



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

Nº de ordem: MET-UFAL-MS/064

**DETECÇÃO DAS INTERAÇÕES DO SISTEMA BRISA
MARINHA/TERRESTRE COM SISTEMAS SINÓTICOS NA COSTA LESTE
DE ALAGOAS UTILIZANDO TRANSFORMADA *WAVELET***

ANDRÉ DEODATO FERREIRA

MACEIÓ, ALAGOAS, BRASIL.
DEZEMBRO, 2009



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

**DETECÇÃO DAS INTERAÇÕES DO SISTEMA BRISA
MARINHA/TERRESTRE COM SISTEMAS SINÓTICOS NA COSTA LESTE
DE ALAGOAS UTILIZANDO TRANSFORMADA *WAVELET***

ANDRÉ DEODATO FERREIRA

**Dissertação orientada pelo Dr. Marcos Antonio Lima Moura
apresentada ao Instituto de Ciências Atmosféricas da
Universidade Federal de Alagoas como requisito parcial ao
título de Mestre em Meteorologia.**

**MACEIÓ, ALAGOAS, BRASIL.
DEZEMBRO, 2009**

Catlogação na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico
Bibliotecária Responsável: Betânia Almeida dos Santos

F383d Ferreira, André Deodato.

Detecção das interações do sistema brisa marinha/terrestre com sistemas sinóticos na costa leste de Alagoas utilizando Transformada *Wavelet* / André Deodato Ferreira, 2009.

xvi, 111f. : il., grafs., tabs.

Orientador: Marcos Antonio Lima Moura.

Dissertação (mestrado em Meteorologia: Processos de Superfície Terrestre) – Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Ciências Atmosféricas. Maceió, 2009.

Bibliografia: f. 95-100.

Apêndices: f. 101-111.

1. Precipitação (Meteorologia). 2. Transformada em ondeletas. 3. Meteorologia – Nordeste do Brasil - NEB. 4. Brisa marítima. 5. Brisa terrestre I. Título.

CDU: 551.552(813.5)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

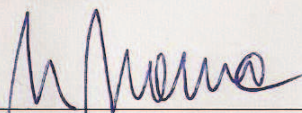
N.º de ordem: MET-UFAL-MS-064.

**“DETECÇÃO DAS INTERAÇÕES DO SISTEMA BRISA MARINHA/TERRESTRE COM
SISTEMAS SINÓTICOS NA COSTA LESTE DE ALAGOAS UTILIZANDO
TRANSFORMADA WAVELET”**

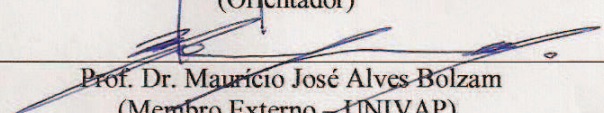
André Deodato Ferreira

Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas - UFAL, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

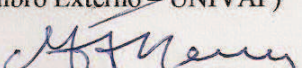
Aprovado pela Banca Examinadora composta por:



Prof. Dr. Marcos Antônio Lima Moura
(Orientador)



Prof. Dr. Maurício José Alves Bolzam
(Membro Externo - UNIVAP)



Prof. Dr. Marco Antônio Maringolo Lemes
(Membro interno)

Maceió – AL
Dezembro, 2009

EPÍGRAFE

“Manifesta-se o poder de Deus no bater do coração, na ação dos pulmões, e nas correntes vivas que circulam pelos mil diferentes condutos do corpo. Somos-Lhe devedores por todo momento de existência, e por todos os confortos da vida. As faculdades e habilitações que elevam o homem acima da criação inferior, são dotes do Criador.

Ele nos cumula de benefícios Seus. Somos-Lhe devedores do alimento que comemos, da água que bebemos, da roupa que vestimos, do ar que respiramos. Sem a Sua especial providência, o ar estaria cheio de pestilência e de veneno. Ele é generoso benfeitor e preservador.

O Sol que brilha sobre a Terra, e embeleza toda a natureza, a encantadora e solene luminosidade da Lua, os esplendores do firmamento salpicado de brilhantes estrelas, as chuvas que refrescam a terra, e fazem florescer a vegetação, as preciosas coisas da Natureza em toda sua variada riqueza, as árvores altaneiras, os arbustos e as plantas, o grão tremulante, o céu azul, a terra verde, a mudança do dia e da noite, a renovação das estações, tudo fala ao homem do amor de seu Criador.”

Review and Herald, 18 de Setembro de 1888.

DEDICATÓRIA

- **Aos meus pais Antonio Rosa Ferreira e Ana Lúcia Deodato Ferreira (*in memoriam*).**

- **À minha irmã Ana Carolina Deodato Ferreira,**

DEDICO

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por iluminar minha mente neste trabalho e por toda a vida. Sem Ele nada podemos fazer.

Ao meu pai, Antônio Rosa Ferreira, pelo incentivo e por acreditar no meu potencial. Sua colaboração foi imprescindível em muitos momentos difíceis da minha vida, pois ele é uma pessoa presente e de grande coragem.

Ao orientador deste trabalho, o Prof. Dr. Marcos Antonio Lima Moura, que em todas as fases contribuiu com visão analítica e com críticas construtivas. Agradeço por sua paciência e constante incentivo e por acreditar em mim mesmo nos momentos difíceis.

Aos membros da Banca Examinadora, Prof. M.Sc. Marco Antonio Maringolo Lemes e Prof. Dr. Maurício José Alves Bolzan, por suas sugestões e críticas construtivas.

Aos amigos do mestrado Antônio Marcos Vianna Campos, Antônio Marcos Delfino, Alessandro Renê, Allan Rodrigues, Paulo José, Eliton Figueiredo, Anderlan Siqueira e Micejane Costa, pela contribuição direta e/ou indireta neste trabalho.

À minha amiga e irmã Carol, e aos meus amigos Geraldo Pereira (Juninho) e Rafael Santos pelo incentivo, entusiasmo e disponibilidade, sobretudo para as nossas “conversações filosóficas”. Ao Geraldo Andrade (*quein*) pelo incentivo e pela indicação de ótimos livros.

Ao Prof. M.Sc. Marco Antonio Maringolo Lemes, que muito contribuiu para minha formação acadêmica, sobretudo em Matemática e uso de *softwares*.

Ao Prof. Dr. Maurício José Alves Bolzan, que por *e-mail* trocou informações valiosas comigo a respeito das ondeletas. Sua cooperação foi fundamental.

A Fapeal pela aprovação do projeto e pelo auxílio financeiro durante o curso.

A todos, aos demais amigos e colegas de curso que contribuíram de forma indireta com este trabalho.

MUITO OBRIGADO!

SUMÁRIO

EPÍGRAFE	iii
DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
SUMÁRIO	vi
LISTA DE SÍMBOLOS	ix
LISTA DE FIGURAS	xi
LISTA DE TABELAS	xiv
RESUMO	xv
ABSTRACT	xvi
1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS	2
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	3
3.1 Análise de séries temporais em Meteorologia.....	3
3.1.1 Modelo clássico das ST.....	4
3.2 Decomposição espectral de sinais na Natureza.....	5
3.3 Climatologia do NEB e do estado de Alagoas.....	6
3.4 Sistemas de mesoescala e suas interações (brisas).....	10
3.5 Demais sistemas atuantes no NEB.....	12
3.6 Influência da circulação local na precipitação.....	14
4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	15
4.1 Definição de ondeleta.....	15
4.2 Série de ondeletas.....	15
4.3 As ondeletas de Morlet e Chapéu Mexicano.....	21
4.4 Decomposição em tempo-freqüência.....	24
4.5 Detecção de freqüências através da TO.....	25
5. MATERIAIS E MÉTODOS	28
5.1 Área de estudo.....	28
5.2 Dados.....	29
5.2.1 Medição das variáveis.....	29

5.3 Tratamento dos dados.....	31
5.4 Caracterização do vento.....	31
5.4.1 Direção do vento.....	33
5.5 Sazonalidade do ciclo diário a partir da rosa-dos-ventos.....	34
5.6 Perfil do escoamento em superfícies vegetadas.....	35
5.7 Identificação dos sistemas sinóticos que atuaram no período de estudo.....	39
5.8 Análise das ST.....	39
5.8.1 Roteiro para visualização dos resultados (TO).....	39
5.8.2 Organização dos gráficos.....	40
5.8.3 Descrição dos periodogramas gerados a partir das ondeletas de Morlet e Chapéu Mexicano para a magnitude do vento.....	41
6. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	45
6.1 Período seco.....	45
6.1.2 Relação entre as variáveis no período seco.....	46
6.2 Período de transição seco-chuvoso.....	48
6.2.1 Relação das variáveis no período de transição seco-chuvoso.....	50
6.3 Período chuvoso.....	51
6.3.1 Relação entre as variáveis no período chuvoso.....	53
6.4 Período de transição chuvoso-seco.....	56
6.4.1 Relação entre as variáveis no período chuvoso-seco.....	57
6.5 Comportamento anual.....	59
6.5.1 Periodogramas do período de estudo (Out 2004 – Out 2005).....	59
6.5.2 Contexto geral das variáveis no período de estudo.....	60
6.6 Considerações sobre a precipitação no contexto da TO.....	62
6.7 Padrões de similaridade entre as diversas variáveis.....	64
6.8 Detecção dos padrões de precipitação através da direção do vento.....	65
6.9 Direção e magnitude predominantes.....	66
6.9.1 Quadra seca.....	66
6.9.2 Transição seca-chuvosa.....	67
6.9.3 Quadra chuvosa.....	69
6.9.4 Transição chuvosa-seca.....	70
6.9.5 Detecção do horário de mudança das brisas no período de estudo.....	72
7. CONCLUSÕES.....	76

7.1 Perspectivas para trabalhos futuros.....	78
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	79
APÊNDICE A.....	85
APÊNDICE B.....	93

LISTA DE SÍMBOLOS

AL – Alagoas

ASAS – Alta Subtropical do Atlântico Sul

AZP – Aeroporto Zumbi dos Palmares

BMAC – Boletim de Monitoramento e Análise Climática

CCM – Complexos Convectivos de Mesoescala

COI – Cone de Influência

CPTEC – Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos

DF – Dezembro a Fevereiro

DJFM – Dezembro a Março

DOG – *Derivative of Gaussian*

DOL – Distúrbios Ondulatórios de Leste

E – Leste

EGO – Espectro Global de Ondeleta

ENOS – El-Niño Oscilação Sul

GWS – *Global Wavelet Spectrum*

HN – Hemisfério Norte

HS – Hemisfério Sul

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

IMA – Instituto do Meio Ambiente

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

IOS – Índice de Oscilação Sul

JJA – Junho a Agosto

LAT – Latitude

LON - Longitude

MA – Março a Abril

MAM – Março a Maio

MCT – Ministério da Ciência e Tecnologia

N – Norte

NE – Nordeste

NEB – Nordeste do Brasil

NW – Noroeste

W – Oeste

PE – Pernambuco

PNM – Pressão ao Nível do Mar

POA – Perturbação Ondulatória dos Alísios

RADAR – *Radio Detection and Ranging*

S - Sul

SFHN – Sistemas Frontais do Hemisfério Norte

SFHS – Sistemas Frontais do Hemisfério Sul

SE – Sudeste

SO – Setembro a Outubro

ST – Série(s) Temporal(ais)

SW – Sudoeste

TCO – Transformada Contínua de Ondeleta

TDO – Transformada Discreta de Ondeleta

TF – Transformada de Fourier

TFJ – Transformada de Fourier Janelada

TO – Transformada em Ondeletas

TRF – Transformada Rápida de Fourier

TSM – Temperatura da Superfície do Mar

UR – Umidade Relativa

VCAN – Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis

W – Oeste

ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE FIGURAS

	<i>Pág.</i>
Figura 1 – O Nordeste Brasileiro e seus Estados: 1 - Alagoas. 2 - Sergipe. 3 - Bahia. 4 - Maranhão. 5 - Piauí. 6 - Ceará. 7 - Rio Grande do Norte. 8 - Paraíba. 9 - Pernambuco.....	7
Figura 2 – Nordeste Brasileiro com destaque para a Região do Litoral Leste.....	9
Figura 3 – Exemplo de função ondeleta de Morlet, parte real.....	22
Figura 4 – Ondeleta de Morlet, de largura e amplitude arbitrárias (a). Construção da ondeleta de Morlet (linha azul tracejada) como uma curva seno (linha verde) modulada por uma gaussiana (em vermelho) (b).....	23
Figura 5 – Exemplo de função ondeleta Chapéu Mexicano.....	24
Figura 6 – Localização da Ilha de Santa Rita, município de Marechal Deodoro.....	28
Figura 7 – Esboço da estação meteorológica situada na área de mangue natural.....	30
Figura 8 – Perfil vertical dos escoamentos transversais e longitudinais.....	32
Figura 9 – Rosa-dos-ventos.....	33
Figura 10 – Diagrama rosa-dos-ventos destacando duas situações: Convencional (a); com histograma de frequências (b).....	35
Figura 11 – Perfil do escoamento sobre densa vegetação. (a) Regime dos escoamentos acima e no interior da copa, destacando a camada limite do dossel (b).....	36
Figura 12 – Velocidade média horária do vento ($m.s^{-1}$), no interior do mangue natural, durante o período experimental.....	37
Figura 13 – Perfil vertical da velocidade média do vento, para o mês de outubro de 2005, para a área de mangue natural.....	38
Figura 14 – Fluxograma metodológico da aplicação da TO na série de dados.....	40
Figura 15 – Composição dos periodogramas de Morlet e Chapéu Mexicano para uma mesma série de	

magnitude do vento.....	43
Figura 16 – Detalhamento da composição multifractal do Conjunto de Cantor exibida na textura gráfica quando a TCO é aplicada aos dados.....	44
Figura 17 – Espectro de ondeleta para a magnitude do vento no período seco (a); Espectro Global (b); Coeficientes da TO para o mesmo período (c).....	46
Figura 18 – Espectro de ondeleta no período seco para as variáveis a) Magnitude do vento; b) Temperatura do ar; c) Precipitação; d) UR.....	48
Figura 19 – Espectro de ondeleta para a magnitude do vento no período de transição seco-chuvoso (a); Espectro Global (b); Coeficientes da TO para o mesmo período (c).....	50
Figura 20 – Espectro de ondeleta no período de transição seco-chuvoso para as variáveis a) Magnitude do vento; b) Temperatura do ar; c) Precipitação; d) UR.....	51
Figura 21 – Espectro de ondeleta para a magnitude do vento no período chuvoso(a); Espectro Global (b); Coeficientes da TO para o mesmo período (c).....	53
Figura 22 – Espectro de ondeleta no período chuvoso para as variáveis a) Magnitude do vento; b) Temperatura do ar; c) Precipitação; d) UR.....	55
Figura 23 – Espectro de ondeleta para a magnitude do vento no período de transição chuvoso-seco (a); Espectro Global (b); Coeficientes da TO para o mesmo período (c).....	57
Figura 24 – Espectro de ondeleta no período de transição chuvoso-seco para as variáveis a) Magnitude do vento; b) Temperatura do ar; c) Precipitação; d) UR.....	59
Figura 25 – Espectro de ondeleta para a magnitude do vento no período de estudo (a); Espectro Global (b); Coeficientes da TO para o mesmo período (c).....	61
Figura 26 – Espectro de ondeleta no período de estudo para as variáveis a) Magnitude do vento; b) Temperatura do ar; c) Precipitação; d) UR.....	62
Figura 27 – Configuração da TO para uma ST caótica com poucas ramificações (a) e muitas ramificações (b).....	64

Figura 28 – Rosa-dos-ventos original (a); Rosa-dos-ventos com histograma de freqüências relativas (b). (Quadra seca – diurno/noturno).....	67
Figura 29 – Rosa-dos-ventos original (a); rosa-dos-ventos com histograma de freqüências relativas (b). (Quadra de transição seca-chuvosa – diurno/noturno).....	68
Figura 30 – Rosa-dos-ventos original (a); rosa-dos-ventos com histograma de freqüências relativas (b). (Quadra chuvosa – diurno/noturno).....	70
Figura 31 – Rosa-dos-ventos original (a); rosa-dos-ventos com histograma de freqüências relativas (b). (Quadra de transição chuvosa-seca – diurno/noturno).....	71
Figura 32 – Rosa dos ventos com histograma de freqüências relativas para a direção do vento nos ciclos diurnos e noturnos (Transição seca-chuvosa).....	73
Figura 33 – Rosa dos ventos com histograma de freqüências relativas para a direção do vento nos ciclos diurnos e noturnos (Quadra seca).....	74
Figura 34 – Rosa dos ventos com histograma de freqüências relativas para a direção do vento nos ciclos diurnos e noturnos (Transição chuvosa-seca).....	74
Figura 35 – Rosa dos ventos com histograma de freqüências relativas para a direção do vento nos ciclos diurnos e noturnos (Transição seca-chuvosa).....	75

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Propriedades pertinentes à função ondeleta.....	17
Tabela 2. Duas bases de funções ondeleta e suas propriedades.....	24

FERREIRA, André Deodato. **DETECÇÃO DAS INTERAÇÕES DO SISTEMA BRISA MARINHA/TERRESTRE COM SISTEMAS SINÓTICOS NA COSTA LESTE DE ALAGOAS UTILIZANDO TRANSFORMADA WAVELET**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Instituto de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Alagoas, Maceió, Alagoas, Brasil. 111p. – Dezembro, 2009.

Orientador: Marcos Antonio Lima Moura, Dr.

RESUMO

A costa leste do NEB é palco da ação simultânea de fenômenos transientes que interagem com os sistemas locais, modificando sua frequência e intensidade. O conhecimento destas interações pode revelar o padrão das precipitações junto à costa do NEB. O objetivo desta dissertação se encaixa neste contexto e aborda os dados sob uma perspectiva nova, que consiste no estudo das séries temporais através de decomposição espectral. Para este fim, adotou-se a Transformada em Ondeletas (TO), que nas últimas décadas tem alcançado notável êxito em diversas áreas da ciência. Trata-se de uma ferramenta matemática poderosa na detecção das frequências e intensidades das séries temporais. Esta técnica fornece uma moldura hierárquica que permite a dupla localização em tempo e frequência. Os dados horários de velocidade e direção do vento, temperatura do ar, umidade e precipitação foram medidos numa torre ao nível de 12,40m acima do solo, durante o período (Outubro de 2004 – Outubro de 2005) numa área de proteção ambiental da Ilha de Santa Rita, localizada no mangue natural a $9^{\circ} 42' 18''$ S e $35^{\circ} 48' 32''$ W. Foram patenteadas características relevantes de transporte, sazonalidade e intensidade dos sistemas de brisas. As características do sinal mostraram a distinção entre as quadras seca e chuvosa, bem como as respectivas transições. Os sistemas de mesoescala atuam com mais intensidade no período seco, pelo fato de se ajustar ao ciclo diário da forçante térmica (radiação solar). Para a quadra chuvosa, predominam os sistemas transientes de grande escala, que são os responsáveis pelos maiores índices pluviométricos. O regime de ventos locais, caracterizado pelos sistemas das brisas de terra e mar, assinala que a direção do vento predominante é de sudeste (SE), o que caracteriza a brisa marítima. Foi verificado que as maiores amplitudes e persistência dos ventos de SE foram incrementadas pelos ventos Alísios de SE, que sopraram o ano inteiro, criando uma interferência construtiva no sinal. Os ventos predominantes de noroeste (NW) só foram observados no período da madrugada, distintivos da brisa terrestre. A mudança das brisas terrestres/marítimas apresentou intervenção no sistema de precipitação, criando uma zona de convergência em superfície (movimentos ascendentes) corroborando com os horários em que ocorreram as precipitações. Estas exibiram uma configuração multifractal cônica no periodograma, típica da sua alta variabilidade espaço-temporal.

Palavras-chave: Transformada em Ondeletas, precipitação, NEB, brisas.

FERREIRA, André Deodato. **DETECTION OF THE INTERACTIONS OF THE SEA/LAND BREEZE SYSTEMS WITH SYNOPTIC SYSTEMS ON THE EASTERN COAST OF ALAGOAS USING WAVELET TRANSFORM TECHNIQUE.** M.Sc Dissertation in Meteorology. Institute of Atmospheric Sciences, Federal University of Alagoas, Maceió, Alagoas, Brazil. 111p. – December, 2009.

Adviser: Marcos Antonio Lima Moura, Dr.

ABSTRACT

The eastern coast of the Northeast Brazil (NEB) is a region where transient weather systems interact with local systems, modulating their frequency and intensity. Understanding the mechanisms of such interactions may be instrumental in explaining the observed precipitation patterns in this region. The objective of this work is quite within this scope and takes a new approach, namely the study of time series using spectral decomposition. The wavelet transform was adopted for it has proven to be a very powerful tool in dealing with local data in many areas. It furnishes a hierarchical frame that allows the double location in time and frequency domains. The hourly averaged series of wind speed and direction, air temperature, humidity and precipitation were taken at an observing tower at the 12.40 high during the October, 2004 – October 2005 period in the Santa Rita island (mangrove area) at 9° 42' 18'' S e 35° 48' 32'' W. Relevant characteristics of the seasonality, transport and intensity of the breeze systems were noted, showing a clear distinction among the rainy, dry and transitional periods. Mesoscale systems are more active during the dry period because they are quite dependent of the daily cycle of heating and cooling. Large scale transient systems are more prominent during the rainy season, being responsible for the highest observed precipitation rates. The local wind system of sea land breezes shows a predominant southeast (SE) direction, thus evidencing the sea breeze. It was also noted that the highest amplitudes and wind persistency from SE were reinforced by the SE Trade Winds, creating a constructive interference in the signal. The prevailing winds from northwest (NW) were only observed during the dawn, thus characterizing the land breeze branch of the local circulation. The sea/land breeze variability affected the precipitation regime, by forming a surface convergence zone (rising motions) in accord with the time of the precipitations. These also showed a conic multifractal pattern in the periodogram, typical of high space-time variability.

Keywords: wavelet transform, precipitation, NEB, breezes.

1. INTRODUÇÃO

O Nordeste brasileiro (NEB) localiza-se numa região sujeita à influência de vários sistemas meteorológicos (em especial os de mesoescala) que atuam de forma diferenciada em relação à sua frequência e intensidade. Esses sistemas de mesoescala desempenham um grande papel na caracterização do microclima da região e são difíceis de serem detectados, pois interagem com a circulação de grande escala e tornam a climatologia da região bastante complexa. O estado de Alagoas está localizado numa sub-região do NEB que possui grande variabilidade na distribuição pluviométrica devido a sua orografia e sistemas de ventos locais (Figueiredo, 2002).

O vento é uma variável importante na descrição dos mais variados sistemas meteorológicos. Especificamente, a análise do sistema de brisas (marinha e terrestre) pode ser bastante útil para se entender os padrões de precipitação, uma vez que as brisas marinhas podem transportar o vapor d'água liberado pelo oceano para o continente. Dependendo da quantidade de vapor d'água transportado pode haver chuvas no continente, incluindo o fato de haver formação de uma zona de convergência em superfície próxima à linha da costa. Esses sistemas constituem um dos principais mecanismos responsáveis pelo regime de precipitação observado no NEB e têm sido amplamente discutido na literatura (Kousky, 1979; Cavalcanti, 1982; Servain & Lukas, 1990).

No entanto, como o NEB é palco de atuação simultânea de vários sistemas meteorológicos (inclusive de sistemas frontais oriundos dos Hemisférios Norte/Sul), as brisas quase sempre vêm sobrepostas a sistemas de escalas maiores (sinóticas e planetárias). Esta conjuntura também ocorre devido aos ventos Alísios que permanentemente sopram com uma forte componente de SE e que, por sua vez, são modulados por outros sistemas, tais como Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS),

Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL)^[1], também conhecidos como Perturbações Ondulatórias dos Alísios (POA); Zona de Convergência Intertropical (ZCIT); El-Niño Oscilação Sul (ENOS); Vórtices Ciclônicos dos Altos Níveis (VCAN) e Sistemas Frontais do Hemisfério Norte ou Sul (SFHN/SFHS).

2. OBJETIVOS

O presente trabalho tem como objetivo estabelecer uma base onde se possa analisar por meio da série de dados, a maneira como os sistemas de ventos locais (brisas) interagem com as precipitações, inclusive na presença de transientes de baixa frequência (sistemas sinóticos). O conhecimento destas interações pode revelar o padrão das precipitações junto à costa do NEB, e para este fim, fez-se uso da análise espectral via Transformada em Ondeletas^[2] (TO).

A ênfase no estado de Alagoas busca atender a uma demanda, em nível de Nordeste, quanto ao conhecimento de fenômenos tão importantes que se revelam em escalas particulares, atuantes em determinadas “frequências” e que são de essencial relevância na compreensão de diversos outros fenômenos.

As conexões existentes entre os sistemas de mesoescala e precipitações possibilitam adicionar novos elementos que podem melhorar os modelos de previsão climática existentes, pois abrangerá efeitos locais que não são levados em conta nesses modelos e que contribuem expressivamente nos totais pluviométricos.

¹ Os DOL também são conhecidos por POA – Perturbações Ondulatórias nos Alísios, mas essa definição é pouco usada na literatura.

² O termo original em francês *ondelletes* pode ser traduzido por ondeletas, onduletas, ondaletas. A maioria das produções bibliográficas utiliza o termo único em inglês *wavelet*, aqui usado apenas no título da dissertação. Para fins de praticidade lingüística, este trabalho utilizará o termo “ONDELETAS” por ser o equivalente mais encontrado em diversos trabalhos na Língua Portuguesa.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 Análise de séries temporais em Meteorologia

Atualmente o estudo de séries temporais (ST) vem crescendo significativamente em praticamente todas as ciências e, nas últimas décadas, a Meteorologia alcançou grandes avanços nesse campo. A maioria das áreas de estudo utiliza medidas obtidas a partir de instrumentação digital com alta sensibilidade e com alta resolução nos domínios temporal e espacial. Desta forma, as atuais observações *in-situ* e métodos sofisticados de processamento, visualização e análise têm gerado ST com alto grau de complexidade^[3] e alto número de observações (Alcântara, 2007).

A definição mais simples de uma ST está associada à idéia de um conjunto de observações sobre uma variável (ou variáveis), ordenado no tempo e registrado em períodos regulares. A característica mais importante desse tipo de dados é que há dependência entre as observações vizinhas e deve-se analisar e modelar esta dependência.

Enquanto que em modelos de regressão a ordem das observações é irrelevante para a análise, em ST a ordem dos dados é crucial. Vale notar também que o tempo pode ser substituído por outra variável como espaço, profundidade, etc. Temperaturas máximas e mínimas diárias em uma cidade, oscilações na Bolsa de Valores, análise da velocidade do vento num determinado período são alguns exemplos de ST.

Ao se fazer uma análise destas séries, espera-se que haja um sistema causal mais ou menos constante, relacionado com o tempo, o qual exerce controle sobre os dados no passado e pode continuar a fazê-lo no futuro (Ehlers, 2007). Quaisquer conjuntos de dados podem ser agrupados em sua devida ordem cronológica. Isto possibilita encontrar algum

³ A Complexidade ocorre quando um conjunto de partes que estão conectadas por alguma forma de inter-relação entre si. Dessa forma, para caracterizar um sistema é necessário conhecer as partes e também os modos de relação entre elas. As partes, conectadas por uma rede de relações, geram conjuntamente uma Unidade Coletiva, comumente chamada Sistema. Mais detalhes no Apêndice B.

padrão não-aleatório, que pode ser detectado na ST, ou mediante algum outro processo estatístico. O objetivo desta análise consiste na identificação desses padrões não-aleatórios das variáveis de interesse, e como a observação desse comportamento passado pode permitir fazer previsões sobre o futuro, orientando a tomada de decisões. O problema crucial é utilizar um modelo que permita incluir e decompor os vários tipos de padrões.

3.1.1 Modelo clássico das ST

Segundo o modelo clássico, todas as ST são compostas de quatro padrões (Morettin e Tolo, 2004):

- ✚ Tendência: é o comportamento de longo prazo da série e pode ser causada pelo crescimento, decaimento ou qualquer fator que comprometa a variável de interesse a longo prazo;
- ✚ Variações cíclicas ou ciclos: flutuações nos valores da variável com duração superior a um ano, e que se repetem com certa periodicidade, que podem ser resultado de variações como períodos de crescimento ou decaimento.
- ✚ Variações sazonais ou sazonalidade: flutuações nos valores da variável com duração inferior a um ano, e que se repetem todos os anos, geralmente em função das estações do ano (como é o caso da maioria dos fenômenos meteorológicos);
- ✚ Variações irregulares: são as flutuações inexplicáveis, resultado de fatos casuais e inesperados.

No que se refere aos objetivos da análise da ST, podem ser destacados quatro itens:

- 1) Investigação do mecanismo gerador da ST, através da análise dos padrões;

2) Geração das previsões de valores futuros da série a curto ou a longo prazo, dependendo do item 1) supra-citado;

3) Descrição do comportamento da série. Nesse caso, a construção do gráfico, a verificação da existência de tendências, ciclos e variações sazonais, a construção de histogramas e diagramas de dispersão, etc., podem ser ferramentas úteis;

4) Exame de periodicidades relevantes nos dados. Particularmente, a análise espectral, pode ser de grande utilidade. Neste trabalho, utilizam-se periodogramas gerados a partir da Transformada em Ondeletas (TO) das funções de Morlet e Chapéu Mexicano.

