



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

TESE DE DOUTORADO

**“ANÁLISE ESPECTRAL E EM COMPONENTES PRINCIPAIS: UMA VISÃO
CONJUNTA À IDENTIFICAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DE OSCILAÇÕES E
RUIDOS ATMOSFÉRICOS NO AZP-AL”**

SANDRO CORREIA DE HOLANDA

**Campina Grande - Paraíba
Abril de 2009**



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

**“ANÁLISE ESPECTRAL E EM COMPONENTES PRINCIPAIS: UMA VISÃO
CONJUNTA À IDENTIFICAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DE OSCILAÇÕES E
RUIDOS ATMOSFÉRICOS NO AZP-AL”**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande em cumprimento às exigências para obtenção do título de Doutor em Meteorologia.

Área de Concentração: **Meteorologia**
Sub-área: **Meteorologia de Meso e Grande Escalas**

Orientadores: **Prof. Dr. Manoel F. Gomes Filho**
Prof. Dra. Natália Fedorova

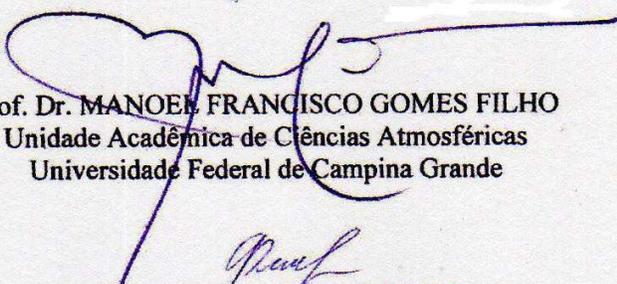
**Campina Grande - Paraíba
Abril de 2009**

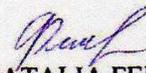
SANDRO CORREIA DE HOLANDA

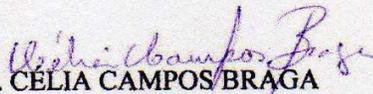
ANÁLISE ESPECTRAL E EM COMPONENTES PRINCIPAIS: UMA VISÃO CONJUNTA
À IDENTIFICAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DE OSCILAÇÕES E RUÍDOS NO AZP-AL

TESE APROVADA EM 13/4/2009

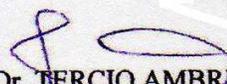
BANCA EXAMINADORA

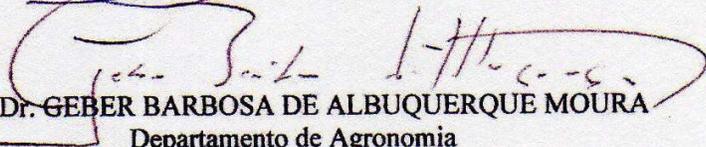

Prof. Dr. MANOEL FRANCISCO GOMES FILHO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dra. NATALIA FEDOROVA
Departamento de Meteorologia
Universidade Federal de Alagoas


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


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


Prof. Dr. TERCIO AMBRIZZI
Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas
Universidade de São Paulo


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

"In the day that the man understand the reason of life, he will reach to mind of God."

[Stephen Hawking, British physicist]

À meus pais, **Petrúcio** e **M^a Laura** pelo amor incondicional dedicado a mim. À meu **filho, irmãos, familiares e namorada**, especialmente, à minha avó “**Josita**” (in memorium), a meu avô **Manoel Aleixo** (in memorium) e à minha tia **Dalva** (in memorium).

DEDICO.

AGRADECIMENTOS

À **DEUS**, cujas obras, de riqueza incomensurável, deu-me conforto nos momentos mais difíceis.

Aos meus orientadores no curso de doutorado: Prof. **Manoel Francisco Gomes Filho**, D.Sc e a Profa **Natália Fedorova**, D.Sc, pela paciência, boa vontade e competência inerentes.

Ao Prof. **Jenner Barreto B. Filho**, D.Sc, do Instituto de Física da UFAL a quem tenho profundo respeito profissional e pessoal.

Aos Professores da Pós-Graduação do Curso de Meteorologia da UFCG.

Ao Prof. **Luis Carlos Baldicero Molion**, D.Sc, por ter cedido os dados do AZP-AL.

Aos amigos e colegas, **Heliofábio, Helber, Gidelson, Sérgio, Ewerton e Marcelo Schneider** por todo incentivo e/ou presteza nos momentos certos.

À minha família pelo apoio e incentivo incessantes durante minha vida pessoal, acadêmica e profissional.

Ao **CNPq**, pelo fomento importantíssimo da minha pesquisa.

Enfim, sou profundamente grato a todos que neste ou noutro plano torceram pelo sucesso deste projeto.

Meus sinceros agradecimentos!

RESUMO

Técnicas matemáticas e estatísticas como a análise multivariada em componentes principais ACP e a transformada em ondeletas TO foram aplicadas a dados horários de vento à superfície do Aeroporto Internacional Zumbi dos Palmares AZP-AL, entre 1991-97, localizado numa região de tabuleiro costeiro em Maceió-Alagoas. Por sua vez, a análise conjunta da ACP e da TO é motivada pelo fato de permitir observar as variabilidades sazonal e instantânea das componentes do vento à superfície e associá-las à fenômenos e sistemas meteorológicos típicos. O estudo consiste na caracterização e análise dos picos máximos de energia dos espectros globais associados à sistemas atuantes na região, ao nível de confiança estatística de 90%. A distribuição temporal destes picos máximos significantes são caracterizadas e analisadas nos escalogramas . Os resultados da distribuição temporal dos picos máximos de energia espectral associados às atuações de sistemas meteorológicos são comparados aos resultados da ACP visando encontrar padrões sazonais de ocorrências. A primeira componente principal que explica pouco mais de 51% (componente zonal) e 43% (componente meridional) da variância evidencia as atuações das Ondas de leste e das Brisas. A segunda componente principal que explica pouco mais de 46% (componente zonal) e 41% (componente meridional) da variância parece estar associada à Zona de convergência intertropical ZCIT, à Zona de convergência do atlântico sul ZCAS, aos Vórtices ciclônicos de altos níveis VCAN e às Oscilações Madden-Julian OMJ. Os escalogramas mostram que os espectros de energias significantes associadas às Oscilações Similares aos Sistemas Frontais não são identificados pelos padrões sazonais de ocorrências descritos pela ACP. A análise espectral constata que ciclo diário e as OMJ são os sistemas de maiores energias espectrais e se mostram bem definidos sazonalmente implicando que estes são os sistemas que mais influenciam à circulação local do vento à superfície. Observa-se, que os resultados apresentados da ACP e TO parecem ser antagônicos quanto ao ciclo diário, para a componente zonal. Desse modo o período de maior predominância de ocorrência, que envolve a estação chuvosa, para o ciclo diário coincide com as menores energias espectrais observadas durante os anos. Entretanto os resultados são convergentes e complementares, pois as menores energias estão associadas à convergência noturna que se intensificam neste período. Neste estudo encontraram-se resultados surpreendentes, além dos esperados, tais como: a existência de ruídos significantes nas escalas típica de oscilação do ENOS em todos os anos da ST, amplificando-se em 1994; a constatação de que os picos de energias associados às OMJ, em alguns anos, tem maiores influências à variabilidade do vento à superfície se comparada ao ciclo diário.

Palavras-chave: energia espectral, sistemas, variabilidade, distribuição temporal, variância.

SPECTRAL ANALYSIS AND PRINCIPAL COMPONENTS ANALYSIS: A TOGETHER VISION FOR THE IDENTIFICATION AND CHARACTERIZATION OF ATMOSPHERIC OSCILLATIONS END NOISE IN THE AZP-AL

ABSTRACT

Mathematical and statistical techniques like the principal components analysis PCA and the wavelets transformed WT were applied to hourly data of wind on the surface of the Zumbi of Palmares International Airport AZP-AL, between 1991-97, located in a region of coastal board in Brazil – Alagoas – Maceió. In turn, the together analysis of the PCA and the WT is motivated by the fact permit to observe the seasonal and instantaneous variability of the components of the wind on the surface and link them to the typical weather phenomena and systems. The study is the characterization and analysis of the energy peak of the global spectrum associated with systems operating in the region, with statistical significance 10%. The temporal distribution of these significant peaks are characterized and analyzed in scalegrams. The results of the temporal distribution of the spectral energy peaks associated with the actions of weather systems are compared to the results of the PCA in the search for seasonal patterns of occurrence. The first principal component that explains a little more than 51% (zonal component) and 43% (meridional component) of the variance evidence the activities of the east waves and breeze. The second principal component that explains a little more than 46% (zonal component) and 41% (meridional component) of the variance appears to be associated with the intertropical convergence zone ITCZ, the convergence zone of the South Atlantic CZSA, the Cyclonic vortices of high levels CVHL and the Madden-Julian Oscillation MJO. The scalegrams show that the energy spectrum associated with significant Systems Front Similars oscillations does not agree to seasonal pattern of occurrence described by the ACP. The spectral analysis found that daily cycle and Madden-Julian Oscillations are the systems of higher energy spectra show seasonally well defined implying that these are the systems that most affect the local circulation of the wind on the surface. Is observed that the results of the PCA and WT seem to be antagonistic about the daily cycle, to zonal component. So that the period of highest prevalence of occurrence, involving the rainy season, to daily cycle coincides with the lowest energy spectrum observed over the years. But in fact the results are convergent and complementary, because the lower energy are associated with the night convergence that intensify in this period. In this study are found surprising results, beyond the expected, such as: the existence of significant noise typical of the ENSO oscillation in all the years of ST, amplifying it in 1994; the fact that the energy peaks associated with MJO in some years, has greater influence on variability of the wind on the surface comparative the daily cycle.

Key- Words: energy spectrum, systems, variability, temporal distribution, variance.

SUMÁRIO

	Pág.
Lista de Figuras	
Lista de Tabelas	
Lista de Siglas	
CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO	16
1.1 Objetivos.....	18
1.2 Justificativa.....	19
1.3 Divisão da tese.....	20
CAPÍTULO II – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	21
2.1 Análise Multivariada em Componentes Principais – ACP.....	21
2.2 Transformada em Ondelela - TO.....	23
CAPÍTULO III – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	42
3.1 Aplicações da Transformada em Ondelelas (TO).....	42
3.2 Aplicações da Análise Multivariada em Componentes Principais (ACP's).....	44
3.3 Principais sistemas meteorológicos atuantes no NEB associados às variações no campo de vento à superfície.....	47
3.3.1 Sistemas Meteorológicos de Mesoescalas.....	49
3.3.1.1 Sistema de Ventos Terra-Mar.....	50
3.3.1.2 Vento Anabático – Catabático.....	51
3.3.1.3 Complexo Convectivo de Mesoescala.....	52
3.3.1.4 Vórtice Frio.....	54
3.3.1.5 Distúrbios de Leste.....	55
3.3.2 Sistemas Meteorológicos de Escala Sinótica.....	57
3.3.2.1 Sistemas Frontais – SF.....	57
3.3.2.2 Vórtices Ciclônicos em Altos Nívies - VCAN's.....	60
3.3.3 Sistemas Meteorológicos de Escala Global.....	64
3.3.3.1 Oscilações de Madden-Julian.....	64

3.3.3.2 Zona de Convergência Intertropical – ZCIT.....	67
3.3.3.3 EL Niño Oscilação Sul – ENOS.....	70
CAPÍTULO IV – DADOS E METODOLOGIA.....	74
4.1 Elementos Característicos Climatológicos e Físicos de Alagoas.....	74
4.1.1 Caracterização Climatológica da região de Estudo.....	74
4.1.2 Caracterização Física da Área de Estudo.....	78
4.1.3 Geomorfologia, Relevo, Hidrografia e Vegetação da Região de Estudo.....	79
4.2 Dados.....	82
4.3 Metodologia.....	82
4.3.1 Séries Temporais – ST.....	83
4.3.2 Técnica de Análise em Componentes Principais – ACP.....	85
4.3.3 Transformada em Ondeletas – TO.....	87
CAPÍTULO V – RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	92
5.1 Análises Espectrais Globais Características.....	92
5.1.1 Análise e Características dos Espectros Globais de Energias para as CZ e CM considerando todo o período da série temporal.....	93
5.1.2 Análise e Características anuais dos espectros globais de energia para as CZ e CM	96
5.2 Análise Espectral no Domínio do Tempo.....	108
5.2.1 Distribuição Temporal Total dos Espectros de Energias.....	109
5.2.2 Distribuição Temporal Anual dos Espectros de Energias.....	112
5.2.3 Escalas Espectrais Particulares.....	126
5.3 Análise em Componentes Principais – ACP.....	128
5.3.1 Análise da Componente Zonal - AZP.....	128
5.3.2 Análise da Componente Meridional – AZP.....	131
5.4 Diagnósticos paralelos entre a ACP e a TO.....	135
5.5 Contribuições e Implicações das atuações dos Sistemas Atmosféricos.....	139
CAPÍTULO VI – CONSIDERAÇÕES FINAIS E SUGESTÕES.....	141
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	145
APÊNDICE.....	156

LISTA DE FIGURAS

		Pág.
FIGURA 01	Um componente principal no caso de duas variáveis: (A) <i>loadings</i> são os cosenos dos ângulos; (B) <i>scores</i> são as projeções das amostras 1 a 6 na direção do CP.....	23
FIGURA 02	Configurações (a) da onda senoidal (infinita e simétrica) e (b) ondeleta (finita e assimétrica).....	25
FIGURA 03	Ondeleta mãe Haar (esquerda) mediante operações de contração (meio) e translação (direita).....	25
FIGURA 04	Primeira análise multiresolucional da ST.....	26
FIGURA 05	Segunda análise multiresolucional da ST.....	27
FIGURA 06	Periodograma da análise multiresolucional para os diferentes parâmetros de escala (j) e posição (k).....	28
FIGURA 07	Relações entre Escala (freqüênica) e o Tempo em diferentes bases: (a) Padrão, (b) Fourier, (c) Fourier Janelada e (d) Ondeleta (wavelet).....	29
FIGURA 08	Cobertura do espectro de frequências pela TEF (acima) e pela TO (abaixo).	30
FIGURA 09	Procedimento de aplicação da transformada <i>wavelet</i> sobre uma função unidimensional onde o valor de <i>C</i> representa o grau de correlação entre as funções analisadas.....	31
FIGURA 10	Ondeletas mãe mais comuns: (a e c) discreta e (b e d) contínuas.....	34
FIGURA 11	Ondeleta complexa de Morlet, a) ondeleta de Morlet com largura e amplitude arbitrária e com o tempo ao longo do eixo horizontal e b) construção da ondeleta de Morlet (azul tracejado) a partir de uma onda seno (verde) modulada por envelope gaussiano (vermelho).....	36
FIGURA 12	Componente real da TWM para o sinal de periodicidade 7, com $w_0 = 3, 5, 10$ e 15, respectivamente (a), (b), (c) e (d).....	37
FIGURA 13	(a) Espectro de ondeleta; (b) Espectro global de Energia. Em (a) a linha preta contínua representa o cone de influência. Os contornos pretos indicam a energia de maior significância estatística. A linha pontilhada em (b) representa o intervalo de confiança do espectro global (95%).....	39
FIGURA 14	(a) Distribuição espacial das estações (b) Isolinhas de altitude (m).....	47
FIGURA 15	Esquema de Circulação baseado no modelo de W. Ferrel com 3 células em cada hemisfério.....	48
FIGURA 16	Esquema do Vórtice Frio adaptada para o HS.....	54
FIGURA 17	Representação das secções horizontal (a) e vertical (b) característicos dos OL.....	56
FIGURA 18	Esquema característico de evolução temporal da frente oclusa (a) fria e (b) quente.....	59
FIGURA 19	Esquema da gênese dos VCAN's próximo a costa do NEB.....	62
FIGURA 20	Desenvolvimento das OMJ.....	66
FIGURA 21	Padrões do Dipolo (a) fase positiva e (b) fase negativa.....	69

FIGURA 22	Distribuições temporais da média corrida de 5 dias do IOS, em Darwin e Tahiti (acima); anomalias de pressão (no meio) e anomalias de radiação de onda longa (abaixo).....	71
FIGURA 23	Circulação de Walker em anos Normais e de El Niño.....	72
FIGURA 24	Localização do Estados de Alagoas no NEB.....	75
FIGURA 25	Mapeamento da Região Semi-árida do NEB.....	76
FIGURA 26	Mapeamento espaço-temporal da precipitação média mensal e histogramas da precipitação anual em 5 estações.....	77
FIGURA 27	(a) Meso-regiões do Estado de Alagoas (b) Principais cidades.....	78
FIGURA 28	Relevo do Estado de Alagoas.....	80
FIGURA 29	Mapa Geomorfológico de Maceió-AL.....	81
FIGURA 30	Diagrama sistetizando os métodos e processos da ACP.....	87
FIGURA 31	Função Ondeleta de Morlet.....	90
FIGURA 32	Diagrama sintetizando os métodos e processos de análise em ondeletas.....	91
FIGURA 33	Distribuições Espectrais Globais de Energias ao nível de confiança estatística de 90% para as Componentes dos Ventos Zonais (dispostos à esquerda) e Meridionais (dispostos à direita) considerando as <i>Escalas horárias</i> (a) e (b) e <i>diária</i> (c) e (d) para os anos de 1991 a 1997.....	94
FIGURA 34	Espectros de Ondeletas Globais (<i>Escalas horárias – Ciclos Diários e Intra-sazonais</i>) para as Componentes dos Ventos Zonais (dispostos à esquerda) e Meridionais (dispostos à direita) ao nível de confiança estatística de 90% para os anos de 1991 a 1997.....	100
FIGURA 35	Espectros de Ondeletas Globais (<i>Escalas diárias – Ciclos Intra-sazonais, Sazonais, Interanuais e Anuais</i>) para as Componentes dos Ventos Zonais (dispostos à esquerda) e Meridionais (dispostos à direita) ao nível de confiança estatística de 90% para os anos de 1991 a 1997.....	104
FIGURA 36	Escalograma Espectral Total de Energia da parte real dos coeficientes de ondeletas para o vento zonal nas escalas (a) horária e (b) diária.....	110
FIGURA 37	Escalograma Espectral Total de Energia da parte real dos coeficientes de ondeletas para o vento meridional nas escalas (a) horária e (b) diária.....	111
FIGURA 38	Escalograma do Espectro de Energia (1991) da parte real dos coeficientes de ondeletas para o vento <i>zonal e meridional</i> nas escalas horária (a) e (c) e diária (b) e (d).....	118
FIGURA 39	Escalograma Espectral de Energia (1992) da parte real dos coeficientes de ondeletas para o vento <i>zonal e meridional</i> nas escalas horária (a) e (c) e diária (b) e (d).....	119
FIGURA 40	Escalograma Espectral de Energia (1993) da parte real dos coeficientes de ondeletas para o vento <i>zonal e meridional</i> nas escalas horária (a) e (c) e diária (b) e (d).....	120
FIGURA 41	Escalograma Espectral de Energia (1994) da parte real dos coeficientes de ondeletas para o vento <i>zonal e meridional</i> nas escalas horária (a) e (c) e diária (b) e (d).....	121
FIGURA 42	Escalograma Espectral de Energia (1995) da parte real dos coeficientes de ondeletas para o vento <i>zonal e meridional</i> nas escalas horária (a) e (c) e diária (b) e (d).....	122

FIGURA 43	Escalograma Espectral de Energia (1996) da parte real dos coeficientes de ondeletas para o vento <i>zonal e meridional</i> nas escalas horária (a) e (c) e diária (b) e (d).....	123
FIGURA 44	Escalograma Espectral de Energia (1997) da parte real dos coeficientes de ondeletas para o vento <i>zonal e meridional</i> nas escalas horária (a) e (c) e diária (b) e (d).....	124
FIGURA 45	Distribuição sazonal de correlações dos 3 CP's.....	130
FIGURA 46	Distribuição dos autovalores da matriz de correlação.....	131
FIGURA 47	Distribuição sazonal de correlações dos 3 CP's.....	133
FIGURA 48	Distribuição dos autovalores da matriz de correlação.....	134
FIGURA 49	Distribuição de frequência horária (a) dos ventos mais intensos (b) das direções dos ventos, entre os anos de 1991 a 1997.....	139

LISTA DE TABELAS

	Pág.
Tabela 01 Máximos de Energia associados à fenômenos atmosféricos típicos e/ou atípicos no AZP-AL.....	107
Tabela 02 Identificação das oscilações atmosféricas típicas que apresentam-se bem definidas durante o ano específico nos escalogramas da parte real dos coeficientes de ondeletas, ao nível de confiança estatística de 90%, para as componentes zonal (CZ) e meridional (CM).....	116
Tabela 03 Variância das 3 componentes principais (Zonal).....	129
Tabela 04 Variância das 3 componentes principais (Meridional).....	132

LISTA DE SIGRAS E ABREVIATURAS

AZP/AL	Aeroporto Internacional Zumbi dos Palmares/Alagoas.
ACP's	Análise em componentes principais.
ASAS	Anticiclone subtropical do atlântico sul.
CZ	Componente zonal
CM	Componente meridional
CCM's	Complexo convectivo de mesoescala.
CP's	Componentes principais
DP	Dispersão de poluentes
ENOS	El Niño – oscilação sul
GWS	Global wavelet spectrum
GEO	Geração de energia eólica
IOS	Índice de oscilação sul
KMO	Teste de significância de Kaiser-Meyer-Olkin
NEB	Nordeste do Brasil
OL	Ondas de leste
OMJ	Oscilações Madden-Julian
OAI	Oscilações atípicas inter-sazonais
OSSF	Oscilações similares aos sistemas frontais
PD	Pouso e decolagem
SF	Sistemas frontais
ST	Série temporal
TEF	Transformada janelada de Fourier
TWM	Transformada em ondeleta Morlet
TO	Transformada em ondeletas.
TSM	Temperatura da superfície do mar.
VCAN's	Vórtices ciclônicos em altos níveis.
ZCIT	Zona de convergência intertropical.
ZCAS	Zona de convergência do atlântico sul

INTRODUÇÃO

São vários os sistemas meteorológicos de escalas (micro, meso, sinótica e global) que estão intrinsecamente ligados à circulação geral e local da atmosfera produzindo variabilidade em variáveis tais como a precipitação e vento à superfície. Servain e Lucas (1990), Rao et al. (1993) e Silva Aragão et al. (1997) sugerem a existência de uma relação entre a circulação à superfície e a precipitação no Nordeste do Brasil. Pandzic e Kisegi (1990) acreditam que, independentemente da localidade estudada, a climatologia da precipitação associada a sistemas de escala sinótica deve estar diretamente correlacionada com a circulação atmosférica em superfície.

Neste estudo são utilizadas as técnicas matemáticas e estatísticas da Transformada em Ondeletas (TO) e da Análise em Componentes Principais (ACP) aplicadas à série temporal ST do vento à superfície do Aeroporto Internacional Zumbi dos Palmares em Alagoas AZP-AL para o período de 1991-97. Barbosa e Ambrizzi (2005) aplicaram técnicas da TO e Funções Ortogonais Empíricas visando descrever a variabilidade intrasazonal de precipitação na região do Brasil Tropical bem como sua estrutura dinâmica.

O caráter caótico (não-linear) dos sistemas e fenômenos atmosféricos motivam o uso da TO que, ao contrário da Transformada de Fourier TF, é mais apropriada para o sinal atmosférico de momentos estatísticos fractais por conseguir observar a variabilidade das diferentes escalas de frequências típicas ao longo do tempo.

À princípio, aplicada à análise de sinais sísmicos na geofísica (Morlet, 1983), a TO nas últimas décadas, vem sendo empregadas à área de ciências atmosféricas. Dentre as aplicações pioneiras, destacam-se os estudos de turbulência (Meneveau, 1991; Farge, 1992; Gao e Li, 1993; Katul et al., 1994; Gambis, 1992). Contudo, uma das problemáticas da TO está na incerteza da localização da escala e tempo, definida pelo princípio da incerteza de Heisenberg e no teste de qualidade (qui-quadrado), que não é o mais adequado. A rigor, o caráter qualitativo da TO requer um teste de significância não-estacionário (Lau & Weng, 1995).

A Análise em Componentes Principais ACP é uma ferramenta importante, a exemplo da TO, e tem grande vantagem de reduzir o número de variáveis por meio de uma transformação linear das variáveis originais. De modo que esta técnica tem, pelo menos, duas características relevantes: a primeira, garante que todas as componentes principais CP's geradas nas transformações lineares são mutuamente ortogonais, implicando que as informações estatísticas das componentes principais são totalmente diferentes e a segunda, consiste na maximização da informação estatística para cada uma das componentes principais.

A interpretação física das CP's tem caráter totalmente subjetivo. É bom ressaltar que a ACP foi introduzida por Lorenz (1956) em estudos meteorológicos que as denominou de funções ortogonais empíricas (EOF).

São vários os problemas iniciais e hipótese que nos levaram a este trabalho científico. Um dos problemas consiste no uso de ferramentas adequadas à identificação e caracterização dos sistemas mais relevantes, de escalas de tempo variadas, à variabilidade do vento local (AZP-AL), cuja hipótese está no uso das técnicas da TO e da ACP. Outro problema inicial está na possibilidade dos resultados da ACP e TO serem antagônicos, cuja melhor hipótese reside na comparação dos resultados e comprovação quanto à convergência e complementaridade dos resultados. A caracterização de ruídos na ST com o uso das técnicas da TO e da ACP, é um terceiro problema, cuja hipótese mais plausível está no fato do ruído vermelho ocorrer em baixas escalas de frequências e continuamente ao longo de toda a ST, para a TO e, para a ACP, os ruídos são, geralmente, associados às componentes principais de baixa variância explicada.

Neste trabalho, em especial, os resultados das técnicas da ACP e da TO comprovam a existência de padrões sazonais típicos de ocorrência de sistemas no AZP-AL que vão desde a escala diária até a anual, passando pelas Oscilações Madden-Julian OMJ. De modo que, o ciclo diário e as OMJ são os sistemas de maiores energias espectrais e de melhores definições nos escalogramas. Entretanto, observa-se que foram encontrados resultados surpreendentes, além dos esperados, tais como: a existência de ruídos significantes nas escalas típica de oscilação ENOS em todos os anos da ST, amplificados em 1994; constatou-se que os picos de energia associados às OMJ, em alguns anos, tem maior influência a variabilidade do vento à superfície no ciclo diário na região litorânea de tabuleiro costeiro, onde localiza-se o AZP-AL.

1.1 Objetivos

Esta pesquisa tem como objetivo identificar, caracterizar e analisar os sistemas que mais influenciam os regimes do vento à superfície na área do Aeroporto Internacional Zumbi dos Palmares em Maceió-AL, através da TO e da ACP.

Os objetivos principais deste projeto consistem em:

- Identificar, caracterizar e analisar os picos de energia desde as altas frequências (ciclo diário) até as mais baixas frequências (ciclo sazonal) mediante o Espectro Global das componentes zonal e meridional do vento para o AZP/AL;
- Relacionar e analisar todos os picos de energia do espectro global aos diversos fenômenos e sistemas atmosféricos típicos que atuam no NEB, especialmente em Alagoas;
- Identificar os sistemas atmosféricos que mais influenciam o vento local, mediante as maiores energias espectrais;
- Caracterizar e analisar padrões na distribuição sazonal das maiores energias espectrais associadas aos fenômenos atmosféricos típicos do NEB;
- Identificar e caracterizar com uso dos escalogramas a variabilidade sazonal das escalas de frequências de maiores energias espectrais associadas aos diversos sistemas atuantes na região;
- Comparar e analisar as características sazonal e instantânea da ACP e TO, respectivamente, quanto as atuações dos sistemas atmosféricos, de sorte que os resultados sejam complementares;

- Identificar e caracterizar as escalas de frequências associadas à sistemas atípicos ou ainda desconhecidos pela comunidade científica, bem como a presença de ruídos significantes na ST;
- Caracterizar a distribuição temporal na escala horária dos regimes do vento à superfície na área do aeroporto através da determinação dos ventos mais frequentes quanto à direção e magnitude.

1.2 Justificativa

Este estudo é importante porque possibilita conhecer com maior confiabilidade as influências dos sistemas meteorológicos à variabilidade do vento local e relacioná-los com a precipitação. Além disso, os resultados encontrados poderão servir de subsídio para ajustes em modelos numéricos regionais como o BRAMS (disponível no DCA/UFCG) e o ETA (operado pela Secretaria Executiva de Meio Ambiente, Recursos Hídricos e Naturais de Alagoas), possibilitando um aprimoramento da previsão da circulação e precipitação associada, aspecto particularmente importante para os produtores alagoanos de cana-de-açúcar e outras culturas.

Especificamente em Meteorologia, o desafio dos pesquisadores está em compreender os fenômenos atmosféricos de modo a prevê-los com precisão de tempo e espaço. As pesquisas em geral têm utilizado diversas técnicas estatísticas aplicadas a sinais temporais de dados observados, como por exemplo, a Transformada de Fourier, com o propósito de entender a partir de oscilações atmosféricas regulares do passado, vislumbrar os processos meteorológicos futuros. A grande maioria dos estudos utilizam métodos convencionais que captam do sinal informações generalizadas, de modo à não perceber a sua real estrutura temporal. Neste sentido, o uso da TO em Meteorologia faz o diferencial entre outras técnicas, podendo oferecer ao usuário uma gama de detalhes que contribui para a maior compreensão dos processos de múltiplas escalas de tempo e suas interações (Vitorino, 2005).

Em geral, experiência adquirida com os resultados desse estudo servirá de base para a análise de dados informativos coletados no Estado de Alagoas por outras instituições, o que de grande importância sócio-econômica, ambiental e científica tendo em vista sua aplicabilidade no desenvolvimento de projetos voltados para: ajustes de modelos de previsão à circulação local, geração de energia eólica, segurança do voo, construção de aeródromos, análise e controle de dispersão de poluentes na atmosfera, aplicação via aérea de defensivos agrícolas, planejamento da rede de turismo mediante o fluxo e a permanência estimados de turistas, etc.

1.3 Divisão da tese

O conhecimento dos problemas inerentes ao tema da pesquisa, os métodos e processos envolvidos e os resultados desta tese, são apresentados, de modo a difundir-los sistematicamente. A tese está dividida em:

O capítulo I, trata da introdução onde são apresentados os fatores motivantes, os objetivos e a justificativa do trabalho; o capítulo II, traz a fundamentação teórica, onde os fundamentos gerais à ACP e à TO são descritas em seções separadas; o capítulo III, envolve a revisão literária onde são apresentados as aplicações das Técnicas da TO e ACP à geociência, bem como, os diversos sistemas atuantes na região de estudo de escalas meso até global; o capítulo IV, trata da caracterização climática e física da região de estudo, bem como, da origem e natureza dos dados e da metodologia empregada com o uso da ACP e TO; o capítulo V, traz os resultados e discussões, o qual é subdividido em cinco seções principais: na 1ª seção são identificados, caracterizados e analisados as maiores energias dos espectros globais, ao nível de confiança estatística de 90%; na 2ª seção a distribuição temporal da energia espectral é caracterizada e analisada através dos escalogramas; na 3ª seção são apresentados as componentes principais que representam a máxima variância dos dados originais; na 4ª seção são observados e comparados os resultados da ACP e da TO identificando as convergências e a complementaridade dos resultados e na última seção são apresentados os sistemas mais influentes aos processos de pouso e decolagem de aeronaves, à geração de energia eólica e à dispersão de poluentes e por último o capítulo VI, onde são abordados as conclusões e sugestões que sintetizam os aspectos mais importantes e relevantes do trabalho.

FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Os fundamentos teóricos que governam os métodos e processos matemáticos, estatísticos e físicos ligados à ACP e à TO são abordados sucintamente neste capítulo.

2.1 Análise Multivariada em Componentes Principais (ACP)

Muitos dos algoritmos clássicos de processamento de sinal recorrem, de uma ou de outra forma, a métodos de descorrelações de dados. As vantagens de tais técnicas baseiam-se num princípio relativamente simples: ao descorrelacionar os dados, estamos a eliminar parte da informação redundante em cada dimensão. Porventura, um dos métodos mais utilizados para a descorrelação de dados, é o método denominado Análise em Componentes Principais (ACP).

A utilização dos componentes principais (autovetores) para definir um espaço de fatores que englobe os dados, não modifica os dados em si, mas simplesmente encontra um sistema de coordenadas mais conveniente, capaz de remover ruído dos dados sem distorcê-los e de diminuir sua dimensionalidade sem comprometer seu conteúdo de informações.

Em geral objetivo da análise em componentes principais é encontrar uma transformação mais representativa e geralmente mais compacta das observações. O método de ACP transforma um vetor aleatório $X \in \mathbb{R}^m$ noutra vetor $y \in \mathbb{R}^n$ (para $n \leq m$) projetando X nas n direções ortogonais de maior variância (as componentes principais).

Mais precisamente, a ACP consiste numa transformação linear e ortogonal dos caracteres iniciais visando maximizar a variância, procurando uma menor deformação possível dos indivíduos, quando projetados em um subespaço de menor dimensão, denominado de plano principal \mathbf{p} . Em outras palavras, a análise das componentes principais nada mais é que o cálculo dos autovalores e correspondentes autovetores de uma matriz de variâncias-covariâncias ou de uma matriz de coeficientes de correlação entre variáveis. Observando que quando as variáveis, devido a escalas diferentes de mensurações empregadas, não podem ser

diretamente comparadas, torna-se necessário preliminarmente a padronização, de modo que as variáveis transformadas passem a ter média zero e variância unitária, o que é conseguido pela transformação "z".

$$Z = \frac{x_i - \bar{x}}{Dp}$$

Dada uma matriz de dados iniciais de dimensão n obtém-se a matriz de variância e covariância S centrados na média por meio de:

$$S = \frac{1}{n} X.X.' \text{ com, } X = x - \bar{x} \text{ e } X' \text{ é a transposta de } X.$$

Sendo a matriz R , o operador T de $R^n \rightarrow R^n$, simétrico e positivo diz-se que essa matriz é perfeitamente diagonalizável por uma matriz ortogonal A conhecida por matriz de autovetores. Ou seja:

$$R = S = \frac{1}{n} X.X.' \text{ e } D = A^{-1}.R.A \text{ de sorte que}$$

$$A = |R - \lambda I|, V = 0$$

A equação acima é chamada equação característica do operador T ou matriz R . Com base nesta mesma equação é possível a determinação dos autovalores (λ).

Após a determinação dos autovalores, Retorna-se a equação característica e calcula-se os autovetores associados aos autovalores de A mediante a substituição dos valores encontrados dos autovalores (λ). De modo que os autovetores são indeterminados, respectivamente, a um factor de escala, pois qualquer vector $\alpha_i V_i$, com $i = 1, 2, 3$ e $\alpha_i \neq 0$, também é um autovetor da matriz V . Por convenção os autovetores, associados aos autovalores, passam a ser expressos por:

$$V = \frac{V}{\|V\|}$$

E em seguida, determina-se as Componentes Principais. As Componentes Principais U_i são obtidas pela combinação linear da transposta da matriz de autovetores (A') normalizados e a matriz inicial X . Ou seja:

$U = A^t \cdot X$, com a condição de ortogonalidade $A^t = A^{-1}$, teremos

$$X = AU$$

A multiplicação da matriz original de dados pela matriz de autovetores fornecem os pesos (*scores*) dos indivíduos e as cargas (*loadings*). Numa interpretação geométrica observa-se que *scores* representam as projeções dos indivíduos na direção da componente principal e, por outro lado, os (*loadings*) são os cossenos dos ângulos formados entre a componente principal e cada variável. Considerando apenas duas variáveis a interpretação geométrica dos *scores* e *loadings* pode ser observada na Figura 01.

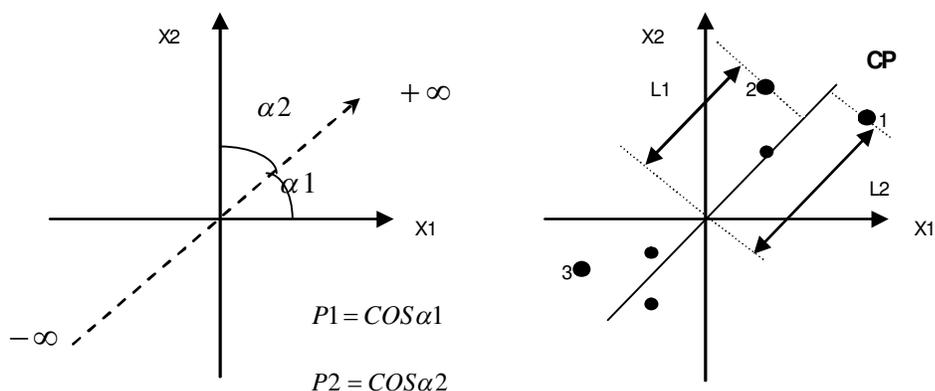


FIGURA 01: Um componente principal no caso de duas variáveis: (A) *loadings* são os cossenos dos ângulos; (B) *scores* são as projeções das amostras 1 a 6 na direção do CP.

Em resumo, a análise dos componentes principais é um método que tem por finalidade básica, a redução de dados a partir de combinações lineares das variáveis originais.

2.2 – Transformada em Ondeletas - TO

Na atualidade, o estudo de sinais caóticos (não-estacionários) exige a utilização de técnicas matemáticas robustas de análise para poder observar, caracterizar e compreender os fenômenos atmosféricos que estão atuando. Um exemplo clássico de dados (sinais) que

apresentam variabilidade complexa (caótica) são aqueles relacionados à observação de variáveis atmosféricas e do meio ambiente (velocidade de vento, temperatura em camadas limites, crescimento de biomassa, etc) (BARBOSA et al., 2005). Neste sentido, é observado que a transformada em ondeletas (wavelet) é uma ferramenta bastante utilizada em estudos de sinais atmosféricos (caóticos).

O termo ondeleta (Wavelet) foi mencionado pela primeira vez em 1909 na tese de Alfred Haar. Mas, só no final da década de 70 que começou a ser estudada e aplicada em muitas áreas, principalmente em processamento de sinais. O desenvolvimento da análise de ondeleta foi motivado pelo desejo de superar o entendimento dos processos apresentados pela transformada de Fourier tradicional.

Segundo Reboita (2004), a decomposição de sinais via transformada em ondeleta (wavelet) traz informações mais completas relativo a outros métodos de decomposição de sinal, a exemplo, da transformada de Fourier. A transformada de Fourier foi desenvolvida para a análise de sinais estacionários. Por outro lado, a transformada em ondeleta foi idealizada a fim de estudar sinais não-estacionários (caóticos). Além disso, a transformada de Fourier só permite a análise global do sinal e a sua reconstrução total, enquanto que a transformada de ondeleta permite estudar o sinal tanto localmente quanto globalmente.

Meyer (1993) apresenta uma retrospectiva histórica das ondeletas, desde Fourier (1807), passando por Haar (1909), Calderon (1960) e Grossmann e Morlet (1980) (Vitorino 2003).

Em geral uma onda (*wave*) é normalmente descrita como um movimento oscilatório que varia no tempo ou espaço, como por exemplo, uma onda senoidal (energia infinita). Uma ondeleta (wavelet) é uma onda pequena (pulso), ou pedaço de onda, com energia finita. A ondeleta ainda possui características oscilatórias de onda, mas tem duração limitada e um valor médio de zero. É fácil ver as diferenças típicas da ondeleta relativo à senoide, por ser finita e assimétrica (Figura 02).

Particularmente, as ondeletas (wavelets) são funções matemáticas comumente empregadas como funções de base em análise de sinais (funções unidimensionais) para decompor estes sinais em componentes de diferentes frequências. Uma característica importante das funções de base ou ondeletas é que elas estão relacionadas umas as outras através de simples dilatações e translações.

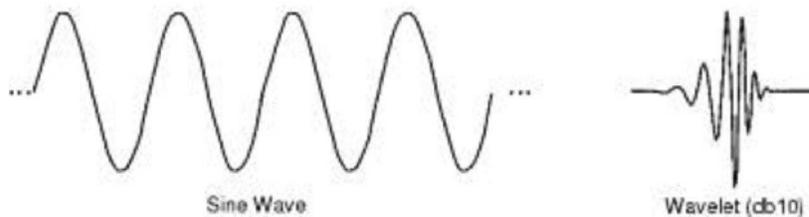


FIGURA 02: Configurações (a) da onda senoidal (infinita e simétrica) e (b) ondeleta (finita e assimétrica).

FONTE Lucca, 2007.

De acordo com Weng e Lau (1994), a denominação ondeleta (wavelet) está ligada ao conjunto de ondas formadas por dilatações [$\Psi(t) \rightarrow \Psi(2t)$] e translações [$\Psi(t) \rightarrow \Psi(t + 1)$] de uma única função $\Psi(t)$, que é quadraticamente integrável no espaço $[L^2(\mathbb{R})]$ e possui energia finita. A função $\Psi(t)$ é conhecida como ondeleta mãe, ondeleta básica ou ondeleta analisadora. Por outro lado, as funções derivadas da ondeleta mãe por dilatações e translações são denominadas apenas de ondeletas filhas ou ondeletas.

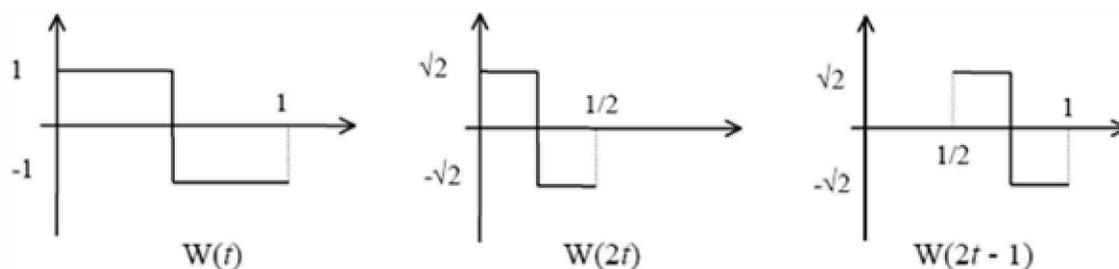


FIGURA 03: Ondeleta mãe Haar (esquerda) mediante operações de contração (meio) e translação (direita).

FONTE: Faria, 1997.

Faria (1997), apresenta o processo de contração e dilatação tendo como base a ondeleta (Haar) que foi introduzida no início do século XX (1910) sofre contração (dilatação) e translação (deslocamento), dando origem a $W(2t)$ e $W(2t-1)$ (Figura 03).

Em geral, matematicamente, a função ondeleta numa escala (a) e posição (b), onde (a) e (b) são valores reais, e $a > 0$, é definida como:

$$\psi(t-b, a) = \frac{1}{\sqrt{a}} \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right)$$

Por sua vez, a transformada em ondeleta (wavelet) contínua de um sinal $f(t)$ é definida como (Daubechies, 1988; Weng e Lau, 1994):

$$(W_{\Psi} f)(t-b, a) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int f(t) \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right) dt,$$

de modo que $f(t)$ é a função característica dos dados da série temporal analisada, sendo o termo $1/\sqrt{a}$ útil à normalização da energia de cada ondeleta gerada.

Antes de tratar das relações intrínsecas de resolução nos domínios da frequência e tempo é importante mostrar os processos de decomposição de escalas numa série temporal.

De acordo com Bolzan (2006), para uma dada série temporal com s pontos é possível representá-la numa escala diádica, ou seja, $s=2^n$. Por exemplo: Tendo uma ST com 1024 pontos implica que $n=10$, ou seja essa ST será decomposta em 10 escalas de frequências que podem ser visualizadas no espectro. Sendo assim, ainda segundo Bolzan (2006), a primeira escala de frequência a ser analisada será $n-1=9$ implicando que $s=512$ pontos.

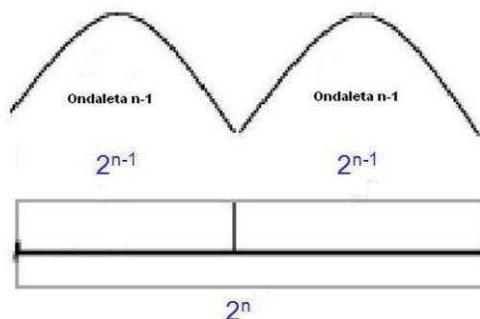


FIGURA 04: Primeira análise multiresolucional da ST
 FONTE: Bolzan, 2006.

Logo, a função ondeleta-mãe é comprimida pela metade e a TO será aplicada à primeira metade da ST e, em seguida, a função ondeleta-mãe é transladada para a segunda metade da ST (Figura 04).

Para o segundo nível de resolução teremos $n-2=8$ implicando em $s=256$ pontos, ou seja, a resolução temporal aumenta sendo a ST analisada a cada 25% (256 pontos) até o total de 1024 pontos mediante translações da ondeleta-mãe (Figura 05).

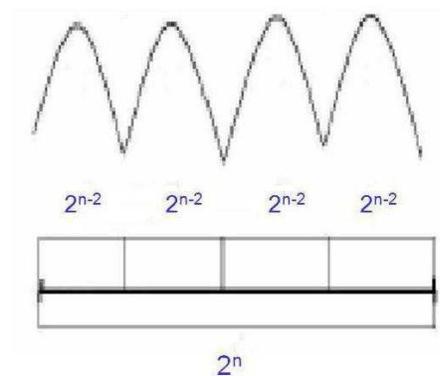


FIGURA 05: Segunda análise multiresolucional da ST.
FONTE: Bolzan, 2006.

A análise em ondeletas é vantajosa por possuir dupla localização, na frequência e no tempo, o que implica que quando alarga o tempo focaliza-se as altas frequências, quando diminui o tempo observa-se as baixas frequências.

O Princípio de Incerteza de Heisenberg, segundo o qual não se pode ganhar simultaneamente em resolução no domínio do tempo e da frequência, aplica-se à transformada de wavelet. Neste sentido, as ondeletas buscam o equilíbrio balanceando as incertezas entre o domínio do tempo e o domínio da frequência (Figura 06).

Por meio da Figura 07 observa-se o uso de diferentes bases cada qual favorecendo tempo ou frequência. Quando a transformada em wavelet é a base (Figura 07d) altas frequências podem ser bem localizadas no tempo, porém a incerteza na localização da frequência aumenta com o

aumento da frequência, ou seja, grandes escalas bem resolvidas no domínio da frequência implicam em incerteza em sua localização.

