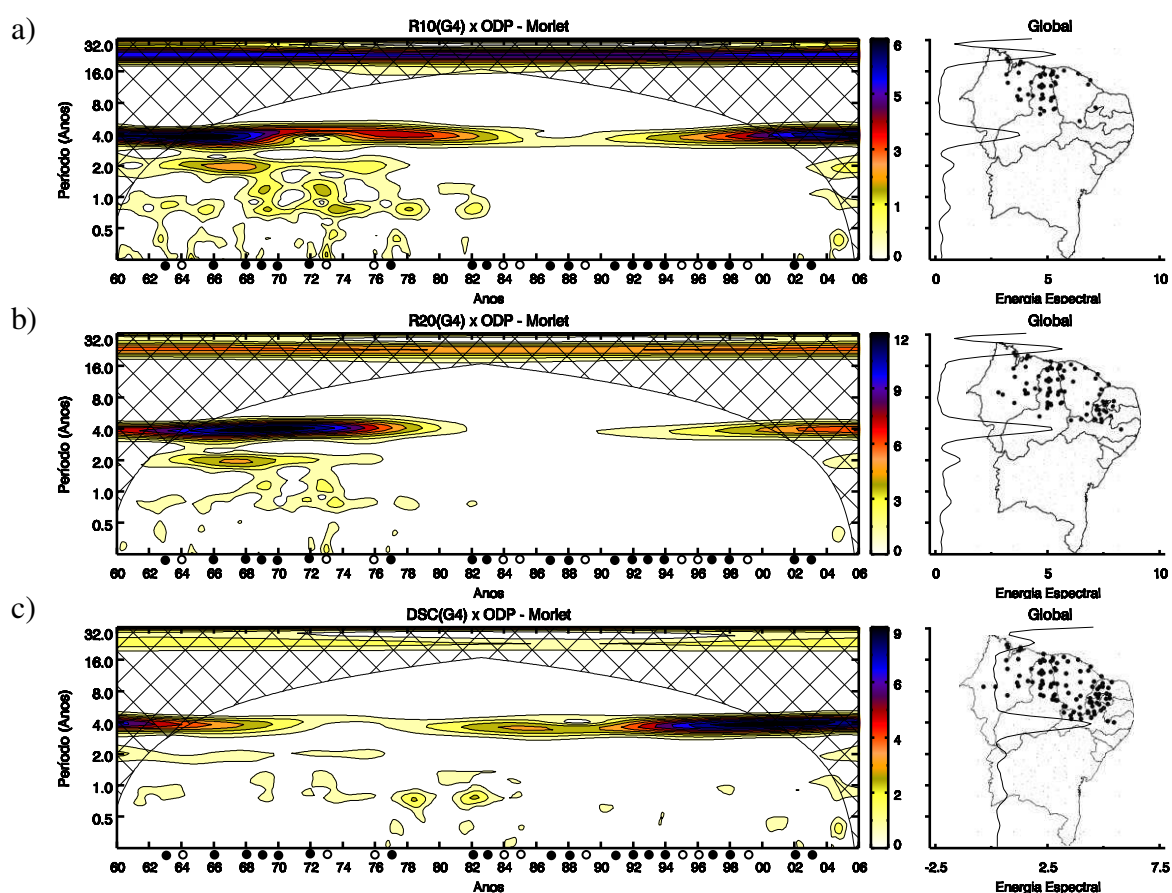


Figura 40 - Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: R10 (a), R20 (b), DSC (c) de G1 contra ODP.

Na Figura 41, a frequência de quatro anos domina todos os espectros de energia global, demonstrando ser o maior pico em todos os índices em mm de G4. Essa frequência, para PRECPTOT (Figura 41a), mostra um núcleo de máxima intensidade no final da década de 1960 (idem para a frequência de dois anos, mas moderado), que vai perdendo atividade até o início dos anos 1980, e parece readquirir desenvolvimento no início dos anos 1990. Tais

resultados para PRECPTOT são similares aos dos demais índices em mm de G4: Rx1day, Rx5day, R95p e R99p (Figura 41b,c,d,e, respectivamente), mas, ainda que de fraca intensidade, nesses índices ocorrem núcleos de energia isolados em frequências mais altas (da bienal à semianual), e para Rx1day, o núcleo da frequência de quatro anos foi de 1970 a 1990.

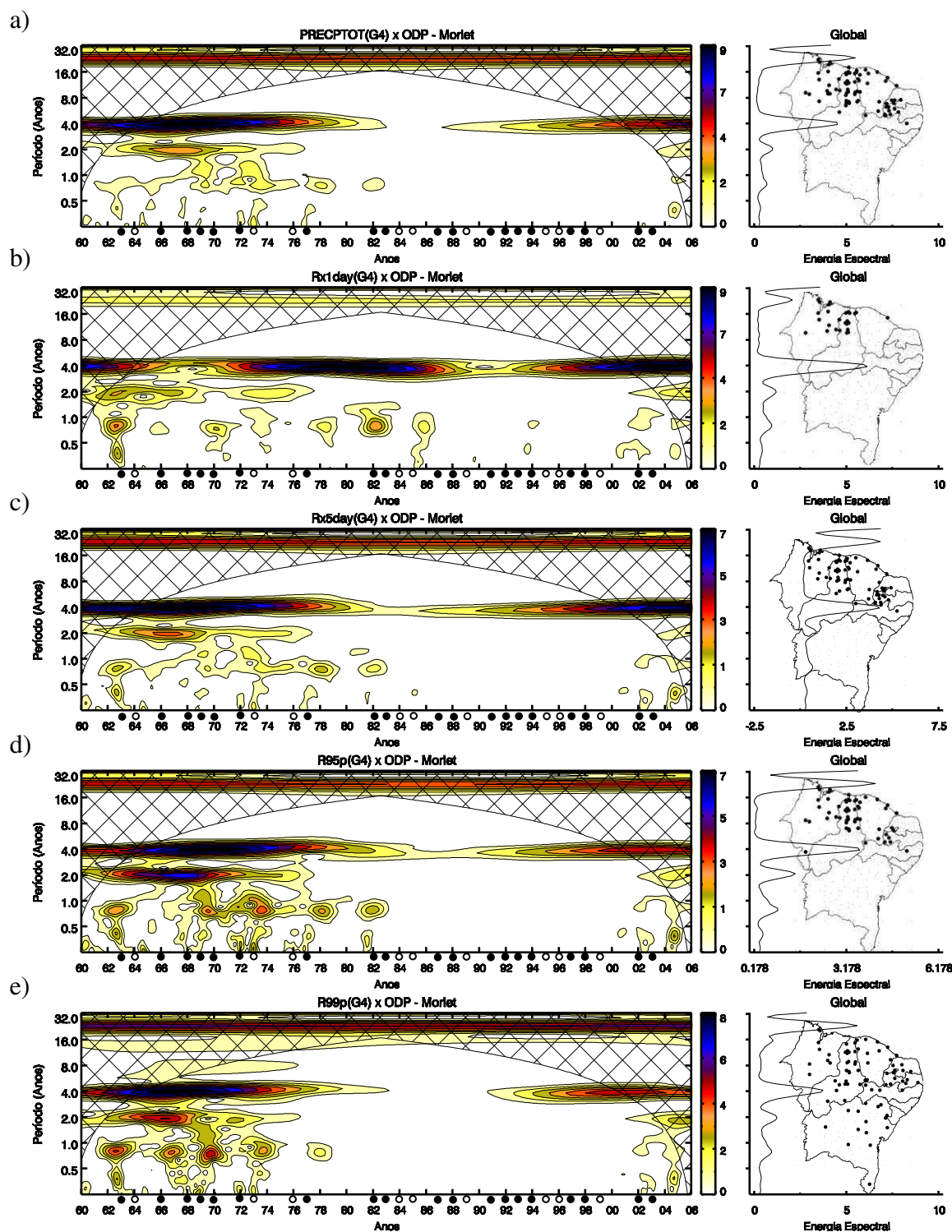


Figura 41 - Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: PRECPTOT (a), Rx1day (b), Rx5day (c), R95p (d) e R99p (e) de G4 contra ODP.

6.1 Aplicação da ACP aos dados de vazão do NEB

Aplicou-se o método de ACP aos dados de vazão e reteve-se duas componentes principais rotacionadas que explicaram 51,27% e 48,16% da variância, respectivamente, totalizando mais de 99% de variância total explicada do sistema (Tabela 6). Dessa forma, a vazão do NEB pode ser representada espacialmente pelas componentes CP1 e CP2 conforme a Figura 42. A terceira componente (CP3) foi excluída por não atender aos critérios mínimos estabelecidos (subseção 4.2.2, página 65).

Tabela 6 - Componentes e contribuição percentual da variância explicada pela vazão.

CP	Autovalor	VE (%)	VTS (%)
1	6,15	51,27	51,27
2	5,78	48,16	99,43
3	0,06	0,53	99,96
...
12	0,00	0,00	100,00

Legenda: VE: Variância explicada; VTS: Variância Total Explicada do Sistema.

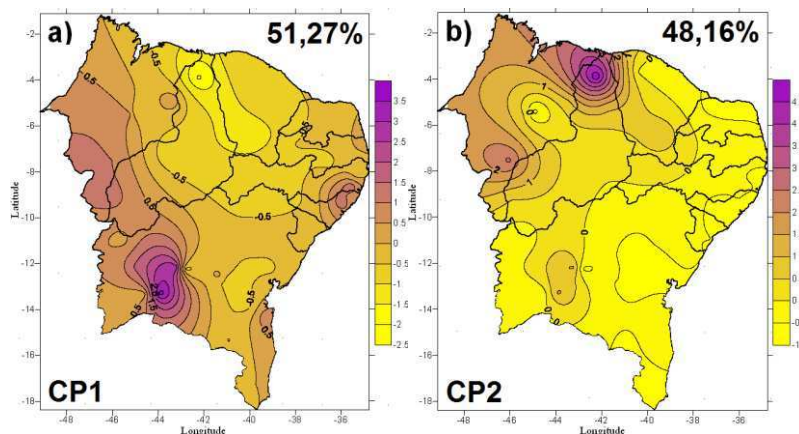


Figura 42 - Distribuição das cargas da vazão: CP1 a) jun - jan, CP2 b) fev - mai.

A CP1 apresenta forte correlação anual, com máximo entre os meses de junho a janeiro e mínimo entre os meses de fevereiro a maio (Figura 42). Na configuração espacial deste fator, as cargas mostram contrastes zonais positivos superiores a 1,5, principalmente na parte do litoral de Pernambuco e de Sergipe, sul e oeste Bahia. Destaque para um núcleo de maior intensidade localizado na bacia do Rio São Francisco (Figura 42a).

A CP2 apresenta correlações superiores a 0,8 nos meses de fevereiro a maio (Figura 43). Na distribuição espacial deste fator verificam-se cargas bastante distintas. Podem ser identificados três núcleos positivos: no oeste baiano próximo ao Rio São Francisco (menor intensidade), no sul do Maranhão e no norte do Piauí (maior intensidade). O restante do NEB é dominado por cargas negativas (Figura 42b).

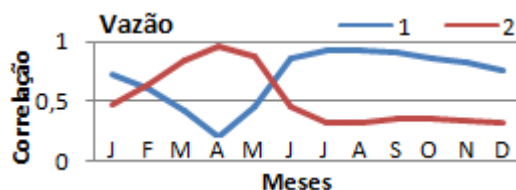
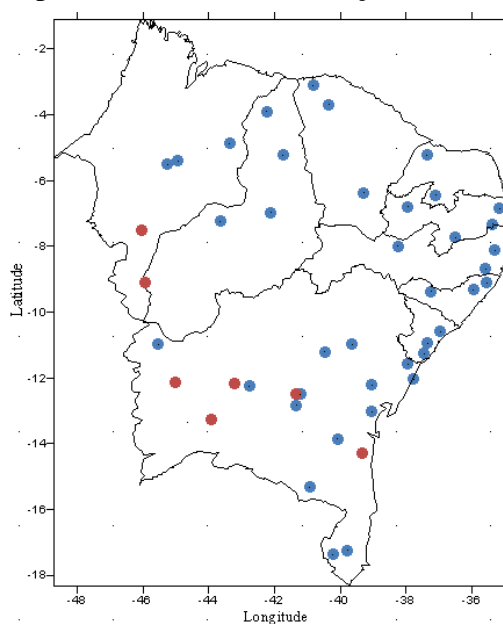


Figura 43 - Correlações das CPs rotacionadas da vazão e associadas aos meses do ano.

6.2 Aplicação da AA aos dados de vazão do NEB

A distribuição das vazões por todo o NEB sugere a identificação de regiões homogêneas quanto ao regime fluvial. Foram determinadas duas regiões homogêneas (Figura 44), denominadas de grupos G1 e G2, com base no método de agrupamento hierárquico aglomerativo de Ward. Numa linha imaginária de Noroeste a Sudeste vê-se a influência das frentes frias como forçantes para aumento ou diminuição das vazões do grupo G2.



Legenda: ■ G1 (tom azul) ■ G2 (tom vermelho)

Figura 44 - Regiões fluviometricamente homogêneas do NEB.

6.3 Aplicação da TO aos dados de vazão do NEB

Para cada região homogênea da vazão, foi aplicada a Transformada em Ondeleta de Morlet. Os resultados obtidos pela aplicação da TO à vazão do NEB segue mesmo procedimento descrito no subseção 5.3, páginas 93 e 94.

Na Figura 45, estão os espectros de energia de ondeleta para os grupos G1 e G2, com respeito à variável vazão. O pico de maior energia para o grupo G1 encontra-se na faixa escalar de quatro anos. Sua atuação apresenta menos intensidade apenas na década de 1980, no restante do período é marcada por um ciclo forte de quatro anos. A partir do ano 2000, a escala de dois anos se manifesta com espectros positivos e negativos de energia. Na escala anual (1964-1968) e semianual (1964-1966) também ocorrem moderados picos de energia (Figura 45a). O grupo G2, por sua vez, contrariamente ao observado no grupo G1, é representado por um número bem inferior de estações, sete no total: cinco na Bahia, uma no sul do Maranhão e uma no sul do Piauí. Para o grupo G2, se notam dois influentes picos: na escala de dois anos que inicia-se em 1960, perde intensidade até 1980, e adquire atividade a partir de 2002; e outro na escala entre um e dois anos (interanual), de 1960 a 1973, Figura 45b.

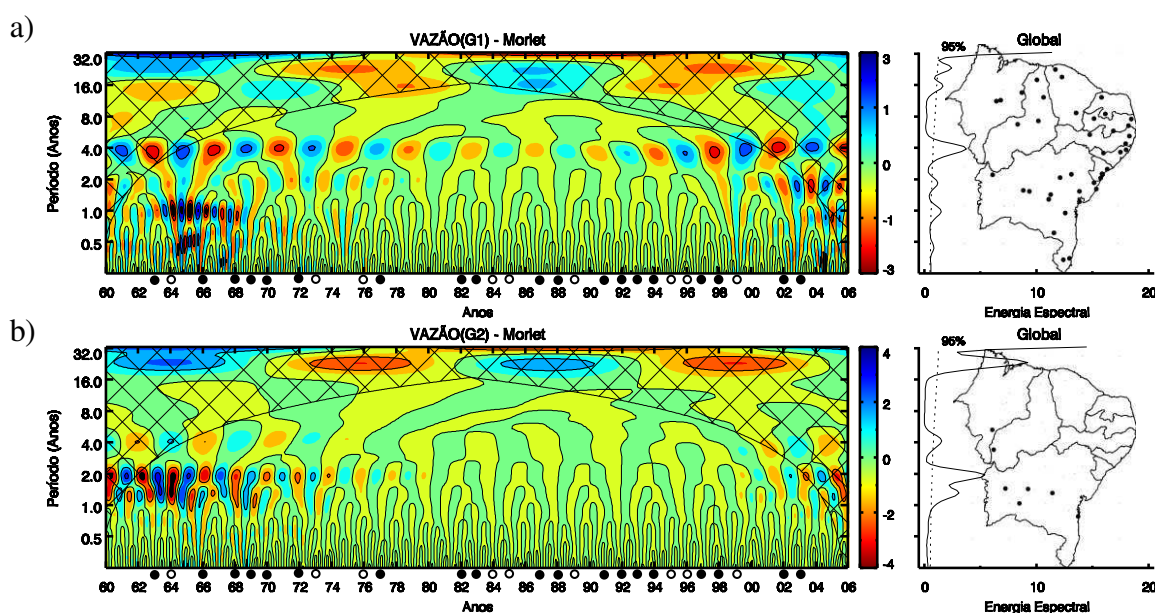




Figura 45 - Transformada da ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente à vazão para os grupos G1(a) e G2(b).

6.4 Relação entre a vazão do NEB e os índices oceânicos/TSMs

Com o intuito de avaliar a relação entre as vazões no NEB perante as variações das anomalias nos índices oceânicos/TSMs, foram realizadas correlações de acordo com a seção 4.2.5, pág. 76. Os resultados mostraram que a vazão do NEB não foi afetada pelas anomalias do Oceano Atlântico. Apenas a região Niño 1+2 do Oceano Pacífico exerceu influência nas vazões dos grupos G1 e G2, ainda assim à 90% de significância e negativas (Tabela 7), ou seja, o aumento na temperatura do Niño 1+2 representou queda no volume das vazões do NEB, sobretudo nas décadas de 1980 e 1990 (Figura 46). O mesmo é verificado para o IME e a ODP: ambas foram negativas quando correlacionadas com a vazão do NEB; por outro lado, o IOS demonstrou correlação significativamente positiva com a vazão do NEB, mesmo fraca.

Tabela 7 - Correlação entre anomalias de índices oceânicos/TSMs e vazões dos grupos G1 (a) e G2 (b).

a) para o grupo G1	b) para o grupo G2
 <p>Niño 1+2 (-0,263) * IOS (0,254) * IME (-0,347) ** ODP (-0,495) ***</p>	 <p>Niño 1+2 (-0,245) * IOS (0,257) * IME (-0,347) ** ODP (-0,515) ***</p>

Observação: (*), (**) e (***), se referem a significâncias estatísticas de 90% ($p < 0,10$), 95% ($p < 0,05$) e 99% ($p < 0,01$), respectivamente.

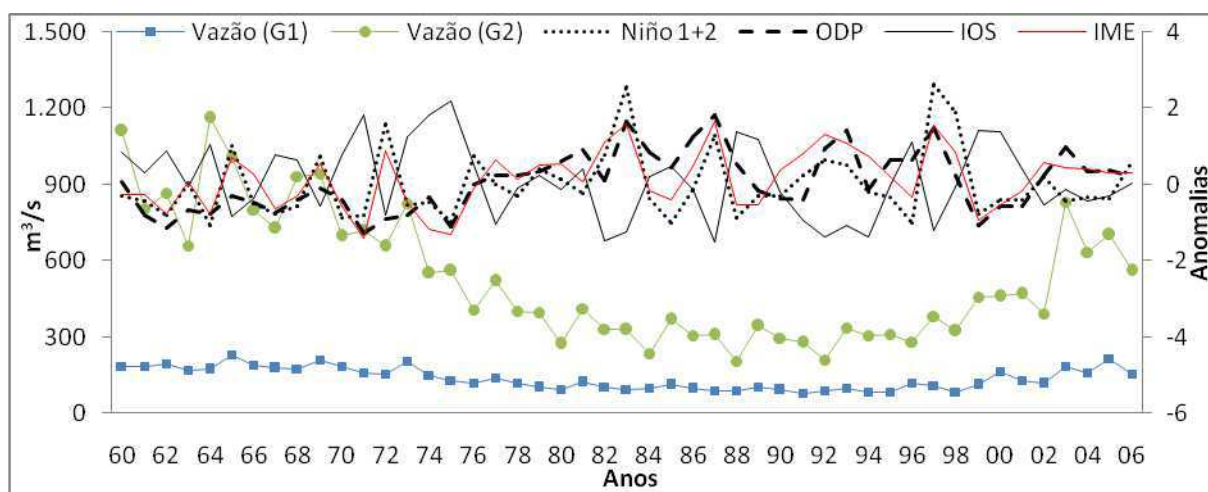


Figura 46 - Variabilidade temporal das anomalias dos índices oceânicos/TSMs e das vazões dos grupos G1 e G2.

6.5 Espectro cruzado: vazões do NEB x índices oceânicos/TSMs

As Figuras 47 e 48 apresentam os espectros cruzados obtidos para a vazão dos grupos G1 e G2 do NEB, respectivamente, quando confrontados com os índices oceânicos IOS, IME e ODP, e a região Niño 1+2 do Pacífico.

À semelhança do encontrado para os índices climáticos pluviiais, pode ser observado por meio das Figuras 47 e 48, que do final dos anos 1970 à meados de 1990, os espectros cruzados não são marcados por energias espectrais intensas e a frequência de quatro anos se mostra bastante atuante também para as vazões (Figuras 47 (para G1) e 48 (para G2)). Apesar dessa frequência de quatro anos ter sido a mais atuante para as vazões do grupo G1, para o cruzamento da vazão de G1 com a região Niño 1+2, o maior pico registrado de energia espectral global ocorreu na escala anual, particularmente intenso para o período compreendido entre 1964 e 1968 (Figura 47a). As variações nas anomalias da região Niño 1+2 são mais ativas na escala anual, conforme visto na seção 5.5, Figura 36a especificamente, página 126.

O período de 1964 a 1968 também é destacado na escala anual para o índice IME. Um núcleo intenso é verificado no escalograma da Figura 47b possivelmente devido à influência da região Niño 1+2 sobre o IME. Entretanto, os núcleos mais intensos estão na escala de quatro anos, atuando até meados da década de 1980 e retomando um aparente ciclo em meados de 1990. Interessante notar ainda a similaridade de espectro com o da PRECPTOT (G1) (Figura 26 - página 103), em que também pode-se observar um núcleo na escala semianual próximo a 2004, cuja precipitação foi acima da média climatológica da região e como resultado tenha contribuído junto com o índice Niño no aumento do volume de vazões em tal ano no NEB. À semelhança do IME, o mesmo pode ser dito a respeito do índice IOS (Figura 47c) quanto aos picos ligeiramente maiores de energia espectral global para as escalas

desde a semianual à de quatro anos. Já para a ODP (Figura 47d), apenas a escala de quatro anos demonstrou notória atividade no perfil das periodicidades das vazões do grupo G1.

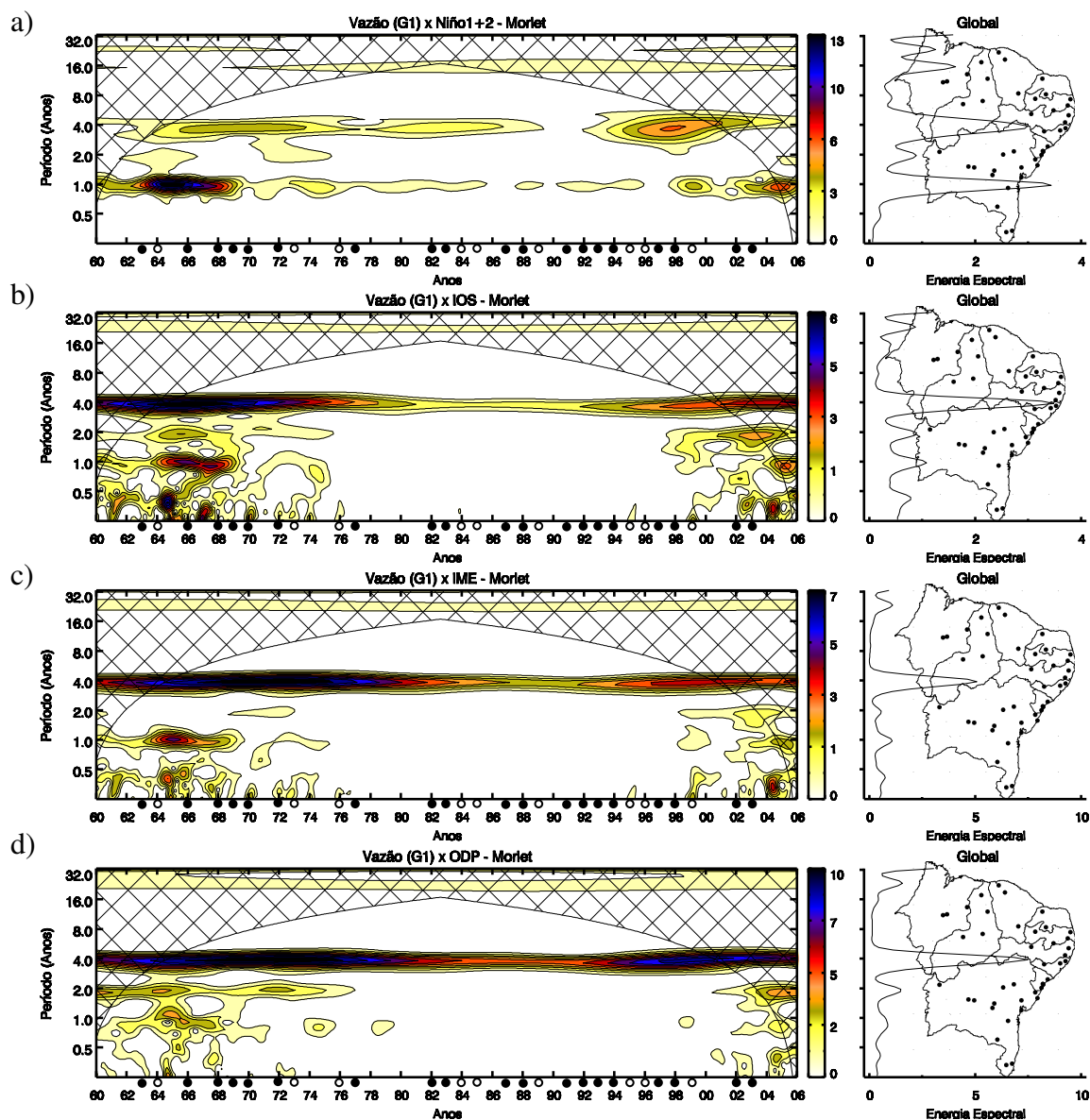


Figura 47 - Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: Niño 1+2 (a), IOS (b), IME (c) e ODP (d) contra a vazão do grupo G1.

Semelhantemente ao encontrado para a Figura 47a, também foi verificado que para a região Niño1+2 a frequência anual foi a que possuiu o maior pico de energia espectral global, particularmente intensos em núcleos dos períodos: 1960-1962, 1964-1966, 1968-1970, 1972-1974 (Figura 48a). Para o período de 1962 a 1966, a frequência de quatro anos também foi intensa e apareceu com um influente pico de energia espectral global.