3.2 Decomposição espectral de sinais na Natureza

A importância em isolar as diferentes componentes que se mostram num determinado fenômeno nos fornece informações importantes sobre a atuação dos diversos elementos que contribuem para compor o sistema como um todo. Este procedimento de decomposição espectral (domínio de frequências) de um sinal dado no domínio temporal em suas várias escalas de tempo (harmônicas) torna possível identificar fenômenos que ocorrem somente em determinadas frequências (ou escalas). Chan (1990) utilizou esta técnica para analisar Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL) sobre o Oceano Atlântico Equatorial Sul.

Os sistemas de escala sinótica podem mascarar fenômenos que ocorrem na microescala e/ou mesoescala modificando sua frequência e intensidade. Por essa razão, fenômenos importantes que ocorrem nas menores escalas são difíceis de ser detectados. Para uma dada ST, pode-se observar que os diferentes sistemas meteorológicos com suas respectivas frequências, determinam o perfil da distribuição temporal da série. Analisando esse perfil, podem-se estabelecer os padrões.

3.3 Climatologia do NEB e do estado de Alagoas

A região Nordeste está compreendida entre os estados de Sergipe, Bahia, Maranhão, Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Alagoas e Pernambuco, como também o Distrito Estadual de Fernando de Noronha. Está situada logo abaixo da linha do Equador, ocupando a posição norte oriental do Brasil, estendendo-se da latitude 1°S à 18°S e Longitude 35°W à 47°W, cobrindo cerca de 1.600.000 km², representando 18.27% do território brasileiro (Figura 1).

Devido à sua localização no extremo leste da América do Sul tropical, o NEB está submetido à influência de fenômenos meteorológicos, que lhe conferem características climáticas peculiares, como o semi-posicionamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), com a região de movimentos ascendentes localizada mais ao norte do equador geográfico, que também contribui para intensificar a subsidência sobre a região (Circulação de Hadley). Marques *et al.* (1983), ao estudar a energética e o fluxo de vapor d'água na atmosfera sobre o NEB, sugeriram que os mecanismos de convergência e divergência de vapor d'água na troposfera exercem um papel relevante na caracterização das estações seca e chuvosa da região NEB. A maior parte do NEB possui uma grande homogeneidade espacial da temperatura. Somente no sul da Bahia é verificada uma maior variabilidade sazonal da temperatura, decorrente da penetração das massas relativamente frias nos meses de inverno.

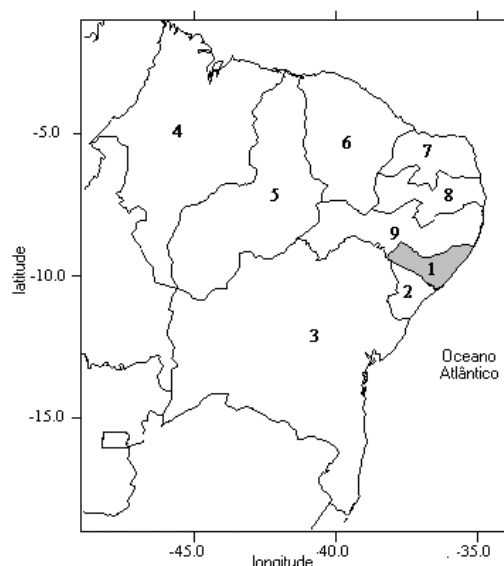


Figura 1 – O Nordeste Brasileiro e seus Estados: 1 - Alagoas. 2 - Sergipe. 3 - Bahia. 4 - Maranhão. 5 - Piauí. 6 - Ceará. 7 - Rio Grande do Norte. 8 - Paraíba. 9 - Pernambuco.

Fonte: Figueiredo, 2002.

A faixa da costa leste do NEB que se estende do Rio Grande do Norte ao Sul da Bahia, apresentando um clima quente e úmido, é a região do NEB denominada de Litoral Leste (Figura 2). Nesta faixa, ou mais precisamente situado no centro extremo leste do NEB, encontra-se o estado de Alagoas, que tem sua localização definida pelos paralelos $8^{\circ}12'S$ e $10^{\circ}12'S$ e pelos meridianos $35^{\circ}09'W$ e $38^{\circ}13'W$, conforme Figuras 1 e 2. Alagoas possui uma área de 27.731 km^2 e em sua parte norte limita-se com estado de Pernambuco, a leste com o Oceano Atlântico, a oeste com pequeno trecho do estado da Bahia e parte de Pernambuco, ao sul com o Rio São Francisco, o qual serve de divisa com o estado de Sergipe (Figueiredo, 2002; Lima 1972).

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

superior a 1500 mm (Kousky e Chu, 1978). A parte norte da região recebe entre 1000 e 1200 mm/ano (Hastenrath e Heller, 1977).

Estudos diagnósticos contribuem, de maneira decisiva, para aumentar o conhecimento dos sistemas meteorológicos de escala sinótica e de mesoescala, e suas interações, atuantes na Região do Nordeste do Brasil (NEB). Através desses estudos, identificam-se as causas da formação e do desenvolvimento dos eventos de chuvas intensas, que são de fundamental importância para a previsão de eventos futuros semelhantes (Da Silva, 2002).

Diferentes regimes pluviométricos são identificados no NEB. No norte da Região a estação chuvosa principal é de Março a Maio (MAM), no sul e sudeste as chuvas ocorrem principalmente durante o período de Dezembro a Fevereiro (DF) e no leste a estação chuvosa é de Abril a Julho ou Maio a Agosto (AMJJ / MJJA). A principal estação chuvosa do NEB, incluindo o norte e leste da região, que explica 60% da chuva anual é de AMJJ. (Rao *et al.*, 1993). Yamazaki e Rao (1977), observando imagens de satélite, sugeriram a importância dos DOL na precipitação do NEB. Chan (1990) observou que esses se propagam sobre o Oceano Atlântico, em direção ao continente, durante os meses de outono e inverno.

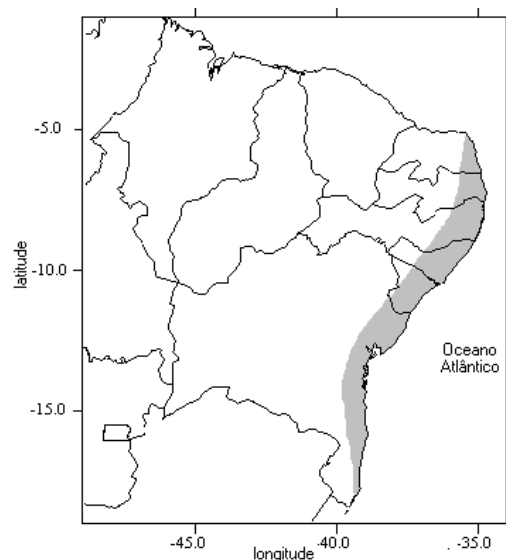


Figura 2 – Nordeste Brasileiro com destaque para a Região do Litoral Leste.

Fonte: Figueiredo, 2002.

O estado de Alagoas está localizado numa sub-região do Nordeste que possui grande variabilidade na distribuição pluviométrica devido a sua orografia e sistemas de ventos locais (Figueiredo, 2002). As três principais fontes para as massas de ar que afetam a América do Sul e que têm influência no clima do Nordeste do Brasil, e conseqüentemente em Alagoas, de acordo com a classificação de Nimer (1979a) e Barry & Chorley (1987) são: Sul do Oceano Atlântico (massa de ar Tropical Marítimo); Zona Equatorial (massa de ar Equatorial Continental e massa de ar Equatorial Marítima) e Continente Antártico (massa de ar Polar).

Devido à baixa latitude, o regime climático em Alagoas é determinado por duas estações: a chuvosa e a seca, o que faz com que o conhecimento das características pluviométricas quanto a sua distribuição espacial média e das causas que promovem variabilidade espacial e temporal da precipitação tornem-se indispensáveis para várias atividades. O estado de Alagoas também está sujeito ao fenômeno cíclico das secas à semelhança dos demais estados do NEB, sendo a área atingida pela estiagem em torno de 43% de seu território. Na área restante, principalmente nas regiões do Litoral e da Mata,

encontra-se uma reserva de água de superfície cuja densidade de drenagem é uma das maiores do Nordeste. Além de possuir toda extensão de seu limite, ao sul, banhada pelo Rio São Francisco (Figueiredo, 2002).

3.4 Sistemas de mesoescala e suas interações (brisas)

O sistema de brisas (marinha e terrestre) juntamente com os ventos de vale-montanha, tem um efeito acentuado no clima da região em que se desenvolvem, quer seja pelas características físicas do local ou pela precipitação que provocam. As regiões que sofrem a ação desses ventos locais estão sob a influência de sistemas de grande escala (Cavalcanti, 1981). Desta forma, convém afirmar que tais regiões são moduladas por variações atmosféricas diárias e pelas outras variações temporais típicas da circulação geral. Isto significa dizer que não raro há interferência de sistemas transientes que são capazes de modificar a frequência e a intensidade das brisas.

A análise desses sistemas de mesoescala é bastante útil para se entender os padrões de precipitação, uma vez que as brisas marinhas podem transportar o vapor d'água liberado pelo oceano para o continente. Dependendo dessa quantidade de vapor d'água transportado, as brisas marinhas podem provocar chuvas no continente, modificando, conseqüentemente, a precipitação na região por elas atingida pela formação de nuvens *cumulonimbus*, conforme observa Flohn (1970). A presença de fortes gradientes horizontais de pressão, causados por um aquecimento diferencial térmico entre o continente e o oceano, gera uma circulação de mesoescala, tipicamente confinada junto à costa. Cavalcanti (1982) mostrou que a região Norte/Nordeste do Brasil sofre os efeitos desses sistemas térmicos, mas raramente de uma forma isolada. Kousky (1979) afirma que o sistema de brisa marinha/terrestre é um dos principais

mecanismos responsáveis pelo regime de precipitação observado na faixa litorânea do NEB.

Na costa leste do NEB, o fluxo médio e a influência das brisas marinhas e terrestres acontecem de modo tão intenso que a precipitação apresenta máximos à noite ao longo da costa e máximo diário no interior da região a aproximadamente 300 km da costa (Ramos, 1975; Kousky, 1980). A explicação dos valores máximos da precipitação no período noturno sugere a existência de uma região com predominância de movimentos ascendentes devido à convergência dos ventos Alísios, com a brisa terrestre noturna (que “sopra” do continente para o oceano).

Ao analisar a formação de uma banda de nuvens *cumuliformes* associada às brisas marinhas na costa norte do NEB, Cavalcanti *et al.* (1982) estudaram as variações sazonais desta faixa convectiva e notaram, com o ajuda de imagens de satélites, que o desenvolvimento convectivo ligado às brisas apresenta variações estacionais tanto de localização quanto em relação a frequência de aparecimento na costa brasileira, concluindo que a linha de nebulosidade acompanha a variação latitudinal da ZCIT. Se há ausência da banda de nuvens associada às brisas na época da estação seca do NEB, por outro lado durante a estação chuvosa, a faixa de nuvens *cumulunimbus* associada às brisas pode representar um incremento de precipitação na região costeira do NEB.

Com respeito aos campos de vento de superfície, recentemente, Barreto *et al.*, (2002) mostraram que os ventos na costa do NEB são mais intensos durante as horas diurnas devido à interferência construtiva entre os ventos Alísios (parte da circulação de escala planetária) e o sistema de brisas (mesoescala), sendo o contrário observado durante a noite. Barreto *et al.*, (2002) usaram dados horários de ventos de superfície para 77 estações no NEB empregando a técnica de componentes principais para determinar o ciclo diário dos ventos. Suas conclusões são concordantes com as dos

estudos acima mencionados, ou seja, a intensificação diurna e a redução noturna dos ventos, penetração da brisa marinha no norte do NEB e a existência de uma banda de convergência junto à linha da costa.

Convém mencionar que nos estudos anteriormente mencionados, os autores empregam a palavra “vento” para expressar o movimento do ar resultante da atuação simultânea de vários mecanismos, sem a devida preocupação em enfatizar uma componente em particular.

3.5 Demais sistemas atuantes no NEB

Os fenômenos que ocorrem na natureza não podem ser compreendidos nem analisados quando são vistos de forma isolada, sem levar em consideração os demais fenômenos circundantes. Tais resultados podem se tornar um contra-senso (Nimer 1979a). Tendo em vista esta abordagem, podem-se compreender melhor os aspectos meteorológicos das brisas que atuam no estado de Alagoas, fazendo uma descrição breve destes mecanismos para todo o NEB (Figueiredo, 2002).

✚ Mecanismos de grande escala – entre eles a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e sistemas frontais de ambos os hemisférios (SFHS/SFHN). São responsáveis por cerca de 30% a 80% da precipitação observada, dependendo do setor do NEB; Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN); Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS); El-Niño Oscilação Sul (ENOS).

✚ Mecanismos de mesoescala – como complexos convectivos de mesoescala (CCM) e DOL/POA;

✚ Mecanismo de micro escala – são as circulações orográficas e pequenas células convectivas.

O estudo dos ventos sobre o Atlântico Sul feito por Servain & Lukas (1990) mostrou que os ventos na costa do NEB são de leste/nordeste no começo do ano e de sudeste durante o período de Abril a Julho, o que coincide com a época chuvosa no leste da região. Portanto, durante a estação chuvosa de outono/inverno sobre o leste do NEB, os ventos sopram perpendiculares à costa, de sudeste. Esses ventos parecem favorecer a ocorrência da zona de convergência noturna associada à brisa terrestre.

Importante fenômeno que exerce influência no NEB é o El Niño/Oscilação Sul (ENOS), que é uma interação atmosfera-oceano, associado às alterações dos padrões normais da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e dos ventos Alísios na região do Pacífico Equatorial, entre a Costa do Peru e a Austrália. Além da temperatura do mar, o fenômeno ENOS pode ser medido pelo Índice de Oscilação Sul (IOS), que é a diferença média da pressão ao nível do mar (PNM) entre os setores do centro-leste (Taiti/Oceania) e oeste (Darwin/Austrália) do Pacífico Tropical. Esse índice está relacionado ao aquecimento/resfriamento das águas na região.

Outros sistemas que exercem forte influência nas condições do tempo no NEB são os VCAN, cuja circulação ciclônica fechada possui o centro mais frio que sua fronteira. Comumente, estão associados a algum evento de chuvas intensas. Segundo Gan (1982) os vórtices são observados nos meses de Setembro a Abril, tendo maior frequência em Janeiro. Eles favorecem as chuvas no norte e nordeste da região e céu claro na parte sul e central da região durante o mesmo período.

As variações inter-anuais de chuvas no leste do NEB podem ser atribuídas às anomalias na posição e intensidade da ZCIT, causadas por anomalias positivas na TSM do Atlântico Sul, conforme o estudo de Moura e Shukla (1981) e Nobre (1994), e pela ocorrência do El Niño no Pacífico Equatorial.

3.6 Influência da circulação local na precipitação.

As precipitações estão diretamente relacionadas à convecção local. O conhecimento das características estruturais da convecção tropical é importante para a compreensão da organização individual das células convectivas e sua interação com a circulação em grande escala. Esta convecção é devida ao aquecimento da superfície e a convergência de umidade que é transportada pelos Alísios. Portanto, a variabilidade interanual da distribuição de chuvas sobre o NEB, em escala espacial e/ou temporal, está intimamente relacionada com as mudanças nas configurações de circulação atmosférica de grande escala e com a interação oceano-atmosfera nos Oceanos Pacífico e Atlântico (Lima, 1991).

A origem das correntes marítimas influencia também a distribuição das precipitações. Se essas correntes forem provenientes das regiões equatoriais e tropicais (quente e úmida), provocam maior umidade no ar originando precipitações mais elevadas nas áreas litorâneas, como é o caso da área de estudo deste trabalho.

A dinâmica que influencia a atividade pluviométrica em regiões do leste do NEB necessita ainda de muitos estudos e observações que devem se tornar contínuos para que se possa delinear um padrão. Esta necessidade aumenta em virtude da diversidade de sistemas da circulação atmosférica que atuam no NEB. No entanto, utilizando critérios específicos tais como a direção predominante do vento e seus horários de mudança, podemos entender os padrões de precipitação do ponto de vista dos sistemas locais, já que estes revelam aspectos de transporte e sazonalidade específicos. As características do sinal também fornecem informações valiosas sobre a intensidade e frequência dos sistemas de mesoescala e também suas interações. Isto torna possível saber quais são os sistemas que atuam ao longo do ano, tendo em vista a Climatologia da região e também o conhecimento dos sistemas sinóticos transientes, que modulam os demais fenômenos de escalas inferiores.

4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

4.1 Definição de ondeleta

Os primeiros rudimentos sobre a construção de funções de ondeletas foram introduzidos pelo físico Alfred Haar em 1910, o qual se dá por um sistema completo de funções ortogonais e que foi formalizado pela primeira vez na década de 1980 (Morlet, 1983). O termo em francês *ondelettes* ou em inglês *wavelet* está associado à idéia de “pequenas ondas.” No sentido desta análise, esse termo está associado a ondas localizadas, ou seja, ondas que crescem e decaem em um período limitado de tempo (Balthazar *et al.*, 2003).

4.2 Série de ondeletas

Embora a *Transformada de Fourier Janelada* (TFJ) contorne a deficiência da Transformada de Fourier (TF) em relação à não-estacionaridade, ainda havia mais dois problemas: um é que a janela da TFJ é fixa, não podendo ser modificada após o início do processo de aplicação da TFJ; o outro problema é que as funções trigonométricas possuem energia infinita, ou seja, estas funções são limitadas apenas entre $-\infty$ e ∞ . Uma inovação revolucionária consistiu em introduzir uma janela *variável* a qual pudesse se dilatar ou se comprimir dependendo da escala de análise. Somente a partir da segunda metade da década de 1980 foram definidos com rigor, os conceitos que permitem compreender de uma forma clara a natureza destas funções, estabelecendo as suas propriedades, condições de ortogonalidade e permitindo a construção e geração de outras famílias de ondeletas. Isto proporcionou condições seguras para a aplicação da nova técnica. Envolvidos nesse

trabalho pioneiro estiveram vários pesquisadores, destacando-se, entre outros, (Meyer, 1989; Mallat, 1989; Daubechies, 1992).

De modo geral, as funções ondeleta possuem a propriedade de dupla localização: em frequência e em tempo, com uma dependência entre elas. A localização temporal ocorre por ser a função ondeleta localizada em um intervalo finito. Dessa forma, à medida que a escala aumenta, as funções ondeleta dessas escalas ficam localizadas em intervalos cada vez menores. Em cada nível de escala, todas as funções ondeleta possuem a mesma forma, só mudando seus pontos de localização, isto é, transladando. Por esta razão, as ondeletas são denominadas *funções de suporte compacto*, contrariamente ao que ocorre com as funções trigonométricas. Por isso, tornaram-se ideais para analisar sinais não-estacionários (Bolzan, 2006). Para maiores detalhes sobre a não-estacionaridade, ver Morettin (1992).

A localização em frequência deve-se à Transformada de Fourier (TF) da função ondeleta poder ser interpretada como um filtro passa-banda. Devido à propriedade de dupla localização das funções ondeleta, ela é dita do tipo local em tempo-frequência, com resolução temporal e em frequência inversamente proporcionais. Após décadas de formalismo matemático, finalmente foi adotada de forma extensa na análise de sinais geofísicos mais diversos (Kumar e Foufoula, 1994).

O termo ondeleta refere-se a um conjunto de funções com forma de pequenas ondas geradas por dilatações, $\psi(t) \rightarrow \psi(2t)$, e translações, $\psi(t) \rightarrow \psi(t+1)$, de uma função geradora simples $\psi(t)$, a ondeleta-mãe, através de

$$\psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{|a|}} \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad (4.0)$$

para $a, b \in \mathfrak{R}$, $a \neq 0$.

Sendo que o parâmetro “ a ” corresponde à escala. A variação desse parâmetro envolve efeitos de dilatação ($a > 0$) ou contração ($a < 0$) da ST. Através disto, pode-se analisar, respectivamente, aspectos de longos ou curtos períodos da série. O parâmetro “ b ” envolve translação, ou seja, a localização da função no tempo. É importante notar que a forma da ondeleta permanece a mesma sob translação e mudança de escala. O termo $\frac{1}{\sqrt{|a|}}$ constitui um fator de normalização de energia para cada ondeleta.

Não existe um consenso entre os pesquisadores sobre qual função ondeleta é mais adequada para uma dada ST. No entanto, é sugestivo que a ondeleta-mãe tenha uma forma semelhante a da ST em estudo.

A tabela abaixo resume os principais parâmetros das funções ondeleta.

Tabela 1. Propriedades pertinentes à função ondeleta.

Fator de normalização	Translação	Mudança de escala	Translação e mudança de escala
$\frac{1}{\sqrt{a}}$	$\psi(t - b)$	$\psi\left(\frac{t}{a}\right)$	$\psi\left(\frac{t - b}{a}\right)$

Suponha uma função $\psi(t)$, que denominaremos por ondeleta-mãe em que $a = 2^j$ e $b = k2^j$ com $j, k \in \mathbb{Z}$

Tal que:

$$\psi_{j,k} = 2^{-j/2} \psi(2^{-j}t - k) \quad (4.1)$$

onde $\psi_{j,k}$ seriam as ondeletas-filhas. Para este caso, está sendo utilizada uma *dilatação binária* 2^j e uma *translação diádica* $b2^j$, também $a, b \in \mathbb{Z}$. Além disto, esta função será uma função ondeleta [usualmente denotada pela letra grega ψ (*psi*)] se ela satisfizer as seguintes propriedades (Meyer, 1990):

P1. Todas as derivadas de ordem superior de $\psi(t)$ existem, ou seja, condição para que a função seja regular;

P2. A função $\psi(t)$ e todas as suas derivadas de ordem superior decaem rapidamente para $t \rightarrow \pm\infty$, ou seja, condição para que a função seja localizada;

Matematicamente, a função ondeleta deve ter energia unitária, i.e.,

$$\int_{-\infty}^{\infty} |\psi(t)|^2 dt = 1 \quad (4.2)$$

Isto garante que a função possua suporte compacto, ou com um decaimento rápido de amplitude (*e-folding time*)^[4], garantindo boa localização espacial.

P3. Todos os momentos de ordem r , com $r \in \mathbb{N}$, de $\psi(t)$ devem se anular, isto é, a condição necessária para que a função tenha um caráter oscilatório. Matematicamente, esta propriedade é expressa da seguinte forma:

$$\int_{-\infty}^{\infty} t^r \psi(t) dt = 0 \quad (4.3)$$

Isto garante que a função ondeleta tenha uma forma do tipo onda. Essa condição é conhecida como condição de admissibilidade. Onde $\psi(x)$ é a “ondeleta-mãe.”

P4. Todas as funções $\psi_{j,k} = 2^{-j/2} \psi(2^{-j}t - k)$ devem formar uma base ortonormal de para o espaço de funções quadrado integrável $L^2(\mathfrak{R})$.

Desta forma, podemos exprimir uma função $f(t)$ como sendo uma combinação linear de ψ tal que:

⁴ *e-folding time* é o tempo necessário para que a amplitude de uma oscilação aumente ou diminua por um fator e , onde e é a base dos logaritmos naturais.

$$f(t) = \sum d_{j,k} \psi_{j,k}(t) \quad (4.4)$$

onde $d_{j,k}$ são os coeficientes das ondeletas e são obtidas através da seguinte equação (Morettin, 1992):

$$d_{j,k} = \langle f, \psi_{j,k} \rangle = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \psi_{j,k}(t) dx \quad (4.5)$$

Entretanto, se $f(t) = 1$, todos os coeficientes da função ondeleta serão nulos, ou seja,

$$d_{j,k} = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \psi_{j,k}(t) dt = \int_{-\infty}^{\infty} \psi_{j,k}(t) dt = 0 \quad (4.6)$$

que, de acordo com a propriedade **P3**, a integral acima resultará nula, logo, teremos $1 = 0$, um paradoxo! Por isso, surge a necessidade de se ter uma **ondeleta-pai**, $\phi(t)$, que satisfaça, além das duas primeiras propriedades acima, também uma outra propriedade (Meyer, 1990; Farge, 1992):

P3.

$$\int_{-\infty}^{\infty} \phi(t) dt = 1$$

A função $\phi(x)$ dada por:

$$\phi(t) = \sqrt{2} \sum_k h_k \phi(2t - k), \quad k \in Z \quad (4.7)$$

onde

$$h_k = \sqrt{2} \int_{-\infty}^{\infty} \phi(t) \phi(2t - k) dt \quad (4.8)$$

e gera uma família ortonormal de $L^2(\mathfrak{R})$:

$$\phi_{j,k} = 2^{-j/2} \phi(2^{-j}t - k) \quad (4.9)$$

Através do seguinte teorema abaixo, muito importante porque apresenta a equação da ondeleta, relaciona $\psi(t)$ com $\phi(t)$:

Existem escalares d_k tais que:

$$\psi(t) = \sqrt{2} \sum_k g_k \phi(2t - k) \quad (4.10)$$

onde

$$g_k = \sqrt{2} \int_{-\infty}^{\infty} \psi(t) \phi(2t - k) dt \quad (4.11)$$

Esse teorema está demonstrado no livro de Meyer (1990).

Com isto, escreve-se a ondeleta-mãe $\psi(t)$ em função da ondeleta-pai $\phi(t)$ através da seguinte relação:

$$\psi(t) = \sqrt{2} \sum_k \phi(2t - k) \quad (4.12)$$

onde temos uma relação entre h_k e g_k tal que:

$$g_k = (-1)^k h_{1-k} \quad (4.13)$$

De fato, h_k e g_k são os coeficientes dos filtros *passa-baixo*^[5] e *passa-alto*, respectivamente. Logo, pode-se escrever qualquer função, $f(t)$, não necessitando ser periódica (como é o caso da TF)^[6], como uma série de ondeleta:

⁵ Os coeficientes dos filtros *passa-baixo* e *passa-alto*, respectivamente, são usados para calcular a TO. Isso significa que os componentes de alta frequência (detalhes e ruídos) do sinal são separados dos componentes de baixa frequência (multicaminho de baixa frequência) em vários níveis de resolução. O termo Análise de Multirresolução origina-se dessa idéia.

$$f(t) = \sum_k c_{j_0,k} \phi_{j_0,k}(t) + \sum_{j_0 > j} \sum_k d_{j,k} \psi_{j,k}(t) \quad (4.14)$$

onde j_0 é a escala de resolução mais baixa, ou seja, é o topo da estrutura piramidal, e $c_{j_0,k}$ é obtido através da seguinte equação (Morettin, 1992):

$$c_{j_0,k} = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \phi_{j_0,k}(t) dt \quad (4.15)$$

A uma determinada resolução $j - 1$ de um sinal, as funções de escalonamento $\phi_{j-1,k}(t)$ formam uma base para um conjunto de sinais. Os detalhes são representados pelas ondeletas $\Psi_{j-1,k}(t)$. O sinal mais os detalhes se combinam numa multirresolução a um nível mais fino k . As médias decorrem das funções de escalonamento, ϕ , e detalhes provém das ondeletas ψ .

4.3 As ondeletas de Morlet e Chapéu Mexicano

As ondeletas de Morlet e Chapéu Mexicano são largamente utilizadas na análise das frequências presentes ao sinal e na identificação de relações entre tempo e frequência (Bolzan, 2004). Estas funções são empregadas na análise de ST, onde suavidade e variações contínuas na amplitude da ondeleta são esperadas.

Complexa ou real: “Uma função ondeleta complexa irá fornecer informação da amplitude e da fase e é mais bem adaptada para capturar comportamentos oscilatórios da ST. Uma função ondeleta real fornece apenas informação sobre uma componente e pode ser utilizada apenas para localizar picos e descontinuidades” (Torrence e Compo, 1998).

⁶ Na realidade, utiliza-se a TF para qualquer função $f(t)$ fazendo-se a consideração que esta tem um período no infinito.

Uma das funções contínuas mais comuns na utilização de sinais geofísicos (em particular atmosféricos) é dada por:

$$\psi(t) = \frac{1}{\sqrt[4]{\pi}} e^{i\omega_0 t} e^{-\frac{t^2}{2}} \quad (4.16)$$

Esta função, a ondeleta de Morlet, tem características que se acoplam a oscilações suavizadas. Na figura 3, vê-se o gráfico gerado a partir da função de Morlet para $\omega_0 = 6$ (Farge, 1992), onde ω_0 é a frequência, t é o tempo.