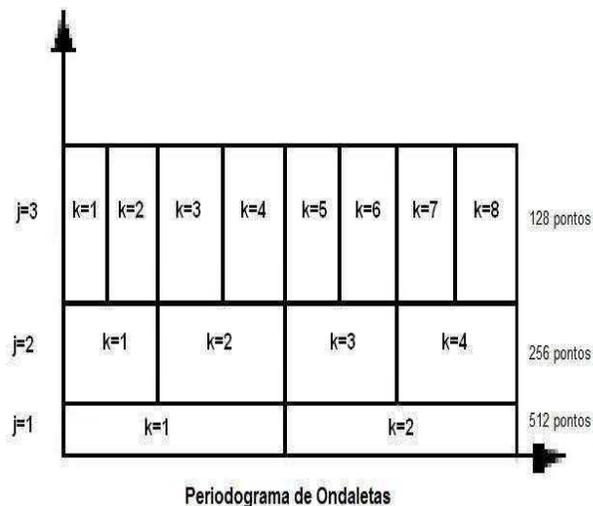


FIGURA 06: Periodograma da análise multiresolucional para os diferentes parâmetros de escala (j) e posição (k).
FONTE: Bolzan, 2006.

Assim, como exemplificado pela Figura 07, o plano tempo-frequência é predeterminado pela função base.

Segundo, Faria (1997) a transformada janelada de Fourier TEF divide o plano tempo-frequência em porções de dimensões regulares e constantes, analisando em frequências altas com as mesmas resoluções que analisa frequências baixas. A transformada wavelet, por outro lado, permite uma cobertura do plano tempo-frequência com resolução temporal (e frequencial) nas faixas de baixas frequências diferente da resolução em altas frequências. Alguns autores consideram esta a principal diferença entre a TEF e a transformada em ondetetas.

A resolução no plano tempo-frequência para as ondetetas é mais fina no tempo para altas frequências, e mais sintonizada ou seletiva para a frequência em frequências mais baixas.

Quando se analisa frequências mais altas a resolução temporal é mais fina do que quando se analisa em frequências baixas. Já a resolução em frequência fica melhor nas frequências mais baixas, onde a segmentação do espectro é mais fina e resolvida do que em altas frequências. A Figura 08, logo abaixo, é auxiliar na compreensão desta segmentação do espectro.

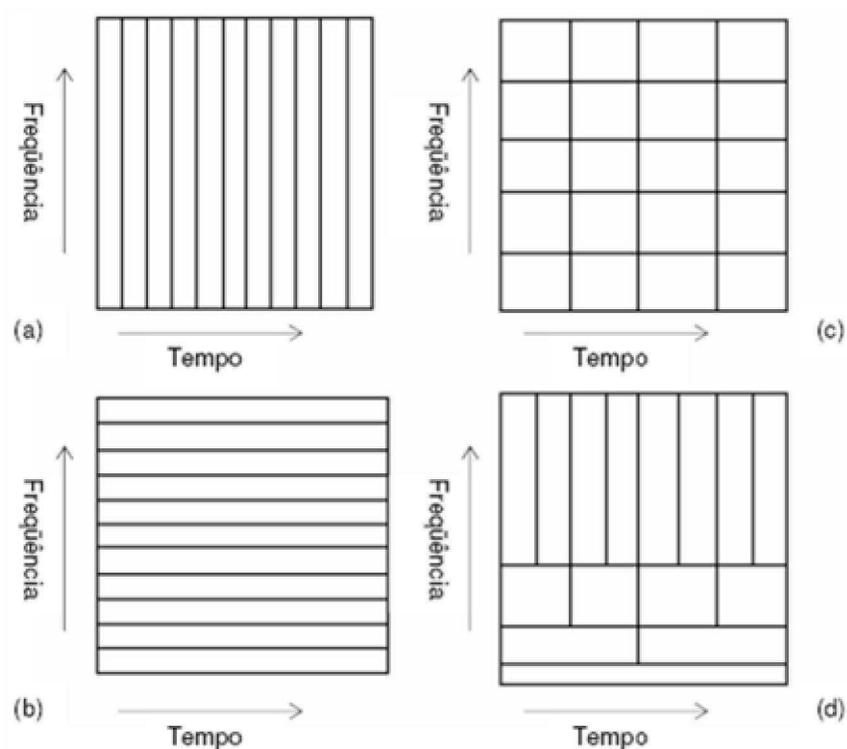


FIGURA 07: Relações entre Escala (frequência) e o Tempo em diferentes bases: (a) Padrão, (b) Fourier, (c) Fourier Janelada e (d) Ondeleta (wavelet).
 FONTE: Bertagnolli, 2006.

De acordo com Faria (1997), esse efeito pode ser explicado de outra maneira: na análise em frequências mais altas a transformada emprega ondeletas mais finas, comprimidas e de curta duração, portanto permitindo a visualização do sinal analisado numa escala mais detalhada, localizada, com melhor resolução temporal.

Em frequências mais baixas, ondeletas mais largas e dilatadas enquadram o sinal numa escala maior, menos detalhada, permitindo visualizar características globais. Nesta faixa, a análise apresenta uma resolução de frequência mais fina do que a temporal, tornando mais fácil a localização em frequência. Esse aspecto funcional das ondeletas justifica o título de microscópio matemático que muitos pesquisadores lhe conferem.

A transformada em ondeletas pode ter característica discreta ou contínua. O diferencial entre os dois tipos está no conjunto de fatores de escala frequência e posição tempo nos quais as ondeletas podem operar.

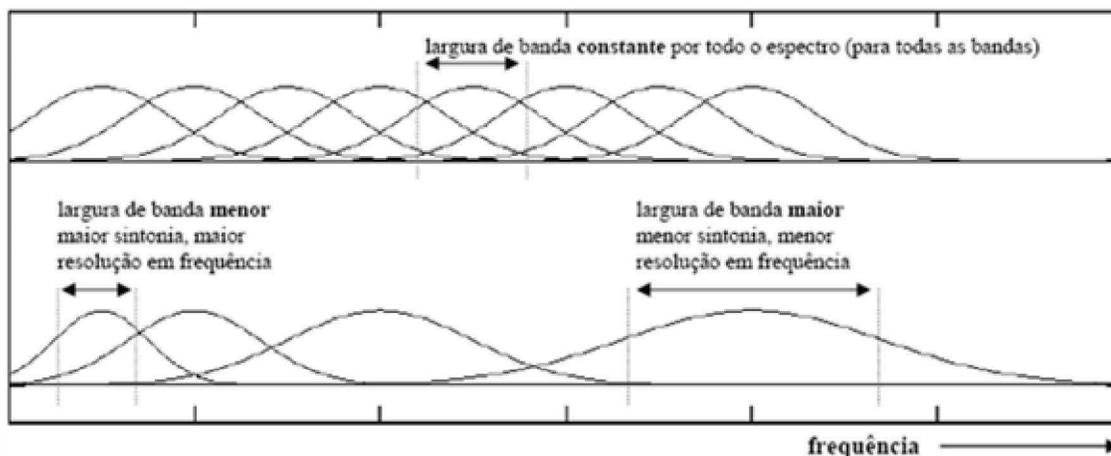


FIGURA 08 - Cobertura do espectro de frequências pela TEF (acima) e pela TO (abaixo).
 FONTE: Faria (1997).

Particularmente, a transformada em ondeletas discretas tem a propriedade de representar os dados de modo mais compacto. Neste sentido, é bastante rápida e mais adequada para processamento de imagens, filtragens, identificação de sinais patológicos na voz humana e quando existem matrizes grandes.

Por outro lado, a transformada em ondeletas contínuas tem a propriedade de poder operar em qualquer escala, desde o tamanho total do sinal até o nível que se deseja. Entretanto, calcular os coeficientes em todas as escalas possíveis gera muita informação redundante e aumenta o custo computacional.

Para entender melhor como a transformada em ondeleta é aplicada a uma função unidimensional observe a Figura 09. Segundo Lucca (2007), a princípio a função original é comparada com uma função wavelet.

Em seguida, calcula-se o número C no qual está imbuído o grau de correlação entre a wavelet e função analisada (série temporal). Ainda de acordo com Lucca (2007), quanto maior o valor de C , maior a similaridade onde percebe-se que o resultado depende da forma da wavelet que foi escolhida. Por fim, procede-se à translação e dilatação. De sorte que faz-se a translação da wavelet para a direita (próxima seção do sinal) e repetem-se os passos anteriores (comparação e cômputo do valor C) até que a função toda seja analisada e, por conseguinte, dilatar a função e repetir o procedimento para esta nova escala da função e as demais que forem realizadas. Ao

final são obtidos os coeficientes produzidos em diferentes escalas e nas diferentes seções da função original.

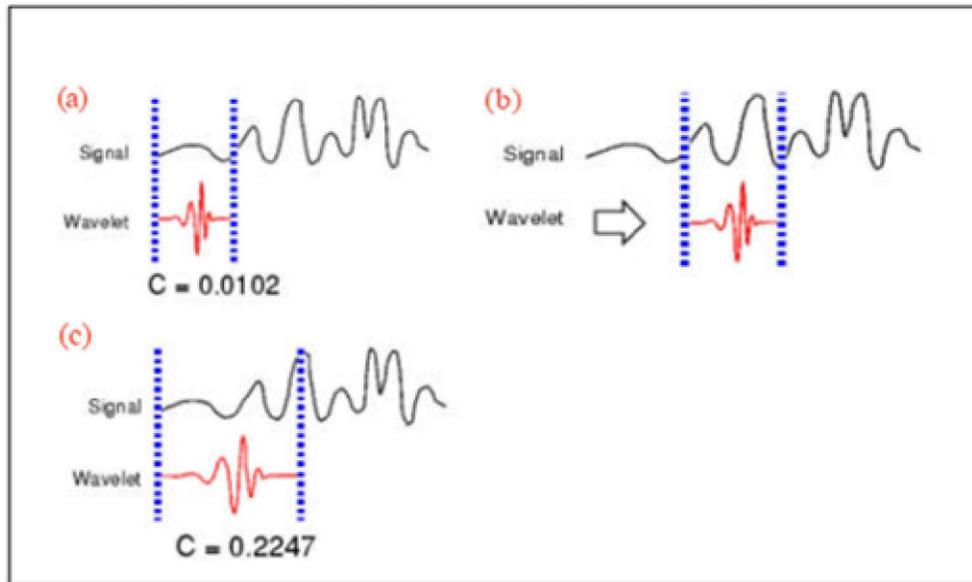


FIGURA 09: Procedimento de aplicação da transformada *wavelet* sobre uma função unidimensional onde o valor de C representa o grau de correlação entre as funções analisadas.

FONTE: Lucca (2007)

De acordo com Lucca (2007), os valores elevados do fator de escala (a) correspondem as ondeletas alongadas que permitem detectar mudanças suaves (baixa frequência). Por outro lado, os baixos valores do fator de escala (a) implicam em ondeletas comprimidas, melhores para detectar mudanças abruptas (alta frequência). É perfeitamente possível recompor o sinal original a partir dos coeficientes de ondeletas de modo que a transformada em ondeletas possui estrutura recursiva e a transformada inversa também pode ser aplicada para obter-se a função original a partir dos coeficientes gerados. Em muitas aplicações da transformada em ondeletas, é necessário que a função original seja sintetizada a partir dos coeficientes das ondeletas. Para uma perfeita reconstituição, e de modo a usar o mesmo conjunto para análise e síntese, e também para uma representação compacta do sinal analisado, as ondeletas devem satisfazer a condição de ortogonalidade.

Matematicamente, a condição de ortogonalidade implica que o produto escalar entre duas funções $u(t)$ e $v(t)$ não nulas é nulo, ou seja:

$$\langle u, v \rangle = \int u(t)v(t)dt = 0$$

Para o caso das ondeletas contínuas, que serão utilizadas neste trabalho para a decomposição do sinal do vento zonal e meridional, observam-se as seguintes propriedades elementares, segundo Reboita (2004) e Ferge (1992):

a) linearidade: a transformada de ondeleta é linear porque corresponde ao produto interno entre o sinal f e a ondeleta ψ ;

b) covariância sob translação e dilatação: a transformada de ondeleta contínua é covariante sob qualquer translação e dilatação. Uma consequência desta propriedade é que a diferenciação comuta na transformada de ondeleta contínua:

$$\frac{\partial}{\partial t'} W(f) = W \frac{\partial f}{\partial t'}$$

c) conservação de energia: a energia é conservada tanto local quanto globalmente, o que garante que não existe perda de informação quando se transforma o sinal, desde que a ondeleta mãe satisfaça a condição:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \|\Psi(t)\|^2 < \infty$$

d) localização espaço-escala: a transformada de ondeleta permite a localização do sinal em ambos domínios de espaço e escala (número de onda) ou de tempo e escala (frequência), o que difere da transformada de Fourier, na qual se perde a localização.

e) análise de regularidade local: é uma das mais interessantes propriedades da transformada de ondeleta contínua, implícita por sua covariância sob dilatação, já que $W[f]$ é regular mesmo que f não o seja, o que permite localizar as possíveis singularidades presentes na função.

f) núcleo reprodutor: sua estrutura depende da escolha da ondeleta e a partir desta pode-se decompor qualquer função ou distribuição em seus coeficientes de ondeleta.

A ondeleta mãe possui características particulares. Segundo Reboita (2004) e Ferge (1992), para uma função $\psi(t)$ ser uma ondeleta mãe ela deve obedecer às seguintes condições:

a) admissibilidade: para uma função integrável, significa que a função ondeleta é oscilatória e possui média zero no domínio do tempo:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \Psi(t) dt = 0$$

Noutras palavras, a transformada em ondeletas deve ser zero para o vetor de onda $w=0$, ou seja:

$$|\Psi(w_0)|_{w_0=0}^2 = 0$$

Sendo, o vetor de onda dado por $w_0=2\pi f$. Segundo Ricciotti (2006), quando a transformada em ondeletas obedece esta condição permite-se a recuperação do sinal original $f(t)$.

b) similaridade: a família de ondeletas é gerada por translação e dilatação de uma única função $\psi(t)$, portanto todas as ondeletas serão mutuamente similares;

c) inversibilidade: possui no mínimo uma fórmula de reconstrução para que o sinal possa ser recuperado;

d) regularidade: significa que a função $\psi(t)$ deve estar concentrada num domínio espacial finito;

e) cancelamentos: para algumas aplicações, em particular na análise de sinais turbulentos, os momentos de ordem elevada de $\psi(t)$ devem se anular, o que possibilita a análise de séries que apresentem flutuações com momentos de ordem elevada significativos. Esta exigência, a qual elimina a parte mais regular do sinal, permite o estudo de suas flutuações de ordem elevada e eventuais singularidades em algumas derivadas de ordem elevada.

São diversos os tipos diferentes de ondeletas mãe abordados na literatura. Segundo Faria (1997), a escolha no uso de uma determinada ondeleta está ligada a sua aplicabilidade. Regras de construção de ondeletas estão sendo propostas por vários pesquisadores, segundo as restrições e necessidades que cada aplicação específica impõe. Isto nos leva a concluir que podemos gerar uma infinidade de ondeletas diferentes, e particularmente construir um conjunto de ondeletas adequado ao processamento de um tipo de sinal ou aplicação específica, levando à obtenção de resultados convergentes.

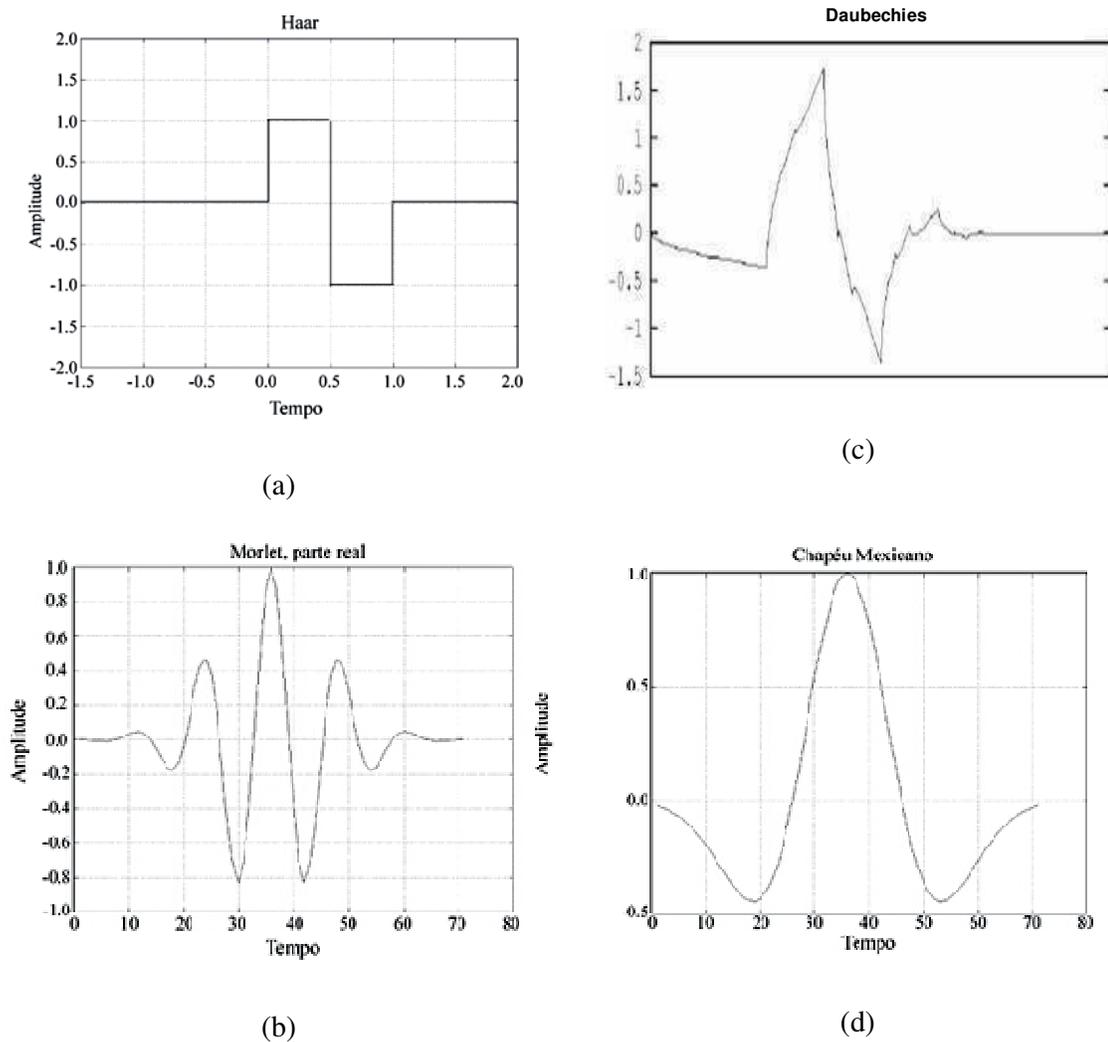


FIGURA 10: Ondeletas mãe mais comuns: (a e c) discreta e (b e d) contínuas.
FONTE: Bolzan (2004) e Faria (1997).

De acordo com Reboita (2004) e Vitorino (2005), a fim de selecionar a ondeleta mãe deve-se levar em consideração as suas características de similaridade relativo ao sinal a ser analisado, tal como assimetria e variação brusca ou suave no tempo.

Segundo Bolzan (2004), a ondeleta discreta mais comum é a ondeleta de Haar, onde nota-se que ela é uma função escada (Figura 10a). Para mostrar sua aplicabilidade o autor decompôs uma série-temporal do número de manchas solares em todas as escalas (frequências) disponíveis. Por ser discreta, esta categoria de ondeletas trabalham com sinais temporais que tenham comprimentos da ordem de potência de dois mais próxima, ou seja, $2^n = s$, onde s é o comprimento total da série, e n é o número de frequências possíveis para a decomposição. Por outro lado, Faria (1997), afirma que as ondeletas discretas de Daubechies apresentam uma capacidade de análise e síntese muito mais efetiva do que as de Haar por possuírem maior regularidade (suavidade) e aproximarem melhor funções suaves em $L^2(\mathbb{R})$ (Figura 10c). No caso de Haar, funções regulares são aproximadas por uma função com severas descontinuidades, o que introduz efeitos e artefatos indesejados na representação do sinal.

Ainda segundo Bolzan (2004), as ondeletas contínuas mais comuns são: a Morlet e a Chapéu Mexicano, dentre outras (Figura 10b e 10d). O autor ainda diz que em um sistema físico, é importante buscar relações entre os diversos fenômenos físicos atuantes no sistema natural. Por isso, as ondeletas contínuas propiciam um meio matemático adequado para esta busca através do diagrama. Nesta visualização gráfica de uma série-temporal, a ordenada é dedicada à escala (frequência), a abscissa é dedicado ao espaço (tempo), e por fim, um terceiro eixo representa a intensidade de energia.

Uma ondeleta que é adequada para capturar variações nas periodicidades dos sinais geofísicos é a ondeleta complexa de Morlet (Weng e Lau, 1994; Sá et al, 1998), pois esta possui um grande número de oscilações. A ondeleta complexa de Morlet é definida como uma onda plana modulada por um envelope Gaussiano de largura unitária.

Segundo Mitterstein e Severo (2007), a função de Morlet é dada pela seguinte expressão:

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

de modo que w_0 e θ são parâmetros adimensionais e o termo $e^{-\theta^2/2}$ representa o envelope gaussiano, o qual posiciona a ondeleta temporalmente (Figura 11).

Em geral na análise espectral de qualquer série temporal a escolha do vetor de onda w_0 é de suma importância e depende da periodicidade das oscilações que se deseja encontrar. O vetor de onda (w_0) é inversamente proporcional a periodicidade.

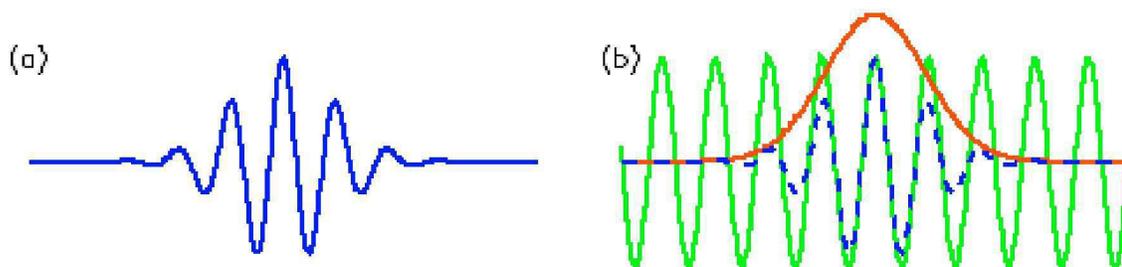


FIGURA 11: Ondeleita complexa de Morlet, a) ondeleta de Morlet com largura e amplitude arbitrária e com o tempo ao longo do eixo horizontal e b) construção da ondeleta de Morlet (azul tracejado) a partir de uma onda seno (verde) modulada por envelope gaussiano (vermelho).

FONTE: Torrence e Compo, 1998

Para obter informações das oscilações de baixas periodicidades usa-se um maior valor de w_0 . Para um determinado valor de w_0 , a periodicidade é equivalente a escala esse fato será melhor discutido na metodologia deste trabalho. Segundo Mitterstein e Severo (2007), as relações entre a periodicidade (Fourier) e a escala (Ondeleita) e dada por:

$$periodicidade = \frac{1}{f} = \frac{4\pi}{w_0 + \sqrt{2 + w_0^2}} a$$

Em seu trabalho, Harter (2004), mostrou num exemplo prático a importância da escolha mais adequada de w_0 . Neste sentido o autor mostrou diferentes situações para um sinal de periodicidade 7 considerando-se valores de w_0 diferentes e iguais a 3, 5, 10 e 15 como mostra a Figura 12.

Para $w_0 = 3$, a componente real da TWM é mostrada entre as periodicidades 7,96 e 31,84 e para $w_0 = 15$ a componente real da TWM é mostrada entre as periodicidades de 1,67 e 6,69, nesses dois casos o sinal de periodicidade 7 não foi visualizado adequadamente dentro do espectro de TWM.

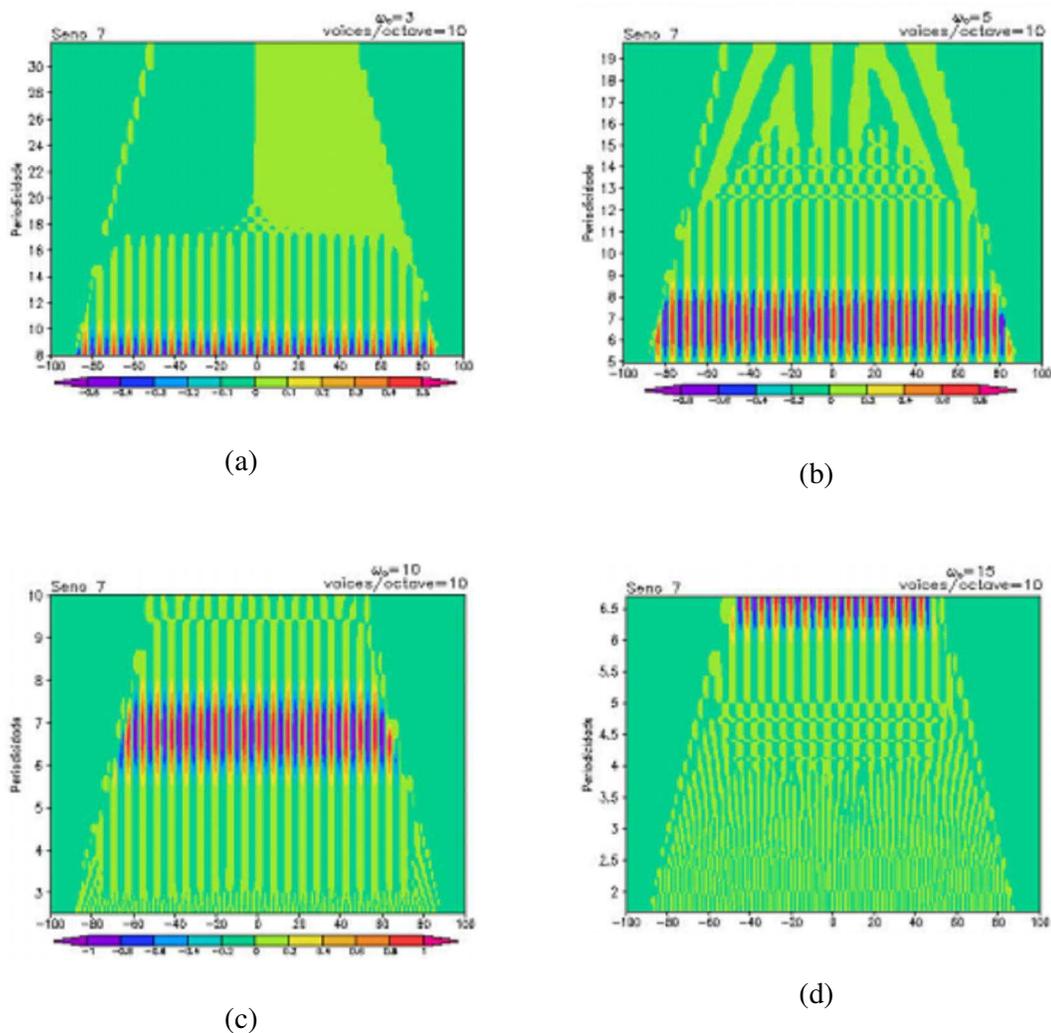


FIGURA 12: Componente real da TWM para o sinal de periodicidade 7, com $w_0 = 3, 5, 10$ e 15 , respectivamente (a), (b), (c) e (d).

FONTE: Harter (2004).

Observando as Figura 12 a, b c, d, o autor supracitado concluiu que:

Para $w_0 = 5$, a componente real da TWM é mostrada entre as periodicidades 4,93 e 19,73
 para $w_0 = 10$ a componente real da TWM é mostrada entre as periodicidades de 2,5 e 10,01.

Logo, observa-se que a escolha de $w_0 = 10$ é melhor que de $w_0 = 5$, para encontrar o sinal de periodicidade 7(maiores energias), pois este encontra-se no centro do espectro da TWM. Por sua vez, na metodologia iremos discutir a escolha de w_0 para o desenvolvimento deste trabalho.

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

De acordo com Vitorino (2005), dentro da literatura são mencionados diversos tipos diferentes de funções úteis à geração de várias ondeletas (Daubechies, 1992; Foufoula-Georgiou e Kumar, 1995). Por sua vez, a função ondeleta mais difundida é a de Morlet. Esta ondeleta é complexa e possui características semelhantes àsquelas do sinal meteorológico que se deseja analisar, tais como simetria ou assimetria, e variação temporal brusca ou suave. Segundo a literatura, este é um critério para escolha da função ondeleta (Weng e Lau, 1994).

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

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

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

$$E = [\Psi_{t-b,a}]^2$$

Para determinar o espectro global de energia nas diversas escalas basta somar toda a energia (variância) associada a cada escala (período) de acordo com a seguinte expressão:

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

Um elemento importante na TO é o chamado cone de influência, cujo nome sugestivo se justifica observando as Figuras (13a e 13b) as quais apresentam o espectro de potência (energia) de uma ST em conjunto com o cone de influência representado por uma linha contínua preta (Figura 13a) e o Espectro Global de Energia ponderado pelo nível de

significância 05% (Figura 13b). Noutras palavras, para o espectro de energia (potência), a linha preta contínua no periodograma (escalograma) chama-se cone de influência e os períodos fora desse cone devem ser negligenciados por não possuírem confiança estatística.

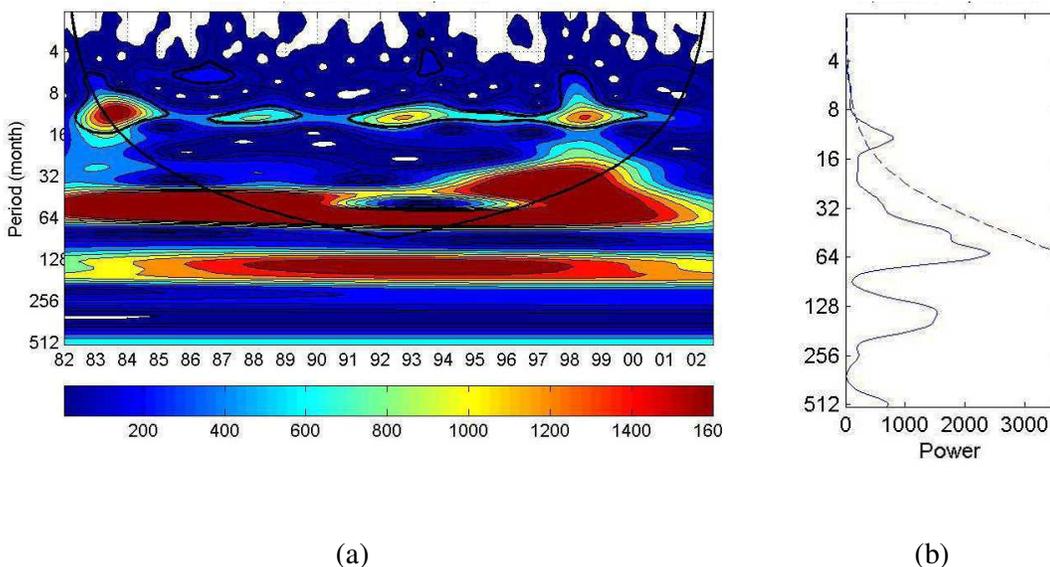


FIGURA 13: (a) Espectro de ondeleta; (b) Espectro global de Energia. Em (a) a linha preta contínua representa o cone de influência. Os contornos pretos indicam a energia de maior significância estatística. A linha pontilhada em (b) representa o intervalo de confiança do espectro global (95%).

Weng e Lau (1994) considera o cone de influencia a partir de um certo número na escala diádica, ou seja, $2N$ para a região da análise de confiança. Por sua vez, para Torrence e Compo (1998), o cone de influência e a região do espectro de ondeleta onde o efeito de borda torna-se importante. Em outras palavras o cone de influência (ou efeito de borda) representa a região onde a análise dos coeficientes de ondeleta sofre alteração, devido ao decaimento da função no início e final do sinal, e nas áreas de baixa frequência. O principal parâmetro para o cálculo do cone de influência é o N (número de tempos da amostra). Bolzan (2004), trabalhando com manchas solares observou que não podia fazer inferência sobre períodos superiores a 16 anos através desta análise de ondeleta pois, o nível de significância dos resultados ficava comprometido, já que ainda não possui uma série-temporal suficientemente longa.

Em geral, o teste de significância estatística não é utilizado com frequência em aplicações com TO, de tal forma que os resultados são amplamente quantitativos. Segundo Lau e Weng (1995), o caráter qualitativo da TO requer um teste de significância não-estacionário. Contrário a isso, Torrence & Compo (1998) idealizaram um método “estacionário” para determinar os níveis de significância do espectro de ondaletas. Para Torrence e Compo (1998), antes de determinar o nível de significância do espectro de ondeletas é preciso, a priori, escolher o espectro de fundo apropriado. Especificamente neste trabalho, o espectro de fundo (espectro teórico) utilizado é o ruído vermelho, que representa a hipótese nula na distribuição qui-quadrada e cuja energia cresce com o decrescimento da frequência. Neste sentido, a *Hipótese nula* H_0 para a significância estatística está associada ao pico de energia que por sua vez é entendido como sendo um sinal de ruído vermelho com particular *Espectro de Energia de Fundo* P_k . De acordo com Allen & Smith (1996) o *Espectro de Energia de Fundo* é função da autocorrelação da série temporal analisada, e, é calculado por:

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

onde, k representa o índice de bandas de frequências de Fourier ($f_k = k/ndt$) que pode assumir valores como: ($k=0, 1, \dots, N/2$). Sendo dt o intervalo de tempo da amostra da ST e α (ruído vermelho) é determinado por:

$$\alpha = \frac{\alpha_1 + \sqrt{\alpha_2}}{2}$$

sendo α_1 e α_2 as autocorrelações da ST com Lag (defasagem) no tempo 1 e no tempo 2, respectivamente.

O nível de confiança estatística de 0,95 (nível de significância de 0,05) no espectro de energia da ondaleta traz a implicação de que esta energia tem que ser aproximadamente 3 vezes maior que o seu espectro de fundo de ruído vermelho P_k para ser considerada significante.

O espectro de fundo P_k tem origem no modelo autoregressivo univariante com defasagem 1 (Processo de Markov). Neste sentido, caso a ST possa ser modelada por esse processo é razoável que o espectro local de energia para ondeletas seja dado por P_k . De acordo com Torrence e Compo (1998) a simulação de Monte Carlo mostra que, em média, espectro de

energia local para ondeleta é idêntico ao espectro de energia de Fourier, implicando que P_k pode ser usado como espectro de ruído vermelho para ondeletas. Segundo, os mesmos apenas após mostrar o espectro de fundo apropriado “ruído vermelho” e escolhido a confiança estatística particular para o teste qui-quadrado é possível calcular o espectro de energia local para ondeleta, que é dado por:

$$\frac{|W_\Psi|^2}{\sigma^2} \Rightarrow \frac{1}{2} P_k \chi_{10}^2$$

Em suma, o espectro teórico (processo de ruído vermelho) é comparado com o resultado de Monte Carlo e, em seguida, é usado para estabelecer o intervalo de confiança (nível de significância) para o espectro de energia da ondeleta.

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo são abordadas algumas aplicações da TO e ACP em diferentes trabalhos ligados à área de geociência, bem como, os principais sistemas atuantes no NEB.

3.1 Aplicações da Transformada em Ondeletas (TO)

A Transformada em Ondeleta é um operador matemático desenvolvido por Morlet na década de 80. Esta ferramenta é adequada no tratamento de séries temporais fractais, a exemplo dos sinais geofísicos, sinais atmosféricos, etc. Meyer (1990) demonstrou as condições de ortogonalidade deste novo operador matemático, oferecendo condições seguras para a aplicação da nova técnica. Sendo assim, diversos pesquisadores fazem uso da TO para diversas finalidades como a compressão de imagens, decomposição de sinal, etc. Como os fundamentos teóricos da TO já foram abordados no capítulo precedente, agora serão apresentadas algumas aplicações da TO por diversos autores em diferentes trabalhos.

Holanda et al. (2006), usou a TO para decompor a ST de dados médios horários de vento à superfície para o ano de 1996 a fim de identificar e caracterizar oscilações de elevadas escalas de frequências associadas ao ciclo diário das brisas no AZP-AL. Em seu trabalho observou-se que a componente zonal e meridional do vento tem grande intensidade de energia na alta escala de frequência de 24h. Contudo, para a componente zonal, nos primeiros e nos últimos três meses do ano são observadas as maiores energias espectrais de ondeletas. Isso leva a acreditar que neste período do ano a brisa marítima e terrestre é mais intensa. Entretanto, o período de menor energia espectral deve estar associado à convergência noturna típica da estação chuvosa (abril a julho).

A velocidade do vento zonal e meridional, também foi um das variáveis, além da TSM, de estudo de Clauzet et al. (2005). Os autores utilizaram uma ST de dados de média diária de alta resolução das boias Pilot Research Array in the Tropical Atlantic (PIRATA) de TSM e ventos entre os anos de 1997-2001. A análise espectral de ondeletas permitiu identificar a

variabilidade temporal da TSM e dos ventos coletados, e também, determinar a época de ocorrência. Os resultados mostram que para baixas frequências a bacia equatorial responde como um todo a variações sazonais no regime de ventos. Para altas frequências os ciclos diurnos e semidiurnos são as oscilações mais energéticas para o oceano e atmosfera. A variabilidade diurna e semidiurna estão presentes nos espectros de TSM e ventos. Por sua vez, a localização no tempo da variabilidade obtida através da análise de ondeleta dos dados de TSM e vento mostra dois padrões distintos: O primeiro é observado nas bóias ao longo de 38°W. A maior parte da variabilidade encontrada nos dados de TSM e vento ocorrem durante os meses de julho a outubro-novembro. Estes são meses quentes para o hemisfério norte, com ventos mais intensos e com um deslocamento ao norte do equador a ZCIT, seguindo os padrões da TSM. O segundo padrão é observado ao longo da linha equatorial. A maior parte da variabilidade nos dados de TSM e vento é observada durante os meses de novembro a maio e dezembro a julho, respectivamente. Estes são meses quentes na região equatorial com ventos mais intensos entre novembro e janeiro e a ZCIT localizada próxima ao equador. Em suma, os autores afirmam baseados na análise espectral da TO, que para região tropical a variação sazonal no regime de ventos, tem influência tanto sobre a variabilidade de baixa frequência quanto de alta frequência.

Particularmente, Souza e Ambrizzi (2006), analisaram a ST de precipitação (1987-2001) oriundas de estações hidrometeorológicas espalhadas pelo Brasil Tropical. Por sua vez, a TO mostrou picos significantes de energia localizados no período de 30-70 dias associados às OMJ. Em suma, os autores fizeram uso de técnicas diferentes como a TO, as Funções Ortogonais Empíricas a fim de descrever a variabilidade intrasazonal de precipitação na região do Brasil Tropical bem como sua estrutura dinâmica. De modo que as OMJ, na escala intrasazonal, são o principal mecanismo atmosférico modulador da variação de precipitação regional no Brasil Tropical.

Por sua vez, Barbosa e Ambrizzi (2005), aplicaram a TO a dados não-lineares da ST de precipitação (desde janeiro a dezembro de 2004) coletados por pluviômetros instalados na micro-bacia experimental na Amazônia financiada pelo projeto *Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia* (LBA). Por sua vez, os resultados com o uso da TO mostram que a convecção na Região Amazônica é um importante mecanismo de aquecimento da atmosfera tropical e sua variabilidade está diretamente ligada à determinação do tempo e do clima da região. Segundo o autor, os periodogramas (escalogramas) revelam variabilidade típica de grande intensidade (acima de 50% do nível de variância do sinal) compreendendo uma

distribuição não-linear em frequência para variabilidades desde a escala horária até uma semana, na estação do verão.

Usando também dados de precipitação diária do Vale do Itajaí cedidos pela Agência Nacional das Águas (ANA), Mitterstein e Severo (2007) fizeram uma análise espectral aplicando a TO. Segundo os autores, a análise espectral identificou que as oscilações de pressão e temperatura apresentam periodicidades diferentes nas estações de inverno e verão. Onde no verão as oscilações apresentam períodos em torno de 13 dias, enquanto no inverno estas oscilações apresentam períodos de 7,5 dias. Esta diferença indica que no verão os sistemas mais persistentes ligados a Alta da Bolívia e a Baixa do Chaco modulam as oscilações atmosféricas na América do Sul e, no inverno, os sistemas frontais são dominantes. Neste mesmo trabalho foram encontradas oscilações bastante persistentes na faixa de escala de 20-30 dias.

3.2 Aplicações da Análise Multivariada em Componentes Principais (ACP's)

Historicamente, a ACP foi introduzida inicialmente por Lorenz em 1956 em estudos meteorológicos e posteriormente denominada, por ele, de análise de funções ortogonais empíricas.

À exemplo da TO, a ACP tem grande aplicabilidade em diversas áreas do conhecimento, tais como Engenharias, Matemática e Estatística, Química, Física, etc e, em especial, à área de geociência.

Correia et al. (2000), objetivando identificar padrões de variabilidade temporal do vento à superfície no NEB aplicou a técnica da ACP a dados de vento à superfície de 77 estações localizadas no NEB entre os anos de 1977-81. Por sua vez, os autores concluem que o primeiro fator comum temporal da componente zonal (explicando 82,5% da variância) tem correlações elevadas o ano inteiro. Este fator mostra contribuições (escores) positivas no mês de junho que estão associadas com ventos de sul no vale do médio São Francisco. As áreas com contribuições (escores) negativas podem estar relacionadas com ventos moderados de sudeste no mês de junho no nordeste do Maranhão, nas faixas litorâneas do Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte, no leste da Paraíba, sul de Sergipe e no sul da Chapada Diamantina. Contudo, o segundo fator comum temporal da componente zonal (explicando 11,3% da variância) apresenta variabilidade, o ciclo anual é bem definido com correlações positivas nos

meses de junho e julho e correlações negativas em dezembro e janeiro. Este fator mostra contribuições negativas no vale do sub-médio São Francisco, sul da Chapada Diamantina e centro-leste do Piauí. Há contribuições positivas na faixa litorânea dos estados da Paraíba e Pernambuco e norte do estado de Sergipe. Esta componente indica que existe um contraste entre as áreas dominadas por núcleos positivos e negativos, no inverno e verão. Para a componente meridional os autores observaram que o primeiro fator comum temporal da componente meridional (explicando 79,9% da variância) tem altas correlações o ano inteiro. Este fator comum mostra contribuições positivas nos meses de janeiro, abril e novembro que estão associadas a ventos moderados de sudeste nas faixas litorâneas do Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco e no vale do sub-médio São Francisco. As contribuições negativas (escores) estão associadas a ventos de nordeste nas faixas litorâneas do Piauí, centro-leste do Maranhão e noroeste do Ceará. O segundo fator comum da componente meridional apresenta ciclo anual bem definido com correlações positivas em dezembro e janeiro e negativas em julho. Este segundo fator está relacionado com os sistemas frontais que atingem o sul da Bahia, e também com áreas específicas nas quais a interação entre a circulação atmosférica e a fisiografia local deve ser um fator determinante para a variabilidade da CMV.

Mais recentemente, Corrêa et al.,(2007) aplicou a técnica da ACP utilizando dados do perfil vertical do vento coletados por radiossondagens sobre Porto Alegre, entre agosto de 1992 e maio de 1998. Neste a ACP contribuiu para melhor entendimento das relações dos Jatos de Nível Baixo (JNB) e dos fluxos no perfil vertical do vento na geração de convecção em escala sinótica e a sua associação com a precipitação. Segundo os autores, a ACP facilita o entendimento da complexidade das interações das diferentes escalas meteorológicas envolvidas nos processos sinóticos de macro e mesoescala, mostrando neste método uma melhor representação das características dinâmicas dos processos baroclínicos na convecção. Os resultados encontrados apontam que a ACP é um método mais abrangente, pois apresenta através da variância do perfil vertical do vento características dinâmicas e de baroclinicidade associada à convecção. Conclui-se também que os fluxos de JNB estão diretamente ligados a interação de diferentes escalas, meso para meso e meso para macroescala, atuando de forma a ser a escala efetiva neste transporte de massa e energia entre latitudes tropicais e latitudes médias realizando o transporte de vapor de água de regiões tropicais para latitudes médias e na América do Sul, mas especificamente sobre o Rio Grande do Sul caracterizando uma circulação oceano/continente. Em síntese, observa-se que na baixa atmosfera a dinâmica de

fluxos de JNB gerada pelos forçantes sinóticos influencia diretamente nas intensidades das escalas da CLP e na sua turbulência.

Chaves (1999), a fim de caracterizar a circulação atmosférica durante o período chuvoso principal (NDJ) do sul do NEB usou dados de precipitação diária de 99 estações entre os anos de 1979-1997 e dados atmosféricos do reanálise NCEP, dados de ROL e dados de TSM. Neste trabalho a ACP e a análise de agrupamento foram aplicadas em duas áreas, uma que se denominou de grande escala, linha da data a 0° e 60°S a 35°N e outra chamada de escala regional, 85°W a 20°W e 25°S e o Equador, cujos resultados mostram que as anomalias positiva e negativa da precipitação sobre o sul do Nordeste estão associadas à fase positiva e negativa do fenômeno ENSO, respectivamente. Contata-se, também, que as anomalias positivas de precipitação estão associadas com a intensificação e deslocamento da ZCPS para leste e posicionamento da ZCAS para norte. Por outro lado, o padrão seco está associado com desintensificação da ZCPS e deslocamento da ZCAS para sul. Nota-se forte associação entre as anomalias de precipitação sobre o sul do Nordeste e as anomalias atmosféricas sobre a Amazônia. O padrão chuvoso está associado à intensa convecção sobre o leste da Amazônia e deslocamento da AB para leste, escoamento em baixos níveis da Amazônia para o sul do Nordeste e intensificação dos alísios de nordeste sobre a costa setentrional da América do Sul. No padrão seco verifica-se a AB a oeste da sua posição climatológica, escoamento em baixos níveis direcionado da Amazônia para latitudes ao sul e enfraquecimento dos alísios de nordeste sobre a costa norte da América do Sul. Sobre o Atlântico Sul o deslocamento da Alta Subtropical para leste e enfraquecimento dos alísios de sudeste na costa do Nordeste estão associados com o padrão chuvoso. O padrão seco é relacionado ao fortalecimento e/ou deslocamento da Alta Subtropical para oeste e intensificação dos alísios de sudeste. Por fim, a ACP em associação à análise de agrupamento mostram que em altos níveis, no padrão seco, o escoamento é mais zonal e menos intenso sobre a América do Sul e no padrão chuvoso o escoamento é mais intenso sobre latitudes subtropicais da América do Sul.

