



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ – UNIFEI  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MEIO  
AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS



MABEL CALIM COSTA

**INFLUÊNCIA DAS TENSÕES DO VENTO NA  
VARIAÇÃO DO NÍVEL MÉDIO DO MAR NA REGIÃO  
COSTEIRA DE CANANÉIA (SP): FILTRAGEM  
NUMÉRICA E ANÁLISE ESPECTRAL**

Novembro de 2010  
Itajubá - MG

UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM  
MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS

MABEL CALIM COSTA

**INFLUÊNCIA DAS TENSÕES DO VENTO NA  
VARIAÇÃO DO NÍVEL MÉDIO DO MAR NA REGIÃO  
COSTEIRA DE CANANÉIA (SP): FILTRAGEM  
NUMÉRICA E ANÁLISE ESPECTRAL**

Dissertação submetida ao Programa de Pós Graduação em Meio Ambiente e Recursos Hídricos como parte dos requisitos para a obtenção do Título de Mestre em Ciências em Meio Ambiente e Recursos Hídricos.

Área de concentração: Meio Ambiente e Recursos Hídricos.

Orientador: Professor Dr. Marcos Eduardo Cordeiro Bernardes.

Novembro de 2010  
Itajubá - MG

MABEL CALIM COSTA

**INFLUÊNCIA DAS TENSÕES DO VENTO NA  
VARIAÇÃO DO NÍVEL MÉDIO DO MAR NA REGIÃO  
COSTEIRA DE CANANÉIA (SP): FILTRAGEM  
NUMÉRICA E ANÁLISE ESPECTRAL**

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado em Meio Ambiente e Recursos Hídricos da Universidade Federal de Itajubá - UNIFEI, como parte das exigências para a obtenção do título de Mestre em Meio Ambiente e Recursos Hídricos.

Área de concentração: Meio Ambiente e Recursos Hídricos.

Data da aprovação: \_\_\_\_ de \_\_\_\_\_ de \_\_\_\_\_

Banca examinadora:

---

Prof. Dr. Marcos Eduardo Cordeiro Bernardes (UNIFEI)

---

Prof. Dr. Cláudio Freitas Neves (COPPE - UFRJ)

---

Prof. Dr. Marcelo de Paula Corrêa (UNIFEI)

Aos meus pais Isaias e Maria Luiza, e ao meu irmão Danilo

## **AGRADECIMENTOS**

Gostaria de agradecer, primeiramente, ao meu orientador Professor Marcos Bernardes (UNIFEI), pela confiança depositada em mim desde o começo, e por apoiar e incentivar o sonho da realização de estudos na área oceanográfica.

Agradecimentos vão também para o Professor Cláudio Neves (COPPE-UFRJ), que sempre esteve à disposição (onde estivesse e a qualquer horário) e que, sem sua ajuda, não seria possível a confecção desse trabalho. Muito obrigada, Professor! Agradeço também o apoio de seu ex-aluno Daniel, que muito ajudou no esclarecimento de dúvidas.

Agradeço a todos aqueles que por vezes me ajudaram a entender os “mistérios dos oceanos”. Em especial, ao Professor Ricardo Camargo (IAG-USP), que acreditou e apostou no meu potencial mesmo quando apenas havia a vontade de aprender.

Gostaria de agradecer meus pais e meu irmão que sempre me apoiaram em todas as decisões que tomei em minha vida. Amo muito vocês!

Quero agradecer a minha melhor amiga Karin, que mesmo a distância se fez muito presente em minha vida. Amiga, muito obrigada pelo carinho e paciência!

Agradecimentos vão aos meus colegas de mestrado (turma de 2008) pela amizade e parceria durante esses longos anos. Um grande abraço a todos!

E por fim, gostaria de agradecer a CAPES pela bolsa de mestrado concedida para execução do presente estudo.

## RESUMO

O presente estudo tem por objetivo avaliar a influência relativa da tensão do vento remoto na variação de longo termo (anuais e interanuais) do nível médio do mar (NMM) para a região costeira de Cananéia (SP). Para isso, foi realizada uma avaliação do conteúdo energético das oscilações de baixa frequência, ou seja, com períodos superiores a 3 dias (ou 0,3 ciclos por dia - cpd). As análises de NMM foram realizadas para o período de 1/1/1955 a 31/12/1993, o qual compreende o período de registro dos dados maregráficos da região estudada. Para os dados de tensão de vento foram considerados quatro pontos de grade do modelo global NCEP/NCAR, localizados na região marinha adjacente à área de estudo. Através do uso do filtro de passa-baixa de Thompson (otimizado para a região de Cananéia) e da análise espectral (espectro cruzado, coerência e defasagem) das componentes zonal (Tx) e meridional (Ty) da tensão do vento e NMM, observou-se a predominância das oscilações anuais como aquelas de maior coerência e energia, sendo elas: 0,00293 cpd e 0,00244 cpd, respectivamente. Ao longo do período analisado, os picos de energia ajustados ao cálculo de tendência linear demonstram que a oscilação de 0,00244 cpd tem sua contribuição à variação do NMM amplificada, e o contrário ocorre sobre a influência da oscilação de 0,00293 cpd. Os pontos de grade amostrados do NCEP/NCAR que apresentaram maior número de frequências de alta coerência e energia em todo o estudo foram o 2 e o 4, sendo esses os pontos mais remotos em relação à costa, o que será explicado pela interferência causada pela proximidade das condições de contorno representadas pelo continente nesse modelo global. Conclui-se que as componentes de tensão de vento podem não só afetar a variação do NMM através oscilações com períodos na ordem de dias (associadas à passagem de frentes frias, e a maré meteorológica) mas também através de oscilações anuais (na ordem de muitos meses a ano).

## ABSTRACT

The goal of this study is to evaluate the relative influence of remote wind stress on long-term (annual and interannual) mean sea level (MSL) variations at the coastal region of Cananéia (SP). In order to do that, the energy content assessment of low frequency oscillations (periods longer than 3 days or 0.3 cycles per day - cpd) was carried out. The analyses were performed between 1/1/1955 to 31/12/1993 which corresponds to the available tidal gauge data of the studied region. Wind stress data are based on four grid points of the global model of NCEP/NCAR. Through the use of a low-pass filter of Thompson (1983; optimized for the study area) and a spectral analysis (cross spectrum, coherence and phase lag) for both the zonal ( $T_x$ ), meridional ( $T_y$ ) components of wind stress and MSL, it was observed the predominance of annual oscillations as those of greater coherence and energy, which are of 0.00293 cpd and 0.00244 cpd, respectively. Over the period analysed, the peaks of energy adjusted for the calculation of linear trend showed that the oscillation of 0.00244 cpd has its contribution to the variation of MSL amplified, and the opposite occurs on the influence of the oscillation of 0.00293 cpd. NCEP/NCAR grid points 2 and 4 were the ones with the highest coherence and energy throughout the study and correspond to the farthest located from the coast. This may be due to the fact that this global model resolution is not appropriate for the grid points close to the boundary conditions. Concludes that the components of wind stress may not only affect the variation of MSL by oscillations with periods in the order of days (associated with the passage of cold fronts and storm surges) but also through annual oscillations (in the order of many months to a year).

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Registros do nível do mar para cada continente, exemplificados por Takoradi (Gana), Honolulu (Havaí), Sidnei (Austrália), São Francisco (EUA) e Brest (França). Fonte: Adaptado PSMSL. Disponível em: < <http://www.psmsl.org/products/trends> >, Acesso em 30/06/ 2010.....26
- Figura 2. Registros das séries temporais do NMM (cm) a partir de valores anuais ao longo da costa brasileira. Fonte: França (1995) *apud* Mesquita (2000).....27
- Figura 3. Relação causa e efeito entre nível do mar e as principais forçantes que nele influem em termos energéticos nas várias escalas de tempo. Fonte: Adaptado de Wright *et al.*, (1999).....29
- Figura 4. Linha do tempo da evolução da compreensão das interações entre oceano e atmosfera.....31
- Figura 5. Escala espaço-temporal dos fenômenos atmosféricos e oceanográficos. Fonte: Menezes (2007).....33
- Figura 6. Espiral de Ekman. Adaptado de Thurman (1996).....37
- Figura 7. Oscilação do ciclo de maré durante um mês lunar (entre Luas Novas) e as respectivas influências nas variações de amplitudes no nível do mar. O quadro à esquerda mostra a influência da atração gravitacional do sistema Lua-Terra e o da direita a trajetória dos astros durante o ciclo de maré. Fonte: Lentini (2007), disponível em:< [http://www.oceanografia.ufba.br/ftp/Introducao\\_Oceanografia/fisica\\_4.pdf](http://www.oceanografia.ufba.br/ftp/Introducao_Oceanografia/fisica_4.pdf) > Acesso: 04/08/2010.....41
- Figura 8. Três tipos comuns de marés: a semidiurna, caracterizada por aproximadamente duas preamares e duas baixamares no ciclo de um dia; a diurna, caracterizada por aproximadamente uma preamar e uma baixamar no ciclo de um dia e a mista, situação híbrida entre as condições anteriores. Adaptado de NOAA. Disponível em: <[http://oceanservice.noaa.gov/education/kits/tides/media/supp\\_tide07a.html#top](http://oceanservice.noaa.gov/education/kits/tides/media/supp_tide07a.html#top)>. Acesso em: 1/09/2010.....42



Figura 9. Mapa global da componente harmônica $M_2$ calculada pelo satélite Topex/Poseidon através da associação entre as observações da superfície do mar com a resposta do método para o cálculo dos harmônicos da maré. Linhas cheias são os contornos da fase da maré constante equidistantes a intervalos de $30^\circ$ . As linhas pontilhadas são linhas de mesma amplitude intervaladas de 10 em 10 cm. Fonte: Richard Ray, NASA Goddard Space Flight Center (STEWART, 2008).....	43
Figura 10. Registros simultâneos de pressão atmosférica, direção e força de ventos (N - S e E - O) e nível do mar, observados na Base de Pesquisas “José de Paiva Carvalho” (Instituto Oceanográfico - USP) de Cananéia, no período de 25 de Dezembro 1979 a 6 de Janeiro de 1980 (MESQUITA <i>et al.</i> , 1989 <i>apud</i> MESQUITA, 1997).....	45
Figura 11. Escala espaço-temporal das perturbações do nível do mar geradas pela influência: a) do vento local; b) de oscilações de alta frequência (frequências < 3 ciclos por dia - cpd); e c) de oscilações de baixa frequência (frequências > 3 cpd). Fonte: Miranda <i>et al.</i> , (2002).....	46
Figura 12. Localização da região de estudo (em detalhes) e dos pontos de amostragem da grade do modelo de reanálise do NCEP/NCAR. Fonte: Adaptado de Bernardes (2001) e Carta náutica N° 1 DHN (1995).....	52
Figura 13. Comparação entre a duração dos registros de nível médio mensal do mar de Cananéia, Santos e Charleston (EUA). Fonte NEVES (2005).....	56
Figura 14. Máquina de predição de 10 componentes de maré concebida por William Thomson (Lord Kelvin) do Museu de Ciência de Londres (Science Museum, South Kensington). Disponível em: < <a href="http://en.wikipedia.org/wiki/Tide-predicting_machine">http://en.wikipedia.org/wiki/Tide-predicting_machine</a> >, Acesso em 30/07/ 2010.....	57
Figura 15. Sistemas de referência e a localização dos <i>datums</i> para o marégrafo de Cananéia. Fonte: Adaptado de Mesquita (1997).....	58
Figura 16. Etapas metodológicas para tratamento das séries temporais maregráfica e meteorológica.....	59
Figura 17. Funções de resposta dos filtros ideais tipo passa-baixa (A), passa-alta (B) e passa-banda (C), respectivamente. Fonte: Kalil (1999).....	61
Figura 18. Resposta suavizada proposta por Thompson (1983) em relação ao filtro idealizado.....	68

Figura 19. Espectro da densidade espectral de potência apenas no domínio real. Visualização da DEP como a área abaixo da curva centrado em uma frequência $f_n$ qualquer. Adaptado de fonte disponível em: < <a href="http://oceanica.ufrj.br/deno/prod_academic/relatorios/atuais/AntonioGF+Francielle/relat2/relat_arquivos/image012.gif">http://oceanica.ufrj.br/deno/prod_academic/relatorios/atuais/AntonioGF+Francielle/relat2/relat_arquivos/image012.gif</a> >. Acessado em 30/07/2010.....	78
Figura 20. Desvios médios quadráticos em função da quantidade de pesos ( $N$ ) e da banda de frequências de teste. (A) sem a imposição de frequências a serem anuladas. (B) com a imposição das 16 principais componentes harmônicas de maré da cidade de Cananéia.....	84
Figura 21. Energia relativa transmitida em função do período em dias para os testes 1 ( $\omega_1$ igual a $5^\circ$ /hora e 144 pesos) representado pela linha tracejada, e 2 ( $\omega_1$ igual a $6,1^\circ$ /hora e 120 pesos) representado pela linha cheia.....	86
Figura 22. Resposta do filtro ( $R(\omega)$ ) em função da banda de frequências (de $0$ a $60^\circ$ /hora) para o teste 2 em relação a curva suavizada proposta por Thompson (1983) ( $L(\omega)$ ). A zona de transição da filtragem está representada entre as linhas tracejadas acima das frequências de corte inferior ( $\Omega_1 = 6,1^\circ/h$ ) e superior ( $\Omega_2 = 13,2^\circ/h$ ).....	90
Figura 23. Espectro das oscilações do NMM em Cananéia para o período de 1954 a 1995 obtido com nível de confiança de 95%, extraído do trabalho de Mesquita <i>et al.</i> (1996). Fonte: Adaptado de Mesquita (2000).....	95
Figura 24. Densidade espectral de potência do NMM segundo o método utilizado por Menezes (2007) (linha tracejada) e pela adaptação do trabalho de Pawlowicz (2002) (linha cheia) durante os períodos de: (A) 1955 a 1959, (B) 1960 a 1964, (C) 1965 a 1969, (D) 1970 a 1974, (E) 1975 a 1979, (F) 1980 a 1984, (G) 1985 a 1989 e (H) 1990 a 1993.....	97
Figura 25. Variação interanual do NMM da região costeira de Cananéia (sob o registro 874-051) no período de 1955 a 2005. A linha azul representa a variação mensal do NMM depois de extraída a média do ciclo sazonal e a tendência linear da série, e a linha preta a variação média a cada 5 meses do NMM. Fonte: NOAA (1997), disponível em: < <a href="http://tidesandcurrents.noaa.gov/sltrends/residual.shtml?stnid=874051&amp;name=Cananeia&amp;state=Brazil">http://tidesandcurrents.noaa.gov/sltrends/residual.shtml?stnid=874051&amp;name=Cananeia&amp;state=Brazil</a> >. Acesso em 02/08/2010.....	99