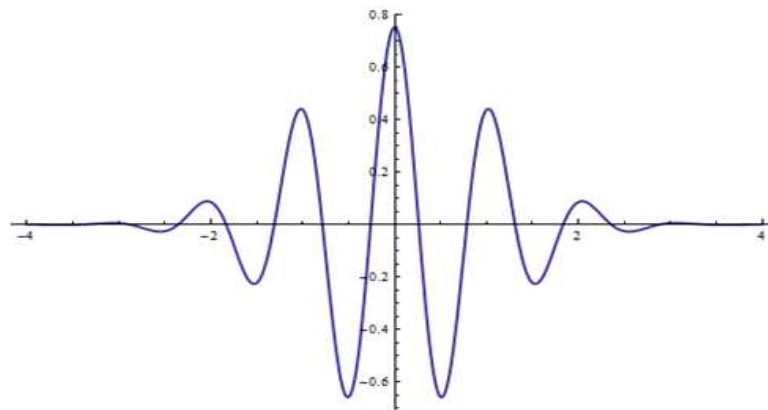


Figura 3: Exemplo de função ondeleta de Morlet, parte real

Fonte: Torrence e Compo, 1998 (adaptada).

A Figura 4 mostra como é construído esse “pacote” de onda, de duração finita e com uma frequência específica de acordo com a equação (4.16). Conforme já foi dito, uma função para ser admissível como uma ondeleta precisa ter média zero e estar localizada tanto no domínio de tempo e de frequência (Torrence e Compo, 1998). A ondeleta de Morlet nada mais é do que a combinação de uma onda plana (senóide) de frequência modulada por um ‘envelope’ gaussiano de largura unitária.

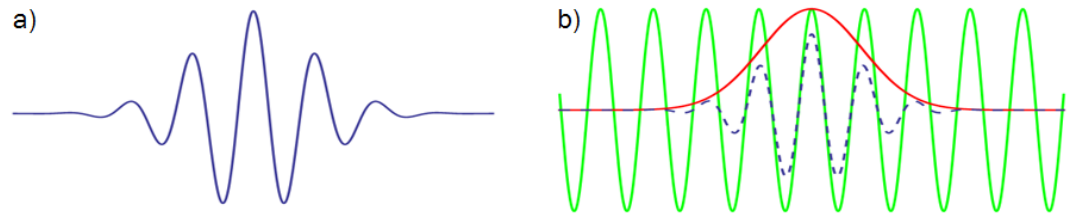


Figura 4 – Ondeleta de Morlet, de largura e amplitude arbitrárias (a). Construção da ondeleta de Morlet (linha azul tracejada) como uma curva seno (linha verde) modulada por uma gaussiana (em vermelho) (b).

Fonte: Torrence e Compo, 1998.

Outra função-base importante capaz de retornar informações sobre amplitude e fase e melhor adaptada para capturar comportamentos oscilatórios é a ondeleta de Marr, que é um caso especial das funções conhecidas como “DOG” - *Derivative of Gaussian*, cujas famílias de funções derivam da Função Densidade de Probabilidade, de Gauss,⁷ tal que:

$$\psi(t) = \frac{(-1)^{m+1}}{\sqrt{\Gamma\left(m + \frac{1}{2}\right)}} \frac{d^m}{dt^m} \left(e^{-\frac{t^2}{2}} \right) \quad (4.17)$$

Onde Γ é a função *Gamma*. O índice “m” corresponde ao grau de ordem da derivada. Derivando a equação (4.17), para $m = 2$, tem-se:

$$\psi(t) = \frac{2}{\sqrt{3}\pi^{1/4}} (1 - t^2) e^{-\frac{t^2}{2}} \quad (4.18)$$

Esta ondeleta é conhecida como “Chapéu Mexicano”, devido à forma do seu gráfico. Seu suporte efetivo está no intervalo $[-5,5]$, conforme pode ser visto na Figura 5.

⁷ Johann Friedrich Karl Gauss, físico e matemático alemão (1777 – 1855).

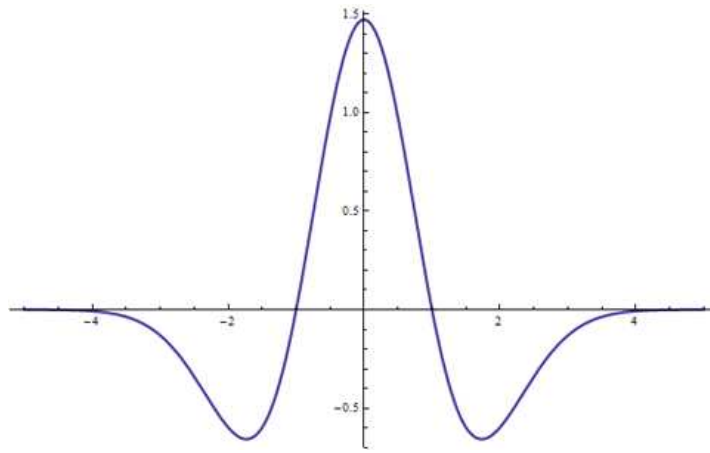


Figura 5: Exemplo de função ondeleta Chapéu Mexicano.

Fonte: Torrence e Compo, 1998 (adaptada).

A tabela a seguir exibe as principais bases para as funções ondeleta de Morlet e Chapéu Mexicano, que é a derivada segunda da Gaussiana (Equação 4.18).

Tabela 2. Duas bases de funções ondeleta e suas propriedades.

Nome	$\psi(t)$	<i>e</i> -folding time	Comprimento de Onda de Fourier λ
<i>Morlet</i> ($\omega_0 = \text{freqüência}$)	$\frac{1}{\sqrt[4]{\pi}} e^{i\omega_0 t} e^{-\frac{t^2}{2}}$	$k \sqrt{2}$	$\frac{4\pi k}{\omega_0 + \sqrt{2 + \omega_0^2}}$
<i>DOG</i> ($m = \text{derivada}$)	$\frac{(-1)^{m+1}}{\sqrt{\Gamma(m + \frac{1}{2})}} \frac{d^m}{dt^m} (e^{-\frac{t^2}{2}})$	$k \sqrt{2}$	$\frac{2\pi k}{\sqrt{(m + \frac{1}{2})}}$

DOG = *Derivative of Gaussian* (Derivada de Gaussiana); Para ($m = 2$) temos a ondeleta Chapéu Mexicano; k é o índice de escala.

4.4 Decomposição em tempo-freqüência

A função de ondeleta possui a capacidade de decompor e descrever outras funções no domínio da freqüência, de forma que seja possível analisar estas funções em diferentes escalas de freqüência e de tempo. A decomposição de uma função com o uso de ondeletas

é conhecida como Transformada em Ondeleita (TO) e tem suas variantes contínua e discreta. Graças à habilidade de decompor as funções tanto no domínio da frequência quanto no domínio do tempo, as funções ondeleta são ferramentas poderosas para a análise de sinais e compressão de dados a serem analisados. A TO (como chamaremos daqui por diante) tem sido aplicada nas mais diversas áreas do conhecimento, desde estudos sobre turbulência atmosférica, processamento de sinais e até sistemas hidrológicos (Bolzan, 2004).

O uso desta ferramenta se faz necessário devido ao fato de que as ST referentes a qualquer sistema físico possuem características não-estacionárias. Entenda-se como característica não-estacionária as ST nas quais seus momentos estatísticos variam em quaisquer segmentos tomados desta série. A nova e poderosa ferramenta em análise e processamento de sinais e imagens foi desenvolvida com a principal meta de contornar as limitações da tão conhecida Análise de Fourier, cujos detalhes podem ser obtidos em (Morlet, 1983; Torrence e Compo, 1998).

O uso de uma ondeleta de base ortogonal implica no uso da Transformada Discreta de Ondeleita (TDO), enquanto que para o caso não-ortogonal pode-se usar tanto a Transformada Discreta como a Contínua (TCO). A TDO é comumente usada na decomposição e filtragem de qualquer ST, já a TCO é mais utilizada para visualização das frequências em função do periodograma.

4.5 Detecção de frequências através da TO

Embora as ST meteorológicas sejam compostas de diversas oscilações, é possível (e, muitas vezes conveniente) separar estas oscilações em componentes regulares e irregulares e, assim, analisá-las separadamente. Com relação a um conjunto

de dados de diversas variáveis, esta abordagem possibilita um melhor detalhamento do nosso conhecimento a respeito dos sistemas locais atuantes.

Entre as diversas ferramentas que podem ser empregadas na detecção desses sinais, recentemente, a TO tem sido amplamente utilizada e seu desempenho tem apresentado notável eficácia. Bolzan (2004; 2006) aplicou-a a um sinal geofísico e enfatizou a importância desta ferramenta aplicada numa ST. Molina (2006) utilizou a TO e identificou assinaturas espectrais relevantes a partir de pulsos em sinais de RADAR. A presença dos sistemas de brisas foi detectada por Holanda *et al.*, (2004), através de dados horários de vento do Aeroporto Zumbi dos Palmares (AZP), na cidade de Maceió (AL), corroborando com os resultados obtidos por Lemes *et al.*, (2006), que utilizou a Análise Espectral de Fourier. Morettin (1999) mostrou uma abordagem mais teórica das ondeletas e sua potencialidade para aplicações em várias áreas. O citado autor verificou ainda que as ondeletas são funções matemáticas que separam um sinal em suas componentes de diferentes frequências para cada escala, o que proporciona uma vantagem adicional sobre a Transformada de Fourier na análise de situações físicas onde o sinal contém descontinuidades e pulsos. Astaf'eva (1996) aplicou a TO na análise de séries envolvendo um grande número de escalas e verificou que a TO é uma ferramenta adequada e bem adaptada para o caso de sinais não-estacionários. Torrence e Compo (1998) evidenciaram a inovação da TO na Meteorologia através de um trabalho precursor, envolvendo uma série de 1871 a 1996 na qual se revelou a intensidade e frequência predominantes do fenômeno El-Niño Oscilação Sul (ENOS). Neste mesmo trabalho, as propriedades matemáticas da TO, bem como as justificativas de seu uso, são abordadas de forma exaustiva.

Ademais, o potencial do método é evidente na análise de vários modelos de séries, tais como: harmônicos, fractais e séries “contaminadas” com vários tipos de singularidades.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 Área de estudo

O Complexo Estuário Lagunar Mundaú-Mangaba abrange os Municípios de Maceió, Marechal Deodoro, Coqueiro Seco, Santa Luzia do Norte, Satuba, Pilar, abrangendo todas as ilhas e, no continente, as encostas dos Tabuleiros e Restingas que as circundam (Santos, 2008). A Área de Proteção Ambiental localiza-se no município de Marechal Deodoro, que dista aproximadamente 15 km da cidade de Maceió (como mostra a figura 6).

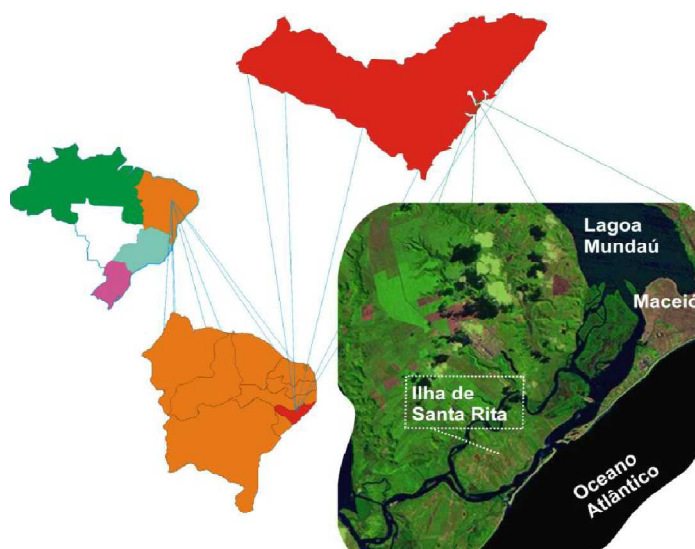


Figura 6 – Localização da Ilha de Santa Rita, município de Marechal Deodoro.

Fonte: Santos, 2007.

A área Proteção Ambiental na ilha de Santa Rita, local onde foi instalado o experimento, possui as coordenadas de LAT 09°55' S e LON 35°44' W, ocupando uma área aproximada de 10.346.108 ha, na qual foi constatado que 44% da referida área está degradada (IMA, 1993).

Os dados foram coletados durante o período de Outubro de 2004 a Outubro de 2005 em dois sítios experimentais, que se distinguiam devido à sua cobertura vegetal. Um deles

apresenta vegetação nativa (mangue natural), enquanto o outro apresentava uma área de mangue degradado. Os dois sítios experimentais foram posicionados aproximadamente 1 km de distância um do outro.

Neste estudo foram utilizados apenas os dados do mangue natural devido às características físicas que permitem uma melhor aplicação para a finalidade deste trabalho.

5.2 Dados

5.2.1 Medição das variáveis

O mangue natural está localizado a 9° 42' 18'' S e 35° 48' 32'' W e possui uma área de aproximadamente 416 mil m² e tem uma flora composta por dois tipos de árvores predominantes, com uma altura média do dossel em torno de 10 metros.

Os dados foram medidos a cada 10 segundos por *dataloggers* CR10X e 21X e suas médias foram armazenadas a cada 5 minutos em *Storages* do tipo SM192, SM716 e SM4M, todos da *Campbell Scientific*. Em seguida, foram descarregados quinzenalmente em microcomputadores no Instituto de Ciências Atmosféricas – ICAT, da Universidade Federal de Alagoas – UFAL, organizados em médias horárias, para que fossem tratados e posteriormente gerados os gráficos.

Na área de mangue natural os dados foram medidos utilizando uma torre de 13 metros, que estava equipada com sensores que mediam saldo de radiação, radiação solar global e difusa, albedo, precipitação, fluxo de calor no solo, temperatura do solo (nos níveis: 0; 0,5; 2,5; 5; 10; 20; 40 e 60 cm), direção do vento e velocidade do vento em dois níveis dentro do manguezal (2 e 4 metros) e dois níveis acima da copa das árvores (11,40 e 12,40 metros). Apenas no último mês estudado (Outubro de 2005) foram realizadas medições em 5 níveis: 3 no interior do mangue (2, 4 e 8 metros), e 2 no exterior (11,40 e

12,40 metros). Na figura 7 pode ser observado um esboço das estações situadas dentro e fora do manguezal.

Para a finalidade deste estudo, foi utilizado o nível acima da copa das árvores (12,40 metros). As variáveis envolvidas nesse contexto foram: velocidade e direção do vento, temperatura do ar, umidade relativa do ar e precipitação. A escolha desse nível não foi arbitrária, mas sustentada em critérios específicos, pois esse nível é bastante representativo do escoamento laminar e do escoamento médio. O nível a 12,40m possui os requisitos necessários para se obter uma conjuntura que representa melhor os efeitos do escoamento com suas diversas componentes, pois efeitos dissipativos são evitados. Além disto, possibilita correspondências com outros fenômenos, o que não ficaria evidente nas medições interiores do dossel, onde as velocidades tendem a zero e encobrem efeitos importantes.

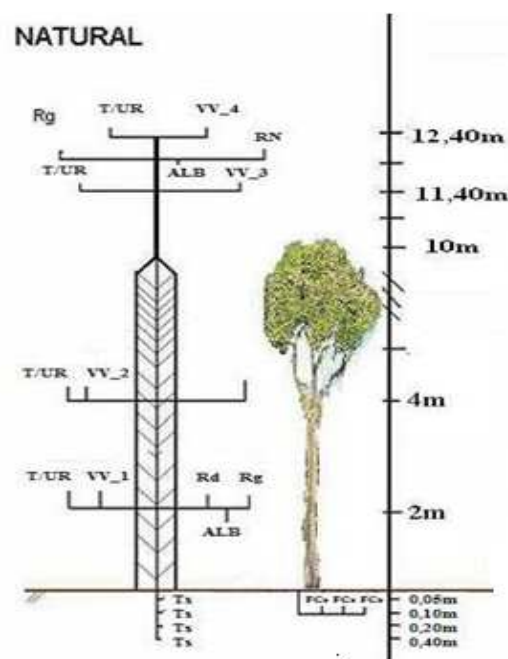


Figura 7 – Esboço da estação meteorológica situada na área de mangue natural.

Fonte: Querino, 2006 (adaptada).

5.3 Tratamento dos dados

Após uma observação cuidadosa, no sentido de evitar eventuais erros, os dados de precipitação, velocidade e direção do vento, temperatura do ar e umidade foram organizados em planilhas de *software* adequado, onde foram divididos por meses. Os mesmos foram ajustados conforme a Climatologia do estado de Alagoas, para as quadras chuvosa e seca, com suas transições respectivas. Eventuais falhas e dados espúrios foram rejeitados a fim de proporcionar resultados confiáveis. Ademais, a TO tem a vantagem de que seu espectro seja construído mesmo quando há lacunas^[8] na ST. Isso facilita a análise de períodos mais longos, que em geral é muito difícil não haver falhas nos dados atmosféricos (Balthazar, 2003).

Em seguida, a seleção das variáveis a serem trabalhadas passou por critérios de filtragem, baseados na literatura e metodologia. Essas filtrações são relatadas a seguir:

- a) a organização dos dados em médias horárias foram coordenados uns com os outros, de modo a coincidir níveis e intervalos de tempo;
- b) Foi escolhido o nível de 12,40m acima da copa como representativo do escoamento médio laminar, o que atenua efeitos viscosos e/ou turbulentos. Tais efeitos não são eliminados, mas reduzidos de forma significativa.

Com a validação dos dados, foram plotados gráficos utilizando *softwares* adequados, que proporcionaram uma melhor visualização e interpretação do material coletado.

5.4 Caracterização do vento

Chama-se vento à componente horizontal ($V_h = u \hat{i} + v \hat{j}$) do vetor velocidade do ar. A caracterização do vento em qualquer ponto da atmosfera demanda dois parâmetros: a

⁸ Essas lacunas referem-se aos dados que foram considerados espúrios. A TO incorpora a vantagem de não comprometer a análise espectral desde que as falhas não sejam consideráveis. No caso dos dados medidos neste estudo, não houve grandes lacunas, do contrário ficaria evidente na visualização gráfica.

direção e a velocidade (magnitude ou módulo). Ambas são grandezas instantâneas e pontuais, pois o escoamento do ar depende das condições atmosféricas (que variam no espaço e com o tempo). Nas proximidades da interface superfície-atmosfera o vento é altamente influenciado pelas características geométricas e pelo estado de aquecimento da própria superfície subjacente. (Varejão-Silva, 2001). A velocidade média do vento aumenta com a altura rapidamente junto à superfície e mais lentamente à medida que a altura cresce. Isso significa que o gradiente vertical da velocidade média do vento diminui com a altura. A figura 8 exibe esta característica.

Uma distinção importante deve ser observada quanto às escalas de comprimento. U é escoamento zonal médio, que predomina acima da camada convectiva (turbulenta) próxima ao solo. Esse escoamento possui um regime laminar (teoricamente), pois não há influência direta da superfície. O comprimento L está associado a tal regime, pois se trata de uma escala para termos inerciais e é longitudinal, onde há predomínio da advecção. O símbolo u salienta um escoamento que é função da altura, aumentando exponencialmente em relação à superfície. O comprimento ℓ está associado ao regime de difusão turbulenta, pois é um termo viscoso e transversal.

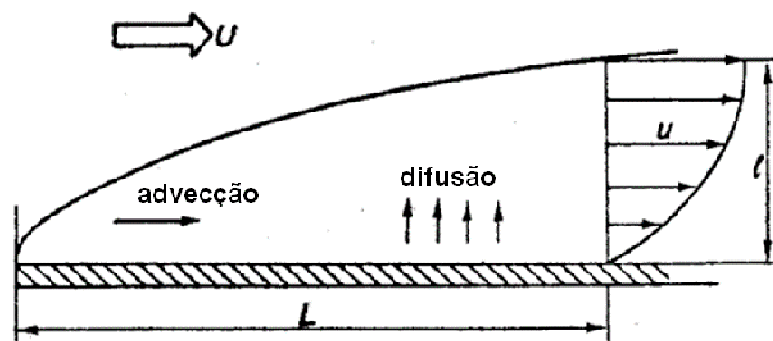


Figura 8 – Perfil vertical dos escoamentos transversais e longitudinais.

Fonte: Zdunkowsky & Bott, 2003 (adaptada).

5.4.1 Direção do vento.

A direção do vento exprime a posição do horizonte aparente do observador a partir da qual o vento parece provir (ou seja: de onde o vento sopra) e nunca para onde o vento estaria indo, por mais óbvio que isso possa parecer. A direção é expressa em termos do azimute isto é, do ângulo que o vetor velocidade do vento forma com o norte geográfico local (0°), medido no mesmo sentido do movimento dos ponteiros de um relógio analógico (Varejão-Silva, 2005). Assim, o vento que vem de leste tem direção de 90° , aquele que procede do sul tem direção de 180° , etc. (Figura 9).

Não havendo instrumento que permita estabelecer a direção do vento com precisão, costuma-se estimá-la e lançar mão da rosa-dos-ventos para exprimir a direção aproximada. A direção é relatada como aquela que mais se aproxima de um dos pontos cardeais (N, S, E, O) ou colaterais (NE, SE, SW e NW).

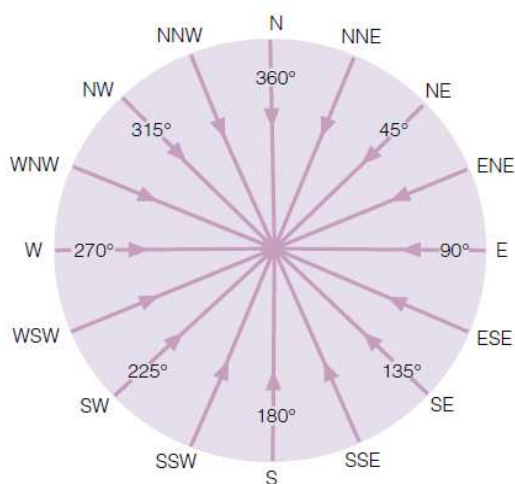


Figura 9 – Rosa-dos-ventos

5.5 Sazonalidade do ciclo diário a partir da rosa-dos-ventos

Os gráficos a seguir exibem duas situações distintas para o entendimento dos padrões que predominam ao longo de cada período de estudo (Figuras 10a e 10b). Para esse fim, foram desenvolvidos algoritmos que reúnem uma série de informações relevantes combinados ao diagrama de rosa-dos-ventos. Esses gráficos seguem o roteiro de divisão da Climatologia da região.

A situação no item a), exibe a rosa-dos-ventos convencional, expondo a classificação completa das direções, a fim de mostrar o regime de distribuição geral dos ventos ao longo do tempo. As magnitudes estão em escala logarítmica a fim de facilitar a visualização.

Para o item b), foi feito um histograma de frequência para os dados de entrada, ou seja, somente os valores com predominância estatisticamente significativa foram plotados. Esse procedimento revela qual a direção preferencial que o vento sopra. Os círculos concêntricos pontilhados, interiores à rosa-dos-ventos, medem a persistência (percentual) em que o vento sopra na direção predominante. Portanto, o conjunto gráfico nos mostra a direção preferencial do vento e sua persistência.

Para ambos os casos, há uma tabela posicionada no canto superior à direita de cada gráfico que mede a magnitude do vento. É uma escala graduada em metros por segundo ($m.s^{-1}$) cujas intensidades são divididas por grupos e denotadas pelas cores correspondentes. As cores e critérios adotados são totalmente arbitrários, mas que seguem um exame baseado no conjunto de dados e no bom senso, para se tornarem de fácil compreensão. Para as duas situações, foram plotados os dados do período diurno e noturno. O período diurno compreende as medições feitas entre 00:06 e 18:00 horas (HL) e o período noturno entre 18:00 e 06:00 (HL).

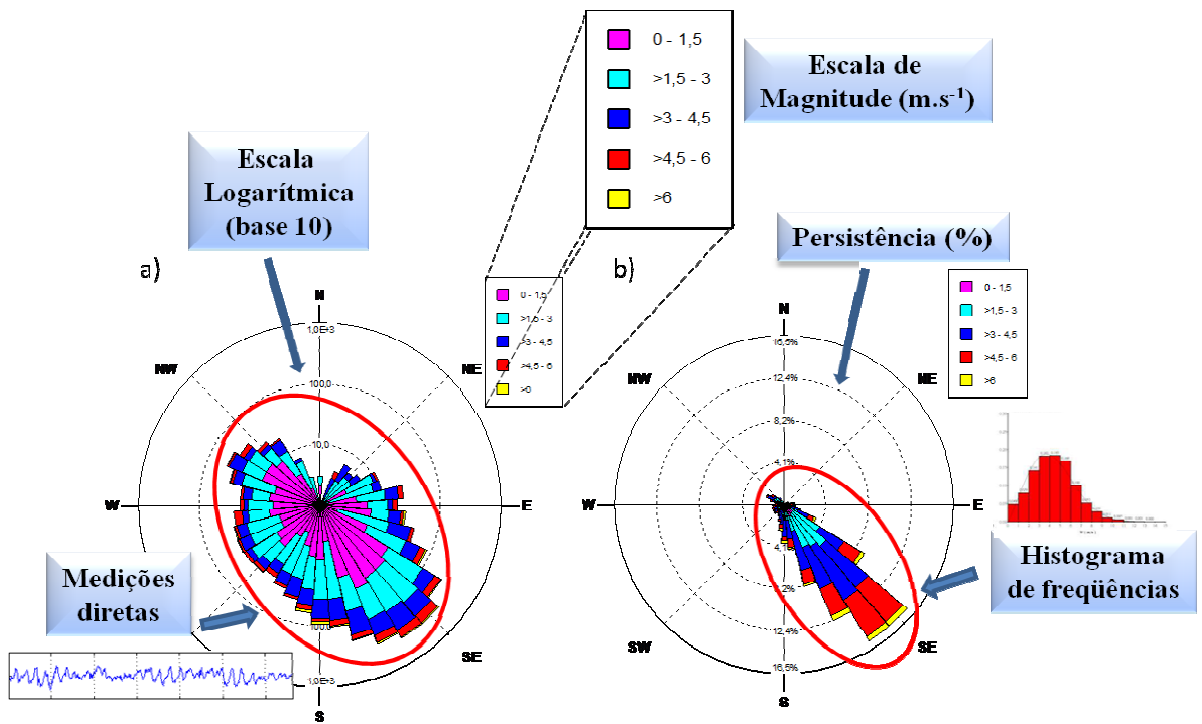


Figura 10 – Diagrama rosa-dos-ventos destacando duas situações: Convencional (a); com histograma de frequências (b).

5.6 Perfil do escoamento em superfícies vegetadas.

Segundo Afubra (2008) o vento atua dentro da floresta de maneira mais amena do que fora desta, por apresentarem árvores que servem como obstáculo para o vento. O autor afirma ainda que no interior de uma floresta, o vento sofre alterações que dependem da composição, densidade de estratos e de copas e também da qualidade destas, com folhas ou desfolhadas. Raupach *et al.* (1996) e Finnigan (2000) afirmam que na interface floresta-atmosfera existe um grande cisalhamento (du/dz) que induz um ponto de inflexão no perfil de velocidade do vento.

De acordo com Ribeiro (2001) a cobertura vegetal tem capacidade de reter e armazenar parte da precipitação incidente, produzindo então um retardamento no aquecimento da superfície, fato este que influencia diretamente na redução da magnitude do vento. No período diurno, acima da copa das árvores, a velocidade do vento apresenta-

se elevada, enquanto no interior da copa sofre uma redução considerável, já que as árvores funcionam como uma barreira natural que atenua o escoamento do ar (Figura 11a).

Em áreas recobertas por vegetação uniforme com altura h , a superfície aerodinâmica efetiva não coincide com a interface solo-atmosfera, mas se situa numa certa altura (d) em relação ao solo. Essa altura é conhecida como deslocamento do nível zero ($0 < d < h$), porque é a partir dela que a velocidade do vento se torna diferente de zero (Figura 11b).

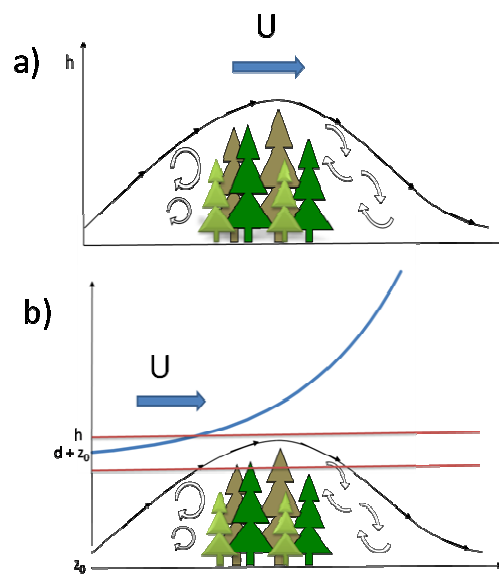


Figura 11 – Perfil do escoamento sobre densa vegetação (a). Regime dos escoamentos acima e no interior da copa, destacando a camada limite do dossel (b).

O perfil vertical, desta forma, não é seriamente afetado por efeitos de turbulência térmica que são típicos das superfícies não-vegetadas. Por outro lado, embora as medições sejam feitas para o escoamento do ar na horizontal (escoamento médio), os efeitos de turbulência mecânica estão presentes devido à irregularidade da cobertura vegetal e também afetam o escoamento. De fato, é praticamente improvável que um escoamento seja totalmente laminar, mas como os manguezais não abarcam grandes velocidades do vento

na escala transversal, pode-se admitir que os efeitos ocorram devido à turbulência, mas são mínimos.