Mais recentemente, a técnica da ACP utilizando dados pluviométricos também foi útil na caracterização da variabilidade de precipitação no estado do Paraná. Nery et al.,(2004), utilizou dados de precipitação, fornecidos pela Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL) num total de 42 séries, com distribuição espacial e isolinhas de altitudes, conforme as Figuras 14a e 14b.

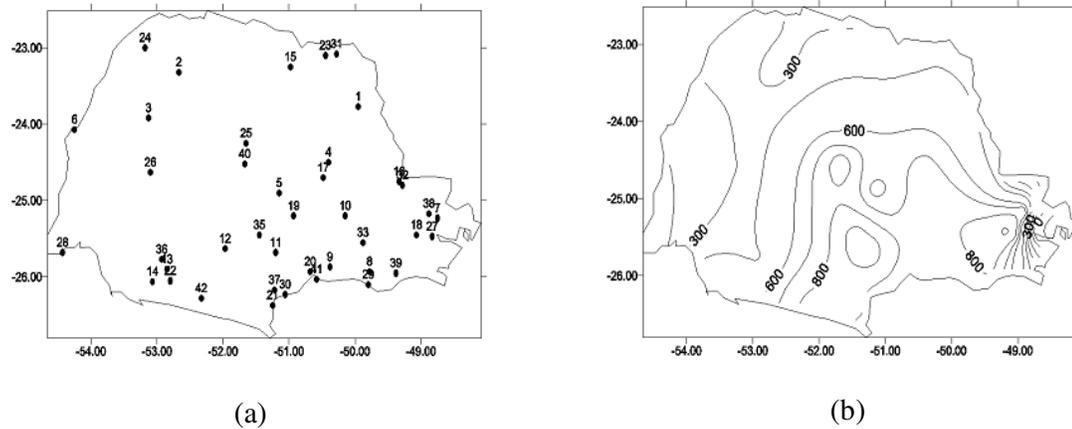


FIGURA 14: (a) Distribuição espacial das estações (b) Isolinhas de altitude (m)
 FONTE: Nery (2005).

Os resultados encontrados com o uso da ACP mostram que os maiores índices pluviométricos são observados nas Regiões Sul, centro e leste do Estado do Paraná. A distribuição espacial do número de dias de precipitação mostra claramente que a região leste apresenta maior frequência de dias de chuva, em todos os períodos analisados. Na distribuição espacial mensal, do número de dias com precipitação, o mês de janeiro apresenta o maior número de dias e o mês de maio, o menor. Em suma, os resultados da ACP indicam que a precipitação sobre o Estado do Paraná, sofre a influência do fenômeno El Niño e La Niña, relativo à intensidade da precipitação e frequência de dias chuvosos.

3.3 Principais Sistemas Meteorológicos Atuantes no Nordeste do Brasil (NEB) Associados às Variações no Campo do Vento à Superfície

São diversos os sistemas meteorológicos de escalas micro, meso, sinótica e global que estão associados à variabilidade no campo de vento à superfície para a Região Nordeste do Brasil (NEB) mais precisamente em Maceió-AL (Holanda, 2003). Neste mesmo sentido, outros fatores e elementos meteorológicos e astronômicos, que influenciam e determinam os padrões da circulação global, merecem uma breve abordagem.

A atividade solar, a declinação do Sol são, entre outras, variáveis astronômicas que estão diretamente ligadas à variabilidade espacial e temporal da quantidade de energia que a

superfície terrestre recebe diariamente e sazonalmente. Sendo que essa energia é transferida aos continentes e oceanos servindo de forçante à circulação global meridional e zonal.

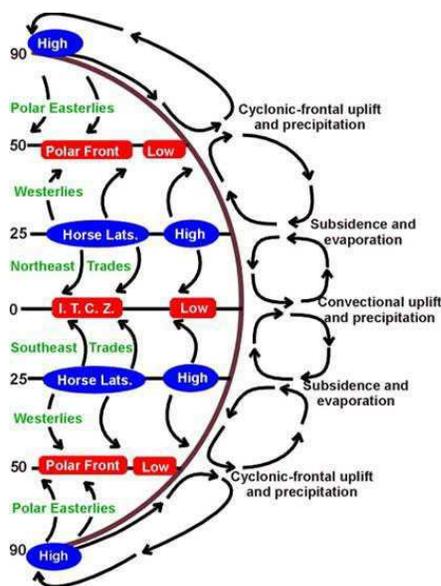


FIGURA 15: Esquema de Circulação baseado no modelo de W. Ferrel com 3 células em cada hemisfério.

FONTE: San Francisco State University (website)

A literatura mostra que G. Hadley, em 1735, fora o pioneiro na tentativa de caracterizar a circulação global onde classicamente sugerira-se que sobre a Terra, isenta dos efeitos da rotação, o movimento do ar teria a forma de uma grande célula de convecção em cada hemisfério.

Por outro lado, esse modelo de circulação global fora atualizado por W. Ferrel em 1856, o qual sugerira a existência de, não uma, mas três células em cada hemisfério a fim de explicar a convergência dos ventos nas latitudes médias e circumpolares e a existência aceleração de Coriolis dando origem aos ventos de leste e oeste. A Figura 3.1 mostra com mais detalhes a circulação global, obedecendo o modelo de Ferrel, onde na faixa tropical entre 0° e 25° temos a célula de Hadley, nas latitudes médias entre 25° e 50° a célula é de Ferrel e na região polar entre 50° e 90° a célula Polar. Com mais detalhes observa-se que na faixa tropical o ar vindo das latitudes dos cavalos (Horses Lat.) no Hemisfério Sul e no Hemisfério Norte é defletido

pela aceleração de Coriolis dando origem aos Ventos Alísios cuja convergência serve de forçante à formação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) cujo deslocamento sazonal influencia o padrão de escoamento do vento na escala global. Contudo, nas latitudes médias a convergência dos ventos de leste polar (Polar Easterlies) e de Oeste (Westerlies) oriundos dos Pólos e das latitudes dos Cavalos, respectivamente, dão origem a região da Frente Polar (Polar Front).

Em suma, sabemos que o modelo idealizado mostrado na Figura 15 não é uma representação fiel do que ocorre na atmosfera, pois diversos fatores como a diferenças de rugosidade entre continente e oceano, o deslocamento zonal e meridional de sistemas meteorológicos (a exemplo da localização dos Anticiclones Subtropicais, Zona de Convergência Intertropical, etc.), modificam constantemente o padrão de escoamento global e local.

As escalas espaciais e temporais destes fenômenos que estão intrinsecamente ligadas à variabilidade dos padrões do vetor vento à superfície e da precipitação no NEB são bem variadas o que permite classificá-los em sistemas de escalas micro, meso, sinótica e global ou planetária. Contudo os sistemas de micro-escalas não serão tratados neste trabalho. Por sua vez os sistemas meso-escala possuem escala espacial da ordem de 1 a 10^2 km e têm duração de horas a dias. Já os sistemas de escala sinótica têm extensão de 10^2 a 10^4 km e perduram de dias a semanas. Os sistemas de escala planetária são os que possuem maior extensão e duração. A escala espacial destes sistemas pode variar de $1,0 \cdot 10^4$ a $4,0 \cdot 10^4$ e a temporal de semanas a meses (Moran et al., 1994). Desta forma vamos agora abordar especificamente e cuidadosamente os principais e mais importantes sistemas de variadas escalas meteorológicas que ocorrem no NEB.

3.3.1 Sistemas Meteorológicos de Mesoescala

Em mesoescalas, temos alguns sistemas que desempenham um papel importante na variabilidade nos campos do vetor vento à superfície e precipitação no NEB, especialmente em Alagoas, tais como: Sistemas de ventos Terra-Mar, Vento Anabático-Catabático, Complexo Convectivo de Mesoescalas, Distúrbios de Leste. Nuvens com a forma de vírgula invertida que segundo Riehl (1945) é um elemento importante na caracterização dos Distúrbios de Leste.

3.3.1.1 Sistemas de Ventos Terra-Mar

Os ventos Terra-Mar (brisas marítima e terrestre) são o resultado do diferencial térmico entre o oceano e o continente que possuem capacidades térmicas diferentes dando origem a um gradiente de pressão horizontal em baixos níveis.

Durante o dia, o continente aquece mais rapidamente do que o oceano resultando numa região de mais baixa pressão sobre o continente relativamente ao oceano adjacente criando uma ascendência de vento quente e úmido (instabilizando a coluna atmosférica no continente) e, conseqüentemente, subsidência de vento mais frio e menos úmido (estabilizando a coluna atmosférica no oceano) nas regiões continentais e oceânicas, respectivamente. Em geral a brisa marítima se desenvolve melhor num dia de tempo bom, onde a sua evolução é geralmente caracterizada pelo desenvolvimento do vento próximo à costa em superfície, fluxo de retorno em altitude, diminuição da temperatura em superfície e aumento da umidade (Oliveira Júnior et. al., 2005).

Durante a noite, por outro lado, a situação se inverte onde o continente esfria mais rapidamente que o oceano gerando uma inversão no gradiente de pressão horizontal em baixos níveis. Nesta situação o ar quente e úmido próximo a superfície oceânica ascende (instabilizando a coluna de ar no oceano), e em seguida, subsidência sobre a região continental (estabilizando a coluna de ar no continente).

As brisas marítima e terrestre podem não ser percebidas. Segundo Varejão (2000), no NEB onde os ventos alísios são persistentes e intenso durante todo o ano implicando que as brisas desempenham um pequeno papel à variabilidade na magnitude e direção do vento na costa. Contudo, a circulação (brisas marítima e terrestre) pode contribuir à ocorrência de chuvas na costa do NEB. Kousky (1980), já conjecturava que a máxima precipitação no período de maio e junho era associada à máxima convergência dos alísios com a brisa terrestre cuja intensificação ocorre nas estações de outono e inverno devido ao diferencial térmico mais intenso entre o oceano e o continente. Em concordância, Silva Aragão et. al. (2002) mostraram, analisando o vetor vento médio horário anual a cada 6h, que na faixa litorânea do NEB os ventos à superfície, para o período diurno, são de maior intensidade devido a ação conjunta dos ventos de alísios (escala sinótica) e as brisa marítima, em contrapartida, no período noturno a brisa marítima dá lugar a brisa terrestre que por sua vez desintensifica os

ventos que chegam à costa devido a inversão da polaridade do diferencial térmico entre o oceano e a continente. Freitas e Silva Dias (2004), mostraram a partir de um estudo de caso a influência de algumas situações de grande escala e a propagação e intensidade da brisa marítima na RMSP e constatou que o posicionamento da zona de alta pressão é determinante na intensificação/desintensificação da célula de brisa e na sua propagação.

Particularmente o estudo e análise dos efeitos e contribuições das brisas marítimas e terrestre à região costeira no NEB torna-se complicada quando sabemos da atuação conjunta de fenômenos de diferentes escalas, a exemplo dos alísios, etc. A princípio para solucionar este problema teríamos que utilizar alguma técnica de filtragem nos dados analisados a fim de eliminar os efeitos de sistemas de escalas maiores. Contudo neste trabalho iremos fazer uso da Transformada em Onduletas (TO) que consiste na decomposição os sinais das série temporal permitindo observar os espectros contínuos de oscilações para as mais diferentes escalas de tempo e frequência cujas brisas são observadas nas escalas de frequências de 24h aproximadamente. Holanda, et. al. (2006), aplicaram a TO às séries temporais locais de vento à superfície para o AZP/AL onde as brisas ficaram bem caracterizadas no espectro de frequência de 24h dos escalogramas da parte real e complexa dos coeficientes tanto para a componente zonal quanto para meridional dando ainda para observar o período do ano de 1996 cuja brisa estava mais intensa implicando em maior energia, onde o espectro global também mostrou um pico de energia.

3.3.1.2 Vento Anabático - Catabático

A brisa de vale-motanha (vento anabático-catabático) é o resultado do aquecimento diferencial da superfície criando um gradiente de pressão que forçam os movimentos ascendente e descendente dos ventos.

No verão, sob condições anticiclônicas, dependendo das dimensões da montanha e das características da massa de ar que se desloca sobre ela, observar-se uma enorme variedade de circulações diretamente atribuíveis à topografia. Das circulações possíveis, temos a brisa de vale e a brisa de montanha. Os efeitos topográficos induzem variações nos fluxos radiativos e fluxos de ar (Neto, 2005).

O estabelecimento da brisa vale-montanha é caracterizado por mudanças nos campos de temperatura, umidade e vento. A brisa de vale desenvolve-se durante o dia enquanto o sol aquece a superfície, principalmente no topo e nas encostas do vale. O ar em contacto com a superfície aquece, torna-se menos denso, e conseqüentemente vai ascender pelas encostas do vale até ao topo da montanha com velocidades Enquadramento Teórico entre 2,0 a 4,0 m.s⁻¹ (Oke, 1987). Normalmente esse movimento ascendente, também conhecido por vento anabático, é limitado pela presença de uma camada de inversão de temperatura. Quando o ar ascendente encontra a inversão é obrigado a mover-se horizontalmente para depois descer novamente ao fundo do vale criando um sistema de circulação fechado. O movimento ascendente pode provocar a condensação do vapor de água e dar origem a cúmulos. Durante a noite o ar no topo e ao longo das encostas começa a arrefecer mais depressa devida à perda de energia por radiação LW. Consoante o ar vai arrefecendo, torna-se mais denso, e começa a descer ao longo das encostas originando a brisa de montanha, sendo o vento à superfície conhecido por vento catabático que pode chegar a atingir 2,0 a 3,0 m.s⁻¹ (Oke, 1987). O ar converge no fundo do vale onde é forçado a mover-se verticalmente. O movimento vertical é também limitado pela inversão de temperatura que força o ar a mover-se horizontalmente. Esse movimento horizontal completa o sistema de circulação (Neto, 2005).

Por sua vez, as interações entre sistemas de brisa vale-montanha e terra-oceano, apesar de serem complexas não sendo apenas a superposição dos dois fenômenos, já foram estudados. Neste sentido, montanhas ao longo de linhas de costa, atuam como fontes elevadas de calor criando condições de subsidência sobre águas costeiras e eventualmente influenciam a intensidade e a distribuição da brisa marítima. Por sua vez, nos resultados desta tese veremos que para a área de estudo, AZP, que fica numa região de tabuleiro costeiro e sofre a ação conjunta das brisas e do vento anabático-catabático.

3.3.1.3 Complexo Convectivo de Mesoescala

Pioneiramente, Madox (1980) e mais recentemente Silva Dias (1987) caracterizam Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM's) como um conjunto de nuvens cumulonimbus (Cb) frias e espessas que apresentam a forma circular com intervalo de 6 a 12

horas de desenvolvimento vertical estando geralmente associada com rajadas de vento e precipitação intensa.

Os estudos sobre CCM's na América do Sul foram desenvolvidos a partir do trabalho de Velasco e Fritsch (1987) onde o mesmo adaptou a técnica objetiva de classificação dos CCM introduzida, pioneiramente, por Maddox (1980) onde foi feito um mapeamento das regiões de ocorrência e das características diversas associadas. Pouco depois diversas pesquisas surgiram voltadas, apenas, para a região Sul do Brasil sobre os CCM's.

Sobre o NEB, observa-se a formação de sistemas meteorológicos de meso-escalas, tais como, Linhas de Instabilidade, CCM's ou Cb isolados, associados à ocorrência de pancadas de chuva isolada. Até o presente, estudos documentaram poucos episódios de CCM sobre o NEB (Silva et al., 1994; Gomes Filho e Souza, 1994; Mello et al., 1996; Moura et al., 1996; Vitorino et al., 1997).

Souza e Alves (1998), analisaram a evolução temporal, ciclo de vida e as condições meteorológicas associadas à atuação de um intenso CCM observado sobre o norte do NEB no dia 24/04/1997, o qual atingiu principalmente a região litorânea próximo à Fortaleza no Estado do Ceará. Este sistema de mesoescala ocasionou precipitação contínua e intensa, sendo considerado o mais forte registrado neste século no Ceará, provocando enormes prejuízos e transtornos à população de Fortaleza.

Figueiredo e Scolar (1996) estudando 25 ocorrências de CCM's observaram que 70% deslocaram-se para leste e sudeste (atingindo o Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná) e 30 % deslocaram-se para nordeste e norte, atingindo a região Sudeste do Brasil. Concordando com Guedes (1985) e Guedes et. al. (1994) onde foi observado que a trajetória de sistemas convectivos com tempo de vida superior a 6 horas ocorria durante todo o ano sendo que para o mês de janeiro a trajetória de sudoeste para nordeste é observada próximo a região de latitude 25°S.

Machado et. al. (1994) examinaram o ciclo de vida de sistemas convectivos sobre a América do Sul e encontraram para sistemas com raio de 240 km um tempo de vida médio de 15 horas para latitudes médias no verão. No entanto, alguns sistemas inicialmente classificados como CCM's podem evoluir para vórtices como aquele descrito em Bonatti e Rao (1987) o qual afirmava que durante as primeiras 6 horas o sistema se apresenta como um CCM e a seguir

começa a adquirir a forma de vírgula invertida característica de vórtices e persiste por mais 48 horas. Isso mostra a transição de escala necessária ao processo de evolução do CCM's.

3.3.1.4 Vórtice Frio

A análise e caracterização das nuvens vírgulas são de suma importância neste trabalho, pois em alguns casos podem estar associadas a distúrbios de leste e ambos estão intrinsecamente ligados à variabilidade nos campos do vetor vento e precipitação à superfície no NEB.

Um modelo representativo caracterização de uma nuvem vírgula adaptado para o Hemisfério Sul é mostrado na Figura 16 na qual observa-se, em superfície, um sistema frontal principal e um cavado próximo à cauda da vírgula. Os contornos finos indicam as linhas de corrente em 500 hPa, as setas representam a corrente de jato nos altos níveis e o sinal positivo indica o máximo de vorticidade ciclônica em altos níveis (Businger e Reed, 1989).

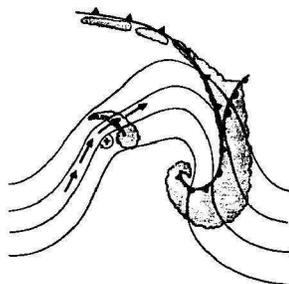


FIGURA 16: Esquema do Vórtice Frio adaptada para o HS.
FONTE: Businger e Reed (1989)

Reed (1979) definiu vórtice frio como sistemas numa escala que varia entre 500 e 1500 km e estas deslocam-se para leste com velocidade de aproximadamente 8 m/s. Tais distúrbios se formam em níveis médios ou baixos, causando redução da pressão à superfície, onde verifica-se um cavado ou até mesmo uma baixa pressão bem definida. À superfície, o centro da baixa pressão, se existir, é localizado abaixo da cabeça vórtice; um cavado à superfície se estende invariavelmente sob a extremidade de sua cauda (Reed, 1979). O ciclo de vida de um vórtice frio, desde sua fase nascente até a dissipação é de aproximadamente 2 (dois) dias.

Semelhantemente, Bonatti e Rao (1987) definiram os vórtices frios como sistemas convectivos de meso-escala com dimensões horizontais, entre 200 e 2000 km, e se deslocam para leste com velocidade de aproximadamente 8 m/s. O ciclo de vida de um vórtice frio, desde sua fase insipiente até a dissipação, é de aproximadamente 2 dias. São encontradas entre as latitudes de 20° e 35° S na América do Sul.

Mais recentemente, estudos sobre as interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção tropical na Amazônia foram abordadas por Oliveira (1986) e Satyamurty et al. (1998). Neste sentido os autores observaram que este tipo de interação ocorre frequentemente quando os sistemas frontais estão associados a cavados que se estendem dos baixos aos altos níveis, com inclinação preferencial noroeste-sudeste (Fedorova, 2007).

3.3.1.5 Ondas de Leste

As ondas de leste (OL) são objetos de estudos desde a primeira metade do Séc. XX. Dunn (1940) observou um deslocamento de cavados durante 24h de leste para oeste na região do Caribe. Alguns anos mais tarde e para a mesma região, Riehl (1945), após definir OL, como sendo alterações nos campos de vento e pressão que se encontram em fase na superfície, mostrou utilizando um modelo idealizado, que na região do Caribe as perturbações atmosféricas se deslocam para oeste.

As perturbações nos campos de pressão atmosférica caracterizadas por Riehl (1945) no Caribe associadas à nebulosidade em forma de V invertido, que é referência até os dias atuais, possuem ainda os seguintes elementos característicos: Velocidade de fase de 6 graus de longitude por dia, Período de permanência de 3 a 4 dias, Comprimento horizontal de onda de 2×10^3 a 3×10^3 km, Céu claro a oeste do cavado associado a subsidência de ar, Céu nublado a leste do cavado, Na baixa troposfera a onda possui núcleo de ar mais frio que a periferia, Em torno de 700hPa a 500hPa a onda tem intensidade máxima, inclinação pra leste com a altura.

As OL se caracterizam por perturbações nos campos de vento e de pressão, apresentando um deslocamento característico de leste para oeste.

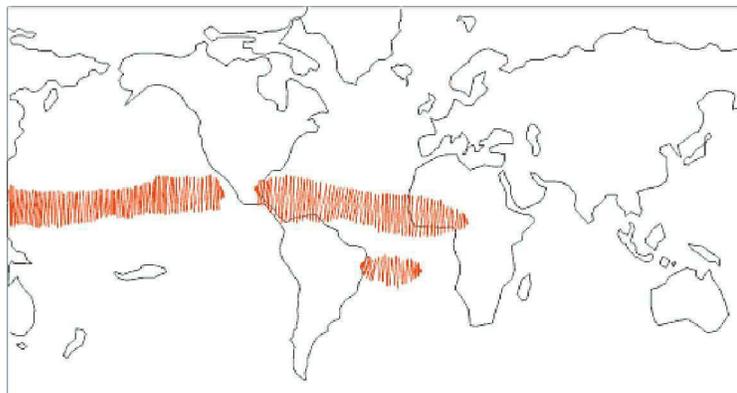


FIGURA 17: Regiões de maiores ocorrências de OL
 FONTE: Costa (2006)

As condições de tempo associadas a esse distúrbio são: convergência atmosférica, formação de nuvens, convecção a leste do cavado e divergência a oeste do cavado provocando inibição da convecção e bom tempo; na baixa troposfera, a onda move-se mais lentamente que a corrente básica, e possui um núcleo de ar mais frio que a vizinhança; a intensidade máxima da onda se dá em torno de 700 hPa a 500 hPa, e a inclinação vertical é para leste (Barbosa, 2006). São as chamadas ondas de leste (OL), Distúrbios Ondulatórios de Leste, ou ainda Ondas Mistas Rosby-Gravidade, encontradas na faixa tropical perto da África, no Pacífico leste e no Atlântico norte, conforme mostrado na Figura 17. Sua formação é geralmente disparada por pequenos vórtices que se deslocam com os alísios, algumas vezes por longas distâncias (Costa, 2006). Contudo são observados também eventos de OL na região mais ao norte da América dos Sul, mais precisamente no norte e nordeste do Brasil.

Silvestre (1996) observou utilizando dados de vento meridional para o período de 10 anos que essas perturbações ocorrem durante todo o ano com diferentes comprimentos de onda atingindo o norte e nordeste do Brasil nas estações seguintes:

Yamazaki (1975), estudou a dinâmica das perturbações da região tropical do Atlântico Sul e costa brasileira e comparou os resultados com os inferidos através de análises das seções longitude-tempo das imagens de satélite para o inverno de 1967, construídas por Wallace e Chang (1972). Na faixa entre 5°S e 10°S, o que inclui Alagoas, ele notou linhas de nuvens bem definidas propagando-se de leste para oeste desde a longitude 10°E até aproximadamente 40°W, cujos distúrbios associados apresentaram períodos de 4 dias, velocidade média de propagação de 10m/s e comprimento de onda de aproximadamente 4000Km.

Estação do Ano	Comp. de Onda (10^3 km)	Veloc. de Fase ($m.s^{-1}$)
Verão	6,0 a 7,0	10 a 14
Outono	5,0 a 6,0	10 a 13
Inverno	3,5 a 4,0	10 a 13

Tudo leva a crer que a elevada pluviosidade nos meses de inverno ao longo da costa brasileira estaria associada aos distúrbios de leste por ele definidos.

3.3.2 Sistemas Meteorológicos de Escalas Sinóticas

Na escala sinótica, os principais sistemas meteorológicos que desempenham um papel importante na variabilidade nos campos do vetor vento à superfície e precipitação no NEB, especialmente em Alagoas, são: os sistemas frontais, os VCAN's.

3.3.2.1 Sistemas Frontais

Os sistemas frontais são observados durante o ano todo sobre o Brasil com significativa frequência nas latitudes mais altas comparado as baixas latitudes, sendo um dos maiores causadores de distúrbios meteorológicos sobre o país, de sorte que, um dos mais importantes mecanismos causadores de chuvas no leste do NEB está diretamente ligado à penetração destes sistemas frontais os quais chegam a região tropical podendo atingir latitudes em torno de $10^{\circ}S$ (Oliveira, 1986). Isso confirma a importância do entendimento dos mecanismos dinâmicos e termodinâmicos à frontogênese dos sistemas frontais no espaço-tempo.

Por sua vez, sendo a frente fria ou quente uma zona de transição entre duas massas de ar, deve existir um limite entre elas, a este limite dá-se o nome de superfície ou zona frontal. Na realidade, às vezes, esta transição pode ser muito abrupta devido ao intenso gradiente de densidade.

Os efeitos das zonas frontais sobre o NEB ainda são objeto de pouco estudo. Contudo, Koucky (1979) por meio de dados em superfície (1961-1970), observou a passagem de frentes quentes, ou sua estacionalidade no NEB durante as estações dos anos analisados o que implicou numa maior ocorrência e intensificação de precipitação associada à Sistemas Frontais.

Segundo Fedorova (1999), as zonas frontais podem ser caracterizadas tanto por sua localização geográfica quanto por suas dimensões e grau de importância à circulação.

Geograficamente as massas de ar podem ser distintas em três categorias de frentes: frente ártica, frente polar e frente tropical. A frente ártica forma-se entre a massa de ar antártica e polar enquanto que a frente polar separa a massa polar da massa tropical e por último a frente tropical é observada entre as massas de ar tropical e equatorial (Fedorova, 1999).

Dimensionalmente as zonas frontais podem distinguir-se em três tipos: frente principal, frente secundária e frente no ar superior ou alta. As frentes principais têm comprimentos horizontais de alguns milhares de quilômetros e são observadas em todos os níveis da atmosfera e perduram entre 3 e 6 dias e as frentes secundárias têm comprimentos horizontais de algumas centenas de quilômetros e são observados nos baixos níveis da atmosfera e podem ser identificadas através das zonas de convergência das linhas de corrente próximo à superfície. As frentes no ar superior, as quais são componentes das frentes oclusas, são observadas nos altos níveis da atmosfera, não perdurando próximo à superfície e têm largura inferior a 500 km (Fedorova, 1999).

Em virtude das zonas frontais não serem homogêneas há a necessidade de apresentar algumas características térmicas complementares. As frentes frias, frentes quentes, frentes oclusas e frentes estacionárias têm características distintas.

A frente fria é caracterizada pela substituição da massa de ar, relativamente mais quente pela massa mais fria à superfície. Desse modo a massa de ar pré-frontal é quente e a massa de ar pós-frontal é fria. De maneira que o ar frio é mais denso, a superfície frontal fria se estende para trás, por sobre o ar frio invasor que tende a permanecer juntaposto à superfície terrestre.

Na passagem da frente quente, ao contrário do que ocorre na frente fria, há a substituição da massa de ar fria pela quente. Nesta a superfície frontal quente se estende, na mesma direção do deslocamento da massa de ar quente, situando-se portanto, em cima do ar frio pré-frontal, o qual juxtaposto à superfície terrestre.

As frentes oclusas ocorrem quando ar muito frio, quente e frio se encontram. À medida que as depressões se intensificam, a frente fria alcança a frente quente. A linha onde as duas frentes se encontram é a frente oclusa. As frentes oclusas são de dois tipos: Frentes oclusas frias e quentes. Em ambos os casos uma frente fria alcança uma frente quente sendo que a nebulosidade e a precipitação situam-se nos dois lados da frente. Em geral, as oclusões quentes são observadas no inverno, quando o ar na retaguarda do ciclone tem sua região de origem no oceano e o ar na vanguarda forma-se sobre o continente. Por outro lado, no verão é mais típica a oclusão fria, na qual desenvolvem-se aguaceiros com trovoadas (Fedorova, 1999).

Quando o ar pós-frontal da frente fria é mais frio que o ar pré-frontal da frente quente a oclusão é dita do tipo frio onde o ar mais frio mantém-se à superfície (Figura 18a).

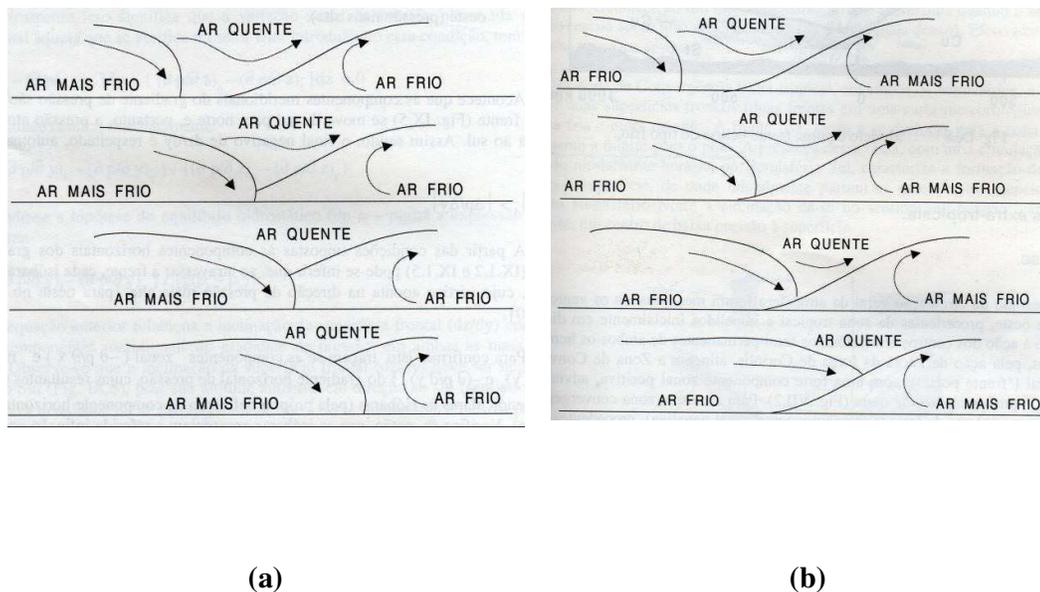


FIGURA 18: Esquema característico de evolução temporal da frente oclusa (a) fria e (b) quente.

FONTE: Varejão-Silva-2000

Na outra situação o ar pós-frontal da frente fria é mais quente que o ar pré-frontal da frente quente a oclusão é do tipo quente onde a frente fria original desaparece no processo (Figura 18b).

As frentes estacionárias ocorrem quando, tanto a massa de ar frio como a massa de ar quente, apresentam as mesmas intensidades, logo uma delas não avança em direção a outra. A frente estacionária apresenta uma área de nebulosidade e chuvas contínuas sobre a região de atuação (Soares, 2006).

Geralmente ficam semi-estacionadas no litoral da região Sudeste, devido à presença de vórtices ciclônicos em altos níveis no NEB. A permanência dos sistemas frontais sobre esta região organiza a convecção tropical nas regiões Central e Norte do Brasil e caracteriza a formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (Lemos e Calbete, 1996). Segundo Calheiros e Silva Dias (1988); Silva Dias (1998); Rocha & Gandu (1996) a ZCAS podem permanecer estacionárias por vários dias sobre uma mesma região, provocando intensificação das chuvas nas regiões frequentemente afetadas, a exemplo, da Região Sudeste. Além do caráter de estacionalidade da ZCAS, gerando chuvas contínuas e formação de sistemas convectivos ocorrem ainda chuvas intensas e de curta duração (Cerqueira et al., 2006).

As massas de ar frio de origem polar que vem na retaguarda das zonas frontais das frentes frias são mais frequentes e intensas no inverno, em relação ao campo de temperatura. Uma situação comum, durante o verão é o semi-estacionário estado de sistemas frontais sobre o Sudeste (Kousky et. al., 1981), originando o fenômeno chamado de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Os sistemas frontais que pouco interagem com a convecção tropical e exibem propagação quase-estacionária (com respeito à direção meridional) com a convecção sobre os sub-tropicos e latitudes médias são classificados como do tipo 3, com a ocorrência de um evento podendo ser observada durante 3 dias (Siqueira et al., 2005). Geralmente, os sistemas frontais atuam mais intensamente sobre as Regiões Sudeste e Nordeste do Brasil, permanecendo semi-estacionários sobre o oceano, caracterizando a formação da ZCAS.

3.3.2.2 Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis – VCAN'S

Palmén (1949) & Palmer (1951), foram os pioneiros nos estudos observacionais para o

Hemisfério Norte, sendo mostrado que os VCAN's, em geral, é caracterizado por ter centro frio sem nebulosidade e borda quente com nebulosidade.

São classificados em vórtices do tipo Palmén, quando originados em latitudes subtropicais, e Palmer, quando oriundos de latitudes tropicais. O primeiro é observado em qualquer época do ano, inclusive durante o inverno, enquanto o segundo se forma durante o outono, primavera e no verão, quando é mais frequente.

Quanto a gênese termodinâmica dos VCAN's, Palmén caracteriza-os como bolsões de ar frio conectados à extensos cavados na alta troposfera se desprendendo e confinado no lado equatorial dos ventos de oeste. Para Palmer, os VCAN's formam-se acima de 10km de altura, preferencialmente nos meses de verão devido a intensificação do processo convectivo na periferia do vórtice e eventualmente nos meses de inverno.

Os vórtices ciclônicos podem ser classificados também como úmidos ou secos, dependendo da quantidade de nebulosidade associada (Lourenço e Gan, 1996).

Os vórtices úmidos estão associados a muita nebulosidade, atingindo níveis mais baixos da atmosfera. Já os vórtices secos, estão confinados na média e alta troposfera, possuindo pouca nebulosidade, além de movimento descendente e seco no seu centro (Costa, 2006).

Para a América do Sul os estudos sobre VCAN's foram mostrados mediante análise da circulação tipicamente troposférica. Dean (1971); Aragão (1975); Virji (1980) detectaram vórtices ciclônicos no atlântico sul próximo ao NEB. Segundo Kousky & Gan (1981), a gênese do VCAN's que formam-se no atlântico tropical e sua manutenção estão associadas à intensificação da vorticidade ciclônica corrente abaixo da crista em 200hPa. Essa intensificação deve-se à forte advecção de ar quente em 850hPa, próximo a costa sudeste do Brasil, em conjunto ao deslocamento de uma frente fria ativa oriunda de latitudes médias a qual provoca a convecção sobre o continente e a intensificação da crista em altos níveis devido a liberação de calor latente (Johnson & Snook, 1993).

Rao e Bonatti (1987), sugeriram que a instabilidade barotrópica, associada à conversão de energia cinética zonal em energia cinética de perturbação, contribui à gênese de VCAN's no NEB.

Segundo Kousky e Gan (1981), os vórtices ciclônicos que formam-se no NEB são do tipo Palmer e desenvolvem-se graças à intensificação da crista da alta da Bolívia, juntamente com

a intensificação do cavado abaixo, sobre o Oceano Atlântico. Ferreira (1995), comprovou que o aparecimento de um cavado nas proximidades da Costa do NEB, o qual quando intensificado pode formar VCAN's está associado a Alta da Bolívia. Logo o processo evolutivo do VCAN's pode ser observado esquematicamente na Figura 19, onde a Alta da Bolívia, o sistema frontal coexistem intensificando o VCAN's. Mais detalhadamente a Figura 19 mostra a seqüência esquemática da formação de um VCAN's sendo que as linhas contínuas representam as linhas de corrente. A Figura 19a apresenta o padrão de circulação do ar no verão em 200 hPa sem perturbação sobre a América do Sul e Atlântico Sul. A Figura 19b mostra uma região de baixa pressão (cavado) em altos níveis, nas latitudes médias, sobre a América do Sul, concomitantemente há uma frente fria em superfície no sul do Brasil e uma região de alta pressão (crista) em nível superior estendendo-se do sudeste do Brasil até o Atlântico enquanto que a Figura 19c mostra uma frente fria que move-se para o sudeste do Brasil e um ciclone fechado na troposfera superior no Atlântico oeste.

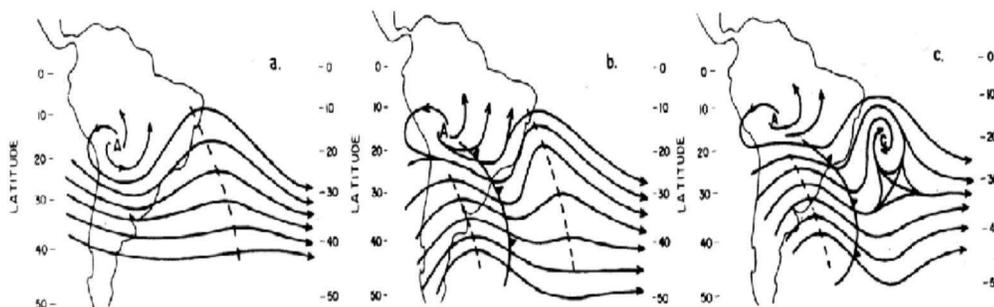


FIGURA 19: Esquema da gênese dos VCAN's próximo a costa do NEB.

FORTE: Kousky e Gan, 1981, p. 545.

A maioria dos vórtices ciclônicos da alta troposfera estão confinados nos altos níveis (acima de 5000m de altura), pois cerca de 60% não atingem o nível de 700 hPa e em torno de 10% atingem a superfície (Frank, 1966).

Segundo Costa (2006), a nebulosidade e instabilidade estão associadas aos setores leste e nordeste do VCAN's, descrevendo uma trajetória bastante irregular.

Eles deslocam-se do oceano para o continente e vice-versa; porém, existe uma tendência para ser anticiclônica, iniciando o círculo sobre o oceano Atlântico Sul nas latitudes subtropicais.

Pode-se observar, junto da nebulosidade na região de baixa pressão extratropical e do sistema frontal, uma configuração em forma de “S”. Verticalmente, o eixo do vórtice normalmente se inclina em direção ao ar mais frio podendo permanecer durante vários dias (Varejão, 2000).

Mais recentemente, Menezes (2003) identificou caracterizando pelo menos 4 (quatro) padrões diferentes quanto à gênese dos VCAN's, sendo o padrão I inicialmente caracterizado por Kousky e Gan (1981); o padrão II, caracterizado por Ramírez et. al (1988); e padrão III e IV, caracterizados por Paixão e Gandu (2000).

Para o padrão I, caracterizado por Kousky e Gan (1981), os VCAN's os que formam-se no NEB são do tipo Palmer e desenvolvem-se graças à intensificação da crista da alta da Bolívia, juntamente com a intensificação do cavado abaixo, sobre o Oceano Atlântico.

Para o padrão II, caracterizado por Ramírez et al. (1988), a gênese dos VCAN's está associada a sistemas de circulação anticiclônica sobre o Atlântico tropical sul, a alta subtropical do atlântico sul (ASAS) associada à zona de convergência do atlântico sul (ZCAS) intensa que, por sua vez, é um importante mecanismo de conexão entre a Alta da Bolívia e o cavado no NEB (Carvalho, 1989). Em suma a gênese do VCAN's está ligada à intensificação e amplificação da ASAS a qual, por sua vez, é outro fator importantíssimo à variabilidade sazonal dos ventos na Costa do NEB. Segundo Servain e Lukas (1990), os ventos na costa NEB são de leste/nordeste no início do ano e de sudeste durante o período chuvoso no leste da região que vai de abril a junho.

Para o padrão III, caracterizado por Paixão e Gandu (2000) a gênese dos VCAN's decorre da intensificação da convecção na África, o que faz surgir um par de anticiclones em altos níveis. Eles aparentemente induzem um aprofundamento do cavado a oeste dos mesmos, onde os VCAN's são formados a sudoeste da bifurcação inter-hemisférica.

Para o padrão IV, também caracterizado por Paixão e Gandu (2000), a gênese dos VCAN's é decorrente do desacoplamento em altos níveis de um cavado vindo da região sudoeste do Saara. Em particular, os VCAN's são localizados próximos a linha do Equador ainda acoplados aos escoamentos da África.

Especificamente para NEB, Gan e Kousky (1986), mostraram que os VCAN's provocam alterações no tempo da região. Onde tem origem sobre o Oceano Atlântico entre a faixa de 20°W-45°W e 0°-28°S e quando penetra no Brasil produz tempo bom na região sul e central do Nordeste e chuvas no setor norte do Nordeste da região.

3.3.3 Sistemas Meteorológicos de Escala Global

Na escala global, os principais sistemas meteorológicos que desempenham um papel importante na variabilidade nos campos do vetor vento à superfície e precipitação no NEB, especialmente em Alagoas, são: as Oscilações Madden-Julian e a Zona de Convergência Intertropical.

3.3.3.1 Oscilações de Madden-Julian

A oscilação de Madden-Julian (OMJ) é o modo que domina a variabilidade nas regiões tropicais em escalas de tempo intrasazonal. Esta oscilação foi divulgada após estudos feitos na ilha Canton (3°S e 172°W) (Madden & Julian, 1971; Madden & Julian, 1972), que indicavam um comportamento peculiar da convecção com uma oscilação de 30 a 60 dias. O fato foi tomado como um comportamento local das variáveis meteorológicas; mas não mencionava a ligação com outras regiões. Pesquisas posteriores revelaram que a OMJ é o modo de maior variabilidade nas regiões tropicais na escala de tempo intrasazonal e que afeta outras regiões do globo (Ramirez Gutierrez e Cavalcanti, 2006). De acordo com Weickmann e Khalsa (1990); Kousky e Kayano (1994) as OMJ trata-se de um fenômeno de escala global, definido como uma onda número 1 (um cavado e uma crista em volta do globo) que se propaga para leste ao longo da faixa equatorial com periodicidade entre 30 e 60 dias.

Marques (2005), estudou a variação intrasazonal, representada pela Oscilação OMJ, com o objetivo de identificar a sua atuação no Nordeste do Brasil (NEB), através do balanço de energia, e a sua interação com o fluxo sazonal e os distúrbios de alta-frequência. Sendo esta oscilação inicialmente detectada como um sinal na componente zonal do vento e pressão na superfície (Madden e Julian (1971 e 1972)), podendo também se manifestar em outras variáveis, tais como, radiação de onda longa (ROL), geopotencial, velocidade potencial, etc. (Madden e Julian, 1994).

O estudo da periodicidade e dos aspectos dinâmico e termodinâmico das OMJ, ainda não totalmente entendidos, são de grande importância aos aspectos sócio-econômico no NEB. De acordo com, Weickmann et. al. (1985) dentre os fenômenos atmosféricos que afetam a

variabilidade intrasazonal das chuvas sobre o Nordeste estão sistemas transientes como oscilações de 30-60 dias.

Por outro lado, na maioria dos trabalhos publicados os autores concordam que na primeira fase, no lado oeste do oceano Índico, existem um fluxo anômalo, relativamente mais intenso, de leste à superfície (setas pretas) associados às respostas das ondas de Kelvin à convecção e, no sentido contrário, um fluxo anômalo de oeste (setas vermelhas) associados às respostas das ondas de Rossby, sem esquecer da área azul que indica a posição da convergência friccional à superfície (Figura 20a). Já na segunda fase, na região leste do oceano Índico, as setas vermelhas indicam o giro da circulação de Rossby intensificando a convergência e o fluxo anômalo de oeste à superfície (setas vermelhas). Na terceira fase, na região do Pacífico Oeste, as anomalias no vento de oeste (setas vermelhas), intensificam-se ainda mais, em relação à segunda fase, fazendo o vento anômalo de oeste estender-se em direção a região de convecção (Figura 20c).

As primeiras teorias que tentaram explicar a propagação para leste da convecção associada com a MJO foram baseadas na dinâmica equatorial (CISK, WISHE). Ambas propuseram que o período da onda era o tempo em que a onda dava a volta ao globo em torno do equador, mas isto não acontece, e em muitos casos a onda se dissipa no caminho. WISHE foi a primeira teoria em considerar que o fluxo induzido pelos ventos associados à convecção poderia subministrar energia para o deslocamento da convecção, mas não foi realista no fato que considerou o oceano como uma fonte infinita de calor. Tampouco foi boa para explicar o surgimento da MJO no oceano Índico porque considerou o estado básico dos ventos na direção contrária do que ocorre no Oceano Índico (Ramirez Gutierrez e Cavalcanti, 2006).

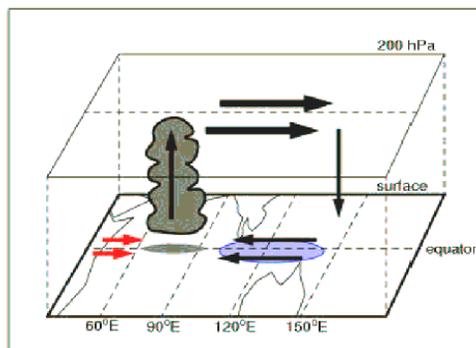


FIGURA 20a: Primeira fase de desenvolvimento da OMJ.
 FONTE: Ramirez Gutierrez e Cavalcanti (2006).

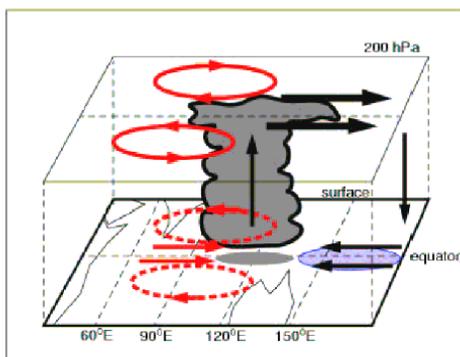


FIGURA 20b: Segunda fase de desenvolvimento das OMJ.
 FONTE: Ramirez Gutierrez e Cavalcanti (2006).