Figura 26. Conteúdo energético das oscilações anual e interanual do NMM de frequência 0,00293 cpd e 0,00244 cpd (respectivamente) ao longo dos anos de análises.....	101
Figura 27. Conteúdo energético das oscilações do NMM em bandas de 3 a 10 dias e de 10 a 50 dias ao longo dos anos de análises.....	102
Figura 28. Conteúdo energético das oscilações anual e interanual da componente zonal de frequência 0,00293 cpd (período de 341 dias) e 0,00244 cpd (período de 410 dias), respectivamente, sobre os pontos amostrados (ponto 1, 2, 3 e 4) ao longo do período analisado.....	104
Figura 29. Conteúdo energético e tendência linear das oscilações anual e interanual da componente zonal sobre os pontos 2 e 4 ao longo dos anos analisados. A) frequência de 0,00293 cpd (período de 341 dias); e B) frequência de 0,00244 cpd (período de 410 dias).....	105
Figura 30. Conteúdo energético das oscilações da componente zonal (Tx) em bandas de 3 a 10 dias e de 10 a 50 dias ao longo dos anos de análises. A) para ponto 2; e B) para o ponto 4.....	106
Figura 31. Espectros cruzados entre o NMM e Tx para os pontos 1(A), 2(B), 3(C) e 4(D) entre os anos de 1960 a 1964, com nível de confiança de 95%.....	110
Figura 32. Coerência entre o NMM e Tx para os pontos 1(A), 2(B), 3(C) e 4(D) entre os anos de 1960 a 1964, em destaque os pontos máximos, com nível de confiança de 95%.....	111
Figura 33 Defasagens entre o NMM e Tx para os pontos 1(A), 2(B), 3(C) e 4(D) entre os anos de 1960 a 1964, com nível de confiança de 95%.....	112
Figura 34. Espectros cruzados entre o NMM e Tx para os pontos 1(A), 2(B), 3(C) e 4(D) entre os anos de 1965 a 1969, com nível de confiança de 95%.....	115
Figura 35. Coerência entre o NMM e Tx para os pontos 1(A), 2(B), 3(C) e 4(D) entre os anos de 1965 a 1969, em destaque os pontos máximos, com nível de confiança de 95%.....	116
Figura 36. Defasagens entre o NMM e Tx para os pontos 1(A), 2(B), 3(C) e 4(D) entre os anos de 1965 a 1969, com nível de confiança de 95%.....	117
Figura 37. Espectros cruzados entre o NMM e Tx para os pontos 1(A), 2(B), 3(C) e 4(D) entre os anos de 1985 a 1989, com nível de confiança de 95%.....	122
Figura 38. Coerência entre o NMM e Tx para os pontos 1(A), 2(B), 3(C) e 4(D) entre os anos de 1985 a 1989, em destaque os pontos máximos, com nível de confiança de	

95%.....	123
Figura 39. Defasagens entre o NMM e Tx para os pontos 1(A), 2(B), 3(C) e 4(D) entre os anos de 1985 a 1989, com nível de confiança de 95%.....	124
Figura 40. Conteúdo energético das oscilações anual e interanual de frequência 0,00293 cpd e 0,00244 cpd da análise espectral cruzada entre NMM e Tx sobre os pontos amostrados (ponto 1, 2, 3 e 4) ao longo dos anos de análises.....	127
Figura 41. Conteúdo energético e tendência linear das oscilações anuais do espectro cruzado entre o NMM e a componente zonal sobre os pontos 2 e 4 ao longo dos anos analisados. A) frequência anual de 0,00293 cpd; e B) frequência anual de 0,00244 cpd.....	128
Figura 42. Análise dos resultados obtidos no cálculo de coerência entre NMM e Tx para os pontos amostrados ao longo dos anos analisados. A) Valores da coerência; B) Quantidade de ocorrência de frequências coerentes; C) Porcentagem de ocorrência de frequências coerentes por ponto amostrado.....	129
Figura 43. Conteúdo energético das oscilações anual e interanual da componente meridional de frequência 0,00293 cpd e 0,00244 cpd (respectivamente) sobre os pontos amostrados (ponto 1, 2, 3 e 4) ao longo dos anos de análises.....	132
Figura 44. Conteúdo energético e tendência linear das oscilações anual e interanual da componente meridional sobre os pontos 3 e 4 ao longo dos anos analisados. A) frequência anual de 0,00293 cpd; e B) frequência interanual de 0,00244 cpd.....	133
Figura 45. Conteúdo energético das oscilações da componente meridional (Ty) em bandas de 3 a 10 dias e de 10 a 50 dias ao longo dos anos de análises. A) para ponto 3; e B) para o ponto 4.....	134
Figura 46. Espectros cruzados entre o NMM e Ty para os pontos 1(A), 2(B), 3(C) e 4(D) entre os anos de 1965 a 1969, com nível de confiança de 95%.....	139
Figura 47. Coerência entre o NMM e Ty para os pontos 1(A), 2(B), 3(C) e 4(D) entre os anos de 1965 a 1969, em destaque os pontos máximos, com nível de confiança de 95%.....	140
Figura 48. Defasagens entre o NMM e Ty para os pontos 1(A), 2(B), 3(C) e 4(D) entre os anos de 1965 a 1969, com nível de confiança de 95%.....	141
Figura 49. Espectros cruzados entre o NMM e Ty para os pontos 1(A), 2(B), 3(C) e 4(D) entre os anos de 1980 a 1984, com nível de confiança de 95%.....	145

Figura 50. Coerência entre o NMM e Ty para os pontos 1(A), 2(B), 3(C) e 4(D) entre os anos de 1980 a 1984, em destaque os pontos máximos, com nível de confiança de 95%.....	146
Figura 51. Defasagens entre o NMM e Ty para os pontos 1(A), 2(B), 3(C) e 4(D) entre os anos de 1980 a 1984, com nível de confiança de 95%.....	147
Figura 52. Defasagens entre o NMM e Ty para os pontos 1(A), 2(B), 3(C) e 4(D) entre os anos de 1985 a 1989, com nível de confiança de 95%.....	149
Figura 53. Conteúdo energético das oscilações anual e interanual de frequência 0,00293 cpd e 0,00244 cpd (respectivamente) da análise espectral cruzada entre NMM e Ty sobre os pontos amostrados (ponto 1, 2, 3 e 4) ao longo dos anos de análises.....	152
Figura 54. Conteúdo energético e tendência linear das oscilações anual e interanual do espectro cruzado entre o NMM e a componente meridional sobre os pontos 3 e 4 ao longo dos anos analisados. A) frequência anual de 0,00293 cpd; e B) frequência interanual de 0,00244 cpd.....	153
Figura 55. Análise dos resultados obtidos no cálculo de coerência entre NMM e Ty para os pontos amostrados ao longo dos anos analisados. A) Valores da coerência; B) Quantidade de ocorrência de frequências coerentes; C) Porcentagem de ocorrência de frequências coerentes por ponto amostrado.....	154
Figura 56. Decomposição do sinal $y(t)$ em componentes harmônicas (fundamental, a segunda e a sexta harmônica respectivamente) para uma simulação com 40 amostras, onde o eixo das ordenadas representa a amplitude e o tempo está representado eixo das abscissas. O sinal $y(t)$ exprime a soma da primeira, segunda e sexta harmônica sob a forma $y_k(n\Delta t) = C_k \cdot \cos[(2\pi kn/N) + \varphi_k]$ ; onde $n\Delta t$ representa o número de amostras, $C_k$ a amplitude de cada harmônico, $k= 1, 2, 6$ e $n= 0, 1, \dots, 40$ . Fonte: Adaptado de Emery e Thomson (2001).....	170
Figura 57. Efeito da tendência sobre a variância (espectro das amplitudes) das oscilações de baixa frequência a partir de um sinal gerado pela seguinte equação: $x=0,25+\text{sen}(2\pi 20t)+0,4 \text{ sen}(2\pi \cdot 40t)$ . Em (A) o sinal não apresenta tendência (linear) e em destaque a média da série gerado sobre a frequência zero; (B) o sinal acrescido de uma tendência linear distorcendo os valores de frequência abaixo de 20 Hz.....	173
Figura 58. Analogia do espectro eletromagnético da luz visível com as classificações da	

densidade espectral, em termos energéticos. Valores das frequências de corte otimizadas para a região de Cananéia.....177

Figura 59. Janelas espectrais de Hanning e Hamming para uma quantidade de pesos (N) igual a 41. (A) Ambas janelas espectrais no domínio do tempo ( $-20 \leq n \leq 20$ ). (B) Janela espectral de Hanning no domínio da frequência ( $-\pi \leq \theta \leq \pi$ ) onde a banda de frequência é dada por  $\theta = \omega\Delta t/N = 40\pi/N$ , e os pesos estão em unidade dB. Fonte: Emery e Thomson (2001).....178

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Contribuições teóricas para a teoria da circulação oceânica impulsionada por ventos (STEWART, 2008).....	36
Tabela 2. Histórico da evolução do pensamento de grandes nomes da ciência acerca do movimento oscilatório das marés (PUGH, 1993; NEVES, 2005).....	40
Tabela 3. Autores brasileiros e estrangeiros e seus principais estudos sobre o nível médio do mar.....	49
Tabela 4. Escala temporal das principais perturbações encontradas em registros de nível do mar e eventuais consequências (NEVES e MUEHE, 2007).....	50
Tabela 5. Alguns trabalhos relacionados à circulação oceânica e ao nível médio do mar que utilizaram resultados do modelo global do NCEP/NCAR em estudos ao longo da costa brasileira.....	55
Tabela 6. Análise dos filtros de passa-baixa mais comumente utilizados em oceanografia (THOMPSON,1983).....	63
Tabela 7. Constantes harmônicas de maré da cidade de Cananéia, calculadas a partir de registros obtidos no ano de 1978. Na primeira coluna, vê-se o nome da constituinte; na segunda, a frequência angular; na terceira, a frequência angular em hertz, na quarta, a amplitude; na quinta, o desvio padrão da amplitude; na sexta, o ângulo de fase na sétima o ângulo de fase em relação ao meridiano de Greenwich (Inglaterra) e, na sétima, o desvio padrão do ângulo de fase da componente. Fonte: Mesquita (1997).....	64
Tabela 8. Perda de dados horários correspondentes a variação do número de pesos do filtro de Thompson.....	70
Tabela 9. Resumo das principais limitações inerentes ao processo de filtragem numérica.....	71
Tabela 10. Alguns trabalhos que utilizaram a análise espectral cruzada em estudos do NMM.....	75
Tabela 11. Resumo das principais limitações inerentes ao método de análise espectral.....	82
Tabela 12. Resumo dos melhores conjuntos de valores para otimização do filtro de passa-baixa de Thompson.....	85

Tabela 13. Resultados estatísticos das séries temporais: original, filtrada com o conjunto de valores de teste 1 e filtrada com o conjunto de valores do teste 2 (em cm).....	87
Tabela 14. Resultados estatísticos do nível do mar (NM) e do NMM (em cm) para a região de Piraquara e Ponta da Armação (RJ) e Paranaguá (PR). Fonte: Uaissone (2004), Oliveira (2004) e Oliveira (2009a).....	88
Tabela 15. Pesos do filtro de passa-baixa de Thompson referentes ao teste 2, calculados para a análise da série temporal dos dados maregráficos.....	89
Tabela 16. Pesos do filtro de passa- baixa de Thompson referente ao teste 2 calculados para a análise da série temporal dos dados meteorológicos obtidos no projeto Reanálise do NCEP/NCAR.....	91
Tabela17. Divisão do período total de dados em classes de 5 anos (exceto a classe 8 que contém 4 anos de dados).....	92
Tabela 18. Distanciamento entre os pontos amostrados da grade do modelo global NCEP/NCAR e em relação à região costeira de Cananéia.....	93
Tabela 19. Valores extremos diários de elevação e rebaixamento máximos do nível do mar (em centímetros) extraído dos dados maregráficos antes da filtragem. Os 10 valores máximos selecionados de elevação estão em ordem decrescente e os de rebaixamento em ordem crescente. O * indica a data com o maior valor de elevação e rebaixamento encontrada em toda a série temporal.....	100
Tabela 20. Resumo das frequências de maior coerência e energia obtidas na análise espectral cruzada entre NMM e a componente zonal da tensão de vento para os anos de 1955 a 1959.....	108
Tabela 21. Resumo das frequências de maior coerência e energia obtidas na análise espectral cruzada entre NMM e a componente zonal da tensão de vento para os anos de 1960 a 1964.....	113
Tabela 22. Resumo das frequências de maior coerência e energia obtidas na análise espectral cruzada entre NMM e a componente zonal da tensão de vento para os anos de 1965 a 1969.....	118



Tabela 23. Resumo das frequências de maior coerência e energia obtidas na análise espectral cruzada entre NMM e a componente zonal da tensão de vento para os anos de 1970 a 1974.....	119
Tabela 24. Resumo das frequências de maior coerência e energia obtidas na análise espectral cruzada entre NMM e a Tx para os anos de 1975 a 1979.....	120
Tabela 25. Resumo das frequências de maior coerência e energia obtidas na análise espectral cruzada entre NMM e a componente zonal da tensão de vento para os anos de 1980 a 1984.....	121
Tabela 26. Resumo das frequências de maior coerência e energia obtidas na análise espectral cruzada entre NMM e a componente zonal da tensão de vento para os anos de 1985 a 1989.....	125
Tabela 27. Resumo das frequências de maior coerência e energia obtidas na análise espectral cruzada entre NMM e a componente zonal da tensão de vento para os anos de 1990 a 1993.....	126
Tabela 28. Resumo das frequências de maior coerência e energia obtidas na análise espectral cruzada entre NMM e a componente meridional da tensão de vento para os anos de 1955 a 1959.....	136
Tabela 29. Resumo das frequências de maior coerência e energia obtidas na análise espectral cruzada entre NMM e a componente meridional da tensão de vento para os anos de 1960 a 1964.....	137
Tabela 30. Resumo das frequências de maior coerência e energia obtidas na análise espectral cruzada entre NMM e a componente meridional da tensão de vento para os anos de 1965 a 1969.....	142
Tabela 31. Resumo das frequências de maior coerência e energia obtidas na análise espectral cruzada entre NMM e a componente meridional da tensão de vento para os anos de 1970 a 1974.....	143
Tabela 32. Resumo das frequências de maior coerência e energia obtidas na análise espectral cruzada entre NMM e a componente meridional da tensão de vento para os anos de 1975 a 1979.....	144

Tabela 33. Resumo das frequências de maior coerência e energia obtidas na análise espectral cruzada entre NMM e a componente meridional da tensão de vento para os anos de 1980 a 1984.....	148
Tabela 34. Resumo das frequências de maior coerência e energia obtidas na análise espectral cruzada entre NMM e a componente meridional da tensão de vento para os anos de 1985 a 1989.....	150
Tabela 35. Resumo das frequências de maior coerência e energia obtidas na análise espectral cruzada entre NMM e a componente meridional da tensão de vento para os anos de 1990 a 1993.....	151
Tabela 36. Resumo dos principais resultados obtidos nas análises espectrais entre o NMM e as componentes de tensão de vento em função dos valores de máxima energia e coerência. O sinal negativo (-) indica que a pausa de atuação da forçante vento no NMM.....	156

## **LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS**

- CHM – Centro Hidrográfico da Marinha
- CPD – Ciclos por Dia
- CPTEC – Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
- DEP – Densidade espectral de potência
- DHN – Diretoria de Hidrografia e Navegação
- DMQ – Desvio médio quadrático
- DSP – Processadores digitais
- ENSO – El Niño Oscilação Sul
- GLOSS – Sistema de Observação Global do Nível do Mar
- GOOS – Sistema de Observação Global do Oceano
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
- INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
- INPH – Instituto de Pesquisas Hidroviárias
- IOUSP – Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo
- IPCC – Painel Intergovernamental para Mudanças Climáticas
- NCAR – Centro Norte-Americano de Pesquisas Atmosféricas
- NCEP – Centros de Predição Ambiental Norte-Americano
- NM – Nível do mar
- NMM – Nível médio do mar
- PSMSL – Serviço Permanente para o Nível do Mar
- TS – Temperatura e salinidade
- TSM – Temperatura da superfície do mar
- T<sub>x</sub> – Componente de tensão de vento zonal
- T<sub>y</sub> – Componente de tensão de vento meridional
- ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul
- NOAA – Administração Oceânica e Atmosférica Norte-Americana