Santos (2008) com a mesma série de dados deste estudo mostrou que as velocidades mais consideráveis encontraram-se nas alturas acima da copa das árvores. As variações da velocidade média do vento registradas no interior do dossel, na área de mangue natural foram muito baixas, variando entre 0 e 0,28 m/s, e apresentando uma média anual de cerca de 0,21 m.s⁻¹.

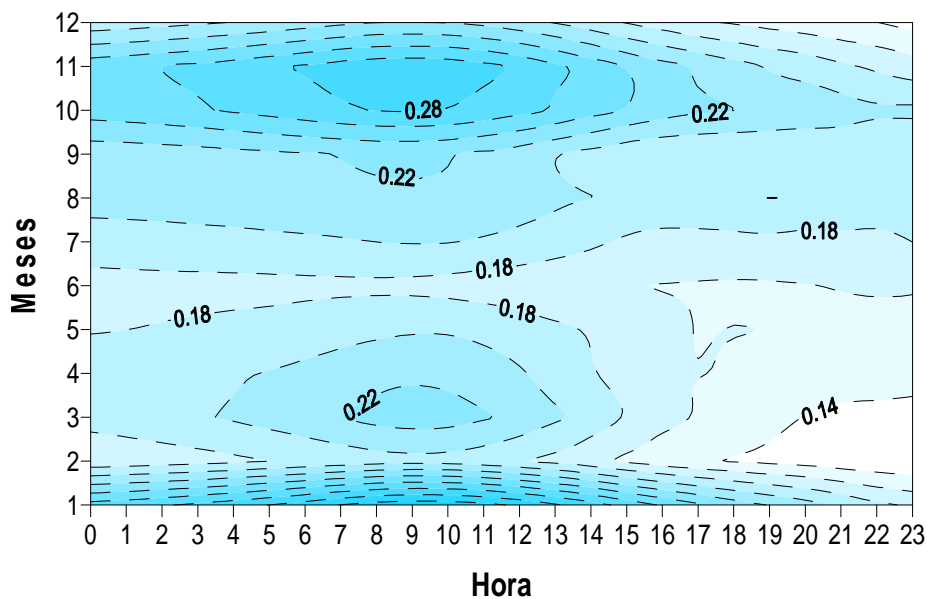


Figura 12 – Velocidade média horária do vento (m.s⁻¹), no interior do mangue natural, durante o período experimental.

Fonte: Santos, 2008.

Há grande homogeneidade das velocidades médias do vento para todas as alturas analisadas, as quais são elevadas durante o dia e nos meses correspondentes à quadra seca e enfraquece ao longo da noite e nos meses correspondentes à quadra chuvosa. Por isso, é conveniente afirmar que a região é sensível aos forçantes térmicos diários e sazonais, pois variações diurnas e por períodos (seco e chuvoso) alteram a intensidade. Fica evidente, então, que vento, temperatura e umidade estão correlacionados, pois o padrão temporal das séries seguem um ciclo diário ao longo do ano.

Além disso, Grace (1995) explica que a relação entre a atmosfera e a vegetação se dá através da camada limite que se desenvolve na zona de superfície até próximo a copa das árvores (camada limite do dossel). É nessa camada que se caracteriza o microclima dos mangues. O autor afirma que a camada limite do dossel é uma região que tem curta espessura, onde o fluxo de vento é praticamente laminar e a velocidade se reduz quase a zero. A figura 13 mostra o perfil vertical da velocidade do vento no interior e acima da copa.

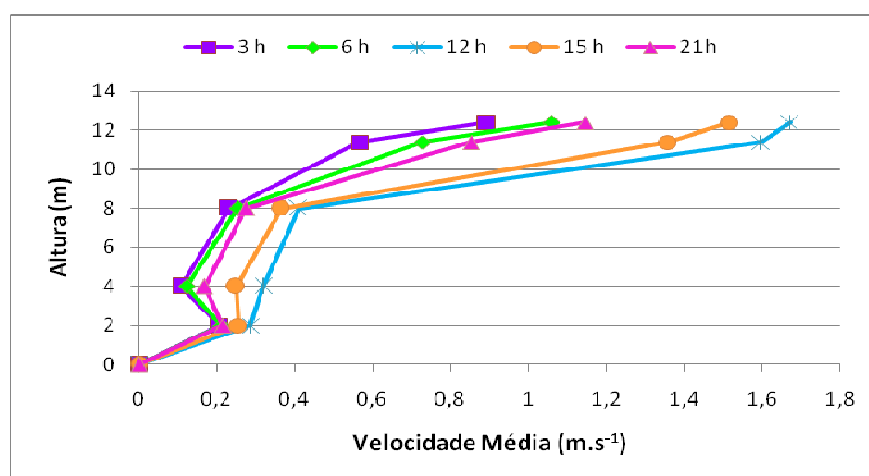


Figura 13 – Perfil vertical da velocidade média do vento, para o mês de outubro de 2005, para a área de mangue natural.

Fonte: Santos, 2008.

Tendo em vista os resultados supracitados, os esforços deste trabalho estão concentrados à medição e interpretação dos dados acima da copa. Foi escolhido o nível de 12,40m como sendo o limiar ($d + z_0$). Esta escolha nos garante que será abordado o aspecto mais significativo, pois a aplicação da TO nesse nível caracteriza o escoamento médio e já que as trocas de energia no dossel são pequenas, os efeitos viscosos não predominam sobre os inerciais. Outra característica que reforça esta escolha está no fato que o dossel na área de estudo (mangue natural) é denso e em torno de 10 m de altura.

5.7 Identificação dos sistemas sinóticos que atuaram no período de estudo

Embora a TO seja capaz de identificar numa ST os períodos e as intensidades com que um fenômeno ocorre, torna-se necessário detectar qual fenômeno atua com sua frequência característica. No entanto, a identificação desses sistemas meteorológicos exige um levantamento sinótico do estado da atmosfera durante o período de estudo. Para esse fim, foi feita consulta ao Boletim de Monitoramento e Análise Climática (BMAC), publicado pelo Climanálise, editada pelo Centro de Previsões de Tempo e Estudos Climáticos, do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/ INPE - INMET) do Ministério da Ciência e Tecnologia (MCT).

5.8 Análise das ST

Este tópico descreve o método utilizado para a aplicação da TO a partir das ST. A TO foi aplicada para verificar as características peculiares e inerentes às variáveis em questão. Espera-se que esse procedimento estabeleça as relações entre os fenômenos e suas respectivas frequências.

5.8.1 Roteiro para visualização dos resultados (TO)

Para realizar a análise da ST de através da TO, os dados de entrada foram inseridos num arquivo-texto (Bloco de notas) e importados para o *software* adequado. A rotina contendo todas as premissas da TO foi aplicada à série de dados medida na área de estudo.

Esse método foi aplicado para os períodos (seco, chuvoso e transições). As variáveis envolvidas nesse contexto foram: magnitude do vento, temperatura do ar, umidade relativa do ar e precipitação. A partir desses resultados, serão analisadas e

discutidas as possíveis conexões entre estas variáveis. A figura 14 mostra o fluxograma descritivo do roteiro utilizado para a visualização gráfica do resultado.

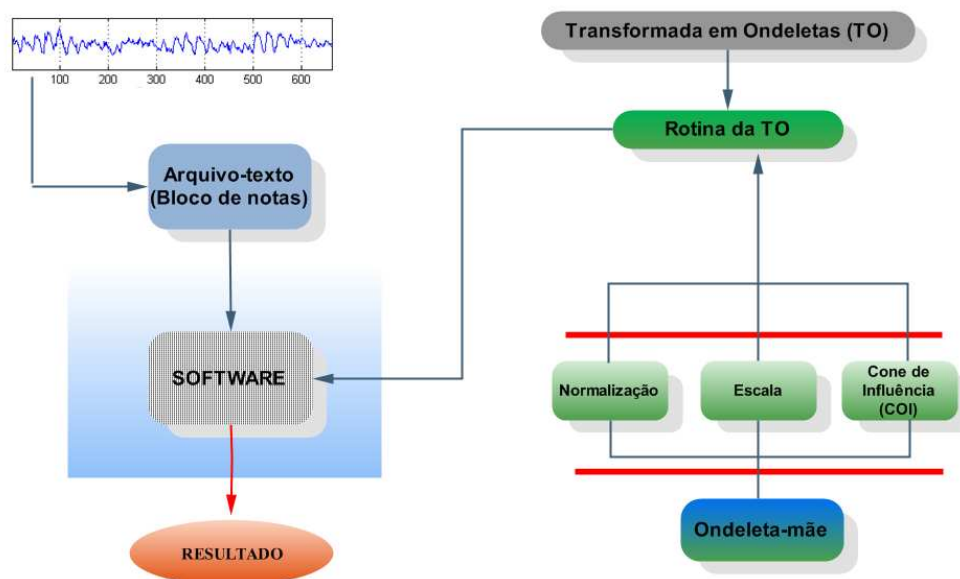


Figura 14 – Fluxograma metodológico da aplicação da TO na série de dados.

5.8.2 Organização dos gráficos

A partir dos dados de entrada e conforme a metodologia descrita, os gráficos gerados serão agrupados seguindo uma ordem que está baseada na climatologia da região, que consiste basicamente em duas estações: a seca e a chuvosa, com suas respectivas transições. Ainda será abordado o período de estudo completo, a fim de salientar uma visão geral do comportamento das estações com suas transições e conseqüente sazonalidade.

Serão abordados os aspectos que envolvem o padrão de magnitude do vento separadamente para cada caso e depois a análise conjunta entre:

- a) Magnitude do vento;
- b) Temperatura do ar;
- c) Umidade Relativa do ar (UR);
- d) Precipitação.

5.8.3 Descrição dos periodogramas gerados a partir das ondeletas de Morlet e Chapéu Mexicano para a magnitude do vento

Foram gerados dois tipos de gráficos referentes à velocidade do vento, pois este, sendo um vetor, é a variável de interesse no transporte das propriedades meteorológicas, tais como umidade e temperatura. Ele atua como um poderoso agente de transferência de energia, massa e *momentum*. A medida da velocidade do vento é bastante sensível às perturbações ocasionadas por turbulência (mecânica ou térmica) e, por isto, é mais evidente a conexão entre as diferentes escalas do que qualquer outra variável. A combinação desses gráficos proporciona uma visão mais completa das estruturas que estão envolvidas no fenômeno. O fato de que as diversas frequências do fenômeno estão interligadas implica que há alto grau de atividade energética.

O gráfico da figura 15a representa o periodograma obtido a partir da TO utilizando a ondeleta de Morlet, onde o eixo x representa o número de pontos (observações). O eixo y representa os períodos da série em escala logarítmica temporal (em horas). As escalas de cores desse gráfico representam o módulo da amplitude do sinal em cada escala de frequência, ou seja, representam a energia associada a cada frequência existente na série.

As periodicidades estatisticamente significativas com 95% de confiança são delimitadas por linhas de contornos contínuas na cor preta. A linha branca no periodograma é chamada cone de influência (COI) e os períodos fora desse cone não devem ser considerados, pois não possuem confiança estatística. As regiões exteriores a essa curva abarcam os efeitos de borda (fronteiras de contorno) da ST, os quais são responsáveis por efeitos indesejáveis. Portanto, somente os espectros contidos na região interior ao COI são de interesse. A barra de cores representa a intensidade de energia associada a cada período da série. As periodicidades do sinal são indicadas de modo que a

cor azul (vermelha) significa menor (maior) intensidade de energia, conforme a barra de escala de cores.

Adicionalmente, adaptações nos programas originais possibilitaram a obtenção do Espectro Global de Ondeleta (EGO)^[9] através do cálculo das variâncias (energias) associadas a cada um dos períodos da série (Figura 15b). De fato, trata-se de uma análise espectral via Transformada Rápida de Fourier (TRF). Tal método consiste na somatória das energias que estão associadas a cada período. A análise do EGO, que excede o nível de significância, também é importante para verificar a contribuição média dos picos espectrais (Torrence e Compo, 1998; Bolzan, 2004).

A fim de patentear a conexão estrutural das grandezas envolvidas, para cada período de estudo foram utilizados gráficos capazes de identificar as ramificações entre as diversas escalas (Figura 15c). Esses gráficos são gerados a partir da Transformada Contínua de Ondeleta (TCO) via “Chapéu Mexicano”, e apresenta os coeficientes de ondeleta. Trata-se do “ruído branco Gaussiano^[10]”, que é capaz de exibir todas as frequências que atuam no fenômeno. O modo Gaussiano recorre à distribuição de probabilidade com respeito ao valor médio, ou seja, a probabilidade que o sinal tem de se aproximar de um determinado valor. Por isso, esta escolha é uma boa aproximação de muitas situações do mundo real e gera modelos matematicamente tratáveis (Farge, 1992).

Como essa configuração gráfica é capaz de indicar até que nível as estruturas estão em conexão, ela compõe os pilares da composição do fenômeno, tecendo sua complexa rede de interligação.

⁹ Mais conhecido na literatura pela sigla em inglês *GWS* – *Global Wavelet Spectrum*, exibido na visualização gráfica.

¹⁰ O adjetivo “*branco*” é utilizado para descrever esse tipo de ruído em analogia ao funcionamento da luz branca, dado que ela é obtida por meio da combinação simultânea de todas as frequências cromáticas. O modo Gaussiano é bastante verossímil para a maioria dos fenômenos naturais.

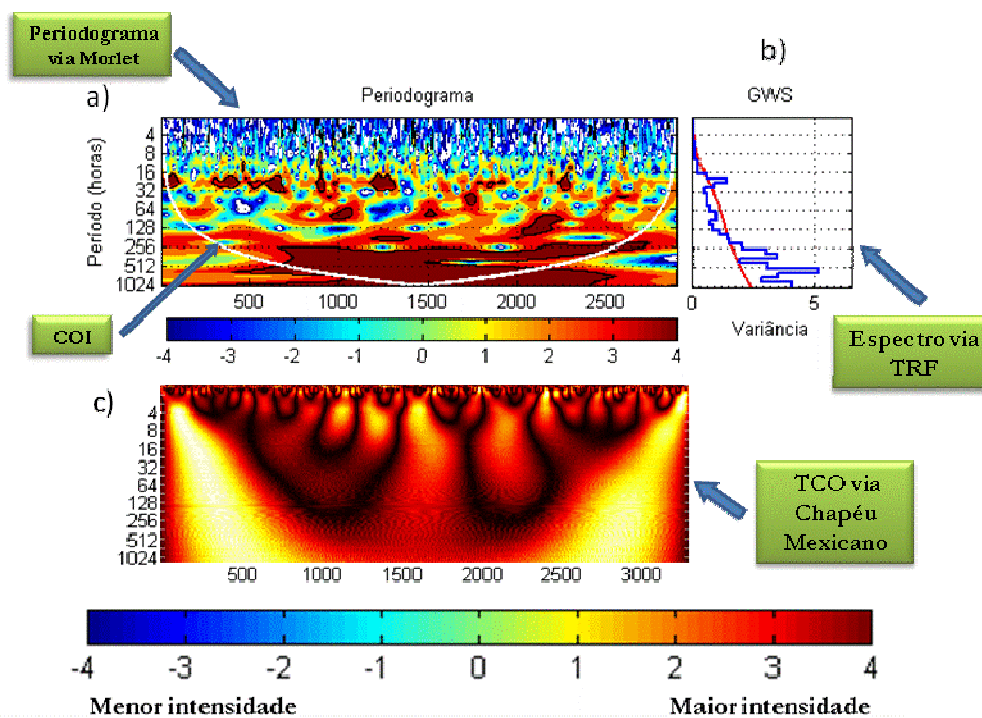


Figura 15 – Composição dos periodogramas de Morlet e Chapéu Mexicano para uma mesma série de magnitude do vento.

Convém salientar que a estrutura ramificada (Figura 15c) é indicativa de um padrão multifractal, pois é uma composição de auto-similaridade^[11] (Ver APÊNDICE B). A figura 16 exhibe o padrão teórico e seu respectivo molde no experimento real, obtido a partir dos dados. Essa conjuntura é obtida através de um algoritmo de decomposição “piramidal” das frequências, o que é um indicativo de fenômenos em cascata. Nesse caso, ocorre o fenômeno da cascata de energia, onde as interações sobre a transferência de energia entre os modos de baixa e alta energia se ajustam de modo que os transientes de baixa frequência organizam os transientes de alta frequência (Cai e Mak, 1990).

¹¹ A auto-similaridade é a principal propriedade dos fractais: semelhança nas formas e características nas diversas escalas. Ao se dividir o todo em partes de modo iterativo, as partes, por menores que sejam, apresentam formas e características semelhantes ao todo e esse padrão se repete indefinidamente. A parte reflete a estrutura do todo e vice-versa. A auto-similaridade proporciona um sentido de ordem a estruturas aparentemente irregulares (caóticas).

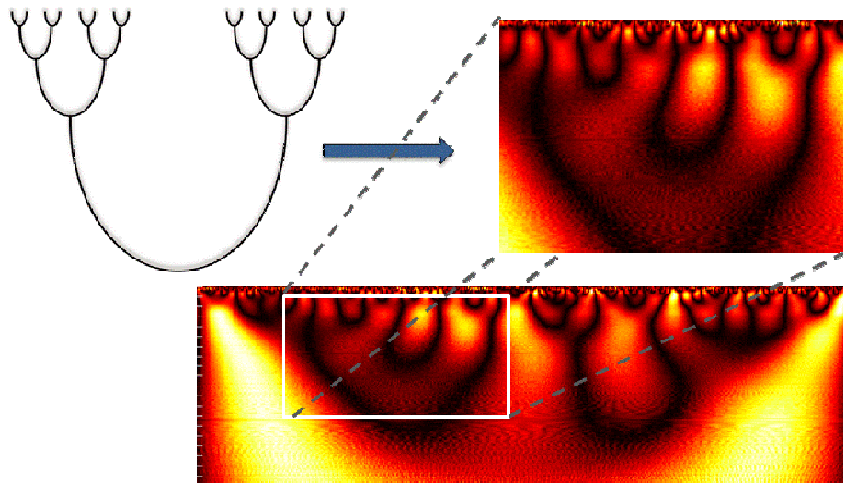


Figura 16 – Detalhamento da composição multifractal do Conjunto de *Cantor*^[12] exibida na textura gráfica quando a TCO é aplicada aos dados.

¹² A construção geométrica correspondente leva ao que se conhece como *fractal do terço médio de Cantor*. *Georg Ferdinand Ludwig Philip Cantor*; matemático russo (1845 – 1918).

6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.1 Período seco

Na a figura 17a, a estação seca, representada pela quadra dos meses de Dezembro a Março (DJFM), mostra claramente um sinal persistente e bastante homogêneo na escala diária de 24 horas. No EGO (Figura 17b), há um forte pico de energia associado a essa componente, sugerindo uma atuação mais intensa das brisas de terra e mar. Esse padrão é geralmente esperado para essa época do ano na região de estudo, devido à atuação mais acentuada da radiação solar. Há também um pequeno núcleo em torno de 128 horas (4 – 5 dias) que atua em conjunto com as componentes de mesoescala. Elas também possuem alto grau de persistência e homogeneidade para essa quadra, e o EGO associa altas energias também para esses sistemas. O período de (8 – 16 dias) pode estar associado a um VCAN. De acordo com Ramirez (1996), o tempo de vida de um VCAN varia de acordo com as estações do ano e com os meses, possuindo maior tempo de vida no verão (9,5 – 10,6 dias) e menor nas estações de primavera (4,6 – 6,0 dias) e outono (4,6 – 7,6 dias). Os núcleos em torno de (4 – 5 dias) podem estar associados aos DOL, conforme descrevem Gandu *et al.* (1996) e Ferreira *et al.* (1990). Além disso, houve variações de intensidades dos sistemas de mesoescala que persistiram de forma alternada durante o período seco. No entanto, as maiores amplitudes do sinal no período seco, estão relacionadas aos eventos da grande escala.

Por causa do aquecimento da superfície durante a estação seca, a turbulência do ar e o gradiente térmico terra-mar é maior que na estação chuvosa, o que contribui para as maiores velocidades do vento, favorecendo a atuação das brisas quase sem interrupções. Outra comprovação importante são as estruturas de macroescala atuando em conjunto com os sistemas de mesoescala, demarcadas nas figuras 17a e 17c. Os períodos associados a essas componentes variam em torno de 192 a 384 horas (8 – 16 dias). As ramificações

estão presentes ao longo da série confirmam a atuação dessas estruturas, destacadas por círculos na figura 17c.

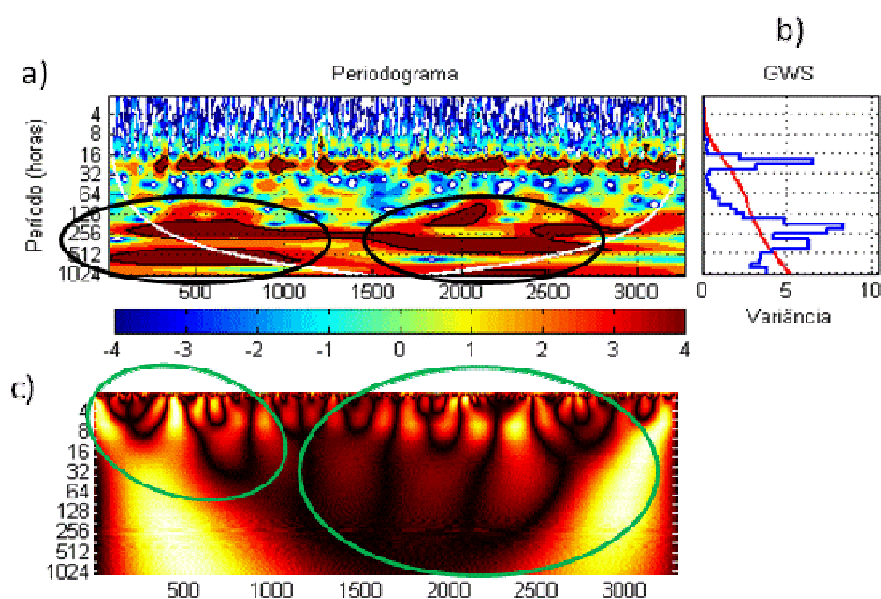


Figura 17 – Espectro de ondeleta para a magnitude do vento no período seco (a); Espectro Global (b); Coeficientes da TO para o mesmo período (c)

Embora os períodos supracitados referentes ao VCAN coincidam, aproximadamente, com os DOL, pode-se rejeitar essa coincidência para a quadra seca, uma vez que o período dominante do VCAN para os meses de verão variam em torno de (9,5 – 10,6 dias). Os VCAN atuaram em praticamente todo o período seco (Ver APÊNDICE A) e foram os maiores responsáveis pela inibição da nebulosidade. A predominância de cavados em altos níveis também foram observados em diversos dias, sendo que vários evoluíram para vórtice ciclônico.

6.1.2 Relação entre as variáveis no período seco.

O regime de ventos mostrou-se altamente sensível às mudanças do tempo e acoplam as características dos sistemas atuantes em suas diversas frequências. Dessa

forma, essas observações também sugerem algo sobre a interligação entre a média-alta troposfera e a baixa troposfera. Embora os dados utilizados se refiram apenas às medições de um experimento de campo a pouco mais de uma dezena de metros em relação à superfície, mesmo assim comportam as características típicas de fenômenos de macroescala. Esse contexto revela a energia em cascata organizando os transientes de alta frequência a partir das baixas frequências.

Apesar de o padrão da magnitude (Figura 18a) ter exibido a atuação de várias escalas simultaneamente, a estação seca mostra uma seqüência ininterrupta do transporte de temperatura e umidade quase que exclusivamente na escala de 24 horas (Figuras 18b e 18d). Essa regularidade se deve à proximidade do experimento com a linha da costa. O forte gradiente térmico entre a terra e o mar gera a circulação típica para o fenômeno das brisas. Dessa forma, há predomínio do transporte da temperatura e umidade. Nas figuras, as partes delimitadas por círculos mostram a ação conjunta dos sistemas de grande escala com os de mesoescala. O espectro de energia mostra (exceto para a precipitação) um incremento energético predominante na escala diária de 24 horas, assinalando a importância desses sistemas na contribuição dos totais pluviométricos.

Acompanhando esse fluxo, a precipitação (Figura 18c) ostenta picos alternadamente esparsos e intermitentes. O pico de precipitação (circulado no início da série) está entre os dias 14 e 18 de Janeiro, e pode estar diretamente ligado ao VCAN que se posicionou sobre o Atlântico, proporcionando o aumento da nebulosidade no norte do NEB, porém sem o registro de chuvas mais significativas. Esse VCAN evoluiu a partir de um cavado em altitude e seu posicionamento possibilitou tal índice (Ver APÊNDICE A).

O BMAC para a quadra DJFM confirma que o posicionamento do VCAN foi a principal causa das poucas chuvas em grande parte do NEB. O centro de forte subsidência contribuiu para os baixos totais pluviométricos. A precipitação total observada foi de

apenas de 54 mm para a quadra seca, sendo os horários da madrugada os mais expressivos (Santos, 2008). Isto reforça o fato de que os sistemas de mesoescala contribuíram de forma expressiva na precipitação, devido formação da zona de convergência típica para esses horários.

A estrutura cônica, típica para a precipitação, indica um sinal relativamente com poucos máximos, isto é, os “cones” revelam uma singularidade menos complexa, se comparado ao espectro das quadras chuvosa e respectivas transições, em que o número de fenômenos transientes de baixa frequência são maiores. No caso da precipitação, o espectro de energia é incapaz de associar uma contribuição energética para qualquer período específico. Esse fato será generalizado para qualquer estação do ano, pois é uma característica inerente da TO aplicada a ST da precipitação.

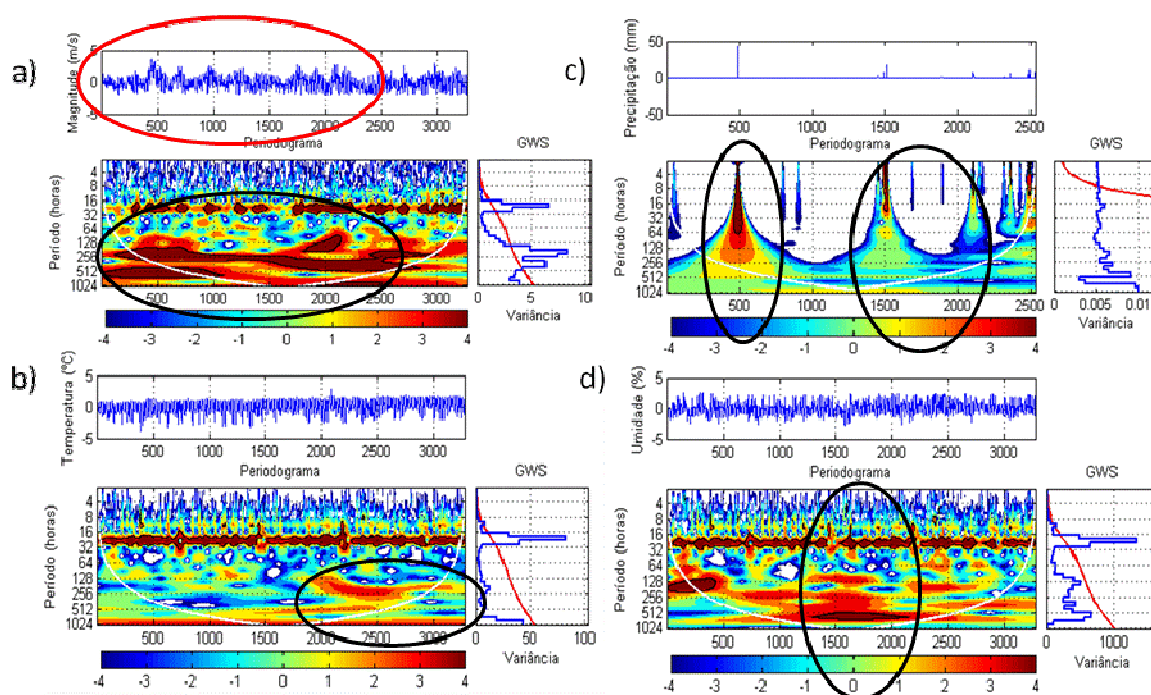


Figura 18 – Espectro de ondeleta no período seco para as variáveis a) Magnitude do vento; b) Temperatura do ar; c) Precipitação; d) UR

6.2 Período de transição seco-chuvoso

A estrutura do periodograma da figura 19a comprova que os sistemas do ciclo diário atuam de forma bem definida durante a transição do período seco para o chuvoso. A intensidade desse ciclo é inicialmente homogênea e logo depois diminui sua intensidade e regularidade, já tornando evidente a chegada da quadra chuvosa, onde predominam os sistemas de macroescala, que inibem a convecção local devido aos sistemas de brisas. Os coeficientes da TO (figura 19b) corroboram com essa situação e evidenciam que a atuação do ciclo diário só permanece quando há ramificações com os sistemas transientes que estão acima de 24 horas (destacado na estrutura circulada no início da série). Ao final da série, há uma clara correspondência entre os dois pequenos núcleos de 24 horas e as ramificações de mesoescala (Figuras 19a e 19b).