Os núcleos intensos observados para Niño 1+2 (Figura 48a), também ocorrem nos mesmos períodos para o índice IME (Figura 48c), porém moderados e modulados pela escala bienal. Ainda assim, a escala mais influente é a de quatro anos cuja intensidade vai até 1980 e retoma vigor a partir do ano 2000. Isso também ocorre para o índice IOS (Figura 48b), porém de forma mais moderada. A frequência bienal para o índice IOS ainda apresenta núcleo mais intenso quando comparado ao do índice IME. Já para a ODP (Figura 48d), verifica-se um núcleo intenso na escala bienal que vai perdendo vigor até meados da década 1970; apesar disso, a escala de quatro anos é a que apresenta o maior pico de energia espectral global.

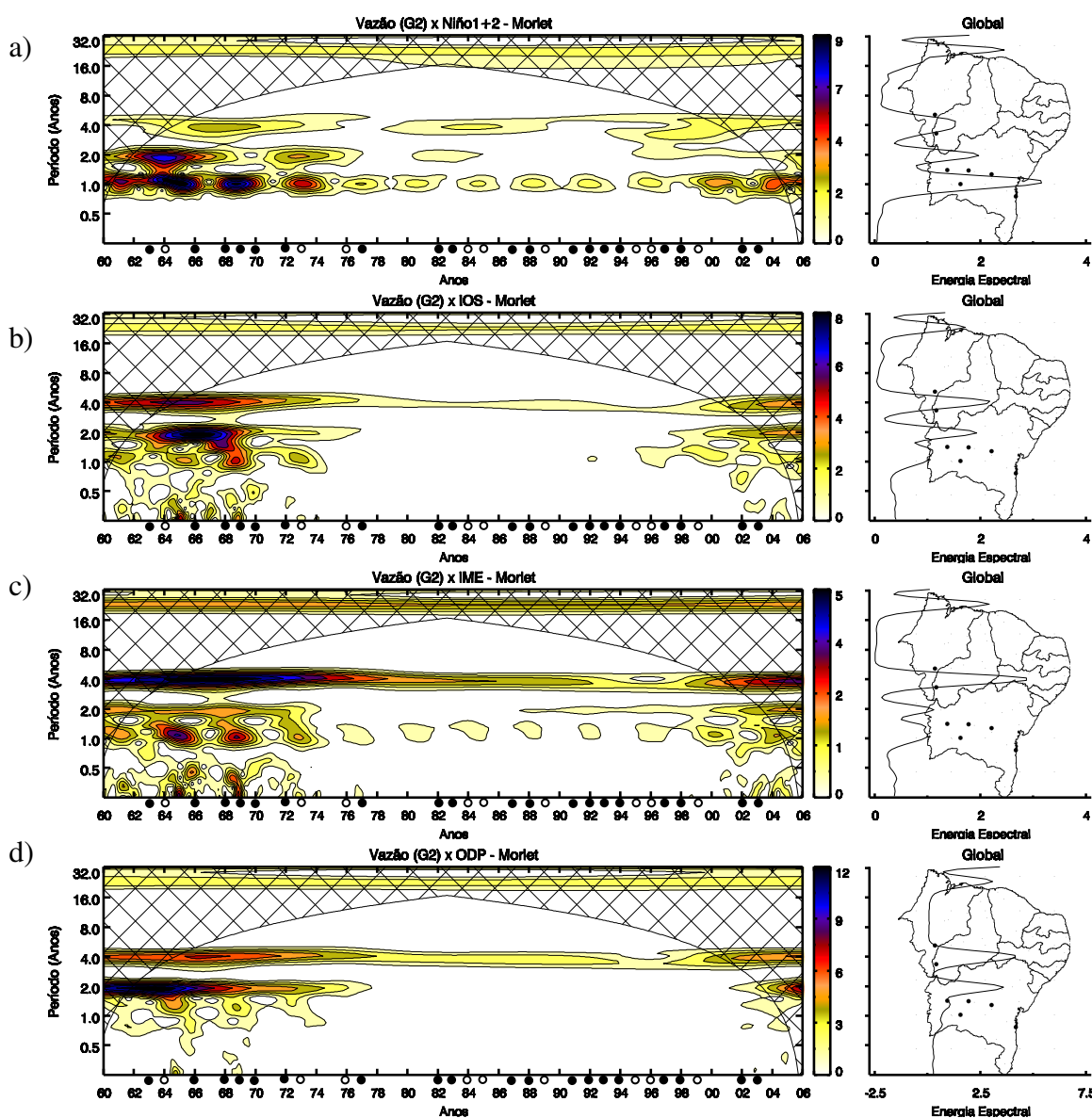


Figura 48 - Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: Niño 1+2 (a), IOS (b), IME (c) e ODP (d) contra a vazão do grupo G2.

CONCLUSÕES

Este trabalho apresentou os resultados da aplicação das técnicas Análise Multivariada e Análise Espectral com o objetivo de identificar padrões de variabilidade no NEB. O uso da TO aplicada à grupos homogêneos de precipitação e vazão obtidos por meio da ACP e AA, demonstraram ser ferramentas matemáticas robustas para análise de sinais com características não-estacionárias em grupos homogêneos. Os resultados obtidos demonstraram consistência com trabalhos de vários pesquisadores que utilizaram as mesmas ferramentas. A utilização da ACP, AA e TO, permitiu além de identificar a variabilidade espacial e temporal contida nos dados de precipitação, vazão, TSM e nos índices IOS, IME e ODP, determinar as frequências em que estas ocorrem. Principais conclusões da aplicação das técnicas de ACP, AA e TO são:

I) Na ACP, os índices pluviais R99p (Dias extremamente úmidos) e SDII (Índice Simples de Intensidade Diária) foram representados no espaço e no tempo por quatro componentes principais (CPs) que explicaram menos de 70% da variância total do sistema, e para os demais índices, três CPs explicaram mais de 90%. O perfil espaço-temporal pluvial no NEB destacou: região leste de maio a setembro, o extremo norte de janeiro a abril e o oeste-sul de outubro a dezembro. Para a vazão, duas CPs explicaram mais de 90% da variância total explicada, sendo fluviometricamente destacado o oeste de junho a janeiro e o norte de fevereiro a maio. Os parâmetros pluviais e fluvial foram assim bem caracterizados no NEB.

II) Na AA, os índices climáticos pluviais: R50 (Quantidade em dias com precipitação superior a 50 mm) e DUC (Dias Úmidos Consecutivos) foram regionalizados por apenas dois grupos homogêneos (G1 e G2), SDII por três (G1, G2, e G3) e os demais índices por quatro (G1, G2, G3 e G4). As configurações espaciais obtidas demonstraram que para a maioria dos índices pluviais: G1 está fluviometricamente mais associado ao leste, G4 ao norte, e G2 e G3, indefinição. Para a vazão, dois grupos (G1 e G2) representaram a fluviometria do NEB.

III) Os resultados da aplicação da TO mostraram que a escala de quatro anos apresentou os maiores níveis de intensidade de energia espectral e modulou em todos os grupos pluviais homogêneos boa parte das oscilações de frequência mais alta, da bienal a semianual, com destaque para a década de 1980. Já para a vazão, os grupos G1 e G2, tiveram nas escalas de um e dois anos (G1) e um e quatro anos (G2), os maiores níveis de energia sobre o NEB, com notório decaimento durante as décadas de 1980 (G1 e G2) e 1990 (G1).

Os resultados obtidos através dos coeficientes de correlação mostraram que há uma conexão entre o comportamento das variáveis pluviais/fluviol e as anomalias dos oceanos Pacífico e Atlântico. Entretanto, não claro quanto à frequência de relação entre elas, e se existe, em quais períodos estas têm correlação, ou ainda, cruzamento. Por isso, foi importante a análise através do Espectro Cruzado em Ondeleta das variáveis para verificar as possíveis relações entre ambas e em quais escalas isso ocorre; disso foi possível concluir que determinadas frequências dos referidos oceanos atuam e modulam na variabilidade hidrometeorológica do NEB. Principais conclusões da correlação e do espectro cruzado:

IV) Na correlação entre índices pluviais e índices oceânicos/Temperaturas da Superfície do Mar (TSMs), G1 (leste do NEB) demonstrou estar mais significativamente associado às variações das anomalias do Atlântico tropical norte, G4 (norte do NEB) aos índices da ODP e IOS, e os grupos G2 e G3 aos índices da ODP e IME. Para a vazão, Niño 1+2, IOS, IME e ODP exerceram influência em G1 e G2.

V) Os espectros cruzados mostraram que em muitos escalogramas, a frequência de quatro anos foi modulada pelas escalas de 12 e oito anos, e se mostrou bastante atuante quando confrontados os índices pluviais em dias e em mm com os índices TNAI (G1) e ODP (G4), e quando confrontadas as vazões (G1 e G2) com os índices Niño 1+2, IME, IOS e ODP. Essas modulações de 12 e oito anos podem ser consequência de ciclos de manchas solares, cujos efeitos já foram percebidos por vários autores como Hoyt e Schatten (1997) e Kane

(2005). Possíveis efeitos do ciclo solar no clima da Terra têm sido estudados, embora este assunto ainda seja controverso, há várias evidências indicando uma variação de 11 anos (descoberto por Schwabe em 1843) em vários parâmetros climáticos (HOYT E SCHATTEN, 1997). Assim, essas frequências que modulam as de quatro anos poderiam advir desses ciclos.

Deduz-se diante do exposto que a principal característica das séries mensais pluviais e fluvial no NEB é a elevada variabilidade temporal de seus valores e mostram a participação de eventos de diferentes escalas espaço e tempo que interagem entre si. Não houve marcantes indicações de mudanças de ordem climática nos regimes pluviais e fluvial das localidades do estudo. A complexidade das interações impede uma relação factual de causa e efeito, mas aponta para a necessidade de levar em conta as diversas forçantes envolvidas. A união dos resultados dos métodos utilizados (ACP, AA e TO) indica que as alterações detectadas estão fundamentalmente relacionadas às variações aleatórias do processo. Entretanto, especialmente para a década de 1980, nota-se um notório decaimento nos totais mensais pluviais e fluvial.

O método de decomposição de séries temporais em ondeletas proporcionou a separação de eventos de acordo com a frequência com que ocorrem, como a indicação de um período de oscilação da vazão média de quatro anos, e de bienal à semianual, quando cruzada com os índices especificadamente do oceano Pacífico. Com isso, tornou-se mais simples a identificação de padrões temporais da vazão mensal, que afetam sobremaneira a dinâmica fluvial, uma vez que esta é o principal agente transportador de águas para os mananciais.

Concluiu-se que a ODP e o TNAI foram os que mais interferiram nas chuvas da região, tanto em anos secos quanto úmidos. A variabilidade interanual é ligada ao ciclo do ENOS e a variabilidade decadal de oito a 12 anos influencia na variabilidade pluviométrica modulando a escala de quatro anos. Concluiu-se ainda que as ferramentas estatísticas foram de extrema utilidade para o conhecimento da climatologia do NEB e mostraram quais possíveis eventos da variabilidade climática exercem maior influência sobre a pluviometria regional e local.

SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Durante o desenvolvimento deste trabalho surgiram ideias que ainda podem ser exploradas na busca de uma resposta melhor ao problema da interação entre as anomalias de precipitação e vazão persistentes e a circulação atmosférica. Dentre elas cita-se, por exemplo:

- Aumentar o número de amostras da série temporal de precipitação e principalmente vazão para períodos mais longos a fim de se identificar padrões de variabilidade em larga escala;
- Aplicar as técnicas aqui empregadas (ACP, AA e TO) em séries temporais extraídas de campos de variáveis de balanço hídrico presentes na área de estudo para permitir identificar quantitativamente a relação destes fatores com a variabilidade hidrometeorológica;
- Obter uma base de dados que permita abordar não somente ciclos solares completos, mas também, de pelo menos três ciclos solares. Tal procedimento poderá dar uma confiança estatística melhor para os resultados aqui obtidos quando correlacionados aos ciclos;
- Desenvolver uma metodologia para a interpolação de falhas em séries temporais diárias que possuam elevada correlação, como as presentes séries utilizadas neste trabalho. Como exemplo, poderia ser implementada, testada e utilizada a interpolação de Neville;
- Estudar a concordância de fases favoráveis à convecção em escalas intra-sazonais;
- Aprofundar estudos de variabilidade climática de longo prazo, tanto diagnósticos quanto de modelagem, e seu impacto na agricultura, pecuária, hidroenergéticas, etc, uma vez que mudanças nos regimes de precipitação e vazão podem originar perdas econômicas para a sociedade;
- Continuidade de estudos referentes à correlação entre a região oceânica do Atlântico Sul e Norte e a América do Sul;
- Investigação maior sobre o impacto dos dipolos de TSM e forçantes do El Niño e La Niña.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Espera-se que estes resultados contribuam para o estabelecimento de uma base científica para a previsibilidade das anomalias climáticas da precipitação e vazão sobre o NEB e o Brasil, particularmente em médio e longo prazo, uma vez que as oscilações em escalas de interanuais à interdecadais aparentemente apresentam padrões espaço-temporais de características distintas e possíveis de serem monitoradas, com relativa confiabilidade. Resultados obtidos sobre a variabilidade de longo prazo da precipitação sobre o NEB mostram distribuições espaço-temporais coerentes de tendência linear ou tendência secular e de variabilidade climática natural. Isto, devido principalmente à homogeneidade temporal das séries utilizadas. Por outro lado, oscilações em escalas sazonal (interanual) mostram padrões espaço-temporais robustos sobre o NEB, com características regionais conspícuas, associadas a padrões de circulação oceano-atmosférico de grande escala, factíveis de serem distinguidos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACEITUNO, P. On the Functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Parte II: Upper-air Circulation. **Journal of Climate**, 4 (2): 341-355, 1989.
- ADDISON, P. S. The Illustrated Wavelet Transform Handbook. Taylor & Francis, 353p., Jul. 2002.
- AHMED, B. Y. M.: Climatic classification of Saudi Arabia: an application of factor-cluster analysis, **GeoJournal**, 41.1, 69-84, 1997.
- ALLEN, M. R. and L. A. SMITH, Monte Carlo SSA, Detecting irregular oscillations in the presence of colored noise, **Journal of Climate**, 9, 3383- 3404, 1996.
- 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.
- ALVES, J. M. B.; DE SOUZA, E. B.; REPELLI, C. A.; VITORINO, M. I.; FERREIRA, E N. S. Episódios de La Niña na bacia do Oceano Pacífico Equatorial e a distribuição sazonal e intrasazonal das chuvas no setor norte do Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 12, 77-82, 1997.
- ALVES, J. M. B. Reanálise de índices de temperatura da superfície do mar no Atlântico e Pacífico tropicais potenciais indicadores da qualidade da estação chuvosa do setor norte do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**. v.10, n.1 p.179-187. 2002.
- ALVES, M. A, SIN-CHAN, C.,MARENGO, J.A. Avaliação das previsões de chuvas sazonais do modelo Eta Climático sobre o Brasil. **In: Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 13, 2004, Fortaleza, CE, **Anais...**Fortaleza: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2004.
- AMANAJÁS, J. C.; BRAGA, C. C.; LIMA, F. J. L.; GUEDES, R. V. S. Aplicação da Análise Fatorial em Componentes Principais a dados de precipitação no estado do Amapá. **Revista de Geografia**, 27(1):107-119, 2010.
- ANDRADE, R. A., BALDO, M. C., NERY, J.T. Variabilidade sazonal da precipitação pluviométrica de Santa Catarina. **Acta Scientiarum** 21(4): 923-928, 1999 - Maringá - PR.
- ANDRADE, E. M., SILVEIRA, S. S. & AZEVEDO, B. M. Investigação da estrutura multivariada da evapotranspiração na região Centro Sul do Ceará pela Análise de Componentes Principais. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, vol. 8, n. 1, 2003.
- ANDRE, R. G. B, MARQUES, V. da S., PINHEIRO, F. M. A, FERRAUDO, A. S. Identificação de regiões pluviometricamente homogêneas no estado do Rio de Janeiro, utilizando-se valores mensais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.23, n.4, 501 - 509, 2008.

ANDREOLI, R.V.; KAYANO, M.T. Multi-scale variability of the sea surface temperature in the Tropical Atlantic, **Journal of Geophysical Research**, 109, C05009, 2004.

ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T.; GUEDES, R. L. L.; OYAMA, M. D.; ALVES, M.A.S. **A influência da temperatura da superfície do mar dos Oceanos Pacífico e Atlântico na variabilidade de precipitação em Fortaleza**, Revista Brasileira de Meteorologia, v. 19, n.3, 337-344, 2004.

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

ARAGÃO, J. O. R. O impacto do ENSO e do dipolo do Atlântico no nordeste do Brasil. **Bulletin Institut Français Études Andines**, v.27 n.3, p.839-844, 1998.

ARAÚJO, F. R. C. D. **Análise de Índices de Detecção de Mudanças Climáticas na Bacia Hidrográfica do Rio Colorado, EUA**. Tese de Doutorado em Meteorologia, UFCG (Universidade Federal de Campina Grande), Campina Grande, PB, 2012.

ARAÚJO, W. dos S., BRITO, J. I. B. Índices de Tendências de Mudanças Climáticas para os Estados da Bahia e Sergipe por meio de Índices pluviométricos diários e sua Relação com TSM do Pacífico e Atlântico. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.26, n.4, 541-554, 2011.

ASSIS, F. NETO, De; ARRUDA, H. V. de; PEREIRA, A. R. ; “Aplicação de Estatística à Climatologia, Teoria e Prática”. Editora e Gráfica Universitária (UFPel), 1996. 161p.

BARBOSA, A. C. B.; BLITSKOW, D. **Ondaletas: Histórico e Aplicação**. Trabalho de Doutorado do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo. IAG/USP, 2008.

BERLAGE, H. P. **The Southern Oscillation and World Weather**. Medelingem em verhandelng. n° 88, 1966, 152p.

BASTOS, E. J. B., CEBALOS, J. C., SOBRAL, Z. R., SIMÕES, F. Distribuição Estatística da Energia Eólica no Nordeste. Fontes **Energéticas Brasileiras**, 1-13, 1987.

BEZERRA, A. C. N. **Aspectos da Circulação Atmosférica de Grande Escala sobre o Norte e Nordeste do Brasil relacionados com a Temperatura da Superfície do Mar**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2006.

BIONDI, F.; GERSHUNOY, A.; CAYAN, D. R. North Pacific Decadal Climate Variability Since AD 1661, **Journal of Climate**, Vol. 14, N. 1, pp. 5-1, 2001.

BOLZAN, M. J .A. Analysis of Wavelet Transform applied in Geophysical. **Revista Brasileira de Ensino de Física**. v. 26, n. 1, p. 37-41, 2005.

BOLZAN, M. J. A. Transformada em Ondeletas: Uma necessidade. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 28, n. 4, p. 563-567, 2006.

BUENO, R. F.; BLITZKOW, D.; FONSECA JUNIOR, E. S.; PACILÉO NETTO, N.; BARBOSA, A. C. B. Aplicação da Transformada de Fourier e em Ondaleta às séries temporais de diferenças de altitude, determinadas por GPS, acoplado a Shaker na base USP. **Bol. Ciênc. Geod., sec. Artigos**, Curitiba, v. 14, n. 4, p. 557-570, 2008.

BRAGA, C. C., de MELO, M. L. D., MELO, E. C. S. Análise de agrupamento aplicada a distribuição da precipitação no Estado da Bahia. **In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA**, 10, Brasília-DF. **Anais...** Sociedade Brasileira de Meteorologia. p.1857-62, 1998.

BRAGA, C. C. **Inter-relações entre padrões de índice de vegetação e de pluviometria no Nordeste do Brasil. Tese de Doutorado em Recursos Naturais**, UFPB (Universidade Federal da Paraíba), Campina Grande, PB, 2000.

BRITO, J.I.B.; BRAGA, C.C. Chuvas no Estado da Paraíba em 2004. **Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia**, v. 28, p. 27-32, 2005.

BUSSAB, W. O.; MORETTIN, P. A. **Estatística Básica**. Atual Editora Ltda, São Paulo - SP. 4ª Ed., 322p., 1987.

CASTRO, A. C. **Padrões de variabilidade intrasazonal sobre a cidade de São Paulo e Oceano Atlântico Sul adjacente utilizando a análise de ondeleta, no período de 1982 a 2005**. Dissertação de Mestrado. USP. Novembro, 2007.

CAVALCANTI, E. P., BENTO, P. B. Análise de componentes principais para o campo de vento à Superfície. **In: Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 8, Belo Horizonte, 1994,.

CHANG, P., Ji, L., Li, H. A Decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interaction. **Nature**, 385:516-518, 1997

CHIERICE JUNIOR, N.; CAMPANHA, J. R.; CHIERICE, ROSOLI, A. F. O uso da análise de Fourier, de wavelets e dos expoentes de Lyapunov no estudo de um oscilador não-ideal com atrito seco excitação externa. **In: 7th Brazilian Conference on Dynamics, Control and Their Applications - DINCON'2008**, Presidente Prudente - SP, 2008.

CHOW, V.T. Runoff. **In: Chow, V.T. Handbook of applied hydrology**. New York: McGraw Hill May. Cap. 14, p. 141-149, 1964.

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

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

COSTA, M. C.; OLIVEIRA, M. C. F.; MORAES, J. C.; BARRETO, P. N.; DANTAS, V. A.; CARVALHO, S. P. Comportamento e relação entre PRP e vazão na bacia do rio Mundaú, Alagoas e Pernambuco. XIV Congresso de Brasileiro de Agrometeorologia, **Anais...**, Campinas-SP, julho 2005.

CRANE, P. C. Applications of the DFT/CLEAN technique to solar time series. **Solar Physics**, v.203, n. 2, p.381-408, Nov 2001.

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.

DA SILVA, D.F. **Influência da Variabilidade Climática Interanual na Hidrologia da Bacia do rio São Francisco**, Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Meteorologia), Universidade Federal de Alagoas - UFAL, 2003.

DA SILVA, D. F. **Análise de aspectos climatológicos, agroeconômicos, ambientais e de seus efeitos sobre a bacia hidrográfica do rio mundaú (AL e PE)**. Tese de Doutorado em Recursos Naturais, UFCG (Universidade Federal de Campina Grande), 174f, Campina Grande, PB, 2009.

DAUBECHIES, I.; MALLAT, S.; WILLSKY, A., Introduction to the special issue on wavelet transforms and multiresolution signal analysis. **IEEE Trans. Inf. Theory**, v. 38, n.2, p. 528-531, 1992.

DE GAETANO, A. T.: Spatial grouping of United States climates stations using a hybrid clustering approach, **Journal of Climate**., 21, 791-807, 2001.

DINIZ, M. de C. S. **Variabilidade climática e ocorrência de cheias na zona semi-árida da bacia hidrográfica do São Francisco**. Dissertação de mestrado em Meteorologia, UFCG (Universidade Federal de Campina Grande), Campina Grande, PB, 2007.

EDELBROCK, C. Comparing the Accuracy of Hierarchical Clustering Algorithms: the Problem of Classifying Everybody. **Multivariate Behavior Research**, v. 14, p. 367- 384, 1979.

EVERITT, B.S.; DER, G. A. **Handbook of statistical analyses using SAS**. London: Chapman & Hall, 1977.

EVERITT, B.S.; DUNN, G. **Applied multivariate analysis**. London: Edward Arnold, 1993. 400p.

FARGE, M. Wavelet Transforms and their Applications to Turbulence. **Annual Reviews of Fluid Mechanics**, v. 24, p. 395-457, 1992.

FERREIRA, F. F.; ALVES, J. M. B.; COSTA, A. A. Um estudo dos impactos das temperaturas da superfície do mar (TSM) em macrorregiões, pluviométricamente homogêneas, no Estado do Ceará. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.12, n.1, p. 193-204, 2004.

FOUFOULA-GEORGIU, E.; KUMAR, P. **Wavelets in Geophysics: Wavelet analysis and its applications**. San Diego: Academic Press, 1994. 372 p.

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

GABOR, D., 1946. Theory of communications. **Journal of Institution of Electrical Engineers** 93, 429–457.

GAMAGE, N., and BLUMEN, W.: Comparative analysis of low-level cold fronts: Wavelets, Fourier, and empirical orthogonal function decompositions. **Monthly Weather Review**, 121, 2867-2878, 1993.

GARAYALDE, E.J.G.; da SILVA, M.G.A.; TAVARES, A. de SÁ. Classificação meso-climática da região sul do Brasil pela análise de Componentes Principais. **In: CONGRESSO INTERAMERICANO DE METEOROLOGIA, 1., CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 1986, Brasília. Anais...**,Brasília: Sociedade Brasileira de Meteorologia, v. 1, 1986. p. 119-124.

GONG, X. and RICHMAN, M. B.: On the application of cluster analysis to growing season precipitation data in North America East of the Rockies, **Journal of Climate**, 8, 897-931, 1995.

GRINSTED, A.; MOORE, J.; JEVREJEVA, S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. **Nonlinear Processes in Geophysics**, v. 11, n. 5/6, p. 561-566, 2004.

GU. D.; PHILANDER, G. H. Secular changes of annual and interannual variability in the Tropics during the past century. **Journal of Climate**, 8., 864-876, 1995.

HALKIDI, M., BATISTAKIS, Y., and VAZIRGIANNIS, M.: On clustering validation techniques, **Journal of Intelligent Information Systems**, 17:2/3, 107-145, 2001.

HARE, S.R. & FRANCIS, R.C. Climate Change and Salmon Production in the Northeast Pacific Ocean, In R.J. Beamish [ed.], Climate Change and Northern Fish Populations, **Can. Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci.**, 121, 1995.

HASTENRATH, S. Predictability of Northeast Brazil Drought. **Nature**, 307: 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.

HOYT, D. V.; SCHATTEN, K. H., **The role of the Sun in Climate Change**, Oxford University Press, New York (1997).

HSU. K. & LI, S. Clustering spatial-temporal precipitation data using wavelet transform and self-organizing map neural network. **Advances in Water Resources**. v. 33, p. 190-200, 2010.

HU, Z. Z.; NITTA, T. Wavelet analysis of summer rainfall over north China and India and SOI using 1891-1992 data. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 74, n. 5, p. 833-844, Oct. 1996.

IBGE. <http://www.ibge.gov.br/home/estatistica/populacao/censo2010/default.shtm>, acessado em junho de 2013.