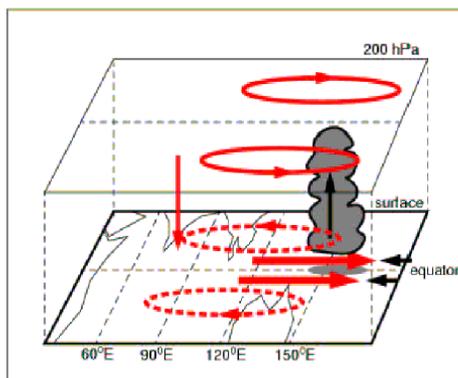


FIGURA 20c: Terceira fase de desenvolvimento das OMJ.
 FONTE: Ramirez Gutierrez e Cavalcanti (2006).

Ramirez Gutierrez e Cavalcanti (2006), ainda afirmam que a teoria de carga e recarga atribuiu novos conceitos a fim de medir o período da onda em função do tempo de vida de um complexo convectivo, o qual inicia-se quando a energia estática evolui à um processo de convecção, findando na atenuação da mesma. De sorte que as ondas de Rossby vindas de latitudes médias seriam importantes para o início da convecção.

Um pouco antes, Marques (2004), desenvolveu um trabalho objetivando Identificar o sinal e a dinâmica da OMJ através de um balanço de energia cinética, no NEB (2°S-18°S;55°W-37°W) e Oceano Atlântico adjacente (0°-20°S;37°W-10°W), utilizando a metodologia desenvolvida por Mak (1991), segundo a qual, sucintamente, cada variável meteorológica, $\xi=z$, u ou v em

cada ponto de grade é dividida em três componentes: sazonal, intrasazonal e alta-frequência, que são representadas pelos subscritos 0, 1 e 2, respectivamente. Assim, tem-se:

$$\xi = \xi_0 + \xi_1 + \xi_2$$

A autora, a fim de analisar a energética local examinou como a escala intrasazonal (componente 1) interagia com as outras duas escala (0 e 2). Neste sentido a mesma concluiu, entre outras, que o sinal positivo da OMJ, particularmente em janeiro de 1998 (ano de El Niño) conjuntamente com a atuação dos VCAN's estão associados à ocorrência de precipitação em praticamente toda a Região do NEB. Por sua vez, Madden e Julian (1994), observaram que as oscilações tropicais de 40 a 50 dias são mais intensas nos meses de dezembro e fevereiro, e menos intensa entre junho e agosto.

3.3.3.2 Zona de Convergência Intertropical – ZCIT

A ZCIT está localizada no ramo ascendente da célula de Hadley, atuando no sentido de transferir calor e umidade dos níveis inferiores da atmosfera das regiões tropicais para os níveis superiores da troposfera e para médias e altas latitudes. Entretanto, a ZCIT dinamicamente, em geral, é uma região de baixa pressão, tendo convergência de escoamento em baixos níveis e divergência em altos níveis, sendo a fonte principal de precipitação nos trópicos, responsável por condições de mau tempo sobre uma extensa área e o desenvolvimento vertical das nuvens que se estende até a alta troposfera das regiões tropicais. No caso específico do norte do nordeste brasileiro, Uvo (1989) apresenta um estudo bem detalhado da ZCIT e sua importância nas precipitações no setor norte do Nordeste do Brasil.

A estrutura ZCIT apresenta um conjunto de características, tais como: zona de confluência dos ventos alísios (ZCA) de sudeste (SE) e nordeste (NE), região do cavado equatorial, zona de máxima temperatura da superfície do mar (TSM) e banda de cobertura de nuvens convectivas. A primeira idéia sobre a formação da ZCIT era de que todas essas características ficavam sobrepostas numa mesma faixa de latitude. Essa idéia foi mudada por Hastenrath e Lamb (1977), Hastenrath e Heller (1977), os quais mostraram que essas zonas não se apresentam sobre a mesma faixa de latitude e sim próximas umas das outras interagindo entre si. Esse conjunto de características que formam a ZCIT possui um deslocamento latitudinal no

decorrer do ano, estando em latitudes mais ao sul (aproximadamente 1°S) nos meses de março e abril, e latitudes mais ao norte (aproximadamente 8°N) nos meses de agosto e setembro, mostrando assim, a variabilidade sazonal da ZCIT (Uvo, 1989).

A ZCIT é caracterizada numa imagem de satélite como uma banda de nebulosidade que na faixa equatorial do globo terrestre, formada principalmente pela confluência dos ventos alísios do hemisfério norte com os ventos alísios do hemisfério sul. Noutras palavras, a convergência dos ventos faz com que o ar, quente e úmido ascenda, carregando umidade do oceano para os altos níveis da atmosfera ocorrendo a formação das nuvens.

Os Continentes têm influência marcante no posicionamento da ZCIT. Wallace et al. (1989), coloca a questão do posicionamento da ZCIT ao norte do equador na região dos oceanos Atlântico e Pacífico Leste. Ele apresenta uma citação do trabalho de Xie (1998), comentando que apesar de existir uma maior assimetria na distribuição terra – mar na região onde se encontra o Oceano Índico, a ZCIT se desloca entre os hemisférios seguindo a marcha sazonal do Sol, concordando com Mitchell and Wallace (1992) os quais mostraram que o ciclo anual solar controla a posição da ITCZ. Isso sugere que outros fatores importantes além da geometria continental devem existir para que se possa avaliar o posicionamento da ZCIT.

Wallace et al. (1989), apresenta um mecanismo que pode ser uma causa ou até mesmo uma consequência do posicionamento da ZCIT ao norte do equador. Por alguma razão já foi observado que os ventos alísios de sudeste soprando ao sul do equador são muito mais intensos do que os ventos alísios de nordeste. Quando esses ventos de sudeste cruzam o equador sofrem um desvio para a direita devido à força de Coriolis e passam a soprar de sudoeste, o que reduz a intensidade dos alísios de nordeste provenientes da Alta do Atlântico Norte ou Alta dos Açores. Dessa maneira com os ventos de nordeste mais fracos a evaporação também fica reduzida, e isso resulta que a maior parte da radiação que atinge a superfície do mar será utilizada para elevar a sua temperatura e a do ar ou seja, teremos menor resfriamento evaporativo. Contudo, verificam-se temperaturas da superfície do mar (TSMs) mais elevadas. Esse mecanismo de retroalimentação vento – evaporação – TSM é muito efetivo em ajustar a TSM. Finalmente sobre regiões com maiores valores de TSM a camada atmosférica é mais instável e a ZCIT se estabelece nesta região.

A ZCIT está estreitamente relacionada à TSM. Ela geralmente está situada sobre, ou próxima as altas TSMs. Portanto, seria de se esperar que existisse uma relação entre a distribuição geral de TSMs no Atlântico Tropical e a precipitação no Nordeste. De fato essa relação parece

ser válida para a maioria dos anos. Águas mais quentes no Atlântico Sul Tropical e mais frias no Atlântico Norte Tropical (Padrão Positivo do Dipolo) estão associadas com anos chuvosos no Nordeste (Figura 21a).

Neste sentido, Nobre e Melo (1996), afirmam que a posição e a intensidade da ZCIT sobre o Oceano Atlântico estão associadas a variações nos padrões da TSM, sobre os oceanos e que isso modula, por exemplo, a pluviometria sobre o norte do Nordeste (Figuras 21a e 21b). Souza & Cavalcanti (2006), objetivando analisar a relação entre a TSM e a circulação global no período da posição extrema, mais ao sul, da ZCIT em abril e precedida pela fase positiva da Oscilação do Atlântico Norte (NAO) em DJF concluíram que casos extremos da fase positiva da NAO resultam na intensificação da ZCIT na região mais ao sul do Equador, em abril. A fase positiva (negativa) do Padrão de Dipolo ocorre quando Anomalias positivas (negativas) de TSM são encontradas na Bacia Norte (entre 5°N e 20°N) e negativas (positivas) na Bacia Sul do Atlântico (entre a linha do equador e 15°S).

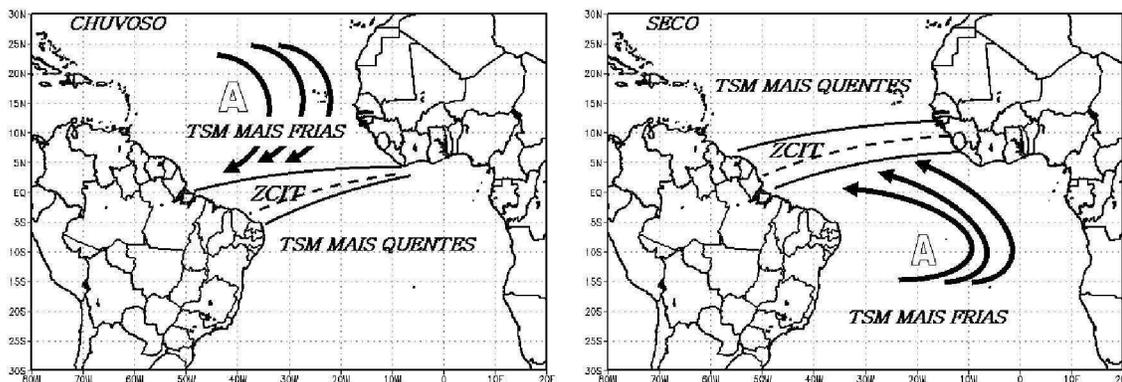


FIGURA 21: Padrões do Dipolo (a) fase positiva e (b) fase negativa
 FONTE: Bezerra (2006).

Nos trópicos, termodinamicamente falando, a formação de convecção profunda é altamente associada com altas TSM's e convergência do vento na superfície (GUTZLER & WOOD, 1990; WALISER et al., 1993).

Concomitantemente, o calor latente liberado nas regiões de convecção profunda serve como fonte de energia principal para muitos sistemas de grande escala, tal como a ZCIT e a Oscilação de Madden-Julian (OMJ).

Estudos como os de (LAU & PENG 1987; LAU & SHEN 1988) também mostraram que a intensidade da OMJ e da ZCIT pode ser significativamente modulada pelo aquecimento. Regiões com alta precipitação estão, também, geralmente associadas com a TSM mais quente.

3.3.3.3 El-Niño Oscilação Sul – ENOS

Os processos naturais que desencadeiam os fenômenos de El Niño/La Niña ainda não foram totalmente desvendados pela comunidade científica já que a atmosfera e o oceano e suas interações são complexas e tem um comportamento caótico. Contudo, o conhecimento das suas causas e efeitos, são hoje, amplamente conhecidos.

Nos dias atuais sabemos que o El Niño (EN) e a Oscilação do Sul (OS) são um fenômeno global do oceano e o outro da atmosfera conhecidos como ENOS, respectivamente. As anomalias climáticas relacionadas são persistentes e duram vários meses, principalmente na atmosfera tropical (Aragão, 1986).

O El Niño é o aquecimento da água do mar no Pacífico Tropical da costa do Peru/Equador até o oeste do Pacífico. O nome El Niño se refere ao Menino Jesus, pois desde o século XVI, os pescadores do Peru/Equador denominaram o aquecimento das águas do mar com esse nome, já que acontecia próximo do natal. O fenômeno anti-El Niño, também conhecido como La Niña, é o oposto do El Niño e causa anomalias opostas (Aragão, 1998).

De acordo com Viega et al. (2002) o acoplamento entre os fenômenos atmosféricos e oceânicos, que apresenta um alto grau de complexidade, foi primeiramente sugerido por Walker numa série de artigos Walker (1923) e (1928), Walker & Bliss (1932).

Em um estudo pioneiro, Walker (1928) documentou uma notável coincidência do aquecimento anômalo das águas superficiais no Pacífico equatorial e as secas do nordeste do Brasil (NEB). Vários estudos sugeriram que sob condições de El Niño, a circulação de Walker é deslocada para leste, tal que seu ramo ascendente localiza-se sobre o oceano Pacífico central e leste onde a convecção é intensificada, e seu ramo descendente localiza-se sobre o NEB e Atlântico Tropical (AT) adjacente, onde a convecção é inibida (Kousky et al., 1984; Kayano et al., 1988; Ropelewski e Halpert, 1987 e 1989). Assim, as secas severas (chuvas excessivas) no NEB, objeto de inúmeros estudos por seus impactos sociais e

econômicos, têm sido relacionadas à ocorrência dos eventos El Niño / La Niña (Andreoli e Kayano, 2007). O sistema acoplado Oceano-Atmosfera sobre o Oceano Pacífico apresenta uma ampla variação zonal ao longo do equador. Jacob Bjerknes (1969) propôs um mecanismo de interação entre os movimentos verticais ascendentes e descendentes, e o padrão espacial de *TSM* sobre o Pacífico (Vieira, et. al., 2002).

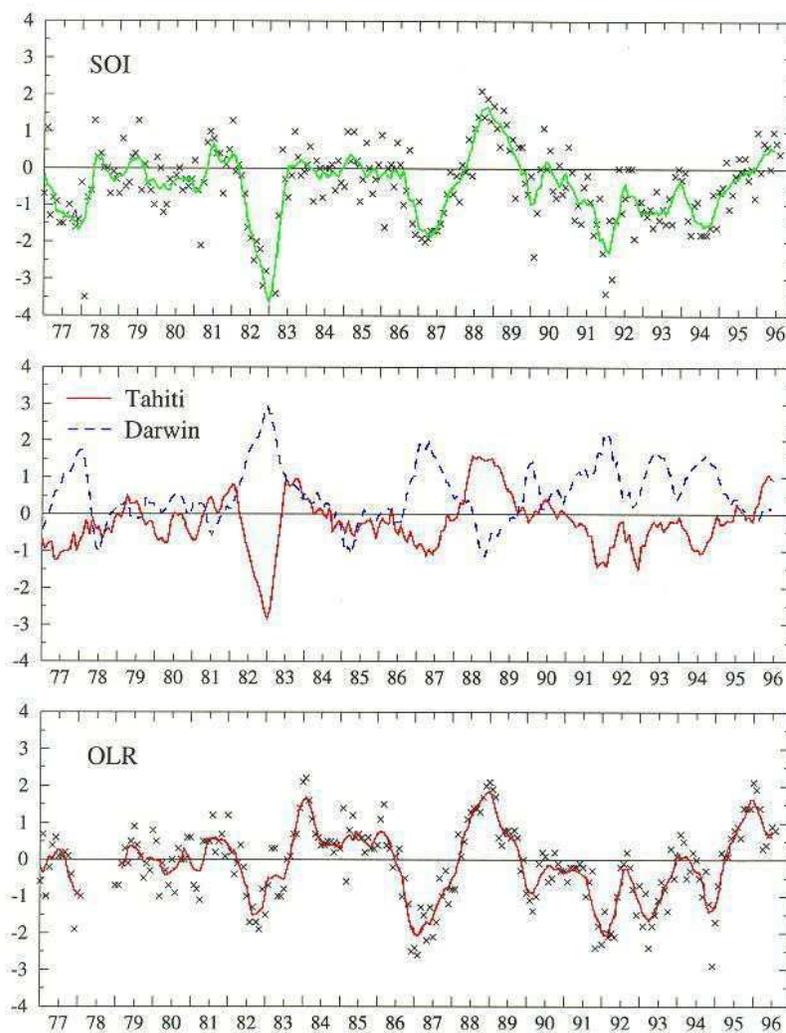


FIGURA 22: Distribuições temporais da média corrida de 5 dias do IOS, em Darwin e Tahiti (acima); anomalias de pressão (no meio) e anomalias de radiação de onda longa (abaixo).
 FONTE: CPTEC/INPE

Neste sentido, Bjerknes, então Professor da Universidade da Califórnia na década de 60, foi a primeira pessoa a observar que existia uma conexão entre temperaturas quentes, poucos comuns, na superfície do mar, os fracos ventos de leste e as condições de alta precipitação.

Posteriormente, a descoberta de Bjerknes levou ao reconhecimento de que as águas quentes do "El Niño" e as variações de pressão na Oscilação Sul de Walker eram partes do mesmo fenômeno, conhecido pelo nome de ENOS ("El Niño" – Oscilação Sul), o qual representa a diferença entre a pressão ao nível do mar entre o Pacífico Central (Tahiti) e o Pacífico Oeste (Darwin/Austrália): $IOS = Dp_{TAHITI} - Dp_{DARWIN}$. Em que: $TAHITI Dp$ é o desvio em relação à média da pressão ao nível médio do mar em Tahiti (17°S, 150°W) e $DARWIN Dp$ é o desvio em relação à média da pressão ao nível médio do mar em Darwin (12°S, 130°E). Por sua vez, as fases negativas e positivas de IOS são indicadoras da ocorrência de El Niño e La Niña, respectivamente. (Bezerra, 2006).

Depois da ocorrência de um intenso evento de ENOS de 1982/83, o fenômeno ocorreu novamente em 1986/87, porém com menor intensidade, e de 1990 ao início de 1995 cujos registros o apontam como o evento mais longo nos últimos 50 anos, sendo comparável apenas com o episódio de 1911-1915, (Halpert et al, 1996). A Figura 22 apresenta as séries temporais do IOS, anomalia de pressão em Tahiti e Darwin e anomalias de Radiação de Onda Longa, para o período analisado.

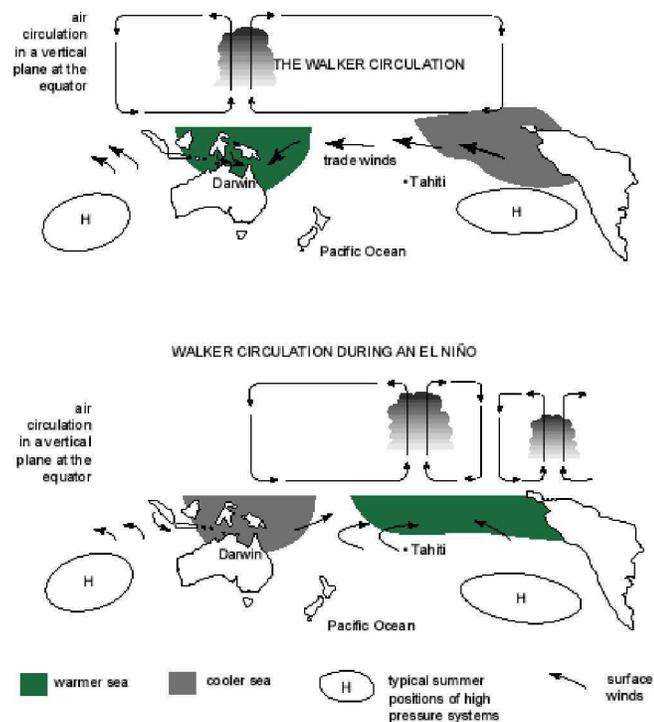


FIGURA 23: Circulação de Walker em anos Normais e de El Niño
 FONTE: Viega et al. (2002)

Com mais detalhes podemos discutir as causas e efeitos das ocorrências de El Niño e de La Niña no Brasil e no Mundo observando alguns aspectos.

Em anos de El Niño observa-se um enfraquecimento dos ventos alísios ao longo do Pacífico Equatorial podendo mudar até de sentido dependendo da intensidade do El Niño induzindo uma diminuição da ressurgência na Costa Oeste da América do Sul. Com isso, a TSM torna-se mais quente na parte mais central do Oceano Pacífico e a Termoclina torna-se menos profunda no Pacífico Oeste e mais profunda no Pacífico Leste.

Essa soma de elementos têm como resultante o deslocamento da Célula de Walker mais para leste fazendo o ramo descendente, também, deslocar-se para a América do Sul favorecendo a estiagem na Amazônia e, em casos mais intensos do El Niño, seca no NEB (Figura 23).

Por outro lado, ao contrário do El Niño, em anos de La Niña os ventos alísios tornam-se mais fortes implicando numa maior ressurgência de águas mais frias na costa oeste da América do Sul e um acúmulo de águas mais quentes na Indonésia e norte da Austrália. Com isso, a TSM torna-se menor no Oceano Pacífico Leste e a Termoclina fica mais e menos profunda na parte leste e oeste da Bacia do Pacífico, respectivamente. Todos estes fatores somados, resultam numa intensificação da Célula de Walker com ramo ascendente na região da Indonésia e Austrália e descendente na costa oeste da América do Sul, comparado com anos normais favorecendo ao aumento de chuvas no NEB.

DADOS E METODOLOGIA

Este capítulo é dedicado à caracterização climatológica e dos aspectos físicos do NEB e de Alagoas, bem como, à descrição da origem e característica dos dados, dos métodos e dos processos empregados na obtenção dos resultados discutidos no capítulo subsequente.

4.1 Elementos Característicos Climatológicos e Físicos do NEB e Alagoas**4.1.1 Caracterização Climatológica da região de Estudo**

O estado de Alagoas localiza-se a leste do NEB o qual compreende uma área de 1.556 mil km² ocupando uma faixa zonal e meridional de (1°S – 18°S e 35°W - 50°W), respectivamente (Figura 24) e caracteriza-se, do ponto de vista geoambiental, pela diversidade de suas paisagens tendo como elemento marcante no quadro natural da região a condição de semi-aridez de caráterazonal que atinge grande parte do seu território e a alta variabilidade pluviométrica espacial e temporal inerente a esse tipo climático (Sales, 2003).

O relevo diversificado com variações que vão de amplas planícies a vastas chapadas, a maritimidade e a localização em uma região de junção de diferentes sistemas de circulação atmosféricas globais tornam a região NEB uma das áreas com maior complexidade climática do mundo. Sua variabilidade climática vai do super-úmido mediterrâneo (litoral sul da Bahia) até o semi-árido tropical (centro e norte do Piauí e centro da Bahia) (Miranda, 1997, retirado de Santana, 2005).

Levando-se em conta o regime de chuvas, encontra-se sobre o NEB uma alta variedade climática, podendo-se verificar desde o clima semi-árido no interior da Região, com precipitação acumulada inferior a 500 mm/ano até o clima chuvoso, observado principalmente

na costa leste da Região, com precipitação acumulada anual superior a 1500 mm (Kousky e Chu, 1978).

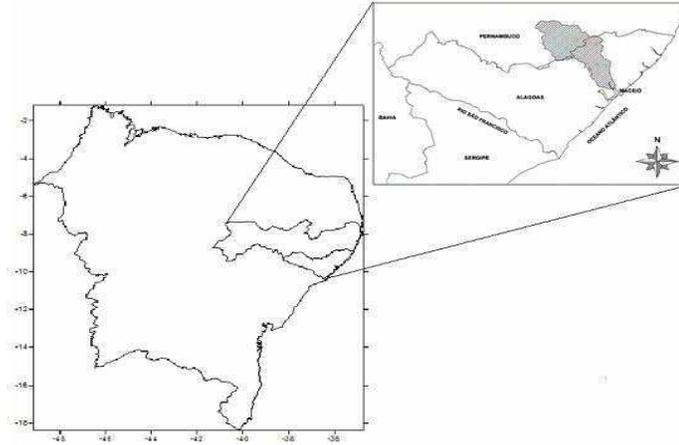


FIGURA 24: Localização do Estados de Alagoas no NEB.
FONTE: Silva (2009)

Mais recentemente o Ministério da Integração Nacional, objetivando minimizar os efeitos sócio-econômicos das secas no NEB através de políticas públicas de combate à miséria na região mapeou o semi-árido do NEB observando o seguinte critério de caracterização: precipitação inferior a 800mm/ano, índice de aridez de até 0,5 e risco de seca superior a 60% (Figura 25). Os dados utilizados para definir estes critérios vão de 1961 a 1990 (Santana, 2005).

Por sua vez, o Sul do NEB delimitado pela faixa de latitude e longitude entre 9°S - 18° S e 37° W - 46° W, respectivamente que engloba parte do semi-árido nordestino possui cerca de 10⁶ km² (Santana, 2005). Segundo Nobre e Molion (1998), a região sul do NEB é caracterizada por uma alta variabilidade espaço-temporal de precipitação influenciada por padrões de circulação de grande escalas e a topografia local.

Por sua vez, o Sul do NEB delimitado pela faixa de latitude e longitude entre 9°S - 18° S e 37° W - 46° W, respectivamente que engloba parte do semi-árido nordestino possui cerca de 10⁶ km² e é composto pelas regiões norte de Minas Gerais, toda a Bahia, quase todo o estado de Sergipe, o extremo leste de Alagoas e o extremo sul do estado do Piauí (Santana, 2005).

Segundo Nobre e Molion (1998), a região sul do NEB é caracterizada por uma alta variabilidade espaço-temporal de precipitação influenciada por padrões de circulação de grande escalas e a topografia local.



FIGURA 25: Mapeamento da Região Semi-árida do NEB
 FONTE: Ministério da Integração Nacional

O NEB é caracterizado, espacialmente e sazonalmente, por regimes de chuvas bastante variados. O período de máxima precipitação no norte do nordeste é observado entre fevereiro e maio. Segundo, Hastenrath and Lamb (1977), isso se deve ao deslocamento anual da ZCIT para latitudes mais ao sul no Hemisfério Norte, influenciando à precipitação na Região NEB, com mais intensidade nos meses de abril e maio.

Para a Região sul do NEB o período de máxima precipitação é observado entre os meses de novembro e fevereiro e está associado à penetração de frentes frias vindas do sul que alcançam latitudes mais baixas nestes meses (Kousky, 1979).

O trabalho de Kousky (1979) aponta que para a Região leste do NEB, o período de máxima precipitação está compreendido entre maio e julho e é atribuído à maior atividade de circulação de brisa em conjunto com a atuação de frentes frias remanescentes que se propagam ao longo da costa. Em 1980 Kousky notificou também que o máximo de chuvas no leste do NEB, de maio a julho, está possivelmente associado à máxima convergência dos alísios com a brisa terrestre, a qual deve ser mais forte durante as estações de outono e inverno quando o contraste de temperatura entre a terra e o mar é maior.

Outros fatores que podem influenciar a precipitação no NEB são: Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), dos Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCAN's) e do Relevo que abordaremos depois. De acordo com Hastenrath e Lamb (1977) a ASAS torna-se mais intensa nas estações frias alcançando o máximo em julho, por outro lado, Gan (1982) afirma que os VCAN's são observados nos meses de setembro a abril, tendo maior frequência em janeiro. O mapeamento do regime anual das chuvas define, como o setor agropecuário se comporta economicamente no NEB (Figura 26). É sabido que as condições de plantio e cultivo são diretamente ligadas à precipitação.

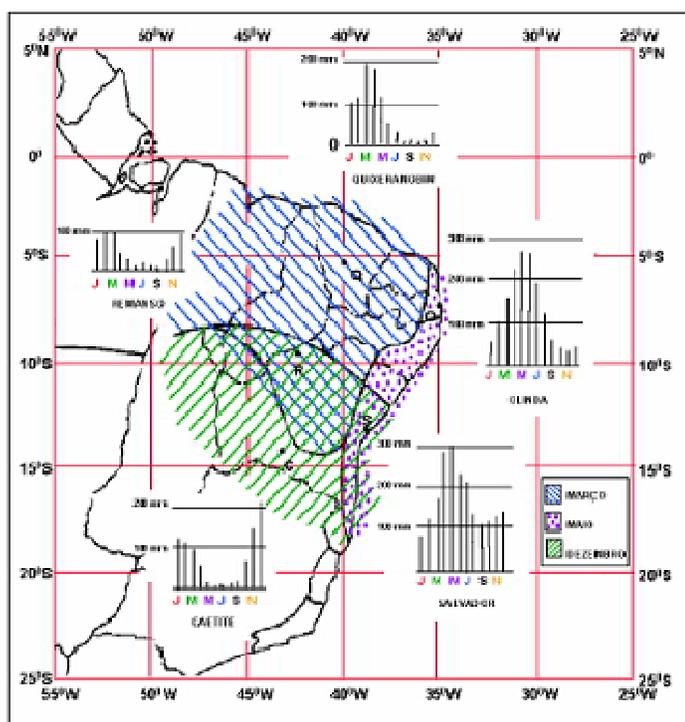


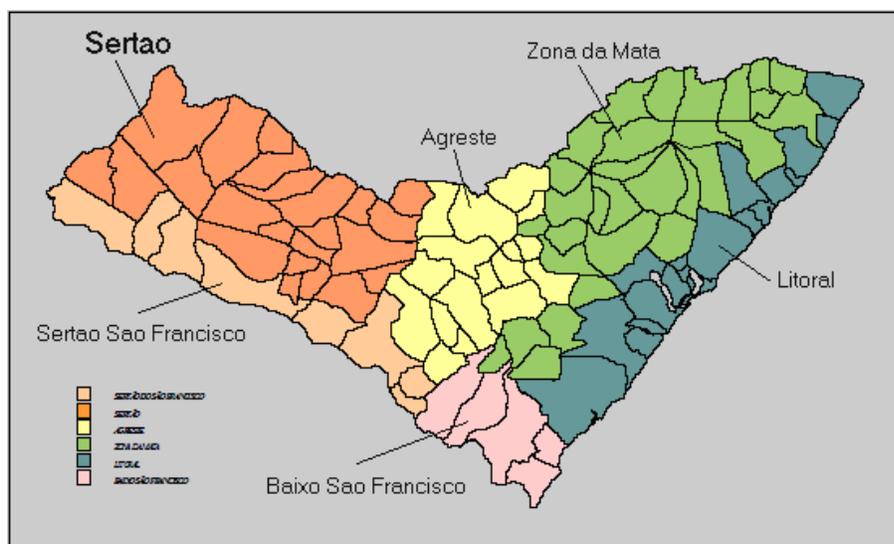
FIGURA 26: Mapeamento espaço-temporal da precipitação média mensal e histogramas da precipitação anual em 5 estações.
 FONTE: CPTEC/INPE - 1986

A Figura 26 mostra o mapeamento espaço-temporal da precipitação, assim como a máxima precipitação média mensal. Por conseguinte, são apresentados também 5 histogramas representativos para a precipitação das cidades de Quixeramobim-Ceará, Olinda-Pernambuco bem como, Salvador, Caetité e Remanso, ambos, na Bahia fazendo uso de dados de 1931-60 (Cimanálise 1986, adaptado de Kousky, 1979).

4.1.2 Caracterização Física da Área de Estudo

O Estado de Alagoas, geograficamente localiza-se entre os meridianos ($35^{\circ} 09''$ W – $38^{\circ} 13''$ W) e os paralelos ($08^{\circ} 48''$ S – $10^{\circ} 29''$ S) com uma área de aproximadamente de 27.767 km^2 que corresponde aproximadamente 0,32% do território nacional e uma faixa litorânea de 230 km de extensão, possui uma população estimada de 2,5 milhões de habitantes que sofre influência direta dos processos de seca, mas em escala menor comparado aos outros estados do NEB (IBGE, 2002). É limitado ao norte pelo estado de Pernambuco, ao leste pelo oceano Atlântico, ao oeste pelos estados da Bahia e Pernambuco e ao sul pelo Rio São Francisco, o qual delimita a divisa com o estado de Sergipe.

Alagoas é sub-dividida em 6 (seis) meso-regiões bem características: Litoral, Zona da Mata, Agreste, Baixo São Francisco, Sertão do São Francisco e Sertão (Ver Figura 27). O Aeroporto Internacional Zumbi dos Palmares, onde foram coletados os dados de vento, fica na região litorânea de Alagoas à 25 km da costa leste do Estado.



(a)

FIGURA 27 : (a) Meso-regiões do Estado de Alagoas (b) Principais cidades.
 FONTE: Góis et. al. (2005) e Secretaria de Turismo de Alagoas

4.1.3 Geomorfologia, Relevo, Hidrografia e Vegetação da Região de Estudo

Geomorfologicamente, o estado de Alagoas apresenta quatro unidades características: a Baixada Litorânea, o Pediplano, a Encosta Meridional do Planalto da Borborema e as Planícies Aluviais (Várzea).

A Baixada Litorânea inicia-se desde a fronteira com o Pernambuco até as margens do rio São Francisco em uma largura de 25km, aproximadamente. Ocorre nesta unidade uma faixa de tabuleiros areníticos, cujas elevações têm seu topo plano atingindo, aproximadamente, 100m de altura. O Pediplano ocupa a maior parte do interior do estado, é relativamente plano, pequenas ondulações formam serras e picos, algumas dessas ondulações destacam-se, como a Serra da Mata Grande e da Água Branca a oeste de Alagoas, com altitudes em torno dos 500 metros. A Encosta Meridional do Planalto da Borborema está situada na região centro-norte; corresponde a 1% do território com altitudes superiores a 600 metros. As Planícies Aluviais (Várzeas) tem sua ocorrência registrada ao longo dos rios da região, estendendo-se até a planície e o delta do São Francisco. Devido a sua proximidade com os cursos d'água, estas áreas estão sujeitas a inundações.

Elis, et al., (2004) a cidade de Maceió, capital do Estado de Alagoas, está localizada no NOB, em local de clima tropical úmido, com temperatura elevada durante todo o ano, com chuvas de inverno e verão seco com raras precipitações. É banhada pelo Oceano Atlântico a sul e a leste e a oeste e sudoeste pela Lagoa de Mundaú e seus canais que se comunicam com o oceano. Maceió apresenta duas unidades geomorfológicas bem definidas: os tabuleiros e a planície litorânea.

Os tabuleiros representam a unidade mais característica da costa alagoana, sendo constituídos pela Formação Barreiras, com espessura na área em torno de 100 metros. Essa unidade atinge as cotas topográficas de 20 até 100 metros, mostrando uma ligeira inclinação no sentido do oceano, tendo seu limite com a planície quaternária marcado por falésias.

A planície litorânea ocorre em toda a linha de costa, sendo representada por uma faixa de largura variável, de centenas de metros até alguns quilômetros. Sobre essa feição desenvolveram-se terraços marinhos, recifes de coral e algas, arenito de praia, dunas fixas e depósitos de pântanos e mangues.

O Estado de Alagoas é caracterizado por baixas altitudes. Aproximadamente 1% do território está acima dos 600m, outros 61% abaixo dos 200m e 86% abaixo dos 300 metros de altitude (Figura 28). O ponto mais elevado é a Serra Santa Cruz, com aproximadamente 850 m (Costa, 2006).



FIGURA 28: Relevo do Estado de Alagoas
 FONTE: Costa (2006)

O relevo da Capital de Alagoas (Maceió) apresenta um predomínio de terras baixas com altitudes inferiores a 100 metros, ocorrendo, no entanto na porção norte-noroeste áreas onde alcança mais de 160 metros. Na Serra da Saudinha alcança 300 metros.

Estruturalmente são encontradas três unidades: a Planície ou Baixada Litorânea, os Tabuleiros Costeiros e o Maciço Cristalino da Saudinha.

A Planície Litorânea compreende a área de menor expressão espacial e de menor altitude, 0 a 10 metros. De origem recente (quaternária), nela predominam as formas de acumulação marinha, fluvial, flúvio-marinha, flúvio-lacustre e eólica, representadas por terraços, pontas arenosas, restingas, cordões litorâneos, ilhas flúvio-marinhas, recifes e lagunas.

Os Tabuleiros Costeiros são uma superfície de agradação composta basicamente por terrenos plio-pleistocênicos, também conhecidos como baixo planalto sedimentar costeiro. Apresenta relevo tipicamente plano com suaves ondulações e altitudes em geral inferiores a 100 metros. São cortados transversalmente por rios que correm em cursos paralelos, separados por interflúvios tabuliformes (dissecados e aplanados), formando vales e encostas fluviais,

várzeas e lagunas. Destacam-se o Prataji e seus afluentes Messias ou Prata (integrante do Sistema Pratygy), Meirim e seu afluente o Saúde, o Estiva e o Sapucaí (divisa com Paripueira); além dos riachos: Carrapatinho, do Silva (que já abasteceu Maceió até a década de 50), Reginaldo, Jacarecica, Garça Torta, Doce, Nos baixos cursos dos rios a ação das marés dão origem a manguezais que ocorrem ao longo de todo litoral, principalmente na ilha do Lisboa e na foz dos rios Prataji, Meirim, Estiva e Sapucaí (Ver Figura 29).

Na faixa costeira, o trabalho de abrasão marinha (antes do presente), estabelecia contato direto do oceano sobre as encostas do tabuleiro deram origem às falésias fósseis, separadas atualmente do oceano por depósitos quaternários.

No extremo norte-noroeste do município, cercado pelos Tabuleiros Costeiros, ocorre uma área de rochas cristalina (Serra da Saudinha), formada por um esporão granítico, profundamente dissecados em encostas com níveis entre 160 e 300 metros, que corresponde a borda residual da porção meridional do Planalto da Borborema comandada pela referida serra, uma rede hidrográfica divergente drena suas águas diretamente para o Oceano Atlântico.



FIGURA 29: Mapa Geomorfológico de Maceió-AL

FONTE: Secretaria Municipal de Habitação Popular e Saneamento da Prefeitura Municipal de Maceió.

Vieira (2002) a Serra da Saudinha (09°22' lat S e 35°43' de long WGr) possui uma área de aproximadamente 12,1 km². Possui muitas nascentes que drenam para as bacias hidrográficas do Rio Santo Antônio Grande, do Sapucaí e do Meirim. O relevo da área é constituído de terras elevadas que formam cristas e colinas. Esse ecossistema é um belo exemplar da Floresta Ombrófila ou Mata Atlântica que recobria grande parte do território alagoano.

A vegetação do estado possui basicamente três tipologias. A floresta tropical, que ocorre na baixada litorânea e na encosta da Borborema, sendo composta por matas de árvores rondsas; agreste, situada na parte central do estado, entre áreas de transição entre o clima úmido e o clima mais seco. Em função disso, a vegetação é de transição: algumas espécies das florestas tropicais e da caatinga. A caatinga propriamente dita é observada a oeste do estado, com cactus, árvores de pequeno porte e alguns tipos de arbustos (Costa, 2006). Por sua vez, Maceió apresenta vegetação Herbácea (gramíneas) e Arbustiva (poucas árvores e espaçadas). Além destas, Maceió possui também a Mata Atlântica. Essas vegetações estão associadas a um sistema regulado de chuvas.

4.2 DADOS

Utilizou-se série temporal dos dados horários de magnitude e direção do vento à superfície coletados no Aeroporto Internacional Zumbi dos Palmares (Maceió-Alagoas) de 1991 a 1997. A princípio os dados originais foram decompostos em suas componentes zonal e meridional e, em seguida, padronizados. Por sua vez, os componentes do vento não passaram pelo processo de dessazonalização. De acordo com Reboita (2004), os componentes zonal e meridional do vento não são influenciados pelo ciclo anual.

4.3 METODOLOGIA

Numa primeira etapa aplicou-se a Técnica Análise Multivariada (ACP) e em seguida a análise espectral (TO), onde ambas serão aplicadas para os mesmos dados. É extremamente

importante tratar, cuidadosamente, sobre processos que envolvem o uso das técnicas matemática da ACP e TO e suas implicações físicas pertinentes aos dados a serem analisados.

4.3.1 Séries Temporais (ST)

Uma série temporal é definida como um conjunto de observações em função do tempo (Morettin e Toloí, 2004), isto é,

$$\{X(t)\}, t = 1, 2, 3, \dots, N;$$

onde t representa a variação temporal da ST e N , o comprimento desta.

Os dados dispostas em ST podem ser originados das mais variadas áreas da ciência, a exemplo da:

- Meteorologia e Oceanografia: velocidade vento zonal e meridional, TSM, precipitação, temperatura, velocidade e amplitudes de correntes marítimas, etc;
- Astrofísica: curvas de luz de objetos estelares, número de manchas solares, explosões solares observadas em radio-frequência e altas energias, etc;
- Geofísica espacial: pulsações geomagnéticas, cintilações ionosféricas, etc.;
- Economia: índice da Bolsa de Valores, dinâmica de derivativos, etc.;
- Medicina: eletrocardiograma, eletro-encefalograma, etc.

Uma das características mais relevantes nestes tipos de dados é a dependência entre as observações vizinhas e, em geral, o interesse concentra-se na análise e modelagem desta

dependência fenomenológica (Moretin e Toloi, 2004) ou ainda, na identificação de sistemas matemáticos (Aguirre, 2004).

Os objetivos de se realizar análises em ST são variados. Em algumas situações, pode ser, simplesmente, obter previsões sobre valores ou tendências futuras e em outras, uma investigação da relação entre estruturas de duas ou mais séries. Estes objetivos, em geral, podem ser sintetizados da seguinte maneira:

- Caracterização: determinar as propriedades da série (padrões de tendência, existência de variação sazonal, regimes não-lineares, autocorrelação, leis de potência, etc.);
- Previsão: prever variações passadas e futuras em relação a uma seqüência de medidas;
- Modelagem: aplicar ferramentas para modelagem matemática e/ou fenomenológica da série.
- Controle de processos: controle estatístico de processos e qualidade dos dados;
- Comparações: usar a variação numa série para explicar a variação em outra.

Séries que apresentam comportamentos periódico ou quase-periódico podem ser caracterizadas e previstas através de funções trigonométricas. Estes tipos de ST são classificadas como determinísticas, uma vez que seus valores futuros podem ser exatamente representados por uma função matemática. Para séries mais complexas, com comportamento irregular e/ou aleatório, tanto a caracterização como a previsão, ficam restritas às estimativas de parâmetros estatísticos. Em geral, os padrões de variabilidades destas séries são classificados como aleatórios ou estocásticos. A análise de ST complexas e não-estacionárias exige abordagens robustas da matemática, com a finalidade de compreender os processos, geralmente físicos, que atuam no sistema subjacente. Parâmetros estatísticos de ST podem ser utilizados para determinar similaridades e diferenças entre conjuntos de dados distintos. Entretanto, para séries curtas (aproximadamente 103 pontos) e não-estacionárias como, por exemplo, geradas através de modelos matemáticos e/ou relacionadas à observação de variáveis atmosféricas, as medidas estatísticas convencionais são pouco representativas (BARBOSA, 2006).

4.3.2 Técnica de Análise em Componentes Principais (ACP)

Os diversos métodos de análise em multivariada guardam entre si a necessidade de programas computacionais dos fundamentos teóricos que subjazem em suas abordagens. A complexidade matemática, própria dos métodos e o volume de dados a serem manipulados requerem a utilização software estatístico que possibilitem fazer os cálculos com maior rapidez (Neto, 2004). A análise em componentes principais consiste essencialmente em reescrever as coordenadas das amostras em outro sistema de eixo mais conveniente para a análise dos dados. Em outras palavras, as n -variáveis originais geram, através de suas combinações lineares, n -componentes principais, cuja principal característica, além da ortogonalidade, é que são obtidos em ordem decrescente de máxima variância, ou seja, a componente principal 1 (CP-1) detém mais informação estatística que a componente principal 2 (CP-2), que por sua vez tem mais informação estatística que a componente principal 3 (CP-3) e assim por diante. A fim de distribuir melhor a variância (peso) de cada CP, considerando o local de origem dos dados, fez-se uso de métodos de rotacionados. Dentre os testados destacam-se: *Varimax*, *Quartimax* e *Equimax*. Em detalhes temos que:

Método Varimax: é um método de rotação ortogonal e pretende que, para cada componente principal, existam apenas alguns pesos significativos e todos os outros sejam próximos de zero, isto é, o objetivo é maximizar a variação entre os pesos de cada componente principal, daí o nome Varimax;

Método Quartimax: é também um método de rotação ortogonal e pretende simplificar as linhas de uma matriz de pesos, isto é, o seu objetivo é tornar os pesos, de cada variável, elevados para um número reduzido de componentes e próximos de zero para todas as restantes componentes;

Método Equimax: é também um método de rotação ortogonal, que pretende ser uma solução de compromisso entre os dois métodos anteriores. Em vez de se concentrar nas linhas ou nas colunas da matriz de pesos, o seu objetivo é simplificar simultaneamente linhas e colunas.

Após a identificação do método rotacionado mais adequado as variáveis passaram pelo teste de esfericidade de Bartlett e o teste de significância de Kaiser-Meyer-Olkin (KMO).

O teste de Bartlett, segundo (Malhotra, 2002), parte da condição de que a matriz de correlação dos dados originais é uma matriz identidade, ou seja, cada variável tem correlação perfeita com ela mesma ($r = 1$), mas não apresenta correlação com outra variável. Noutras palavras, teste de Bartlett apresenta estatística significativa quando ($\text{sig} < 0,005$), esse fato implica na rejeição da hipótese da matriz de correlações ser a matriz identidade, isto é, existe correlação significativa entre as variáveis, o que permite continuar com a ACP. O teste de adequação KMO, segundo Aaker (2001), indica se a correlação entre os pares de variáveis pode ser explicada por outras variáveis, sendo que para valores acima de 0,60, já é recomendado o uso da ACP. Tabachnick e Fidell (2001) sugerem que o valor mínimo deve ser de 0,60 implicando na existência de correlação entre as CP's e as variáveis analisadas.

Também fez-se o uso do critério scree de Cattell (1996), o qual consiste na análise da relação entre os autovalores da matriz de correlação das variáveis em análise e os CP's. Noutras palavras, esse critério sugere que a quantidade de CP's a ser analisado é delimitada pelo ponto onde o gráfico sofre uma curvatura abrupta implicando que o ponto crítico está na região do gráfico que há uma forte mudança na inclinação da curva. Por conseguinte, iniciar-se-á a análise da contribuição sazonal das correlações de cada um dos 3 CP's que sintetizam a máxima variância total dos dados originais. Arbitrariamente, vamos considerar e analisar correlações positivas acima de 0,70.

Finalizando os procedimentos matemáticos e estatísticos iniciou-se a análise e interpretação física de cada um dos 3 CP's encontrados, a qual tem caráter mais complexo e com certo grau de subjetividade. Neste sentido é necessário um “feeling”, ou seja, um conhecimento prévio da sazonalidade e das escalas espaço-temporal dos fenômenos típicos intrinsecamente ligados a região de estudo NEB. Por outro lado, fenômenos atípicos também podem ser identificados e caracterizados desde que estejam associados a um dos fatores o qual deve satisfazer o nível de significância aceitável descrito mais acima.

Em síntese, os métodos e processos empregados as análises das componentes zonal e meridional do vento à superfície pela ACP é descrito na Figura 30.