Os períodos de 192 horas (8 dias) atuam apenas no início da série, como sendo um resquício dos efeitos do VCAN. Uma parte desse pico de contribuição está fora do COI e por isso a contribuição do sinal não é total. A partir do início da quadra chuvosa começam a surgir pulsos característicos no ciclo diário, o que é indicativo da alternância de intensidade em suas variações dia/noite como também é um indício dos efeitos de interferência e troca de energia. Essa interferência nos efeitos das brisas consiste numa redistribuição de energia. Nota-se que há um forte declínio no sinal de 24 horas na presença dos fenômenos transientes com períodos superiores ao ciclo diário. Não obstante, no espectro global (19c) o ciclo diário possui a maior contribuição energética em toda a fase de transição seca-chuvosa.

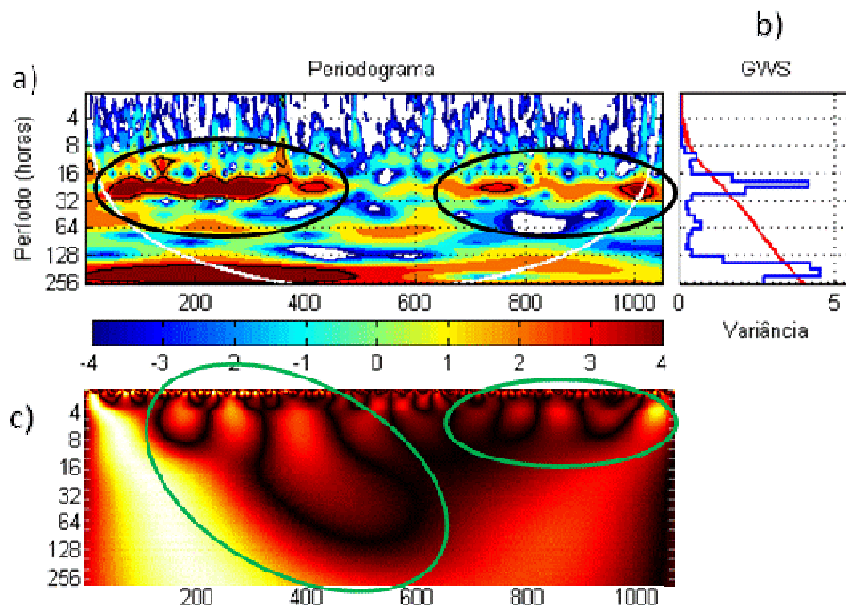


Figura 19 – Espectro de ondeleta para a magnitude do vento no período de transição seco-chuvoso (a); Espectro Global (b); Coeficientes da TO para o mesmo período (c).

6.2.1 Relação das variáveis no período de transição seco-chuvoso.

Diferente de outros períodos, a transição seca-chuvosa (Março/Abril – MA) possui pequenos núcleos de intensidade moderada agindo na microescala. Esses atuaram principalmente em Março aumentando a amplitude observada no sinal (Figura 20a). As ST de temperatura e umidade (figura 20b e 20d) também exibem um padrão de similaridade que atestam a presença na micro/mesoescala. O período iniciou-se com a ocorrência de chuvas escassas, devido ao posicionamento da ZCIT ao norte de sua climatologia e à ausência dos aglomerados convectivos que costumam atuar com maior frequência nessa época do ano. Em Março (início da transição), a atuação de cavados e VCAN inibiram a formação de aglomerados convectivos associados à propagação dos DOL adjacentes à costa leste do NEB, o que foi consistente com o déficit de precipitação nesse setor. A atuação dos VCAN ocorreu em cinco episódios no decorrer do mês de Abril (APÊNDICE A).

As chuvas foram mais frequentes na segunda quinzena do mês e estiveram associadas principalmente ao posicionamento da ZCIT e à atuação dos VCAN. A Fig. 20c corrobora com essa situação, pois os maiores índices pluviométricos começam a partir do final do período, quando já se inicia a quadra chuvosa e os sistemas de mesoescala começam a se combinar com os fenômenos transientes.

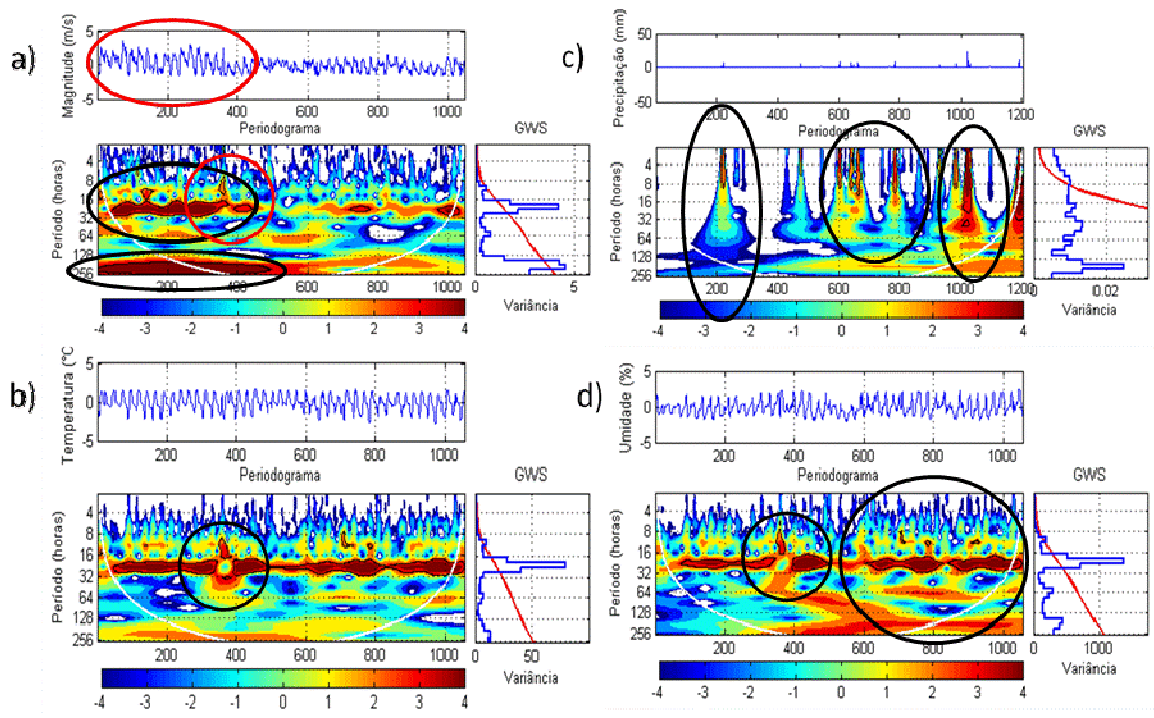


Figura 20 – Espectro de ondeleta no período de transição seco-chuvoso para as variáveis
a) Magnitude do vento; b) Temperatura do ar; c) Precipitação; d) UR.

6.3 Período chuvoso

A figura 21a revela que para a quadra chuvosa são predominantes grandes núcleos, que vão da mesoescala até à grande escala. No entanto, tais núcleos são esparsos e alternam entre diversos períodos. Verificam-se grandes perturbações na ST devido à alternância dos sistemas de grande escala que são típicos para essa quadra (AMJJ). Durante esse período, as brisas contribuem de forma inexpressiva no campo dos ventos, atuando de maneira esparsa e com baixas magnitudes. Entretanto, mesmo não constando núcleos contínuos, não quer dizer que as brisas estejam inoperantes, mas que sistemas de maior

escala conseguem mascarar ou mesmo se sobrepor a elas, conferindo-lhe um caráter intermitente. Devido à alta persistência dos ventos Alísios e da própria linha da costa, o regime de ventos associado a essas componentes não desaparecem, mas apenas são suprimidas de seu poder de atuação isolado.

A grande intensidade do sinal vista no EGO (figura 21b) é corresponde às mais altas energias que estão compreendidas entre os períodos de 256 a 512 horas (11 – 21 dias) também exibidos na estrutura de ramificação (Figura 21c). Os sistemas de brisas são atenuados pela presença desses transientes, uma vez que o EGO associa baixa atividade na mesoescala. Uma parcela dessa contribuição encontra-se fora do COI e por isso o efeito de borda não o caracteriza com alto grau de confiança estatística.

A figura 21c assinala fortes ramificações. Nessas estruturas estão presentes um padrão de auto-similaridade, sobretudo com maior densidade nas pequenas escalas. Há também forte coerência com as estruturas do periodograma, uma vez que os coeficientes da TO distribuem-se ao longo da série acompanhando os núcleos interiores ao COI e estendendo seus ramos com igual período. Diversamente da quadra seca, na quadra chuvosa as estruturas de grande escala influenciam diretamente nas escalas menores, numa intensa troca de energia. Os DOL e os VCAN são predominantes para esse período, mas podem ter sua atividade intensificada ou inibida, conforme a atuação o posicionamento climatológico.

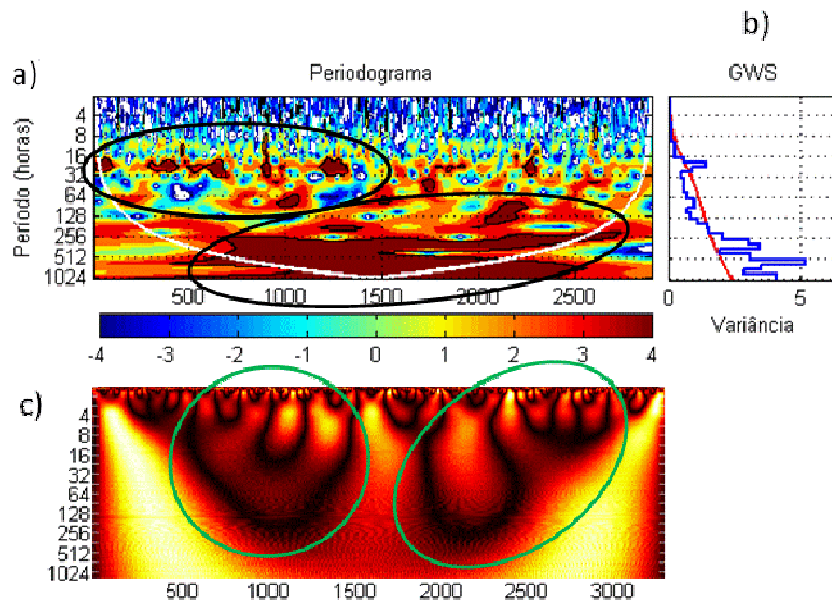


Figura 21 – Espectro de ondeleta para a magnitude do vento no período chuvoso(a); Espectro Global (b); Coeficientes da TO para o mesmo período (c).

6.3.1 Relação entre as variáveis no período chuvoso.

Conforme já foi dito, a quadra chuvosa exibe fortes perturbações e amplitudes decorrentes em grande parte pela atuação simultânea de eventos transientes da macroescala (Figura 22a). Essa quadra é marcada pela inibição de aglomerados convectivos e pela atuação dos VCAN, sobretudo no início do período (Abril). Os fortes picos de energia do sinal estão associados a esses fenômenos, especialmente nos períodos de 96 a 394 horas (4 – 16 dias). Esse período corrobora com a ocorrência de cinco episódios de VCAN no decorrer do mês de Abril sobre o NEB (BMCA – AMJJ, 2005). Alguns picos de precipitação estão associados a aglomerados convectivos devido ao aumento de convergência de umidade. Aliás, a complexa interação dos fenômenos transientes é responsável pela múltipla estrutura cônica da precipitação. Embora assumindo essa configuração, é possível observar que a precipitação é um evento combinado de várias frequências, ou seja, o padrão dos periodogramas (Figuras 22a, 22b, 22d) sugerem que

houve participação conjunta de fenômenos, pois há intensos núcleos de alta energia que estão distribuídos ao longo das escalas (inclusive na microescala).

O fenômeno da precipitação, dessa forma, surge como resultado das intensas “ramificações” que são produzidas nas diferentes escalas por diversos fenômenos (Figura 22c). Tal fato demonstra porque a precipitação é o elemento mais variável no espaço e no tempo. Sua moldura é multifractal (caótica), dado que ela não existe em si mesma, mas é resultado de uma série de uma combinação de outros fatores.

Os índices de precipitação ocorreram quando houve predominância dos DOL sobre cavados e VCAN, o que possibilitou a atuação de aglomerados convectivos. Outro fator de inibição dos DOL esteve associado à passagem dos sistemas frontais. Índices mais significativos foram registrados quando da ocorrência de DOL juntamente com o aumento da convergência de umidade e intensificação da ASAS, entre outros fatores. Aqui fica evidente mais outro aspecto da complexidade desses mecanismos, pois embora possamos associar os índices de precipitação a fatores diversos, não sabemos até que ponto cada qual contribui em grau de intensidade, sobretudo energético.

O padrão de similaridade entre os periodogramas (Figura 22) admite a identificação quanto ao período e energia dos sistemas atuantes e isto permite certa associação, dada a assinatura espectral que rege o sistema como um todo. Dessa forma, entendemos que o alto índice registrado no mês de Junho (513,7mm), evidenciado no forte pico entre os dias 2 e 15 está associado ao alto grau de intercâmbio das diversas frequências que atuam nas séries de temperatura (Figura 22b) e umidade (Figura 22d), as quais exibem núcleos energéticos para o mesmo intervalo de tempo. Tais núcleos se concentram entre 64 a 128 horas (3 – 6 dias) e entre 256 a 512 horas (10 a 21 dias).

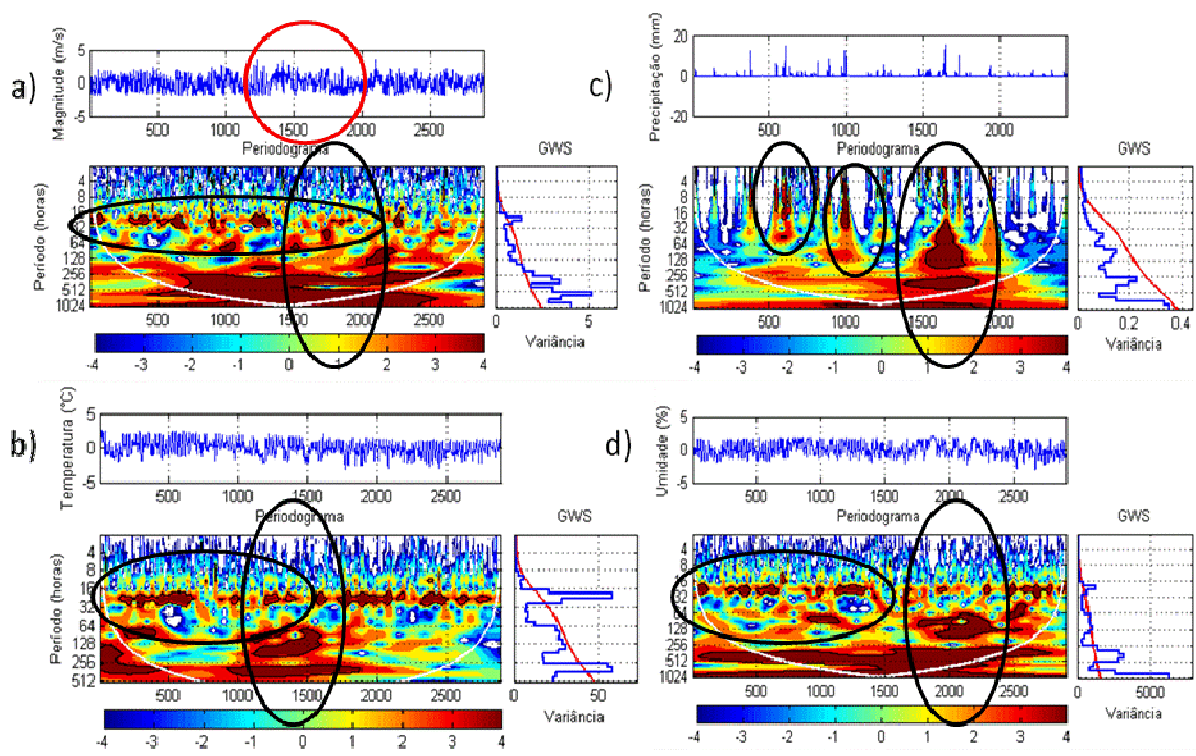


Figura 22 – Espectro de ondeleta no período chuvoso para as variáveis
a) Magnitude do vento; b) Temperatura do ar; c) Precipitação; d) UR.

Ferreira *et al.* (1990) observou que os DOL adquirem maior intensidade na baixa troposfera (850hPa), que revelam a presença de distúrbios ondulatórios se propagando de leste para oeste sobre o oceano Atlântico equatorial, apresentando uma periodicidade de 5 a 6 dias, (encontrado no sinal). Essas ondas apresentam amplitudes maiores e propagação de fases de forma mais organizada nos trimestres de MAM e JJA, ocorrendo em MAM um número maior de distúrbios se propagando sobre o Atlântico equatorial, com velocidade de fase em torno de 10 m.s^{-1} a 13 m.s^{-1} .

Um distúrbio relacionado com fortes precipitações e cobertura de nuvens sobre a costa Norte e Leste do NEB em junho de 1994 foi estudado por Gandu *et al.*, (1996). As características dessas ondas variam tanto em longitude quanto no tempo, apresentando os seguintes parâmetros médios: período de 4 – 5 dias, velocidade de propagação de 10 m.s^{-1} e comprimento de onda de 3400 km a 4300 km. Esses distúrbios favorecem o desencadear de intensa nebulosidade e forte chuva, ocorrendo especialmente na faixa litorânea leste e

norte do NEB. O comprimento da faixa de nebulosidade das ondas de leste varia de 2000 a 4000 km com período de uma a duas semanas (Varejão-Silva, 2001) ou de 1200 a 1500 milhas e de 3 a 4 dias de acordo com (Vasquez, 2000). Convém salientar que estes períodos são aproximados, dentro de certo intervalo, mas que concordam com os fenômenos observados. Os DOL podem surgir entre 3 – 4 dias ou 5 – 6 dias, ou até mesmo 14 – 15 dias.

6.4 Período de transição chuvoso-seco

Durante o período de transição chuvoso-seco (que está entre os meses de Setembro a Outubro – SO) nota-se, ao longo dos meses, a ocorrência de picos significativos na escala diária, que oscilaram entre os períodos de 24 a 128 horas (1 – 5 dias) conforme mostra a Figura 23a. No entanto, o periodograma mostra a predominância de núcleos mais intensos em torno do período de 24 horas. Embora pequenos, o padrão dos núcleos garante a presença dos fenômenos de mesoescala atuando no campo de ventos, indicando no EGO (Figura 23b) o pico com maior contribuição de energia. Nota-se que para períodos maiores e menores que 24 horas, as intensidades da magnitude do vento não são apreciáveis, evidenciando a predominância desses sistemas sobre quaisquer outros durante o bimestre em questão. Durante esse período de transição foram registrados os maiores valores de magnitude do vento.

Importante ressaltar que esses núcleos mais intensos são intermitentes. Ao que parece, o mecanismo cessa (ou enfraquece) por alguns dias e depois retoma sua atuação. O fenômeno atua como um pulso. Essa afirmação baseia-se no fato de que o periodograma não diferencia as brisas marinhas ou terrestres. A diminuição e/ou aumento na magnitude está associada ao fenômeno como um todo, em seu ciclo de 24 horas. Portanto, admite-se a

intermitência do pulso ao ciclo completo e não a uma componente específica (terrestre ou marítima), por exemplo.

Notou-se também que os períodos que possuem maiores energias são aqueles em que ocorreram as maiores amplitudes da ST. O padrão dos coeficientes mostra que as ramificações estão correlacionadas a essas amplitudes, já que os picos em torno de 24 horas só aparecem na presença dessas grandes conexões (Figura 23c). A partir do mês de Agosto de (2005) ocorreu o efeito da intensificação de brisas, juntamente com os Alísios de SE. Os demais períodos acima de 128 horas estão fora do COI e, por isso, não possuem confiança estatística.

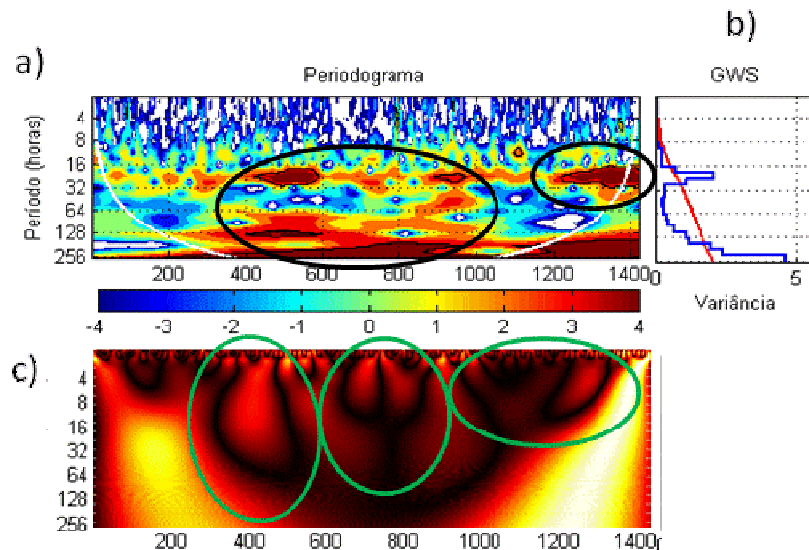


Figura 23 – Espectro de ondeleta para a magnitude do vento no período de transição chuvoso-seco (a); Espectro Global (b); Coeficientes da TO para o mesmo período (c).

6.4.1 Relação entre as variáveis no período de transição chuvoso-seco.

As maiores amplitudes da ST, por sua vez, evidenciam que os sistemas de mesoescala são acompanhados por outros de escala superior (1 – 5 dias), período típico para os DOL, que atuaram de forma inexpressiva para os totais pluviométricos. Esse não é o único aspecto, pois há ainda intercâmbios entre os fenômenos de macroescala entre 64 e

128 horas (2 – 5 dias), que atuam de maneira coordenada com a mesoescala e contribuem expressivamente com os fortes picos de energia associada ao ciclo diário.

As variáveis (temperatura e umidade) confirmam uma conexão através do periodograma da magnitude do vento (Figuras 24b e 24d). Essas duas variáveis possuem fortes núcleos na escala de 24 horas, que foi a escala correspondente ao pico de altas energias do EGO. Portanto, pode-se, confirmar a interação direta das variáveis no ciclo diário. O espectro de ondeleta para a precipitação ostenta núcleos intensos que indicam estar relacionados com a umidade (no período de 24 a 128 horas), pois registra grande atividade. Outra observação é que nessa fase de transição, a estrutura multifractal cônica exibe um baixo padrão de complexidade, o que é indicativo de poucas interações ramificadas.

Outra constatação é que os “cones” com os mais intensos núcleos são intermitentes, corroborando com o mesmo padrão de pulsação da magnitude, embora com um pequeno atraso. Assim sendo, a ação conjunta dessas variáveis sugere um modelo que é responsável pela advecção de temperatura e umidade e subsequente precipitação, confirmada pelo padrão de similaridade na configuração dos periodogramas. Mostra, por outro lado, que as variações mais intensas pertencem ao ciclo diário mais do que qualquer outro fenômeno de escala superior (macroescala) ou inferior (microescala). Outro padrão característico para a precipitação é que ela é mais intensa precisamente no início da fase de transição e moderada no final, quando a fase seca começa a surgir. Os transientes de grande escala são decisivos para esse padrão, pois combinados com as brisas criam essa configuração.

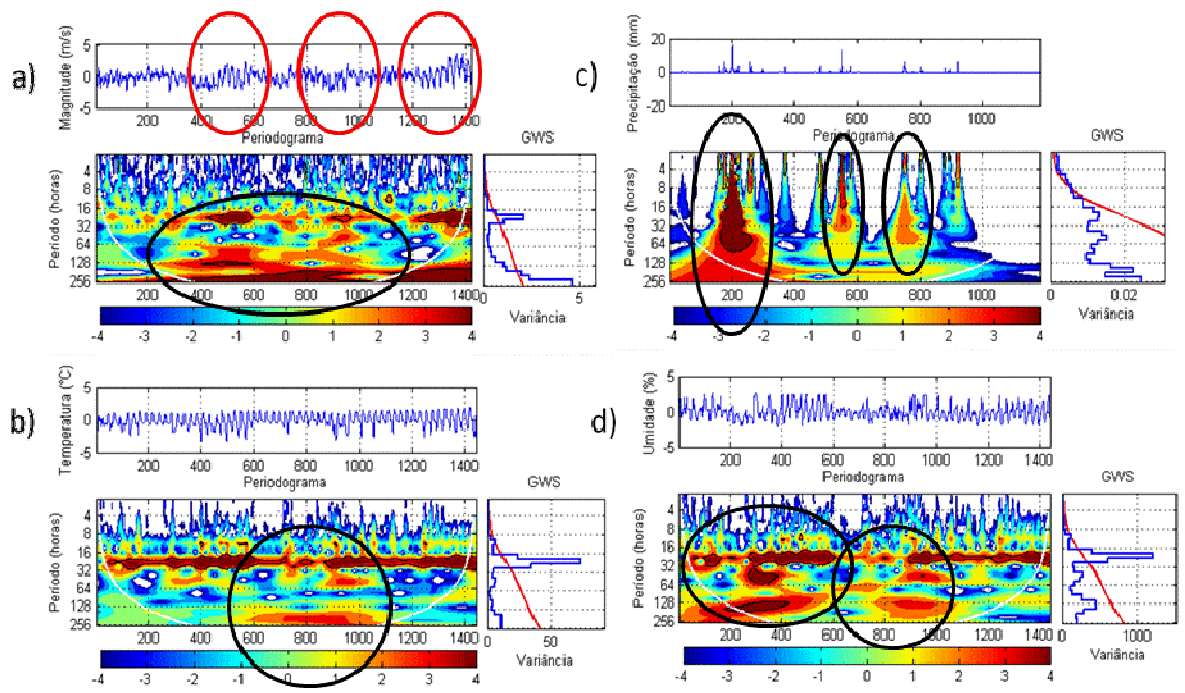


Figura 24 – Espectro de ondeleta no período de transição chuvoso-seco para as variáveis
a) Magnitude do vento; b) Temperatura do ar; c) Precipitação; d) UR.

O BMAC (ASO – 2005) confirma a intensificação/atenuação do efeito de brisas, corroborando com as características do sinal. O núcleo mais intenso pode estar associado à intensificação da ASAS, com o subsequente aumento de intensidade dos Alísios de SE, que atua como um amplificador da magnitude em baixos níveis (interferência construtiva), possibilitando um transporte mais eficiente da umidade que gerou as precipitações. É apropriado afirmar que trata-se de um padrão esperado, pois a alternância de pulsos de precipitação é predominante nesse período de transição.

6.5 Comportamento anual

6.5.1 Periodogramas do período de estudo (Outubro de 2004 – Outubro de 2005).

O comportamento anual da magnitude do vento é mostrado na figura 25a, na qual se tem uma visão panorâmica das estruturas em atividade. Do período de transição chuvoso-seco até ao da quadra seca, a intensidade dos distúrbios implica numa forte

correspondência entre os fenômenos. Notam-se claramente na ST as grandes amplitudes combinadas a esses períodos. A partir da transição seco-chuvoso, o mecanismo de mesoescala enfraquece e por fim cessa, quando chega ao período chuvoso. Logo após, surgem pequenos núcleos que indicam o retorno do padrão inicial. Nesta fase, as amplitudes maiores já começam a ficar evidentes.

Sendo a energia total de um sistema proporcional à sua amplitude (Zdunkowsky & Bott, 2003) é oportuno afirmar que o comportamento anual evidencia a atuação maior da radiação solar injetando mais (menos) energia no sistema no período seco (chuvoso). A energia radiante atua como um alimentador do sistema como um todo, lhe conferindo essas características. Entenda-se por “sistema” a macroestrutura que rege esses fenômenos, isto é, a complexa interação oceano-atmosfera e seus mecanismos de troca.

O EGO (Figura 25b), que mede a variância (ou energia) das frequências, exhibe os picos correspondentes aos fenômenos. O periodograma, por sua vez, ao exhibir a forte ligação das componentes para o período seco, corrobora com o fato de que nesse período há maior turbulência devido ao aquecimento das superfícies, e por isso, há grande transferência de energia. O oposto é verdade para o período chuvoso, onde tais condições são menos acentuadas.

Embora haja a atuação de mecanismos de grande escala no período de transição seco-chuvoso e na quadra chuvosa, evidencia-se um grande enfraquecimento (ou inibição) dos mecanismos do ciclo diário. As trocas de energia das grandes para as pequenas escalas foram atenuadas com os sistemas transientes confinados à grande escala. A configuração da ramificação da TCO (Figura 25c) mostra a intensa atividade destas frequências durante todo o período de estudo.