## LISTA DE SÍMBOLOS

$T$  – Tensão do vento

$\rho_{ar}$  – Densidade do ar

$C_d$  – Coeficiente de rugosidade da superfície do mar

$U_{10}$  – Velocidade do vento medida a uma altura de 10 m

$\varphi$  – Latitude

$T_x$  – Componente de tensão do vento zonal

$\eta$  – Nível do mar

$A_n$  – Amplitude

$\sigma_n$  - Velocidade angular

$g_n$  – Fase

$Q_1$  – Componente diurna lunar elíptica maior

$O_1$  – Componente principal lunar diurna

$P_1$  – Componente principal solar diurna

$K_1$  – Componente diurna luni-solar

$N_2$  – Componente semidiurna lunar elíptica maior

$M_2$  – Componente principal lunar semidiurna

$S_2$  – Componente principal solar semidiurna

$K_2$  – Componente luni-solar semidiurna

$M_3$  – Componente principal lunar terdiurna

$S_1$  – Componente solar diurna

$MU_2$  – Componente variacional

$MK_3$  – Componente terdiurna de águas rasas

$MN_4$  – Componente quadiurna de águas rasas

$M_4$  – Componente principal lunar quadiurna

$MS_4$  – Componente quadiurna de águas rasas

$y_t$  – Série filtrada

$w_k$  – Pesos do processo de filtragem numérica

$x_t$  – Série original

$R(\omega)$  – Fator de resposta do filtro de passa-baixa de Thompson

$\omega$  – Frequências de teste

$N$  – Número de pesos

$\Omega_1$  – Frequência de corte inferior

$\omega_j$  - Frequências pré-selecionadas a serem zeradas

$m$  – Número de frequências a que se pretende zerar por imposição

$L(\omega)$  – Função de resposta

$\Omega_2$  – Frequência de corte superior

$E(\omega)$  – Desvio médio quadrático

$\lambda$  – Multiplicadores de Lagrange

$y$  – série temporal qualquer

$C_{yy}$  – função de covariância

$N_e$  – total de amostragens da série no tempo

$n$  – nos valores de  $N_e$  igualmente espaçados temporalmente

$\tau_m$  – defasagem temporal

$m$  – ponto de recorte da série temporal

$\tau$  – defasagem temporal

$\sigma^2$  – função de variância

$R_{yy}$  – função de autocorrelação

$\mu$  – média

$\rho_{yy}$  – função de autocovariância normalizada

$D_p$  – densidade espectral de potência

$f_N$  – frequência de Nyquist

$f$  – frequência

$Y(f)$  – representação da Transformada de Fourier

$S_{yy}$  – densidade espectral de potência no domínio real e imaginário

$G_{yy}$  – densidade espectral de potência no domínio real

$x$  – série temporal qualquer

$C_{xy}$  – função de covariância cruzada

$\rho_{xy}$  – função de covariância cruzada normalizada

$S_{xy}$  - densidade espectral de potência cruzada no domínio real e imaginário

$G_{xy}$  – densidade espectral de potência cruzada no domínio real

$H_{xy}$  – co-espectro

$Q_{xy}$  – espectro em quadratura

$\Phi_{xy}$  – defasagem entre dois processos estocásticos

$A_{xy}$  – amplitude cruzada

$\Upsilon_{xy}^2$  - espectro da coerência

$\Upsilon_{xy}$  – função de coerência

$\overline{y(t)}$  - Valor médio da série temporal

$A_p$  – Coeficiente de Fourier

$B_p$  – Coeficiente de Fourier

$\Omega_p$  – Frequência angular

$p$  – Múltiplo inteiro da frequência fundamental

$T$  – Comprimento da série temporal

$A_0$  – é o dobro da média da série temporal

$C_p$  – amplitudes

$\theta_p$  - fase entre a p-ésima frequência

$t_p$  – tempo de defasagem

$E$  – energia total

$D_E$  – densidade da energia espectral

$D_P$  – densidade espectral de potência

## SUMÁRIO

CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO.....	25
1.1 ASPECTOS GERAIS.....	25
1.2 OBJETIVOS.....	30
1.2.1 Objetivo Geral.....	30
1.2.2 Objetivos Específicos.....	30
CAPÍTULO 2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	31
2.1 INTERAÇÃO OCEANO-ATMOSFERA E FORÇANTES ATMOSFÉRICAS...31	
2.1.1 Forçantes atmosféricas.....	34
2.1.2 Ventos.....	36
2.1.3 Maré astronômica.....	39
2.1.4 Maré meteorológica.....	43
2.2 O NÍVEL MÉDIO DO MAR.....	48
CAPÍTULO 3. MATERIAIS.....	51
3.1 DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	51
3.2 DADOS METEOROLÓGICOS.....	53
3.3 DADOS OCEANOGRÁFICOS.....	56
CAPÍTULO 4. METODOLOGIA.....	59
4.1 PRÉ-PROCESSAMENTO.....	60
4.2 FILTRAGEM NUMÉRICA.....	60
4.2.1 Escolha do filtro passa-baixa.....	62
4.2.2 Otimização do filtro passa-baixa para a região de estudo.....	63
4.3 ANÁLISE ESPECTRAL.....	71
4.3.1 Análise espectral cruzada.....	75
4.3.2 Espectro cruzado.....	79
CAPÍTULO 5. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	83
5.1 FILTRAGEM NUMÉRICA.....	83
5.2 ANÁLISE ESPECTRAL.....	91
5.2.1 Conteúdo energético NMM.....	94
5.2.2 Conteúdo energético da componente Tx (zonal).....	102

5.2.3	Correlação cruzada NMM x componente meridional da tensão do vento (Ty).....	135
5.2.4	Conteúdo energético da componente Ty (meridional).....	130
5.2.5	Correlação cruzada NMM x componente meridional da tensão do vento (Ty).....	135
CAPÍTULO 6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....		157
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....		161
ANEXO A.....		169
ANEXO B.....		179



# CAPÍTULO 1

## INTRODUÇÃO

### 1.1 ASPECTOS GERAIS

O entendimento dos mecanismos da variação climática natural é fundamental para o aperfeiçoamento das previsões globais que, por conseguinte, alimentam modelos para previsões regionais (TASCHETTO, 2006). Além disso, a determinação desses efeitos naturais contribui para estimativas mais precisas da influência antrópica no clima. Acredita-se na influência do oceano na variabilidade climática terrestre devido a fatores como: maior densidade e maior calor específico em relação à atmosfera, o que altera a capacidade de armazenar e transportar grandes porções de calor, sendo considerado como um amortecedor do sistema climático (TASCHETTO, 2006). A variabilidade temporal dessas mudanças vai desde escalas sazonais até multidecadais, devido à complexa interação entre oceano e atmosfera como, por exemplo, nos balanços de calor, gases e massa.

O acoplamento mecânico e térmico entre ar-mar é representado por uma ainda não completamente compreendida conexão entre forçantes oceanográficas, meteorológicas e antrópicas. Mudanças nos padrões de temperatura da superfície do mar (TSM), por exemplo, propiciam mudanças no regime de ventos, desde brisas a furacões. Processos termodinâmicos existentes na interface oceano-atmosfera influenciam também no padrão de formação de ondas de gravidade como, por exemplo, na intensidade e na extensão da pista de atuação dos ventos.

O nível médio do mar (NMM), ou o nível do mar observado, desde que filtradas as perturbações astronômicas, inerciais, de gravidade e meteorológica de alta frequência (inferiores a 3 dias) (MENEZES, 2007), é avaliado a partir da atuação das tensões de vento sobre o oceano, que combinadas ao efeito de rotação da Terra produzem o empilhamento ou recuo de massa d'água do oceano em relação à costa (NEVES e MUEHE, 2008).

O padrão da variação global do NMM depende dos fluxos na interface oceano-atmosfera, das variações internas e da circulação oceânica (CHURCH *et al.*, 2003). Os

maiores impactos sobre as zonas costeiras serão causados não só pelas mudanças do NMM, mas também pelas mudanças nos níveis extremos do mar, especialmente forçados pelas condições atmosféricas (CHURCH *et al.*, 2003). Como uma série de fatores - desde a geomorfologia e atividade tectônica até a climatologia, além dos efeitos antrópicos de uso e ocupação da linha de costa e não apenas o nível absoluto do mar - influenciam na variação do NMM, seu comportamento não é homogêneo geograficamente, de modo que se faz necessária uma avaliação dos impactos para cada região costeira (Figura 1). A partir da avaliação de alguns dos mais longos registros encontrados em estações maregráficas espalhadas pelo mundo, o Painel Intergovernamental para Mudanças Climáticas (IPCC) concluiu que a variação global do nível do mar aumentou de 0,1 a 0,2 m durante o século passado, como pode ser visto na Figura 1.

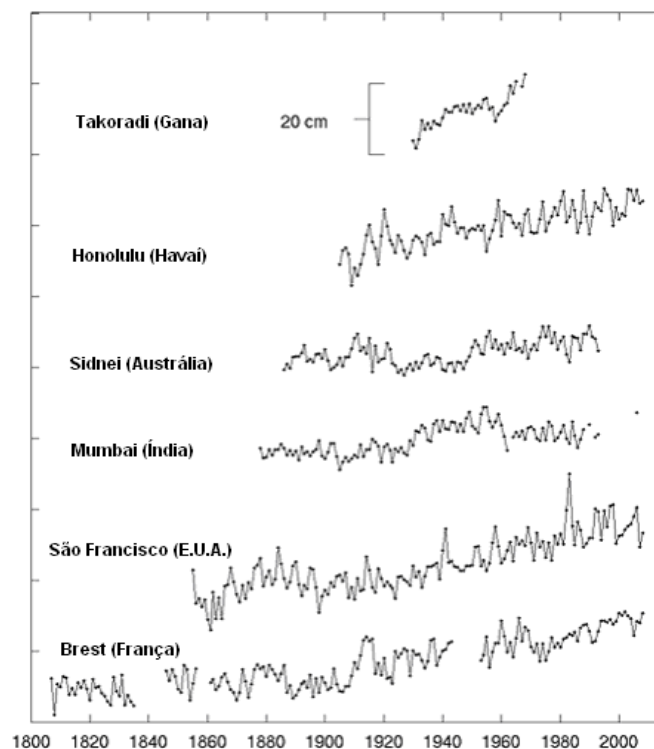


Figura 1. Registros do nível do mar para cada continente, exemplificados por Takoradi (Gana), Honolulu (Havaí), Sidnei (Austrália), São Francisco (EUA) e Brest (França). Fonte: Adaptado PSMSL. Disponível em: < <http://www.psmsl.org/products/trends/> >, Acesso em 30/06/ 2010.

Dada a dificuldade de descrição – e mesmo o desconhecimento, de fenômenos na interface oceano-atmosfera, bem como na determinação da correlação entre dados

oceanográficos e meteorológicos, a variabilidade do NMM, no contexto de cenários de aquecimento global e de mudanças climáticas, tem motivado vários estudos na comunidade científica. Do ponto de vista amostral, também se pode destacar a carência de séries de dados meteoceanográficos – atuais e históricas, ao longo da costa brasileira, assim como no Atlântico Sul. A dificuldade em estimar mudanças globais a partir de registros costeiros advém da curta duração das séries maregráficas, da sua distribuição global heterogênea e da influência de movimentos crustais, que influem na determinação precisa de variações do nível do mar (MUNK, 2002). As séries temporais de NMM a partir de registros maregráficos dos principais portos e bases de coleta de dados da costa brasileira podem ser vistas na Figura 2.

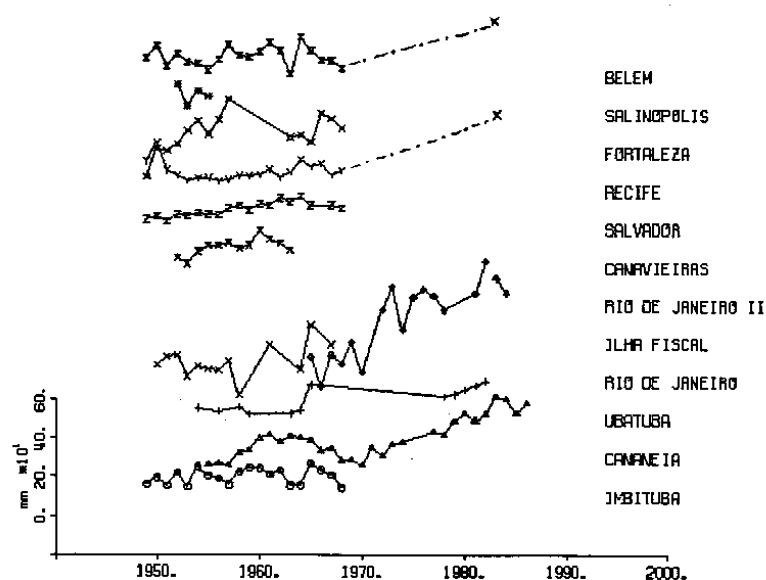


Figura 2. Registros das séries temporais do NMM (cm) a partir de valores anuais ao longo da costa brasileira. Fonte: França (1995) *apud* Mesquita (2000).

O estudo dos fenômenos na interface oceano-atmosfera reflete a dificuldade em separar as relações causa e efeito, tendo em vista que a dinâmica entre esses fluidos se mantêm em equilíbrio (UAISSONE, 2004). A superfície dos oceanos não é estática, devido principalmente à influência da ação combinada dos movimentos de rotação e atração gravitacional que a Lua e o Sol exercem continuamente sobre o globo terrestre (UAISSONE, 2004). A maré astronômica, devido ao seu comprimento de onda típico - da ordem de 20.000 km, pode ser considerada com uma onda longa ou de águas rasas, quando comparada à

profundidade típica dos oceanos, em torno de 4 km. Ondas de águas rasas são aquelas cuja razão entre profundidade local e comprimento de onda seja menor do que 0,05 (1/20), o que é o caso da onda de maré ao se propagar no oceano, cuja razão é de aproximadamente  $2 \cdot 10^{-4}$  (COSTA, 2007).

Além da forçante astronômica, fenômenos atmosféricos são capazes de provocar variações no nível do mar, gerando movimentos ondulatórios com período entre três e cinco dias, sendo esses ligados às oscilações no campo de vento e pressão atmosférica (MENEZES, 2007), como pode ser visto na Figura 3. A união dos agentes astronômicos, atmosféricos e continentais faz com que a linha costeira mude de posição continuamente (UAISSONE, 2004). Geralmente a maré astronômica prevista difere da observada *in situ*, devido ao impacto que efeitos, como os meteorológicos e até mesmo sísmicos têm sobre as oscilações do nível do mar, de maneira a causar variações da ordem de centímetros até muitos metros (UAISSONE, 2004 *apud* COSTA, 2007) – como os recentes tsunamis de 2004 e 2010. Tendo em vista que a costa atlântica da América do Sul é caracterizada pela intensa influência de efeitos meteorológicos sobre o oceano (CAMARGO; HARARI, 1994), pode-se citar como o principal deles a ação dos ventos na alteração da “maré meteorológica” (ou “storm surge” em inglês). Tal efeito é devido à tensão tangencial exercida pela atmosfera na superfície do mar, de forma a gerar uma circulação da massa de água, cujos efeitos podem ser a elevação ou o rebaixamento do nível da água ao longo da costa (SILVA, 1992 *apud* COSTA, 2007). O efeito conhecido como “ressaca” geralmente está acompanhado de uma maré meteorológica intensa, devido à ação conjugada das variações da pressão atmosférica - associadas à presença de sistemas de baixa pressão, acompanhados ou não de frentes frias, e da ação dos ventos, provocando variações de nível da água junto à costa, além da presença de ondas geradas pelo vento.