IDEIÃO, S. M. A.; COSTA, I. Y. L. G.; SANTOS, C.A .G. 2006. Análise da viabilidade do uso de água de chuva em condomínios horizontais através da Transformada Wavelet. VI SEMINÁRIO IBEROAMERICANO SOBRE SISTEMAS DE ABASTECIMENTO URBANO DE ÁGUA, João Pessoa. Proceedings...VI SEREA, v. 1, p. 1-8, 2006. 1 CD-ROM.

IGBP. Biospheric Aspects of the Hydrological Cycle. **The International Geosphere Biosphere Programme: A Study of Global Change**, Report n.27. Estocolmo, 103f., 1993.

INPE/CPTEC. Disponível em: <http://www.cptec.inpe.br/enos/>, acessado em dezembro de 2012.

IZADIFAR, Z. **Modeling and Analysis of Actual Evapotranspiration Using Data Driven and Wavelet Techniques. Degree of Master of Science.** Thesis Degree of Master of Science. University of Saskatchewan. Saskatoon, Saskatchewan, Canada, 2010.

JEVREJEVA, S.; MOORE, J. C.;GRINSTED A. Influence of the arctic oscillation and El Nino-Southern Oscillation (ENSO) on ice conditions in the Baltic Sea: The wavelet approach. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. D21, 4677, doi:10.1029/2003JD003417, 2003.

KANE, R.P. Sun-Earth relation: Historical development and present status - A brief review. **Advances in Space Research**. v. 35. p. 866-881, 2005.

KAUFMAN, L. and ROUSSEUW, P. J.: **Finding Groups in Data: An Introduction to Cluster Analysis**, Wiley, New York, 1990.

KELLER, W. **Wavelets in Geodesy and Geodynamics**. Walter de Gruyter. 2004.

KESTIN, T. S.; KAROLY, D. J.; YANO, J. I.; RAYNER, N. A. Time-frequency variability of ENSO and stochastic simulations. **Journal of Climate**, v. 11, n. 9, p. 2258-2272, Sept. 1998.

KLINK, K.; WILLMOTT, C. J. Principal Components of the surface wind field in the United States: A comparison of analyses based upon wind velocity, direction, and speed. **International Journal of Climatology**. Local: v. 9, 293-308, 1989.

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.

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

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

LABAT, D. Recent advances in wavelet analyses: Part 1. A review of concepts. **Journal of Hydrology**. v.314, p.275-288, 2005.

LAU, K. M.; WENG, H. Climate Signal Detection Using Wavelet Transform: How to Make a Time Series Sing. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.76, n.12, p. 2391-2402, December 1995.

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

MAK, M. Orthogonal wavelet analysis: Interannual variability in sea surface temperature. **Bulletin of the American Meteorology Society**, v. 76, n. 11, p. 2179-2186, Nov. 1995.

MALDONADO, F. D. Caracterización de câmbios e influencia climática sobre la cobertura vegetal em el semiárido brasileiro mediante Análisis de Componentes Principales. **Revista de Teledetección**, 13: 27-36, 2000.

MANTUA, N.J.; HARE, S.R.; ZHANG, Y.; Wallace, J.M.; Francis, R.C. A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production, **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, p. 1069-1079, 1997.

MARAUN, D.; KURTHS, J. Cross Wavelet Analysis: Significance Testing and Pitfalls. **Nonlinear Processes in Geophysics**, v. 11, p. 505-514, 2004.

MASSEI, N.; DUPONT, J. P.; MAHLER, B. J.; LAIGNEL, B.; FOURNIER, M; VALDES, D.; OGIER, S. Investigating transport properties and turbidity dynamics of a karst aquifer using correlation, spectral, and wavelets analyses. **Journal of Hydrology**. v. 329, p. 244-257, 2006.

MARTINS, A. C. S. **Relação das anomalias de TSM do Pacífico e Atlântico Tropicais com anomalias de temperature, umidade e vento para a América do Sul**, Dissertação de Mestrado em Meteorologia, UFCG, setembro de 2008.

MECHOSO, C.R.; LYONS, S.W.; SPARH, J.A. The impact of sea surface temperature anomalies on the rainfall over Northeast Brazil. **Journal of Climate**, v.3, n.8, p. 812-826, 1990.

MEDEIROS, P. da C. **Abordagem para a separação dos escoamentos: subsídios ao instrumento da outorga de água na Região Sedimentar do Baixo Paraíba**. Tese de Doutorado em Recursos Naturais, UFCG (Universidade Federal de Campina Grande), Campina Grande, PB, 2011.

MELO JÚNIOR, J. C. F.; SEDIYAMA, G. C.; FERREIRA, P. A.; LEAL, B. G. 2006. Determinação de regiões homogêneas quanto à distribuição de frequência de chuvas no leste do Estado de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola Ambiental**, v. 10, n. 2, p. 408-416.

MIMMACK, G. M.; MASON, S. J.; GALPIN, J. S. Choice of Distance Matrices in Cluster Analysis: Defining Regions. **Journal of Climate**, v. 14, p. 2790-2797, June 2002.

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

MORETTIN, L. G. **Estatística Básica**. 6ª Ed., São Paulo - SP. Editora McGraw-Hill do Brasil Ltda., 183p., 1991.

MORON, V. Trend, Decadal and Interannual Variability in Annual Rainfall of Subequatorial and Tropical North Africa. Inter. **Journal of Climate**., 785-805, 1997.

MOTA, G. V. **Estudo observacional de distúrbios ondulatórios de leste no nordeste brasileiro**. Dissertação de Mestrado. São Paulo, USP, 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, B. A. G.; ARAGÃO, J. O. R.; PASSAVANTE, J. Z. O.; LACERDA, F. F.; RODRIGUES, R. S.; FERREIRA, M.A.F., LACERDA, F.R.; SOUZA, I.A. Estudo preliminar da variabilidade pluviométrica do setor leste do Nordeste do Brasil: Partes I e II. **In**: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 10, e Congresso da FLISMET, 8, 1998, Brasília, **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1998. CD Rom.

MOURA, B. A. G.; 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.

MOURA, B. A. G.; ARAGÃO, J. O. R.; MELO, J. S. P.; SILVA, A. P. N. GIONGO, P. R.; LACERDA, F. F.; Relação entre a precipitação no setor leste do Nordeste do Brasil e a temperatura da superfície nos oceanos. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.13, n.4, p.462-469, 2009.

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.

OBREGON, E.; TUCCI, C.E.M.; GOLDENFUM, J.A. Regionalização de vazões com base em séries estendidas: bacias afluentes à Lagoa Mirim, RS. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 4, n. 1, p. 57-75, 1999.

OBREGÓN, G. O. P. **Dinâmica da Variabilidade Climática da Precipitação sobre a América do Sul**. 2001. Tese (Doutorado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). São José dos Campos, 2001.

O'LENIC, E. A. and LIVEZEY, R. E.: Practical considerations in the use of rotated principal component analysis (RPCA) in diagnostic studies of upper-air height fields, **Monthly Weather Review**, 116, 1682-1689, 1998.

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.

OLIVEIRA, H. M. **Wavelets: Entrando na Onda**. Disponível na Internet. 2002. <http://www2.ee.ufpe/codec/livro_wavelets.pdf>; <<http://www2.ee.ufpe/codec/CHESFsummary.pdf>>;

OLIVEIRA, H. M. **Análise de Sinais para Engenheiros: Uma abordagem via Wavelets**, Rio de Janeiro, Editora Brasport, 2007.

ON-KIM, J.: Factor analysis, edited by Nie, N. H., Jenkins, J. G., Steinbrenner, K., Bent, D. H., **Statistical package for social sciences (spss)**, 468-514, McGraw-Hill, New York, 1970.

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

PALMER, C. E. On high-level cyclones originating in the tropics. **Transaction of American Geophysics Union**, v. 32, n. 5, 683-695, 1951.

PÁRRAGA, G. P. O. **Dinâmica da variabilidade climática da precipitação sobre a América do Sul**. São José dos Campos. 198 p. (INPE-8604-TDI/789). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2002.

PEZZA, A.B.; AMBRIZZI, T. Cold waves in South América and freezing temperatures in São Paulo: Historical background (1888-2003) and cases studies of cyclone and anticyclone tracks. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.20, n.1, p. 141-158, 2005.

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

PINTO, S.S., KRUSCHE, N., HUMBERTO, C.P.. **Análise de Componentes Principais de Observações Meteorológicas de superfície em Rio Grande, RS, em 1998**, 2002

PRATES, J. E. **Controles Associados à Distribuição Espacial de Precipitação no Verão em Minas Gerais: Aspectos Fisiográficos e Meteorológicos**. São Paulo, 1994. 178p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo.

PREACHER, K. J. and MACCALLUM, R. C. Repairing Tom Swift's Electric Factor Analysis. **Understanding Statistics**, 2, 13-44, 2003.

PREISENDORFER, R. W.: **Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography**, edited by Mobley, C. D., Elsevier, Amsterdam, 1988.

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

RAMOS, M. C.: Divisive and hierarchical clustering techniques to analyse variability of rainfall distribution patterns in a Mediterranean region, **Atmospheric Research**, 57, 123-138, 2001.

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. **Meteorology Atmospheric Physics**, 37, 11-16, 1987.

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

REBOITA, M.S. **Elementos da Variabilidade Climática no Extremo Sul do Brasil, no Período de 1990 a 2001.** Dissertação de Mestrado, Fundação Universidade Federal do Rio Grande - FURG, Rio Grande, RS, Fevereiro de 2004.

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: XI CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA.** Rio de Janeiro, CD Rom, 2000.

ROGERS, J. C. and MCHUGH, M. J.: On the separability of the North Atlantic oscillation and Arctic oscillation, **Climate Dynamics.**, 19, 599-608, 2002.

ROPELEWSKI, C. F.; JONES, P.D. An extension of the Tahiti-Darwin Southern Oscillation Index. **Monthly Weather Review**, Boston, v. 115, p. 2161-2165, 1987.

ROPELEWSKI, C.F.; HALPERT, M.S. Global and Regional Scale Precipitation Associated with the El Niño/Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 8, p. 1606-1626, 1987.

SANTANA, S. C. **Observação da oscilação de Madden & Julian em um ano de evento de El Niño (1993) usando Análise Multivariada em Componentes Principais.** Dissertação de mestrado em Meteorologia, UFCG (Universidade Federal de Campina Grande), Campina Grande, PB, 1993.

SANTOS, A. M. dos, GALVÍCIO, J. D., MOURA, M. S. B. de. Homogeneização da precipitação pluviométrica na Bacia Hidrográfica do Rio Goiana-PE, com método de análise de agrupamento. RBGF - **Revista Brasileira de Geografia Física**, Recife-PE v. 1, n. 1, Mai/Ago 2008, p.14-27.

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.** Dissertação de mestrado em Meteorologia, UFCG (Universidade Federal de Campina Grande), Campina Grande, PB, 2006.

SANTOS, C. A. C., BRITO, J. I. B. 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, 303-312, 2007.

SANTOS, S.R.Q.; BRAGA, C.C.; AMANAJÁS, J. C.; VITORINO, M. I. Identificação de regiões Pluviométricas no Estado do Pará usando a Análise em Multivariada. **Anais: XVII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Gramado-RS, 2012.

SCHNEIDER, M. - **A Intrasazonalidade nas Regiões Sul Sudeste e Centro-Oeste do Brasil Durante os Meses de Inverno.** Dissertação de Mestrado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas - IAG/USP, São Paulo, SP, Fevereiro de 2004.

SCHUNK-SILVA E., NERY J.T., Distribuição espacial e temporal da precipitação na região centro sul do Estado do Paraná. **Anais: Congresso de Biometeorologia**, em Maringá, PR. 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. **Geophysics Research 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. **Journal of Climate.**, n.20, p.939-953, 2000.

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

SILVA, A. A. G. da; BRAGA, C. C.; OLIVEIRA, L. S. Análise de Agrupamento Aplicada ao Regime Pluviométrico da Costa Leste e Norte do Nordeste do Brasil. **In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA**, 8, Porto Alegre-RS. **Anais...** Sociedade Brasileira de Meteorologia. p.1758-63, 1996.

SILVA, A. M.; COSTA; D. L. C. R.; LINS, C. J. C. Precipitações no Nordeste Brasileiro: tendências de variação e possíveis implicações na agricultura. **Anais: V Semana do Meio Ambiente**. 3 a 5 de junho de 2008 - Recife, PE.

SILVA, F. A.; LERMEN, V. K. ; Nery, J. T.; Variabilidade interanual da precipitação na bacia do rio iguaçu; **Revista da Universidade Estadual de Maringá - Paraná Brasil**. Páginas 1439 a 1444, 2001.

SILVA, L. L. **Precipitações pluviais da pré-estação chuvosa e do período chuvoso e suas influências na produtividade agrícola da Paraíba**. Dissertação de mestrado em Meteorologia, UFCG (Universidade Federal de Campina Grande), Campina Grande, PB, 2007.

SILVA, M; OLESKOVICZ, M.; COURRY, D. V. Uma nova ferramenta baseada na transformada wavelet para localização digital de faltas. **Revista Controle & Automação**. v. 16, n. 3. Julho, Agosto e Setembro, 2005.

SILVA, S. T. A. **Influência do El Niño Oscilação Sul na distribuição espacial da precipitação no estado da Paraíba**. Campina Grande, 1996. 63p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal da Paraíba.

SILVA, H. D. da S. J. **Evapotranspiração na Região Nordeste do Brasil utilizando Estatística Multivariada**. Dissertação de mestrado em Meteorologia, UFCG (Universidade Federal de Campina Grande), Campina Grande, PB, 2004.

SPIEGEL, M. R. Estatística, São Paulo. **Editora McGraw-Hill do Brasil Ltda**. Coleção Schaum. 581p. 1977.

THORNTHWAITE, C.W.; MATHER, J.R. **Instructions and Tables for Computing Potential Evapotranspiration and Water Balance. Publications in Climatology**, v.10, n.3. Drexel Institute of Technology, Centerton. 1957.

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A Practical Guide to Wavelet Analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 1, p. 61-78, January 1998.

TORRENCE, C; WEBSTER, P. J. The annual cycle of persistence in the El Niño/Southern Oscillation. **Quarterly Journal of Royal Meteorology Society**, v. 124, n. 549, p. 1985-2004, July 1998.

TORRENCE, C.; WEBSTER, P. J. Interdecadal Changes in the ENSO-Monsoon System. **Journal of Climate**, v. 12, p. 2679- 2690, August 1999.

TRIGO, R. M.; GALVÃO, C. O.; TRIGO, I. F. **Aplicação de Wavelets ao estudo da variabilidade de caudais diários: uma comparação entre algumas bacias portuguesas e brasileiras.** In: IV Simpósio de Hidráulica e Recursos Hídricos dos Países de Língua Oficial Portuguesa, 1999, Coimbra. APRH, 1999. p. 1-15.

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.

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. TR. B.; REPELLI, C. A; ZEBIAK, S. E.; KUSHIR, Y. The influence of tropical Pacific and Atlantic SST on Northeast Brazil monthly precipitation (submetido ao) **Journal of Climate**, 1994. Disponível em: <http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise>. Acesso em: 25 de Agosto de 2002.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**, 2ª edição, Pax gráfica e editora, 532 p., Brasília - DF, julho de 2001.

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

VITORINO, M. I. **Análise das Oscilações Intrasazonais sobre a América do Sul e Oceanos adjacentes utilizando a Análise de Ondeletas.** (INPE-9822-TDI/865). 2003. 344 p. Tese (Doutorado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). São José dos Campos, 2003.

VIVAS, A. M. M. **Caracterización de señales de precipitación mediante La transformada de Fourier y transformada wavelet.** Dissertação de Mestrado. Pontificia Universidad Javeriana. Departamento de Ingeniería Civil. Maestría em Hidrosistemas, Bogotá, 2010.

VON STORCH, H. and Zwiers, F. W.: **Statistical analysis in climateresearch**, Cambridge University Press, Cambridge, 1999.

WAGNER, R. G., A. DA SILVA. Surface conditions associated with anomalous rainfall in the Guinea coastal region. *Int. Journal of Climate.*, 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. *Geophysics Reserch Letters*, v.24, n.3, p.277-280, 1997.

WANG, B.; WANG, Y. Temporal structure of the southern oscillation as revealed by waveform and wavelet analysis. *Journal of Climate*, v. 9, n. 7, p. 1586-1598, July 1996.

WARD, J. H. Hierarchical Grouping to Optimize an Objective Function. *Journal of the American Statistical Association*, v. 58, p. 236-244, 1963.

WENG, H. Y.; LAU, K. M., Wavelet, period-doubling and time frequency localization with application organization of convection over the tropical western Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 51, n. 17, p. 2523-2541, 1994.

WEYGAND, J. M.; KIVELSON, M. G.; KHURANA, K. K.; SCHWARZL, H. K.; THOMPSON, S. M.; MCPHERRON, R. L.; BALOGH, A.; KISTLER, L. M.; GOLDSTEIN, M. L.; BOROVSKY, J.; ROBERTS, D. A. Plasma sheet turbulence observed by Cluster II. *Journal of Geophysical Research*. v.110, p.1-24, 2005.

WILKS, D. S. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. 2. ed. London, Academic Press, 649p. 2006.

XAVIER, T.M.B.; XAVIER, A.F.S A ODP - “Oscilação Decadal do Pacífico” (PDO - “Pacific Decadal Oscillation”) e eventos no Atlântico intertropical e no Nordeste Setentrional do Brasil, *Anais: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Fortaleza-CE, 2004.

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

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

APÊNDICES

APÊNDICE A

Tabela A1 - Localização dos 258 postos pluviométricos da área de estudo.

UF	MUNICÍPIO	LAT.	LON.	ALT.
AL	Boca da Mata	-9.42	-36.03	100
AL	Coruripe	-10.07	-36.24	110
AL	Flecheiras	-9.17	-35.43	70
AL	Lagoa da Canoa	-9.50	-36.44	235
AL	Mar Vermelho	-9.27	-36.23	620
AL	Santa do Ipanema	-9.28	-37.28	210
BA	Andaraí	-12.80	-41.33	386
BA	Araci	-11.33	-38.95	212
BA	Baianópolis	-12.72	-44.56	659
BA	Barra	-11.34	-43.82	402
BA	Barreiras	-12.20	-45.01	439
BA	Bom Jesus da Lapa	-13.08	-43.47	440
BA	Brejolândia	-12.48	-43.95	531
BA	Campo Formoso	-10.60	-40.95	545
BA	Cansanção	-10.67	-39.50	359
BA	Caravelas	-17.74	-39.26	3
BA	Carinhanha	-14.30	-43.77	473
BA	Casa Nova	-9.17	-40.97	380
BA	Chorrochó	-9.52	-38.99	380
BA	Cícero Dantas	-10.59	-38.39	420
BA	Cocos	-14.27	-44.52	546
BA	Condeúba	-14.88	-41.98	695
BA	Contendas do Sincora	-13.77	-41.03	286
BA	Coribe	-13.83	-44.47	658
BA	Correntina	-13.33	-44.63	550
BA	Cotegipe	-11.72	-44.50	460
BA	Curaçá	-9.43	-39.78	400
BA	Esplanada	-11.78	-37.95	181
BA	Feira de Santana	-12.27	-38.97	257
BA	Formosa do Rio Preto	-11.05	-45.20	491
BA	Gentio do Ouro	-11.12	-42.73	490
BA	Guaratinga	-16.58	-39.68	324
BA	Iaçu	-12.78	-40.35	249
BA	Ibitiara	-10.43	-42.32	460
BA	Ibotirama	-12.18	-43.22	450
BA	Inhambupe	-11.78	-38.35	180
BA	Ipupiara	-11.82	-42.62	732
BA	Irecê	-11.18	-41.52	700
BA	Itaberaba	-12.50	-40.28	250
BA	Itapicuru	-11.19	-38.13	153
BA	Jacobina	-11.20	-40.48	485

continuação da Tabela A1

BA	Jaguarari	-10.26	-40.20	660
BA	Jequié	-13.52	-40.05	150
BA	Juazeiro	-9.40	-40.50	371
BA	Lençóis	-12.30	-41.30	439
BA	Livramento do Brumado	-13.85	-42.20	700
BA	Malhada de Pedra	-14.38	-41.90	470
BA	Mascote	-15.56	-39.30	50
BA	Medeiros Neto	-17.38	-40.13	180
BA	Monte Santo	-10.43	-39.33	500
BA	Mundo Novo	-11.85	-40.47	480
BA	Nazaré	-13.03	-39.03	35
BA	Oliveira dos Brejinhos	-12.31	-42.89	490
BA	Palmas de Monte Alto	-14.16	-43.16	600
BA	Paramirim	-13.45	-42.23	593
BA	Paratinga	-12.70	-43.16	420
BA	Paripiranga	-10.69	-37.86	430
BA	Paulo Afonso	-9.21	-38.30	253
BA	Pedro Alexandre	-10.01	-37.89	320
BA	Pilão Arcado	-10.10	-42.26	470
BA	Prado	-17.34	-39.22	6
BA	Queimadas	-10.97	-39.63	280
BA	Remanso	-9.68	-42.06	400
BA	Riacho de Santana	-13.60	-42.93	627
BA	Ribeira do Pombal	-10.82	-38.54	228
BA	Rio de Contas	-13.57	-41.82	1002
BA	Rio Real	-11.47	-37.93	220
BA	Rui Barbosa	-12.28	-40.45	395
BA	Santana	-13.29	-43.91	450
BA	Senhor do Bonfim	-10.47	-40.19	558
BA	Sento Sé	-10.16	-41.25	380
BA	Uauá	-9.71	-39.29	439
BA	Ubaitaba	-14.30	-39.32	50
BA	Urandi	-14.77	-42.67	637
BA	Utinga	-11.96	-41.27	967
BA	Vitória da Conquista	-14.85	-40.44	950
BA	Xique-xique	-10.83	-42.72	403
CE	Aracati	-4.65	-37.46	5
CE	Assaré	-6.52	-39.52	442
CE	Baturité	-4.20	-38.52	171
CE	Brejo Santo	-7.49	-38.59	381
CE	Canindé	-4.21	-39.18	148
CE	Crato	-7.14	-39.24	426
CE	Fortaleza	-3.85	-38.34	21
CE	Granja	-3.08	-40.50	10

continuação da Tabela A1:

CE	Iguatú	-6.22	-39.18	217
CE	Independência	-5.39	-40.31	343
CE	Iracema	-5.49	-38.18	131
CE	Itapipoca	-3.30	-39.34	108
CE	Limoeiro	-5.08	-38.06	30
CE	Nova Russas	-4.43	-40.34	240
CE	Quixeramobim	-5.12	-39.17	191
CE	Sobral	-3.42	-40.21	69
CE	Tauá	-6.01	-40.17	402
CE	Viçosa do Ceará	-3.56	-41.09	717
MA	Alto Parnaíba	-9.27	-46.18	520
MA	Amarante do Maranhão	-5.34	-46.46	300
MA	Balsas	-8.43	-46.43	480
MA	Barra do Corda	-6.17	-45.13	320
MA	Benedito Leite	-6.49	-44.39	310
MA	Brejo	-3.41	-42.48	50
MA	Carolina	-7.43	-47.13	170
MA	Caxias	-5.02	-43.44	190
MA	Chapadinha	-4.06	-43.16	70
MA	Fortaleza dos Nogueira	-6.54	-46.10	420
MA	Fortuna	-5.41	-44.04	80
MA	Gonçalves Dias	-4.58	-44.14	200
MA	Grajaú	-5.49	-46.08	149
MA	Itapicuru Mirim	-3.24	-44.21	14
MA	Montes Altos	-5.50	-47.04	250
MA	Pindaré Mirim	-3.37	-45.21	55
MA	Pinheiro	-2.31	-45.05	60
MA	Presidente Dutra	-5.15	-44.31	150
MA	Riachão	-7.40	-46.28	320
MA	Ribamar	-2.33	-44.04	32
MA	Rosário	-2.57	-44.15	30
MA	S.Domingos do Maranhão	-5.42	-44.22	180
MA	Sta. Helena	-2.11	-45.18	40
MA	Timon	-5.11	-43.06	230
MA	Tutóia	-2.82	-42.17	10
MA	Vitorino Freire	-4.05	-45.10	70
PB	Aguiar	-7.08	-38.18	262
PB	Alhandra	-7.43	-34.92	49
PB	Antenor Navarro	-6.73	-38.45	318
PB	Areia	-6.97	-35.70	618
PB	Bananeiras	-6.77	-35.63	520
PB	Barra de Santa Rosa	-6.72	-36.07	457
PB	Cabaceiras	-7.50	-36.28	388
PB	Campina Grande	-7.23	-35.88	551
PB	Catolé do Rocha	-6.35	-37.75	272
PB	Conceição	-7.55	-38.52	376

continuação da Tabela A1:

PB	Condado	-6.90	-37.62	253
PB	Imaculada	-7.38	-37.50	763
PB	Itabaiana	-7.33	-35.33	45
PB	João Pessoa	-7.12	-34.86	47
PB	Mamanguape	-6.83	-35.12	35
PB	Monteiro	-7.88	-37.12	599
PB	Nova Olinda	-7.47	-38.05	319
PB	Pedra Lavrada	-6.75	-36.47	516
PB	Pombal	-6.77	-37.82	184
PB	Princesa Isabel	-7.73	-38.02	683
PB	Santa Lúzia	-6.87	-36.93	299
PB	São João do Cariri	-7.40	-36.53	458
PB	São João do Tigre	-8.07	-36.87	577
PB	São José do Rio do Peixe	-6.73	-38.45	245
PB	Soledade	-7.07	-36.37	521
PB	Souza	-6.75	-38.23	220
PB	Sumé	-7.68	-36.88	532
PB	Taperoá	-7.20	-36.83	532
PB	Teixeira	-7.22	-37.27	768
PB	Umbuzeiro	-7.70	-35.67	541
PE	Águas Belas	-9.11	-37.12	376
PE	Aliança	-7.60	-35.23	123
PE	Araripina	-7.58	-40.50	622
PE	Barreiros	-8.83	-35.20	22
PE	Bélem do São Francisco	-8.75	-38.97	305
PE	Belo Jardim	-8.34	-36.42	608
PE	Betânia	-8.28	-38.03	441
PE	Bodocó	-7.78	-39.94	443
PE	Bom Jardim	-7.80	-35.59	333
PE	Cedro	-7.72	-39.24	546
PE	Exu	-7.51	-39.72	523
PE	Juazeiro	-9.41	-40.50	278
PE	Jurema	-8.71	-36.13	723
PE	Moreilândia	-8.06	-39.92	502
PE	Palmares	-8.61	-39.59	108
PE	Parnamirim	-8.26	-36.95	392
PE	Pedra	-8.50	-36.95	593
PE	Petrolândia	-8.98	-38.22	282
PE	Poção	-8.18	-36.71	1000
PE	Salgueiro	-8.07	-39.12	420
PE	Serra Talhada	-7.99	-38.30	429
PE	Teixeira	-7.22	-37.27	603
PE	Tupanatinga	-8.75	-37.34	710
PE	Urimama	-8.80	-40.50	350
PE	Vertentes	-7.90	-35.99	401
PE	Vitória de Santo Antão	-8.11	-35.29	156

continuação da Tabela A1:

PI	Altos	-5.02	-42.28	160
PI	Amarante	-6.38	-42.41	80
PI	Aroases	-5.49	-41.58	80
PI	Barreiras do Piauí	-9.57	-45.29	500
PI	Batalha	-3.42	-41.59	60
PI	Beneditinos	-5.27	-42.22	80
PI	Bertolina	-8.01	-43.58	260
PI	Bocaína	-6.54	-41.19	250
PI	Bom Jesus	-9.18	-44.31	260
PI	Campo Maior	-4.35	-42.18	120
PI	Capitão de Campos	-4.28	-41.57	120
PI	Caracol	-9.09	-42.59	460
PI	Castelo do Piauí	-5.20	-41.34	250
PI	Cocal	-3.34	-41.44	120
PI	Cristalândia do Piauí	-10.35	-45.17	600
PI	Eliseu Martins	-8.12	-43.42	210
PI	Esperantina	-3.39	-42.08	90
PI	Flores do Piauí	-7.49	-42.56	270
PI	Francinópolis	-6.24	-42.17	250
PI	Fronteiras	-7.05	-40.37	418
PI	Gilbues	-9.45	-45.40	580
PI	Guadalupe	-6.56	-43.50	180
PI	Ipiranga do Piauí	-6.49	-41.44	490
PI	Itaianópolis	-7.24	-41.31	210
PI	Itaueira	-7.25	-43.11	230
PI	Jaicos	-7.40	-41.15	260
PI	Jerumenha	-6.49	-43.30	85
PI	José de Freitas	-4.45	-42.35	130
PI	Landri Sales	-7.16	-43.56	240
PI	Luzilândia	-3.28	-42.22	20
PI	Miguel Alves	-4.20	-42.33	90
PI	Monsenhor Gil	-5.35	-42.37	120
PI	Monsenhor Hipólito	-6.59	-41.07	270
PI	Monte Alegre	-9.24	-45.14	550
PI	Monte Alegre do Piauí	-9.47	-45.02	520
PI	Oeiras	-6.59	-42.45	160
PI	Olho d'água Grande	-4.15	-41.17	330
PI	Paes Landim	-7.44	-42.15	180
PI	Parnaíba	-3.15	-41.38	50
PI	Paulistana	-7.50	-41.07	270
PI	Pimenteiras	-6.22	-41.37	270
PI	Pimenteiras do Piauí	-6.15	-41.26	200
PI	Piracuruca	-4.01	-41.27	80
PI	Porto	-3.54	-42.43	32
PI	Regeneração	-6.14	-42.41	147
PI	Rio Grande do Piauí	-7.56	-43.13	270

continuação da Tabela A1:

PI	São João da Serra	-5.30	-41.55	120
PI	São João do Piauí	-8.03	-42.16	320
PI	São José do Peixe	-7.19	-42.47	230
PI	São Júlião	-7.08	-40.54	490
PI	São Miguel do Tapuio	-5.27	-41.06	730
PI	São Pedro do Piauí	-5.56	-42.44	190
PI	Socorro do Piauí	-7.48	-42.30	180
PI	União	-4.35	-42.52	50
PI	Várzea Grande	-6.34	-42.13	270
RN	Apodi	-5.66	-37.80	67
RN	Assu	-5.58	-36.90	27
RN	Caicó	-6.45	-37.10	151
RN	Canguaretama	-6.38	-35.13	5
RN	Caraúbas	-5.47	-37.34	144
RN	Cruzeta	-6.42	-36.79	231
RN	Currais Novos	-6.27	-36.52	341
RN	Florânia	-6.13	-36.82	315
RN	João Câmara	-5.53	-35.82	160
RN	Jucurutu	-6.03	-37.02	63
RN	Lages	-5.70	-36.25	199
RN	Luís Gomes	-6.42	-38.40	636
RN	Macau	-5.12	-36.63	4
RN	Martins	-6.08	-37.92	703
RN	Mossoró	-5.20	-37.35	16
RN	Natal	-5.80	-35.22	30
RN	Paraú	-5.47	-37.6	75
RN	Patu	-6.10	-37.63	248
RN	Santa Cruz	-6.23	-36.02	236
RN	Santo Antônio	-6.30	-35.47	92
RN	São Paulo Potengi	-5.90	-35.76	91
RN	Touros	-5.20	-35.47	2
SE	Estância	-11.27	-37.44	53
SE	Itaporanga d'ajuda	-10.94	-37.35	19
SE	Japaratinga	-10.60	-36.95	79
SE	Própria	-10.22	-36.83	17

Tabela A2 - Localização dos 47 postos fluviométricos da área de estudo.

UF	MUNICÍPIO	LAT.	LON.	ALT.
AL	Matriz de Camaragipe	-9.12	-35.55	16
AL	Murici	-9.31	-35.95	82
AL	Santana do Ipanema	-9.37	-37.25	250
BA	Andaraí	-12.84	-41.32	328
BA	Barreiras	-12.15	-45.01	437
BA	Correntina	-13.34	-44.64	547
BA	Cotegipe	-12.18	-43.22	459

continuação da Tabela A2:

BA	Esplanada	-12.06	-37.76	6
BA	Feira de Santana	-12.23	-39.05	119
BA	Formosa do Rio Preto	-10.99	-45.53	499
BA	Itapicuru	-11.60	-37.95	56
BA	Jacobina	-11.21	-40.47	434
BA	Jequié	-13.86	-40.08	181
BA	Lençóis	-12.49	-41.33	338
BA	Medeiros Neto	-17.38	-40.22	140
BA	Nazaré	-13.03	-39.03	29
BA	Oliveira dos Brejinhos	-12.25	-42.76	431
BA	Prado	-17.25	-39.77	80
BA	Queimadas	-10.97	-39.63	265
BA	Santana	-13.29	-43.91	420
BA	Ubaítuba	-14.31	-39.33	50
BA	Utinga	-12.50	-41.21	357
BA	Vitória da Conquista	-15.34	-40.92	482
CE	Granja	-3.12	-40.82	9
CE	Iguatu	-6.37	-39.29	213
CE	Sobral	-3.69	-40.34	170
MA	Alto Parnaíba	-9.11	-45.93	220
MA	Balsas	-7.53	-46.04	235
MA	Barra do Corda	-5.50	-45.24	139
MA	Caxias	-4.87	-43.36	39
MA	Presidente Dutra	-5.42	-44.93	94
PB	Itabaiana	-7.33	-35.37	50
PB	Mamanguape	-6.85	-35.16	60
PB	Pombal	-6.80	-37.93	170
PB	São João do Cariri	-7.73	-36.50	493
PE	Palmares	-8.68	-35.58	109
PE	Serra Talhada	-8.00	-38.24	427
PE	Vitória de Santo Antão	-8.11	-35.28	137
PI	Castelo Piauí	-5.22	-41.74	180
PI	Esperantina	-3.90	-42.23	50
PI	Jerumenha	-7.25	-43.64	150
PI	Oeiras	-6.97	-42.11	160
RN	Mossoró	-5.22	-37.36	16
RN	Caicó	-6.45	-37.08	151
SE	Estância	-11.26	-37.44	53
SE	Itaporanga d'ajuda	-10.94	-37.35	19
SE	Japaratuba	-10.59	-36.96	79

Obs: As latitudes e longitudes estão em graus e a altitude está em metros.

APÊNDICE B

Tabela B1 - 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 um dia	mm
<i>Rx5day</i>	Quantidade máxima de precipitação em cinco dias	Máximo mensal de precipitação em cinco dias consecutivos	mm
<i>SDII</i>	Índice simples de intensidade diária	Precipitação total mensal dividida pelo número de dias úmidos	mm dia ⁻¹
<i>R10</i>	Número de dias úmidos	Número de dias em um mês em que a precipitação $\geq 10mm$	dias
<i>R20</i>	Número de dias muito úmidos	Número de dias em um mês em que a precipitação $\geq 20mm$	dias
<i>R50mm</i>	Número de dias com precipitação acima de 50mm	Número de dias em um mês em que a precipitação $\geq 50mm$	dias
<i>DSC</i>	Dias secos consecutivos	Número máximo de dias consecutivos em um mês com $RR < 1mm$	dias
<i>DUC</i>	Dias úmidos consecutivos	Número máximo de dias consecutivos em um mês com $RR \geq 1mm$	dias
<i>R95p</i>	Dias muito úmidos	Precipitação mensal total em que $RR > 95^\circ$ percentil	mm
<i>R99p</i>	Dias extremamente úmidos	Precipitação mensal total em que $RR > 99^\circ$ percentil	mm
<i>PRECPTOT</i>	Precipitação total mensal nos dias úmidos	Precipitação total mensal 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 C

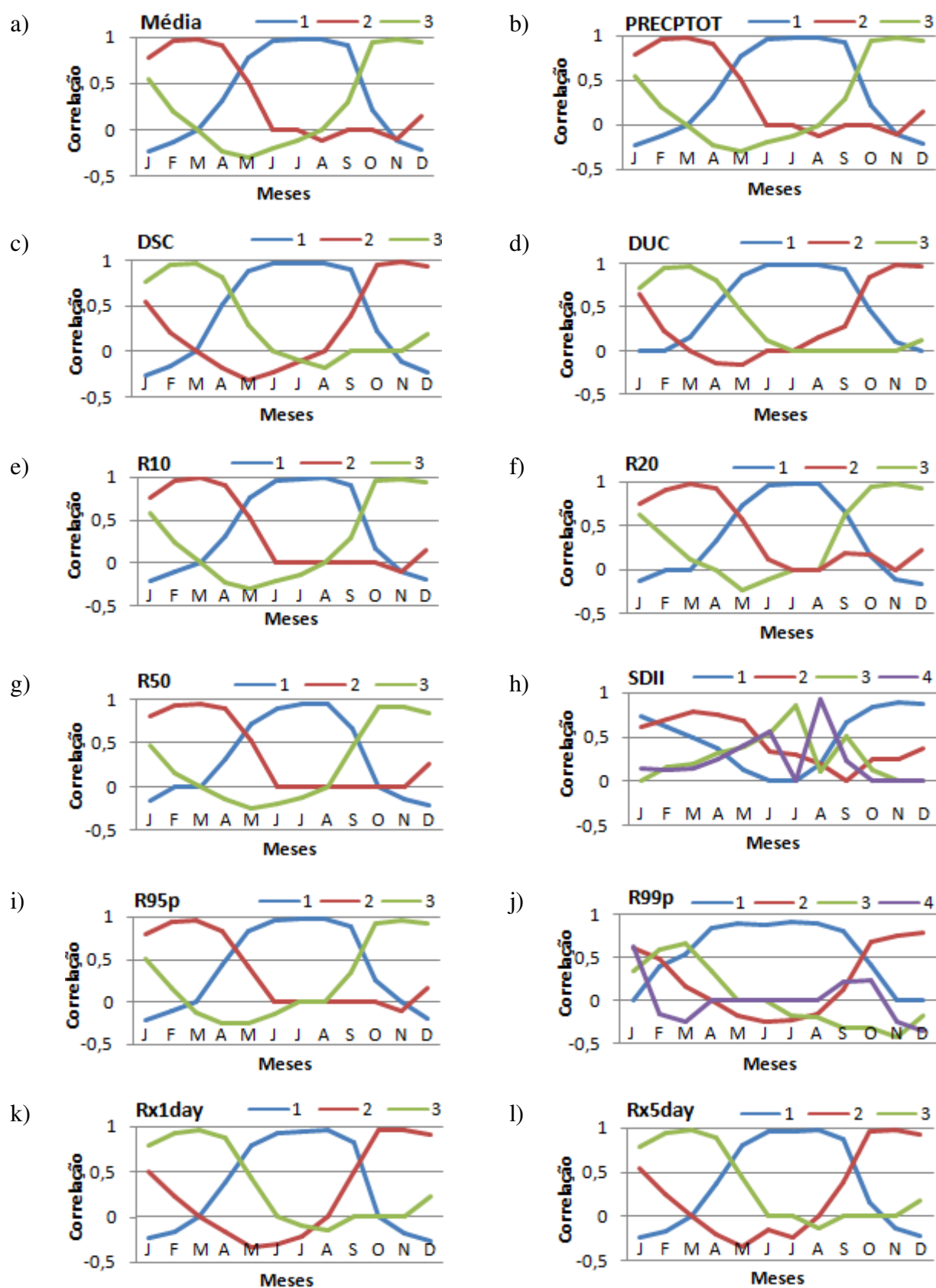


Figura C1 - Correlação dos meses do ano contra suas respectivas componentes associadas para a média pluvial (a) e os 11 índices climáticos (b - l).

APÊNDICE D

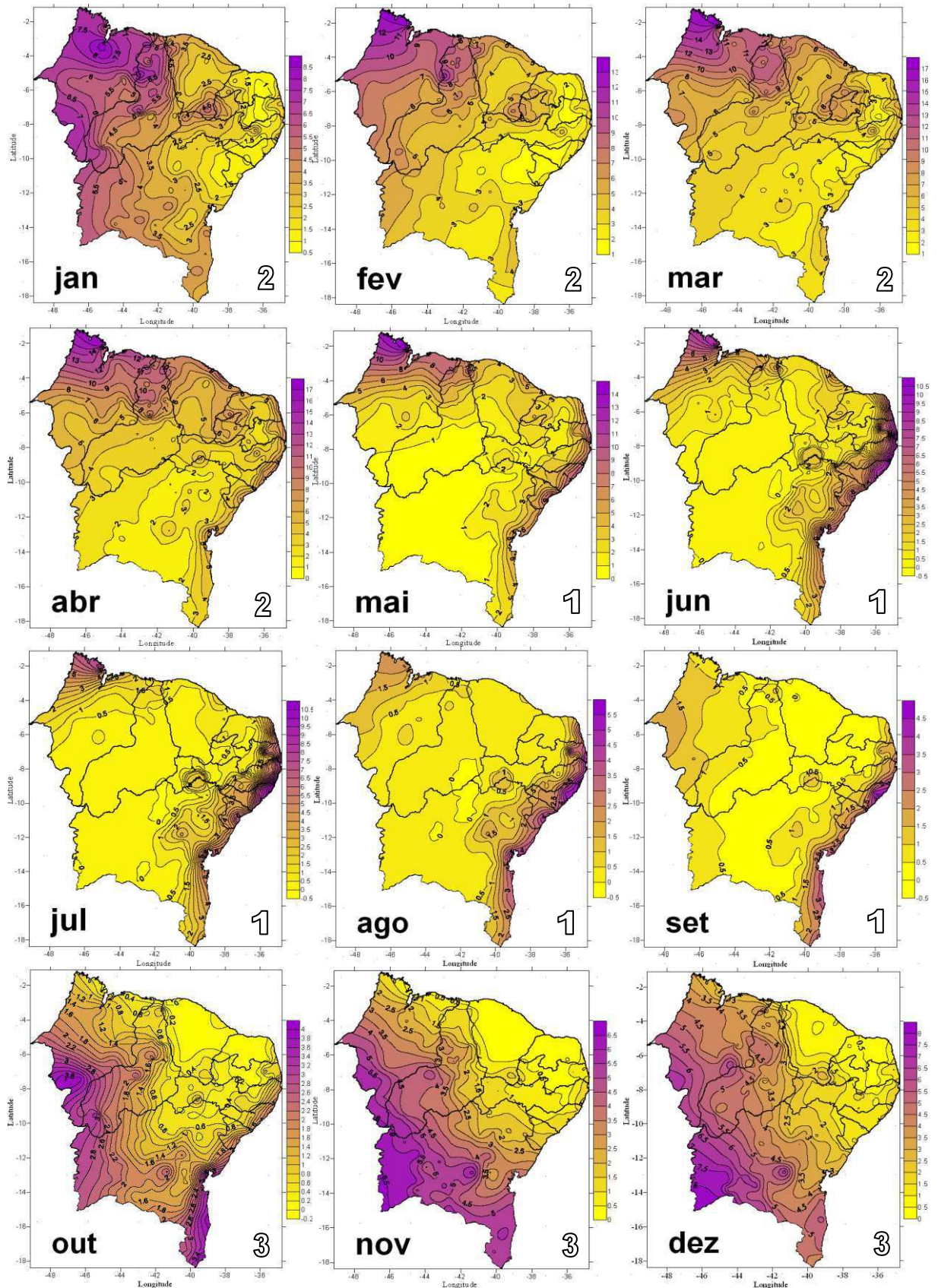


Figura D1 - Distribuição dos padrões médios da precipitação média em mm dos meses associados à 1ª CP (mai - set), 2ª CP (jan - abr) e 3ª CP (out - dez).

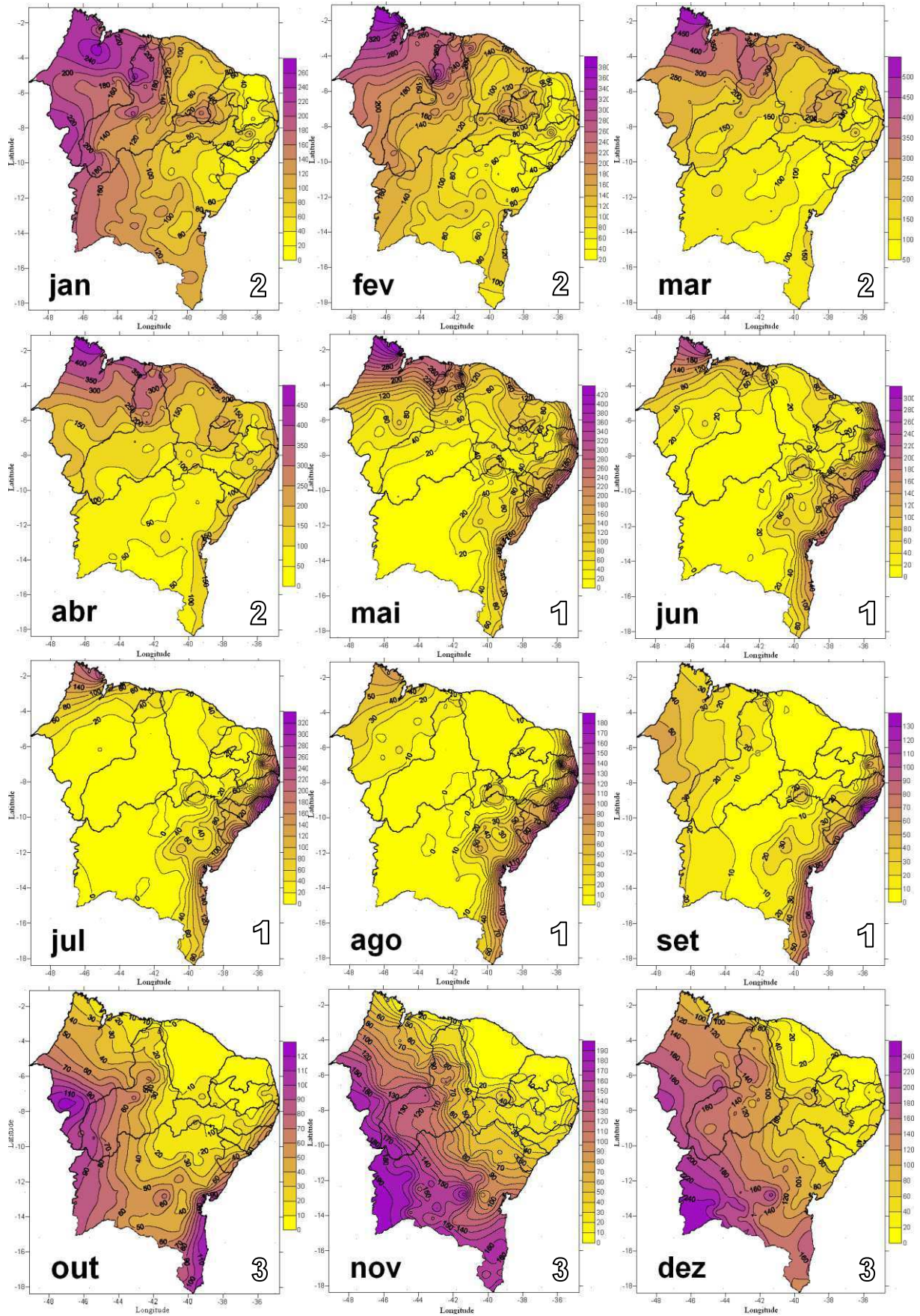


Figura D2 - Distribuição dos padrões médios do índice **PRECPTOT** em mm dos meses associados à 1ª CP (mai - set), 2ª CP (jan - abr) e 3ª CP (out - dez).

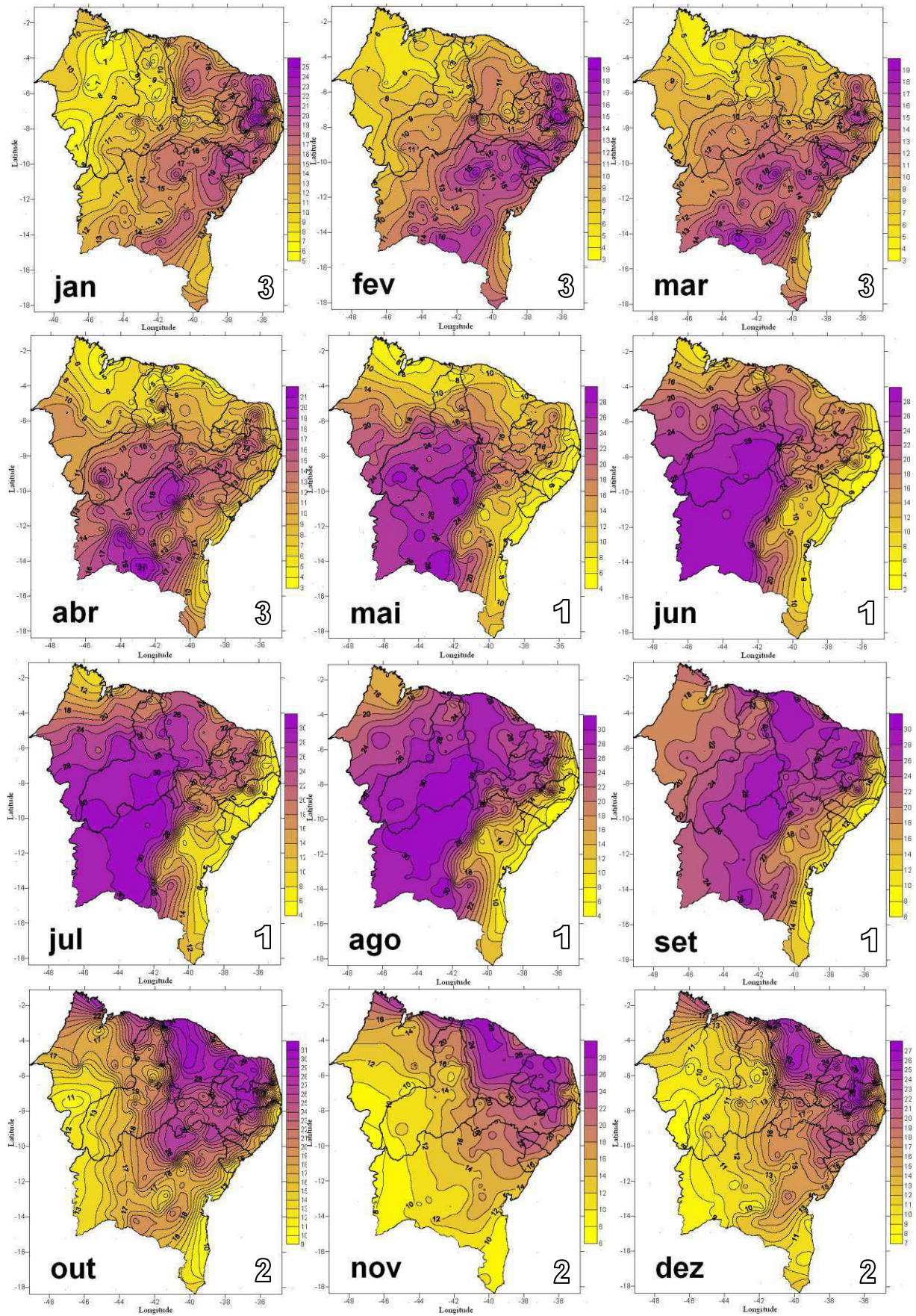


Figura D3 - Distribuição dos padrões médios do índice DSC em dias/mês dos meses associados à 1ª CP (mai - set), 2ª CP (out - dez) e 3ª CP (jan - abr).