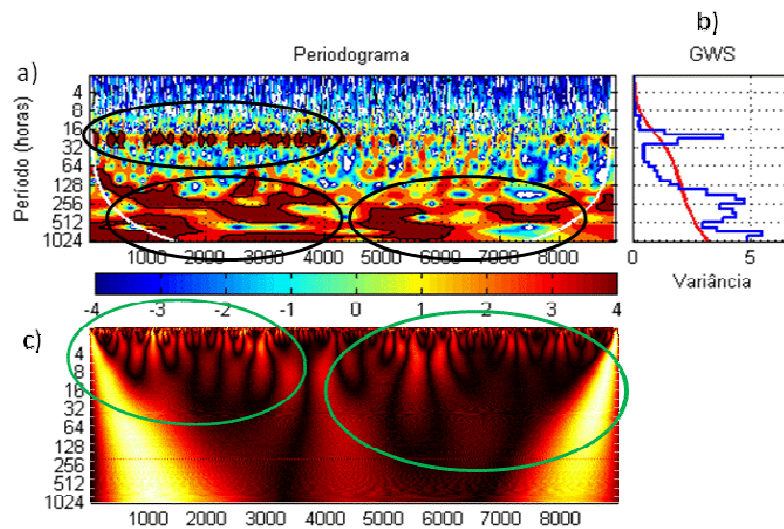


Figura 25 – Espectro de ondeleta para a magnitude do vento no período de estudo (a); Espectro Global (b); Coeficientes da TO para o mesmo período (c).

6.5.2 Contexto geral das variáveis no período de estudo.

Ao ser feita uma análise das variáveis envolvidas, visualiza-se um conjunto coerente de informações gráficas (Figura 26). Entre a magnitude (Figura 26a) e a temperatura do ar (Figura 26b) os sistemas se ajustam apenas para o ciclo diário (no período seco). A umidade (Figura 26c) acompanha esse padrão, mas também está acoplada aos sistemas transientes.

A ausência de núcleos acima de 24 horas na série de temperatura parece ser um fator de inibição das precipitações, pois a partir da quadra chuvosa (delimitada pelos círculos na figura 26c), os fortes núcleos corroboram com as características do sinal das demais variáveis, inclusive com os picos de precipitação. A quadra chuvosa resulta da participação de fenômenos transientes de baixa frequência, os quais são responsáveis pelo alto índice de precipitação. A estrutura cônica, mais complexa para AMJJ mostra que existe alto grau de ramificações entre os fenômenos (Figura 26c). Essa conjuntura sugere a existência de um transporte de energia (calor latente) que é condensado (precipitação) ao ser transferido para as menores escalas.

Fato evidente é que o período chuvoso não evidencia a atuação direta dos sistemas de mesoescala, embora o padrão das precipitações aconteça tanto nas altas como em baixas frequências. Isto também implica que existem elementos diversos participando no processo de transferência energética e nos revela seu caráter piramidal (cascata). Ademais, ainda assim é possível associar sua atuação conjunta com as demais variáveis e estabelecer condições nas quais estas acontecem.

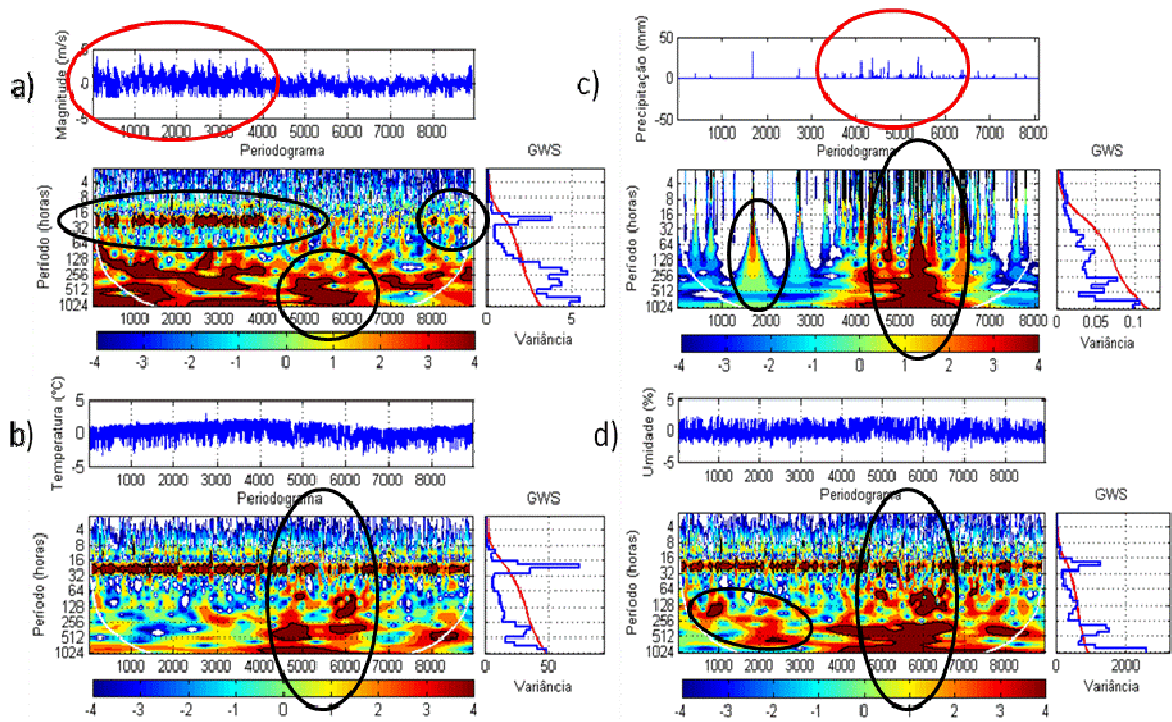


Figura 26 – Espectro de ondeleta no período de estudo para as variáveis a) Magnitude do vento; b) Temperatura do ar; c) Precipitação; d) UR.

6.6 Considerações sobre a precipitação no contexto da TO

As precipitações pluviais estão diretamente relacionadas com a convecção local. Esta é caracterizada por movimentos ascendentes de ar úmido, resultantes da ocorrência de pressões atmosféricas mais baixas junto à superfície terrestre, seja em consequência do aquecimento do ar em contato com essa superfície ou pela ação de fenômenos transientes, de caráter puramente dinâmico (Fedorova, 2001).

Embora modulada por diversos fenômenos, a grande variabilidade espaço-temporal das precipitações lhe confere um caráter multifractal em sua distribuição e intensidade, devido à complexa influência mútua dos sistemas com os quais ela interage. Por essa razão, as ST das precipitações exibem uma construção bem diversa das demais variáveis meteorológicas, pois possui um padrão não-ondulatório. Esses são característicos de um fenômeno caótico,^[13] no sentido matemático (Ver APÊNDICE B), pois a estrutura típica para essa variável exibe uma singularidade multifractal distribuída em “cones”, que são em maior (menor) quantidade quanto mais (menos) complexas são as interações recíprocas. Esta quantidade está relacionada ao número de “ramificações” do fenômeno com outros. Vale lembrar que esse padrão é revelado através do periodograma gerado a partir da TO da função de Morlet, seguindo o mesmo roteiro empregado nas demais variáveis envolvidas neste estudo.

Assim, considerando-se como premissa a não-periodicidade presente nas ST de precipitação, constata-se também que ela é a variável que apresenta maior variação em termos de mudanças sazonais (Figueiredo, 2002). Através da intensidade dos picos (relacionados aos cones), as características mais energéticas refletem uma série de interações simultâneas distribuída nas frequências.

A figura 27 exemplifica estas situações, onde em 27a há um sinal relativamente com muitos máximos, isto é, incontáveis “cones”, ou seja, uma singularidade mais complexa, se comparado ao espectro em 27b.

¹³ Um sistema é dito caótico quando extremamente sensível a pequenas perturbações. Sistemas dinâmicos possuem uma variação no decorrer do tempo de forma aleatória. Esses sistemas estão presentes em fatos tão simples como uma folha caindo de uma árvore ou uma borboleta batendo asas. A imprevisão é inerente a tais sistemas e a evolução caótica é o resultado desta imprevisibilidade. As Teorias do Caos e da Complexidade podem ser aplicadas a campos tão diversos como a Biologia, Economia e Ciências Sociais. Essas teorias conseguem explicar conceitos e fenômenos complicados, como a formação de fractais e o funcionamento dos atratores estranhos.

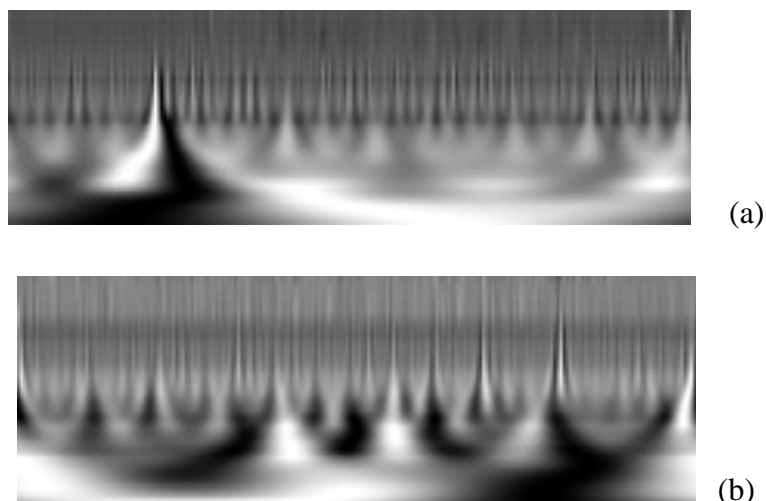


Figura 27 – Configuração da TO para uma ST caótica com poucas ramificações (a) e muitas ramificações (b).

Fonte: Cachonis *et al.*, 2006 (adaptada).

6.7 Padrões de similaridade entre as diversas variáveis

Importante constatação é feita ao se observar as séries de temperatura do ar e umidade. Sendo o vento um eficiente transportador das grandezas meteorológicas, espera-se que essas grandezas (temperatura e umidade) possam ser advectadas pelo vento e adotem um perfil de similaridade recíproco (Varejão-Silva, 2001). Essa semelhança pode ser evidente na configuração do periodograma que ostenta núcleos semelhantes para diferentes elementos no mesmo intervalo de tempo. Caso haja forte correspondência entre estas variáveis, a precipitação associada às perturbações tem conexão direta com a amplificação do sinal estudado, pois mudanças repentinas de amplitude implicam que existe uma ação conjunta de fenômenos transientes que modulam a tendência entre as observações vizinhas.

As oscilações intra-sazonais na atmosfera (sobretudo nos trópicos) estão associadas a um processo de múltiplas escalas de tempo, apresentando flutuações irregulares, tornando-se um obstáculo para a previsão de tempo de longo prazo. Esta questão pode

estar relacionada à dificuldade de se observar as escalas menores do movimento que se manifestam nas escalas maiores, através de interações de escalas (Vitorino, 2002).

Um estudo de Cai e Mak (1990) sugere que ondas de escala planetária de baixa frequência e ondas de escala sinótica de alta frequência, dentro de um estado equilibrado da atmosfera são simbioticamente dependentes umas das outras. As interações sobre a transferência de energia entre os modos de baixa e alta energia se ajustam de modo que os transientes de baixa frequência organizam os transientes de alta frequência.

Esse é um dos aspectos importantes da interação entre diversos fenômenos, pois se podem inferir análises através de certas propriedades de similaridade entre as escalas. É nesse sentido que a precipitação pode ser associada, mas sua previsão, bem como sua intensidade constitui um verdadeiro desafio, pois seu caráter multifractal lhe confere alto grau de complexidade. As demais variáveis que possuem características periódicas, revelam uma “resposta” em sua estrutura própria que se acopla aos estímulos dos forçantes externos, sendo o principal deles a radiação solar. Essas variáveis acompanham os ciclos diário e anual e por isso possuem certo grau de previsibilidade por seguirem estas tendências.

6.8 Detecção dos padrões de precipitação através da direção do vento

Um importante critério para se entender os padrões de precipitação é a sazonalidade do regime de ventos numa determinada região. Uma informação valiosa consiste em determinar a predominância dos ventos quanto a sua magnitude e direção. Como citado anteriormente, as brisas marinhas podem transportar o vapor d'água liberado pelo oceano para o continente, e, dependendo da quantidade do vapor d'água transportado, as brisas marinhas podem potencialmente provocar chuvas no continente. A importância desses sistemas tem sido amplamente discutida na literatura (Kousky, 1979; Cavalcanti, 1982;

Servain & Lukas, 1990) por constituir um dos principais mecanismos responsáveis pelo regime de precipitação observado no NEB.

Para a área de estudo, a linha da costa é perpendicular à brisa marinha combinada aos ventos Alísios, que sopram com uma forte componente de SE, sendo o contrário observado na direção NW, onde há predominância da brisa terrestre.

6.9 Direção e magnitude predominantes

6.9.1 Quadra seca

A frequência do ciclo diário correspondente a um período de 24 horas pode ser usada como uma frequência (ou período) de referência, pois o sistema de ventos de interesse nesse estudo é causado por uma forçante térmica com esse período, que reflete a seqüência de intervalos de aquecimento e resfriamento diferenciais.

A figura 28a exibe um padrão que salienta a contribuição moderada, mas não menos significativa, dos ventos que atuaram no setor NE. A atividade neste setor confirma a atuação dos ventos Alísios de NE, que juntamente com os Alísios de SE compõem um regime de ventos significativos. Observa-se, no entanto, um incremento maior no setor SE, mostrando a interferência construtiva entre os Alísios de SE e a brisa marinha. A figura 28b mostra o histograma de frequências com predominância dos ventos de SE na quadra seca, tanto no período diurno quanto no noturno.

Durante esta quadra também persistem moderados ventos de NW, os quais são opostos aos ventos de SE e, portanto, opostos à brisa marinha. Tal conjuntura comprova a ação constante da brisa terrestre durante todo o período.

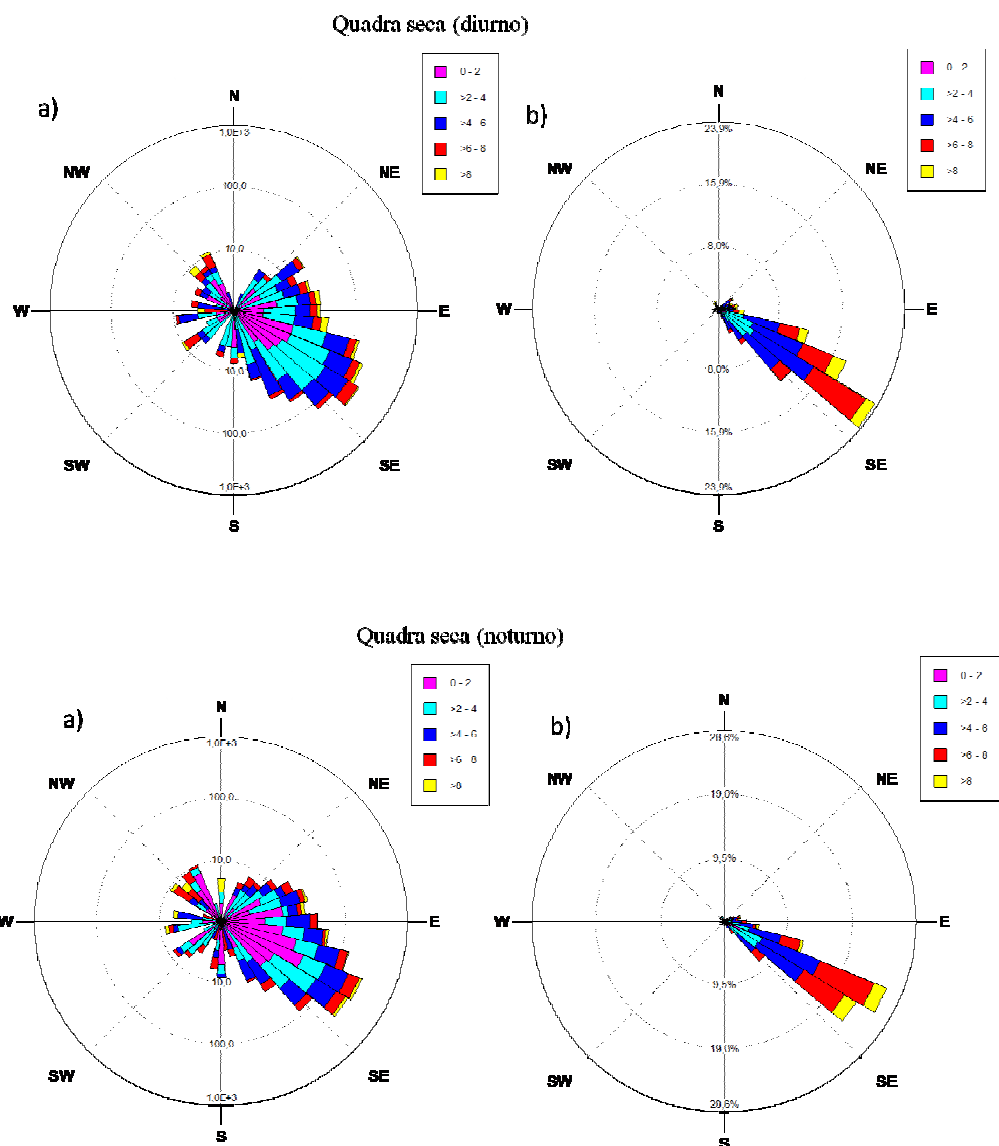


Figura 28 – Rosa-dos-ventos original (a); Rosa-dos-ventos com histograma de freqüências relativas (b). (Quadra seca – diurno/noturno).

6.9.2 Transição seca-chuvosa

Na fase de transição da quadra seca para a chuvosa (Março/Abril – MA) já é possível perceber um significativo acréscimo nos ventos de SE, ao passo que diminuem os Alísios de NE. Como nos demais períodos, há grande homogeneidade no regime de ventos tanto no período diurno quanto noturno. No entanto, no período noturno há um pequeno incremento na magnitude de NW, que é típico da atuação da brisa terrestre.

Fato importante é o que ocorre quanto à intensidade. Esta fase de transição registra fortes magnitudes do vento, tendo como principal causa os Alísios de SE, conforme mostra (Nieuwolt, 1977). Nesta época, os Alísios de NE ficam bastante enfraquecidos ao passo que os Alísios de SE são intensificados devido à mais forte intensificação da ASAS, que juntamente com as brisas marinhas, amplificam o sinal da magnitude do vento e também favorece o transporte de umidade do oceano para o continente e contribui para os índices pluviométricos, principalmente nos horários da madrugada.

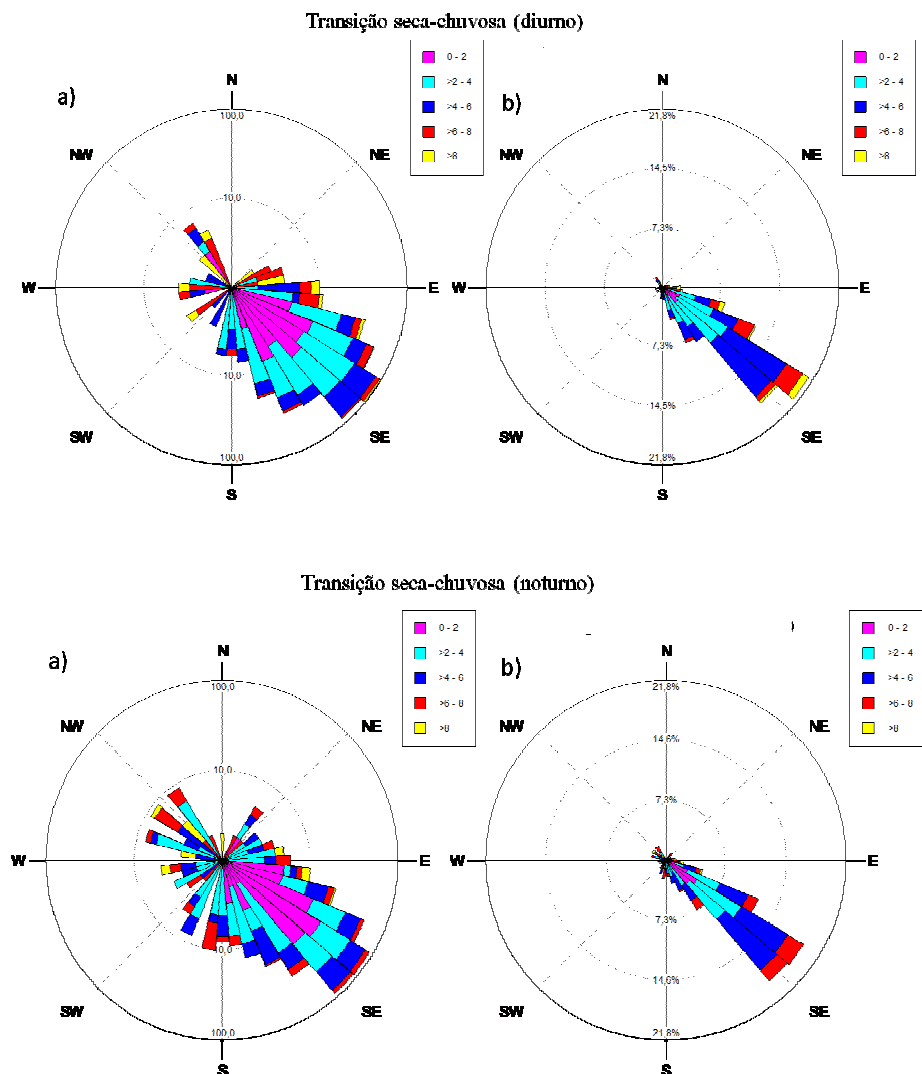


Figura 29 – Rosa-dos-ventos original (a); rosa-dos-ventos com histograma de freqüências relativas (b). (Quadra de transição seca-chuvosa – diurno/noturno).

6.9.3 Quadra chuvosa

Embora haja predominância estatística para os ventos de sudeste, nota-se também uma maior contribuição no setor entre o S e o SE em relação às fases anteriores. Os ventos de sul passam a ter relevante importância. (Nieuwolt, 1977) observou que a corrente dos Alísios desvia-se um pouco mais em direção ao equador no inverno do que no verão. Em janeiro a quebra na direção dos ventos Alísios ocorre aproximadamente a 5°S. No entanto, em julho o vento de sul ocupa a faixa de 0° – 15°N. Os Alísios quase duplicam sua intensidade do verão para o inverno.

A grande variabilidade no campo bórico é típica para a quadra chuvosa devido à diversidade de fenômenos transientes. A figura 30a exibe tal característica, pois impera alta heterogeneidade tanto em módulo quanto em direção do escoamento.

Kousky (1980) observou também que o máximo de chuvas no setor leste do NEB, está possivelmente associado à máxima convergência dos Alísios com a brisa terrestre, a qual deve ser mais intensa durante as estações de outono e inverno quando o gradiente térmico entre a terra e o mar é mais intenso.

Entre todas as fases de estudo, a quadra seca é que apresenta maior atuação da brisa terrestre em módulo e persistência (Figura 30b). Isto sugere outro fenômeno importante, ligado às precipitações, que é o aparecimento em baixos níveis de uma zona de convergência que é responsável pela banda de nebulosidade e conseqüente precipitação associada.

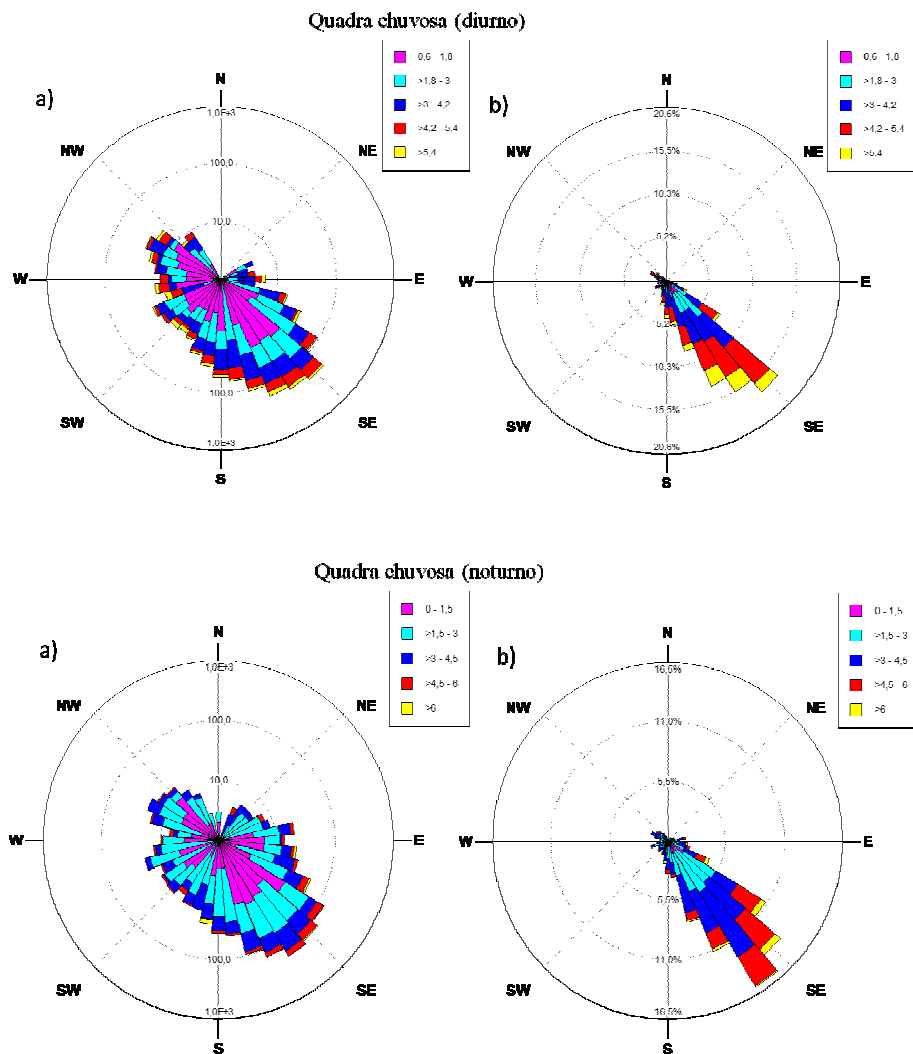


Figura 30 – Rosa-dos-ventos original (a); rosa-dos-ventos com histograma de freqüências relativas (b). (Quadra chuvosa – diurno/noturno).

6.9.4 Transição chuvosa-seca

Com a nova fase de transição que se inicia (Setembro/Outubro) o regime de ventos começa a se acomodar à nova quadra, que é a seca. Já é evidente a diminuição da brisa terrestre e intensificação da brisa marinha, juntamente com os Alísios de SE. As figuras (31a e 31b) mostram as freqüências dominantes (magnitude e direção) exatamente na direção SE.

Os ventos atuam mais intensamente à medida que se inicia a quadra seca, pois o aquecimento mais intenso das superfícies (terra e mar) próximo à linha da costa aumenta o gradiente de temperatura e, por conseguinte, tem-se uma convecção mais profunda e as precipitações são mais intensas, porém isoladas. Vale lembrar que essas precipitações são causadas pelos sistemas de mesoescala e esse alto índice pluviométrico é maior em comparação à quadra seca nesse aspecto e não no sentido do total acumulado de precipitação, que é maior na quadra chuvosa por serem causados pelos sistemas de escala sinótica, entre outros.

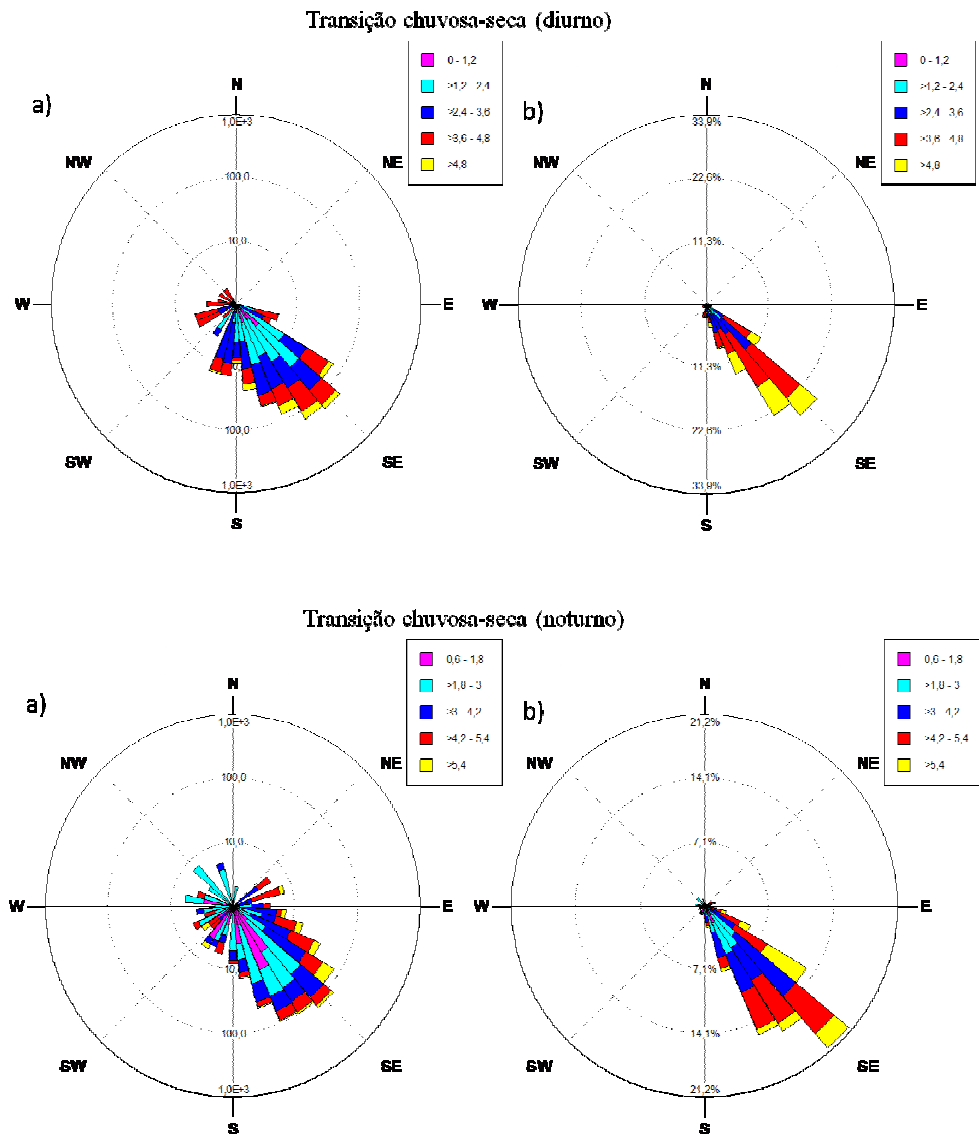


Figura 31 – Rosa-dos-ventos original (a); rosa-dos-ventos com histograma de freqüências relativas (b). (Quadra de transição chuvosa-seca – diurno/noturno).