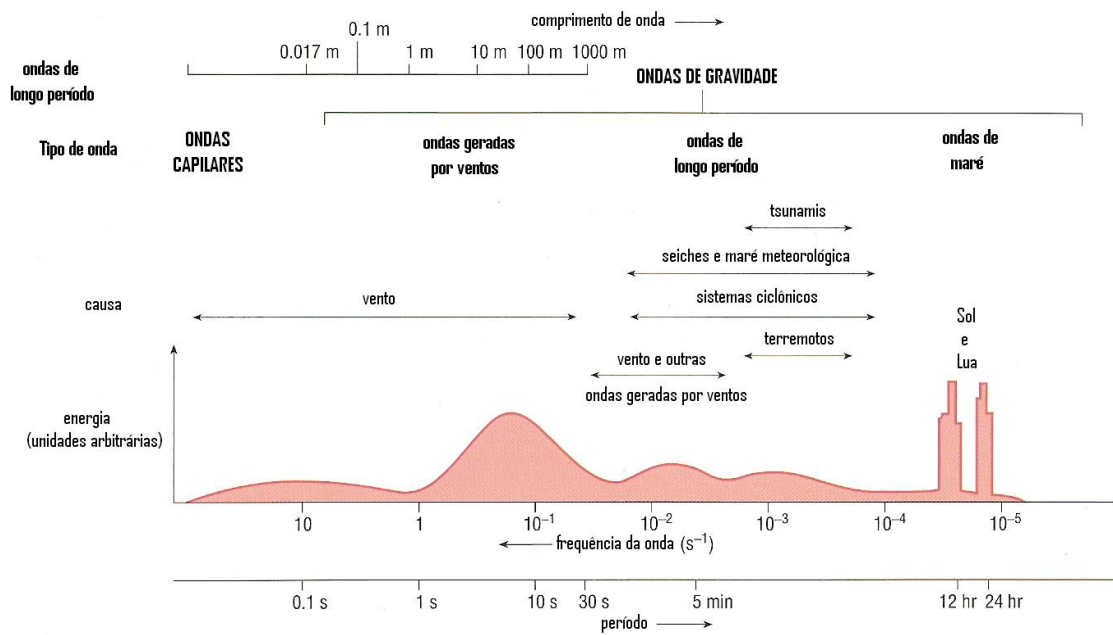


Figura 3. Relação causa e efeito entre nível do mar e as principais forçantes que nele influem em termos energéticos nas várias escalas de tempo. Fonte: Adaptado de Wright *et al.*, (1999).

Neste trabalho, será dada ênfase às oscilações de longo termo (acima de  $10^5$  minutos) do NMM influenciadas pela força de cisalhamento das componentes de tensão de vento. Para tanto, são avaliadas as principais forçantes e interações no acoplamento oceano-atmosfera, bem como seus principais efeitos da variação do NMM em regiões costeiras, como pode ser visto no Capítulo 2, de Fundamentação Teórica.

No capítulo 3, que trata dos materiais e métodos, serão descritas as séries temporais meteorológicas e oceanográficas utilizadas neste trabalho, e de que forma foram obtidas e analisadas, respectivamente. No capítulo 4 são abordadas as metodologias utilizadas para análise dos registros de nível do mar e das componentes de tensão do vento, filtragem numérica e análise espectral. No capítulo 5, são apresentados os resultados e discussões oriundas das análises espectrais e filtragem numérica das séries de NMM e tensão do vento. Por fim, no capítulo 6 são apresentadas as principais conclusões e as recomendações para trabalhos futuros.

## **1.2 OBJETIVOS**

### **1.2.1 Objetivo Geral**

O objetivo geral deste trabalho é avaliar a influência dos processos meteorológicos, de período superior a 3 dias, na variação do nível médio do mar na região costeira de Cananéia (SP).

### **1.2.2 Objetivos Específicos**

- Otimizar o filtro de passa-baixa de Thompson para a região costeira de Cananéia, de forma a atenuar as principais componentes astronômicas locais, bem como avaliar sua eficiência em remover fenômenos de alta frequência (aqueles com período inferior a 3 dias);
- Avaliar a influência relativa da tensão de vento remoto na variação do nível médio do mar na área de estudo, com interesse na determinação das variações de longo termo (de anuais a interanuais) do NMM frente aos efeitos astronômicos;
- Avaliar as características energéticas das séries maregráfica e meteorológica, correlacionando-as quando apropriado.

## CAPÍTULO 2

### FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

#### 2.1 INTERAÇÃO OCEANO-ATMOSFERA E FORÇANTES ATMOSFÉRICAS

A evolução na compreensão das circulações oceânica e atmosférica, bem como suas interações, constitui um notável exemplo da interação contínua entre teoria, observações e, mais recentemente, as simulações de modelos (Le TREUT *et al.*, 2007). A interação ar-mar é observada e analisada do ponto de vista global desde os séculos XVI e XVII, em estreita associação com o desenvolvimento do comércio baseado em transportes marítimos. Trabalhos teóricos importantes como os de Edmund Halley, o primeiro a publicar a descrição das células tropicais atmosféricas em 1686 e de George Hadley, que propôs uma teoria que liga a existência dos ventos alísios com as células de Hadley, em 1735, ajudaram a fundamentar conceitos que ainda são úteis na análise e compreensão tanto da circulação geral atmosférica, como na simulação de modelos (LORENZ, 1967; HOLTON, 1992, *apud* Le TREUT *et al.*, 2007).

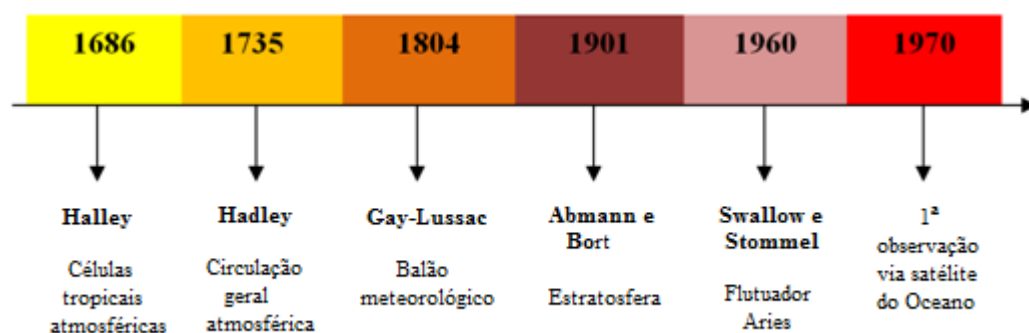


Figura 4. Linha do tempo da evolução da compreensão das interações entre oceano e atmosfera.

Entretanto, a falta de observações atmosféricas e oceanográficas sistemáticas e com ampla cobertura espacial limitou e atrasou os estudos para a descrição detalhada dessas circulações. Em 1804, o balão meteorológico de Gay-Lussac atingiu a altitude de 7.016 m e a

primeira vez que este chegou ao nível estratosférico foi através do experimento de Abmann e Teisserenc de Bort<sup>1</sup>, em 1901 (BERSON and SÜRING, 1901, *apud* Le TREUT *et al.*, 2007).

Na década de 1950, estudos sugeriam que a temperatura em oceano profundo variava com o tempo e o avanço tecnológico de medições, como o experimento de Swallow e Stommel em 1960, que utilizaram um flutuador subsuperficial (Aries), permitiu corroborar que as regiões profundas dos oceanos não eram estáticas (CREASE, 1962 *apud* Le TREUT *et al.*, 2007). A primeira observação do oceano via satélite (SeaSat) ocorreu no final da década de 1970, revelando informações importantes sobre a variabilidade de camadas superficiais marinhas. Ao mesmo tempo, a primeira estimativa da intensidade do transporte de calor e de massa meridional foi feita utilizando a combinação de modelos e observações. Em paralelo, a evolução tecnológica produzindo novos conhecimentos por meio de observações, explorações teóricas e numéricas derão subsídios para a hipótese de equilíbrio dinâmico ou múltiplos equilíbrios, que é reforçada através de simulações de modelos climáticos acoplados (BRYAN e SPEMAN, 1985; BRYAN, 1986; MANABE and STOUFFER, 1988; *apud* Le TREUT *et al.*, 2007).

É comum representar os fenômenos decorrentes da interação Oceano-Atmosfera e suas respectivas consequências em larga escala, vide estudos promovidos pelo Painel Intergovernamental para Mudanças Climáticas (IPCC), de maneira que se obtenha uma visão holística dos principais processos envolvidos (NEVES e MUEHE, 2008). Entretanto, pode haver o comprometimento dos resultados gerados em projeções de mesoescala e escala local, devido ao grau de incertezas contido ao se refinar a resolução espacial do modelo. As escalas espacial e temporal e os respectivos fenômenos envolvidos podem ser vistos na Figura 5.

Em larga escala (ordem de milhares de quilômetros), os padrões de precipitação sobre os oceanos são pouco observados, sendo esse dado uma fonte de incerteza na validação de modelos globais, como por exemplo, o modelo global do consórcio entre os Centros de Previsão Ambiental Norte-Americano (*National Centers for Environmental Prediction - NCEP*) e o Centro Norte-Americano de Pesquisas Atmosféricas (*National Center for Atmospheric Research - NCAR*).

---

<sup>1</sup> Léon Philippe Teisserenc de Bort (1855 - 1913), importante meteorologista francês que se tornou famoso por propor a existência da estratosfera (Le TREUT *et al.*, 2007) .



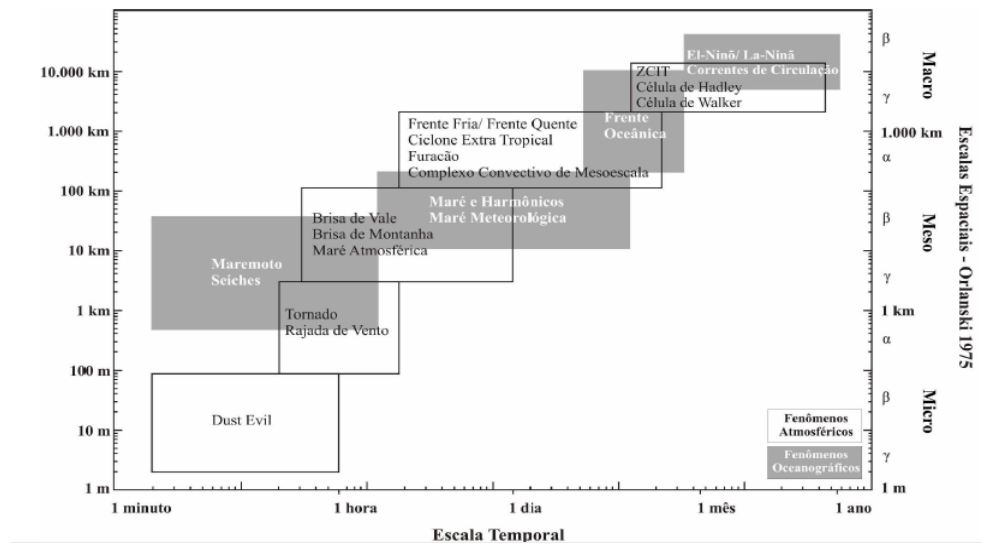


Figura 5. Escala espaço-temporal dos fenômenos atmosféricos e oceanográficos. Fonte: Menezes (2007).

Nessa resolução espacial, é possível observar os padrões superficiais de circulação oceânica de massas d'água induzidos pelo regime de ventos, que, por conseguinte, interfere no clima continental, além de influenciar o clima de ondas, que depende, dentre outros parâmetros, de sua intensidade, duração e da pista de atuação. Em mesoescala (ordem de centenas de quilômetros), a presença dos continentes passa a interferir como agente limitador nas condições de pista de vento e de movimentação oceânica. Os estudos de variação do NMM, incluindo este trabalho, são avaliados nessa escala espacial. Na escala local, a importância da morfologia da região é acrescentada aos estudos de regime de ondas e ventos, além da inserção do aporte de sedimentos e água doce advindos do continente. Devido ao grande nível de detalhamento e a grande quantidade de parâmetros de cálculo, a previsibilidade da influência de mudanças climáticas nesta escala apresenta alto nível de incerteza, já que modelos globais são fontes de dados de entrada dos modelos regionais, e não o contrário (NEVES e MUEHE, 2008).

Parâmetros oceânicos são indicadores muito importantes na determinação da variabilidade climática, em particular as mudanças de temperatura e de salinidade em águas profundas e em diferentes regiões. Entretanto registros dos mesmos são de curto período em algumas regiões, ou mesmo com distribuição geográfica heterogênea, além de apresentar grande interferência de ruídos (normalmente a interferência das componentes astronômicas da

maré representam ruídos de altas frequências que mascaram, em termos energéticos, oscilações de longo prazo do NMM, que fornecem importantes informações geofísicas e indicação de variações globais do nível do mar), isto é, de frequências fora da banda espectral analisada (BINDOFF, 2007).

### 2.1.1 Forçantes atmosféricas

A Terra recebe a radiação solar de ondas curtas e as emite na forma de ondas longas. Dado que a radiação é absorvida de modo diferenciado nas várias latitudes e considerando-se uma média anual num cinturão de latitude, a radiação absorvida, na forma de ondas curtas na região equatorial, excede a quantidade de radiação infravermelha (ondas longas), que retorna ao espaço. Ao mesmo tempo, considerando-se uma média anual, a quantidade de radiação solar absorvida nas regiões polares é menor que a radiação infravermelha emitida. Para garantir o balanço energético global, o excedente de radiação nas baixas latitudes e o decréscimo em altas latitudes resulta em um processo de transferência de energia das baixas para as altas latitudes, processo que ocorre por meio dos sistemas de ventos e correntes marinhas (COLLING, 2001).

A circulação oceânica em superfície é causada, essencialmente, pelos ventos de larga escala (SILVEIRA, 2009). Os ventos atuam nos oceanos através de sua fricção com a superfície marinha, provocando distúrbios sob a forma de ondas e correntes. O cisalhamento friccional promovido na interface ar-mar gera inicialmente a movimentação de massas d'água na direção do vento, sendo esta a causa da transferência da quantidade de movimento (energia) entre oceano e atmosfera. O processo físico de transferência de energia e *momentum* é muito complexo, entretanto, há como estimá-lo através da combinação de dados de campo com constantes empíricas (PUGH, 1996).

A transferência de energia da atmosfera para os oceanos é realizada em parte pela advecção de massas de ar quentes para regiões frias (e vice-versa) e outra parte pela transferência de calor latente, no qual a água convertida em vapor (evaporação) se desloca para outras regiões, frequentemente distantes do local onde originalmente ocorreu a evaporação. Ao se condensar, ocorre a conversão da energia despendida na evaporação em

calor. Ciclones e furacões são exemplos de manifestações drásticas de transferência de energia do oceano para a atmosfera na forma de calor latente (COLLING, 2001).