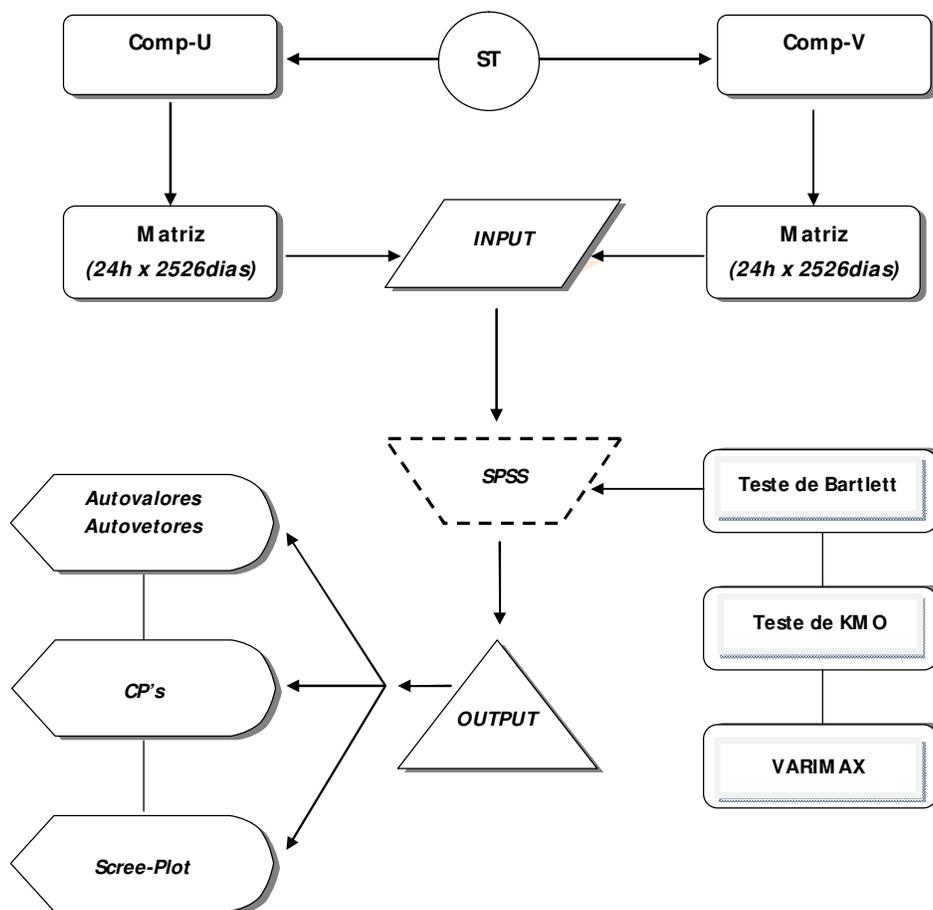


FIGURA 30: Diagrama sintetizando os métodos e processos da ACP

O software estatístico SPSS é utilizado a fim de, a partir dos dados de entrada (input) das componentes zonal e meridional do vento, gerar as informações úteis (output) tais como: os autovalores e autovetores, as Componentes Principais e o Scree-Plot. Contudo, antes de gerar os dados (output) o SPSS executa o teste de esfericidade de BARTLETT, o teste de adequação de KMO e a rotação VARIMAX.

4.3.3 Transformada em Ondeletas (TO)

Atualmente, o estudo de sinais caóticos (não-estacionários) exige a utilização de técnicas matemáticas robustas de análise para poder observar, caracterizar e compreender os

fenômenos atmosféricos que estão atuando. Um exemplo clássico de dados (sinais) que apresentam variabilidade complexa (caótica) são aqueles relacionados à observação de variáveis atmosféricas e do meio ambiente (velocidade de vento, temperatura em camadas limites, crescimento de biomassa, etc) (BARBOSA et al., 2005).

Para analisar a série temporal os dados de magnitude e direção do vento entre os anos de 1991/97 coletados no AZP-AL foram decompostos em componentes zonal e meridional. Em seguida estes dados inicialmente dispostos numa planilha do Excel foram importados para o software Matlab 5.3 e convertido num arquivo M-file que é típico do Matlab. A transformada em ondeletas foi aplicada aos componentes zonal e meridional do vento à superfície mediante a utilização de um conjunto de programas disponíveis no pacote Wavelab implementados e desenvolvidos em ambiente Matlab disponibilizado pelo Department of Atmospheric and Oceanic Science (University of Colorado – Boulder). Contudo, foram necessários ajustes no programa original para melhor visualização dos espectros de energia no domínio da frequência (Escala), conhecido como espectro global de energia e nos domínios do Tempo e Escala, que trata da análise do espectro de energia localmente no tempo. A rotina escrita no Matlab foi aplicada às séries das componentes zonal e meridional do vento.

Para o desenvolvimento desta pesquisa utilizou-se como ondeleta mãe a função Morlet, a qual constitui uma onda plana de frequência modulada por um envelope gaussiano de largura unitária. Segundo, Vitorino (2003) esta função é complexa e possui características semelhantes àquelas do sinal meteorológico ao qual desejamos analisar, tais como simetria ou assimetria, e variação temporal brusca ou suave. Portanto essas características nos levam à usá-la neste trabalho. Mas existem outras ondeletas mãe que poderiam ser usadas para gerar ondeletas filhas.

Por sua vez, neste trabalho fez-se uso da transformada em ondeletas de Morlet, que é definida pela expressão abaixo:

$$Wf(t-b, a) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t)\psi(t-b, a)dt$$

de modo que $f(t)$ representa a série temporal dos dados originais e $\psi(t-b, a)$ é a função ondeleta morlet já normalizada imbuída dos coeficientes de escala (a) e posição (b) sendo definida pela expressão:

$$\Psi(t-b, a) = \frac{1}{\sqrt{a}} \pi^{-1/4} e^{iw_0 \frac{t-b}{a}} e^{-\frac{(t-b)^2}{2a}}$$

onde o vetor de onda $w_0=6$ adotado neste trabalho tem como implicação que a periodicidade é equivalente a escala. Noutras palavras, as relações entre a frequência de Fourier (f) e a escala da ondeleta de Morlet (a) demonstrada por Torrence & Compo (1998) na qual fica evidente que para $w_0=6$ a periodicidade (frequência) torna-se equivalente a escala.

Segundo Mitterstein (2007), para $w_0=6$ o produto $f.a$ é igual a 1 confirmando que a frequência de Fourier e a escala de Ondeleta têm valores aproximadamente iguais. Ainda segundo a autora, w_0 faz ajustes na resolução tempo/escala, ou seja, altos/baixos valores de w_0 implica numa maior/menor resolução na escala e uma conseqüente diminuição/aumento na resolução temporal. Fica evidente que w_0 está intrinsecamente ligado ao Princípio da Incerteza de Heisemberg. De acordo com Farge (1992) para a geração de ondeletas, w_0 é a “frequência” adimensional, sendo aqui considerado 6 para satisfazer a condição de admissibilidade, ou seja, possuir média zero e estar localizada no tempo e na frequência.

Além de vetor de onda w_0 pode ser entendido como a frequência angular da ondeleta, cuja relação com a frequência é dada por:

$$f = \frac{w_0}{2\pi}$$

Por sua vez, a fase do sinal pode ser definida pelo quociente entre $Im[Wf(a,b)]$ e $R[Wf(a,b)]$ que representa a parte imaginária e real da ondeleta, respectivamente e é calculada pela expressão:

$$\phi(a, b) = \text{tg}^{-1} \frac{Im[Wf(a, b)]}{R[Wf(a, b)]}$$

Contudo, a ondeleta pode ser representada pela parte real de seu coeficiente, na qual é capaz de descrever tanto a intensidade quanto a fase do sinal (Weng e Lau, 1994).

Para localizar os fenômenos nos domínios de tempo e frequência pode-se representar graficamente a parte real, o módulo ou ainda a energia dos coeficientes de wavelet, neste trabalho serão usados apenas a parte real dos coeficientes de ondeletas. Neste sentido a parte real da função Morlet pode ser observada na Figura 31.

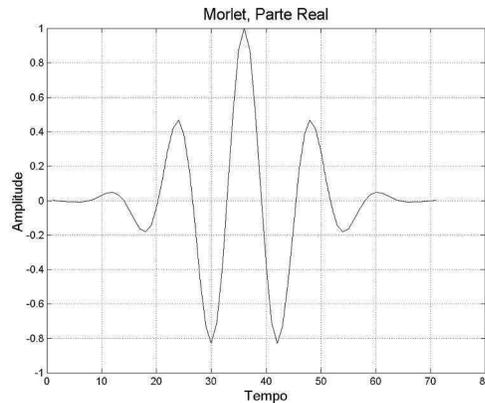


FIGURA 31: Função Ondeleta de Morlet
 FONTE: Bolzan, 2006

Segundo Enner (2007), é importante ressaltar que a normalização é feita para que as escalas possam ser comparáveis umas com as outras e para que a transformada em ondeletas tenha energia unitária.

Por sua vez, para obter a energia de ondeleta usa-se a seguinte expressão:

$$E = [\Psi_{a,b}]^2$$

Para entender, em detalhes quais são os processos intrínsecos à transformada em ondeletas mediante a translação (tempo) e dilatação (escala) é imprescindível ver a fundamentação teórica deste trabalho. É importante salientar que usaremos apenas a parte real dos coeficientes de ondeletas, com significância ao nível de confiança estatística de 90%, de maneira que as possíveis ações conjuntas de fenômenos meteorológicos (sinais meteorológicos) possam ser visualizadas nos escalogramas.

A Figura 32 mostra sinteticamente os processos e métodos empregados para utilização da transformada em ondeletas aplicadas a série temporal das componentes zonal e meridional do vento à superfície no AZP-AL.

Neste trabalho a TO é executada em ambiente Matlab com uso de uma rotina devidamente ajustadas aos dados de entrada (input).

Com mais detalhes o diagrama da Figura 32 mostra que a ST das componentes zonal e meridional, individualmente, são os dados de entrada (input) da Rotina TO em ambiente Matlab.

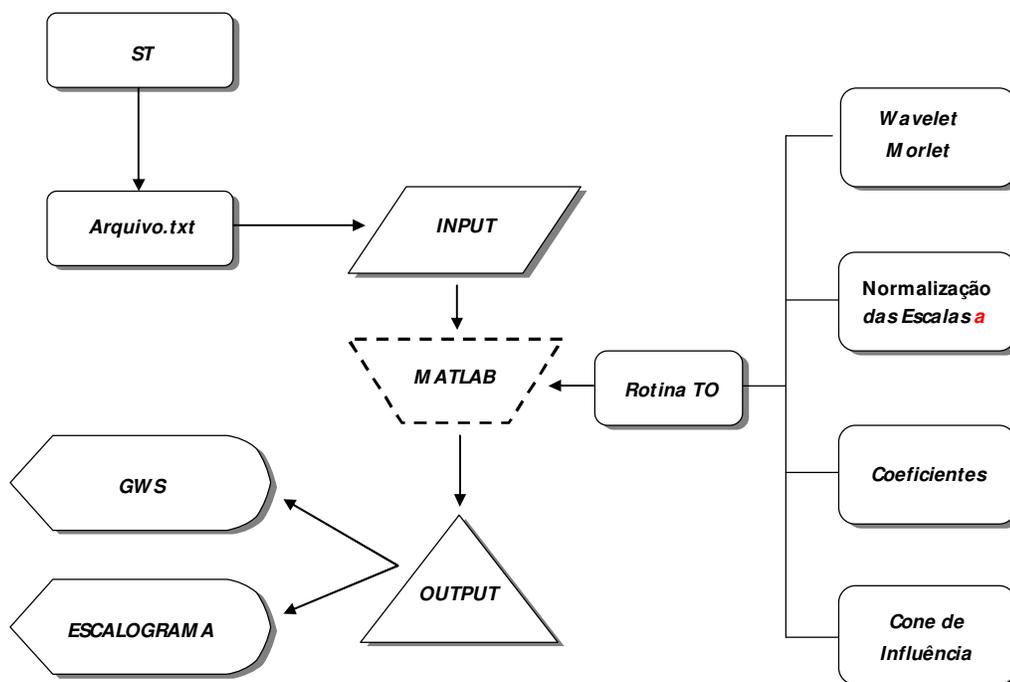


FIGURA 32: Diagrama sintetizando os métodos e processos da análise em ondeletas.

O algoritmo contempla a ondeleta mãe Morlet, a normalização das escalas, os coeficientes de ondeletas, o cone de influência com a delimitação da região de confiança estatística, etc. Com o uso da rotina TO e dos dados de input teremos como resultado (output) os Escalogramas das partes reais dos coeficientes de ondeletas e o Espectro Global de Energia (GWS).

Salienta-se que um dos procedimentos capazes de minimizar os efeitos do COI no início e final da ST consiste em acrescentar zeros no início e no final da ST, contudo esse procedimento não foi adotado visto que se trata de uma série longa 7 anos.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo as maiores energias espectrais (picos de energia) são identificadas (os) e caracterizadas(os) mediante a análise dos Espectros Globais de Energia e os Escalogramas, bem como, sua ligação aos diversos sistemas atuantes no NEB, especialmente, Alagoas. Por sua vez, a ACP tem o papel de identificar e caracterizar a sazonalidade de ocorrência dos sistemas atuantes, enquanto que a TO nos dá um caráter mais instantâneo de ocorrência destes sistemas meteorológicos na região. É bom salientar que todos os espectros de energia são ponderados pela significância estatística ao nível de confiança de 90%, cujo espectro de fundo é o ruído vermelho que é a hipótese nula do teste de significância qui-quadrado com 5 graus de liberdade.

5.1 Análises Espectrais Globais Características

Os campos de vento local sofrem influência direta e indireta de oscilações atmosféricas em diversas escalas de tempo iniciando pelo ciclo diário, intrasazonal, sazonal, interanual, até o ciclo anual. Neste sentido, a análise espectral global da energia das componentes dos campos de vento zonal e meridional é de fundamental importância à identificação e caracterização dos diversos fenômenos atmosféricos, especialmente, para a região de estudo (AZP-AL).

De acordo com Torrence et. al., (1999) o espectro global de energia de ondeleta é obtido a partir da variância do valor absoluto ao quadrado do coeficiente de ondeleta da série temporal em cada escala de tempo. Especificamente neste trabalho, o algoritmo para o cálculo do espectro global energia consiste na média horária e diária considerando as diversas escalas de tempo do espectro de ondeletas dispostos no domínio da frequência e do tempo, entre os anos de 1991-97. Por sua vez, Breaker et al. (2001), calculou o espectro anual de energia de ondeleta fazendo-se a média para cada dia e para cada escala de tempo do espectro da série temporal de ondeleta, durante o período de 1979 a 1996.

Em geral, nas duas secções seguintes analisaremos e caracterizaremos fisicamente, a priori, os espectros globais de energias nas escalas horária e diária considerando todo o período da série temporal (1991-97) e, a posteriori, faremos o mesmo para os espectros globais de energias observados a cada ano individualmente, a fim de caracterizar e identificar, com mais detalhes, as eventuais “peculiaridades” nas oscilações espectrais locais intrinsecamente ligadas à fenômenos atmosféricos de escalas espaço-tempo variadas. Nas duas secções seguintes são analisados e caracterizados os espectros de energia globais de altas e baixas frequências e suas relações com os fenômenos atmosféricos desconsiderando as distribuições temporais dos espectros característicos.

5.1.1 Análise e Características dos Espectros Globais de Energias para as CZ e CM Considerando todo o Período da Série Temporal (ST)

Nesta seção são analisadas e caracterizadas as relações entre os espectros de frequências (escala) e suas energias associadas levando-se em considerações os espectros de energias globais para todo o período da série temporal (1991-97) e para cada ano individualmente. Mais precisamente, as Figuras 33a e 33b mostram com clareza os espectros desde as altas frequências (ciclo diário) até frequências médias (intra-sazonais). Por outro lado, as Figuras 33c e 33d caracterizam oscilações desde as frequências médias (intra-sazonal) até as baixas frequências (ciclo anual). Em suma, as Figuras 33a, 33b, 33c e 33d caracterizam as relações entre os espectros de frequências, em escala diádica, e as energias intrínsecas (m^2/s^2). Por sua vez, os picos de maiores energias estão associados às atuações de fenômenos ou sistemas atmosféricos de escalas espaço-tempo variadas.

As análises e caracterizações conjuntas das Figuras 33a e 33c, referentes à mesma variável, cujas ordenadas estão em escalas horária e diária, respectivamente, mostram que as oscilações para a energia global da componente zonal do vento à superfície, entre os anos de 1991-97, apresentam picos máximos significantes, aproximadamente nas seguintes escalas de frequências características: 24 h, 245h(10,2 dias), 485h(20,2 dias), 1035h(43,1 dias), 361dias e 930 dias, as quais juntas contemplam um grande range do espectro desde horas até anos.

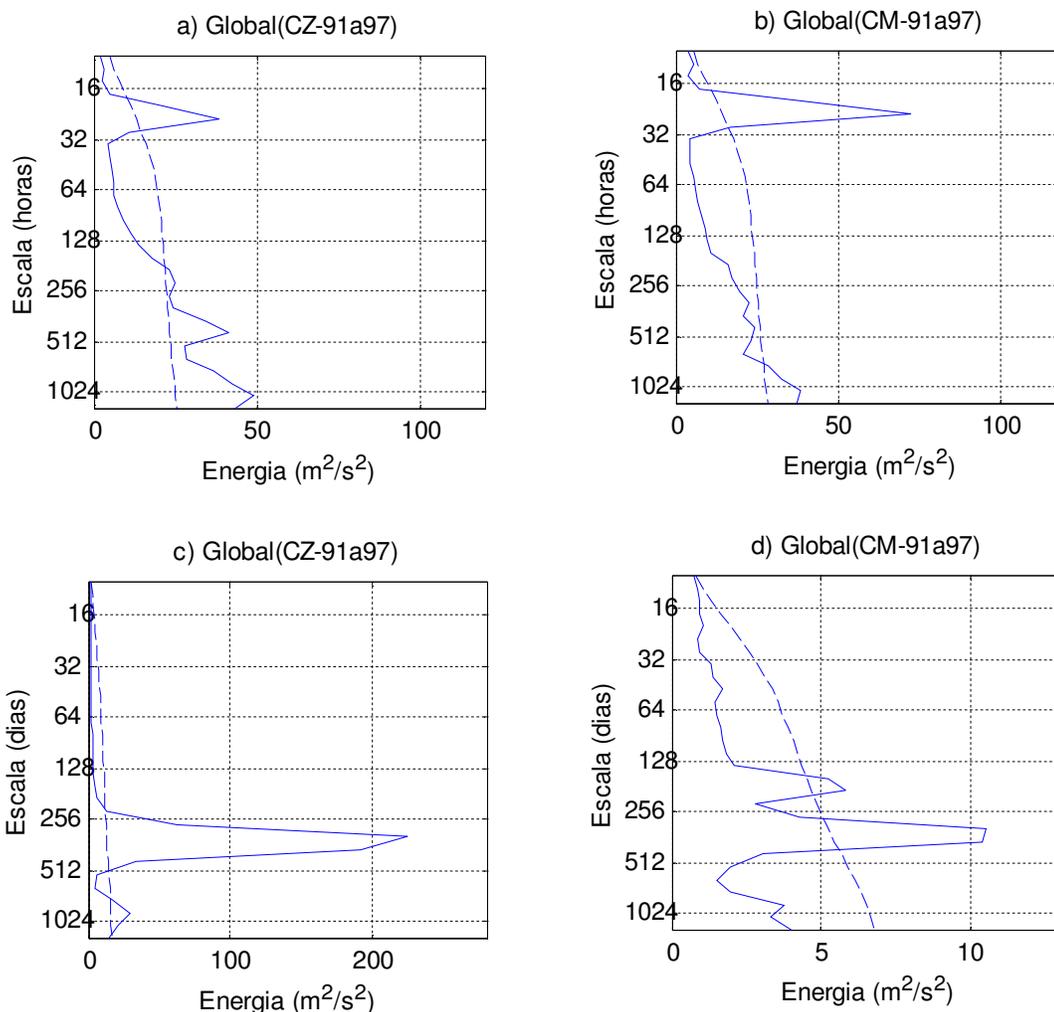


FIGURA 33: Distribuições Espectrais Globais de Energias ao nível de confiança estatística de 90% para as Componentes dos Ventos Zonais (dispostos à esquerda) e Meridionais (dispostos à direita) considerando as *Escala horária* (a) e (b) e *diária* (c) e (d) para os anos de 1991 a 1997.

Por sua vez, ficam evidentes as relações características entre cada um dos picos máximos observados e os sistemas atmosféricos de sorte que as oscilações observadas, aproximadamente, de: 24h, caracterizam as atuações do ciclo diário (brisas e vento anabático-catabático); 10,2 dias, evidenciam as atuações típicas de VCAN's e/ou OL; 20,2 dias, caracterizam as Oscilações Similares aos SF; 43,1 dias, estão associadas às atuações das OMJ; 361 dias, deixam claro a atuação do ciclo anual e 930 dias, típicas às atuações do El Niño – Oscilação Sul (ENOS). Contudo, as oscilações espectrais característica do ENOS observadas nas componentes zonal e meridional do vento não devem ser levadas em consideração por

estarem fora dos intervalos de confiança estatística (90%), os quais serão mostrados e melhor discutidos em seções posteriores.

Para a componente meridional, os picos máximos significantes de energia são, também, analisados e caracterizados. Particularmente, as Figuras 33b e 33d, cujas ordenadas estão em escalas horárias e diárias, respectivamente, indicam que as oscilações para a energia global da componente meridional do vento à superfície, considerando o mesmo intervalo de tempo das Figuras 33a e 33c, apontam picos máximos significantes nas escalas de frequência características em, aproximadamente: 24h, 1035h(43,1 dias), 200 dias, 361 dias, cujas escalas envolvem os espectros de frequências desde horas até anos.

A exemplo da análise e caracterização feitas para os picos máximos significantes de energia global para a componente zonal, os picos máximos significantes de energia observados para a componente meridional estão diretamente e indiretamente associados às atuações dos mesmos sistemas atmosféricos desde que sejam consideradas as escalas de 24h, 43,1 dias, 361 dias as quais são comuns a ambos os espectros globais das componentes zonal e meridional (Figuras 33b e 33d).

Curiosamente, o espectro global de energia observado para oscilações na escala de 24h é mais intenso para a componente meridional. Isso nos induz a acreditar que a ação conjunta das brisas e do vento anabático-catabático contribuem mais acentuadamente à componente meridional do vento à superfície (Figuras 33a e 33b).

Com relação à escala de 43,1 dias o espectro global apresenta ser um pouco mais intenso para a componente zonal, contudo, na escala de 361 dias a energia global para a componente zonal é, relativamente, bem mais intensa. Ou seja, o espectro de energia significativa global, para a componente zonal, parece sofrer influência da grande maioria das oscilações identificadas de modo mais intenso, relativamente, à componente meridional. Onde esse fato para o ciclo anual é mais latente (Figuras 33a, 33b, 33c e 33d). Por outro lado, para o ciclo diário a situação se inverte, sendo a energia espectral significativa para a componente meridional, relativo à componente zonal, mais intensa. Por outro lado, a escala de frequência de 10,2 dias foi observada apenas no espectro global de energia da componente zonal (Figura 33a). Enquanto que as escalas de frequências de 200 dias compõem, apenas, o espectro global de energia da componente meridional (Figura 33b e 33d).

Agora são analisadas as relações e implicações entre os picos máximos significantes de

energia global observados para as componentes zonal e meridional.

Pode-se observar que o pico de energia significativa na escala 20,2 dias para a componente zonal sugere que os campos de vento à superfície sofrem interferências diretas das Oscilações Similares aos SF.

Por outro lado, o pico significativo de energia para a escala 200 dias para a componente meridional parecem não influenciar o espectro de energia da componente zonal. Isso nos faz acreditar que o AZP-AL sofre influência direta das ciclo semi-anual (Figura 33c e 33d).

Em suma, tudo isso mostra que os campos de vento local AZP-AL são influenciados direta e indiretamente por oscilações de escalas de frequências variadas cujo range vai desde o espectro típico do ciclo diário até as oscilações associadas ao ciclo anual. Curiosamente as oscilações significantes na escala de 20,2 dias observadas para as componentes zonal devem estar ligadas às atuações das Oscilações Similares aos SF, pois é sabido que os SF chegam com mais frequência e intensidade nas regiões mais ao Sul do NEB. Neste sentido as Oscilações Similares aos SF parecem ser o resultado de perturbações oriúdas dos SF que chegam à região sul do NEB. Por outro lado, Cruz e Fedorova (2008) mostraram que os SF chegam até o estado de Alagoas e distribuem-se sazonalmente com 7 passagens em cada um dos anos de 2004/05 e 12 passagens em 2006. Os mesmos ainda afirmam que os SF atuam durante todo o ano em Alagoas, porém com menor frequência relativo ao sul da Bahia.

Por sua vez, afirmar contundentemente que as *Oscilações de 20,2 dias*, resultam da influência direta dos SF aos campos de vento local (AZP-AL) seria no mínimo precipitado. Isso se deve ao fato de que, em geral, quando SF passa a componente do vento que sofre maior influência seria a meridional. Contudo observa-se que a componente zonal reúne a maior energia global ao longo de toda a ST analisada. Neste sentido, a análise da escala de frequência 20,2 dias necessitam de um estudo mais minucioso e específico. Ou seja, os resultados até aqui apresentados permitem apenas conjecturar quanto à origem e à natureza deste sistema.

5.1.2 Análises e Características Anuais dos Espectros Globais de Energia para as CZ e CM

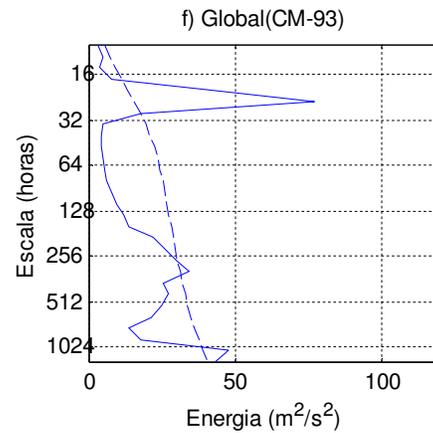
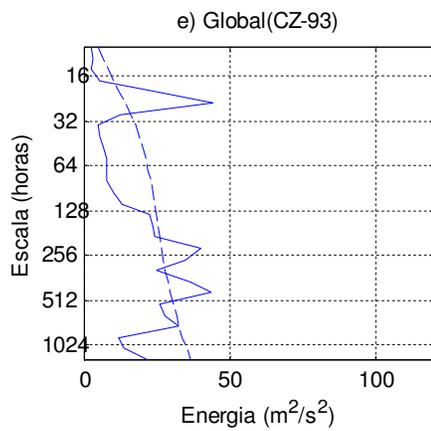
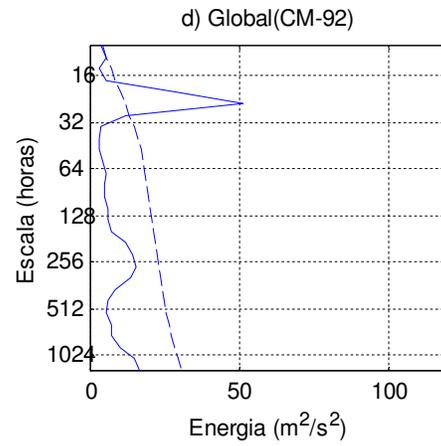
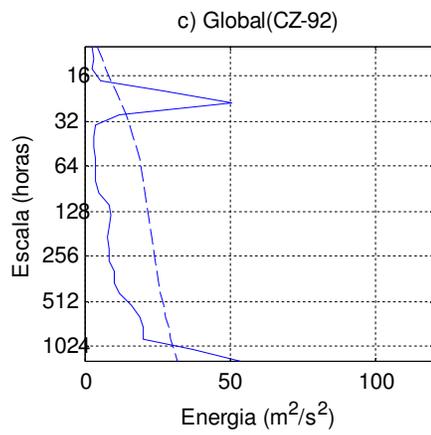
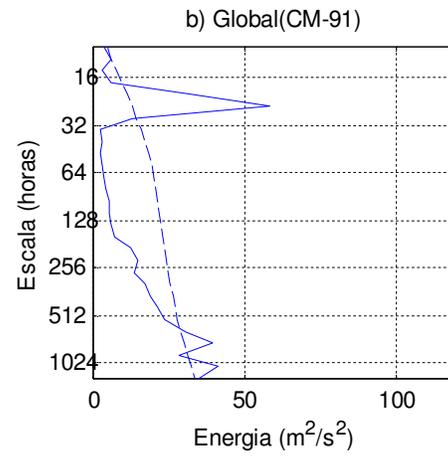
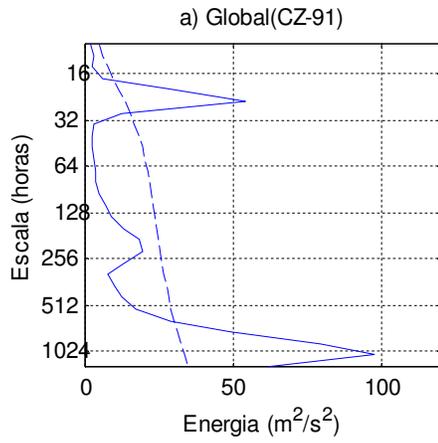
Nesta seção, são analisadas e caracterizadas as semelhanças e diferenças dentre os espectros globais de energias anuais significativos para os campos de vento zonal e meridional, desde a

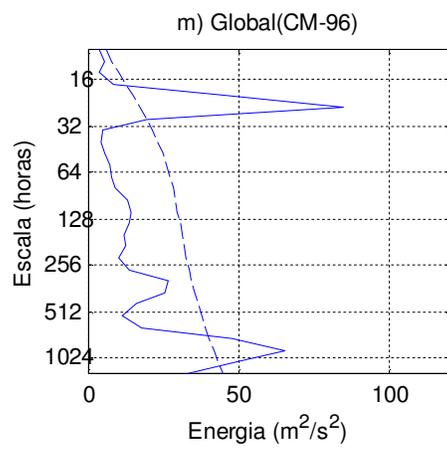
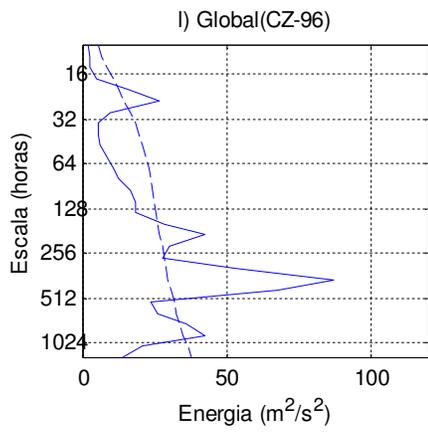
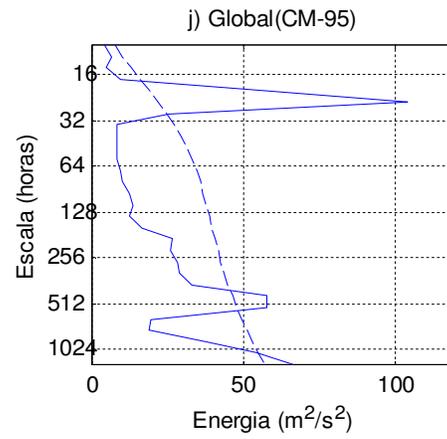
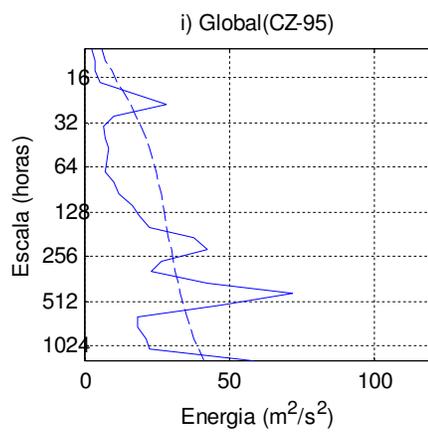
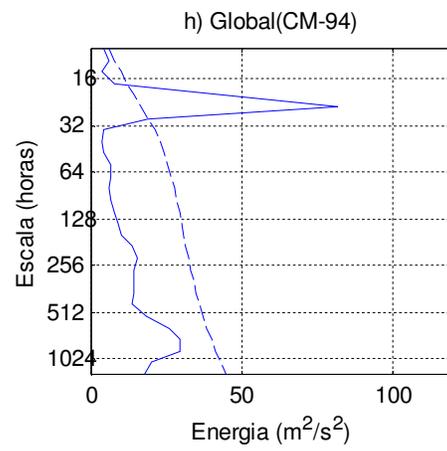
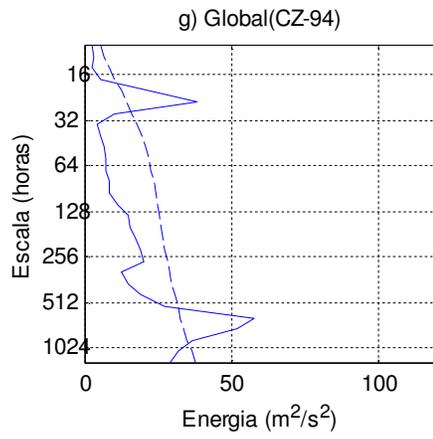
escala diária até a escala anual, entre os anos de 1991-97. Em síntese, objetiva-se analisar e caracterizar as relações entre as escalas de frequências (horárias e diárias) e as energias associadas, a fim de identificar a periodicidade (escalas) de ocorrências de fenômenos atmosféricos levando em consideração suas peculiaridades e relevâncias.

As Figuras 34 e 35, apresentam os espectros globais de energia onde os eixos verticais tratam das Escalas horas e diárias, respectivamente e os eixos horizontais mostram as energias associadas às componentes zonal e meridional do vento à superfície. Nestas além do ciclo diário, as oscilações típicas difundidas pela ciência, a exemplo dos Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCAN's), das Ondas de Leste (OL), das Oscilações Madden-Julian (OMJ), do Ciclo Anual e, ainda, não difundidas pela comunidade científica, tais como: as Oscilações Similares aos Sistemas Frontais (OSSF), as Oscilações Atípicas Intersazonais (OAI) são caracterizadas nos espectros globais de energia ao nível de confiança estatística de 90%.

Vale ressaltar que os espectros de energias observados em baixas frequências e no início e final de toda a ST são os mais influenciados pela confiança estatística e pelo cone de influência. Ou seja, neste trabalho a significância estatística e os efeitos de borda delimitados pelo cone de influência são devidamente considerados. Neste sentido, verifica-se que os picos máximos característicos das atuações do ENOS, acima de 900 dias, estão fora da confiança estatística em todos os anos da ST, excetuando-se o ano de 1994. Contudo, isso será melhor discutido e mostrado nos escalogramas das seções seguintes. Ou seja, as oscilações típicas dos ENOS, exceto para 1994, não serão analisadas pelos motivos supracitados.

A princípio, observa-se que as oscilações significativas de 24h, associadas aos ciclo diário, ocorrem em todos os anos da ST em ambas as componentes de modo bem definido. No entanto, para a componente meridional, verifica-se que as os espectros de energias associadas aos sistemas meteorológicos de escala de frequência diária são os mais intensos para todos os anos analisados individualmente (Figuras 34b, 34d, 34f, 34h, 34j, 34m, 34o). Por outro lado, o mesmo não ocorre para os espectros de energias associados ao ciclo diário para as componentes zonais para os mesmos anos (Figuras 34a, 34c, 34e, 34g, 34i, 34l, 34n). Particularmente, o fato dos espectro de energia significativo associado ao ciclo diário para a componente zonal, relativo a componente meridional, ser menos intenso deve estar ligado à convergência noturna, na qual a resultante do vento torna-se menos intensa devido a contraposição dos alísios com a brisa-terrestre.





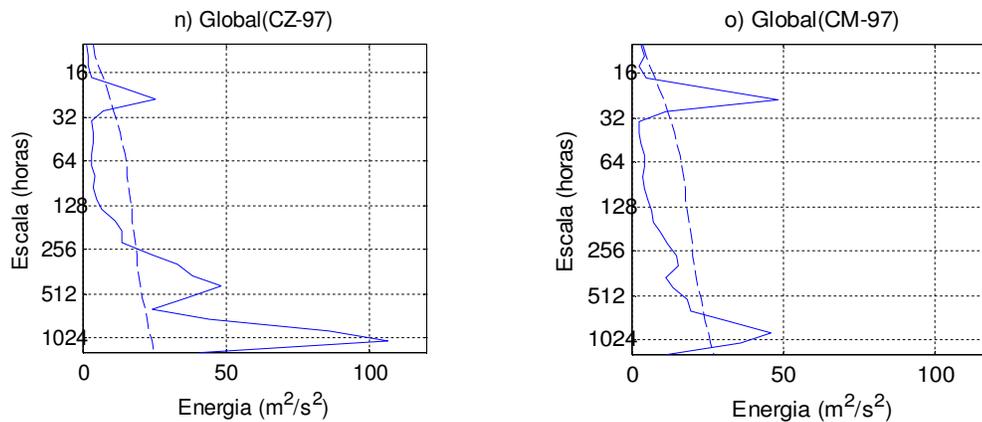


FIGURA 34: Espectros de Ondeletas Globais (*Escala horária – Ciclos Diários e Intra-sazonais*) para as Componentes dos Ventos Zonais (dispostos à esquerda) e Meridionais (dispostos à direita) ao nível de confiança estatística de 90% para os anos de 1991 a 1997.

É importante observar que os espectros de energia significantes típicos das OMJ, a exemplo do Ciclo Diário, ocorrem em todos os anos da ST, embora, em escalas de frequências típicas bem variadas. De modo que os espectros de energia significantes mostram que nos anos de 1994 e 1995 as OMJ ocorrem numa menor (28,3 dias) e maior (64 dias) escala de frequência, respectivamente, relativo aos outros anos da ST (Figuras 34g, 34i).

Por outro lado, os espectros de energias significantes, ao nível de confiança estatística de 90%, ligados às Oscilações típicas dos VCAN's e/ou OL, das OSSF, dos Ciclos Semi-anual, das OAI e do Ciclo Anual identificados e caracterizados nos Espectros Globais de Energia, ao contrário do que foi visto para o Ciclo diário e OMJ, não ocorrem, significativamente, em todos os anos.

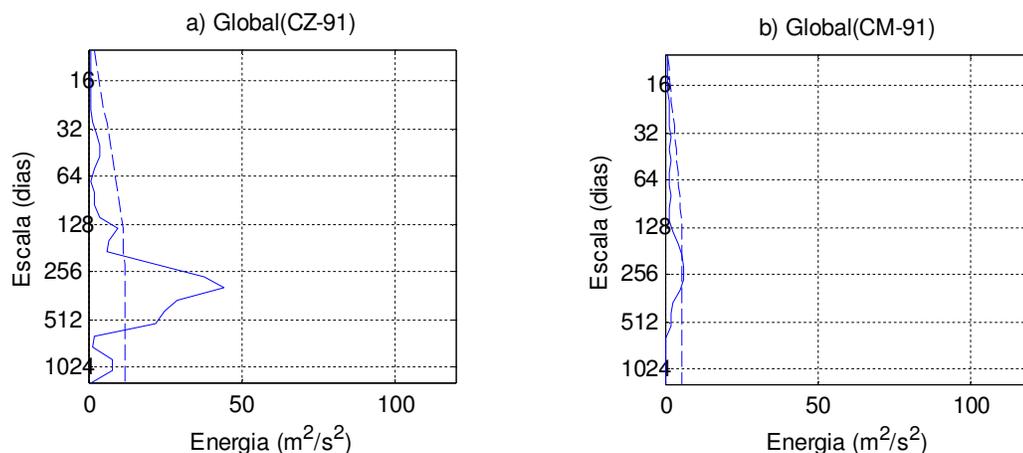
Por sua vez, as oscilações significantes típicas dos VCAN's e/ou OL são observadas apenas nos anos de 1993/95/96, onde as escalas de frequência de ocorrência destas oscilações são aproximadamente iguais para os anos de 1993/96 ($\approx 8,3$ dias) e de (≈ 10 dias) para o ano intermediário. Observa-se que apenas no primeiro ano (1993) as oscilações típicas dos VCAN's e/ou OL são caracterizadas significativamente em ambas as componentes zonal e meridional e, apenas, para a componente zonal nos outros 2 (dois) anos (Figuras 34e, 34f, 34i e 34l).

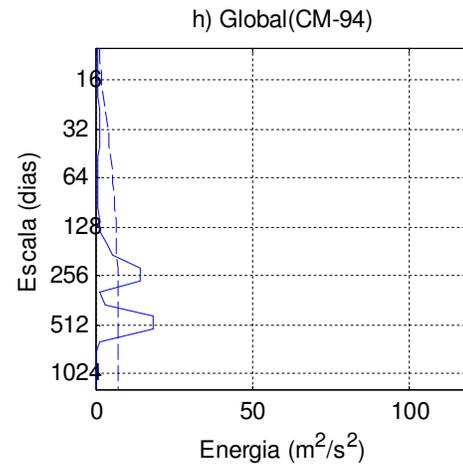
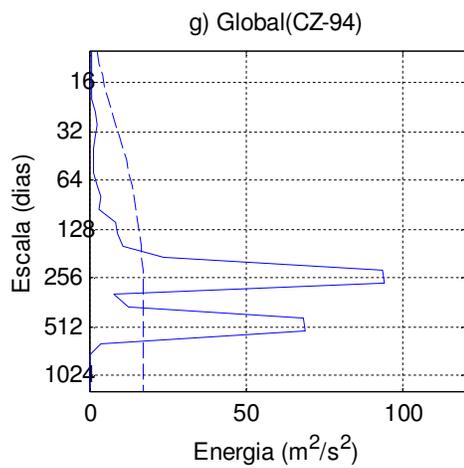
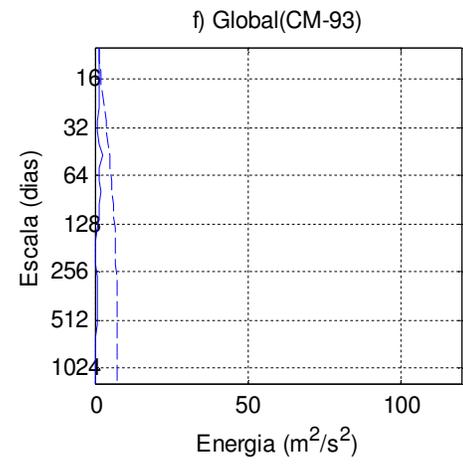
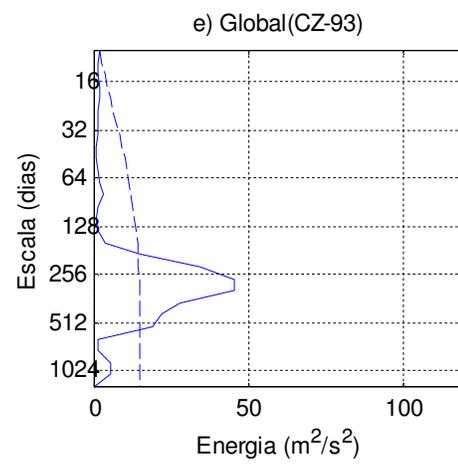
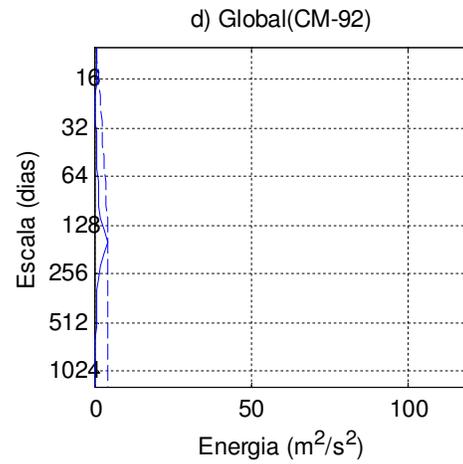
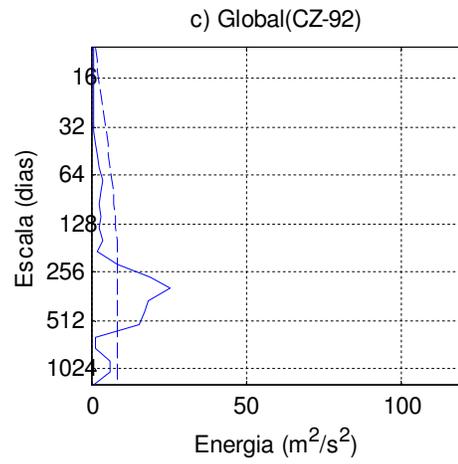
Quanto, às atuações das OSSF, os espectros globais de energia mostram que estas oscilações ocorrem significativamente apenas nos anos de 1993/95/96/97. Por sua vez, a escala de

frequência característica de (≈ 20 dias) é comum aos anos de 1993/95 e 97, por outro lado, para 1996 a escala de frequência muda para ($\approx 16,7$ dias). Contudo, verifica-se que nos anos de 1993/96 e 97 as oscilações características significativas ocorrem apenas à componente zonal, enquanto que para o ano de 1995 estas são observadas em ambas as componentes e na mesma escala de frequência (≈ 20 dias) (Figuras 34e, 34l, 34n, 34i e 34j).

Os espectros de energias globais significantes característicos das Oscilações Atípicas Inter-sazonais (OAI) são observadas nos anos de 1991/94/96. Os espectros de energias mostram que as escalas de frequências características das OAI variam entre (≈ 250 dias) para o ano primeiro ano (1991) e (≈ 260 dias) para o último ano (1996), sendo de (≈ 256 dias) para o ano intermediário (1994). No entanto, estas oscilações características, ao nível de confiança estatística de 90%, são observadas em ambas as componentes zonal e meridional apenas para o ano de 1994. Por outro lado, nos anos de 1991 e 1996 estas oscilações características são verificadas apenas para as componentes meridional e zonal, respectivamente (Figura 35b, 35g, 35h e 35l).

Para o ciclo anual, os espectros de energias globais significantes característicos são verificados nos anos de 1991/92/93/95/97 para a componente zonal. Estas oscilações características variam anualmente entre as escalas de frequências de 300 a 360 dias aproximadamente. As oscilações, ao nível de confiança estatística de 90%, de 360 dias típicas do Ciclo Anual são comuns para os anos de 1991/92/97, entretanto para os anos de 1993 e 1995 estas oscilações ocorrem em escalas diferentes de 300dias e 340dias, respectivamente (Figuras 35a, 35c, 35e, 35i, 35n).