6.9.5 Detecção do horário de mudança das brisas no período de estudo

Uma análise auxiliar foi feita a fim de detectar os padrões de direção do vento no ciclo diário para cada fase. Esta análise adicional vem reforçar o fato de que um exame de padrões da interação da brisa terrestre (horários noturnos) em sentido oposto aos ventos Alísios predominantes de sudeste cria uma zona de convergência próxima à costa, responsável pela precipitação. Esse fato já foi citado anteriormente, mas nada se falou sobre o horário em que ocorre essa convergência. Este tópico vem preencher essa lacuna.

Os critérios estabelecidos têm como base os horários sinóticos, a saber: 00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 (HL). Cada intervalo entre estes horários, respectivamente, foram classificados em madrugada, manhã, tarde e noite. Isso possibilita observar a predominância da direção do vento como também em qual setor e horário ocorre esta mudança. A rosa-dos-ventos exibe histogramas de frequência para a direção predominante em cada intervalo.

É razoável perceber também que com o aquecimento/resfriamento da terra, a direção do vento se altera, caracterizando a formação do efeito da brisa. Quando se analisa a direção do vento apenas para o período da madrugada (das 00:00 às 06:00 horas), horário em que se intensifica o resfriamento terrestre, observa-se que houve a ocorrência de ventos tanto de sudeste quanto de noroeste, num evidente indício de formação de brisa terrestre durante a madrugada [figuras (32a, 33a, 34a, 35a)]. Isto explica a ocorrência de precipitação durante a noite (em especial, nas horas da madrugada) como uma prova da existência da circulação de meso-escala.

A forma da linha de costa também é bastante útil na constatação da brisa, desde que não haja condições e sistemas que favoreçam a penetração desta em grandes distâncias sobre o continente. Se esse for o caso, a força de Coriolis pode ser desprezada e a brisa

considerada como um sistema de vento que sopra perpendicular à linha de costa, como ocorre na área de estudo.

Conforme observou (Nieuwolt, 1977), a persistência dos Alísios atinge aproximadamente 80%, estabelecendo-se como nenhum outro regime de ventos na região tropical.

Em suma, todos esses resultados corroboram com a literatura tais como (Nieuwolt, 1977; Kousky, 1979; Cavalcanti, 1981; Lemes *et al.*, 2006 e Santos, 2008).

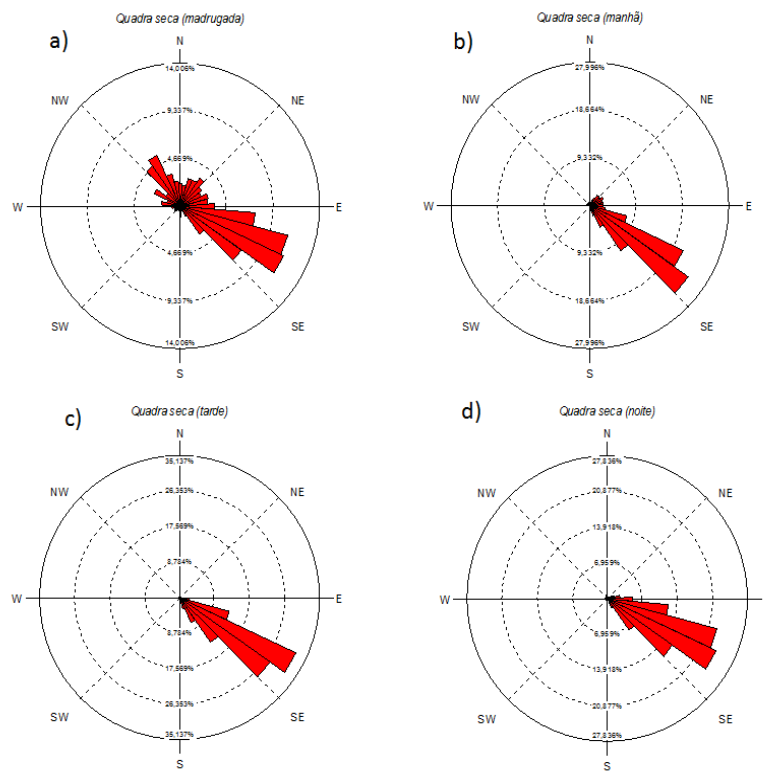


Figura 32 – Rosa-dos-ventos com histograma de freqüências relativas para a direção do vento nos ciclos diurnos e noturnos (Quadra seca).

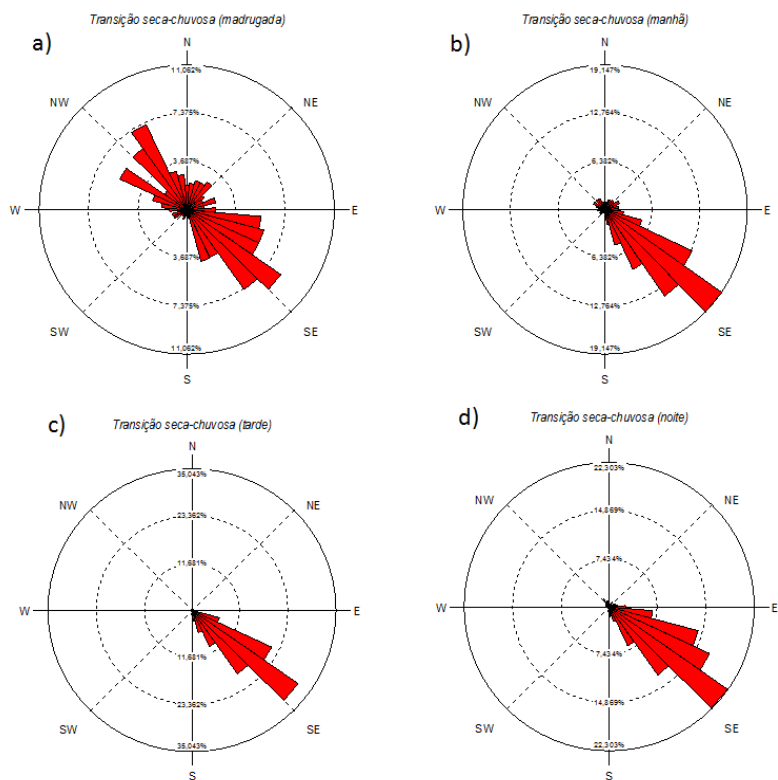


Figura 33 – Rosa-dos-ventos com histograma de freqüências relativas para a direção do vento nos ciclos diurnos e noturnos (Transição seca-chuvosa).

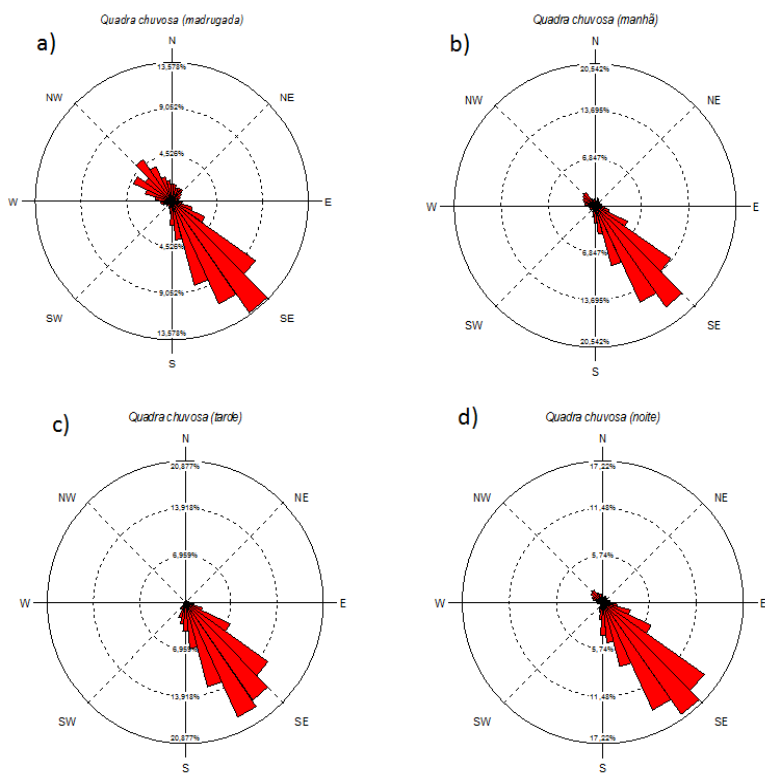


Figura 34 – Rosa-dos-ventos com histograma de freqüências relativas para a direção do vento nos ciclos diurnos e noturnos (Quadra chuvosa).

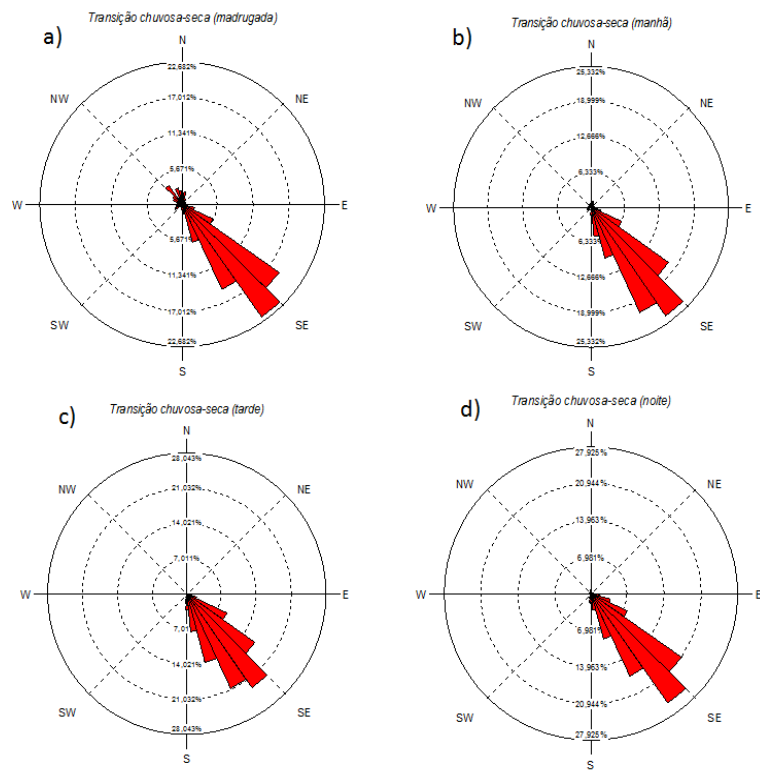


Figura 35 – Rosa-dos-ventos com histograma de freqüências relativas para a direção do vento nos ciclos diurnos e noturnos (Transição chuvosa-seca).

7. CONCLUSÕES

A Transformada em Ondeletas (TO) mostrou-se uma ferramenta matemática poderosa na detecção das frequências e intensidades das ST e corrobora com trabalhos correlatos à área de estudo. Ficou bastante evidente a distinção entre as quadras seca e chuvosa, bem como as respectivas transições, não apenas pela medição simples da precipitação acumulada, mas no tocante às características do sinal. Os sistemas de mesoescala atuam com mais intensidade no período seco, pelo fato de se ajustar ao ciclo diário da forçante térmica (radiação solar). Para a quadra chuvosa, predominam os sistemas transientes de grande escala, os quais são os responsáveis pelos maiores índices pluviométricos.

Outro fato é que a presença (ou ausência) de fenômenos da grande escala altera sensivelmente as características do sinal das variáveis, quer seja em frequência ou amplitude. Foi encontrada forte relação entre magnitude do vento, temperatura, umidade e precipitação. Estas análises consistem no aspecto da configuração dos periodogramas, que revelaram alta similaridade entre si e que indicaram conexões mútuas entre as variáveis. A precipitação ocorre quanto maior são as trocas de energia, e por isso, podem ser associadas, em certo grau, a essas variáveis. A TO revelou características relevantes de transporte, sazonalidade e intensidade. Os núcleos mais intensos de energia estão ligados às maiores amplitudes do sinal, que são amplificados na presença de transientes de baixa frequência. Essa informação não é redundante, pois comprova a validação dos dados pelo Princípio da Conservação de Energia, bem como das metodologias empregadas. Na quadra seca as brisas são alimentadas por grandes sistemas, sendo o contrário para a quadra chuvosa, onde seus efeitos são quase suprimidos.

A configuração do espectro de ondeleta das precipitações exibe um caráter multifractal cônico e esse padrão é mais intenso na quadra chuvosa, onde existe a atuação simultânea de vários sistemas meteorológicos. Por outro lado, o caráter multifractal da precipitação apóia o fato de esta ser o parâmetro de maior variabilidade tanto espacial quanto temporal.

As maiores precipitações acontecem quando há atuação conjunta entre os sistemas transientes e suas respectivas frequências, mostrando que há liberação (ou troca) de energia entre eles. Inclusive os fortes picos de precipitação são relacionados ao período de maior atividade de troca de energia da grande escala para as escalas inferiores. Nesta conjuntura, a precipitação surge como resultado da condensação, que é a perda de energia do vapor d'água.

Outro fator preponderante na detecção da precipitação foram os regimes de vento locais, caracterizado pelos sistemas das brisas de terra e mar. Os resultados apontam que a direção do vento predominante é de sudeste (SE), o que caracteriza a brisa marítima. Além desse fato, foi verificado que as maiores amplitudes e persistência dos ventos de SE são incrementadas pelos ventos Alísios, que sopraram na mesma direção (SE) o ano inteiro, criando uma interferência construtiva no sinal. Os ventos predominantes de noroeste (NW) só foram observados (com proeminência) no período da madrugada, distintivo da brisa terrestre. A mudança das brisas terrestres/marítimas apresentou intervenção no sistema de precipitação, pois a combinação dos ventos de NW opondo-se aos de SE, criaram uma zona de convergência em superfície (movimentos ascendentes) corroborando com os horários em que ocorreram as precipitações.

7.1 Perspectivas para trabalhos futuros

Embora a TO tenha sido útil na detecção de características importantes das ST envolvidas neste trabalho, suas possibilidades abrem caminho para novos trabalhos. A grande quantidade de dados e variáveis na área do mangue proporciona abundantes perspectivas. Uma delas seria o desenvolvimento paralelo entre os sinais e aspectos sinóticos mais detalhados, abordados na dissertação de forma indireta. No campo dos fractais há uma gama de fenômenos a serem incorporados, sobretudo envolvendo aspectos mais refinados quanto à precipitação. Um conjunto completo das mais diferentes variáveis poderia sugerir um modelo qualitativo ou mesmo quantitativo que ajudaria de forma significativa nos modelos de previsão. Como a precipitação é geralmente a variável utilizada nas previsões do tempo, poderíamos inferi-la a partir de outras variáveis. Aspectos sinóticos fornecem um panorama das macroestruturas, que por sua vez influenciam as demais, mas as interações sob o ponto de vista das ramificações existentes é um vasto campo a ser pesquisado.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AFUBRA, Associação dos Fumicultores do Brasil. A floresta e o ar. Disponível em: <http://www.sefloral.com.br/ea01071812.htm> . Acesso em 30 de junho de 2009.

ALCÂNTARA, E. H. **Análise da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA, Brasil) integrando dados telemétricos e imagens Modis/Terra**. 2007. 217f. Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE-14621-TDI/1200. São José dos Campos, SP, 2007.

ASTAFÉVA, N. M. Wavelet analysis: basic theory and some applications. *Physics Uspekhi*, v. 39, n. 11, p. 1085-1108, 1996.

BALTHAZAR, J. M.; SILVA, G. N.; TSUCHIDA, M.; BOAVENTURA, M.; GOES, L. S.; SILVA, J. D. S. *Algumas aplicações wavelet na análise de sinais atmosféricos*. Vol 2, 2003. II Congresso Temático de aplicações de Dinâmica e Controle da Sociedade Brasileira de Matemática Aplicada e Computacional (SBMAC). São José dos Campos, SP, Brasil. ISBN: 85 – 86833-15-8, Anais do DINCON, 2003.

BARRETO, A. B., SILVA ARAGÃO, M. R., BRAGA, C. C. *Estudo do ciclo diário do vento à superfície no Nordeste do Brasil*. In: Anais do XII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, Foz do Iguaçu – PR, 2002.

BARRY, R. G.; CHORLEY, R.J. *Atmosphere, Weather and Climate*. Methuen. 5th Edition. 460pp., 1987.

BOLZAN, M. 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.

BOLZAN, M. J. A.; ROSA, R. R.; RAMOS, F. M.; FAGUNDES, P. R.; SAHAI, Y. Generalized thermostatics and wavelet analysis of solar wind and proton density variability. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, v. 67, p. 1843–1851, 2005.

BOLZAN, M. J. A. *Transformada em Ondeletas: Uma necessidade*. Instituto de Pesquisa e Desenvolvimento da UNIVAP, São José dos Campos, 2006.

CACHONIS, L. T.; BALTATU, O. C.; NICOLAU, R. A.; JÚNIOR, A. R. P. *Estudo da variação da pressão arterial utilizando a Transformada de Wavelets e análise do comportamento multifractal*. In: X Encontro Latino Americano de Iniciação Científica e

VI Encontro Latino Americano de Pós-Graduação. Universidade do Vale do Paraíba – UNIVAP, Instituto de Pesquisa e Desenvolvimento – IP&D, São José dos Campos, SP, 2006.

CAI, M. & MAK, M. – Symbiotic relation between planetary and synoptic-scale waves. *J.Atmos.Sci.*, 47, 2953-2968, 1990.

CAVALCANTI, I.A. **Um estudo sobre as interações entre os sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais**. 1982. 133f. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE-2494 TDL/097. São José dos Campos, SP, 1982.

CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N.J.; KOUSKY, V.E. Análise de um caso de atividade convectiva associada a linhas de instabilidade na Região Sul e Sudeste do Brasil. INPE-2574 PRE/222, 1982.

CHAN, S. C. **Análise de distúrbios ondulatórios de leste sobre o Oceano Atlântico equatorial Sul**. 1990. 134f. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE-5222-TDL/437. São José dos Campos, SP, 1990.

CLIMANÁLISE – Boletim de Monitoramento e Análise Climática, *Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos*, Outubro de 2004 a Outubro de 2005. Cachoeira Paulista, SP, Brasil. Disponível em <http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/> Acessado em Janeiro de 2009.

DA SILVA, A. B. P. **Estudos de dois casos extremos de precipitação sobre a costa leste do Nordeste do Brasil**. 2002. 117f. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Universidade Federal de Alagoas – UFAL. Maceió, AL, 2002.

DAUBECHIES, I. *Ten lectures on wavelets*. Philadelphia: Soc. for Indust. and Appl. Math., 1992. 357p., 1992.

DAUBECHIES, I. *Orthonormal Bases of Compactly Supported Wavelets*. *Commun. Pure Appl. Math.*, v. 41, n. 2, p. 909-996, 1988.

EHLERS, R.S., Análise de séries temporais. Laboratório de Estatística e Geoinformação. Apostila, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, PR, 116pp., 2007.

FEDOROVA, N. *Meteorologia Sinótica*. Volume II., Pelotas: Ed. Universitária/ UFPel, 242 p. 2001.

FERREIRA, N. J. CHAN, C. S.; SATYAMURTY, P. *Análise dos distúrbios ondulatórios de leste sobre o Oceano Atlântico Equatorial Sul*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 6, Salvador, 1990.

FIGUEREIDO, J.O.G.R. **Distribuição espacial da pluviometria em Alagoas com ênfase à variabilidade causada pelos padrões de temperatura da superfície do mar**. 2002, 112f. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Universidade Federal de Alagoas – UFAL. Maceió, AL, 2002.

FINNIGAN, J. J. *Turbulence in plant canopies*. Ann. Rev. of Fluid Mech., v. 32, p.519-571, 2000.

FLOHN, H. Climatic effects of local circulation in tropical and subtropical latitudes. Proceeding of Symposium on Tropical Meteorology, Hawaii, 1970.

GAN, M.A. **Um estudo observacional sobre as baixas da alta troposfera nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e leste do Brasil**. 1982. 80f. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE-2685-TDL/126. São José dos Campos, SP, 1982.

GANDU, G. V. M. W. *Análise de distúrbios ondulatórios de leste que afetam o Nordeste Brasileiro: um estudo de caso*. In: IX CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, Campos do Jordão, v. 1, p. 450-454, 1996.

GRACE, J. Plant atmosphere relationship. In: Gimingham, D. Outline studies in ecology. 85 p. 1983. GRASSO, M.; TOGNELLA-DE-ROSA, M. M. P.; SCHAEFFER-NOVELLI, Y. ; COMUNE, A. E. . Aplicação de técnicas de avaliação econômica ao ecossistema manguezal. In: Peter Herman May. (Org.). *Economia ecológica - aplicações para o Brasil*. 1 ed. Rio de Janeiro: Editora Campus, v. único, p. 1-179, 1995.

HASTENRATH, S. and HELLER, L. *Dynamics of climatic hazard in the Northeast Brazil*. Quart. J.Roy.Meteor. Soc., v.103, p.77-92, 1977.

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

HOLANDA, S. C.; FILHO, M. F. G.; FEDOROVA, N.; GOMES, H. B. *Transformada Wavelet aplicada a análise de dados horários de vento a superfície para o AZP/AL*. In: XIV CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, Florianópolis, SC, 2006.

INSTITUTO DO MEIO AMBIENTE (IMA)/GOVERNO DE ALAGOAS. Zoneamento ambiental da APA de Santa Rita e Reserva Ecológica do Saco da Pedra – Vol I. Convênio IMA-GTZ, Maceió, AL, 1993.

KOUSKY, V.E and CHU, P.S. *Fluctuations in annual rainfall for Northeast Brazil*. J. Meteor. Soc. Japan, v.56, p.457- 465, 1978.

KOUSKY, V.E. *Frontal influences on northeast Brazil*. Mon. Wea. Rev., v.107, p.1142-1153, 1979.

KOUSKY, V.E. *Diurnal rainfall variation in Northeast Brazil*. Mon. Wea. Rev., v.108, p.488-498, 1980.

KUMAR, P., FOUFOULA, G. E. Wavelet analysis in geophysics: an introduction, Wavelet in geophysics. San Diego: Efi Foufoula-Georgiou Eds, 373pp., 1994.

LEMES, M. A. M., FERREIRA, A. F., RODRIGUES, L. R. L. *Variabilidade intra-anual do vento para a cidade de Maceió, AL, Brasil, em 2004: Caracterização da brisa*. In: XIV CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, Florianópolis, SC, 2006.

LIMA, I. F. Geografia de Alagoas. Maceió, Editora do Brasil S/A., 347pp., 1972.

LIMA, M. C. de.; **Variabilidade da precipitação no litoral Leste da Região Nordeste do Brasil**. 1991. 222f. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE-5283-TDI/453. São Jose dos Campos, SP, 1991.

MARQUES, V.S., Rao, V.B., MOLION, L.C.B. *Interannual and seasonal variation in the structure and energetic of the atmosphere over Northeast Brazil*. Tellus, 35 A, p.136-148, 1983.

MALLAT, S. A. *Theory for multiresolution signal decomposition: wavelet representation*. Pattern Anal. Mach. Intellig., n. 11, p. 674-693, 1989.

MEYER, Y. *Wavelets and applications*. Proceedings of the international conference, *Marseille*, France, May, 1989.

MOLINA, A. L. B. **Identificação de sinais de RADAR pulsados por meio de Transformada de Wavelet Contínua e Redes Neurais Artificiais**. 2006. 94f. Dissertação de Mestrado em Engenharia Elétrica. Faculdade de Tecnologia – Departamento de Engenharia Elétrica. Brasília, DF, 2006.

MORETTIN, P. A. *Ondas e ondaletas: da análise de Fourier à análise de Ondaletas*. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 272pp., 1999.

MORETTIN, P. A., TOLOI, C. M. C. *Análise de séries temporais*. São Paulo: Edgar Blücher, 2004.

MORLET, J. *Sampling Theory and wave propagation*. NATO ASI Series, Issues in Acoustic Signal/Image Processing and Recognition, n.1, p.233-261, 1983.

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

NIMER, E. *Climatologia do Brasil*, IBGE, 421pp., Rio de Janeiro, 1979.

NOBRE, P. *Variabilidade Climática sobre o Atlântico Tropical. Parte II: Estudo de Casos*. Congresso Brasileiro de Meteorologia, 8:10-14. Belo Horizonte-MG. Anais II, 1994.

QUERINO, C. A. S. **Avaliação da radiação solar em ecossistema de manguezal tropical em Alagoas, Brasil**. 2006. 110f. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Universidade Federal de Alagoas – UFAL. Maceió, AL, 2006.

RAMOS, R. P. L. *Precipitation characteristic in the Northeast Brazil dry region*. *Journal Geophysical Research*, v. 80(12), p.1665 – 1678, 1975.

RAO. V.B., LIMA, M., FRANCHITO, S.H. *Seasonal and Interannual Variations of Rainfall over Eastern Northeast Brazil*. *Journal of Climate*, v.6, p.1754-1763, 1993.

RAUPACH, M. R.; FINNIGAN, J. J.; BRUNET, Y. Coherent Eddies and Turbulence in Vegetation Canopies: The Mixing-layer Analogy. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 78, n. 3-4, p. 351-382, 1996.

RIBEIRO, J. B. M. **Micrometeorologia do manguezal e o impacto do desmatamento em Bragança-Pa.** 2001. 130f. Tese de Doutorado em Ciências da Engenharia Ambiental - Universidade de São Paulo – Escola de Engenharia de São Carlos. São Carlos, SP, 2001.

SANTOS, T. S. *Identificação do sistema de brisas terrestre – marítima e precipitação na costa de Alagoas.* In: IV CONGRESSO ACADÊMICO DA UFAL. Maceió, AL, 2007.

SANTOS, T. S. **Distribuição da precipitação e suas interações com os sistemas de brisas em um ecossistema de manguezal em Alagoas.** 2008. 59f. Trabalho de Conclusão de Curso – Universidade Federal de Alagoas / Instituto de Ciências Atmosféricas – ICAT/UFAL. Maceió, AL, 2008.

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

TORRENCE, C., COMPO, G.P. *A practical guide to wavelet analysis.* Bull. of the Amer. Meteor. Soc., v.79, n.1, p.61-78., 1998.

VAREJÃO-SILVA, M. A. Meteorologia e Climatologia. Brasília: INMET, 2 ed., 2001.

VASQUEZ, T. *Weather Forecasting Handbook.* Garland, Texas, Weather Graphics Technologies, 98 p., 2000.

VITORINO, M. I. **Análise das oscilações intrasazonais sobre a América do Sul e oceanos adjacentes utilizando a análise de ondeletas.** 2002. 313f. Tese de Doutorado em Meteorologia – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE/MCT. São José dos Campos, 2002.

ZDUNKOWSKY, W.; BOOT, A. Dynamics of the atmosphere: A Course in the Theoretical Meteorology. Cambridge University Press, 1ª. Ed in print format, 2003.

YAMAZAKI, Y., and RAO, V.B. *Tropical cloudiness over the South Atlantic Ocean.* J. Meteor. Soc. Japan, v.55, p.205-207, 1977.

APÊNDICE A

Publicação do Boletim de Monitoramento e Análise Climática. CLIMANÁLISE, Cachoeira Paulista, SP, Brasil, INPE/CPTEC no período Outubro de 2004 a Outubro de 2005 para a região Nordeste do Brasil. Publicação Mensal.

Outubro de 2004

A maior parte da Região encontra-se no período de estiagem e apresentou totais acumulados inferiores a 50 mm. Praticamente não choveu no interior da região semi-árida. No sul do Maranhão e Piauí e nos setores oeste e sul da Bahia, as chuvas ocorreram apenas na última semana do mês. Nestas localidades, as chuvas ficaram acima da média em áreas isoladas.