“Os ventos e as condições meteorológicas atuam também sobre o oceano provocando mudanças no nível médio do mar.” (NEVES e MUEHE, 2008). Tensões tangenciais do vento sobre o mar promovem deslocamentos de massas d’água que, por influência da rotação terrestre em movimentos de duração similar ou superior a 24 h, resultam no fenômeno conhecido como Transporte de Ekman (Figura 6), e são responsáveis, por exemplo, pelo fenômeno de ressurgência em Cabo Frio (NEVES e MUEHE, 2008). No caso de um anticiclone - onde as pressões nas extremidades são menores do que no centro do sistema, um aumento na pressão atmosférica em superfície promove o rebaixamento do nível do mar local. Já uma redução dessa pressão, no caso de um ciclone, onde a pressão de seu centro é menor do que em suas extremidades, produz elevação do nível do mar, por um efeito conhecido como “barômetro invertido”. Assim, uma redução na pressão atmosférica da ordem de 1hPa produz uma elevação do NMM da ordem de 0,01 m. No caso de conjunção da elevação do nível do mar, por exemplo, devido à maré meteorológica e ocorrência simultânea de ondas mais altas - eventos conhecidos como “ressacas”, as praias ficam expostas a mudanças morfológicas que resultam no recuo da linha de costa (NEVES e MUEHE, 2008).

Caso as variações espaciais do campo de pressão atmosférica ocorram em uma escala igual ou maior do que a distância conhecida como o Raio de Deformação de Rossby<sup>2</sup>, a aceleração de Coriolis<sup>3</sup> torna-se tão importante quanto o termo do gradiente de pressão, logo a rotação da Terra passa a interferir nos processos a serem estudados (COSTA, 2007). Pela configuração geoidal do planeta, os giros de centros de alta e baixa pressão são espelhados em relação à linha do equador, ou seja, há a oposição dos sentidos de deflexão do movimento no Hemisfério Norte e Hemisfério Sul. Os ventos em torno dos centros de alta pressão no Hemisfério Norte têm sentido de rotação horário, enquanto no Hemisfério Sul o sentido é anti-horário. A associação dos centros de alta e baixa pressão em latitudes médias (região subtropical) direciona o fluxo de ar para Leste, em ambos os hemisférios (AHRENS, 2006).

---

<sup>2</sup> entre a velocidade de fase de ondas longas de gravidade ( $c$ ) e o parâmetro de Coriolis ( $f$ ),  $\lambda = c/f$ . (OLIVEIRA e POLITO, 2009).

<sup>3</sup> Em homenagem ao físico e engenheiro Gustave-Gaspard Coriolis (1792-1843), a deflexão aparente de um corpo em movimento em relação a rotação da Terra é denominada de aceleração de Coriolis (PRICE, 2006).

### 2.1.2 Ventos

A formulação mais simples de representar as correntes geradas por ventos foi proposta originalmente por Ekman no início do século passado (1902), e considera o equilíbrio entre a força de Coriolis e as tensões friccionais. Seu trabalho é baseado nos argumentos qualitativos de Nansen, que observou a tendência de movimentação do gelo a ângulos de 20° a 40° à direita do direcionamento dos ventos no Ártico, sob a suposição do equilíbrio de três forças: tensão do vento, coeficiente friccional e a força de Coriolis. Em suas observações, Nansen ainda descreve que: a) o arrasto deve ter posição oposta à velocidade do gelo; b) a força de Coriolis deve ser perpendicular à velocidade do movimento; e c) as forças devem estar balanceadas no caso do movimento ser estacionário. Ekman adicionou a esses parâmetros a influência dos continentes e as diferenças de densidade entre as camadas d'água (EKMAN, 1905 *apud* STEWART, 2008). O histórico de contribuições do vento na circulação oceânica pode ser vista na Tabela 1.

Tabela 1. Contribuições teóricas para a teoria da circulação oceânica impulsionada por ventos (STEWART, 2008).

<b>Autor/Ano</b>	<b>Principal contribuição</b>
Fridtjof Nansen (1898)	Teoria qualitativo sobre o transporte de água por correntes defasadas com o vento.
Vagn Walfrid Ekman (1902)	Teoria quantitativa do transporte promovido pelos ventos na superfície do mar.
Harald Sverdrup (1947)	Teoria para circulação gerada por ventos ao leste do Pacífico.
Henry Stommel (1948)	Teoria da intensificação oeste da circulação promovida pelos ventos (correntes de contorno oeste).
Walter Munk (1950)	Teoria quantitativa para as principais características da circulação promovida por ventos.
Kirk Bryan (1963)	Modelos numéricos para previsão da circulação oceânica.
Bert Semtner and Robert Chervin (1988)	Modelo realístico de circulação oceânica para predição global de vórtices (“eddies”, em inglês).

A proposição de Ekman é fundamentada em movimentos estacionários, homogêneos e estritamente horizontais. São desprezados eventuais componentes na vertical devido às escalas horizontais do movimento do ar serem relativamente mais importantes do que aquelas verticais. Assim, as derivadas das componentes horizontais e temporal são zeradas (STEWART, 2008):

$$\frac{\partial}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial y} = 0$$

(1)

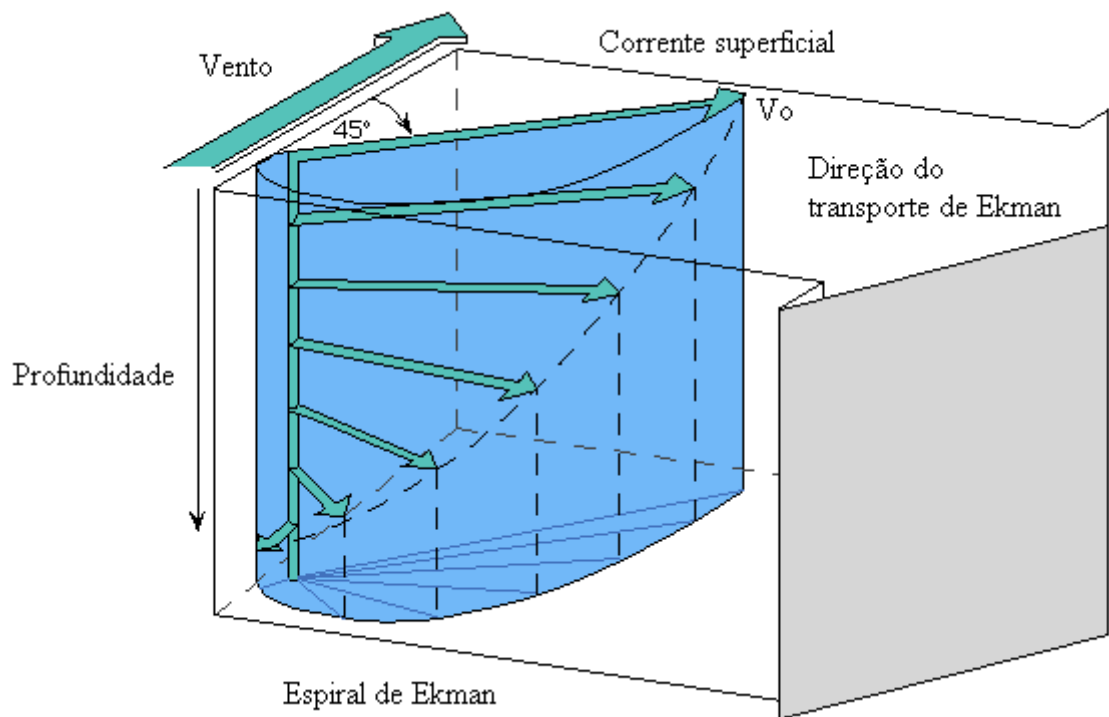


Figura 6. Espiral de Ekman para o Hemisfério Norte. Adaptado de Thurman (1996).

Camadas de Ekman são formadas através da dissipação de energia promovida pelo vento (em superfície) ao longo da coluna d'água (Figura 6). A camada imediatamente na superfície se movimenta com ângulo de 45° em relação à direção do vento (à esquerda deste no Hemisfério Sul e à direita deste no Hemisfério Norte) e o mesmo ocorre sucessivamente

nas camadas inferiores. Ao final da espiral, por definição, a velocidade é de aproximadamente 10% da velocidade superficial, e seu vetor tem direção contrária da corrente em superfície (COSTA, 2007).

A fórmula de Ekman mais disseminada é aquela que relaciona a tensão do vento com a velocidade em superfície, o coeficiente de arrasto e a densidade do ar, como pode ser visto na equação 2 (PUGH, 1996; STEWART, 2008):

$$T = \rho_{ar} C_d U_{10}^2 \quad (2)$$

Onde  $C_d$  é um coeficiente de rugosidade da superfície do mar,  $U_{10}$  é a velocidade do vento medida a uma altura de 10 m, e  $\rho_{ar}$  é a densidade do ar (aproximadamente  $1,22 \text{ kg/m}^3$ ). Para o cálculo de  $C_d$ , utilizou-se como referência a equação proposta por WU (1982) extraída do trabalho de Menezes (2007):

$$C_d = 0,80 + 0,065 |\overrightarrow{U_{10}}| \overrightarrow{U_{10}} \quad (3)$$

A tensão do vento na superfície do mar pode ser também resolvida através das suas componentes ortogonais (UAISSONE, 2004):

$$\begin{aligned} T_x &= \rho_{ar} C_d |W| V_x \\ T_y &= \rho_{ar} C_d |W| V_y \end{aligned} \quad (4)$$

Onde  $W$  (m/s) é intensidade do vento e  $V_x$  e  $V_y$  são as componentes no sistema de coordenadas adotado. O módulo da velocidade do vento é necessário para garantir que tanto as componentes negativas quanto as positivas estejam sendo contabilizadas no cálculo (PUGH, 1996). A velocidade  $V_0$ , observada na Figura 6, pode então ser obtida em função da velocidade do vento ( $U_{10}$ ) e da latitude local ( $\varphi$ ), como segue:

$$V_0 = \frac{0,0127}{\sqrt{\text{sen}|\varphi|}} U_{10} \quad |\varphi| \geq 10 \quad (5)$$

Dada a velocidade do vento  $U_{10}$  e sua direção, pode-se calcular a velocidade em função da profundidade (STEWART, 2008). A componente mais importante para o efeito de Ekman é a parcela paralela à costa, que dependendo da conformação da região de estudo pode ser uma combinação da tensão zonal com a meridional (NEVES, 2010, comunicação pessoal).

A componente perpendicular à costa tem seu efeito usualmente considerado pouco efetivo em provocar mudança no NMM. Entretanto essa constatação pode não se aplicar a corpos de águas rasas (por exemplo, lagos, baías, estuários e sobre a plataforma continental interna), onde o vento. Em Paiva (1993), citado por Uaissone (2004), o litoral sudeste brasileiro é sensível às forçantes atmosféricas, com o nível do mar respondendo mais à tensão do vento longitudinal à costa.

### **2.1.3 Maré astronômica**

Oscilações do nível do mar geram fascínio desde os tempos mais remotos. Esses movimentos eram associados a eventos místicos ligados a manifestações dos poderes divinos na Terra (PUGH, 1996) que, em resposta a transgressões, o mar invadiria a terra para expurgar o mal e iniciar a uma nova vida (NEVES, 2005), ou eram atribuídas à respiração de um grande monstro marinho que habitara as profundezas dos oceanos (MESQUITA, 2009). A seguir, a Tabela 2 mostra a preocupação de cientistas consagrados da história em explicar o fenômeno das marés.

Tabela 2. Histórico da evolução do pensamento de grandes nomes da ciência acerca do movimento oscilatório das marés (PUGH, 1996; NEVES, 2005).

<b>Autor/Ano</b>	<b>Principais contribuições</b>
Galileu (1564-1642)	Atribui a maré aos movimentos da Terra.
Descartes (1596 - 1650)	Supôs a existência de uma matéria invisível que pressionava o mar.
Kepler (1571 - 1630)	Acreditava que se a Terra cessasse de atrair suas águas, toda a água do mar se elevaria e fluiria para a Lua.
Newton (1642 - 1727)	Em 1687 explica os ciclos de maré através da atração do Sol e da Lua, conhecida como a Teoria Estática das Marés.
Laplace (1749 - 1827)	Relaciona o nível do mar com a declinação da Lua e movimento dos astros; a maré seria então uma onda forçada e o nível do mar a superposição linear de vários harmônicos (Teoria Dinâmica das Marés).

O fenômeno da maré<sup>4</sup> também pode ser encontrado em trabalhos de Darwin (1911), Marmer (1926), Doodson e Warburg (1941), Dronkers (1964), Lisitzin (1974) e Forrester (1983). Outras contribuições são também encontradas em livros de oceanografia física, tais como Defant (1961), Von Arx (1962) e Pond and Pickard (1978) (PUGH, 1996).

A maré dita astronômica ainda é conhecida pela variação periódica do nível do mar devido à influência da ação combinada dos movimentos de rotação terrestre e atração gravitacional que Lua e Sol exercem continuamente sobre o globo terrestre (UAISSONE, 2004; COSTA, 2007). Pode ser traduzida pela soma das componentes harmônicas e expressa pela seguinte equação:

$$\eta(t) = \sum A_n \cos(\sigma_n t - g_n) \quad (6)$$

<sup>4</sup>A palavra tide (“maré” em inglês) é derivada da língua saxônica *tid* ou *time* (tempo) (PUGH, 1996).



onde a amplitude é  $A_n$  (m),  $\sigma_n$  é a velocidade angular ( $^\circ$ /hora) e  $g_n$  é a fase ( $^\circ$ ) obtida a partir de argumentos astronômicos (UAISSONE, 2004). Essas componentes harmônicas apresentam amplitude e fase características, expressas como uma fração do ciclo de maré (com, por exemplo,  $M_2$  é a componente lunar – *moon* – com aproximadamente 2 ciclos de maré no período de 24 horas, ver Figura 9), variando de intensidade de uma região costeira para a outra. Condições máximas de variação da maré astronômica ocorrem quando: a) a distância entre Sol e Terra é mínima (periélio); b) a distância entre Terra e Lua também é mínima (perigeu); e c) quando Sol e Lua estão alinhados com a Terra (Lua Nova e Lua Cheia, chamadas de marés de sizígia); ver Figura 7.