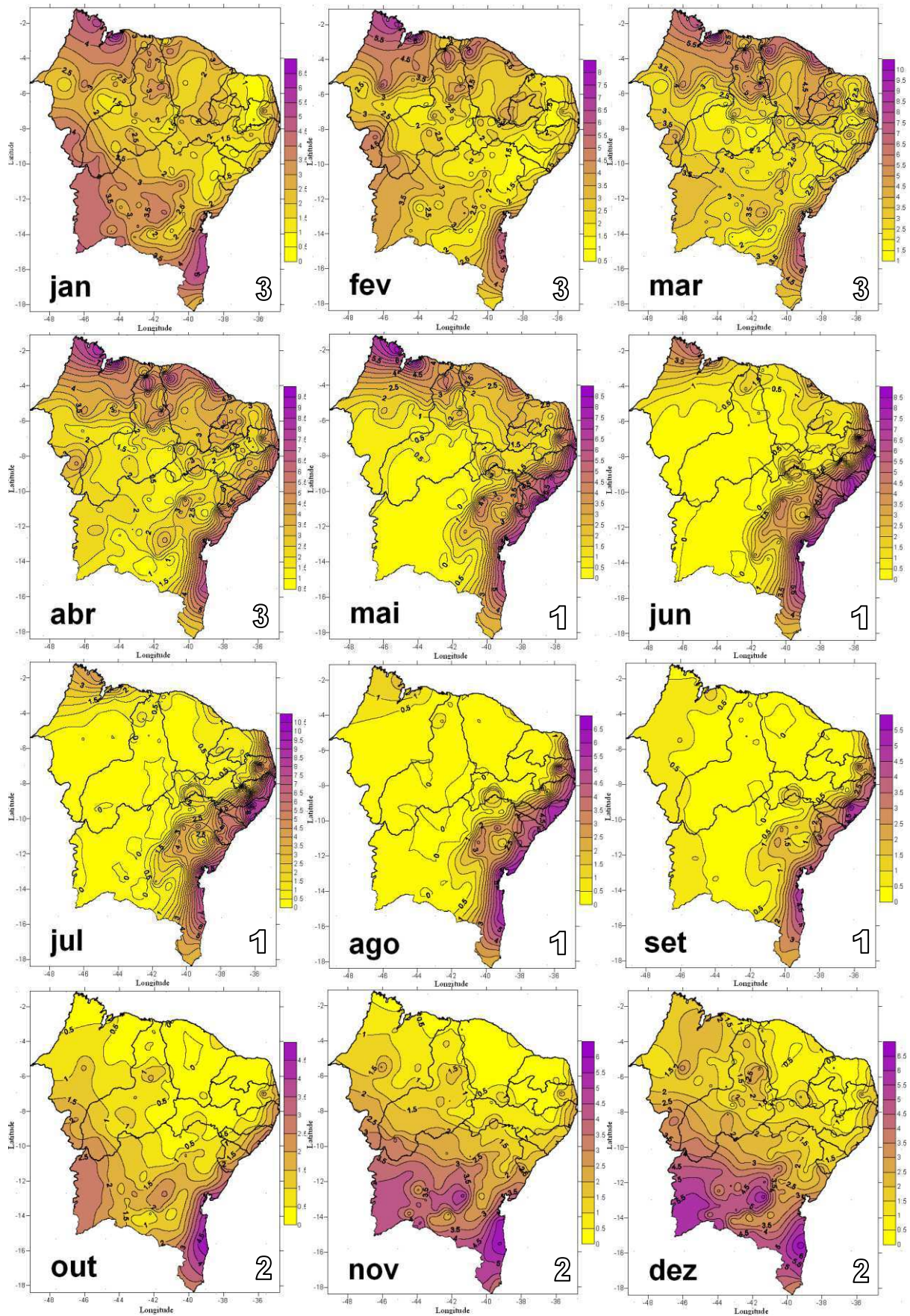


Figura D4 - Distribuição dos padrões médios do índice DUC em dias/mês dos meses associados à 1^a CP (mai - set), 2^a CP (out - dez), 3^a CP (jan - abr).

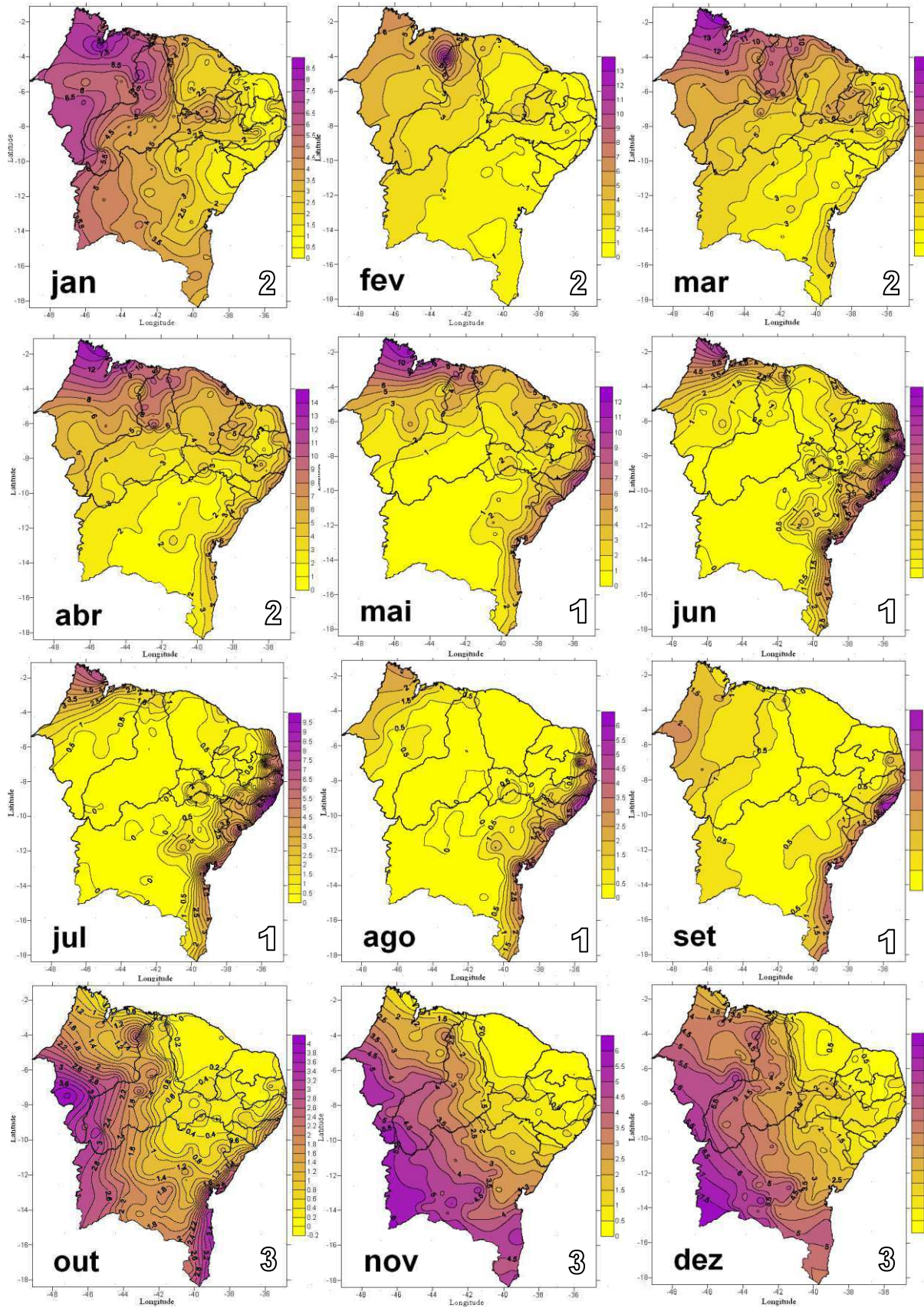


Figura D5 - Distribuição dos padrões médios do índice **R10** em dias/mês dos meses associados à 1^a CP (mai - set), 2^a CP (jan - abr) e 3^a CP (out - dez).

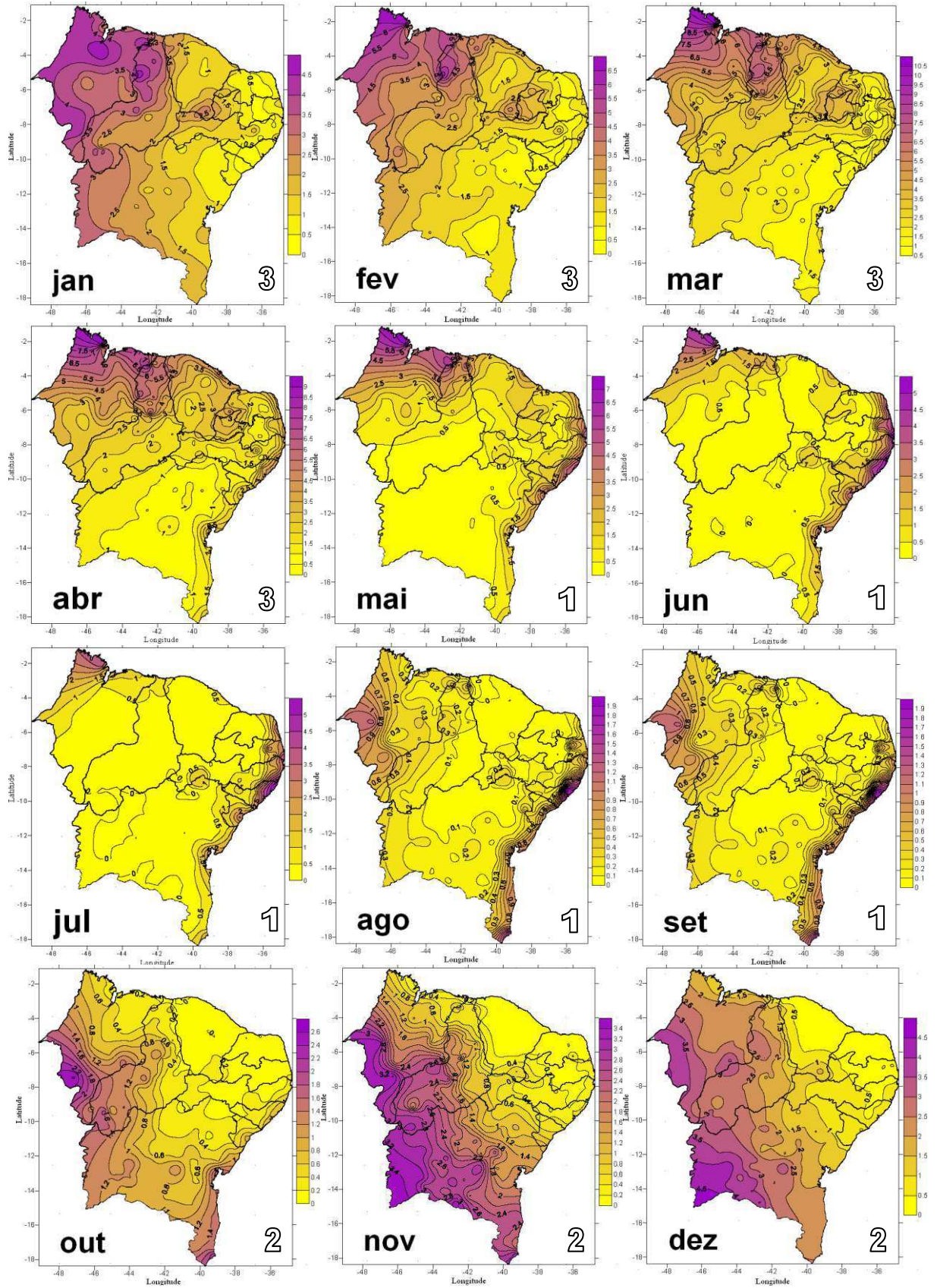


Figura D6 - Distribuição dos padrões médios do índice **R20** em dias/mês dos meses associados à 1ª CP (mai - set), 2ª CP (out - dez) e 3ª CP (jan - abr).

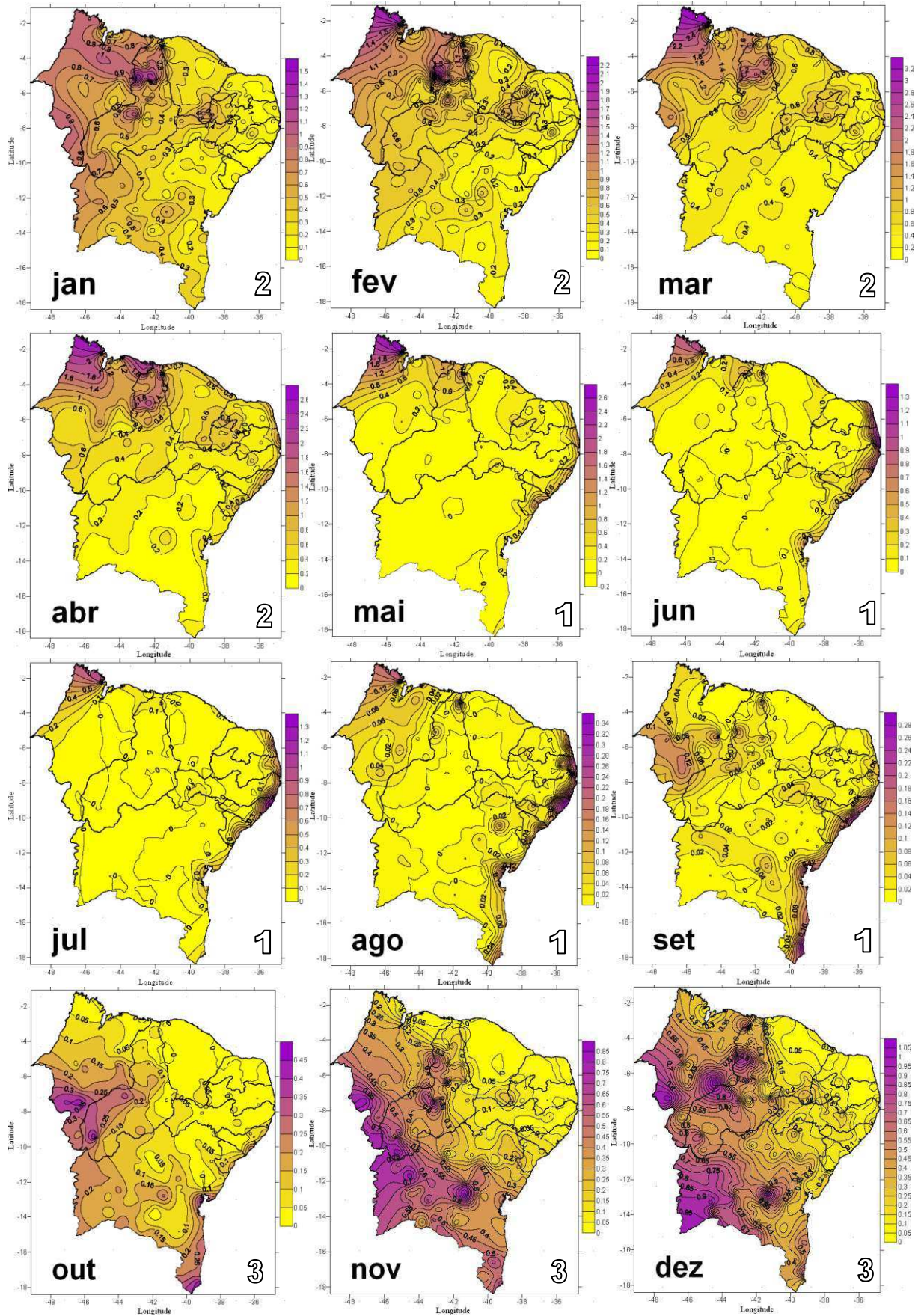


Figura D7 - Distribuição dos padrões médios do índice **R50** em dias/mês dos meses associados à 1ª CP (mai - set), 2ª CP (jan - abr) e 3ª CP (out - dez).

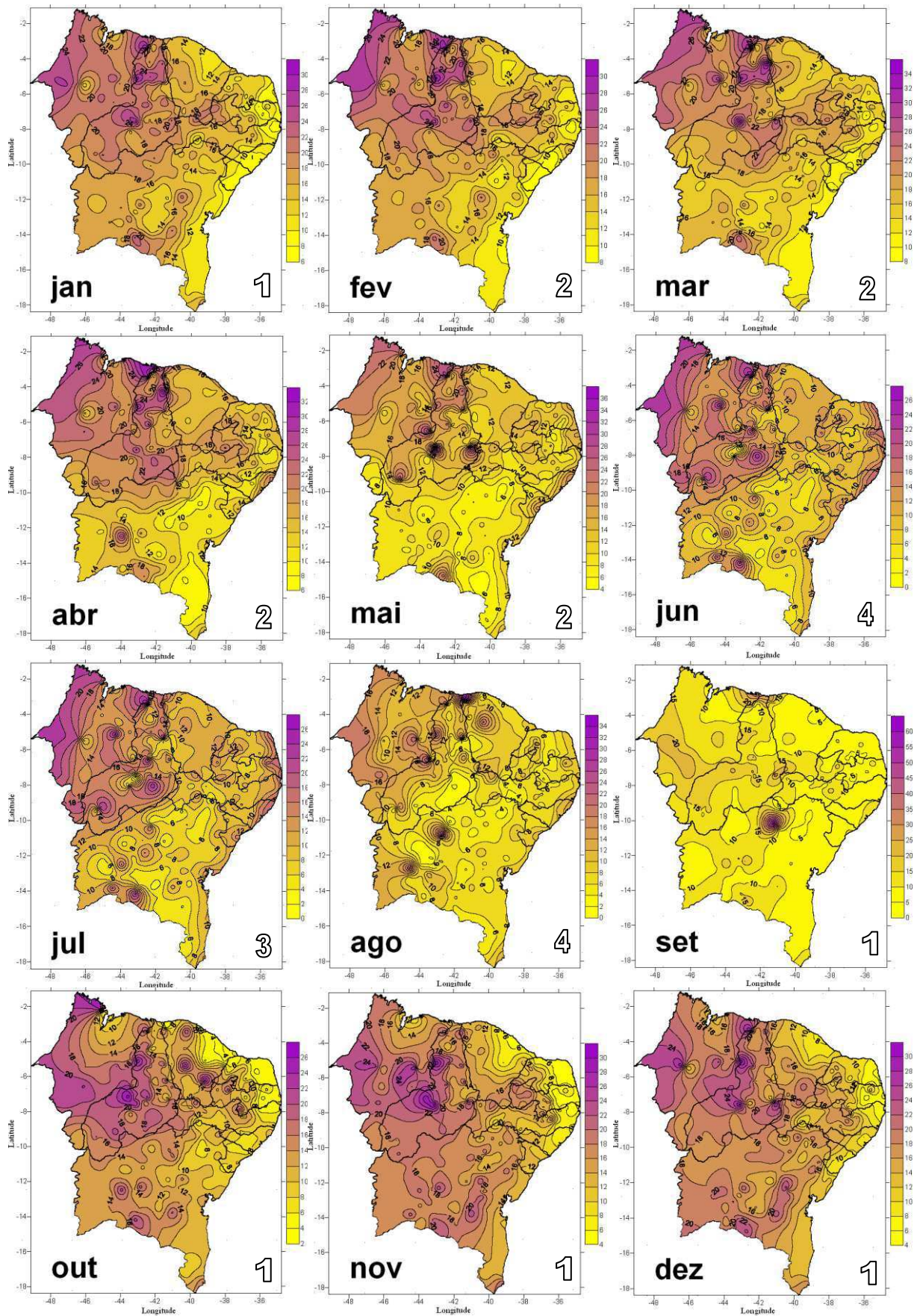


Figura D8 - Distribuição dos padrões médios do índice SDII em mm/dia dos meses associados à 1ª CP (set - jan), 2ª CP (fev - mai), 3ª CP (jul) e 4ª CP (jun e ago).

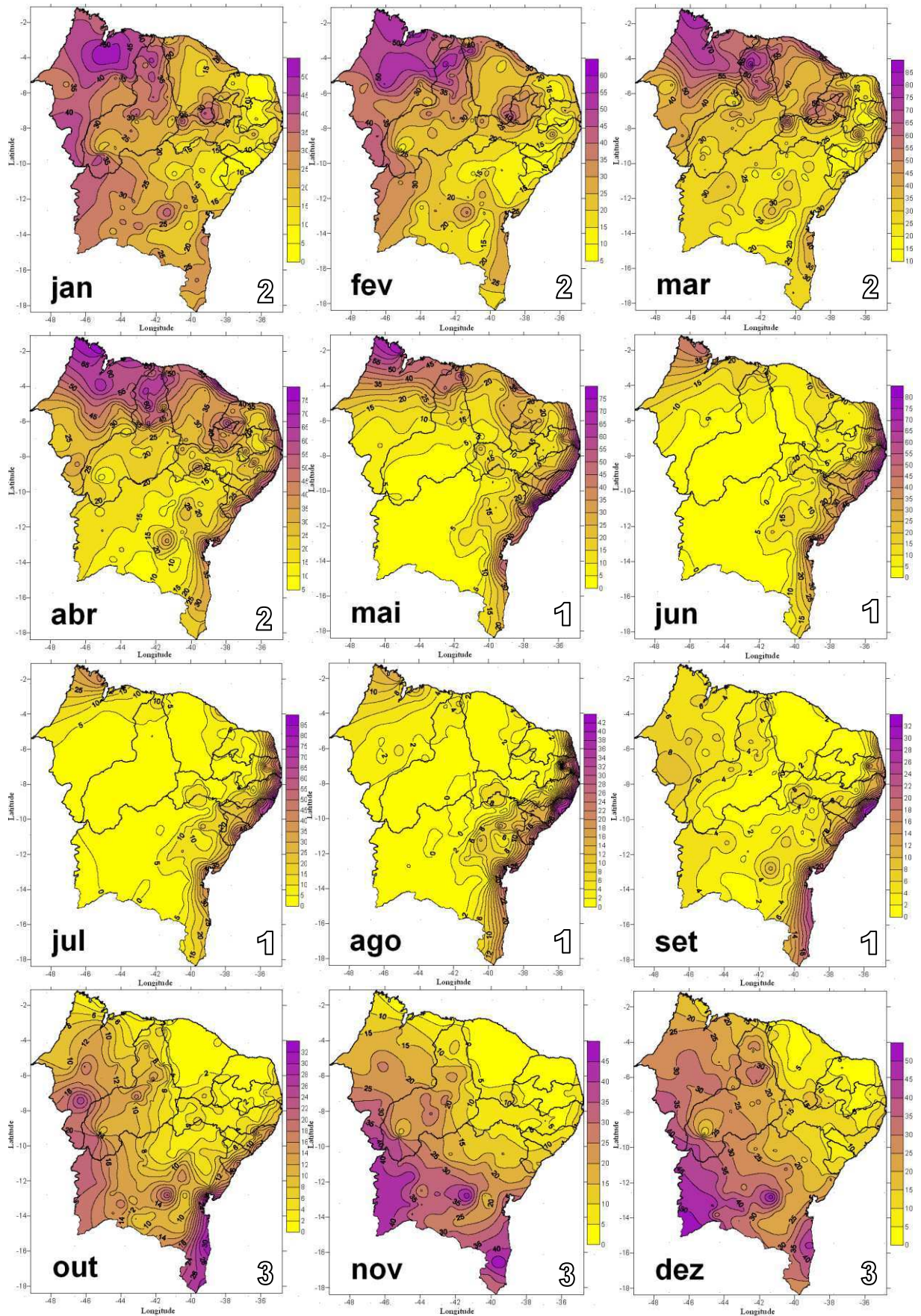


Figura D9 - Distribuição dos padrões médios do índice **R95p** em mm dos meses associados à 1ª CP (mai - set), 2ª CP (jan - abr) e 3ª CP (out - dez).

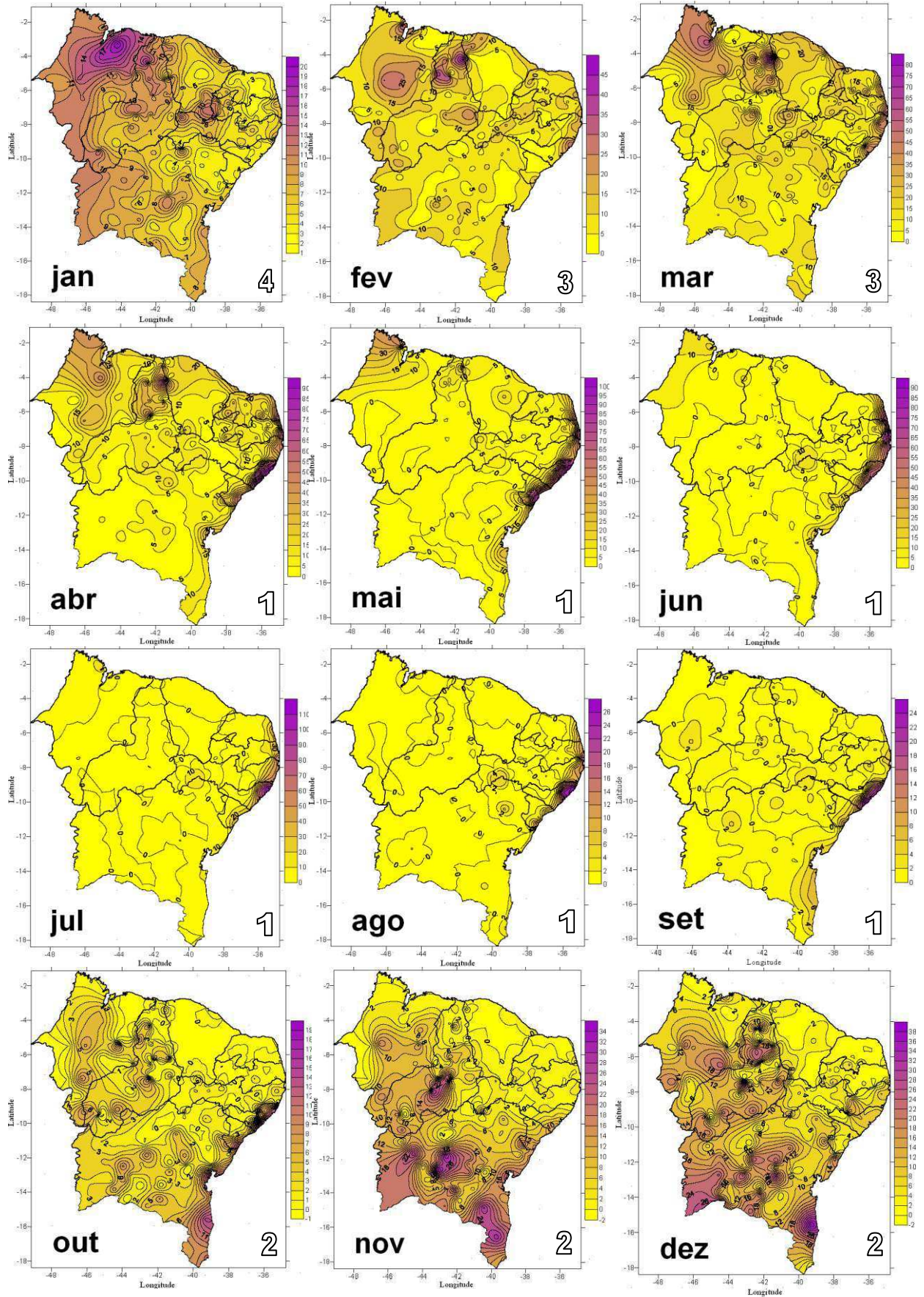


Figura D10 - Distribuição dos padrões médios do índice **R99p** em mm dos meses associados à 1ª CP (abr - set), 2ª CP (out - dez), 3ª CP (fev - mar) e 4ª CP (jan).