Vórtices Ciclônicos e Cavados em Altos Níveis

Em outubro, foram observados seis episódios de Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCAN), com maior atuação sobre o Atlântico Sul. A maior frequência de VCAN foi notada a partir da segunda quinzena do mês. No período de 03 a 08, a formação do VCAN no setor extratropical do Atlântico Sul foi decorrente da bifurcação do jato subtropical a leste da Argentina. Este VCAN, em particular, esteve associado ao sistema frontal que se deslocou até o litoral da Bahia. Em quatro episódios, os vórtices configuraram-se próximo ao Nordeste do Brasil, chegando a atingir o continente no dia 29. Destaca-se a baixa atividade convectiva sobre o Nordeste e o aumento de áreas de instabilidade em Goiás, leste do Mato Grosso, Tocantins e sudeste do Pará, relacionados à proximidade deste sistema, em particular nos dias 15 e 16.

No período de 18 a 21, os vórtices ciclônicos também se configuraram a partir da bifurcação do jato subtropical a leste da Região Sul do Brasil.

Novembro de 2004

Região Nordeste

A atuação do segundo e terceiro sistemas frontais favoreceu a ocorrência de chuvas mais significativas no centro-sul da Bahia, onde os valores observados excederam à média histórica em até 100 mm. Neste mês, ainda chove pouco na maior parte da Região. Por esta razão, os baixos valores, observados desde o norte do Maranhão até Sergipe e o norte da Bahia, estiveram próximos à climatologia.

Vórtices Ciclônicos e Cavados em Altos Níveis

Os Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCAN) configuraram-se em sete episódios durante o mês de novembro, sendo quatro sobre o Atlântico, dois sobre o Pacífico e um sobre a Região Nordeste do Brasil. O primeiro episódio de VCAN ocorreu no interior do Nordeste do Brasil entre os dias 03 e 06. Este VCAN originou-se da formação de um cavado com eixo noroeste-sudeste sobre os Estados do Maranhão, Piauí e Bahia. A partir do dia 07, o cavado voltou a se

configurar sobre o Nordeste e deslocou-se lentamente em direção ao Atlântico, formando outro VCAN no dia 13. Ressalta-se que, durante a primeira quinzena de novembro, as chuvas foram escassas em praticamente toda a Região Nordeste.

Dezembro de 2004

O posicionamento dos Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCAN) foi a principal causa das poucas chuvas em grande parte da Região Nordeste. Os totais acumulados não excederam os 25 mm no centro-leste da Região, desde o Ceará até a Bahia. Apenas em pequenas áreas, as chuvas estiveram próximas ou acima da média histórica, com destaque para o extremo sul e sudeste da Bahia, onde os desvios foram positivos em até 50 mm. A atuação dos Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCAN) inibiu o aumento da nebulosidade sobre a Região Nordeste em praticamente todo o mês, em particular nas duas últimas pênadas. Nos altos níveis da atmosfera, destacou-se a formação de cavados sobre as Regiões Sudeste e Nordeste do Brasil no primeiro caso e a maior frequência de vórtices ciclônicos sobre a Região Nordeste e área oceânica adjacente no segundo caso. Os vórtices ciclônicos em altos níveis (VCAN) atuaram preferencialmente sobre a Região Nordeste do Brasil e oceano adjacente. Dos nove episódios, dois foram os principais responsáveis pela ocorrência de chuvas abaixo da média histórica no Nordeste. Os demais episódios configuraram-se em poucos dias e ocorreram sobre os oceanos Atlântico e Pacífico, entre as latitudes 5° S e 40° S, e no interior do Brasil.

Janeiro de 2005

Região Nordeste

Os totais acumulados excederam 100 mm, principalmente em áreas no centro-oeste da Região. Na faixa leste, predominaram totais inferiores a 50 mm. Esta situação foi decorrente da atuação dos Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCAN) que se posicionaram, em sua maioria, sobre o leste desta Região e oceano adjacente. Em grande parte do Maranhão, norte e leste do Ceará e no leste da Bahia, ocorreram os maiores desvios negativos de precipitação.

Vórtices Ciclônicos e Cavados em Altos Níveis

Em janeiro, os Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis atuaram preferencialmente sobre o Oceano Atlântico e Região Nordeste do Brasil. De modo geral, a atuação dos vórtices ciclônicos sobre o Nordeste do Brasil inibiu a ocorrência de chuvas desde o Ceará ao leste da Bahia, onde predominou desvio negativo de precipitação. Ressalta-se que a maior frequência de VCAN sobre o Nordeste do Brasil também esteve associada ao posicionamento da ZCIT ao norte de sua climatologia. No período de 01 a 10, predominou a configuração de cavados em altos níveis sobre o Nordeste. A partir do dia 10, a configuração do escoamento em 200 hPa passou de cavado a vórtice ciclônico, próximo ao litoral da Bahia. Entre os dias 14 e 18, este VCAN posicionou-se sobre o Atlântico, proporcionando o aumento da nebulosidade no norte do Nordeste, porém sem o registro de chuvas mais significativas. No dia 17, outro VCAN formou-se próximo ao litoral de Pernambuco. Este vórtice deslocou-se para o interior do Nordeste e norte de Minas Gerais, onde permaneceu até o dia 24, contribuindo para a formação do único episódio de ZCAS deste mês. No período de 27 a 31, notou-se a formação de um VCAN que se deslocou desde o Oceano Atlântico Sul até o litoral do Rio Grande do Norte, favorecendo o aumento da nebulosidade no oeste e sul da

Bahia e no centro-sul dos Estados do Maranhão e Piauí, com aumento das chuvas principalmente na Bahia. Os episódios que se configuraram no dia 16 e no período de 06 a 10 de janeiro estiveram associados à bifurcação do escoamento em altos níveis sobre o Oceano Pacífico e a Bolívia, respectivamente.

Fevereiro de 2005

Região Nordeste

Os totais acumulados de precipitação foram mais significativos na Bahia, onde houve predominância de chuvas acima da média histórica. Em Salvador, o total mensal excedeu a climatologia em mais que 100 mm. Estas chuvas estiveram associadas, principalmente, à atuação da ZCAS. Chuvas acima da normal climatológica também foram observadas em pequenas áreas no norte do Maranhão, sudeste do Piauí, sudoeste de Pernambuco, leste de Alagoas e sul de Aracaju. Nas demais áreas, as chuvas ficaram abaixo da média histórica.

Vórtices Ciclônicos e Cavados em Altos Níveis

Em fevereiro, a maioria dos vórtices ciclônicos que se configuraram foi de curta duração e estiveram associados à bifurcação do escoamento em 200 hPa. Sobre o Nordeste do Brasil, predominou a atuação de cavados em altos níveis e somente em dois episódios houve a formação de VCAN, o primeiro no período de 01 a 03 e o segundo nos dias 27 e 28. No período de 01 a 06, notou-se a atuação de um VCAN que se deslocou desde Minas Gerais até o Mato Grosso do Sul. De modo geral, estes sistemas contribuíram para a ausência de chuvas no norte da Região Nordeste e favoreceram o regime de chuvas observado sobre o Estado da Bahia e norte de Minas Gerais, principalmente no período de 12 a 16, quando foi notada a configuração de um episódio de ZCAS.

Março de 2005

Região Nordeste

As chuvas foram mais frequentes na segunda quinzena do mês e estiveram associadas principalmente ao posicionamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e à atuação de Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCAN). Os totais mensais excederam 300 mm no extremo norte e sudoeste do Maranhão e em área isolada no interior da região semi-árida. Nas cidades de Barbalha-CE, Tauá-CE, Cruzeta-RN, Macau-RN e Salvador-BA, as chuvas estiveram acima da média histórica, com totais mensais aproximadamente iguais a 400 mm, 205 mm, 162 mm, 177 mm e 349 mm, respectivamente. Nas demais áreas, choveu abaixo da climatologia.

Vórtices Ciclônicos e Cavados em Altos Níveis

Os Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCAN) configuraram-se em sete episódios próximo e sobre a América do Sul. Sobre o Nordeste do Brasil, destacaram-se duas situações distintas. Na primeira, notou-se a inibição da convecção em grande parte da Região Nordeste. Na segunda, o VCAN configurou-se no período de 14 a 20, mais ao sul, favorecendo o deslocamento meridional da ZCIT e o aumento da atividade convectiva sobre o norte da Região Nordeste. Nos

dias 21 e 22, este VCAN tornou-se um cavado, voltando a se configurar como VCAN sobre o Oceano Atlântico no período de 23 a 26, quando foi observado outro episódio da Zona de Convergência Intertropical (ZCAS). Os demais episódios ocorreram sobre os oceanos Atlântico e Pacífico. No período de 09 a 15, em particular, a configuração de VCAN esteve associada à intensificação do jato subtropical sobre a América do Sul.

Abril de 2005

Em abril, houve predominância de chuvas abaixo da média histórica em praticamente toda a Região Nordeste. Em grande parte da Região Norte, também choveu abaixo da média, com exceção das áreas favorecidas pela atuação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

Região Nordeste

O período mais chuvoso para o leste da Região Nordeste do Brasil iniciou com a ocorrência de chuvas escassas, devido ao posicionamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) ao norte de sua climatologia e à ausência dos aglomerados convectivos que costumam atuar com maior frequência nesta época do ano. As chuvas mais significativas ocorreram sobre o centro-leste da Bahia e estiveram associadas à atuação de dois sistemas frontais entre os dias 24 e 28. No litoral deste Estado, os totais acumulados excederam os 200 mm e ficaram acima da média histórica. Em Salvador, choveu 410,8 mm e a climatologia do mês é de 321,6 mm. As chuvas também ficaram acima da média em áreas no setor central da Bahia e no extremo sul e noroeste do Maranhão. No centro-norte da Região Nordeste, houve predominância de chuvas abaixo da média histórica.

Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL)

Em abril, a atuação de cavados e vórtices ciclônicos em altos níveis inibiu a formação de aglomerados convectivos associados à propagação de distúrbios ondulatórios de leste adjacente à costa leste do Nordeste, o que foi consistente com o déficit de precipitação neste setor. Os poucos aglomerados convectivos que atuaram sobre o litoral de Pernambuco e Paraíba, nos dias 27 e 28, estiveram associados principalmente ao aumento da convergência de umidade, associado, por sua vez, à presença do sexto sistema frontal no litoral da Bahia.

Vórtices Ciclônicos e Cavados em Altos Níveis

A atuação de Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCAN) ocorreu em cinco episódios no decorrer do mês de abril. Sobre as Regiões Nordeste e Sudeste do Brasil, houve inibição da convecção principalmente no período de 07 a 15, quando foi notada a presença de cavados e vórtices ciclônicos em 200 hPa.

Maio de 2005

Em maio, as chuvas foram mais intensas no Sul do Brasil e no setor leste do Nordeste. A alta pressão subtropical do Atlântico Sul estendeu-se sobre o Brasil Central, proporcionando pouca ocorrência de chuva.

Análise da Precipitação no Brasil

Dos sete sistemas frontais que atuaram no País, apenas dois contribuíram para a ocorrência de chuvas em grande parte do leste brasileiro. No final de maio, destacou-se a configuração de uma baixa pressão próxima ao sudeste brasileiro, proporcionando chuvas e ventos fortes em São Paulo, no Mato Grosso do Sul e norte do Paraná. No sul do País, houve a formação de Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM's). No leste do Nordeste, a baixa frequência dos distúrbios de leste esteve associada à presença de cavados e vórtices ciclônicos em altos níveis, pouco comuns neste período do ano.

Região Nordeste

Maio está inserido no quadrimestre mais chuvoso para o setor leste do Nordeste do Brasil, que vai de abril a julho. Neste mês, os totais acumulados foram superiores à média histórica, em mais que 100 mm, desde o leste do Rio Grande do Norte ao norte de Sergipe. As chuvas também excederam a média histórica em grande parte da Bahia, no sertão de Alagoas e no centro e sul do Maranhão e Piauí. Ressalta-se que, parte destas chuvas estiveram associadas ao último sistema frontal do mês anterior, que se deslocou para o litoral de Pernambuco no início de maio. No interior da Região Nordeste, ocorre uma redução climatológica das chuvas a partir deste mês, quando se inicia o período de estiagem.

Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL)

Em maio, houve pouca formação de aglomerados convectivos associados à propagação de Distúrbios Ondulatórios de Leste principais sistemas responsáveis pelas chuvas convectivas que ocorreram no setor leste do Nordeste do Brasil neste período do ano. Notou-se que a atuação de sistemas frontais e a presença de cavados e vórtices ciclônicos em altos níveis, principalmente durante a primeira quinzena do mês, continuaram inibindo a ocorrência de DOL. Apenas nos dias 12 e 29, configuraram-se aglomerados convectivos que proporcionaram chuvas mais significativas no leste do Nordeste.

Vórtices Ciclônicos e Cavados em Altos Níveis

Foram observados quatro episódios de Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCAN) sobre o Oceano Atlântico. O episódio que se configurou entre os dias 07 e 09, próximo ao litoral do Nordeste, originou-se de um cavado em altos níveis, por sua vez, decorrente da intensificação do jato subtropical no sul do País. Neste período, houve aumento da nebulosidade e ocorrência de chuvas no setor leste da Região Nordeste. Destacou-se, também, o episódio que se configurou entre os dias 20 e 24, em latitudes extratropicais, igualmente associado à intensificação do jato subtropical sobre o norte da Argentina e sul do Brasil e que esteve associado ao quinto sistema frontal à superfície.

Junho de 2005

O inverno teve início no dia 21 de junho. Dos sistemas frontais que atuaram no País, apenas um conseguiu avançar para latitudes mais ao norte e atingir o Nordeste. A massa de ar frio que atuou no final de junho foi intensa e causou declínio de temperatura em todas as regiões do País. No Atlântico Tropical, os distúrbios ondulatórios de leste, comuns nesta época do ano, atuaram com uma maior frequência e contribuíram para o excesso de chuva observado no leste da Região Nordeste.

Análise da Precipitação no Brasil

As chuvas ocorreram acima da média histórica em grande parte da faixa leste das Regiões Nordeste e Sudeste do Brasil, devido ao aumento da convergência de umidade e à intensificação da alta subtropical do Atlântico Sul, entre outros fatores.

Região Nordeste

O aumento da convergência de umidade, associada ao efeito de brisa, e a formação de aglomerados de nuvens associados à propagação de distúrbios de leste no leste da Região Nordeste favoreceram a ocorrência de chuvas acima da média desde o Rio Grande do Norte até Alagoas e no leste da Bahia. A chuva acumulada no mês de junho ultrapassou os 500 mm em Natal-RN, João Pessoa-PB e Recife-PE. No norte do Maranhão, a ocorrência de chuvas acima da média foi devido à formação de linhas de instabilidade igualmente associadas ao efeito de brisa.

Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL)

A atuação de aglomerados de nuvens, associados à propagação de distúrbios ondulatórios de leste e ao efeito de brisa, aumentou no decorrer deste mês de junho sobre o Nordeste do Brasil. Foram observados sete episódios que proporcionaram significativas ocorrências de chuva desde o litoral do Rio Grande do Norte até Pernambuco. Considerando o momento em que se posicionaram sobre o leste do Nordeste, os episódios mencionados referem-se aos dias 02, 06, 12, 14, 17, 24 e 26. Destaca-se a propagação do aglomerado de nuvens que se deslocou sobre o oceano, adjacente à costa leste do Nordeste, no período de 09 a 12. As chuvas associadas a este episódio excederam os 50 mm no litoral de Pernambuco e Alagoas.

Julho de 2005

Análise da Precipitação no Brasil

Durante o mês de julho, os sistemas frontais que atuaram no Brasil contribuíram para que as chuvas ficassem acima da média no leste da Região Sudeste, no litoral norte da Bahia e em Sergipe. Praticamente não houve formação de aglomerados convectivos associados à propagação de distúrbios de leste, o que foi consistente com o déficit de precipitação, principalmente entre o Rio Grande do Norte e Alagoas.

Região Nordeste

O mês de julho ainda é um dos mais chuvosos no leste da Região, porém, somente em Sergipe e no nordeste da Bahia, os totais acumulados superaram a média histórica devido à atuação das frentes frias. Houve predominância de chuvas abaixo da média desde o Ceará até Alagoas, onde foi quase inexistente a formação de distúrbios de leste comuns neste período do ano. No litoral da Paraíba e de Pernambuco, o déficit de precipitação foi superior a 100 mm. Valores acima da média foram observados também no norte do Piauí e no oeste do Maranhão.

Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL)

Em julho, observou-se a diminuição da formação de aglomerados de nuvens sobre o Nordeste do Brasil, em relação a junho passado. Esta situação foi consistente com a predominância de chuvas abaixo da média em grande parte do leste da Região Nordeste, ressaltando-se que esta área ainda se encontra no seu período mais chuvoso. De modo geral, os aglomerados que se configuraram próximos à costa nordestina eram formados por nebulosidade estratiforme, conforme ilustram as imagens dos dias 01 e 02. Somente em alguns dias, foram registrados totais diários que excederam os 50 mm no litoral do Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Sergipe, Alagoas e nordeste da Bahia.

Agosto de 2005

Em agosto, as chuvas foram mais frequentes no leste da Região Nordeste e estiveram associadas à intensificação dos alísios de sudeste, os quais proporcionaram aumento da nebulosidade estratiforme. A intensificação da alta subtropical do Atlântico Sul e o desenvolvimento de ciclogêneses foram os principais fatores responsáveis pela ocorrência de chuvas acima da média no leste das Regiões Nordeste e Sul do Brasil, respectivamente. No setor leste da Região, as chuvas foram regulares ao longo do mês e estiveram associadas à intensificação do efeito de brisa. Nesta área, os totais acumulados variaram entre 50 mm e 200 mm e houve predominância de valores acima da média desde a Paraíba até o sul da Bahia. Em grande parte do interior do Nordeste, os valores foram inferiores a 50 mm e estiveram próximos à média histórica.

Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)

Nesta época do ano, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) posiciona-se, climatologicamente, em latitudes ao norte de 5°N, pouco influenciando a atividade convectiva no extremo norte da Região Nordeste.

Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL)

No decorrer do mês de agosto, notou-se a ausência de aglomerados convectivos associados à atuação de distúrbios de leste sobre o leste do Nordeste do Brasil. Contudo, a intensificação dos alísios de sudeste proporcionou aumento da nebulosidade estratiforme e ocorrência de chuvas acima da média nos Estados da Paraíba, Pernambuco, Alagoas e Sergipe.

Setembro de 2005

Região Nordeste

O mês de setembro marca o final do período chuvoso no leste do Nordeste e a condição de estiagem na região semi-árida, onde praticamente não chove neste período do ano. Neste mês, as chuvas mais significativas concentraram-se em pequenas áreas no litoral leste da Região e no oeste do Maranhão, onde os valores acumulados excederam os 50 mm. Contudo, somente em pequenas áreas no sul da Bahia e no oeste do Maranhão, as chuvas ficaram acima da média histórica. De modo geral, em grande parte do Nordeste, houve predominância de chuvas abaixo da média histórica.

Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL)

Neste mês, não houve ocorrência de distúrbios ondulatórios de leste. A nebulosidade estratiforme associada ao efeito de brisa foi bastante fraca adjacente à costa leste do Nordeste do Brasil, onde os totais acumulados de precipitação foram inferiores a 100 mm.

Vórtices Ciclônicos e Cavados em Altos Níveis

Em setembro, notou-se o aumento de cavados em altos níveis sobre o leste do Nordeste e oceano adjacente, como esperado para esta época do ano. A formação destes cavados foi mais acentuada nos períodos de 12 a 15 e de 22 a 26, quando também se configurou a alta troposférica sobre o norte da América do Sul. Houve pouca formação de Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCAN) e os episódios observados estiveram associados à intensa atividade do jato subtropical.

Outubro de 2005

Região Nordeste

Os totais pluviométricos são mais baixos nesta época do ano. No litoral leste, a atuação da brisa foi responsável por valores que variaram de 25 mm a 100 mm. Os totais acumulados estiveram acima da média no Rio Grande do Norte e próximos à média no norte e em parte do setor leste. Valores entre 25 mm a 100 mm inferiores à média foram observados no sul do Maranhão, sul do Piauí e em grande parte da Bahia.

Vórtices Ciclônicos e Cavados em Altos Níveis

Observaram-se sete episódios de Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCAN), em 200 hPa, sobre a América do Sul e oceanos adjacentes. Nos períodos de 06 a 11 e de 15 a 20, os centros destes VCAN's posicionaram-se sobre as Regiões Norte e Nordeste do Brasil, causando movimento de ar subsidente, o que contribuiu para a falta de chuvas em grande parte do semi-árido do Nordeste. Os demais vórtices ciclônicos foram notados sobre áreas oceânicas. Ao sul de 35°S, a formação de VCAN's esteve associada à intensificação do jato subtropical.

APÊNDICE B

TEORIAS DOS FRACTAIS, CAOS E COMPLEXIDADE

A idéia de fractais surgiu no final do século XIX a partir do estudo das formas da natureza. As raízes conceituais dos fractais remontam às tentativas de medir o tamanho de objetos para os quais as definições tradicionais que estavam baseadas na geometria euclidiana fracassam. Um fractal (anteriormente conhecido como curva monstro) é um objeto geométrico que pode ser dividido em partes, cada uma das quais se assemelhando ao objeto original. Uma grande dificuldade na construção dessas figuras é que são necessários muitos pontos para gerá-las, e por isso, seu estudo permaneceu limitado por um longo tempo. Com o advento dos computadores, seu estudo formal foi retomado. Em 1968, *Benoît Mandelbrot*, matemático francês nascido na Polônia, redescobriu essa geometria e cunhou o termo **fractal** em 1983, a partir do adjetivo latino *fractus*, do verbo *frangere*, que significa “quebrar”.

A geometria fractal é o ramo da matemática que estuda as propriedades e comportamento dos fractais. Descreve muitas situações que não podem ser explicadas facilmente pela geometria clássica, e foram aplicadas em ciência, tecnologia e arte gerada por computador. Num mundo onde formas geométricas perfeitas não são encontradas na Natureza, onde proliferam superfícies irregulares, difíceis de representar e medir, a geometria fractal apresenta-se como um meio de abordar aqueles fenômenos até agora considerados aperiódicos, imprevisíveis e aleatórios, ou seja, caóticos. Fenômenos tais como o atrito, a turbulência de uma massa de ar, ou mesmo o crescimento de uma população, são exemplos de sistemas dinâmicos não-lineares sobre os quais o uso de formas fractais, se debruça, encontrando-se indissociavelmente ligada aos computadores com a sua elevada velocidade de processamento e capacidades gráficas.

Os fractais podem ser agrupados em três categorias principais. Estas categorias são determinadas pelo modo como o fractal é gerado:

* Sistema de funções iteradas — Estas possuem uma regra fixa de substituição geométrica. Conjunto de *Cantor*, tapete de *Sierpinski*, *Sierpinski gasket*, floco de neve de *Koch*, curva de *Peano*, *T-Square*, esponja de *Menger*, são alguns exemplos desse tipo de fractal.

* Fractais definidos por uma relação de recorrência em cada ponto do espaço (tal como o plano complexo). Exemplos deste tipo são o conjunto de *Mandelbrot* e o fractal de *Lyapunov*. Esses também são chamados de fractais de fuga do tempo.

* Fractais aleatórios, gerados por processos estocásticos ao invés de determinísticos, tais como, terrenos fractais e o vôo de *Lévy*.

Ainda, também podem ser classificados de acordo com sua auto-similaridade. Existem três tipos de auto-similaridade encontrados em fractais:

* Auto-similaridade exata: é a forma em que a auto-similaridade é mais marcante, evidente. O fractal é idêntico em diferentes escalas. Fractais gerados por sistemas de funções iterativas geralmente apresentam uma auto-similaridade exata.

* Quase auto-similaridade: é uma forma mais solta de auto-similaridade. O fractal aparenta ser aproximadamente (mas não exatamente) idêntico em escalas diferentes. Fractais quase auto-similares contêm pequenas cópias do fractal inteiro de maneira distorcida ou degenerada. Fractais definidos por relações de recorrência são geralmente quase auto-similares, mas não exatamente auto-similares.

* Auto-similaridade estatística: é a forma menos evidente de auto-similaridade. O fractal possui medidas numéricas ou estatísticas que são preservadas em diferentes escalas. As definições de fractais geralmente implicam em alguma forma de auto-similaridade estatística (mesmo a dimensão fractal é uma medida numérica preservada em diferentes escalas). Fractais aleatórios são exemplos de fractais que possuem auto-similaridade estatística, mas não são exatamente nem quase auto-similares.

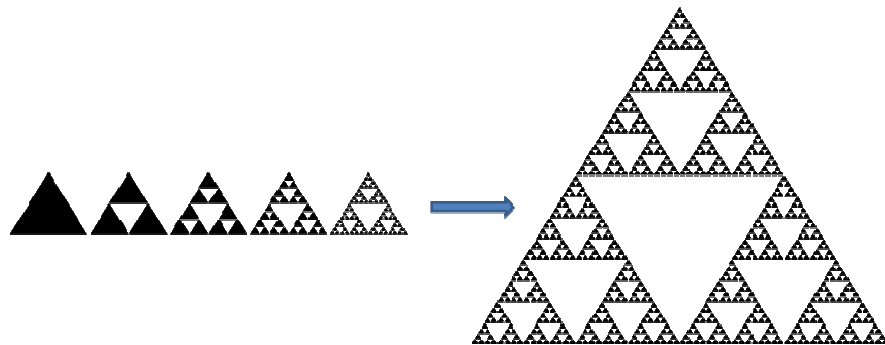


Figura B.1 – Construção do fractal *Sierpinski gasket*, gerado a partir de uma regra simples de repetição. A estrutura final possui auto-similaridade exata.

Porém, nem todos os objetos que são auto-similares são considerados como fractais. *Mandelbrot* argumentava que a definição de fractal deveria incluir não apenas fractais "verdadeiros", mas também objetos euclidianos tradicionais, pois números irracionais em uma linha real representam propriedades complexas e não repetitivas.

Pelo fato de o fractal possuir uma granulometria infinita, nenhum objeto natural pode sê-lo. Os objetos naturais podem exibir uma estrutura semelhante ao fractal, porém com uma estrutura de tamanho limitado.

Intimamente ligada à Teoria dos fractais, a Complexidade aborda aspectos inter-relacionais, pois é composta por um conjunto de partes conectadas entre si. Assim, para

caracterizar um sistema é necessário não somente conhecer as partes, mas também os modos de relação entre elas. Isto gera um fluxo de informações não-triviais de se investigar, com uma série de conseqüências e propriedades emergentes. As partes, conectadas por uma rede de relações, geram conjuntamente uma Unidade Coletiva comumente chamado **Sistema**. Costuma-se dizer de um sistema complexo que o todo é mais que a soma das partes. Exemplos de sistemas complexos incluem sistemas sociais (redes sociais), biológicos (colônias de animais) e físicos (clima). Áreas intimamente relacionadas a sistemas complexos são a Teoria do Caos e Sistemas Multiagentes, e um embasamento teórico e filosófico para esses sistemas é encontrado no estudo da Complexidade.

A Teoria do Caos (também conhecida mais recentemente por Teoria da Complexidade), são termos genéricos pelos quais ficou conhecido o novo modelo de funcionamento dos fenômenos. O principal precursor da Teoria do Caos foi o trabalho do meteorologista *Edward Lorenz*, do Instituto de Tecnologia de *Massachusetts* (MIT). No início da década de 1960, *Lorenz* estava desenvolvendo um modelo que simulava no computador a evolução das condições do tempo. Dados os valores iniciais de temperatura e velocidade do vento, o computador fazia uma simulação da previsão do tempo. *Lorenz* imaginava que pequenas modificações nas condições iniciais não acarretariam em alterações significativas na evolução do quadro como um todo. Para sua surpresa, descobriu que mudanças infinitesimais nos dados de entrada poderiam ocasionar alterações drásticas nas condições futuras do tempo. Daí a idéia de que “o bater de asas de uma borboleta na Califórnia podiam causar um furacão na Flórida um mês depois”. As teorias do Caos e da Complexidade abrangem campos bem diversos da ciência e consegue explicar conceitos e fenômenos complicados, como a formação de fractais e o funcionamento dos chamados atratores estranhos.

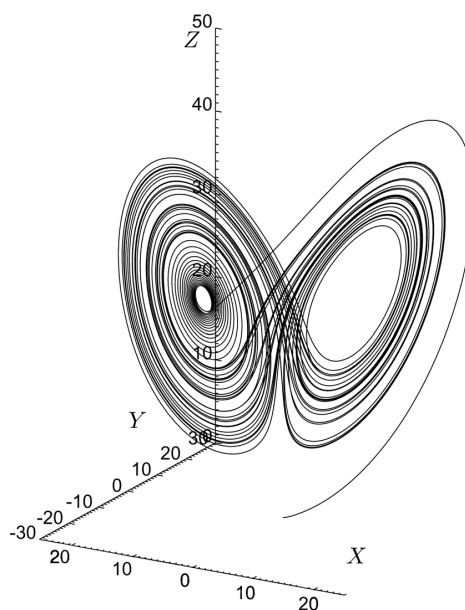


Figura B.2 - Atrator estranho ou borboleta de Lorenz. Movimento aperiódico obtido através da solução das equações diferenciais do modelo de *Lorenz*, mostrando as trajetórias no espaço tridimensional. X, Y e Z representam grandezas físicas como temperatura, pressão e velocidade das partículas.