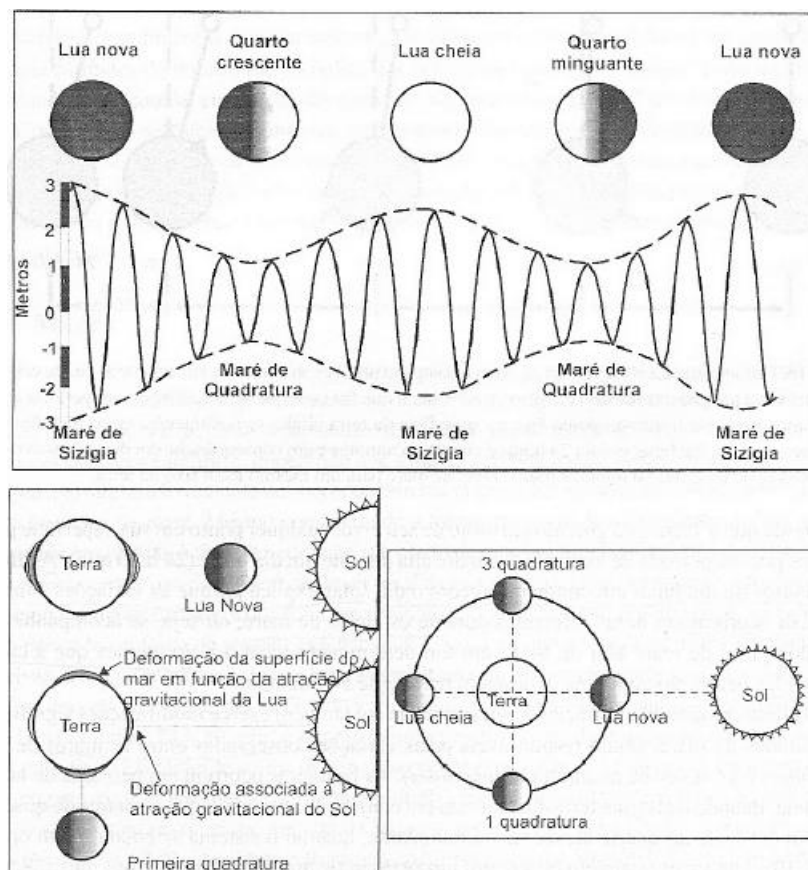


Figura 7. Oscilação do ciclo de maré durante um mês lunar (entre Luas Novas) e as respectivas influências nas variações de amplitudes no nível do mar. O quadro à esquerda mostra a influência da atração gravitacional do sistema Lua-Terra e o da direita a trajetória dos astros durante o ciclo de maré. Fonte: Lentini (2007), disponível em: <[http://www.oceanografia.ufba.br/ftp/Introducao\\_Oceanografia/fisica\\_4.pdf](http://www.oceanografia.ufba.br/ftp/Introducao_Oceanografia/fisica_4.pdf)>. Acesso: 04/08/2010.

Os momentos de variação mínima das marés astronômicas ocorrem quando as distâncias entre a Terra e o Sol ou a Lua são máximas (afélio e apogeu, respectivamente) e quando estes estão posicionados ortogonalmente entre si (Lua de Quarto Minguante e Crescente), ditas marés de quadratura (UAISSONE, 2004; COSTA, 2007). As áreas oceânicas respondem de modos diferentes às forças geradoras de maré, de forma que vários tipos de maré são encontrados (ver Figura 8).

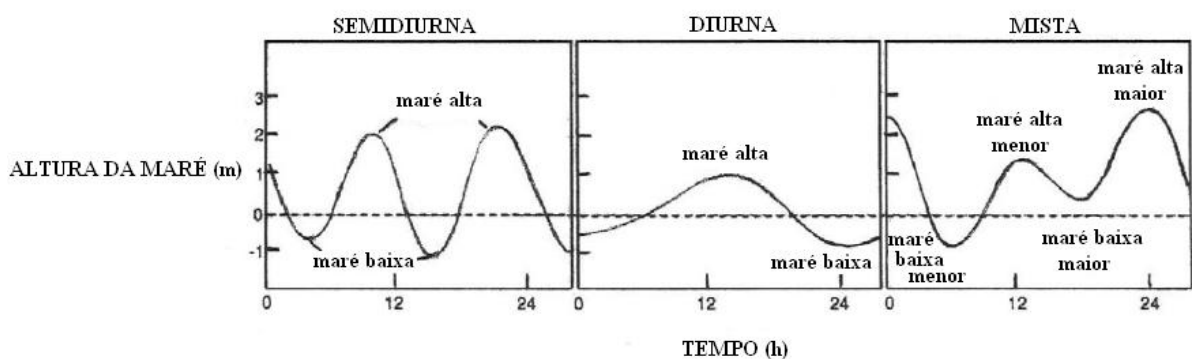


Figura 8. Três tipos comuns de marés: a semidiurna, caracterizada por aproximadamente duas preamaras e duas baixamars no ciclo de um dia; a diurna, caracterizada por aproximadamente uma preamar e uma baixamar no ciclo de um dia e a mista, situação híbrida entre as condições anteriores. Adaptado de NOAA. Disponível em: < [http://oceanservice.noaa.gov/education/kits/tides/media/supp\\_tide07a.html#top](http://oceanservice.noaa.gov/education/kits/tides/media/supp_tide07a.html#top)>. Acesso em: 1/09/2010.

Considerada como uma onda longa (ou de “águas rasas”), a maré astronômica se propaga pela plataforma continental sofrendo, portanto, a influência do atrito de fundo e da morfologia da costa (SILVA, 1992 *apud* COSTA, 2007). À medida que se aproxima da costa, a onda sofre uma desaceleração (aumento na amplitude), e dependendo da configuração da plataforma, podem ocorrer modificações da onda de maré (COSTA, 2007), como o surgimento de frequências ressonantes. Esse fenômeno pode explicar a amplificação da amplitude da componente  $M_3$  (terdiurna, aproximadamente 3 ciclos por dia) recorrente na região estuarina de Cananéia, reportada no trabalho de Picarelli *et al.* (2002).

A assimetria em relação à ocorrência entre a maré alta e baixa, devido principalmente a geomorfologia das regiões costeiras e a topografia de fundo, em regiões estuarinas<sup>5</sup> pode

<sup>5</sup> Onde há o encontro entre águas doces e salgadas.

refletir nas diferenças entre o tempo de duração e as velocidades das marés enchentes e vazantes. Para o caso de Cananéia, devido à pequena razão entre a amplitude da maré e a profundidade média, as fases de maré enchente são as mais persistentes e duradouras (BERNARDES e MIRANDA, 2001).

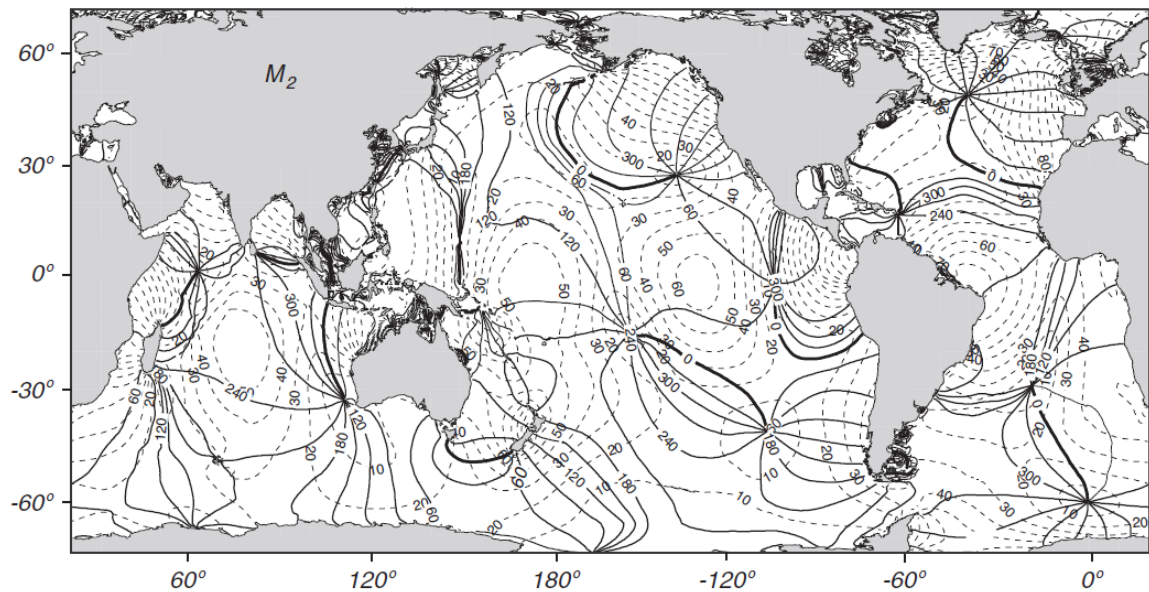


Figura 9. Mapa global da componente harmônica  $M_2$  calculada a partir de dados do satélite Topex/Poseidon através da associação entre as observações da superfície do mar com a resposta do método para o cálculo dos harmônicos da maré. Linhas cheias são os contornos da fase da maré constante equidistantes a intervalos de 30°. As linhas pontilhadas são linhas de mesma amplitude intervaladas de 10 em 10 cm. Fonte: Richard Ray, NASA Goddard Space Flight Center (STEWART, 2008).

A atmosfera também é influenciada pela atração gravitacional, conhecida como maré barométrica, resultante da ação gravitacional e forçantes termodinâmicas com períodos próximos a doze e vinte quatro horas (MENEZES, 2007).

#### 2.1.4 Maré meteorológica

Ao se referir à maré, vem à mente a definição de um movimento diretamente associado em amplitude e fase com uma força periódica geofísica dominante que está em

função da variação dos campos gravitacionais da superfície terrestre, provocados por movimentos regulares dos sistemas Terra - Lua e Terra - Sol. Entretanto, movimentos em escalas menores devidos a uma forçante meteorológica regular devem ser considerados junto ao conceito anterior, assim renomeada de maré meteorológica (PUGH, 1996).

A maré meteorológica ainda pode ser definida como a diferença entre a maré observada e a prevista pelas tábuas de marés (PUGH, 1996; UAISSONE, 2004). Os movimentos regulares da maré são continuamente modificados para mais ou para menos por efeitos de agentes climáticos e sísmicos. Esses agentes podem causar variações no NMM de centímetros até poucos metros (UAISSONE, 2004). Essas variações na região Sudeste do Brasil “são responsáveis por variações da ordem de centímetros O ( $10^{-2}$  m)”, devido principalmente a mudanças intensas na velocidade do vento, o seu principal agente (MENEZES, 2007). Outro fator promotor da maré meteorológica são as variações da pressão atmosférica, que podem contribuir com até 10 % do efeito total observado, de maneira que o restante se deve exclusivamente à tensão de cisalhamento do vento na superfície do oceano (CAMARGO *et al.*, 2000).

A partir do conhecimento das constantes harmônicas de marés, das correntes de marés, bem como das forçantes meteorológicas (isto é, pressão atmosférica e tensão do vento) foi possível realizar previsões de níveis do mar associados às marés decorrentes de ressacas na região Sudeste (HARARI 1977, 1984, *apud* MESQUITA, 1997). Entre dezembro de 1979 e janeiro de 1980, a região sudeste brasileira sofreu flutuações da direção e intensidade dos ventos associada à pronunciada variação de pressão atmosférica devido à passagem de uma frente fria (ver Figura 10), a qual

(...) produziu uma variação da maré diária de cerca de 2 metros e no nível médio diário na ordem de 70 centímetros, o que causou um efeito devastador com as águas adentrando as cidades costeiras em toda a região sudeste do Brasil” (MESQUITA *et al.*, 1989 *apud* UAISSONE, 2004).

Uma intensificação da maré meteorológica devido à associação com um ciclone extratropical ocorreu na costa catarinense em fevereiro de 2004, que numa situação única atingiu a força de um furacão, batizado de “Catarina” (NEVES e MUEHE, 2008). Ainda segundo esses autores, não havia, naquela ocasião, marégrafos em operação na região, sendo a previsão fornecida por alguns modelos numéricos enormemente subestimada (elevação calculada em torno de 12 cm).

A porção sul da costa sul-americana do Oceano Atlântico frequentemente sofre a influência de sistemas meteorológicos de escala sinótica e de mesoescala, os quais podem induzir perturbações significativas no oceano. (CAMARGO et al., 2000).

A costa atlântica sudoeste ainda pode ser caracterizada pela influência intensa de forçantes meteorológicas sobre o oceano, encontradas frequentemente como oscilações de longo período nos registros de NMM (CAMARGO *et al.*, 1999). Perturbações atmosféricas de origem polar viajam por todo o território brasileiro no sentido nordeste, e geralmente ocorrem com maior frequência durante o inverno. A passagem de frentes frias ocorre em intervalos de 6 a 10 dias e, em média, 3 a 5 vezes por mês (CASTRO e LEE, 1995 *apud* UAISSONE, 2004).

A propagação de ciclones extratropicais de Sul para Norte, ao longo da plataforma continental brasileira, produz empilhamentos de água junto à costa ou excita a formação de ondas de plataforma que se propagam no mesmo sentido. (NEVES e MUEHE, 2008).

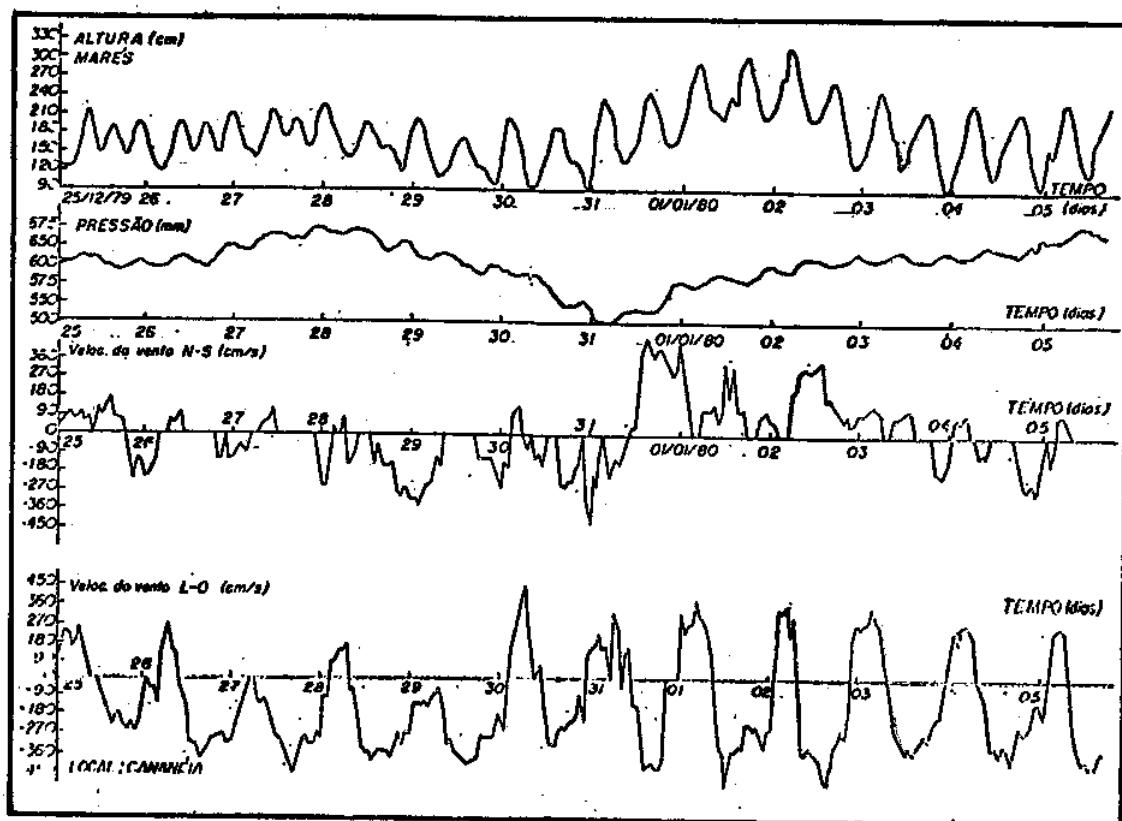


Figura 10. Registros simultâneos de pressão atmosférica, direção e força de ventos (N - S e E - O) e nível do mar, observados na Base de Pesquisas "José de Paiva Carvalho" (Instituto Oceanográfico - USP) de Cananéia, no período de 25 de Dezembro 1979 a 6 de Janeiro de 1980 (MESQUITA *et al.*, 1989 *apud* MESQUITA, 1997).