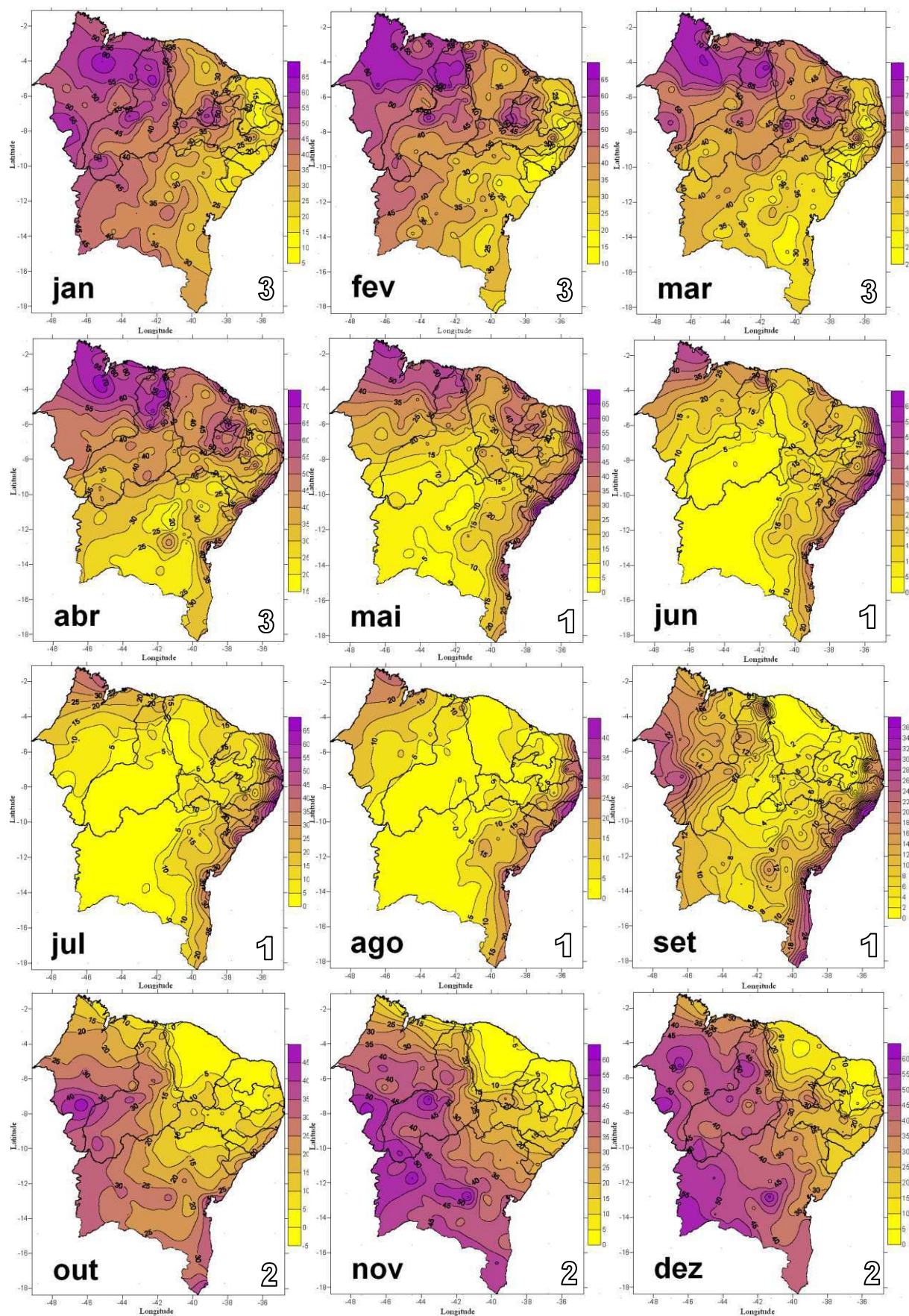


Figura D11 - Distribuição dos padrões médios do índice R_{x1day} em mm dos meses associados à 1^a CP (mai - set), 2^a CP (out - dez) e 3^a CP (jan - abr).

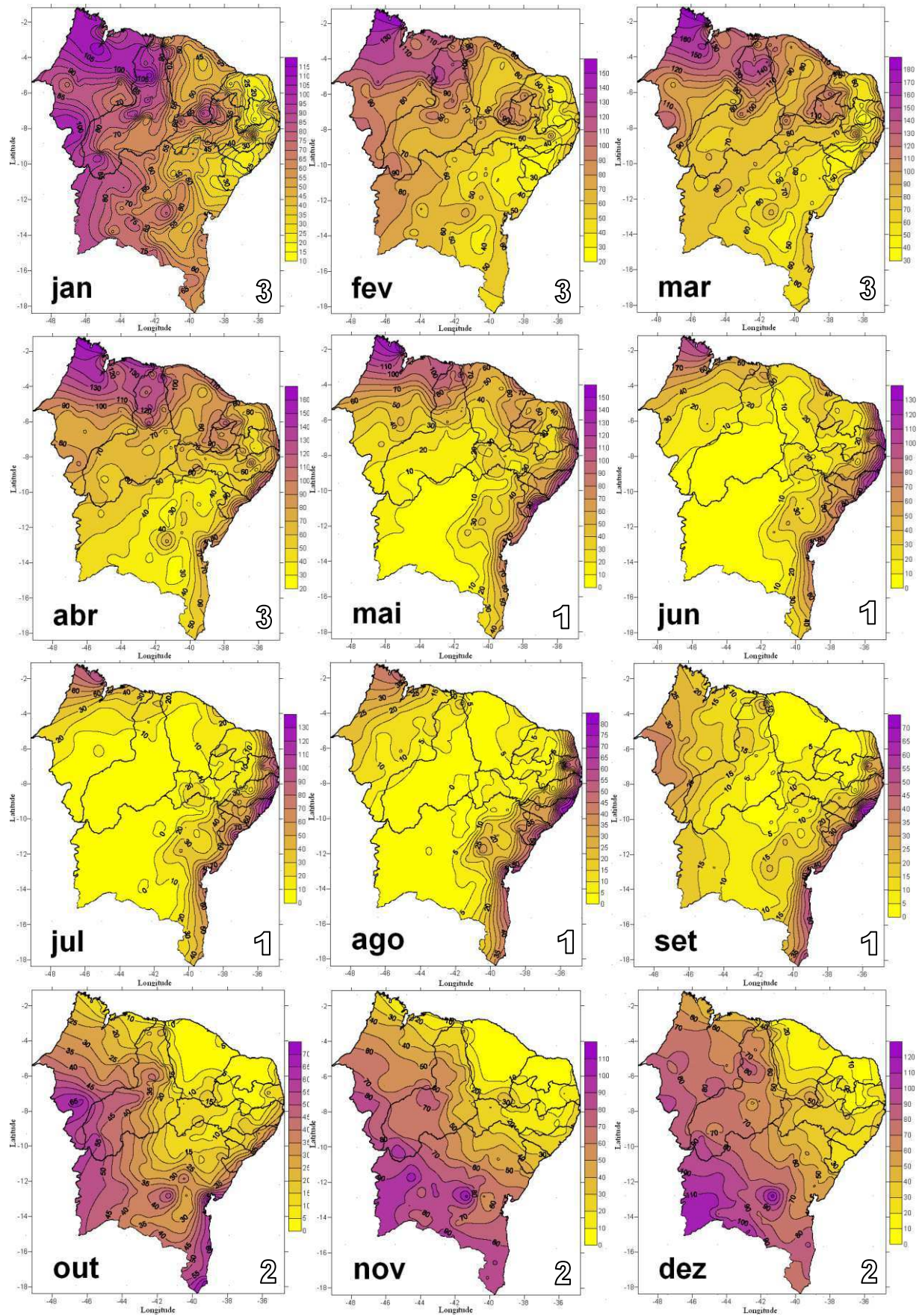


Figura D12 - Distribuição dos padrões médios do índice **Rx5day** em mm dos meses associados à 1ª CP (mai - set), 2ª CP (out - dez) e 3ª CP (jan - abr).

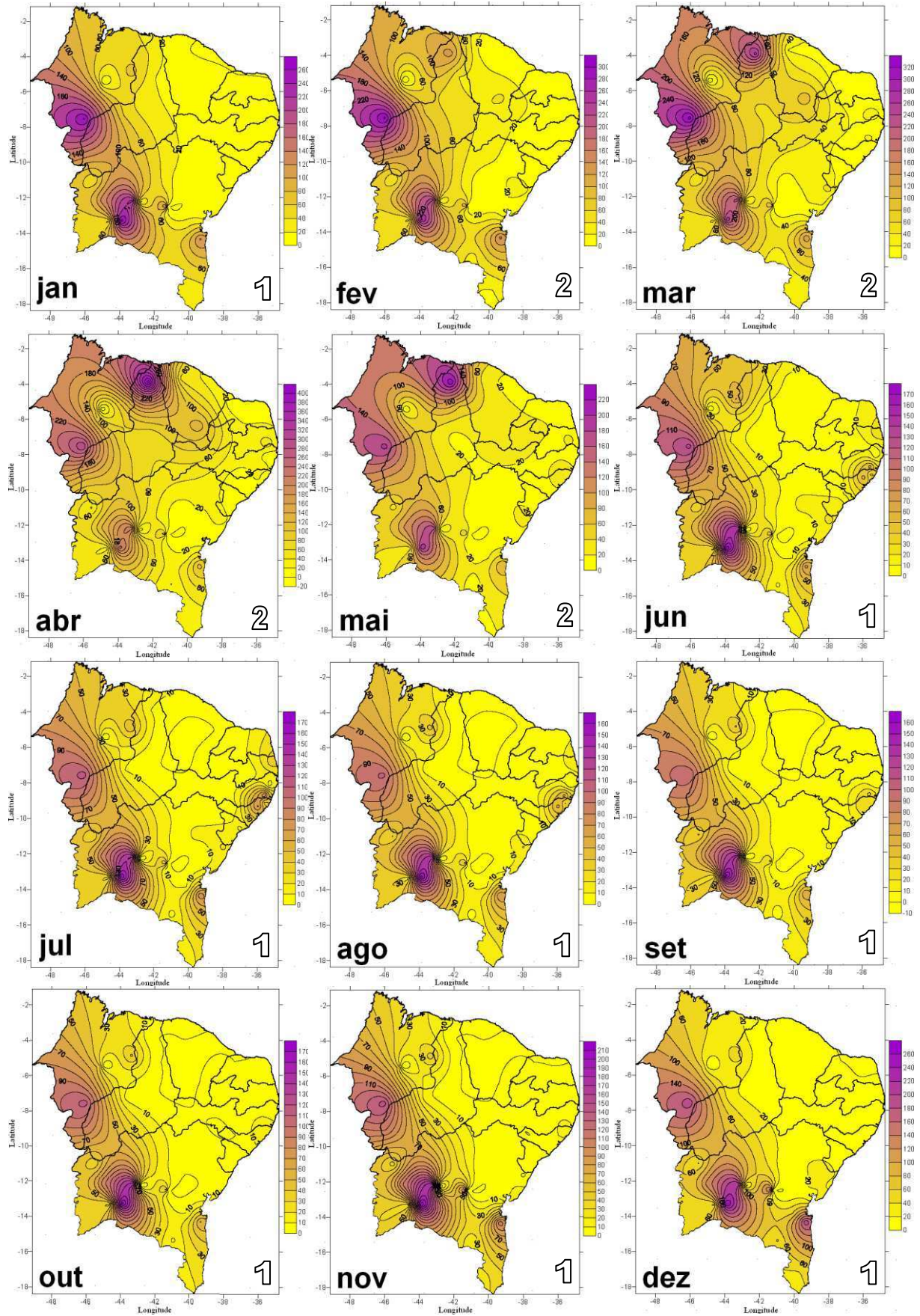


Figura D13 - Distribuição dos padrões médios da **Vazão** em m^3/s dos meses associados à 1ª CP (jun - jan) e 2ª CP (fev - mai).

APÊNDICE E

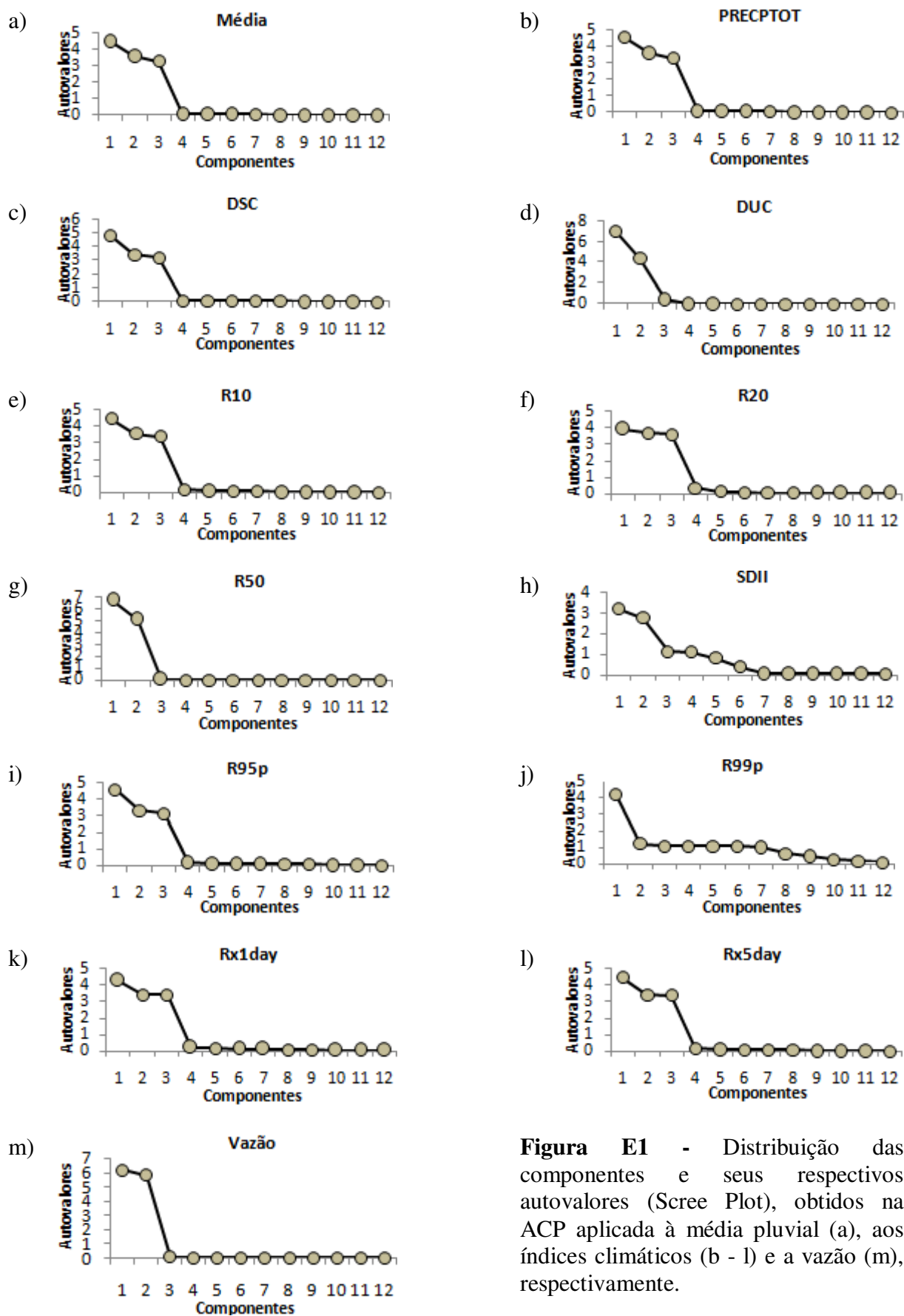


Figura E1 - Distribuição das componentes e seus respectivos autovalores (Scree Plot), obtidos na ACP aplicada à média pluvial (a), aos índices climáticos (b - l) e a vazão (m), respectivamente.

APÊNDICE F

As Figuras F1 a F17 se referem aos espectros cruzados de índices pluviais contra índices oceânicos/TSMs: F1 para G1; F2 a F8 para G2; F9 a F13 para G3 e F14 a F17 para G4.

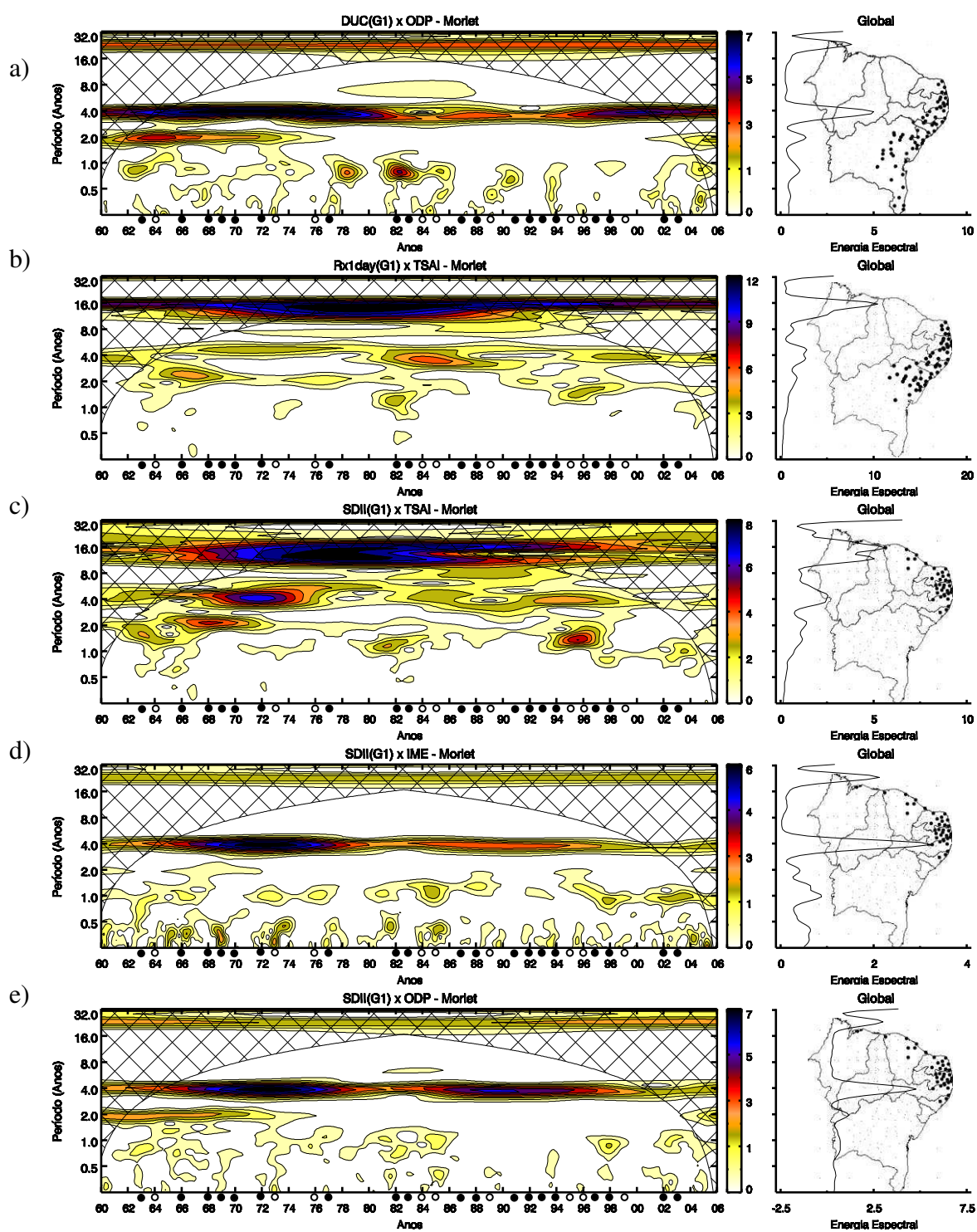


Figura F1 - Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: DUC (a), Rx1day (b) e SDII (c,d,e) de G1 contra índices oceânicos/TSMs.

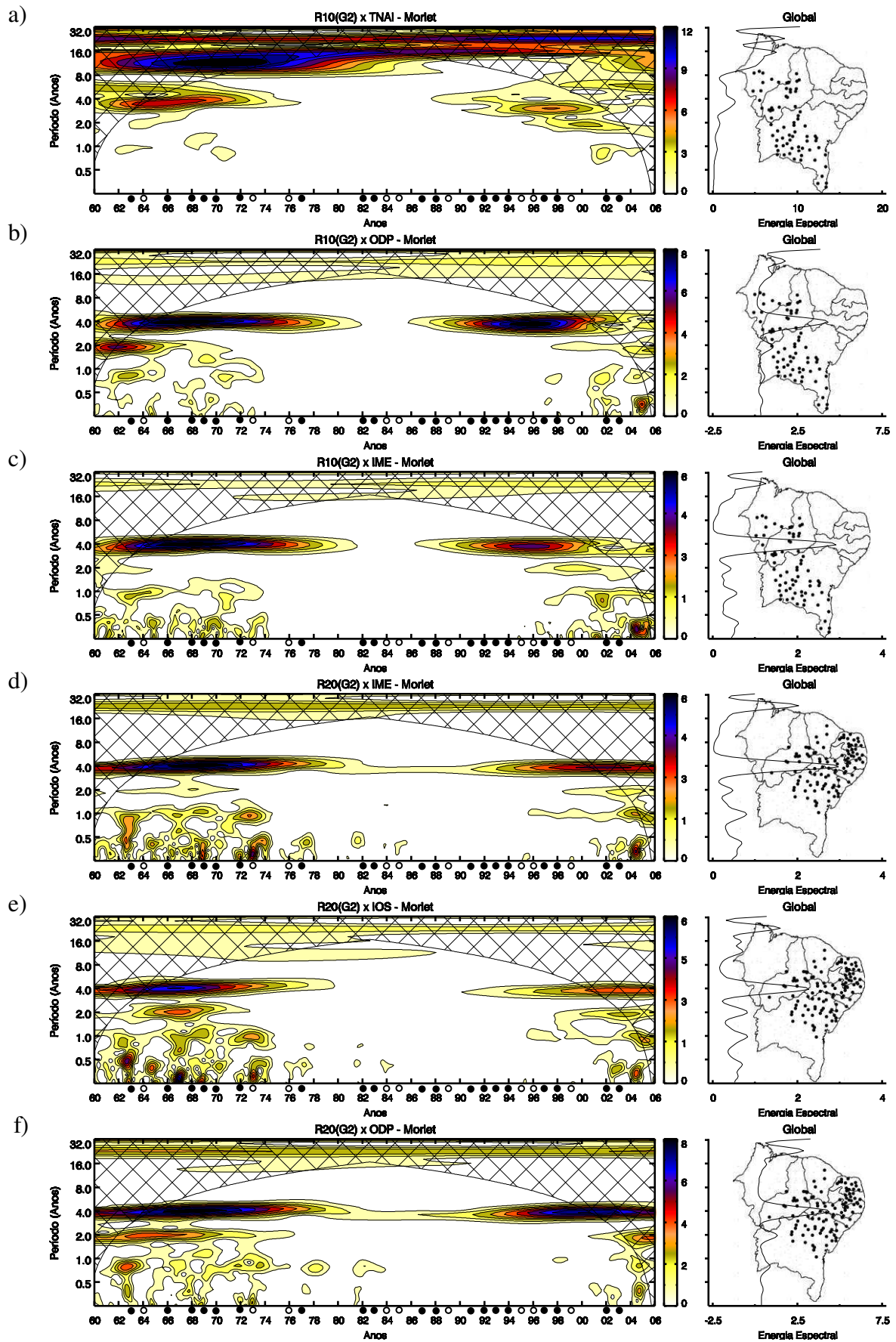


Figura F2 - Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: R10 (a,b) e R20 (c,d,e,f) de G2 contra índices oceânicos/TSMs.

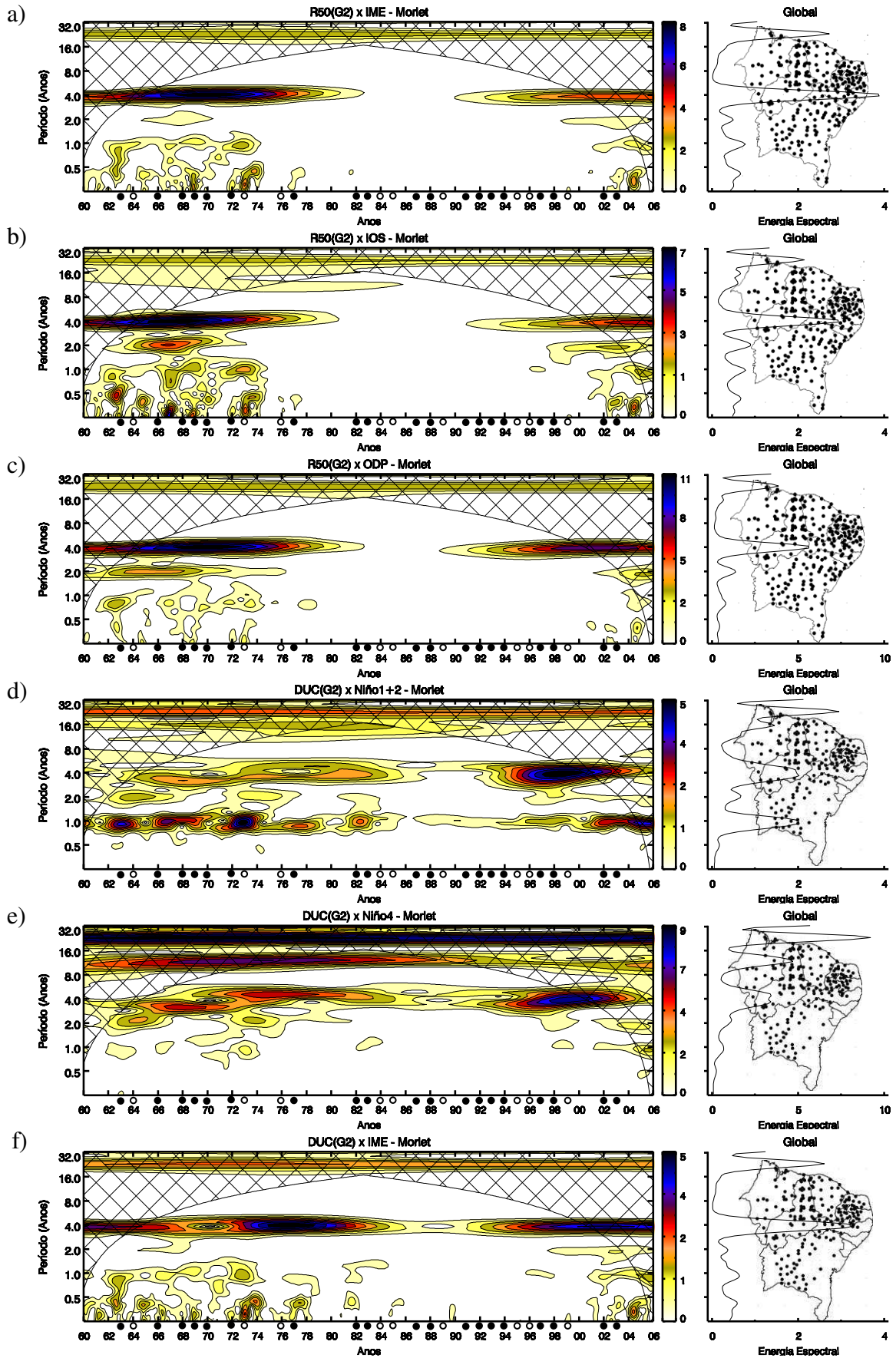


Figura F3 - Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: R50 (a,b,c) e DUC (d,e,f) de G2 contra índices oceânicos/TSMs.