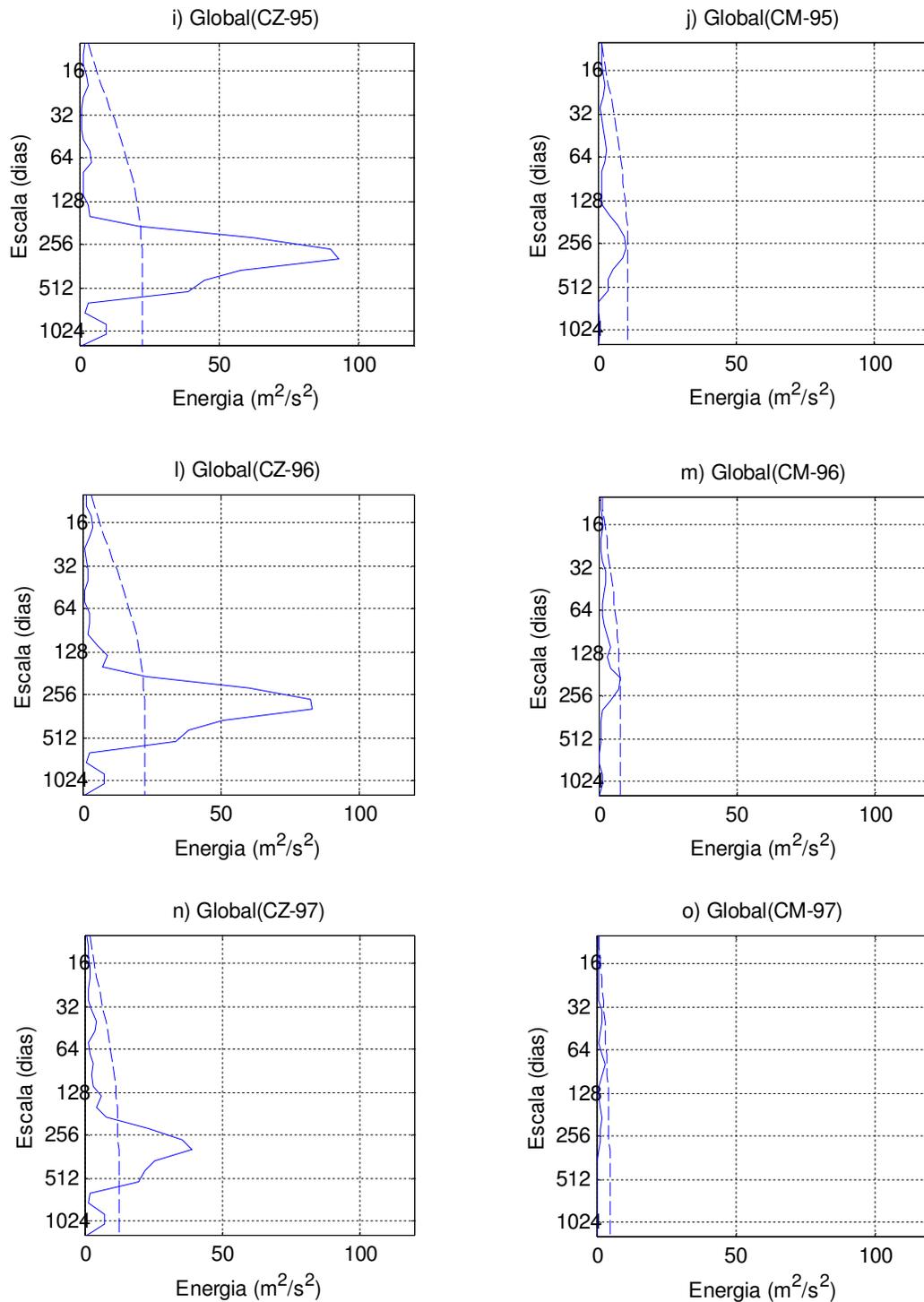


FIGURA 35: Espectros de Ondeletas Globais (*Escala diárias – Ciclos Intra-sazonais, Sazonais, Interanuais e Anuais*) para as Componentes dos Ventos Zonais (dispostos à esquerda) e Meridionais (dispostos à direita) ao nível de confiança estatística de 90% para os anos de 1991 a 1997.

É interessante observar que apenas a componente zonal sofre a ação do Ciclo Anual ao nível de confiança estatística de 90%. Vale lembrar que as oscilações típicas dos ENOS observadas em 1994, ao nível de confiança estatística de 90%, parecem ser na verdade o resultado do ruído vermelho. Contudo, nas seções posteriores voltaremos a tratar do ruído vermelho com mais detalhes.

Em resumo, o conjunto de espectros de energias globais dispostos em escalas horárias e diárias, ponderados pela significância estatística ao nível de confiança de 90%, reunidos nas Figura 34 e 35 mostram que apenas os espectros de energia associados ao ciclo diário e OMJ ocorrem em todos os anos, porém, apenas o ciclo diário é bem definido na escala de frequência característica de 24h para todos os anos da ST, enquanto que as OMJ ocorrem em escalas de frequências variadas. É interessante observar que as oscilações identificadas por OSSF e OAI nunca foram, outrora, identificadas pela ciência na região de estudo (AZP-AL).

Além de identificar e caracterizar as escalas de frequências características de ocorrência dos diversos sistemas atmosféricos desde o ciclo diário ao ciclo anual é importante, também, observar as energias associadas a cada um dos sistemas atmosféricos até agora abordados. De sorte, que é possível observar as atuações de todos os sistemas que influenciam no campo de vento local ao nível de confiança de 90%. Neste sentido, todas as oscilações significantes e suas energias são reunidas na Tabela 01.

Em geral, a Tabela 01 apresenta sucintamente os máximos de energia das diversas escalas de frequências, para as componentes zonal e meridional do vento à superfície, associados às atuações de sistemas atmosféricos no AZP-AL. Neste sentido, são mostrados claramente os diferentes picos de energia considerando o mesmo ou diferentes sistemas associados para os anos de 1991 a 1997, de sorte que é possível observar quais sistemas influenciam com mais ou menos intensidade o campo de vento local para o AZP-AL.

Como já observado, considerando todos os anos da série temporal apontados na Tabela 01, as oscilações dos espectros de energias típico para o Ciclo Diário e OMJ são caracterizados em todos os anos da ST. Contudo, para o Ciclo Diário, as oscilações de máxima energia espectral da ordem de $105 \text{ m}^2/\text{s}^2$ são verificadas no ano de 1995, para a componente meridional, e as menores entre 25 e $26 \text{ m}^2/\text{s}^2$ nos anos de 1995/96/97, para a componente zonal. Quanto aos espectros de energias típicos para as OMJ, são observados picos máximos de energia em torno de $105 \text{ m}^2/\text{s}^2$, para a componente zonal no ano de 1997, e mínimos de 37 e $40 \text{ m}^2/\text{s}^2$, para a componente meridional do ano de 1991.

TABELA 01: Máximos de Energias, ao nível de confiança estatística de 90%, associados à sistemas atmosféricos no AZP-AL com base nas Análises das Séries Temporais para as Componentes Zonal e Meridional do vento à superfície (1991-97). Os valores dentro dos parênteses representam as energias (m^2/s^2) para cada escala do espectro de frequência. NOB representa não observado.

ANOS	CZ (Escala)	CM (Escala)	Sistema(s) Associado(s)
1991	24h (55)	24h (60)	Ciclo Diário e/ou Vento Anabático/Catabático
	43,1d (95)	32,5d (37) 43,1d (40)	OMJ
	NOB	250d (06)	Oscilações Atípicas Inter-sazonais (OAI)
	360d (45)	NOB	Ciclo Anual
1992	24h (50)	24h (50)	Ciclo Diário e/ou Vento Anabático/Catabático
	54,1d (60)	NOB	OMJ
	360d (25)	NOB	Ciclo Anual
1993	24h (45)	24h (75)	Ciclo Diário e/ou Vento Anabático/Catabático
	8,3d (38)	15d (35)	VCAN's e/ou OL
	20d (40)	NOB	Oscilações similares aos SF (OSSF)
	NOB	42,6d (48)	OMJ
	300d (47)	NOB	Ciclo Anual
1994	24h (37)	24h (80)	Ciclo Diário e/ou Vento Anabático/Catabático

	28,3d (61)	32,5d (30)	OMJ
	256d (95)	256d (12)	Oscilações Atípicas Inter-sazonais (OAI)
	512d (65)	512d (15)	Típicos dos ENOS (<i>Ruído Vermelho</i>)
1995	24h (26)	24h (105)	Ciclo Diário e/ou Vento Anabático/Catabático
	10d (43)	NOB	VCAN's e/ou OL
	20d (70)	20d (58)	Oscilações similares aos SF (OSSF)
	64d (60)	60d (70)	OMJ
	340d (95)	NOB	Ciclo Anual
1996	24h (26)	24h (82)	Ciclo Diário e/ou Vento Anabático/Catabático
	8,3d (40)	NOB	VCAN's e/ou OL
	16,7d (87)	NOB	Oscilações similares aos SF (OSSF)
	38,3d (44)	38,3d (65)	OMJ
	260d (78)	NOB	Oscilações Atípicas Inter-sazonais (OAI)
1997	24h (25)	24h (48)	Ciclo Diário e/ou Vento Anabático/Catabático
	20d (48)	NOB	Oscilações similares aos SF (OSSF)
	45,8d (105)	41,2d (47)	OMJ
	360d (38)	NOB	Ciclo Anual

1991-97	24h (38)	24h (72)	Ciclo Diário e/ou Vento Anabático/Catabático
	10,2d (24)	NOB	VCAN's e/ou OL
	20,2d (42)	NOB	Oscilações similares aos SF (OSSF)
	43,1d (48)	43,1d (38)	OMJ
	NOB	200d (06)	Ciclo Semianual
	361d (230)	361d (11)	Ciclo Anual
	930d (25)	NOB	Típicos dos ENOS

As oscilações típicas dos VCAN's e/ou OL são caracterizadas em 3 (três) dos 7 (sete) anos estudados. No entanto, são observados picos máximos de energia de $43 \text{ m}^2/\text{s}^2$, para a componente zonal nos anos de 1995/96, e mínimo de $35 \text{ m}^2/\text{s}^2$, para a componente meridional no ano de 1993 (Tabela 01).

Os espectros de energia associados às OSSF, como já observado, são identificados nas escalas de frequências típicas em, quatro (04) dos sete (07) anos estudados para o nível de confiança estatística de 90%. Todavia, os picos máximos de $87 \text{ m}^2/\text{s}^2$ e mínimos $40 \text{ m}^2/\text{s}^2$ de energia são verificados nos anos de 1996 e 1993, respectivamente, para as componentes zonais (Tabela 01).

Para o espectro de energias típicas das OAI, são identificados picos máximos de energia de 95 e $78 \text{ m}^2/\text{s}^2$, para as componentes zonais de 1994/96. Os picos mínimos da ordem de grandeza de $10 \text{ m}^2/\text{s}^2$ são observados nos anos de 1991/94 para a componente meridional (Tabela 01).

Para o Ciclo Anual pode ser observado e caracterizado nos espectros de energias típicos em 05 (cinco) anos da ST apenas para as componentes zonais. Para os anos de 1995/92 são observados picos máximos da ordem de $95 \text{ m}^2/\text{s}^2$ e mínimo $25 \text{ m}^2/\text{s}^2$ de energia, respectivamente (Tabela 01). Isso mostra que o Ciclo Anual é bem caracterizado para alguns dos anos da série. Por outro lado, no trabalho de Reboita (2004) os ciclos anuais para as componentes zonal e meridional do vento não são bem caracterizados. Entretanto, isso não foi observado nos anos estudados no AZP-AL.

Finalmente, para as oscilações típicas do ENOS, observa-se que o ano de 1994 apresenta energia espectral significativa, ao nível de confiança estatística de 90%, para ambas as componentes zonal e meridional. Entretanto, os detalhes intrínsecos que envolvem a ocorrência do ENOS em 1994 serão discutidos em seções mais adiante.

Em geral, observando os espectros de energias globais para toda a ST (1991-97) constata-se que as maiores energias espectrais são associadas oscilações típicas do Ciclo Anual, do Ciclo Diário e das OMJ, implicando que os ciclos anual, diário e OMJ são os sistemas que mais influenciam a variabilidade do vento local no AZP-AL.

Por outro lado, essa configuração apresenta pequenas mudanças quando observadas as amplitudes dos picos de energias anualmente. Sendo assim, para o ano de 1991/92/97, as maiores amplitudes relativas estão associadas às OMJ e ao Ciclo Diário, isso mostra que nestes anos as OMJ foram bastante atuantes. Para os anos de 1993/95, as maiores amplitudes relativas aos picos de energia estão relacionadas às atuações do Ciclo Diário e OMJ, sendo que para o ano 1995, as OMJ e as Oscilações Similares aos SF atuam com equivalentes amplitudes de picos de energias. Para o ano de 1994, as maiores amplitudes relativas parecem estar associadas às Oscilações Atípicas Inter-sazonais e ao Ciclo Diário. Por fim, para o ano de 1996, as maiores amplitudes estão ligadas às Oscilações Similares aos SF e ao Ciclo Diário (Tabela 01). Esses resultados são surpreendentes, pois evidencia que as OMJ e OSSF tem maiores influências à circulação local do que o Ciclo Diário. Esse fato é algo inesperado, já que a região de estudo é o tabuleiro costeiro.

5.2 Análise Espectral no Domínio do Tempo

Em geral, nesta seção são identificados, caracterizados e analisados todos os espectros de energia no domínio do tempo a fim de caracterizar e identificar os períodos de maiores energias associadas. À princípio, são feitas as análises dos escalogramas considerando todo o período da ST e, em seguida as respectivas análises anuais a fim de observar maiores detalhes no espectro de energia no domínio do tempo. É salutar observar que todos os Escalogramas foram divididos em escalas horárias e diárias objetivando observar fenômenos meteorológicos desde a alta até as baixas frequências.

5.2.1 Distribuição Temporal Total dos Espectros de Energias

Nesta são observados e caracterizados todos os espectros de energias considerando toda a ST para as componentes zonal e meridional do vento à superfície. Ou seja, toda a ST de 1991-97 será analisada num só escalograma considerando a parte real dos coeficientes de ondeletas para cada componente do vento. Os 7 (sete) anos da ST são divididos por linhas tracejadas na vertical delimitando cada ano em particular desde 1991 até 1997. Contudo, o ano de 1994 não possui o mês de maio, por falta de dados. Com isso, o ano de 1994 é dividido por linhas verticais tracejadas azuis (Figura 36 e 37). Por conseguinte, sabendo que o sinal característico de sistemas atmosféricos é caótico, é pertinente a fim de facilitar a análise dos escalogramas, dividir os espectros de energias em ranges (intervalos) de escalas característicos, excetuando-se o *ciclo diário 24h* o qual aparece bem definido, tais como: 05→25dias (Range1), 28→90dias (Range2), 120→261dias (Range3), 300→361dias (Range4). Sendo as escalas acima de 900 dias desconsideradas por ser bastante influenciado pelos efeitos de borda e *não* possuir *confiança estatística*, ou seja, está no limite máximo ou fora do *cone de influência* no meio e no início/final da ST, respectivamente.

Sendo assim, *não* é possível identificar no escalograma da parte real dos coeficientes de ondeletas para a componente zonal e meridional do vento os sistemas de escalas típicas do ENOS, mesmo tendo sido caracterizados no espectro global, em geral na escalas acima de 900 dias e com pouca energia relativa associada. Contudo, a única exceção é para o anos de 1994, onde são observados picos de energia em 512 dias.

As Figuras 36a, 36b, 37a e 37b. caracterizam as Distribuições Temporais dos Espectros de Energias para a *componente zonal e meridional* do vento para toda a ST nas escalas horária e diária.

Particularmente, para as oscilações na escala de 24h observa-se uma tendência (padrão), tanto na escala quanto no tempo, em que os picos de energia mais intensos são verificados nos 2 (dois) e nos 3 (três) últimos meses de cada ano e na mesma escala de 24h considerando toda a ST (Figura 36a). Noutras palavras, constata-se que o espectro de energia para a componente zonal do vento é *menos* intensa no período de inverno coincidindo com o período de chuvas na região de estudo. De maneira que a convergência noturna parece ser o elemento que *diminui* a energia espectral associada à componente zonal. Segundo Servain e Lucas (1990),

os ventos sopram de sudeste, perpendicularmente a costa, na estação chuvosa de outono/inverno e de leste/nordeste no início do ano sobre o NE.

Por outro lado, considerando a escala de 24h, o espectro de energia para a componente meridional apresenta-se bem distribuído ao longo do tempo sem caracterizações de tendências (padrões) similares às observadas para o espectro de energia da componente zonal na mesma escala (24h). Ou seja, a energia espectral, para a componente meridional, parece não sofrer influência das ações da convergência noturna das brisas com os alísios. Contudo, para a escala de 24h, as *maiores* energias do espectro de ondeletas são observadas desde o quarto trimestre de 1994 até o primeiro semestre de 1996 (Figura 37a).

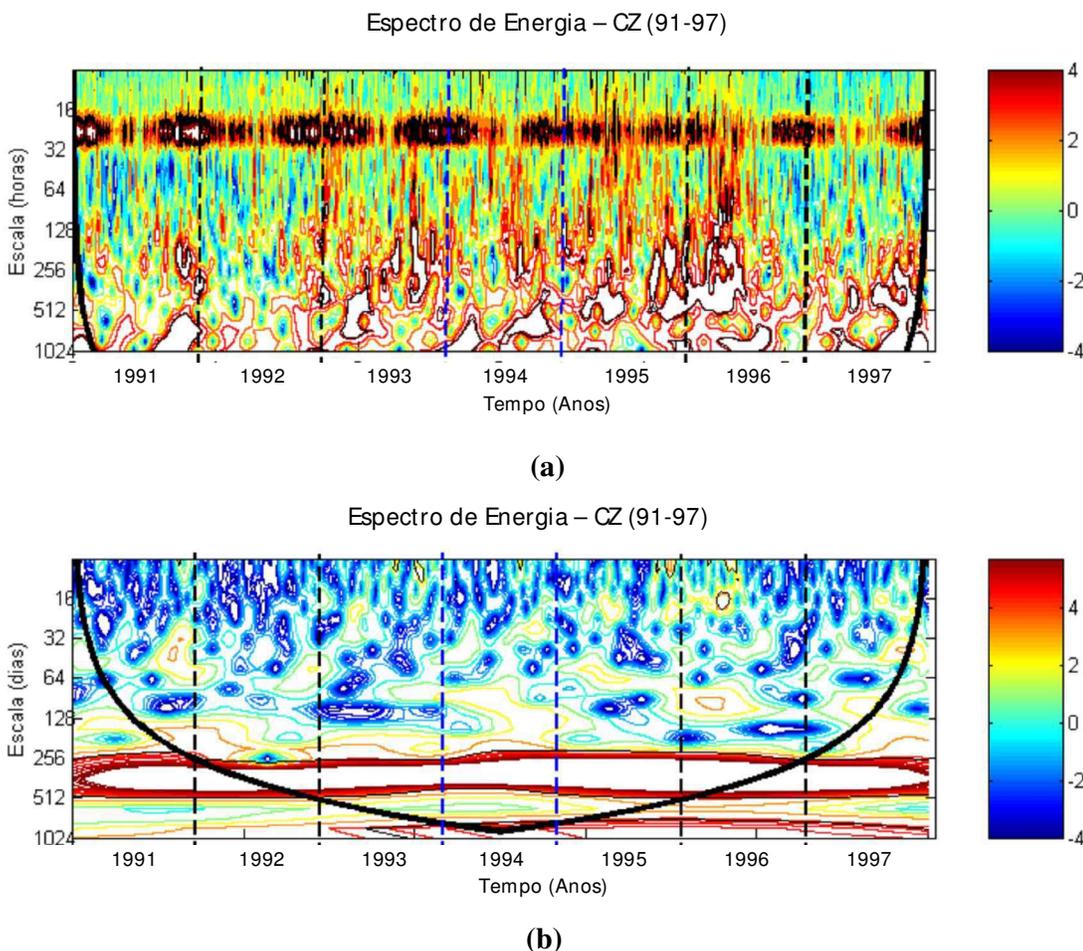


FIGURA 36: Escalograma Espectral Total de Energia da parte real dos coeficientes de ondeletas para o vento zonal nas escalas (a) horária e (b) diária.

É interessante salientar que em nenhum outro range são observados tendências (padrões) nas oscilações dos espectros de energias das componentes zonal e meridional, a exemplo do que foi observado na escala de 24h.

As oscilações com picos de energias, no Range1 (05 \rightarrow 25dias), que caracterizam as atuações típicas dos VCAN's e/ou das OL e/ou das oscilações similares aos SF, são verificadas nos escalogramas da parte real dos coeficientes de ondeletas, ao nível de confiança estatística de 90%, apenas para a componente zonal considerando toda a ST (Figura 36a).

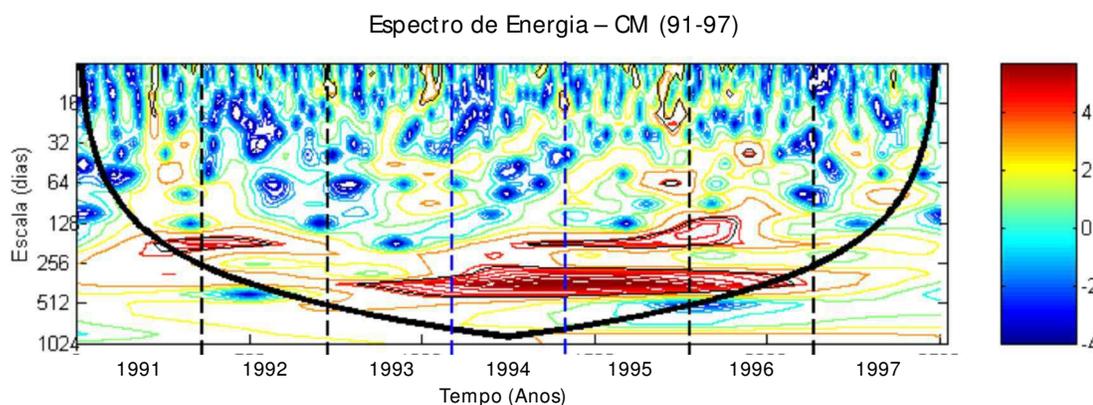
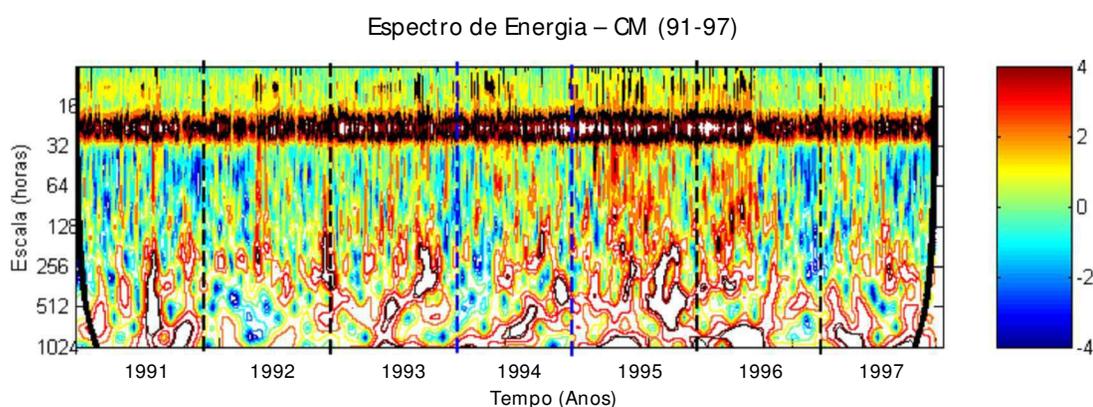


FIGURA 37: Escalograma Espectral Total de Energia da parte real dos coeficientes de ondeletas para o vento meridional nas escalas (a) horária e (b) diária.

Por sua vez, as oscilações com picos de energias no Range2 (28 \rightarrow 90dias) e Range 4 (300 \rightarrow 361dias), típicas características das OMJ e do Ciclo Anual, respectivamente, são observadas nos escalogramas da parte real dos coeficientes de ondeletas, ao nível de confiança estatística de 90%, para ambas as componentes zonal e meridional para toda a ST(Figura 36b e 37b).

O Range3 (120 \rightarrow 261dias), cujos picos de energias que caracterizam as atuações típicas do ciclo semi-anual e/ou Oscilações Atípicas Inter-sazonais, é caracterizado apenas nos escalogramas da parte real dos coeficientes de ondeletas, ao nível de confiança estatística de 90%, para a componente meridional considerando toda a ST.

Em suma, os espectros de energia foram divididos em 4 (quatro) Ranges de energia a fim de facilitar a análise dos escalogramas. Por sua vez, os escalogramas da parte real dos coeficientes de ondeletas, ao nível de confiança estatística de 90%, mostram que apenas as oscilações típicas do ciclo diário (para as componentes zonal e meridional) e do Range 4 (para a componente zonal) aparecem bem definidas e com as maiores energias espectrais considerando toda a ST.

5.2.2 Distribuição Temporal Anual dos Espectros de Energias

Na seção anterior foram observados e caracterizados os espectros de energia nos escalogramas considerando todos os 7 (sete) anos da ST. Contudo, aqui são observados e caracterizados os espectros de energia, ao nível de confiança estatística de 90%, dos escalogramas da parte real dos coeficientes de ondeletas, a cada ano, individualmente. Neste sentido, pode-se observar particularidades intrínsecas ano a ano, isoladamente.

É salutar observar que a inexistência do cone de influência nos escalogramas separados anualmente (Figuras 38 a 44) não implica que os mesmos não sejam ponderados pela confiança estatística. O fato é que os cones de influências levados em consideração são caracterizados nas Figuras 36 e 37 da seção anterior, os quais abrangem toda a ST. Com isso, os escalogramas anuais para o primeiro (1991) e o último ano (1997), na escala diária, são os mais influenciados pela confiança estatística ao nível de confiança de 90% delimitada pelo

cone de influência. Ou seja, os anos de 1991 e 1997, para a escala diária, são os mais influenciados pelo efeito de borda do cone de influência (Figuras 36b e 37b).

Segundo Rao et al. (1993), as principais estações chuvosa e seca no NEB estão entre os meses de abril a julho e setembro a outubro, respectivamente. Neste sentido é imprescindível analisar anualmente as possíveis atuações simultâneas de fenômenos atmosféricos de escalas variadas, principalmente durante a estação chuvosa (outono/inverno). Contudo, à priori, é relevante observar e caracterizar dos espectros de energia que aparecem bem definidos nos escalogramas da parte real dos coeficientes de ondeletas apontando suas particularidades e semelhanças, sem deixar de lado as implicações dos cones de influências mostrados nas Figuras (36 e 37) e da significância estatística.

Em síntese, a Tabela 2 apresenta as ocorrências de sistemas meteorológicos desde a escala diária até a escala anual identificados nos escalogramas da parte real dos coeficientes de ondeletas, ao nível de confiança estatística de 90%, considerando todos os anos da ST, individualmente, cujas oscilações típicas se mostram, em geral, bem definidos durante o ano em particular, salvo poucas exceções onde as oscilações apresentam-se parcialmente bem definidas ao longo do ano. Contudo as oscilações parcialmente ou totalmente bem definidas por todo o ano são consideradas na Tabela 02.

Como observado em seções anteriores, apenas as oscilações típicas do Ciclo Diário, das OMJ (Range 2) ocorrem em todos os anos da ST (Tabela 01). Contudo, estas oscilações podem aparecer menos definida em determinado período do ano em particular.

As oscilações típicas do Ciclo Diário aparecem bem definidas em todos os anos da ST para as componentes zonal e meridional, contudo no período chuvoso o espectro de energia típico do Ciclo Diário aparece menos intenso em todos os anos e, portanto, menos definido para a componente zonal (Figuras 5.6 a 5.12). Em geral, nos anos de 1991 até 1994 as oscilações típicas do Ciclo Diário, para ambas as componentes, aparecem com a melhor definição, relativamente aos anos de 1995 a 1997, devido a sua maior energia espectral (Tabela 02).

É salutar lembrar que no período da estação chuvosa, para a componente zonal, as oscilações típicas do Ciclo Diário aparecem menos intensas devido à convergência noturna.

As energias espectrais típicas das OMJ (Range 2) são observadas bem definidas para todos os anos da ST, exceto para o ano de 1993. Mais precisamente, estas oscilações aparecem bem definidas apenas, para a componente zonal, nos anos de 1991/92/97, sendo que para os anos

de 1994/95/96 as oscilações aparecem bem definidas para ambas as componentes zonal e meridional.

Particularmente, observando os escalogramas da parte real dos coeficientes de ondeletas, ao nível de confiança estatística de 90%, verifica-se que para os anos de 1991/92/94 as energias espectrais das OMJ, para a componente zonal, são mais intensas nos primeiros (antes da estação chuvosa) e últimos meses do ano, a partir da estação seca. Sendo que em 1994 as maiores energias chegam, também, ao início da estação chuvosa. Para os anos de 1995 (componente meridional) e 1997 (componente zonal), as maiores energias das OMJ são verificadas no período que vai desde a estação chuvosa ao mês de novembro, aproximadamente. Diferentemente dos anos supracitados para o ano de 1996 as maiores energias espectrais associadas às OMJ são identificadas, aproximadamente, no período que envolve a segunda metade da estação chuvosa, para ambas as componentes zonal e meridional. Contudo, para a componente zonal, as maiores energias se estendem até meados da estação seca. Por sua vez, para os anos de 1994/97 (componentes meridional), 1995 (componente zonal) as maiores energias espectrais associadas às OMJ ocorrem em períodos bem diferentes. Onde, para o ano 1994, as maiores energias espectrais aparecem nos primeiros meses do ano, antes da estação chuvosa e de meados da estação chuvosa estendendo-se até o fim da estação seca. Por outro lado, para o ano de 1995, as maiores energias são verificadas desde a segunda metade do primeiro trimestre até o fim do ano, passando pelas estações chuvosa e seca. Finalmente, para o ano de 1997, as maiores energias são observadas, aproximadamente, nos períodos: pouco antes até meados da estação chuvosa e do início da estação seca até novembro.

Em síntese, os períodos bem definidos de maiores energias espectrais associadas às OMJ para os anos de 1991/92/94 para a componente zonal, concordam com Madden e Julian (1994), os quais afirmam que nos meses de dezembro e fevereiro são observadas oscilações mais intensas e menos intensas nos meses de junho e agosto. Nas seções posteriores são abordados, com mais detalhes, o período de ocorrências predominantes das OMJ, entre outros sistemas fazendo-se uso dos resultados de análise multivariada.

Contrário ao que ocorre ao Ciclo Diário e OMJ (Range 2), às oscilações típicas dos Ranges 1, 3 e 4, bem como dos ENOS não ocorrem em todos os anos da ST (Tabela 01) considerando o nível de confiança estatística de 90%. Mesmo assim, é possível observar que estas oscilações ocorrem de modo bem definido para alguns anos da ST (Tabela 02).

Para as oscilações típicas do Range 1, ligadas às atuações dos VCAN's, OL e OSSF, observa-se que apenas as OSSF aparecem bem definidas para os anos de 1995 (componentes zonal e meridional) e 1996 (componente zonal) (Tabela 02).

Nas seções anteriores observou-se que as atuações das OSSF ocorrem significativamente nos anos de 1993/95/96 e 97 (Tabela 01). Por sua vez, observando os escalogramas da parte real dos coeficientes de ondeletas, ao nível de confiança estatística de 90%, os espectros de energia das OSSF apresentam-se mais intensos na estação chuvosa dos anos de 1995/96, para a componente zonal. Por outro lado, para o ano de 1995, as maiores energias são observadas do final da estação seca ao início de dezembro, para componente meridional (Figuras 42 e 43).

Para as oscilações típicas do Range 3, associadas ao Ciclo Semi-anual e OAI, verifica-se que apenas as OAI se mostram bem definidas para os anos de 1991 (componente meridional), 1994 (componentes zonal e meridional) e 1996 (componente zonal) (Tabela 02).

Foi visto que as energias espectrais típicas das OAI aparecem significativamente nos anos de 1991 (componente meridional), 94 (componentes zonal e meridional) e 96 (componente zonal) (Tabela 01).

Constata-se que em todos anos supracitados os escalogramas da parte real dos coeficientes de ondeletas, ao nível de confiança estatística de 90%, para os espectros de energias típicos das OAI aparecem bem definidos (Tabela 02). Contudo essa energia espectral é bastante variável no tempo. Neste sentido, os escalogramas mostram que as OAI apresentam-se bem intensas durante todo o de 1994 (componentes zonal e meridional) e 1996 (componente zonal) passando pelas estações chuvosa e seca, mas no ano de 1991 (componente meridional), as maiores energias espectrais são observadas da segunda metade da estação chuvosa até o início de dezembro, passando pela estação seca (Figuras 38, 41 e 43).

Nas seções anteriores constatou-se que as oscilações do Range 4, associadas as atuações do Ciclo Anual, são caracterizadas, ao nível de confiança estatística de 90%, para os anos de 1991/92/93/95 e 97, para a componente zonal (Tabela 01).

Similarmente, às OAI, as oscilações típicas do Ciclo Anual aparecem bem definidas em todos os anos supracitados (Tabela 02), contudo, as maiores energias espectrais são observadas durante todo o ano, passando pelas estações chuvosa e seca, para os anos supracitados.

Ou seja, as oscilações típicas do Ciclo Anual apresentam ter energia espectral significativa constante durante todos os anos (Figuras 38, 39, 40, 42 e 44).

Por fim, já tinha sido observado que as oscilações típicas dos ENOS, ao nível de confiança estatística de 90%, são caracterizadas no ano de 1994, para as componentes zonal e meridional (Tabela 01). Contudo, estas oscilações (512 dias), na verdade, são o resultado das ocorrências do ruído vermelho. Vale lembrar que o ruído vermelho é o espectro de fundo (espectro teórico) que representa a hipótese nula na distribuição qui-quadrada e cuja energia cresce com o decrescimento da frequência de oscilações. A afirmação de que as oscilações de 512 dias, típicas dos ENOS, sejam ruídos vermelho se deve a alguns fatores inerentes: À princípio, observa-se nos espectros globais que estas oscilações (512 dias) ocorrerem em todos os anos da ST, porém, com menor energia associada, relativamente, ao ano de 1994; Os escalogramas mostram que estas oscilações não apresentam variabilidade na energia espectral durante todo o ano em particular; O pico de energia contínuo aparece em baixas frequência. Estes fatos são indicadores de que estas oscilações de 512 dias são, na verdade, ruído vermelho. Por sua vez, as oscilações típicas em 512 dias parecem ser amplificadas no ano de 1994, onde a ausência do Ciclo Anual parece ser o fator amplificador da energia espectral em 512 dias (Figuras 41).

Observando a Tabela 02 percebe-se que as oscilações típicas dos VCAN's e/ou OL (Range 1) não aparece bem definidas em nenhum ano da ST, em particular. O fato de não aparecerem bem definido não implica que esta oscilação seja menos importantes à variabilidade nos campos de vento local. Logo, o espectro de energia para estas oscilações deve, também, ser objeto de análise.

Nas seções anteriores observou-se que as oscilações típicas dos VCAN's e/ou OL são observadas nos espectros globais para os anos de 1995/96 (componente zonal) e 1993 (componentes zonal e meridional) (Tabela 01). Todavia, os escalogramas da parte real dos coeficientes de ondeletas, ao nível de confiança estatística de 90%, mostram que para o ano de 1993 os picos de energia aparecem irregularmente desde o início, passando pelas estações chuvosa e seca, até próximo do final do ano, para as componentes zonal e meridional.

As maiores energias espectrais são constatadas antes da estação chuvosa (primeiros dois meses) e pouco depois da estação seca (logo após o início de setembro) até novembro, para a componente zonal de 1993. Para a componente meridional, as maiores energias são observadas descontinuamente a partir da estação chuvosa à novembro.

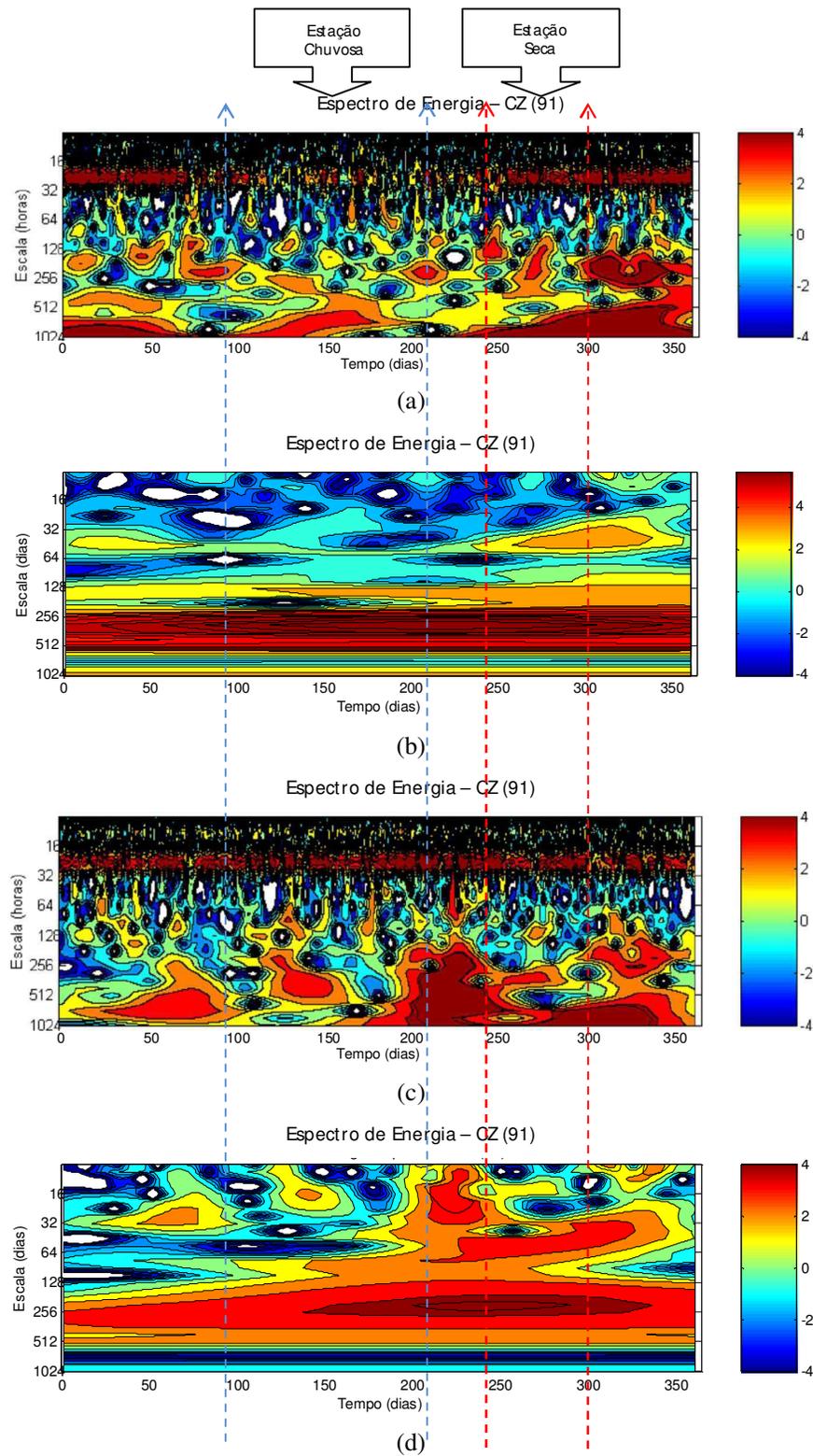


FIGURA 38: Escalograma do Espectro de Energia (1991) da parte real dos coeficientes de ondeletas para o vento zonal e meridional nas escalas horária (a) e (c) e diária (b) e (d).

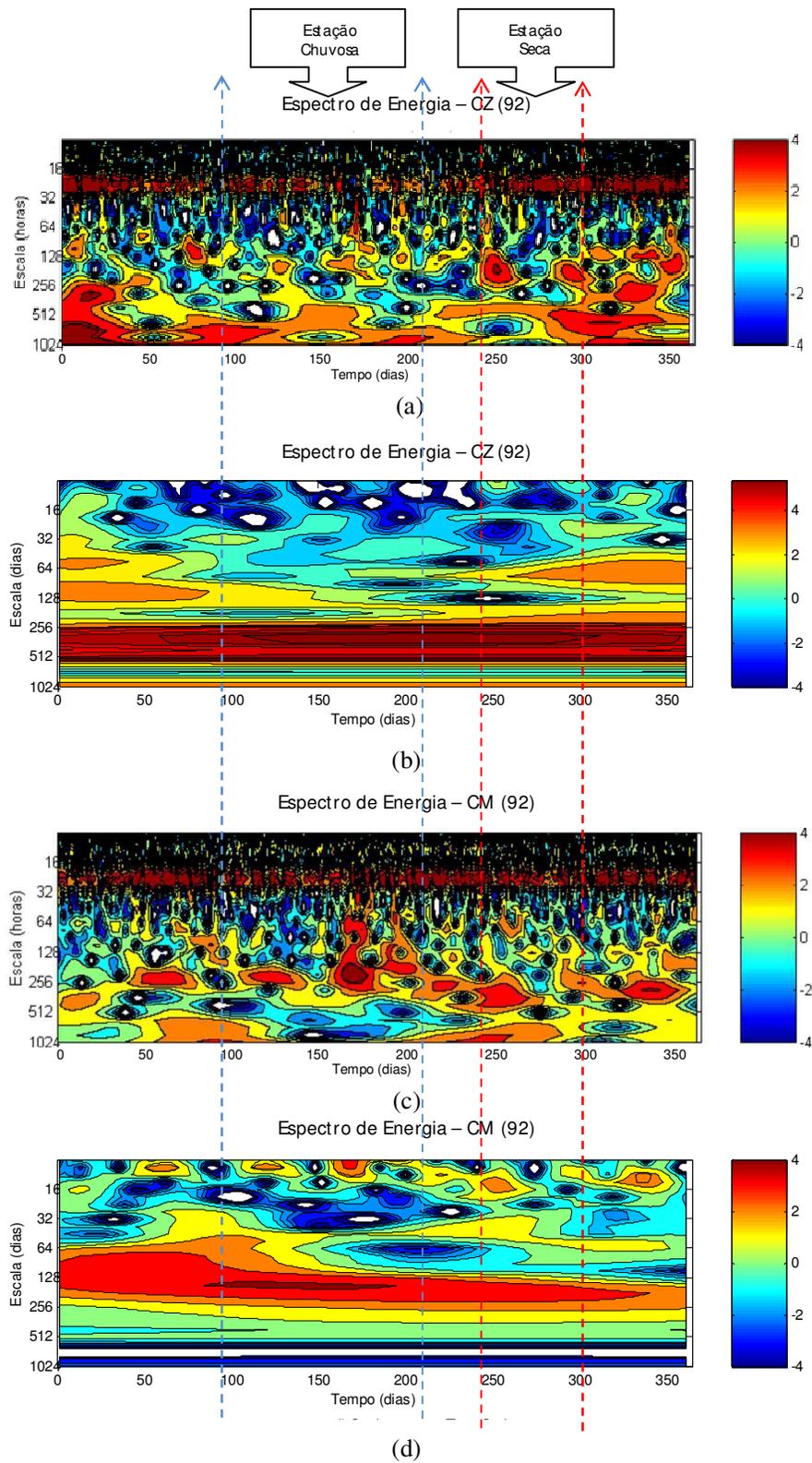


FIGURA 39: Escalograma Espectral de Energia (1992) da parte real dos coeficientes de ondetas para o vento zonal e meridional nas escalas horária (a) e (c) e diária (b) e (d).

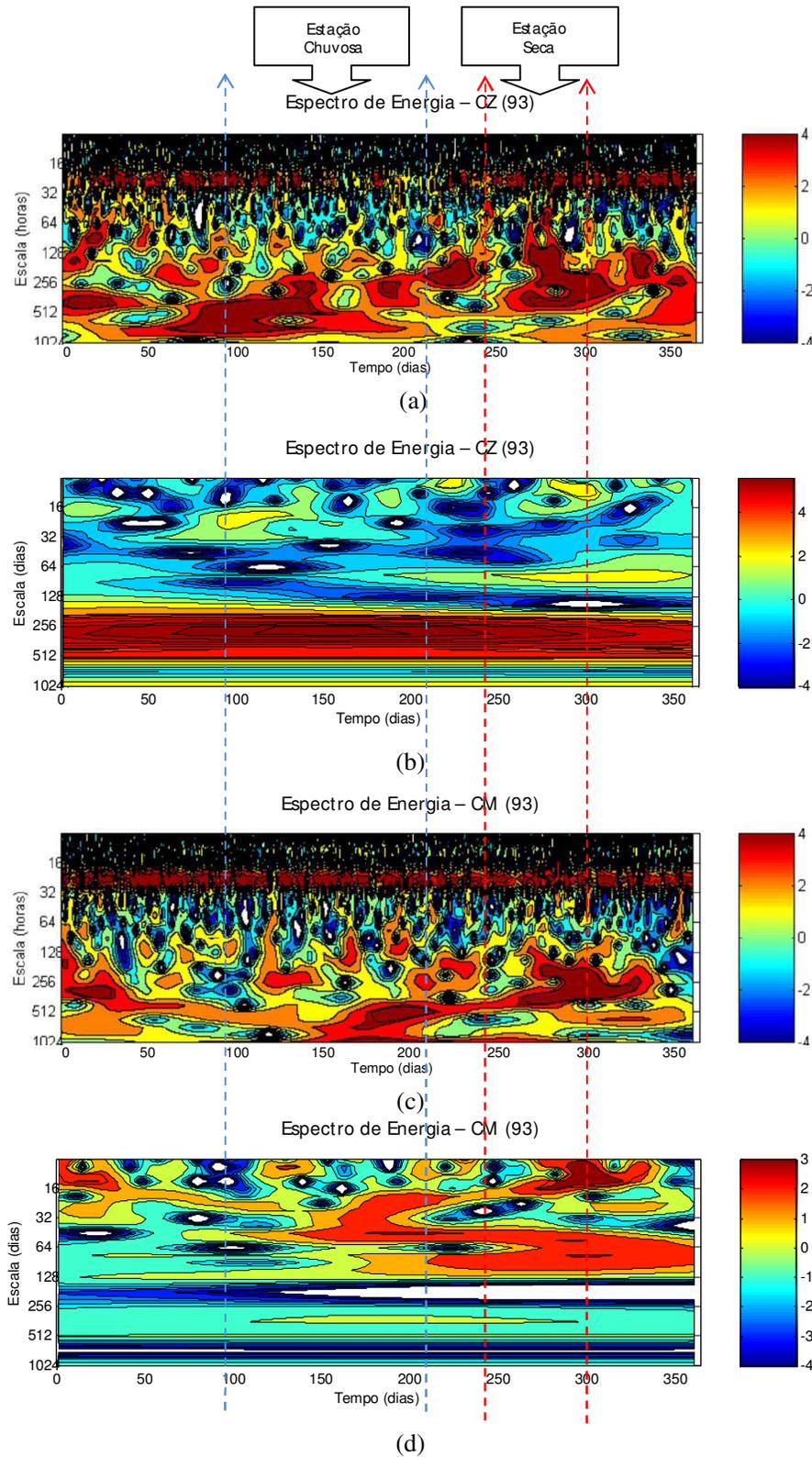


FIGURA 40: Escalograma Espectral de Energia (1993) da parte real dos coeficientes de ondeletas para o vento zonal e meridional nas escalas horária (a) e (c) e diária (b) e (d).