Ondas de plataforma são um tipo de onda planetária topográfica, que ocorrem de forma aleatória com períodos de dias a semanas (baixas frequências), geradas em escala sinótica da componente de vento paralela à costa (GILL e SHUMANN, 1979 *apud* MIRANDA *et al.*, 2002). O nível do mar pode responder em fase às componentes do vento (principalmente paralelos à costa) na mesma faixa de frequência (MIRANDA *et al.*, 2002). Essas ondas têm sido identificadas como responsáveis pela variabilidade subinercial das correntes e do nível do mar, ou seja, com frequência de ocorrência entre dois e quinze dias (em latitudes médias), em várias plataformas continentais, estando, portanto associadas a períodos de oscilação do vento (CASTRO *et al.*, 2006). A Figura 11 mostra as influências de várias forçantes na geração de perturbações do nível do mar em forma de ondas.

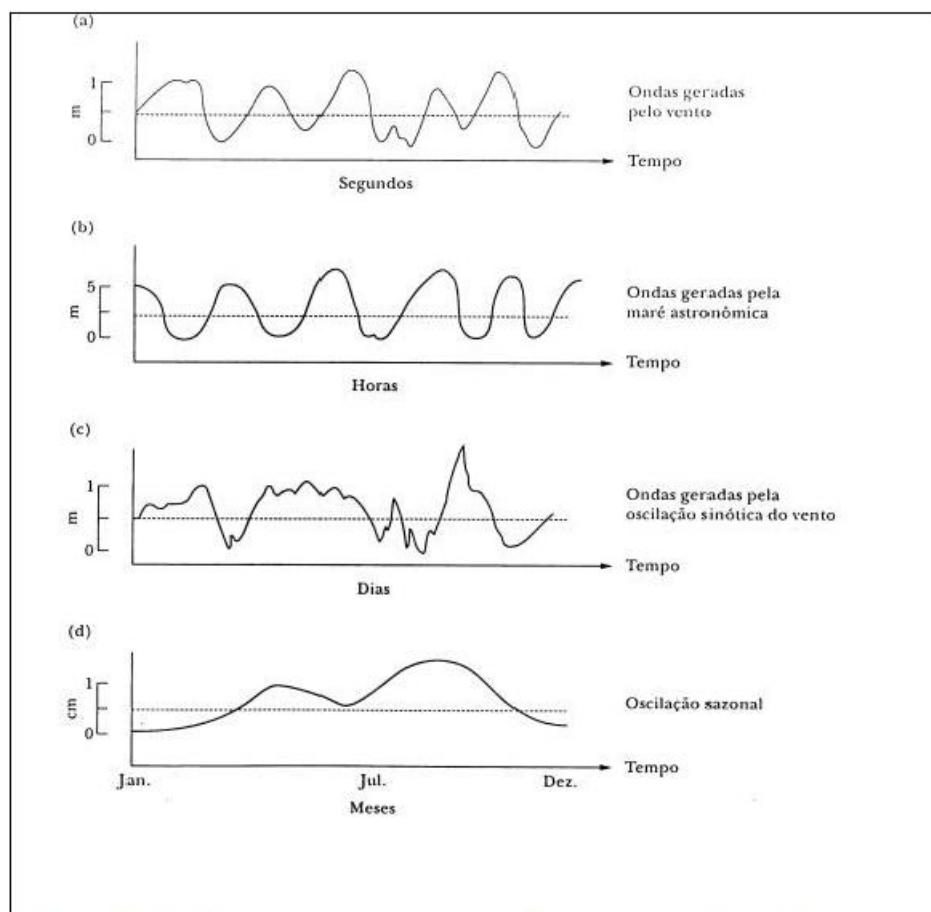


Figura 11. Escala espaço-temporal das perturbações do nível do mar geradas pela influência: a) do vento local; b) de oscilações de alta frequência (frequências  $< 3$  ciclos por dia - cpd); e c) de oscilações de baixa frequência (frequências  $> 3$  cpd). Fonte: Miranda *et al.*, (2002).

Processos meteorológicos com períodos da ordem de meses, como a variação da direção dos ventos predominantes ou de condições barométricas da atmosfera sobre a plataforma continental, são também forçantes de oscilações anuais do nível do mar na boca dos estuários. Escalas temporais na ordem de anos estão associadas a influência de processos globais do tipo El Niño - Oscilação Sul na superfície livre do mar ao longo das regiões costeiras, onde são mais intensos (MIRANDA *et al.*, 2002).

Castro (1985) e Castro e Lee (1995), citados no trabalho de Castro *et al.* (2006), ao analisarem dados costeiros de oscilação do nível do mar e do vento para o período de inverno, mostraram que oscilações subinerciais do nível do mar na plataforma continental sudeste, especialmente em Ubatuba, são manifestações de ondas de plataforma, com períodos entre 6 a 12 dias. Ainda segundo esses autores, essas ondas são geradas aproximadamente entre Cananéia e o litoral do Paraná, pois essa é a região em que a componente paralela a costa do vetor velocidade do vento tem variância máxima. Em Castro (1996) *apud* Castro *et al.* (2006), foram encontrados máximos de energia nas bandas médias (6 a 8 dias) e longa (10 a 16 dias) para correntes paralelas à plataforma ao largo de Ubatuba. O mesmo foi descrito em Moreira *et al.* (2009), para regiões costeiras no Estado do Rio de Janeiro, onde foram encontrados picos de energia nas correntes de 5 dias, 7-8 dias e 10 dias associados a ondas confinadas costeiras, e as oscilações de mais baixa frequência (longo período) foram relacionadas à influência de processos oceânicos, possivelmente fenômenos de mesoescala da Corrente do Brasil. Ainda nesse estudo constatou-se que o nível do mar respondeu a essas perturbações com períodos semelhantes aos encontrados para as correntes.

A influência de sistemas meteorológicos de escala sinótica pode ser quantificada em variações de longo período do NMM (marés meteorológicas) e pela correspondente agitação ou estado do mar (conhecidas como ressacas), os quais exercem grande impacto nos processos de erosão costeira, no transporte de nutrientes e organismos, nas atividades portuárias etc., acarretando em sérias implicações nas atividades humanas na orla marítima, como pode ser visto na próxima seção.

## 2.2 O NÍVEL MÉDIO DO MAR

A crença de um nível do mar estático, ou seja, oceanos oscilando em torno de um nível médio estacionário perdurou até as últimas três últimas décadas do século XX (NEVES, 2005). Atualmente já está bem estabelecida a ideia de que o nível médio do mar apresenta flutuações em várias escalas de tempo (FRANCO *et al.*, 2007 *apud* MENEZES, 2007).

Nas décadas de 1970-80, a percepção de que o nível do mar estava se elevando, e pior, a uma taxa que poderia se acelerar no futuro punha por terra a percepção imobilista do nível do mar. Consequências associadas a essa elevação, tais como erosão costeira, intrusão salina em aquíferos e estuários, inundações de regiões litorâneas, comprometimento das redes de drenagem e de saneamento, mobilizou a implantação de marégrafos por todo o planeta, já que poucos eram os lugares que dispunham de séries confiáveis e suficientemente longas que permitissem uma análise científica sólida e uma previsão confiável. Entretanto, houve a descoberta intrigante de que, em determinadas áreas costeiras o NMM estava se reduzindo, como consequência mecânica da movimentação ascendente da crosta terrestre, aliviada da carga de espessas camadas de gelo após o fim da última era glacial (NEVES, 2005).

A mudança do NMM em relação a um ponto fixo no globo é medida pela diferença entre os seus movimentos verticais e os da crosta terrestre adjacente (PUGH, 1996). Durante o período glacial, a diminuição do nível do mar era resultante do aumento do conteúdo de gelo nas regiões polares. Entretanto, ao derreterem, a resposta em elevação do nível do mar podia não ser aparente ao longo das costas. Esse fenômeno é decorrente da defasagem entre os movimentos verticais crustais e de NMM (PUGH, 1996).

Com o advento de novas tecnologias para observação dos oceanos como os satélites Seasat, Topex/Poseidon e Jason, propiciaram-se novas descobertas acerca da topografia da superfície marinha, com ampla visão das grandes variações em escalas de centenas de quilômetros, de maneira a corroborar que o nível médio dos mares não é estático e nem uniforme (NEVES, 2005). Os cenários do IPCC, produzidos por modelos numéricos computacionais globais, corroboram os dados gerados pelo sensoriamento remoto. Entretanto, ao verificá-los juntamente com informações relacionadas à ocorrência de eclipses, dados de medições de temperatura global oceânica, variações na duração do dia e de medições geodésicas em relação à forma da Terra, conclui-se que o nível do mar tem permanecido



relativamente constante nos últimos 2 mil anos (MESQUITA, 2009). A investigação do comportamento espaço-temporal do NMM tem sido motivo de diversos estudos no Brasil e no mundo. Para exemplificar, a Tabela 3 resume alguns autores selecionados para confecção deste trabalho.

Tabela 3. Autores brasileiros e estrangeiros e seus principais estudos sobre o nível médio do mar.

<b>Autor/Ano</b>	<b>Principais contribuições</b>
Duchon (1979)	Adicionou ao método de Fourier para a filtragem de dados temporais o fator “sigma” como um redutor do fenômeno de Gibbs. O filtro de Lanczos, como é chamado, é o método mais utilizado na oceanografia na predição do NMM.
Franco (1982)	Análise espectral como tratamento numérico de observações amostradas de maré. Desenvolveu o software para a previsão do nível do mar: PACMARE.
Thompson (1983)	Em seus estudos de supressão das principais componentes astronômicas de maré e inerciais, propõe um filtro digital que dá ao usuário a escolha da eliminação, por imposição, de frequências pré-selecionadas.
Pugh (1996)	Revisão dos principais conceitos e metodologia de marés e NMM.
Harari e Camargo (1994, 1995) e Harari <i>et al.</i> (2004)	Estudo da variabilidade do NMM principalmente nas regiões costeiras de Santos e Cananéia.
Camargo e Harari (1994), Camargo <i>et al.</i> (1998, 1999, 2000)	Estudos de NMM através de modelagens numéricas.
Mesquita (1997, 2000, 2002, 2009)	Estudo da variabilidade do NMM nas principais estações maregráficas da costa brasileira.
Neves (2005) e Neves e Muehe (2008)	Análise metodológica de cálculo do NMM e estudos de sua variabilidade em zonas costeiras no contexto de mudanças climáticas.

O NMM é uma grandeza sujeita a um grande número de forçantes, sendo elas: astronômicas, pressão atmosférica, ventos, ondas, deflúvios, precipitações, evaporação,

salinidade, temperatura, correntes marítimas, geotectonismo e ação antrópica (KALIL, 1999). A escala temporal das principais perturbações do NMM pode ser vista na Tabela 4.

Tabela 4. Escala temporal das principais perturbações encontradas em registros de nível do mar e eventuais consequências (NEVES e MUEHE, 2008).

<b>Escala temporal</b>	<b>Fenômenos</b>	<b>Consequências</b>
$10^1$ a $10^2$ minutos	Oscilações curtas de cunho meteorológico (de alta frequência).	Induzem a ressonância em recintos portuários produzindo fortes correntes acarretando em danos a embarcações.
$10^2$ a $10^3$ minutos	Oscilações associadas à maré astronômica.	Por ser um fenômeno determinístico, dependendo apenas da interação entre Sol, Terra e Lua, acredita-se que este não seja influenciado por mudanças climáticas, a menos que a magnitude do NMM viesse a afetar a propagação da maré nas bacias oceânicas e plataforma continental.
$10^4$ minutos	Oscilações de baixa frequência de cunho meteorológicos, a chamada “maré meteorológica”.	Diretamente vinculados a efeitos meteorológicos associados à ocorrência de ressacas.
$10^5$ minutos	Sazonais e intra-anuais.	Influenciados por fatores climáticos globais.
$10^6$ minutos ou maior	Variações de longo termo.	Influenciados por fatores tectônicos e geológicos.

Várias são as consequências da variação do NMM na costa, sendo algumas delas citadas por Kalil (1999) e Neves e Muehe (2008): alterações nos padrões de circulação hidrodinâmica em águas costeiras (especialmente em estuários), ajustamento do perfil de equilíbrio da linha de costa, aumento (ou redução) da intrusão salina em aquíferos costeiros, erosão e progradação costeira, danos a obras de proteção costeira, prejuízos estruturais ou operacionais a portos e terminais, danos a obras de urbanização de cidades litorâneas, danos estruturais ou prejuízos operacionais a obras de saneamento, exposição de dutos enterrados ou danos estruturais a dutos expostos, evolução dos manguezais e danos a recifes de coral.

## **CAPÍTULO 3**

### **MATERIAIS**

#### **3.1 DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO**

A área de estudo se encontra ao extremo sul do Estado de São Paulo (ver Figura 12), na região costeira de Cananéia, situada a 25°01' S e 47°55' W. Junto com Iguape e Paranaguá, formam um complexo estuarino-lagunar caracterizado pela intrusão de águas salinas na costa, que adentram a região através de canais (lagunas), propiciando o encontro dos rios com o mar. Isolada do continente, Cananéia é formada por vários tipos de ilhas e ilhotas, e apresenta águas protegidas do mar aberto pela Ilha Comprida e pela Ilha do Cardoso, graças à existência do Mar Pequeno. A região estuarina é delimitada ao norte pelo município de Iguape, a leste pela Ilha Comprida, a oeste pela Serra do Mar e na parte sul pelas ilhas de Cananéia e do Cardoso. Cananéia apresenta duas ligações principais com o oceano: primeira ao norte, através de um único canal (Barra de Icapara localizada no Mar Pequeno) e a segunda ao sul, dividindo-se em dois ramos (Baía de Trapandé localizada no encontro do Mar de Cananéia e o Mar de Cubatão, culminando na Barra de Cananéia), os quais circundam a Ilha de Cananéia (COSTA, 2007).

A entrada da Barra de Cananéia apresenta fundo muito irregular com bancos arenosos submersos a menos de três metros da superfície, que consistem em grande obstáculo para a navegação, com largura próxima a 3.700 m (BERNARDES e MIRANDA, 2001). Ainda segundo os mesmos autores, a largura do canal é reduzida para aproximadamente 1.040 m onde é observada a maior profundidade (em torno de 22 m) de todo o estuário devido ao efeito erosivo de fortes correntes, há um afunilamento da Baía de Trapandé em direção ao Mar de Cubatão, com máxima largura de aproximadamente 3.200 m.