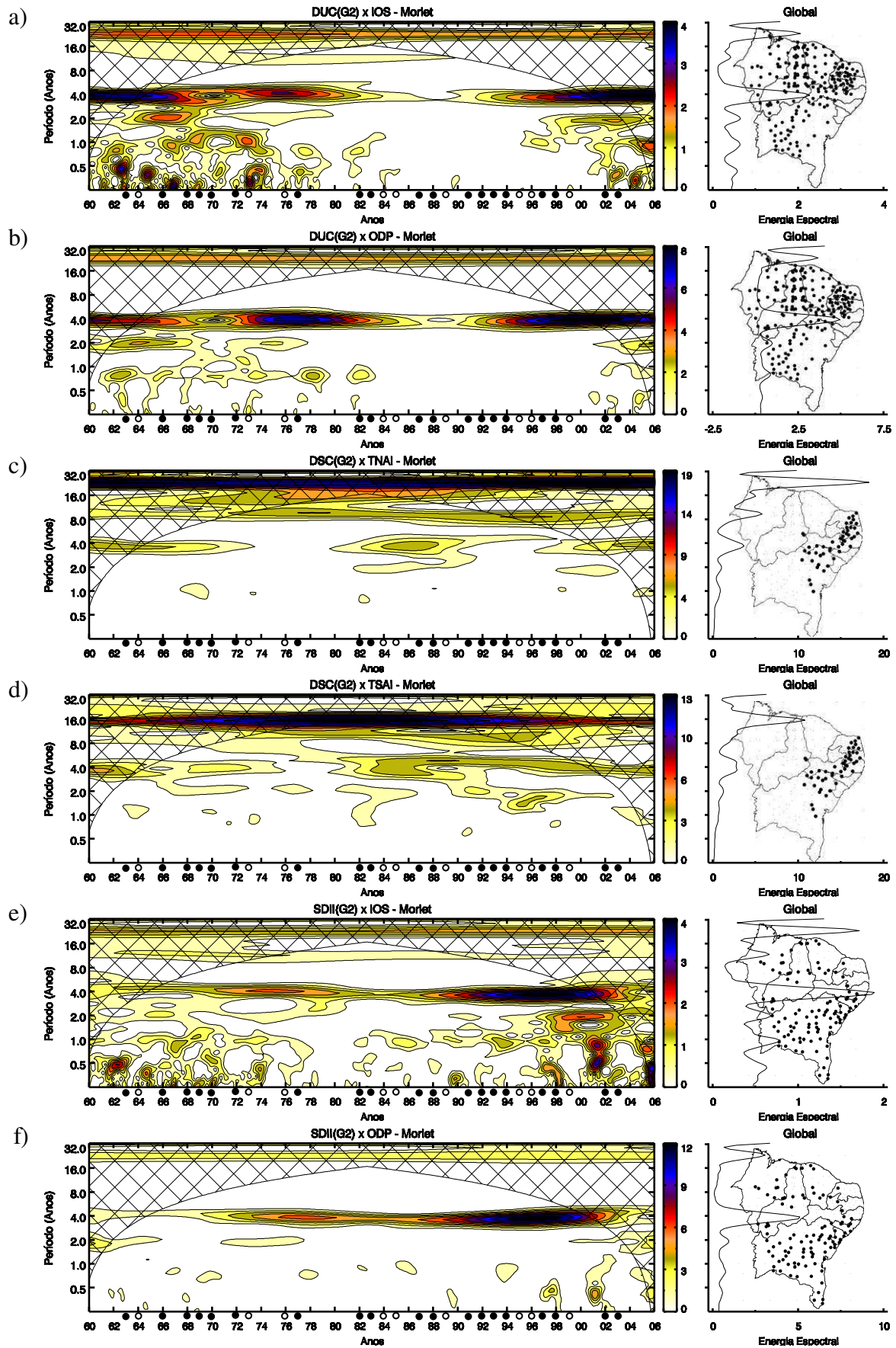


Figura F4 - Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: DUC (a,b), DSC (c,d) e SDII (e,f) G2 contra índices oceânicos/TSMs.

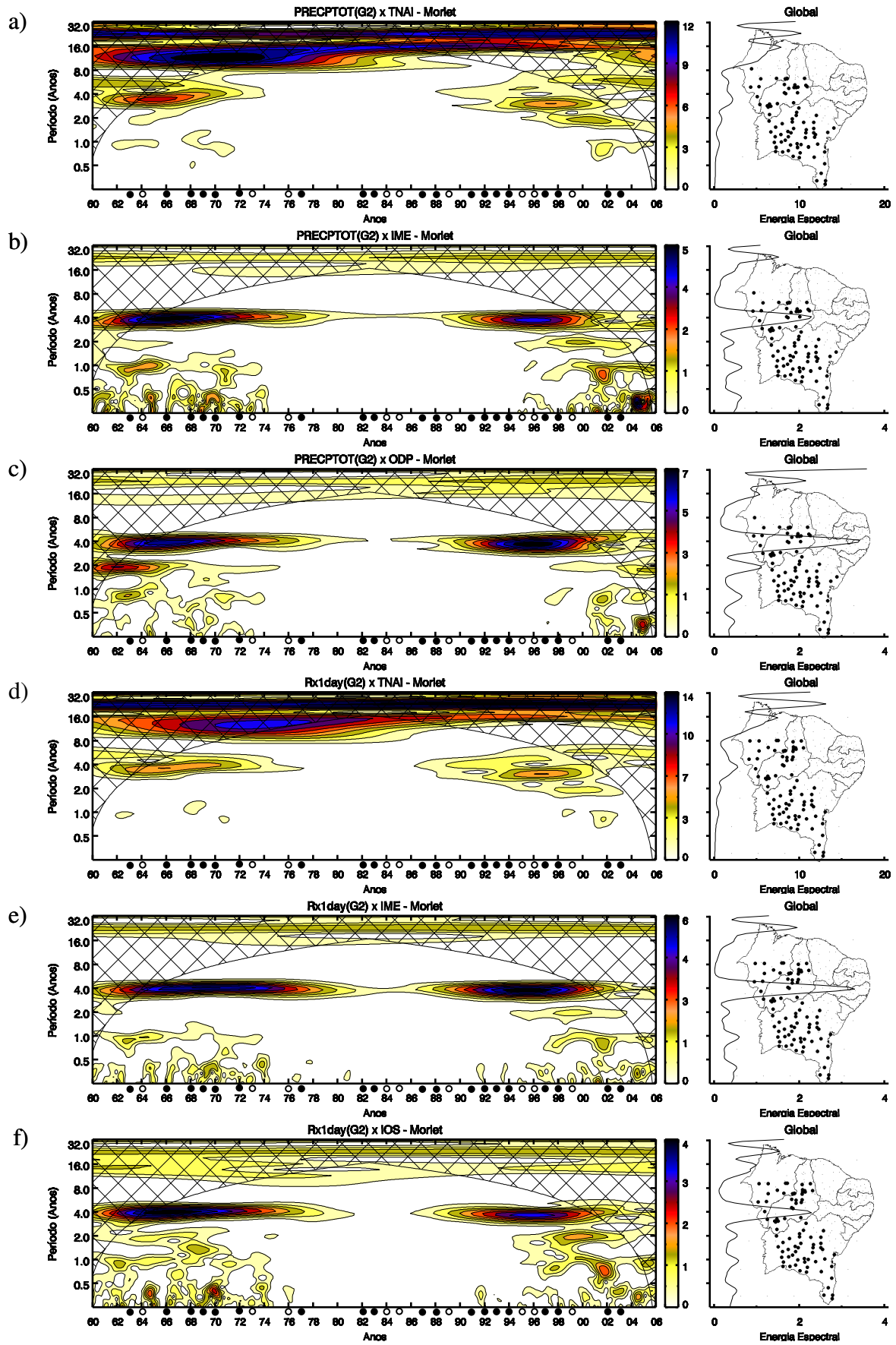


Figura F5 - Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: PRECPTOT (a,b,c) e Rx1day (c,d,e) de G2 contra índices oceânicos/TSMs.

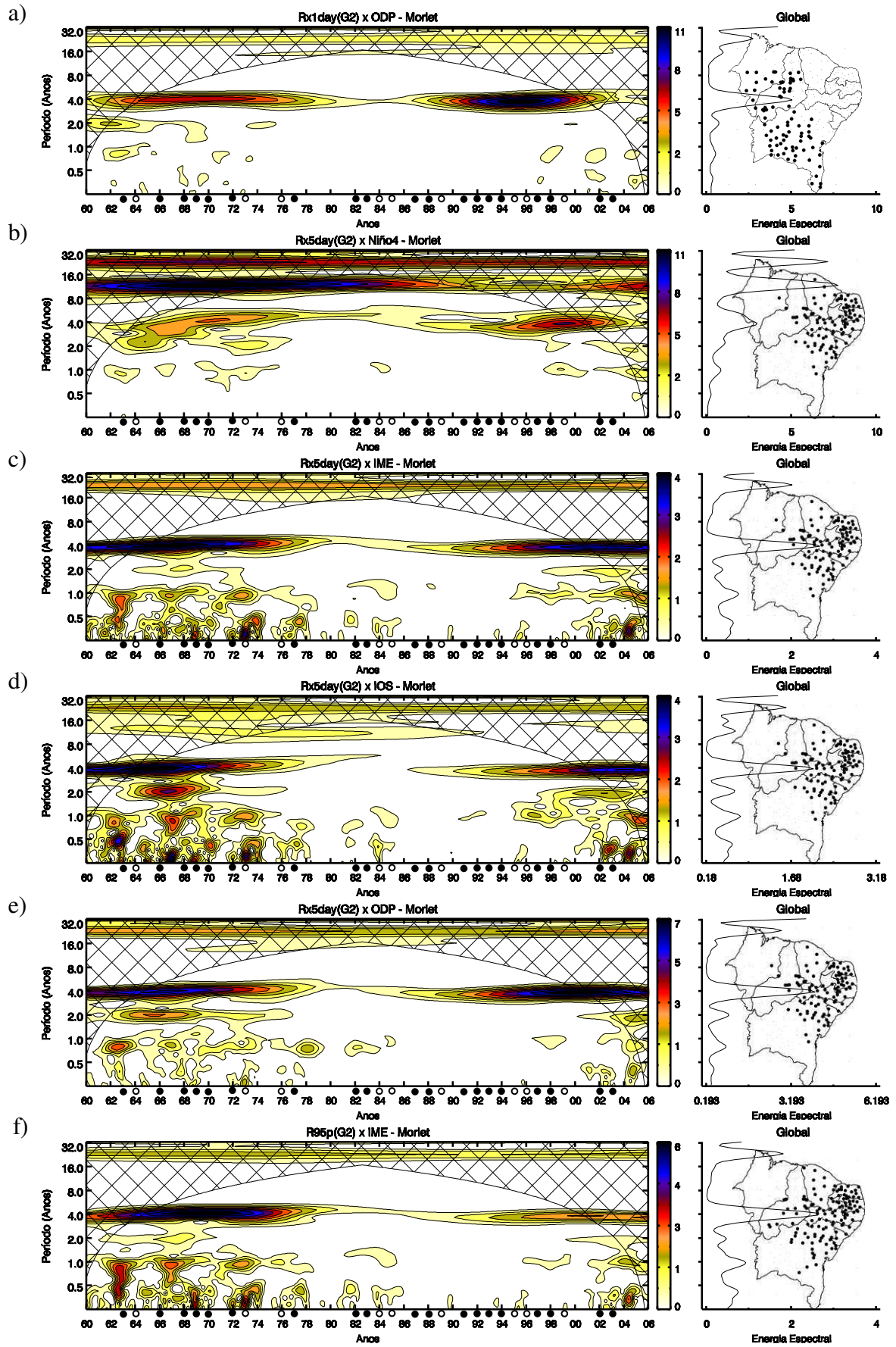


Figura F6 - Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: Rx1day (a), Rx5day (b,c,d,e) e R95p (f) de G2 contra índices oceânicos/TSMs.

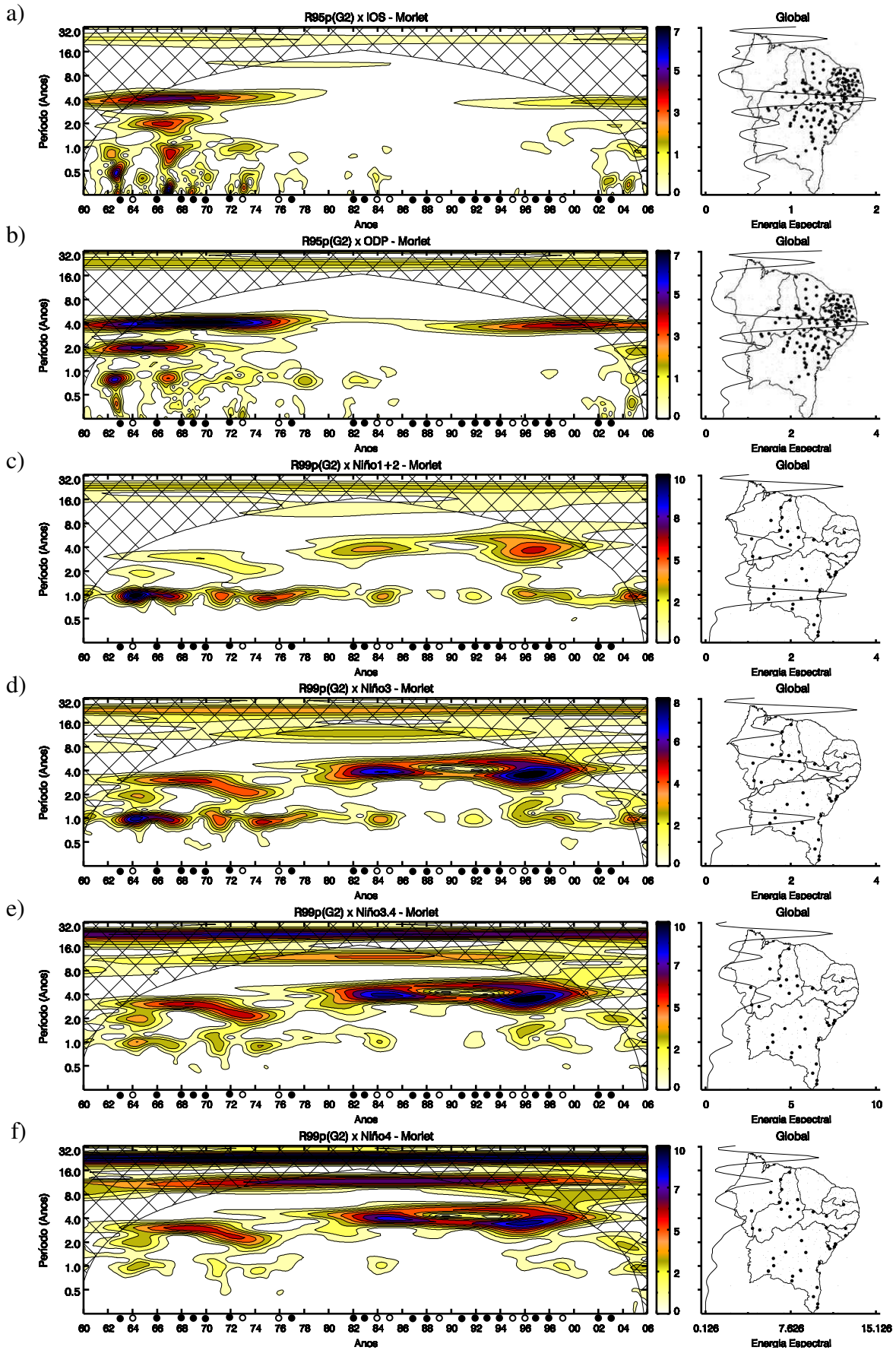


Figura F7 - Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: R95p (a,b) e R99p (c,d,e,f) de G2 contra índices oceânicos/TSMs.

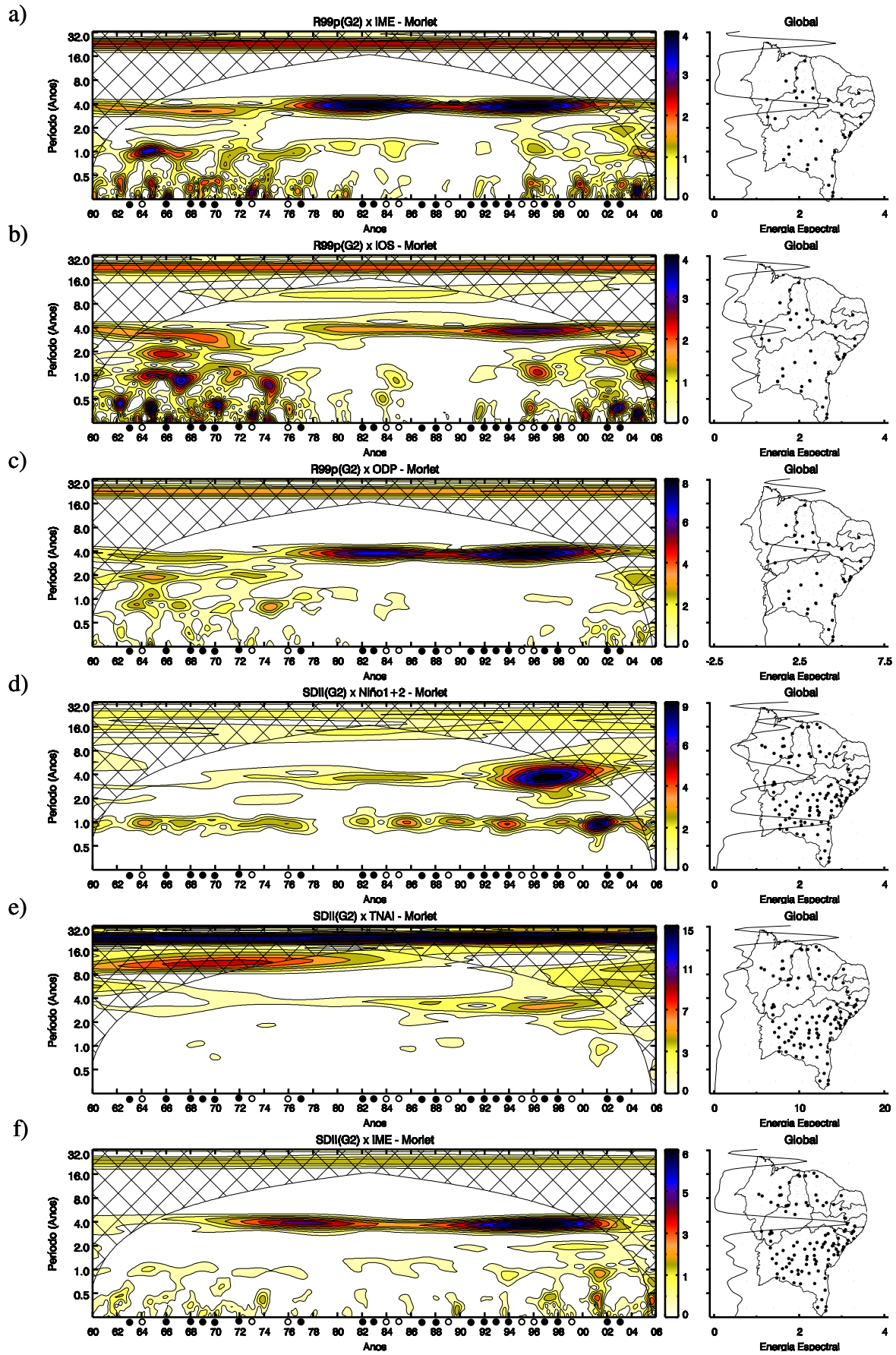


Figura F8 - Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: R99p (a,b,c) e SDII (d,e,f) de G2 contra índices oceânicos/TSMs.

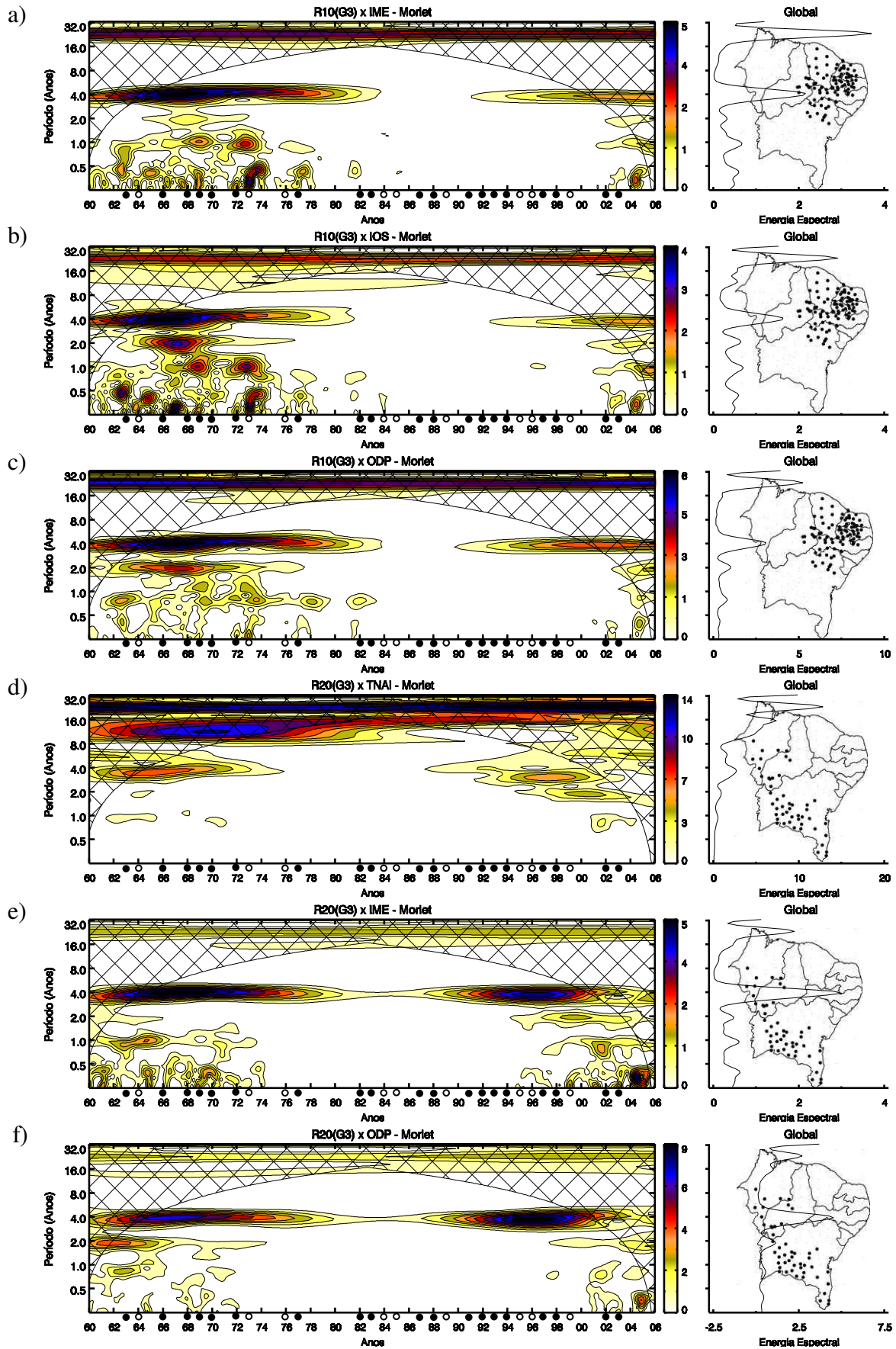


Figura F9 - Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: R10 (a,b,c) e R20 (d,e,f) de G3 contra índices oceânicos/TSMs.

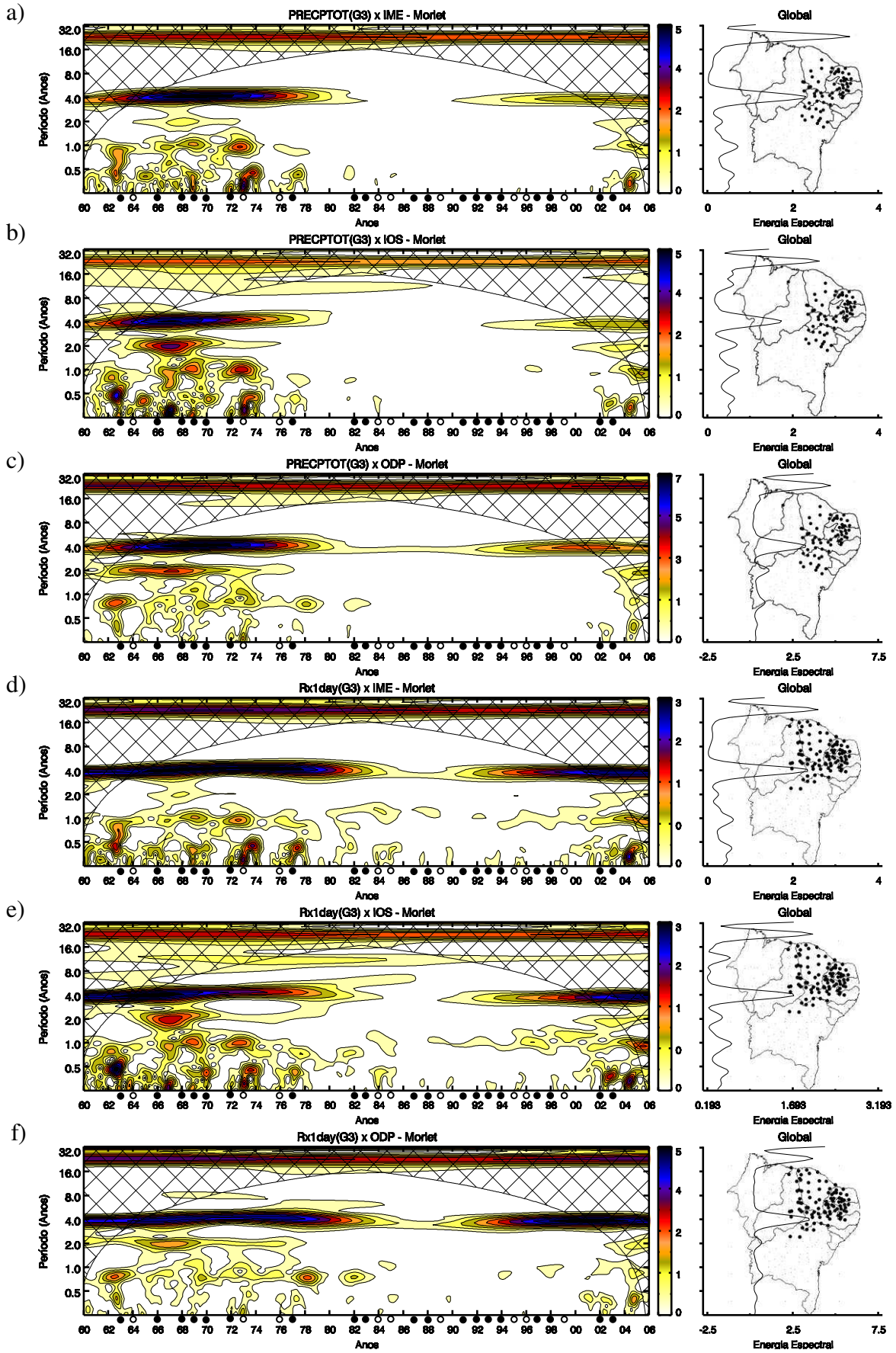


Figura F10 - Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: Rx1day (a,b,c) e Rx5day (d,e,f) de G3 contra índices oceânicos/TSMs.