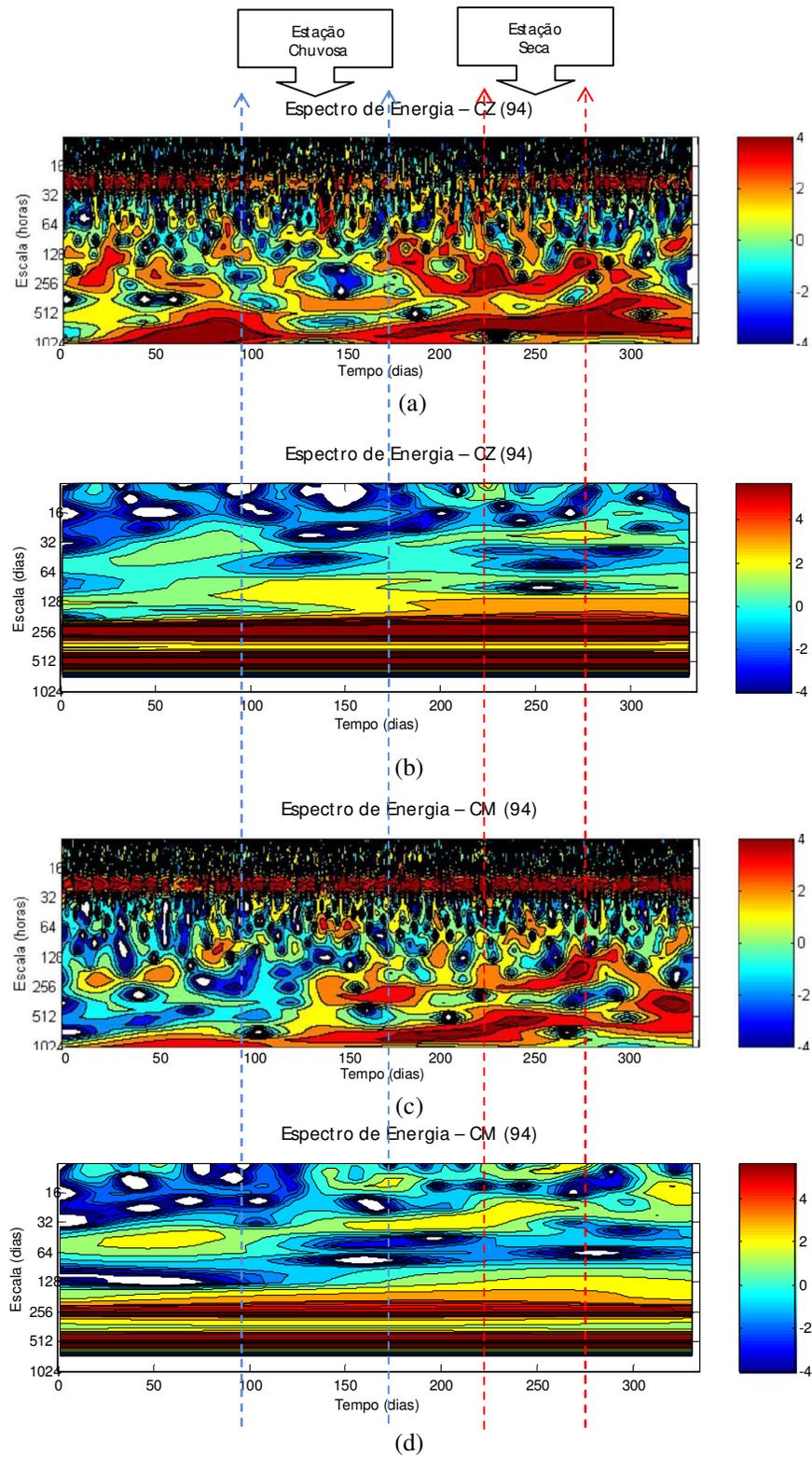


FIGURA 41: Escalograma Espectral de Energia (1994) da parte real dos coeficientes de ondeletas para o vento zonal e meridional nas escalas horária (a) e (c) e diária (b) e (d).

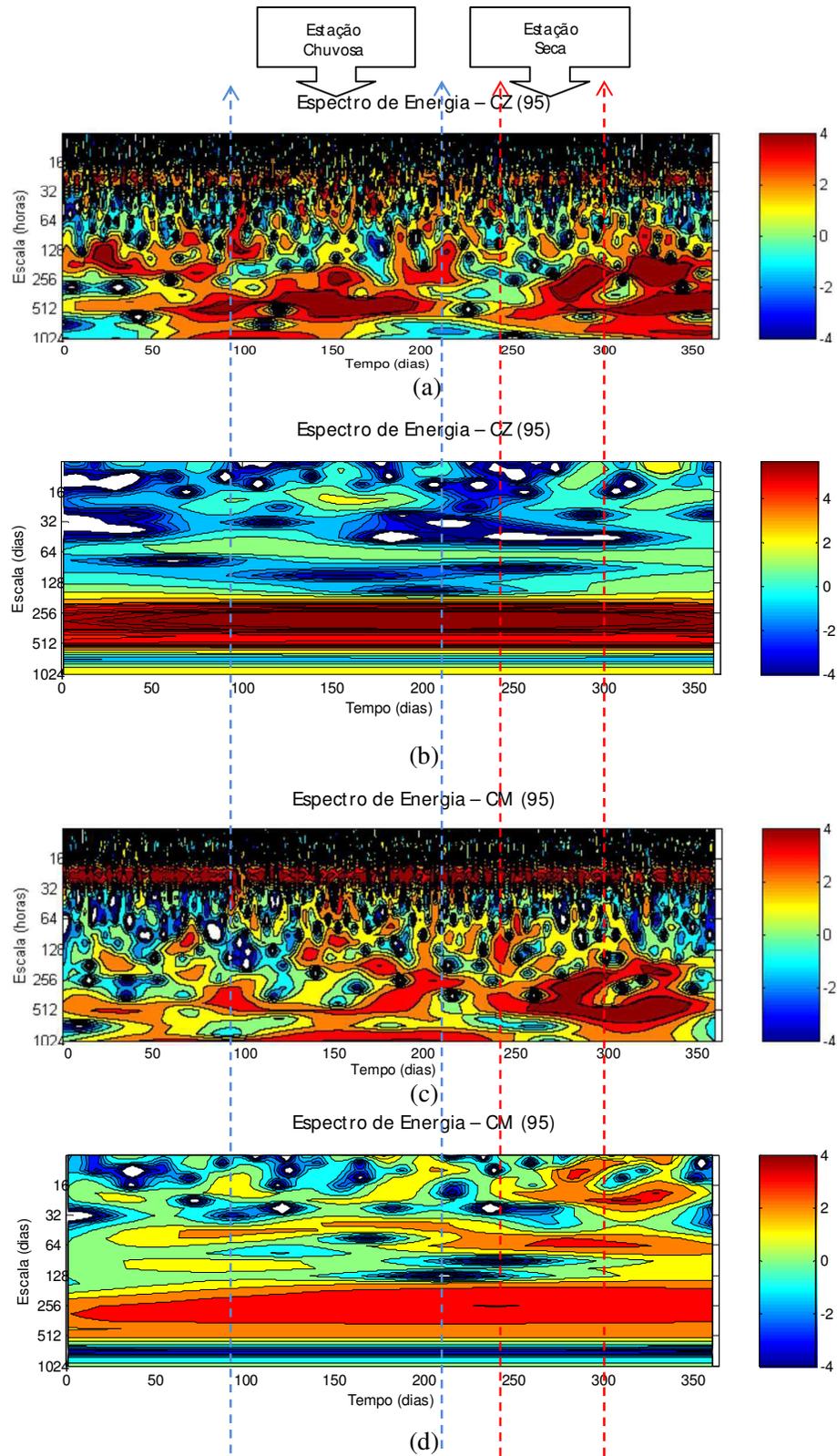


FIGURA 42: Escalograma Espectral de Energia (1995) da parte real dos coeficientes de ondeletas para o vento zonal e meridional nas escalas horária (a) e (c) e diária (b) e (d).

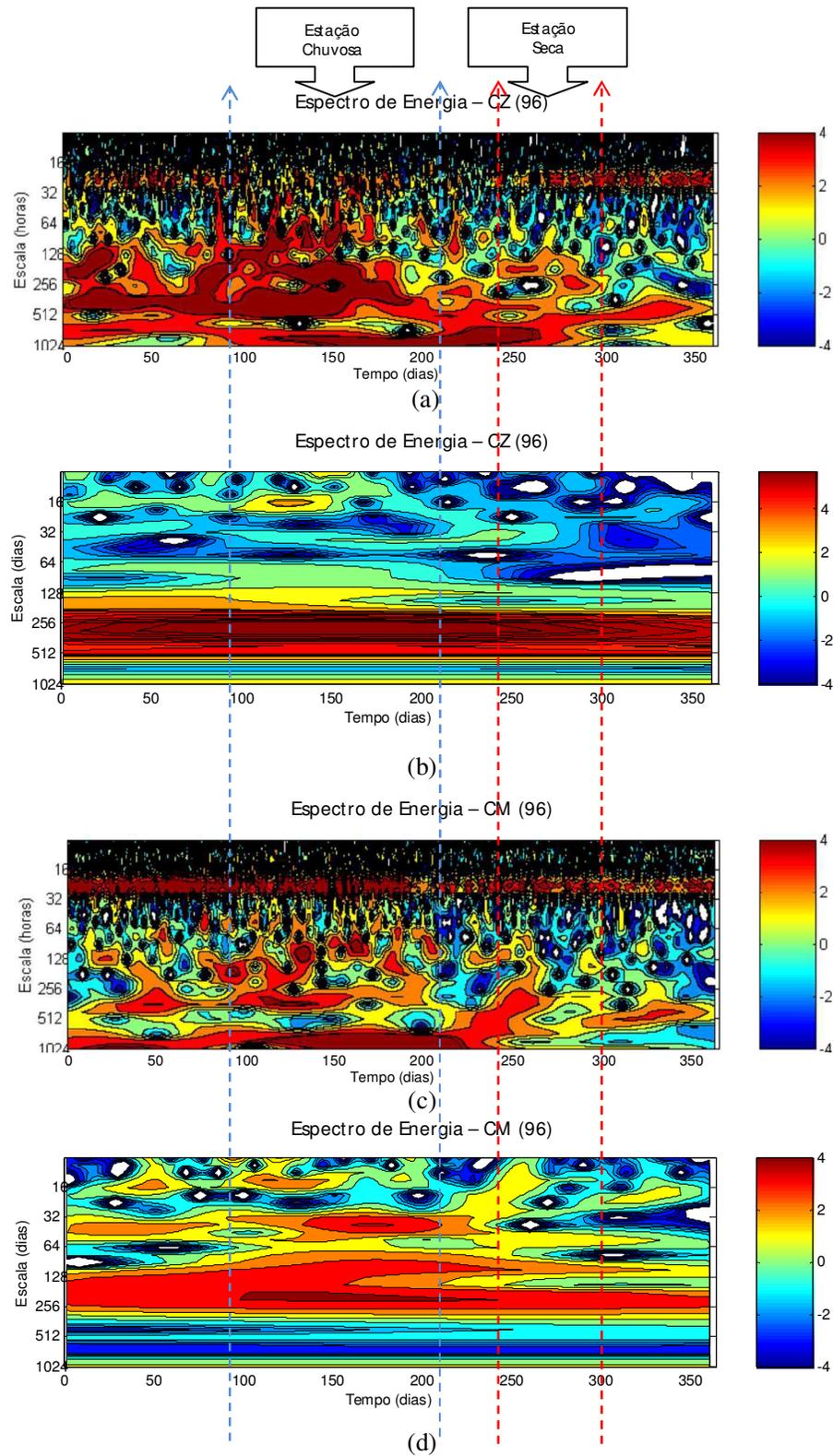


FIGURA 43: Escalograma Espectral de Energia (1996) da parte real dos coeficientes de ondeletas para o vento zonal e meridional nas escalas horária (a) e (c) e diária (b) e (d).

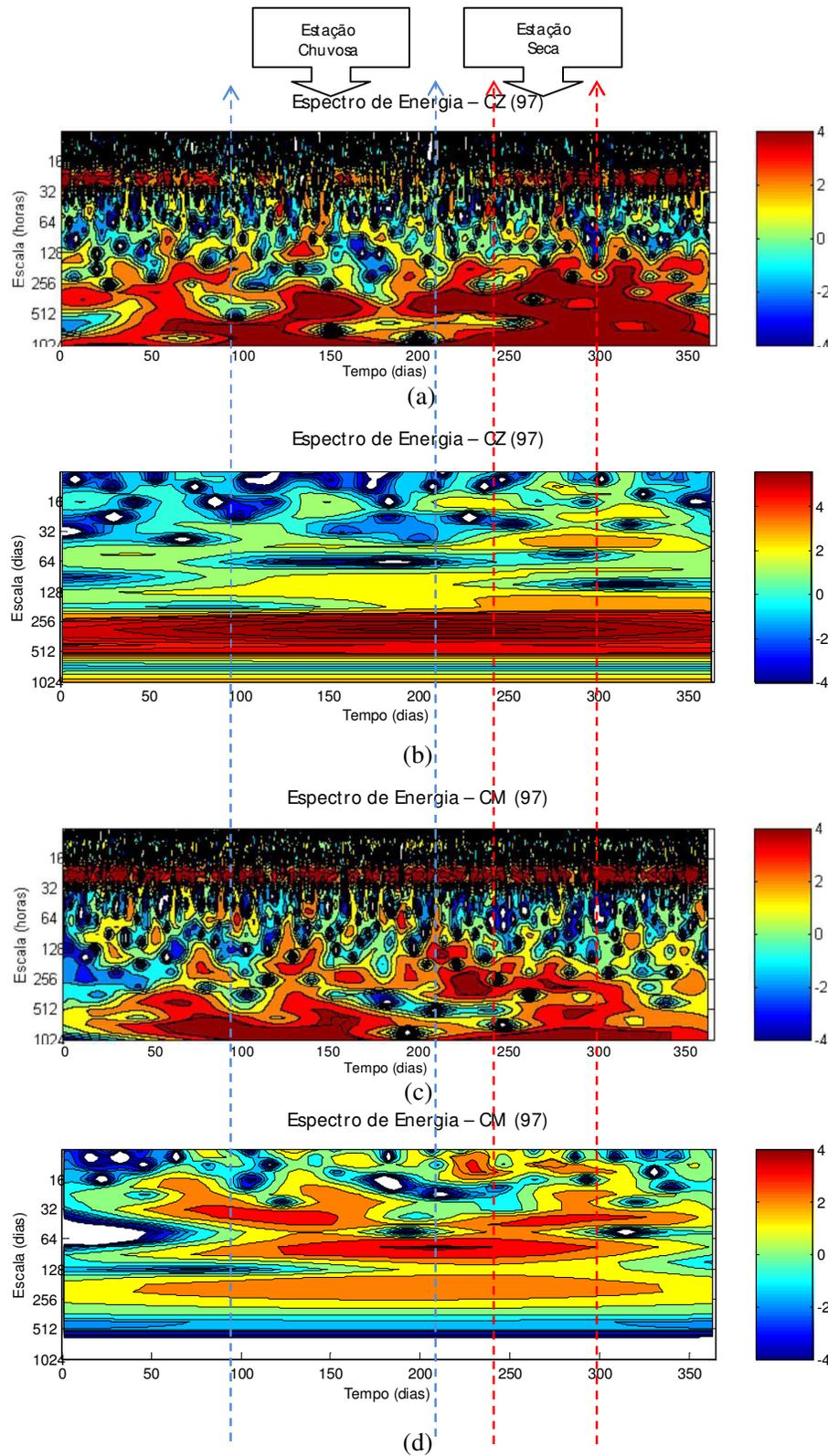


FIGURA 44: Escalograma Espectral de Energia (1997) da parte real dos coeficientes de ondeletas para o vento zonal e meridional nas escalas horária (a) e (c) e diária (b) e (d).

A distribuição irregular das maiores energias espectrais é, também, observada para o ano de 1995, para a componente zonal. Para o ano de 1996, em especial, não são observados picos de energia espectral nos escalogramas logo após a estação seca, a exemplo do que é verificado nos anos de 1993/95. Contudo, para o ano de 1995, as maiores energias espectrais se concentram no início (antes da estação chuvosa) e depois da segunda metade da estação seca. Por outro lado, para o ano de 1996, estas maiores energias se concentram desde o início do ano pouco depois da segunda metade da estação chuvosa (junho).

Em síntese, até aqui foram analisadas e caracterizadas todas as oscilações atmosféricas, desde as baixas às altas frequências, que tem significância estatística ao nível de confiança estatística de 90% e que se mostram bem definidas ao longo do ano. Contudo, os últimos dois parágrafos, logo acima, trataram das oscilações dos VCAN's e/ou OL que, por sua vez, não se mostram bem definidas ao longo dos anos em particular, embora tenha significância estatística.

É importante salientar que o fato das oscilações típicas dos ENOS observadas em 1994, dentro da confiança estatística de 90%, ser na verdade ruído vermelho, deixa margem para acreditar que é importante, também, analisar e caracterizar algumas particulares oscilações de maiores energias espectrais, mesmo sem confiança estatística, pois estas podem não ser ruído vermelho. Logo, algumas oscilações espectrais bem definidas, sem confiança estatística, cujos picos energias mais se aproximam da energia do espectro de fundo do ruído vermelho são analisados. Vale lembrar que o teste de significância utilizado para a TO é o mesmo utilizado para a TF, ou seja, o teste qui-quadrado tem caráter estacionário mas é aplicado a sinais atmosféricos (vento) com momentos estatísticos fractais. Contudo, tudo isso não implica no descrédito do teste de significância para a TO, entretanto, é necessário ponderações.

Neste sentido, os escalogramas da parte real dos coeficientes de energia, sem confiança estatística, mostram que as oscilações típicas do Range 3 (120↔261dias) são observadas bem definidas nos anos de 1991 (componente zonal), 1992/95/96 (componente meridional). Similarmente, para o ano de 1997 (componente meridional), os escalogramas mostram oscilações do Range 2 (aprox. em 90 dias) bem definidas, porém, sem confiança estatística (Figuras 38b, 39d, 42d, 43d e 44d). É importante salientar que neste mesmo ano 1997 são observadas oscilações bem definidas em 250 dias (Figura 44), contudo estas, entre outras oscilações para outros anos, não são objetos de análise, visto que suas energias espectrais

globais intrínsecas são pequenas relativamente à energia do espectro de fundo do ruído vermelho.

5.2.3 Escalas Espectrais Particulares

Esta seção é reservada a um dos objetivos desta pesquisa, que consiste em observar, identificar e analisar eventuais espectros de energia associados a ruído ou a sistemas ou fenômenos atmosféricos nunca vistos ou pouco comuns no NEB. Aqui são discutidas, em detalhes, as atuações das OSSF, das OAI e das oscilações típicas dos ENOS para o ano de 1994.

Uma das escalas espectrais observadas nos espectros globais de energia, ao nível de confiança estatística de 90%, refere-se às OSSF as quais aparecem significativamente nos anos de 1993, 1995, 1996 e 1997 (Tabela 01). É importante observar que a escala de frequência desta oscilação coincide com a escala de frequência dos SF. Neste sentido, os picos de energia encontrados nesta escala e distribuídos sazonalmente nestes anos podem ser, na verdade, o resultado de perturbações do campo de vento oriundo de SF que chegam próximos a Alagoas. Por sua vez, segundo trabalhos mais recentes os SF podem chegar à parte mais ao norte do NEB, a exemplo de Alagoas, complementando o trabalho de Kousky (1979), o qual afirma que os SF chegam apenas ao sul Bahia. Se a conjectura quanto as OSSF tratarem-se realmente de SF for verdadeira seria a primeira vez que uma análise espectral detectaria os efeitos dos SF em Alagoas. Caso contrário, ou seja, essas OSSF, caracteriza-se como um novo sistema que atua no NEB. É salutar observar que Cruz (2008) comprovou que os SF chegam a Alagoas, porém com menor frequência relativa ao sul da Bahia. Segundo o autor supracitado, dentre os anos de 2004 a 2006, o último mostra a maior frequência de ocorrência de SF (30 dias). Contudo, os escalogramas de energia neste trabalho, embora para anos diferentes, mostram que essa frequência é bem menor, entre de 15 a 20 dias. Em suma, com as informações até aqui levantadas podemos conjecturar a cerca da associação das OSSF com a passagem ou influencia dos SF em Alagoas ou com um novo sistema que oscila na mesma escala de frequência.

As OAI, ao nível de confiança estatística de 90%, aparecem nos anos de 1991, 1994 e 1996. Estas oscilações ocorrem numa escala de frequência intermediária entre o Ciclo Semi-anual e

o Ciclo Anual. Por sua vez, estas oscilações aparecem bem definidas e com grande energia espectral nos anos de 1994 e 1996 (Tabelas 01 e 02). Esta parece ser mais uma escala de frequência de oscilação até então desconhecido da ciência para o NEB. Por outro lado, é ainda precário afirmar quais sistemas estão ligados diretamente ou indiretamente com esta oscilação do campo de vento local. No entanto pode-se fazer algumas conjecturas a cerca da escala observada para as OAI. Sendo assim, as OAI podem ser nada mais do que a atuação do ciclo anual considerando um range de escala de frequência maior. Por outro lado, o ciclo anual aparece, concomitantemente às OAI, bem definidos em alguns anos, a exemplo do ano de 1991 levando a crer que o ciclo anual e as OAI são oscilações associadas à condições e fatores diferentes.

Enfim o único ano da ST marcado por oscilações características dos ENOS, ao nível de confiança estatística de 90% foi mo de 1994 (Figura 41b e 41d). Neste sentido, podemos conjecturar atribuindo as oscilações nas escalas de frequências 512dias (Figura 41b e 41d) aos ENOS. Por outro lado, observando os escalogramas das figuras supracitadas verifica-se que o espectro de energia típico dos ENOS se mostra sem oscilação ao longo do ano atuando num range de escala constante por todo o ano. Isso nos leva a acreditar que esta oscilação, embora dentro da confiança estatística, seja fruto do ruído vermelho que é a hipótese nula do teste de significância qui-quadrado. Vale lembrar que a ocorrência de ruído vermelho incide geralmente em escalas de baixas frequências. Somado a isso, observa-se que não só no ano de 1994, mas em todos os anos da ST são verificados picos de energias na escala de aproximadamente 512 dias (Figura 35a, c, e, g, i, l, n), porém se confundem com o ciclo anual devido à proximidade entre suas escalas de frequências. Por sua vez, o fato de em 1994, as oscilações, em aproximadamente 512 dias em ambas as componentes zonal e meridional, aparecerem mais intensas e parece estar associado, principalmente, a não ocorrência do ciclo anual, cuja escala de atuação, para os outros anos da ST, se junta as oscilações de 512 dias, camuflando-a.

Em síntese, as conjecturas acerca das OSSF, das OAI e dos ENOS mostram que: as OSSF podem estar ligadas aos SF ou a outro sistema ainda não difundido pela comunidade científica; as OAI podem ser a manifestação do ciclo anual ou de um outro sistema intermediário entre o ciclo semi-anual e anual; a escala típica dos ENOS para o anos de 1994 leva-nos a crer de que se trata de ruído vermelho, o qual parece ser intensificado pela ausência do ciclo anual.

5.3 Análise em Componentes Principais (ACP)

A análise multivariada (ACP) é utilizada a fim de observar e caracterizar a sazonalidade das atuações de sistemas atmosféricos típicos para o NEB, em especial, alagoas de escalas espaço-temporal variadas. A ACP consiste essencialmente em reescrever as coordenadas dos dados originais em outro sistema de eixo mais conveniente para a análise dos dados.

5.3.1 Análise da Componente Zonal (AZP)

A ACP aplicada aos dados médios horários mensais anuais da componente zonal do vento mostra que as 3 CP's juntas são bastante representativas dos dados originais de modo que a variância acumulada implica em quase 98,6% da variância total dos dados originais. Por outro lado, observa-se que a rotação dos eixos (CP's) pelo método varimax produz uma melhor distribuição dos pesos associados aos fatores. Onde os CP's 1, 2 e 3 tem pesos aproximados de 51,1%, 46% e 1,1% , respectivamente (Tabela 03). Contudo, após a rotação a variância acumulada permanece invariante.

O objetivo da estratégia de rotação, elaborada e popularizada em discussões detalhadas por WHERRY [32], é o de obter um padrão de interpretação mais fácil e claro, através da associação de fatores com altas cargas para algumas variáveis e com baixas cargas para outras (SOUZA, 2004). Por outro lado, neste trabalho buscaremos uma distribuição proporcional dos pesos, e isso, tem implicações importantes que serão discutidas a seguir.

As 3 CP's para o vento zonal apresentam uma distribuição sazonal bastante característica ao longo dos 12 meses para os anos de 91 a 97. O CP-1 tem distribuição sazonal de correlação ($>0,70$) nos primeiros quatro meses e nos últimos três meses dos anos de 91 a 97 (Figura 45).

Sendo assim, a CP-1 deve estar diretamente ou indiretamente ligado às atuações conjuntas dos seguintes sistemas meteorológicos: (ZCIT) que é o resultado da confluência dos alísios e tem sua intensificação entre os meses de fevereiro e maio, quando sua posição está mais ao sul no NEB; (ZCAS), que consiste numa persistente faixa de nebulosidade orientada no sentido noroeste-sudeste que vai desde o sul da Amazônia até o setor centro-sul do Oceano Atlântico a qual fica bem caracterizada no verão; (VCAN), também conhecido como baixa fria e

inicialmente formado na alta troposfera 200mb ou 300mb podendo chegar até os níveis mais baixos na fase madura ocorrendo entre os meses de novembro a fevereiro, sendo janeiro o período de maior frequência e as (OMJ), que segundo Weickmann e Khalsa (1990); Kousky e Kayano (1994) trata-se de um sistema de escala global, definido como um cavado e uma crista em volta do globo, que se propaga para leste ao longo da faixa equatorial com periodicidade entre 30 e 60 dias. Por sua vez, Madden e Julian (1994) observaram que estas oscilações tropicais de 40 e 50 dias são mais intensas nos meses de dezembro e fevereiro, e menos intensa entre junho e agosto.

Em suma, as atuações de todos estes sistemas em conjunto (ZCIT, ZCAS, VCAN, OMJ) implicam em pouco mais de 51% da variância total dos dados originais da componente zonal do vento à superfície, estando intrinsecamente ligados à CP-1 (Tabela 03).

TABELA 03: Variância das 3 Componentes Principais (Zonal)				
Componentes Principais (CP's)	Não rotacionado		Rotacionado (Varimax)	
	Variância (%)	Variância Acumulada (%)	Variância (%)	Variância Acumulada (%)
1	94,358	94,358	51,124	51,124
2	3,397	97,755	46,284	97,408
3	0,842	98,596	1,188	98,596

O CP-2, por sua vez, tem distribuição sazonal de correlação ($>0,70$) entre os meses de maio e setembro de 91 a 97 e provavelmente está ligada às atuações conjuntas dos dois seguintes sistemas atmosféricos: OL e das Brisas, cujas ocorrências são constantes durante todo o ano (Figura 45).

Complementarmente à ACP, as atuações do ciclo diário (Brisas) são comprovadas nos escalogramas (Figuras 38 a 44) e na distribuição temporal dos ventos mais frequentes (Figura 49).

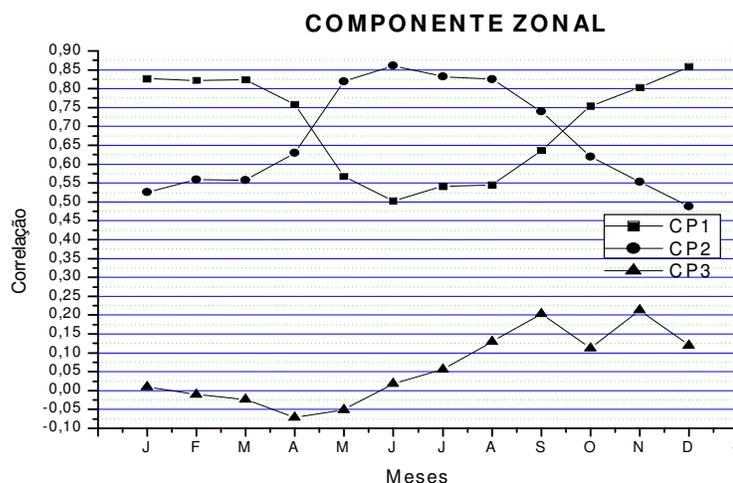


FIGURA 45: Distribuição sazonal de correlações dos 3 CP's
 FONTE: AZP-AL

Particularmente, as OL são caracterizadas por perturbações nos campos de vento e de pressão, apresentando um deslocamento característico de leste para oeste e atuam apenas na região próxima a costa cujas maiores intensidades são observadas, preferencialmente, entre os meses de abril a julho. Por conseguinte, as Brisas, oriundas do aquecimento diferencial entre continente e oceano, quando associadas à convergência dos alísios são mais intensas no final do outono e inverno (abril a setembro) devido à maior intensificação dos alísios de sudeste.

Em síntese, as atuações em conjunto destes dois sistemas (OL e Brisas) resultam em pouco mais de 46% da variância total dos dados originais, os quais estão, a exemplo do CP-1, intrinsecamente ligados a CP-2.

Em contrapartida, não é possível a interpretação Física do CP-3 devido a sua baixa representatividade à variância total dos dados originais analisados com distribuição sazonal de correlação inferior a 0,25 (Figura 45). De maneira que fisicamente a CP-3, para a componente zonal está ligada às informações ruidosas. Neste sentido, a CP-3 não tem implicações físicas, por outro lado, as implicações estatísticas e matemáticas são discutidas na próxima seção.

Por sua vez, a análise da distribuição dos autovalores em função de todos os CP's (scree-plot) mostra que apenas as duas primeiras CP's tem relevância à variância total dos dados originais (Figura 46).

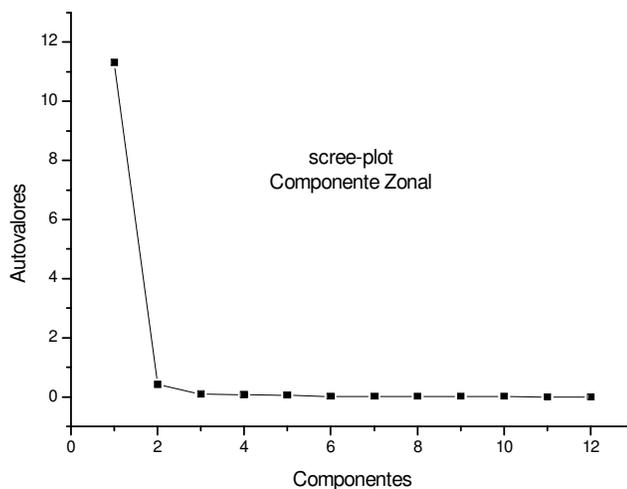


FIGURA 46: Distribuição dos autovalores da matriz de correlação
 FONTE: AZP-AL

É bom salientar que na região de estudo o vento anabático pode agir conjuntamente, considerando uma pequena diferença de fase, com a brisa marítima intensificando-a. O fato da região do AZP-AL ser de Tabuleiro Costeiro sugere a existência do vento anabático, o qual, também, deve compor o CP-2. Em particular, à inércia à análise dos CP's (não rotacionados) se deve ao fato do CP-2 está principalmente ligado à atuação das brisas que, por sua vez, têm um papel importante e bastante significativo na variância total dos dados originais.

Em síntese, o campo de vento no AZP-AL, localizado à cerca de 25 km da costa, sofre influência direta da brisa marítima e terrestre. Logo, estatisticamente, o peso das brisas à variância total dos dados, associada à CP-2, deve ser expressivo. Isso tudo motivou a rotação pelo método varimax, em que os pesos são melhor distribuídos entre as CP's dado significado físico às CP's, especialmente à CP-2.

5.3.2 Análise da Componente Meridional (AZP)

Em particular, a ACP é uma ferramenta a qual aplicada aos dados médios horários mensais anuais da componente meridional do vento mostra que as 3 CP's têm uma representatividade

cumulativa de 99,7% da variância total dos dados originais, um pouco acima da verificada para a componente zonal. Para este caso verifica-se também uma melhor distribuição dos pesos, após rotacionarmos os eixos (CP's) pelo método varimax, comparado à componente zonal. De maneira que os CP's 1, 2 e 3, após rotacionados, tem pesos um pouco maiores que 43%, 41% e 15%, respectivamente (Tabela 04).

À exemplo da análise para a componente zonal do vento, o rotacionamento dos eixos dos CP's na análise para a componente meridional é fundamentada pela necessidade de se atribuir uma maior peso à CP-2, o qual, como foi dito, está intrinsecamente ligado à atuação das brisas.

TABELA 04: Variância das 3 Componentes Principais (Meridional)				
<i>Componentes Principais (CP's)</i>	Não rotacionado		Rotaionado (Varimax)	
	Variância (%)	Variância Acumulada (%)	Variância (%)	Variância Acumulada (%)
1	98,802	98,802	43,088	43,088
2	0,642	99,447	41,049	84,137
3	0,301	99,749	15,611	99,749

Em geral, as distribuições zonais das 3 CP's para o vento meridional também se mostram bem caracterizadas durante os 12 meses entre 91 e 97, porém com uma significância menos expressiva comparada à componente zonal. Noutras palavras, a componente meridional apesar de apresentar uma melhor distribuição e uma maior variância cumulativa dos componentes, comparado à componente zonal, ainda sim, mostra uma Distribuição Sazonal de Correlações menos expressiva durante todo o período analisado (Figura 47).

A CP-1 apresenta correlações (>0,70) apenas nos primeiros 4 meses, em contrapartida para os últimos 3 meses dos anos de 91 a 97 a correlações tem um crescimento próximo de (0,70) mas, ainda sim, insuficiente pois oscila entre 0,60 e 0,65. Isso indica de que as atuações dos

fenômenos atmosféricos típicos de escalas variadas para o período (últimos 3 meses do ano) não influenciam significativamente os campos de vento meridional mas, por outro lado, isso trás implicações para o campo de vento zonal, onde observa-se que o CP-1 cresce linearmente no tempo para o mesmo período (3 últimos meses) (Figura 47).

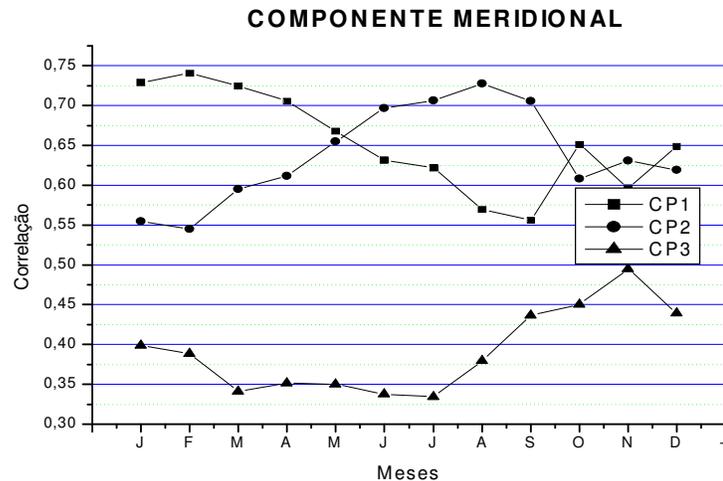


FIGURA 47: Distribuição sazonal de correlações dos 3 CP's
 FONTE: AZP-AL

A comparação entre as distribuições das significâncias dos três últimos meses para a CP-1 das componentes zonal e meridional do vento mostra que os fenômenos atmosféricos sazonais típicos influenciam com maior correlação a componente zonal implicando que as forçantes da resultante do vento tendem a ser mais de leste neste período do ano aumentando assim a variabilidade na magnitude da componente zonal do vento local. Neste sentido, a reunião de todas essas informações leva a concluir que os mesmos fenômenos de escalas variadas que estão ligados a CP-1 (zonal) têm ligação com o CP-1 (meridional), entretanto, para os últimos 3 meses suas contribuições têm peso significativo apenas para componente zonal.

Servain et al. (1990) mostraram que sobre o Atlântico Sul, os ventos na Costa Nordeste do Brasil são de leste/sudeste no início do ano e de sudeste nos meses de abril e julho coincidindo com os meses de chuvas no leste da região. Logo, verificou-se que os ventos sopram de sudeste, perpendicularmente a costa, durante a estação chuvosa de

outono/inverno sobre o leste do NE, os quais parecem favorecer a ocorrência da zona de convergência noturna associada à brisa terrestre (Holanda, 2003).

A CP-2 (meridional) apresenta correlação ($>0,70$) entre os meses de junho a setembro para os anos de 91 a 97. Isso mostra uma distribuição temporal de correlação similar ao CP-2 (zonal), iniciando no mês de maio. Por conseguinte, podemos dizer que os fenômenos atmosféricos ligados aos CP-2 para as componentes zonal e meridional são os mesmos. A CP-2 (componente meridional) é menos expressivo quanto sua variância e distribuição de significância, e isso, se deve ao fato da sua relação direta com as Brisas e OL, os quais influenciam mais intensamente os campos de vento zonal.

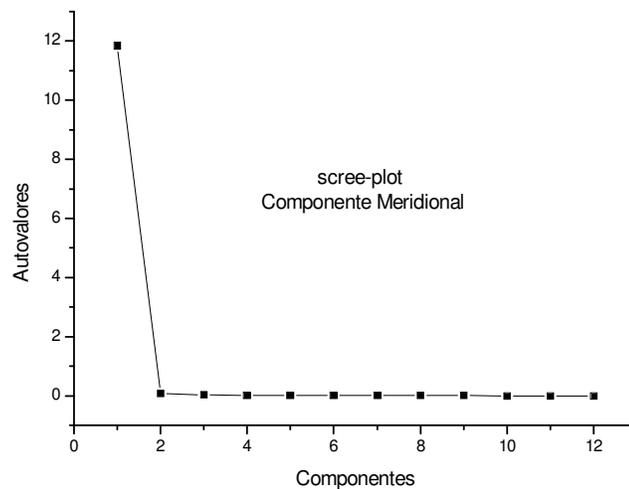


FIGURA 48: Distribuição dos autovalores da matriz de correlação
 FONTE: AZP-AL

A CP-3 (meridional) não será analisado por não apresentar correlações baixas, embora para CP componente zonal a variabilidade da correlação seja mais expressiva. Diante do exposto pode-se comprovar que as duas primeiras CP's explicam, aproximadamente, 85% da variância total do vento no AZP-AL (Figura 48).

Considerando a CP-3 rotacionada observa-se uma contribuição de 15% da variância total dos dados, mesmo assim não mostrou nenhuma relação física associada com os possíveis sistemas que atuam na região, podendo está ligada a ruídos.

Em síntese, fica caracterizado que os fenômenos atmosféricos intrinsecamente ligados às CP's, para as componentes zonal e meridional do vento à superfície, são de escalas espaço-temporal bastante variadas. Onde a CP-1 está ligado às atuações de fenômenos de escala sinótica (ZCAS e VCAN's) e global (ZCIT e OMJ). A CP-2 está associado às atuações de fenômenos puramente de meso-escala (OL e BRISAS) e a CP-3, é o resultado de informações ruidosas para a componente zonal do vento à superfície, entretanto, para a componente meridional a CP-3 deve estar associada à ruídos somado à outros fatores.

5.4 Diagnósticos paralelos entre a ACP e a TO

Os resultados da ACP e da TO são apresentados simultaneamente. É possível observar a variabilidade sazonal e instantânea das atuações dos diversos sistemas atmosféricos intrínsecos à região de estudo, onde a duas técnicas trazem, em geral, resultados convergentes e complementares.

Particularmente, a técnica da ACP mostra que a CP-2 está associada às Brisas e as OL, cujo período de maior atuação compreende os meses de maio até setembro, para a componente zonal (Figura 45). Por sua vez, neste mesmo período (estação chuvosa) os escalogramas da TO, para a componente zonal, mostram que o ciclo diário (brisas) tem menor energia espectral (Figuras 38 a 44). Esta aparente divergência, quanto aos resultados da ACP e TO, se deve ao fato da convergência noturna das brisas com os alísios que apresentar-se mais intensa no final do outono e inverno (abril a setembro) devido à maior atuação dos alísios de sudeste.

A análise espectral da TO mostra que em geral o ciclo diário no período chuvoso é marcado por uma menor intensidade de energia espectral o que, à primeira vista, nos induz a acreditar que a ACP e a TO trazem resultados antagônicos. Entretanto, o fato da energia espectral da TO ser menor no período chuvoso deve ser uma consequência da convergência noturna somado a outros sistemas atuantes na área do AZP que é uma região de tabuleiro costeiro. Isso faz com que os resultados para o ciclo diário, para a componente zonal, sejam na verdade convergentes e complementares.

Quanto aos VCAN's, os resultados da ACP mostram que estes sistemas, associados à CP-1, ocorrem sazonalmente com predominância nos primeiros 4 (quatro) meses e três últimos meses do ano. Enquanto que, as OL ocorrem com predominância nos meses de maio a

setembro, a exemplo das brisas. Os escalogramas da parte real dos coeficientes de ondeletas, ao nível de confiança estatística de 90%, mostram que as oscilações do Range 1, associadas às atuações dos VCAN's e/ou OL ocorrem nos anos de 1993/95 e 96, onde não são encontrados padrões similares quanto as atuações dos VCAN's e/ou OL, a exemplo do que foi encontrado para as Brisas.

Para o ano de 1996 (componente zonal), os escalogramas mostram que as maiores energias se concentram desde o início do ano pouco depois da segunda metade da estação chuvosa (junho). Para o ano de 1993 (componente zonal), as maiores energias são observadas descontinuamente a partir da estação chuvosa (julho) até novembro e para a componente meridional, as maiores energias são observadas nos primeiros 2 (dois) meses e depois da segunda metade da estação seca até novembro. Contudo, para o ano de 1995, as maiores energias espectrais se concentram no início (antes da estação chuvosa), no final da estação chuvosa e depois da segunda metade da estação seca até dezembro (Figuras 40a, 40c, 42a e 43a).

Os escalogramas para todos os anos estudados, evidenciam que as maiores energias espectrais ocorreram com mais frequência, no início do ano, antes da estação chuvosa e no final do ano na estação seca, concordando com as ACP's, que é o período típico de ocorrência dos VCAN's.

Quanto as OSSF, os escalogramas da parte real dos coeficientes de ondeletas, ao nível de confiança de 90%, mostram que estas oscilações ocorrem nos anos de 1993/95/96/97 de modo bem distribuído durante o ano (Figuras 40a, 42a e b, 43a, 44 a e b). Com isso, a observação do período sazonal de maior ocorrência das OSSF fica comprometida. De maneira que OSSF parecem estar associadas às CP-1 e CP-2 simultaneamente. A falta de um padrão sazonal de ocorrência explica o fato das OSSF não poder ser associada à quaisquer uma das CP's.

O fato das OSSF, não terem significância estatística para os anos de 1991/92 e 94, não implica que estas não existam. Contudo, pode-se concluir que nestes anos as OSSF são menos atuantes cujos efeitos não são sentidos na região de estudo (AZP-AL). Vale lembrar que em seções anteriores discutiu-se o fato das OSSF ser na verdade fruto da ação dos SF ou de um novo sistema, ainda desconhecido pela ciência.

Com relação às OMJ, a ACP mostra que estas oscilações, por estarem ligadas a CP-1, tem a mesma sazonalidade de ocorrência dos VCAN's, porém em escalas de frequências diferentes

bem característica. Por sua vez, os escalogramas da parte real dos coeficientes de ondeletas, ao nível de confiança estatística de 90%, mostram que as OMJ ocorrem em todos os anos da ST, a exemplo do ciclo diário. Contudo, para a maioria dos anos analisados as maiores energias espectrais ocorrem nos primeiros quatro meses e da estação seca ao final do ano, exceto para os anos de 1996, onde as maiores energias ocorrem da segunda metade da estação chuvosa ao início da estação seca. Isso deixa parecer que a ACP e a TO apresentam resultados totalmente divergentes para o ano de 1996, entretanto, isso apenas mostra que este ano, diferente dos outros, é totalmente atípico quanto à sazonalidade de ocorrência da OMJ. É bom observar que nos anos de 1993 e 1997 os escalogramas, também, mostram grandes energias em períodos parcialmente atípicos (estação chuvosa). Em síntese, numa análise geral, observa-se que os resultados da ACP convergem total ou parcialmente com os resultados da TO, quanto ao período de ocorrência das OMJ, e diverge totalmente para o ano de 1996.