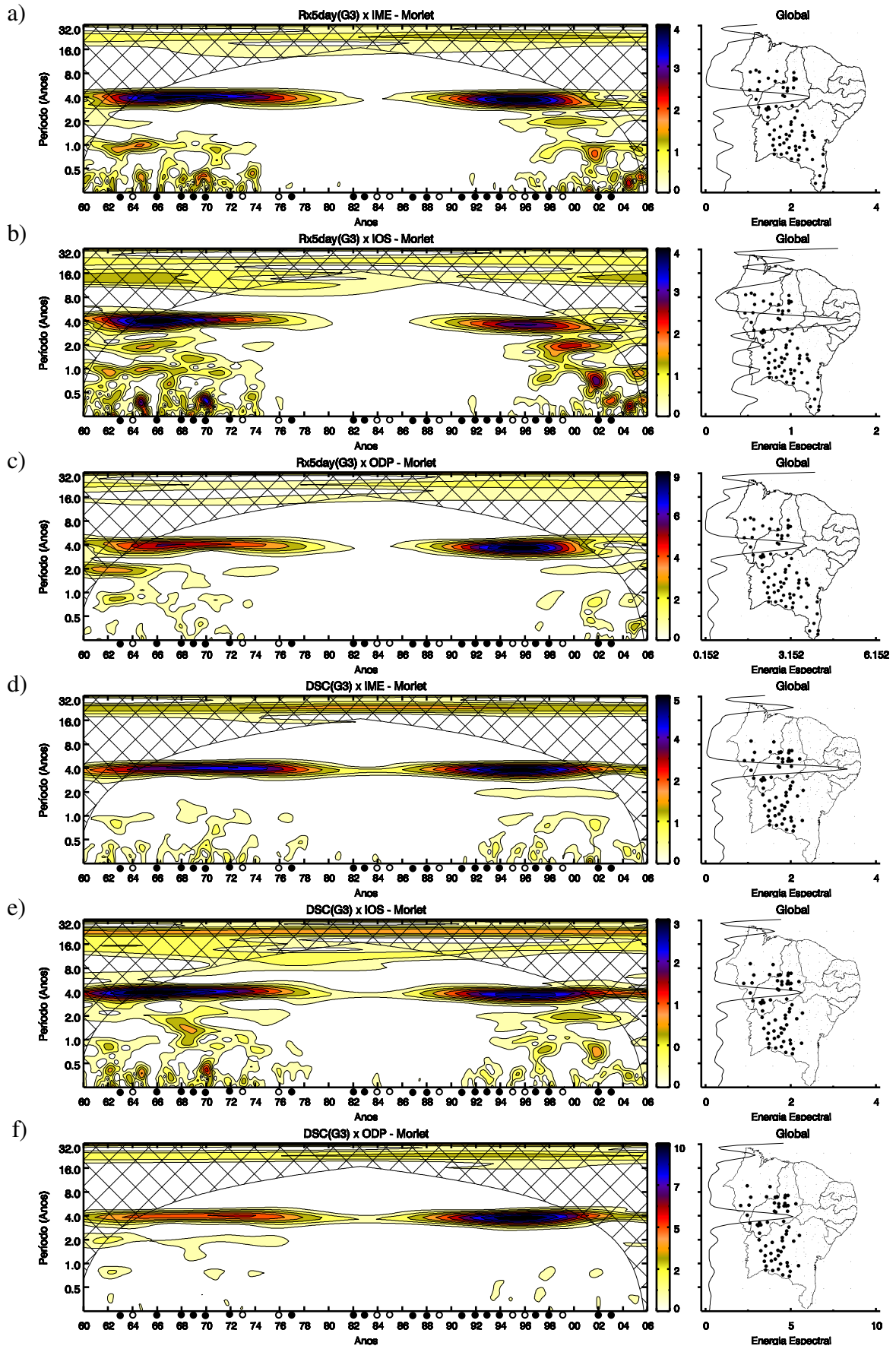


Figura F11 - Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: Rx5day (a,b,c) e DSC (d,e,f) de G3 contra índices oceânicos/TSMs.

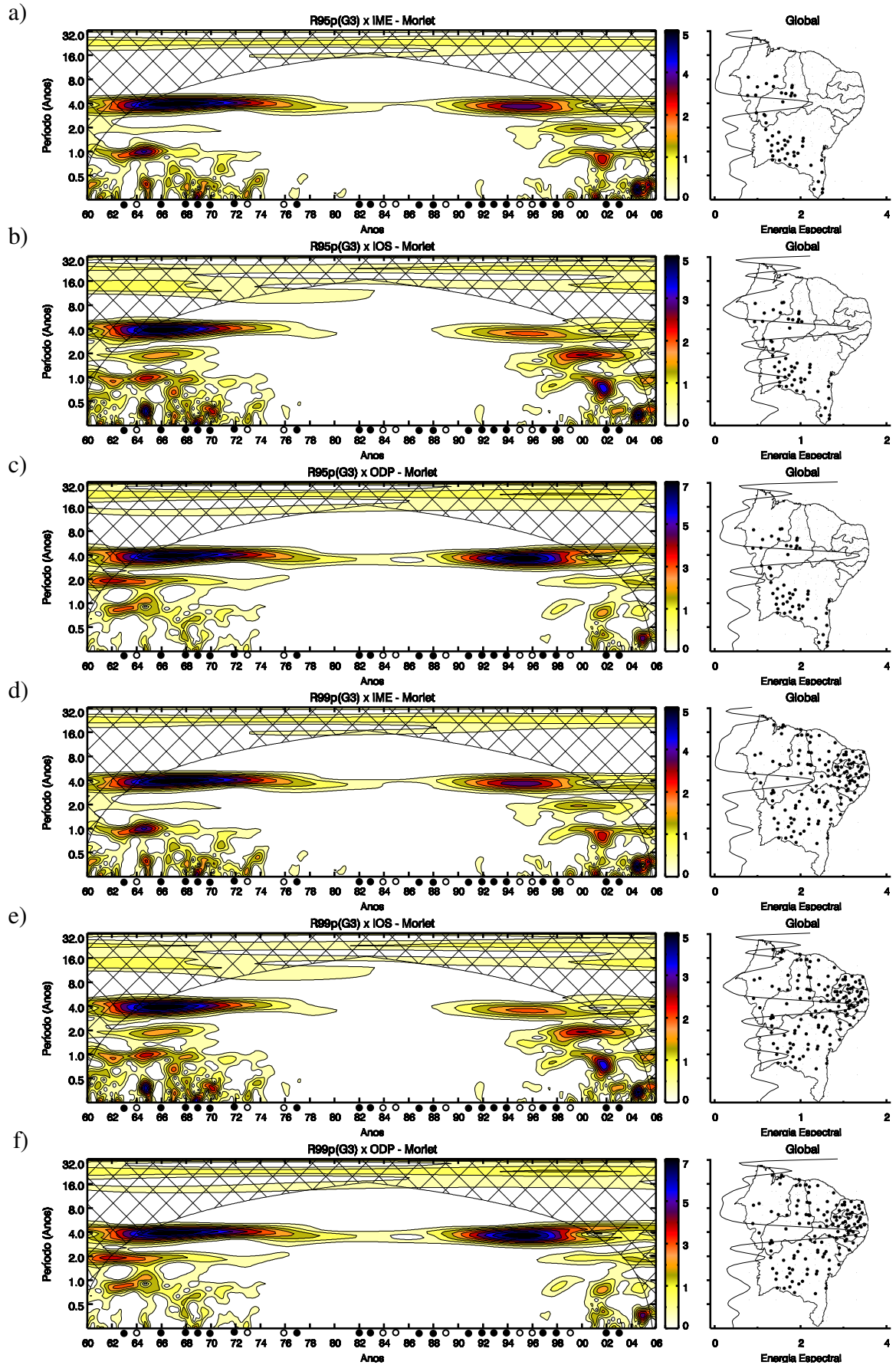


Figura F12 - Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: R95p (a,b,c) e R99p (d,e,f) de G3 contra índices oceânicos/TSMs.

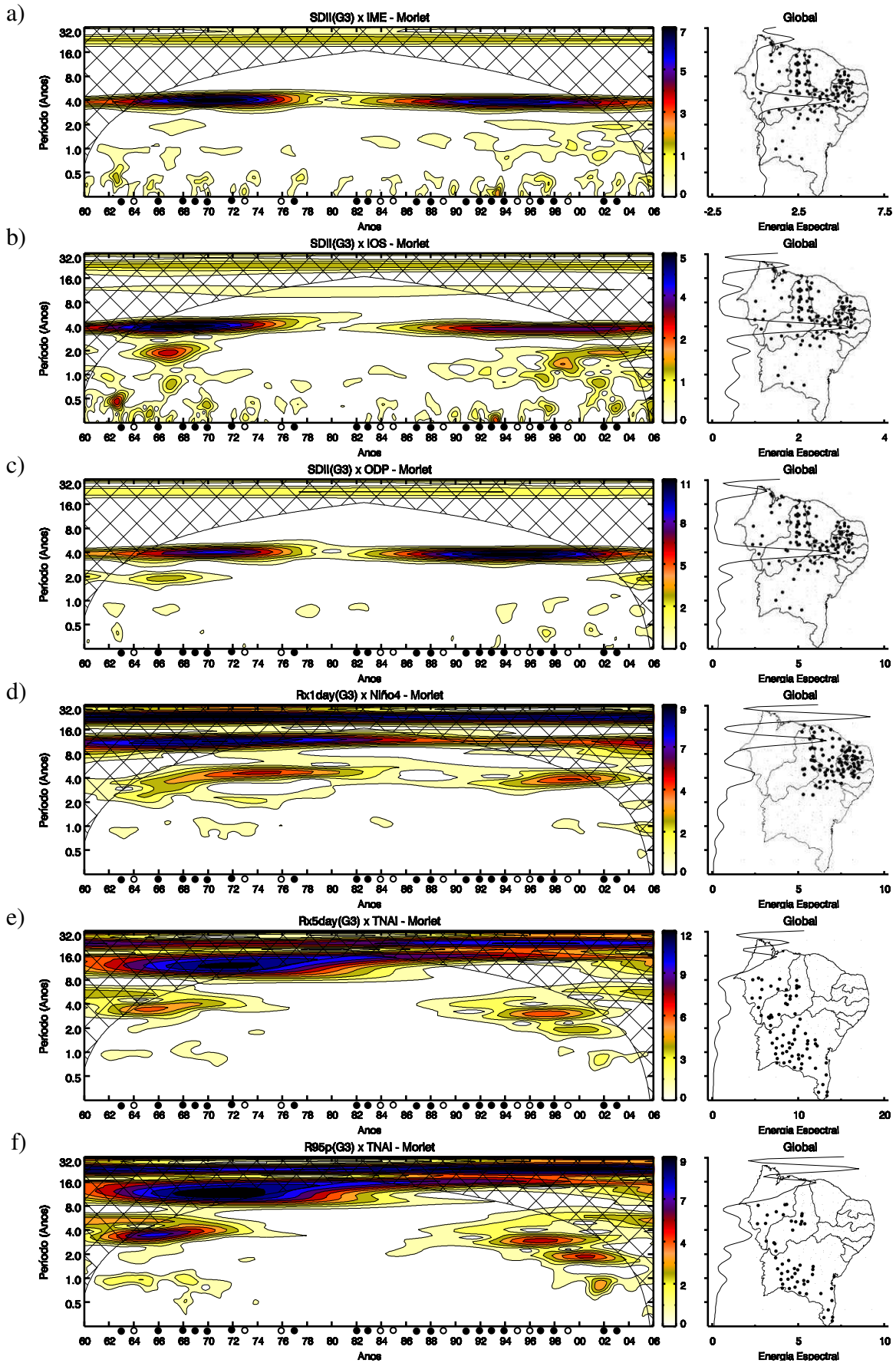


Figura F13 - Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: SDII (a,b,c), Rx1day (d), Rx5day (e) e R95p (f) de G3 contra índices oceânicos/TSMs.

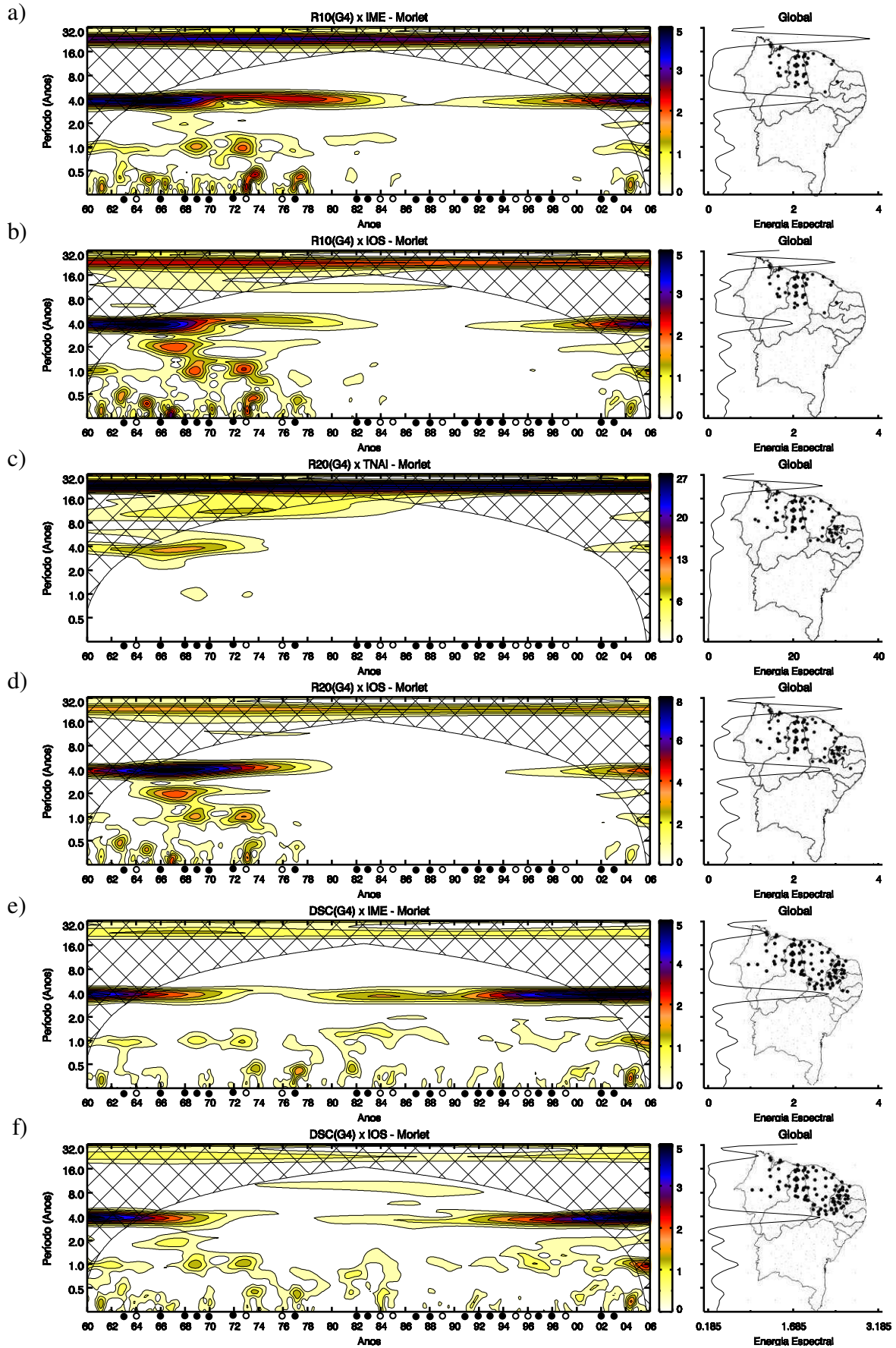


Figura F14 - Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: R10 (a,b), R20 (c,d), DSC (e,f) de G4 contra índices oceânicos/TSMs.

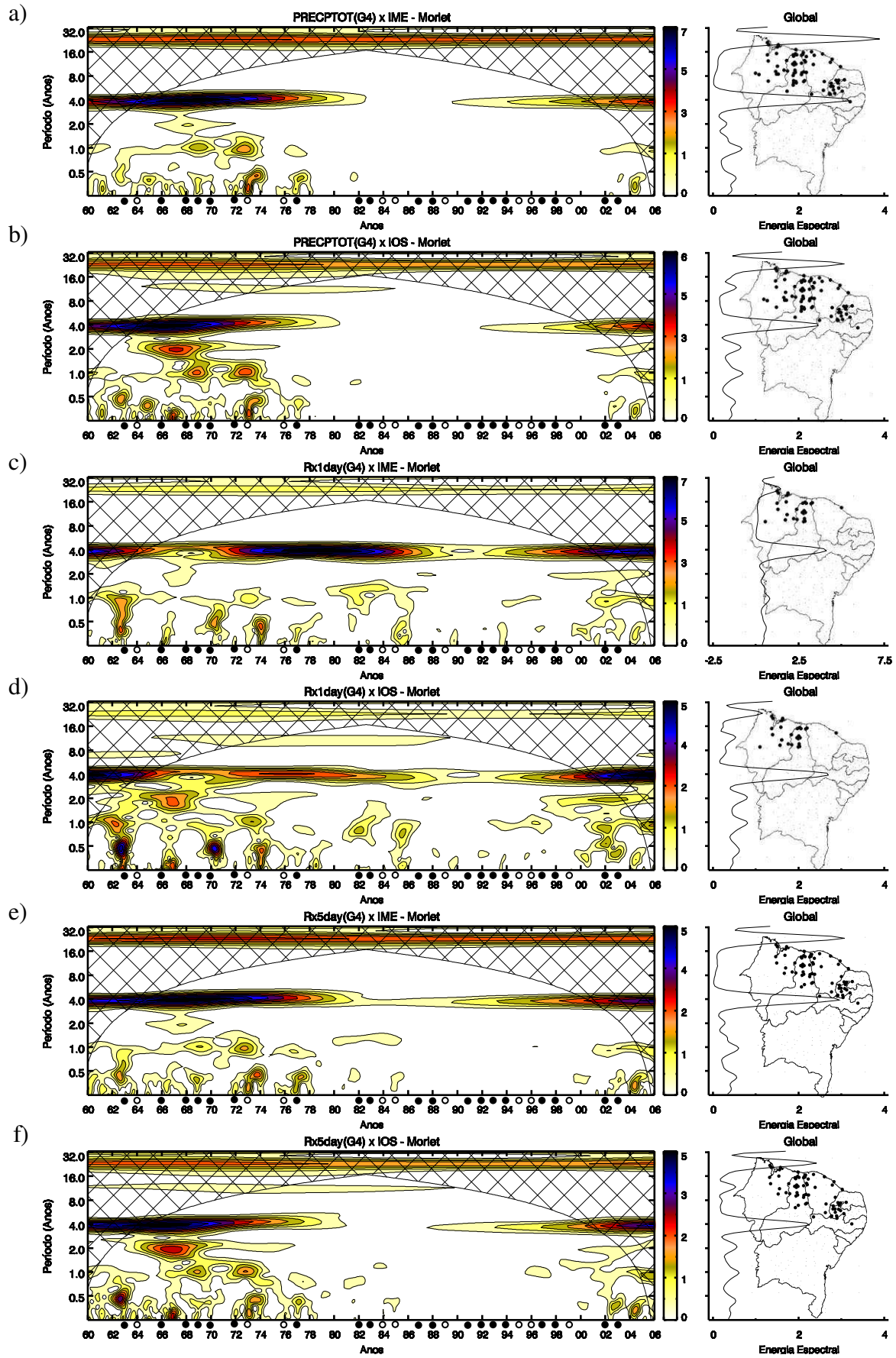


Figura F15 - Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: PRECPTOT (a,b), Rx1day (c,d) e Rx5day (e,f) de G4 contra índices oceânicos/TSMs.

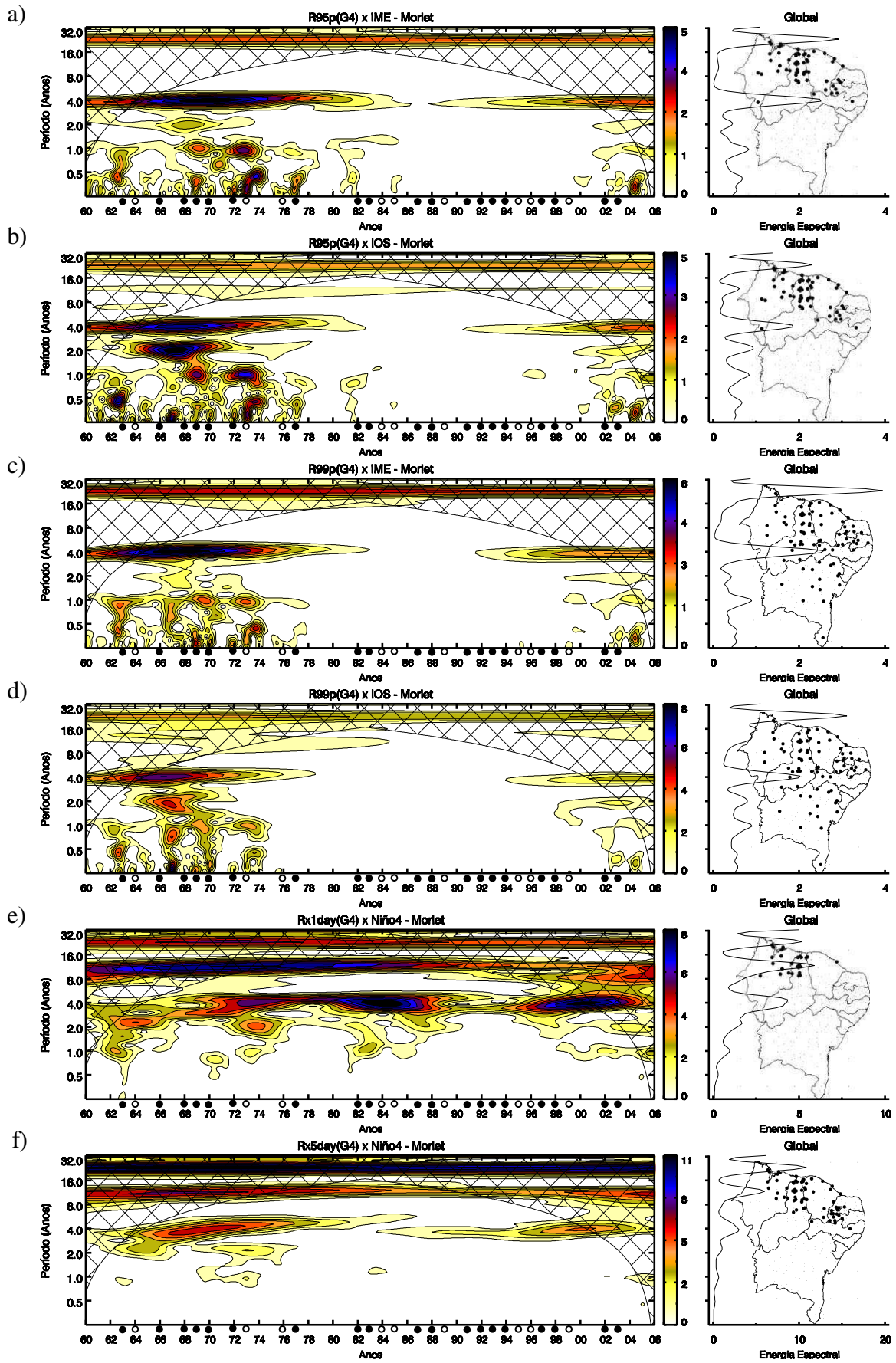


Figura F16 - Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: PRECPTOT (a,b), Rx1day (c,d) e Rx5day (e,f) de G4 contra índices oceânicos/TSMs.

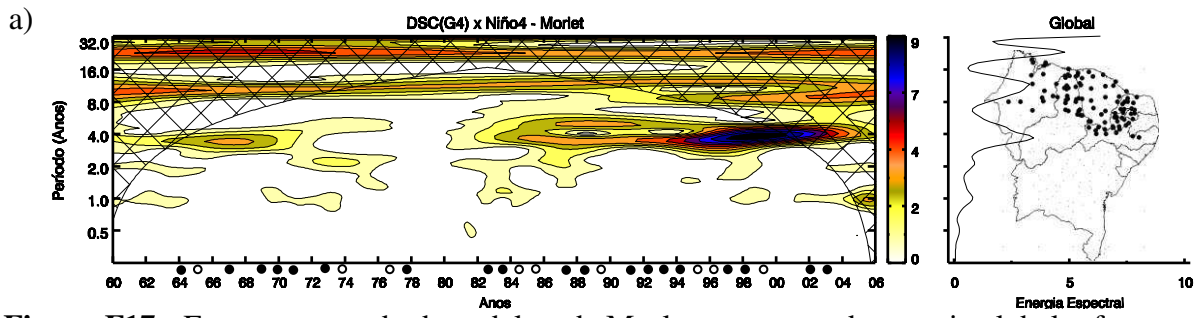


Figura F17 - Espectro cruzado de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a: DSC de G4 contra índices oceânicos/TSMs.