Em resumo, estas eventuais divergências não trazem deméritos aos resultados da ACP e da TO, de modo que a ACP apresenta padrões sazonais quanto à predominância de ocorrência dos diversos sistemas meteorológicos, enquanto que a TO busca comprovar a existência ou não destes padrões, configurando situações típicas (predominantes) ou atípicas (não predominantes), segundo a ACP.

5.5 Contribuições e Implicações das atuações dos Sistemas Atmosféricos.

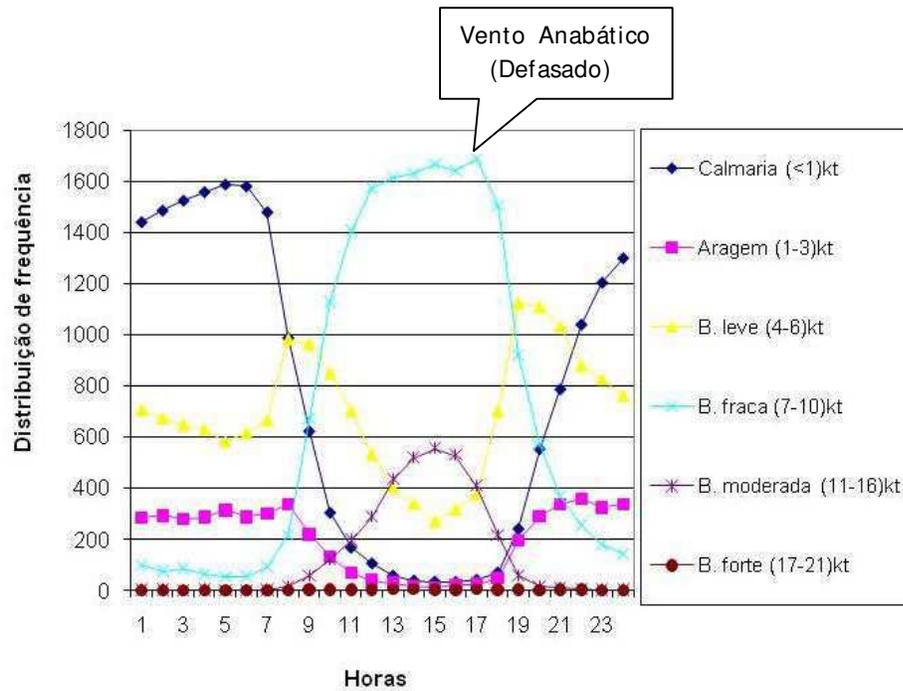
Estudos das influências dos diversos eventos e sistemas meteorológicos aos campos de vento local são de suma importância à *segurança no processo de pouso e decolagem* de aeronaves PD, à *geração de energia eólica* GEO e à *dispersão de poluentes* DP no mundo, em especial, Alagoas. Devido os dados da ST serem locais AZP, não é possível fazer um mapeamento para a melhor captação da energia eólica. Entretanto, mesmo com dados pontuais AZP, é possível identificar sazonalmente os sistemas mais importantes para estes processos. Cada sistema meteorológico típico ou não, regular ou não, tem sua importância aos processos de PD, GEO e DP.

Para o procedimento de PD os fenômenos ou sistemas meteorológicos *pouco previsíveis*, que provocam mudanças abruptas nos campos de vento local (*wind shear*) ou *previsíveis*, os quais podem causar a intensificação do vento local (respeitando um padrão sazonal ou não de

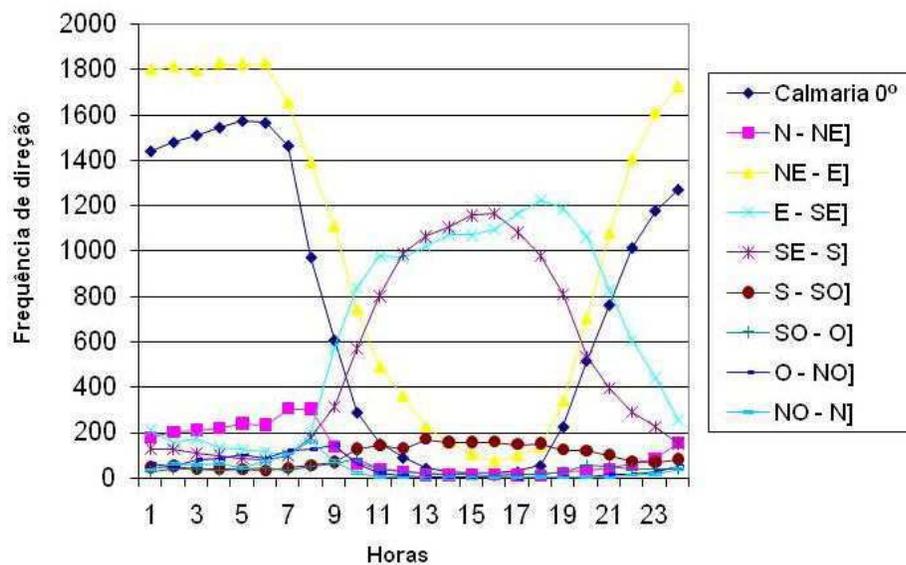
ocorrência) são elementos importantes no estudo dos procedimentos de PD de aeronaves. Contudo nesta pesquisa leva-se em consideração apenas os sistemas *previsíveis*, pois o *wind shear* não foi caracterizado. Logo, os resultados conjuntos e complementares da ACP e da TO, para as componentes do vento, são de suma importância aos procedimentos de PD e segurança do voo, mediante a caracterização e análise dos padrões sazonais quanto à magnitude, à variabilidade e predominância de ocorrências dos diversos sistemas atmosféricos típicos e atípicos. Sendo assim, dos diversos sistemas atuantes no AZP (Tabela 1) o Ciclo Diário, as OMJ e os VCAN's parecem ser os mais importantes quanto a sua influência aos procedimentos de PD. Curiosamente, na seção anterior, mostrou-se que ACP e a TO comprovam que: o Ciclo Diário (ligado a CP-2), é menos intenso no período chuvoso (abril - julho) relativo ao restante do ano. De sorte que a fase mais e menos intensa do Ciclo Diário requer cuidados nos procedimentos no processo de PD intrínsecos, contudo, as chuvas de verão, em geral, são acompanhadas de rajadas de vento; as OMJ, depois do Ciclo diário, tem as maiores energias espectrais e são menos predominantes, segundo a ACP, na estação chuvosa (Figuras 39 e 42).

Contudo, foi mostrado através da TO que as OMJ atuam com grande energia espectral também durante a estação chuvosa, principalmente no ano de 1996, considerado atípico às atuações da OMJ. Isso implica que em alguns anos da ST, a exemplo de 1993/97 (componente meridional), além de 1996, as OMJ influenciam os campos de vento local na estação chuvosa. Isso mostra que devemos estar atentos as atuações da OMJ, também, nos períodos não predominantes (estação chuvosa); os VCAN's, de acordo com a ACP e a TO, apresentam predominância e grande energia espectral, para cada ano, no primeiro trimestre do ano e da estação seca ao final do ano, sendo esse período o mais influente no processo de PD. Em suma, tudo isso mostra que o Ciclo Diário, as OMJ e os VCAN's influenciam sazonalmente os campos de vento local tendo implicação direta nos procedimentos de PD, contudo, apenas as OMJ apresentam grandes energias espectrais no período não predominante. Noutras palavras, o profundo entendimento do período do ano de maior/ menor predominância e intensidade das atuações destes sistemas (Ciclo Diário, OMJ e VCAN's) é de real importância, como coadjuvante, à segurança dos diferentes procedimentos de PD.

Para a GEO, os sistemas meteorológicos de grande energia espectral, bem definidos sazonalmente e com pouca variabilidade são os mais importante à GEO, embora outros sistema pouco ou não definidos possam contribuir também. Neste sentido, os Ciclos diário e anual, bem como, as OMJ e OAI parecem ser os sistemas mais importantes e relevantes



(a)



(b)

FIGURA 49: Distribuição de frequência horária (a) dos ventos mais intensos (b) das direções dos ventos, entre os anos de 1991 a 1997.

quanto à GEO, pelas suas características contínua, intensa e bem definida anualmente (Figuras 38 a 44). Noutras palavras, é importantíssimo a identificação dos sistemas que atuam mais continuamente e com grande energia espectral ao longo do tempo, os quais estão intrinsecamente ligados à GEO, servindo como agentes motores. Sazonalmente, todos os sistemas importantes aos processos de PD e GEO são, também, importantes ao processo de DP.

Por outro lado, além do caráter sazonal, discutido logo acima, a identificação e caracterização dos sistemas ou eventos que provocam diretamente variabilidade horária nos campos de vento local AZP são de fundamental relevância aos processos de PD, GEO e DP. Neste sentido, evidencia-se que no período diurno os ventos mais fortes são os mais frequentes (Brisas moderada e fraca) e no período noturno a calma e os ventos menos intenso são mais frequentes (Figura 49a). Quanto à direção do vento, observa-se que os ventos mais frequentes sopram de direções entre o leste-sul, no período diurno. Contudo, no período noturno os mais frequentes sopram de direções entre leste-nordeste (Figura 49b).

Em síntese, no período diurno, os ventos são frequentemente mais intensos soprando da direção entre leste-sul, enquanto que no período noturno, os ventos são frequentemente menos intensos soprando da direção entre o leste-nordeste (Figuras 49a e 49b).

É provável que todos os sistemas citados acima tenham ligação direta ou indireta a variabilidade diária da intensidade e direção do vento local, entretanto o ciclo diário (brisa e vento anabático-catabático) parece ser o elemento mais relevante e influente para o campo de vento local. Vale salientar, que o vento-anabático parece intensificar o ciclo diário, embora com uma pequena defasagem em relação à brisa-marítima (Figura 49a). Noutras palavras, na escala horária, o ciclo diário parece ser o principal elemento que pode influenciar diretamente os processos de PD, GEO e DP, no AZP.

Por fim, observa-se que os sistemas com variabilidades de intensidade, de duração sazonais, bem como, os sistemas com variabilidades de intensidade, de duração e direção horária, são importantes aos processos de PD, GEO e DP. Particularmente, aos processos de PD, a variabilidade horária na magnitude e direção do vento (ligado principalmente ao ciclo diário) tem a maior importância relativa à variabilidade sazonal.

CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Os resultados deste estudo com o uso de diferentes técnicas estatísticas e matemáticas da ACP e TO, auxiliaram a identificação, caracterização e análise dos sistemas e fenômenos atmosféricos mais influentes à circulação local sazonalmente do vento no aeroporto AZP-AL. A seguir são enumeradas algumas conclusões convergentes e complementares.

A aplicação da TO possibilitou observar os espectros globais e distribuição temporal da energia nos escalogramas, ponderados pelo nível significância de 0,10. É importante salientar que as análises dos espectros globais consideram tanto picos de energias, quanto os picos das amplitudes intrínsecas. Neste sentido, os espectros globais considerando toda a ST (1991-97) em consonância com os escalogramas mostram que os ciclos diário e anual reúnem as maiores amplitudes relativas quanto aos picos de energia.

Por outro lado, essa configuração apresenta pequenas mudanças quando observadas as amplitudes dos picos de energias anualmente. Sendo assim, para o ano de 1991/92/97, as maiores amplitudes relativas estão associadas às OMJ e ao Ciclo Diário, isso mostra que nestes anos as OMJ foram bastante atuantes. Para os anos de 1993/95, as maiores amplitudes relativas dos picos de energia estão relacionadas às atuações do Ciclo Diário e OMJ, sendo que para o ano 1995, as OMJ e as OSSF atuam com equivalentes amplitudes de picos de energias. Para o ano de 1994, as maiores amplitudes relativas parecem estar associadas às OAI e ao Ciclo Diário. Por fim, para o ano de 1996, as maiores amplitudes estão ligadas às OSSF e ao Ciclo Diário. Esse conjunto de resultados são surpreendentes, por se tratar de uma região de tabuleiro costeiro, de modo que as OMJ e OSSF para alguns anos tem maiores influência à variabilidade do vento local e, por sua vez, à circulação local relativamente o Ciclo Diário. Logo, o Ciclo Diário é apenas um dos sistemas mais influentes e, não, o mais influente à circulação local como previamente se imaginava.

Analisando os escalogramas, para a componente zonal, o Ciclo Diário aparece menos intenso na estação chuvosa, podendo está associado à convergência noturna. Já para a componente

meridional ciclo diário apresenta-se mais intensa. Sendo assim fica evidenciado que no AZP-AI o ciclo diário esteja ligado ao sistema de brisas.

As análises dos escalogramas da parte real dos coeficientes de ondeletas e dos espectros globais de energia contaram as presenças de oscilações típicas (ciclo diário e anual, OMJ) e atípicas (OAI e OSSF). Observa-se que as OAI, verificadas nos anos de 1991, 1994 e 1996 podem está associadas às manifestações do ciclo anual ou de um outro sistema intermediário entre o ciclo semi-anual e anual, já que as OSSF observadas nos anos de 1993, 1995, 1996 e 1997, podem estar ligadas aos SF ou a outro sistema ainda não difundido pela comunidade científica para a região estudada.

As oscilações em 512 dias, a princípio associadas ao ENOS e observadas nitidamente no ano de 1994, na verdade sugerem a atuação de ruído vermelho. O fato do ruído vermelho ocorrer preferencialmente nas mais baixas frequências e ser observado em todos os outros anos reforça a tese da existência do ruído vermelho em todos os anos da ST, mascarado pelo ciclo anual, com exceção do ano de 1994.

Os escalogramas mostram que as oscilações típicas do Ciclo Diário e do Range 2 (associada às OMJ) ocorrem em todos os anos da ST, porém apenas o Ciclo Diário aparece bem definido em todos os anos. Enquanto as OMJ aparecem definidas em todos os anos, exceto 1993, sendo que para os anos de 1991/92/94, o período de maior energia espectral, para a componente zonal, está de acordo com os resultados de Madden e Julian (1994).

Para as oscilações típicas do Range 1, ligadas às atuações dos VCAN's, OL e OSSF, observa-se que apenas as OSSF aparecem bem definidas para os anos de 1995 (componentes zonal e meridional) e 1996 (componente zonal). Cujas maiores energias são observadas na estação chuvosa, para a componente zonal em 1995/96 e no final da estação seca ao início de dezembro, para a componente meridional de 1995.

Para as oscilações típicas do Range 3, associadas ao Ciclo Semi-anual e OAI, verifica-se que apenas as OAI se mostram bem definidas nos anos 1991 (componente meridional), 1994 (componentes zonal e meridional) e 1996 (componente zonal). Já os escalogramas mostram que as OAI apresentam-se bem intensas no ano de 1994 (componentes zonal e meridional) e 1996 (componente zonal) passando pelas estações chuvosa e seca. As maiores energias espectrais, são observadas da segunda metade da estação chuvosa até o início de dezembro, passando pela estação seca, na componente meridional para o ano de 1991.

As Oscilações do range 4, associadas ao Ciclo Anual, apresentam-se bem definidas em todos os anos de 1991/92/93/95 e 97, para a componente zonal. Em contra partida sistemas supracitados, as Oscilações significativas dos VCAN's e/ou OL nos anos de 1995/96 (componente zonal) e 1993 (componentes zonal e meridional) não aparece bem definidas. Mas isso não implica que estas oscilações sejam menos importantes à circulação do vento local. Contudo as maiores energias espectrais aparecem distribuídas irregularmente durante todo o ano em todos os anos supracitados.

A ACP aplicada as componentes zonal e meridional do vento à superfície, enfatizaram as atuações de sistemas de escala sinótica (ZCAS e VCAN's), global (ZCIT e OMJ) de meso-escala (OL e BRISAS) que influenciam à região do AZP- AL. Ressalta-se porém, que a ACP mostra uma visão sazonal da variabilidade do vento local buscando identificar padrões sazonais, enquanto que a TO mostra instantânea variações observadas.

A comparação dos resultados obtidos entre a ACP e a TO mostra que: os escalogramas para todos os anos da ST mostram que o ciclo diário é menos intenso na estação chuvosa, para a componente zonal o que induz a acreditar que a ACP e a TO trazem resultados antagônicos. A menor energia espectral no período chuvoso, associado ao ciclo diário, é uma consequência da convergência noturna. Quanto à sazonalidade de ocorrências dos VCAN's e/ou OL a ACP e a TO trazem resultados convergentes em alguns anos específicos entretanto as maiores energias espectrais ocorrem, mais frequentemente, no início do ano, antes da estação chuvosa e final do ano estação seca. Isso ficou evidenciado pela CP-1 a atuação dos VCAN's, e a CP-2 o das OL. Para as OMJ, a ACP e TO mostram resultados convergentes, com maiores energias espectrais nos primeiros quatro meses do ano e na estação seca ao final do ano, implicando que as OMJ estão associadas à CP-1 divergindo para o ano de 1996, onde as maiores energias espectrais ocorre da segunda metade da estação chuvosa ao início da estação seca e está associado CP-2.

Observa-se que os sistemas com variabilidades de intensidades sazonais, bem como, os sistemas com variabilidades de intensidades horárias, são importantes nos processos de PD, GEO e DP. No processo de PD, dentre todos os sistemas a variabilidade horária do ciclo diário e o mais importante.

Diante os resultados encontrados sugerem-se subsídios para realização de trabalhos futuros relacionados: à caracterização e identificação de ruídos nos espectros globais e escalogramas mediante o uso da TO, à ocorrência de SF ou sistemas desconhecidos pela ciência em Alagoas

e suas implicações aos campos de vento, à relação entre a circulação local e a precipitação na região de tabuleiro costeiro, à geração de energia eólica, aos efeitos da urbanização e das mudanças climáticas nos campos de vento local.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEN, M. R. & SMITH L. A., Monte Carlo SSA, **Detecting irregular oscillations in the presence of colored noise**. Journal of Climate, 9, 3383-3404, 1996.

AGUIRRE, L.A. **Introdução à Identificação de Sistemas. Técnicas Lineares E Não-Lineares Aplicadas à Sistemas Reais**. 2ª Edição Revisada e Ampliada. Editora UFMG, 2004.

AAKER, D. A.; KUMAR, V.; DAY, G. S., **Pesquisa de Marketing**. São Paulo: Editora Atlas, 2001.

ARAGÃO, J. O., **Um estudo da estrutura das Perturbações Sinóticas no Nordeste do Brasil**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. São José dos Campos, (INPE-789-TPT/017), 1975.

ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T., **A Importância Relativa do Atlântico Tropical Sul e Pacífico Leste na Variabilidade de Precipitação do Nordeste do Brasil**, Revista Brasileira de Meteorologia, v.22, n.1, 63-74, 2007.

ARAGÃO, J. O. R., **A general circulation model investigation of the atmospheric response to El Niño**, NCAR/CT-100, 144 pp, 1986.

ARAGÃO, J. O. R., **O impacto do ENSO e do dipolo do Atlântico no nordeste do Brasil**, Bulletin de l'Institut Français d'études Andins, p. 839-844, Vol.27, 1998.

ALCÂNTARA, E. H., **Análise da turbidez na planície de nundação de curuaí (PA, Brasil) integrando dados telemétricos e imagens modis/terra**. Tese de mestrado, INPE, São José dos Campos-SP, 2007.

BREAKER, L. C.; LIU, P.C.; TORRENCE, C.: **Intraseasonal oscillation in sea surface temperature, wind stress, and sea level off the central California coast**. Cont.Shelf. Reser, 21, 727-750, 2001.

BARBOSA, T. F., **Intrusão de Vorticidade Potencial na Alta Troposfera sobre O Atlântico Tropical Sul e sua Relação com A Precipitação no NEB**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE - São José dos Campos, 2006.

BARBOSA, E. B. M., **Estudo da Variabilidade de Séries Temporais Ambientais Através de Espectros de Assimetria Implementados em Software Científico Livre**. Dissertação de Mestrado em Computação Aplicada, INPE, São José dos Campos – SP, 2006.

BARBOSA, E. B. M.; ROSA, R. R.; VIJAYKUMAR, N. L.; BOLZAN, M. J. A.; TOMASELLA, J., **Caracterização por ondeletas de processos físicos não-lineares na micro Bacia-Amazônica**. Anais do XXVIII Congresso Nacional de Matemática Aplicada e Computacional. São Paulo-Brasil, 2005.

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

BUSINGER, S. e REED, R. J. **Cyclogenesis in cold air masses**. Weather and Forecasting, v. 4, n. 2, 133-156, 1989.

BONATTI J.P. & RAO, V.B., **Moist baroclinic instability of North Pacific and South American intermediate-scale disturbances**. Journal of the Atmospheric Sciences, v. 44, p. 2657-2667, 1987.

BERTAGNOLLI, C. ET AL.. **Variabilidade Temporal do Conteúdo Integrado de Ozônio no Sul do Brasil**. Relatório Final do Projeto de Iniciação Científica PIBIC/INPE - CNPq/MCT, INPE, 2006

CHAVES, ROSANE. R. **Variabilidade da Precipitação na Região Sul do Nordeste e Sua Associação com Padrões Atmosféricos**, Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE-7294-TDI/709, São José dos Campos, SP, 1999.

CORREIA, A. A.; SILVA ARAGÃO, M. R.; BRAGA, C. C.. **Padrões de Variabilidade Temporal das Componentes do Vento à Superfície no Nordeste do Brasil**. In: XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro – RJ. p. 812-821, 2000.

CORRÊA, C. S.; CLARKE, R. T.; SILVEIRA, A. L. L.. **Estudo da ocorrência de fluxos no perfil vertical do vento na baixa atmosfera com análise das componentes principais (ACP) e a sua relação com a precipitação no rio grande do sul**. Revista Brasileira de Meteorologia, v.22, n.1, 121-127, 2007.

COSTA, R. S., **Avaliação do desempenho do Modelo de Mesoescala MM5 na Simulação de Eventos de Precipitação Extrema no Estado de Alagoas**, Dissertação de Mestrado em Engenharia Civil, UFRJ – Rio de Janeiro, 2006.

CRUZ, C. DUARTE, **Determinação sinótica dos fatores e influências dos sistemas frontais sobre o estado de Alagoas**, Dissertação de Mestrado em Meteorologia, ICAT/UFAL – Alagoas, 2008.

CALHEIROS, R. V. E P. L. SILVA DIAS. **Como prever melhor**. Climanálise, **3(2)**, p. 31-32, 1988.

CARVALHO, A. M. G., **Conexões entre a circulação em altitude e a convecção sobre a América do Sul**. Dissertação de mestrado em Meteorologia, INPE. São José dos Campos-SP, 1989.

CALBETE, N. O.; GAN, M.A.; SATYAMURTY, P., **Vórtices Ciclônicos da Alta Troposfera que atuam sobre a região Nordeste do Brasil**. Climanálise Especial 10 anos, Cahoeira Paulista, SP, 1996.

CERQUEIRA, F. A.; DERECZYNSKI, C. P.; CHAN, S. C. **Avaliação do modelo Eta durante um episódio de ZCAS.** In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Florianópolis, Santa Catarina (CDROM), 2006.

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.

DUNN, G. E.. **Cyclogenesis in the Tropical Atlantic.** Bull. Amer. Meteor. Society, 21, 215-229, 1940.

DEAN, G. A., **The three-dimensional wind structure over South América and associated rainfall over Brazil.** São José dos Campos-SP, CNPq/CNAE (CNAE 164-LAFE), 1971.

DERECZYNSKI, C. P., **Estudo de caso de uma nuvem vírgula invertida e a subsequente ocorrência de ventos fortes na Bacia de Campos.** Dissertação de Mestrado. IAG/USP, São Paulo 77 pp, 1995.

ELIS, Vagner Roberto, BARROSO, Carlos Maurício Rocha and KIANG, Chang Hung. **Aplicação de ensaios de resistividade na caracterização do Sistema Aquífero Barreiras / Marituba em Maceió - AL.** *Rev. Bras. Geof.*, May/Aug. 2004, vol.22, no.2, p.101-113. ISSN 0102-261X.

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

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

FRANK, N.L. **The weather distribution with upper tropospheric cold lows in the tropics.** U.S. Weather Bureau, Southern Region, *Technical Memorandum no_28*, 1966.

FEDOROVA, N, 1999, **Meteorologia Sinótica 1**, Ed. Pelotas, RS, Editora Gráfica Universitária.

FEDOROVA, N; LEVIT, V e CARVALHO, M. H., **Eventos de precipitação na cidade de Pelotas-RS associados a processos e sistemas sinóticos**, Rev. bras. meteorol. v.22 n.2 São Paulo ago. 2007.

FIGUEIREDO, J. C. E SCOLAR, J. **Estudo da trajetória dos sistemas convectivos de mesoescala na América do Sul.** In: VII Congresso Argentino de Meteorologia e VII Congresso Latino-americano e Ibérico de Meteorologia. Anais, Buenos Aires, 1996.

FREITAS, E. D. & SILVA DIAS, P. L.. **Desenvolvimento da brisa marítima sob diferentes situações de grande escala: um estudo de caso.** XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza-CE, 2004. Dissertação de Mestrado.

FARIA, REGIS ROSSI ALVES. **Aplicação de wavelets na análise de gestos musicais em timbres de instrumentos acústicos tradicionais**. Dissertação de Mestrado. Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, 1997.

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

GOMES FILHO, M.F.; SOUZA, E.P. **Sistemas de mesoescala com propagação sobre a Paraíba: um estudo de caso**. In: VII CBMet. *Anais*, 2: 183-186, 1994.

GUTZLER, D.S.; WOOD, T.M. **Structure of large-scale convective anomalies over tropical oceans**. Journal of Climate, Boston, v.3, p. 483-496, 1990.

GAN, M.A., KOUSKY, V.E., **Vórtices ciclônicos da alta troposfera no oceano Atlântico Sul**. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 1, 19-28, 1986.

GUEDES, R. L. **Condições de grande escala associadas a sistemas convectivos de mesoescala sobre a região central da América do Sul**. Dissertação de MSc. em Meteorologia, IAG-USP, 1985.

GUEDES, R. L., MACHADO, L. A. T., SILVEIRA, J. M. B., ALVES, M. A. S. E WALTZ, R. C. **Trajetórias dos sistemas convectivos sobre o continente americano**. In: VIII CBMet. *Anais*, 2: 77-80, 1994.

HOLANDA, S. C.. **Análise Estatística dos Ventos mais Intensos em Maceió-AL para o ano de 1996 e Situações Sinóticas Correlatas**. Dissertação de mestrado em Meteorologia, UFAL. Maceió-AL, 2003.

“ ; FILHO, MANOEL FRANCISCO GOMES ; FEDOROVA, N. ; GOMES, H. B. . Transformada Wavelet Aplicada à Análise de Dados Horários de Vento à Superfície para o AZP/AL. In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006, Florianópolis. Anais do Congresso, 2006.

HARTER, IVANI BIERHALS. **Análise de precipitação em Pelotas-RS utilizando transformada wavelet de morlet**. Dissertação de Mestrado, Universidade. Fed. de Pelotas, Rio Grande do Sul, Brasil, 2004

HALPERT, M. S.; BELL, G. D.; KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C., **Climate Assessment for 1995**. Bulletin of the American Meteorological Society, Vol.77(5), 1996.

HASTENRANTH, S; HELLER, L.,. **Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil**. Quartely Journal of the Royal Meteorological Society, 103(435):77-92, 1977.

HASTENRATH, S.; LAMB, P. **Some aspects of circulation and climate over the eastern quatorial Atlantic**. Monthly Weather Review, v. 105, n. 8, p. 1019-1023, 1977.

HASTENRATH, S.; LAMB, P., **Climatic Atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans**. University of Wisconsin Press, 113 pp, 1977.

- JOHNSON, D. R. & SNOOK, J. S., **A quasi-lagrangian analysis of the mass and angular momentum balance of an upper troposphere vortex over eastern Brazil**. In: International Conference on Southern Hemisphere Meteorology, 1. São José dos Campos, Brazil. Preprints. Boston, MA, American Meteorological Society, p. 210-214, 1983.
- KOUSKY, B. R.. **Diurnal rainfall variations in northeast of Brazil**. Monthly, Weather Review, 108 (4): 488-498, Apr. 1980.
- KOUSKY, V. E.; MOLION, L. C. B. **Uma contribuição a climatologia da dinâmica da troposfera sobre a amazônia**. Revista Brasileira de Hidrologia e Recursos Hídricos, v. 3, n. 2, p. 199-211, 1981. International Workshop on Precipitation and Water Recycling in Tropical Forests, 11-13 nov., 1981.
- KOUSKY & GAN, M. A. **Upper tropospheric cyclone vortices in the tropical South Atlantic**. *Tellus*, v. 33, p. 538-551, 1981.
- KOUSKY, V. E., e M. T. Kayano, **Principal modes of outgoing longwave radiation and 250-mb circulation for the South American sector**. *J. Climate*, 7, 1131-1143, 1994.
- KOUSKY, V.E and CHU, P.S., **Flutuations in annual rainfall for Northeast Brazil**. *J. Meteor. Soc. Japan*, 56, 457- 465, 1978.
- KERLINGER, Fred N. **Foundations of behavioral research**. Holt, Rinehart and Winston, Inc., , USA, 670 p, 1986.
- LORENZ, E. N.. **Empirical orthogonal function and statistical weather prediction**. Sci. Rep. nº 1. Cambridge, Massachusetts (EUA), Statistical Forecasting Project, Department of Meteorology, MIT, 49p, 1956.
- LUCCA, E. V. Dalle. **O Uso da fusão de imagens multisensores por meio da Transformada Wavelet na caracterização da pluma termal costeira da Usina Nuclear de Angra dos Reis**. Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto. INPE, 2007
- LAU, K. M.; PENG, L. **Origin of low-frequency (intraseasonal) oscillations in the tropical atmosphere**. Part I: Basic theory. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Boston, v. 44, n. 6, p. 950-972, 1987.
- LAU, K.M.; SHEN, S. 1988: **On the dynamics of intraseasonal oscillation and ENSO**. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Boston, v. 45, n. 12, p. 1781-1797, 1988.
- LAU, K. M.; WENG, H. **Climate signal detection using wavelet transform: How to make a time series sing**. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 76, n. 12, p. 2391–2402, 1995.
- LEMOS ; CALBETE, N. O. . **Sistemas frontais que atuaram no Brasil de 1987 a 1995**. in: *Climanálise Especial Edição Comemorativa de 10 anos - MCT/INPE/CPTEC*, São José dos Campos-SP: Editora INPE, 1996.

LOURENÇO, M. C. M.; FERREIRA, N. J.; GAN, M.A., **Vórtices ciclônicos em altos níveis de origem subtropical**. Climanálise Especial 10 anos, Cahoeira Paulista, SP, 1996.

KATUL, G. G.; ALBERTSON, J. D.; CHU, C. R.; PARLANGE, M. B. **Wavelets in geophysics. San Diego: Academic Press, of Wavelet Analysis and its Applications, Cap. Intermittency inatmospheric surface layer turbulence: the orthonormal wavelet representation**, v. 4, p. 81–105, 1994.

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

MITTERSTEIN, MÔNICA R. e SEVERO, DIRCEU L.. **Análise de variabilidade intrasazonal e interanual da precipitação no vale do Itajaí com a transformada de ondaletas**. Dynamis revista tecno-científica, vol.13, n.1, 01- 10, 2007.

MORAN, J. M., MORGAN, M. D. e PAULEY, P. M. **Meteorology: The Atmosphere and the Science of Weather**. New York: Macmillan, 517 p., 1994.

MORETTIN, P.A., TOLOI, C.M.C. **Análise de Séries Temporais**. Edgar Blücher, 2004.

MACHADO, L.A.T., R. L. GUEDES, J.M.B. SILVEIRA, R.C.WALTZ E M.A.S. ALVES, **Ciclo de vida de sistemas convectivos**. VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, SBMET, Anais, 2, 323-326, 1994.

MARQUES, R. F. C., **Oscilação Intrasazonal e sua Energética sobre o Nordeste do Brasil e Oceano Atlântico adjacente**, Revista Brasileira de Meteorologia, v.20, n.1, 1-14, 2005.

MAK, M., **Dynamics of an atmospheric blocking as deduced from its local energetics**. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., v.117, p.477-493, 1991.

MADDOX, R. A., **Mesoscale convective complexes**. Bull. Am. Meteorol. Soc. 61, 1374-1387, 1980.

MADDEN, R. A. e JULIAN, P. R.. **Detection of a 40-50 Day Oscillation in the Zonal Wind in the Tropical Pacific**. J. Atmos. Sci., v. 28, p. 702-708, 1971.

_____. e _____., **Description of Global-Scale Circulation Cells in the Tropics with a 40-50 Day Period**. J. Atmos. Sci., v. 29, p. 1109-1123, 1972.

_____. e _____., **Observations of the 40-50 day Tropical Oscillation**. A Review. Mon. Wea. Rev., v.122, p.814-837, 1994.

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

MELLO, N. G. S., SAKAMOTO, M. S. E TORSANI, J. A. **Um estudo de caso de um sistema convectivo de mesoescala observado no Nordeste do Brasil**. In: IX CBMet. *Anais*, 2: 940-944, 1996.

MOURA, G. B. A., NOBRE, P., LACERDA, F. F., RODRIGUES, R. S. E REIS, A. C. S. **Estudo de caso: Identificação de um aglomerado convectivo em Salvador nos dias 08 e 09 de abril de 1996.** In: IX CBMet. *Anais*, 2: 971-974, 1996.

MITCHELL, T. P., and J. M. WALLACE, **The annual cycle of equatorial convection and sea surface temperature.** *J. Climate*, 5, 1140-1156, 1992.

MENEZES, D. C., **Estudos dos casos de vórtices ciclônicos em altos níveis e a influência destes na precipitação observada sobre a cidade de Maceió no período de dezembro de 2001 a janeiro de 2002.** Monografia do Departamento de Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas, Maceió, AL, Brasil, 2003.

NERY, J. T.; STIVARI, S. M. S.; MARTINS, M. L. O. F.; SILVA, E. S.; SOUSA, P.. **Estudo da precipitação do Estado do Paraná e sua associação à temperatura da superfície do Oceano Pacífico.** *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, Santa Maria, v. 13, n. 1, p. 161-171, 2005.

NETO, J. M. B., **Estudo da Circulação Atmosférica de Verão sobre a Região de Lisboa.** Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Universidade de Évora, 2005.

NETO, J. M. M. e MOITA, G. C., **Uma Introdução à análise explanatória de dados multivariados.** *Química Nova*, V.21, N.4, São Paulo, Julho/Agosto de 1998.

NETO, J. M. M., **Estatística multivariada: Uma visão didática-metodológica, crítica.** ISSN 1749-8457, Maio de 2004.

NOBRE, C. A. e MOLION, **Climanálise Especial.** Edição Comemorativa de 10 anos, 1986.

NOBRE, P., et. al., **A Variabilidade Interanual do Atlântico Tropical e sua Influência no Clima da América do Sul.** *Climanálise Especial 10 anos*, Cahoeira Paulista, SP, 1996.

OLIVEIRA JÚNIOR, J. F. et. al., **A brisa marítima observada através de um radar Doppler banda-L.** *Anais XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Goiânia, Brasil, INPE, p. 4445-4452, abril 2005.

OLIVEIRA, A. S. **Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a Convecção da Amazônia.** Dissertação de Mestrado em Meteorologia, São José dos Campos, São Paulo, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1986.

OKE, T. R. **Boundary Layer Climates**, Edition 02. London, Routledge, 1987.

PAIXÃO, E. B. e GANDU, A. W., **Caracterização do vórtice ciclônico de ar superior no nordeste brasileiro.** In: *Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*, pp. 860-865. Rio de Janeiro, RJ, 2000.

RICCIOTTI, ANTÔNIO. C. DUARTE. **Utilização de wavelets no processamento de sinais EMG.** Dissertação de Mestrado. Univer. Fed. de Uberlândia, 2006.

RIEHL, H. **Waves in the easterlies and the polar front in the Tropics**. Chicago Univ., Dept. of Meteorology, 79p (misc. Rept. 17), 1945.

RAO, V. B.; BONATTI, J. P., **On the origin of upper tropospheric cyclonic vortices in the South Atlantic Ocean and adjoining Brazil during the summer**. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 37, 11-16, 1987.

ROCHA, A. M. G. C. & GANDU, A. W. **A Zona de Convergência do Atlântico Sul**. In: CAVALCANTI, I. F. A.; ABREU, M. L.; SATYAMURTY, P.; OLIVEIRA, G. S.; FERNANDES, K. A.; ROSAS, M. P. A. G; COSTA, F. C.; JUNIOR, R. V. B. Especial – Edição comemorativa de 10 anos. CPTEC/INPE, p. 140-142, 1996.

RAMÍREZ, M. C. V. *et al.*, **Padrões climáticos dos vórtices ciclônicos em altos níveis no nordeste do Brasil, parte II: aspectos sinóticos**. In: Anais do X Congresso brasileiro de meteorologia e VIII Congresso da Federação Latino-americana e Ibérica de Sociedades de Meteorologia. Brasília, DF, 1988.

REED, R. J. **Cyclogenesis in polar air streams**. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 38-107, 1979.

RAMIREZ GUTIERREZ, E. M. A. ; Cavalcanti I. F. A. . **Preliminary results of comparisons between CPTEC/COLA GCM and observations in terms of convectively coupled equatorial waves**. In: Workshop on the organization and Maintenance of Tropical Convection and the Madden Julian Oscillation, 2006, Trieste. ictp 1672, 2006.

REBOITA, M. S.. **Elementos de variabilidade climática no extremo sul do Brasil, no período de 1990 a 2001**. Dissertação de mestrado. FUFGR, 2004.

SATYAMURTY, P., NOBRE, C.A., SILVA DIAS, P. L. South America. In: **Meteorology of the Southern Hemisphere**. Boston: A.M.S., v. 27, p.119-139, 1998.

SOUZA, E. B. e AMBRIZZI, T..**Modulation of the intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the madden-julian oscilation**. *International Journal of Climatology*, 2006.

SILVA DIAS, M. A. F. **Sistemas de mesoescala e previsão de tempo à curto prazo**. *RBMet.*, 2: 133-150, 1987.

SILVA, D. S.; SOUSA, F. A. S.; KAYANO, M. T.. **Uso de IAC e ondeletas para análise da influência das multi-escalas temporais na precipitação da bacia do rio mundaú**. *Engenharia Ambiental - Espírito Santo do Pinhal* , v. 6, n. 1, p. 180-195, 2009.

SOARES, E. P., **Caracterização da Precipitação da Região de Angra dos Reis e a sua Relação com a Ocorrência de Deslizamentos de Encostas**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, COPPE/UFRJ, 2006.

SANTANA, C. N., **Análise da pluviometria no nordeste brasileiro segundo modelagem em redes**, Monografia, Universidade Federal da Bahia (UFBA), 2005.

SALES, M. C. L., **Evolução dos Estudos de Desertificação no Nordeste Brasileiro**, GEOUSP - Espaço e Tempo, São Paulo, Nº 14, pp. 9-19, 2003.

SILVESTRE, E.. **Distúrbios nos ventos de leste no Atlântico Tropical**, São José dos Campos, INPE, 1996.

SERVAIN, J., LUKAS, S. **Climatic Atlas of the Tropical Atlantic Wind Stress and Sea Surface Temperature**. Plouzanè, Institut Français de Recherche pour le Développement em Coopèration, 143p., 1990.

SILVA DIAS, P. L., **As anomalias globais observadas em fevereiro e a previsão de médio a longo prazo**. *Climanálise*, 3(2), p. 32-33, 1988.

SOUZA, F. T., **Predição de Escorregamentos das Encostas do Município do Rio de Janeiro Através de Técnicas de Mineração de Dados**. Tese de Doutorado. Rio de Janeiro, RJ – Brasil, Junho de 2004.

SOUZA ,P. P. & CAVALCANTI, I. F. A., **Atmospheric Circulation and Sea Surface Temperature Analysis, for Cases of Anomalous Positioning of the Inter Tropical Convergence Zone Associated with the North Atlantic Oscillation**, Proceedings of 8 ICSHMO, Foz do Iguaçu, Brazil, April 24-28, INPE, p. 451-453, 2006.

SOUZA, E.B. ; ALVES, J M B . **Um estudo diagnóstico de um CCM observado no norte do NEB**. In: X Congresso Brasileiro de Meteorologia, Brasília, 26-30/out. CDROM, 1998.

SIQUEIRA, J. R.; ROSSOW, W. B.; MACHADO, L. A. T.. **Structural characteristics of convective systems over South America related to cold frontal incursions**. *Monthly Weather Review*, v. 133, p. 1045-1064, 2005.

SILVA, R.R.; GANDÚ, A.W.; SILVA FILHO, V.P.; KLEIN, M.; GOMES FILHO, M.F.; BRANCO, M.A.C. **Estudo numérico da influência da topografia na formação de sistemas convectivos no sul do Ceará**. In: VII CBMet. *Anais*, 2: 529-531, 1994.

TABACHNICK , B. G & FIDDELL, L. S.,**Using Multivariate Statistics**. MA:Allyn and Bacon, 2001.

TORRENCE, C., & G. P. COMPO, **A practical guide to wavelet analysis**, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79, 61-78, 1998.

TORRENCE, C.; WEBSTER, P.J. : **Interdecadal changes in the ENSO-monsoon system**. *J.Climate*, 12, 2679-2690, 1999.

VELASCO, I. and FRITSCH, J.M., **Mesoscale convective complexes in the Americas**. *J. Geophys. Res.*, 92, D8, 9591-9613, 1987.

VIEIRA, E.; ALVES, A.L.; SANTOS, J.M.F.; ASSIS, J.S., **Mapeamento dos Estágios Fisionômicos da Vegetação, na Serra da Saudinha, em Alagoas, com o Auxílio de Imagens Orbitais**, *Anais - I Simpósio Regional de Geoprocessamento e Sensoriamento Remoto Aracaju/SE*, 17 e 18 de outubro de 2002.

VITORINO, M. I., SILVA, M. E. S. E ALVES, J. M. B. **Classificação de sistemas convectivos de mesoescala no setor norte do Nordeste Brasileiro.** Revista Brasileira de Meteorologia., 12(1): 21-32, 1997.

VITORINO, M. I., **Análise das oscilações intrasazonais sobre a América do sul e oceanos adjacentes utilizando a análise de ondeletas,** Tese de doutorado, INPE, São José dos Campos-SP, 2003.

VITORINO, M.I., SILVA DIAS, P. L. **Estudo da Variabilidade Climática em São Paulo a partir da Análise de Ondeleta Morlet.** In: II Conferência Regional sobre Mudanças Globais: América do Sul. Blue Tree Convention, São Paulo - SP, 6 a 10 de novembro de 2005.

VEIGA, J. A. P.; OLIVEIRA JÚNIOR J. F.; KUBOTA, P. Y., **Resposta Atmosférica As Anomalias de Temperatura de Superfície e do Mar sobre o Oceano Pacífico Tropical Durante 1998 e 1999: Uma Análise Observacional,** XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz de Iguaçu-PR, 2002.

VAREJÃO-SILVA, MÁRIO ADELMO. **Meteorologia e Climatologia.** 2º. ED. Brasília-DF: INMET. V. 1. 515 P., Ed. 2000.

WALLACE, J., T. MITCHELL, AND C. DESER. **The Influence of Sea-Surface Temperature on Surface Wind in the Eastern Equatorial Pacific: Seasonal and Interannual Variability.** *J. Climate*, **2**, 1492–1499, 1989.

WEICKMANN, K. M., e J. S. KHALSA, **The Shift of Convection from the Indian Ocean to the Western Pacific Ocean during a 30-60 Oscillation.** *Mon. Wea. Rev.*, 118, p.964, 1990.

WALISER, D.E.; GRAHAM, N.E.; GAUTIER, C. **Comparison of highly reflective cloud and outgoing longwave radiation datasets for use in estimating tropical deep convection.** *Journal of Climate*, Boston, v. 6, n. 2, p. 331-353, 1993.

YAMAZAKI, Y.. **Tropical cloudiness over South Atlantic Ocean.** *J. Meteor. Soc. Japan*, 55, 204-207, 1975.

SILVA ARAGÃO, M. R.. **Estudo do Ciclo Diário do Vento à Superfície no Nordeste do Brasil,** XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz do Iguaçu-PR, p.469-479, 2002.

SOUZA, E.B. ; ALVES, J M B ; REPELLI, C A . **Um complexo convectivo de mesoescala associado à precipitação intensa sobre Fortaleza-CE.** Revista Brasileira de Meteorologia, Brasil, v. 13, n. 2, p. 1-14, 1998.

UVO, C. B. **A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação da Região Norte do Nordeste Brasileiro..** 81 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 1989.

VIRJI, H., **A preliminary Study of Summertime Tropospheric Circulation Patterns over South América Estimated from Cloud Winds,** Center of Climatic Research, Univ. of Wisconsin, Madison, 53706, 1980.

XIE, P. and P. A. Arkin, **Global monthly precipitation estimates from satellite-observed outgoing longwave radiation**, *J. Clim.*, 11, 137–164, 1998.

APÊNDICE I

I. FENÔMENOS EL NIÑO E LA NIÑA OCORRIDOS ENTRE OS ANOS DE 1950 E 1998

Tabela I - Fenômenos El Niño e La Niña ocorridos entre os anos de 1950 e 1998, determinados a partir das anomalias de temperatura da superfície do mar da região de Niño 3.4.(Thenberth, 1997 e Oliveira, 1999)

Evento	Início	Fim	Duração (meses)
La Niña	03/1950	02/1951	12
El Niño	08/1951	02/1952	7
El Niño	03/1953	11/1953	9
La Niña	06/1954	03/1956	22
La Niña	05/1956	11/1956	7
El Niño	04/1957	01/1958	15
El Niño	06/1963	02/1964	9
La Niña	05/1964	01/1965	9
El Niño	05/1965	06/1966	14
El Niño	09/1968	03/1970	19
La Niña	07/1970	01/1972	19
El Niño	04/1972	03/1973	12
La Niña	06/1973	06/1974	13
La Niña	09/1974	04/1976	20
El Niño	08/1976	03/1977	8
El Niño	07/1977	01/1978	7
El Niño	10/1979	04/1980	7
El Niño	04/1982	07/1983	16
La Niña	09/1984	06/1985	10
El Niño	08/1986	02/1988	19
La Niña	05/1988	06/1989	14
El Niño	03/1991	07/1992	17
El Niño	02/1993	09/1993	8
El Niño	06/1994	03/1995	10
La Niña	09/1995	03/1996	7
El Niño	04/1997	05/1998	14