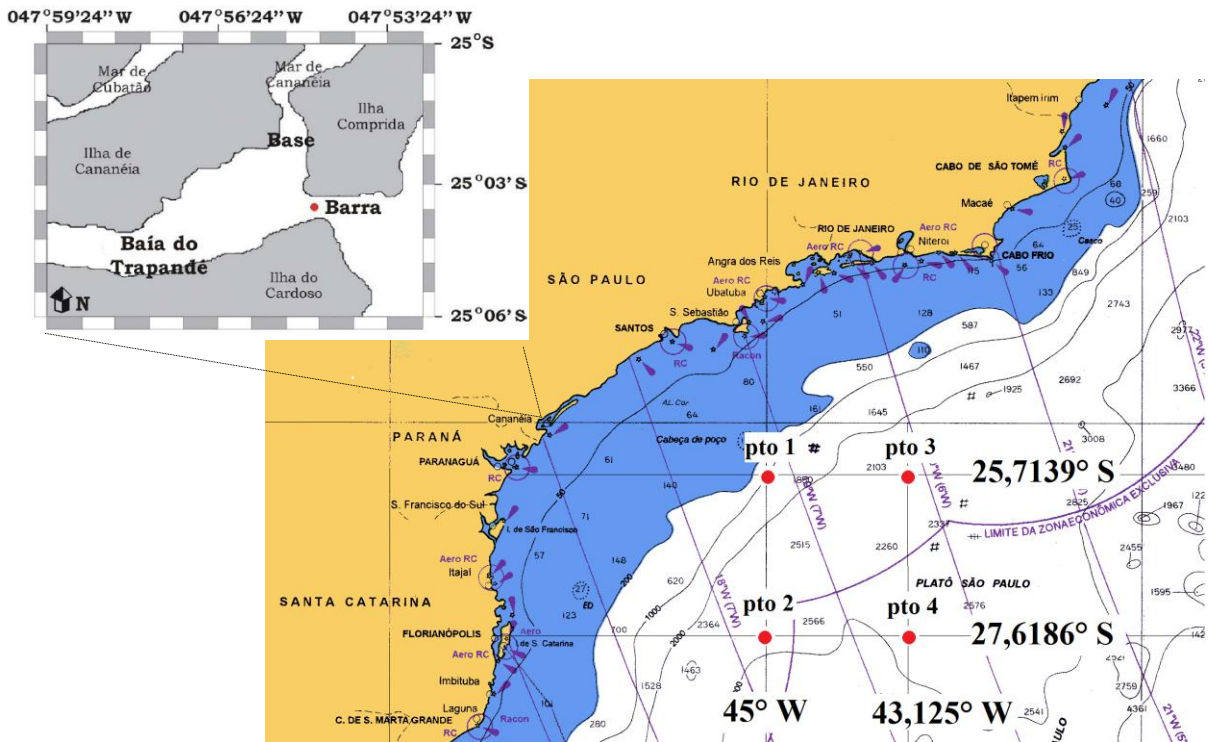


Figura 12. Localização da região de estudo (em detalhes) e dos pontos de amostragem da grade do modelo de reanálise do NCEP/NCAR. Fonte: Adaptado de Bernardes (2001) e Carta náutica N° 1 DHN (1995).

A região sul do Mar de Cananéia apresenta forma de “S” alongada e na sua porção mais estreita (aproximadamente 500 m) ocorrem depressões com profundidade de até 15 m; na região norte, existe um grande baixio, geralmente emerso na maré baixa (BERNARDES e MIRANDA, 2001 *apud* COSTA, 2007). A feição submersa da região foi estudada por Bonetti Filho e Furtado (1996), citados por Bernardes e Miranda (2001), confirmando as diferenças características da topografia de fundo e a identificação da formação de um delta de vazante na Barra de Cananéia, que justifica a ocorrência de baixas profundidades na entrada.

Segundo Medonça e Katsuragawa (2001), a região de Cananéia apresenta índices pluviométricos máximos de janeiro a março com média mensal de 266,9 mm e mínimo em julho e agosto, de média mensal de 95,3 mm, sendo 230 mm a precipitação média anual. Segundo esses autores, de modo geral, a salinidade aumenta com a profundidade, apresentando, em determinadas fases da maré, uma acentuada haloclina a meia profundidade, que desaparece subsequentemente, tornando a coluna d’água uniforme.

A circulação dentro do sistema é dirigida principalmente pela ação das ondas de maré, que entram pelas barras de Cananéia e Icapara, e pela contribuição da água doce de diversos rios. Sofre ainda, em algumas ocasiões, a influência do vento. (BERNARDES, 2001).

A maior parte dos estudos de oceanografia física no complexo estuarino lagunar de Cananéia foi realizado nas imediações da Barra de Cananéia e no Mar de Cananéia, que foi caracterizado por Myao (1977), Myao *et al.* (1986) e Myao e Harari (1989) como um canal raso, fracamente estratificado, forçado por marés semidiurnas (BERNARDES e MIRANDA, 2001). Ainda segundo os mesmos autores, Bonetti Filho (1995) e Myao e Harari (1989) identificaram a dominância de maré vazante, devido à pequena razão entre a amplitude da maré e a sua profundidade média, e Lorenzetti (1976) identificou a defasagem da maré na chegada em Cananéia, passando pela Ilha do Bom Abrigo, como sendo de aproximadamente 1 hora. Na plataforma continental da região sudeste há uma composição dos ângulos de fase das componentes semidiurnas de maré, indicando que estas se propagam no sentido anti-horário entre o Rio de Janeiro e Santos, e no sentido horário entre Paranaguá e Santos e nos portos da costa com sentido anti-horário (MESQUITA, 1997). Mesquita e Harari (1983) determinaram as constantes harmônicas das componentes de maré de Cananéia de forma a obter amplitudes médias de 1,2 m na sizígia e 0,25 m na quadratura (BERNARDES, 2001).

As marés astronômicas podem ter seus efeitos alterados devido a forçantes meteorológicas como o vento de S-SE que é capaz de “empilhar” água na costa, o que pode afetar a circulação de sistemas estuarinos. (BERNARDES, 2001).

As águas da plataforma continental e oceânica são influenciadas principalmente pela Água Tropical, trazida pela Corrente do Brasil, pela Água Costeira e pela Água Central do Atlântico Sul (MENDONÇA e KATSURAGAWA, 2001).

### **3.2 DADOS METEOROLÓGICOS**

Na meteorologia moderna, o termo reanálise se refere aos procedimentos de “interpolação dos dados observados nas estações para pontos de uma matriz tridimensional com espaçamentos pré-definidos sobre o globo terrestre”, feitos através do uso de um modelo numérico global da atmosfera (UAISSONE, 2004). Ainda segundo o mesmo autor:

As reanálises são projetos específicos de grandes centros mundiais de meteorologia operacional, nos quais uma determinada versão de um modelo atmosférico global é preparada para a reconstrução de análises num longo período de tempo, permitindo assim o uso confiável das séries temporais produzidas por este procedimento de análise. (UAISSONE, 2004).

O projeto “Reanalysis” é fruto de um consórcio entre os Centros de Predição Ambiental Norte-Americano (*National Centers for Environmental Prediction - NCEP*) e o Centro Norte-Americano de Pesquisas Atmosféricas (*National Center for Atmospheric Research - NCAR*) para produção de registros de análises globais na área meteorológica em apoio às necessidades das comunidades científicas acerca de pesquisas com teor climático. Os registros são provenientes de navios, radiossondas, aviões, satélites, entre outros, encontrados em um sistema de assimilação de dados, mantidos desde 1957. Entre seus objetivos, enquadra-se o módulo de acoplamento ar-mar, em que os fluxos de superfície do modelo atmosférico serão utilizados para a assimilação de dados oceanográficos (KALNAY *et al.*, 1996).

Os registros gerados pelo modelo global são classificados de acordo com sua influência relativa sobre os dados observacionais e a resolução de grade em que estão inseridos, discriminadas em 4 categorias: i) variáveis do tipo “A”: indicam uma forte influência sobre os dados observacionais, são assim a classe com maior nível de confiabilidade (por exemplo, temperatura do ar superior, vento, altura geopotencial); ii) as do tipo “B” são diretamente influenciadas por dados observacionais, no entanto contêm uma forte influência do modelo, sendo menos confiáveis (por exemplo, umidade e temperatura da superfície); iii) variáveis do tipo “C” são apenas derivadas do modelo, forçadas por dados observacionais para que se obtenha uma aproximação mais fiel da realidade (por exemplo, nebulosidade e precipitação) e iv) finalmente as do tipo “D” são fixadas por valores climatológicos e nada dependem do modelo (por exemplo, resistência da vegetação) (KALNAY *et al.*, 1996). Neste trabalho, apesar da utilização da variável vento, enquadrada como tipo “A”, suas componentes ao nível do mar são classificadas como tipo “B”, como especificações do anexo A do estudo de Kalnay *et al.* (1996).

Foram utilizados dados de tensão de vento zonal (Tx) e meridional (Ty) estimados a 10 m acima do nível do mar, com espaçamento de grade igual a  $1,875^\circ$  (latitude) por  $1,905^\circ$  (longitude), disponíveis nos horários sinóticos das 00:00, 06:00, 12:00, 18:00 GMT (fuso horário da cidade de Greenwich, Inglaterra). Quatro pontos de grade próximos a área de

estudo foram escolhidos para a avaliação espaço-temporal das séries maregráfica e meteorológica (Figura 12). A aquisição desses dados pode ser feita através do acesso direto aos arquivos disponíveis na internet (<http://www.ncep.noaa.gov>), ou por rotinas para aquisição desses dados em outras extensões (por exemplo, em formato “netcdf”). Optou-se pela segunda opção, sendo esta feita através de um complemento do programa Excel (função macro), que possibilita o acesso aos dados de extensão netcdf (.nc). Vários são os trabalhos que utilizaram dados do modelo global do Projeto Reanalysis, a citar na Tabela 5.

Tabela 5. Alguns trabalhos relacionados à circulação oceânica e ao nível médio do mar que utilizaram resultados do modelo global do NCEP/NCAR em estudos ao longo da costa brasileira.

<b>Autor/Ano</b>	<b>Principais contribuições</b>
Uaisson (2004)	Utilizou dados das reanálises do NCEP no estudo da variação do nível médio do mar em Piraquara (RJ) influenciado por perturbações atmosféricas em mesoescala na região oceânica sul e sudeste.
Oliveira (2004), Oliveira <i>et al.</i> (2007)	Utilizou dados meteorológicos de reanálise do NCEP/NCAR para analisar as influências remotas dessas variáveis no nível do mar através do uso de redes neurais artificiais para predição da maré meteorológica em Paranaguá (PR).
Picarelli e Harari (2006)	Utilizaram dados de ventos extraídos do Reanalysis para a determinação da contribuição isolada de cada componente da circulação nos sistemas hidrodinâmicos, mais especificamente as marés, os ventos e o campo de TS (temperatura e salinidade).
Menezes (2007)	Fez uso de dados de tensão de vento e pressão atmosférica do modelo global do NCEP/NCAR para verificação da influência remota dos mesmos no nível do mar, comparando-os aos resultados obtidos das plataformas de coleta de dados em terra, numa contribuição metodológica de análise de dados meteorológicos e oceanográficos.

### 3.3 DADOS OCEANOGRÁFICOS

Pouca importância é dada às observações do nível do mar no Brasil comparados a outros países com mesma extensão de linha de costa ou mesma exposição marinha (NEVES e MUEHE, 2008). Medições têm sido realizadas ao longo da costa brasileira pela Marinha do Brasil, através do Centro Hidrográfico da Marinha (CHM), pelo Instituto de Pesquisas Hidroviárias (INPH), pelo Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (IOUSP), pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), entre outros esforços pontuais. Ainda segundo Neves e Muehe (2008), em consulta feita ao Banco Nacional de Dados Oceanográficos da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN), grande parte dos registros brasileiros (cerca de 75%) possuíam duração inferior a 40 dias e apenas 20% das informações disponíveis haviam sido coletadas há menos de 15 anos, não se podendo garantir em ambos casos o controle geodésico das estações cadastradas, o que é indispensável para determinação de tendências confiáveis de longo termo. Uma comparação entre a duração dos registros de NMM de Cananéia em relação a outras bases maregráficas (nacional e internacional) pode ser vista na Figura 13.

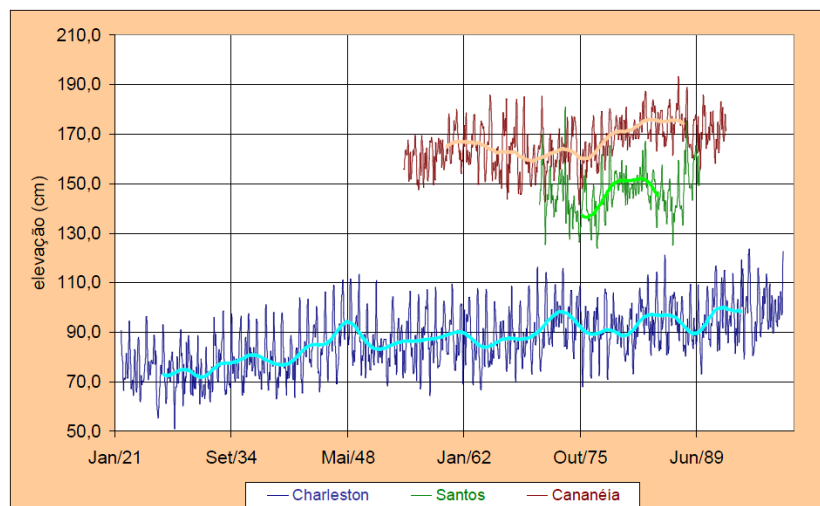


Figura 13. Comparação entre a duração dos registros de nível médio mensal do mar de Cananéia, Santos e Charleston (EUA). Fonte: NEVES (2005).



A primeira medição do nível do mar no Brasil foi realizada em 1831 durante o Primeiro Império, no Porto do Rio de Janeiro, utilizada para definir o limite legal entre partes emersas e submersas da nação ao longo do litoral. Entretanto, medições organizadas e sistemáticas ocorreram já na era republicana a fim de dar segurança ao tráfego de navios. As previsões de marés eram feitas no Observatório Nacional, no Rio de Janeiro, utilizando uma máquina de Kelvin (ver Figura 14), o chamado método clássico de previsão (MESQUITA, 2009).



Figura 14. Máquina de predição de 10 componentes de maré concebida por William Thomson (Lord Kelvin) do Museu de Ciência de Londres (Science Museum, South Kensington). Disponível em: < [http://en.wikipedia.org/wiki/Tide-predicting\\_machine](http://en.wikipedia.org/wiki/Tide-predicting_machine) >, Acesso em 30/07/ 2010.

A falta de informações históricas sobre o nível do mar exprime, no momento, a grande vulnerabilidade do Brasil a mudanças do nível relativo do mar, já que não se pode aferir com certo nível de confiança se a variabilidade observada advém de um fenômeno local, regional ou global (NEVES e MUEHE, 2008). A percepção do fenômeno de elevação do NMM em decorrência da ação antrópica justificou a criação da Associação Internacional de Ciências Físicas dos Oceanos, que estabeleceu o Serviço Permanente para o Nível do Mar (PSMSL, em inglês) com o objetivo de divulgar globalmente dados confiáveis sobre as variações do nível dos oceanos a partir de cerca de 1.300 estações espalhadas pelo mundo, mas concentradas no hemisfério norte. Para sanar essa desproporção entre hemisférios, foi criado o programa Gloss (*Global Sea Level Observing System*) da Comissão Oceanográfica Intergovernamental, vinculada à UNESCO (MESQUITA, 2009).

As mais longas séries de dados maregráficos no Brasil são as das estações de Cananéia (SP), como mostra a Figura 15, sob responsabilidade do IOUSP - desde 1955 e da Ilha Fiscal (RJ), mantida pela DHN, desde 1966. Estas podem ser utilizadas para estimativa de variações do NMM, visto que asseguram a qualidade da manutenção e da referência altimétrica ao longo dos anos de coleta. A previsão das alturas e dos instantes de ocorrência das marés altas e baixas, seguindo o procedimento de Franco (1997), Mesquita e França (1996) e Godin (1972), citados por Mesquita (1997), a partir das constantes harmônicas, foi sistematicamente realizada nos portos de Ubatuba e Cananéia desde 1988. A partir de 1995, as tábuas de marés incluem também as previsões de altura de marés para a cidade de Santos (MESQUITA, 1997). A falta de uma base cartográfica e de um *datum* geodésico comum para áreas costeiras (cartas náuticas da DHN) e continentais (mapas do IBGE), além da ausência de marégrafos nos principais estuários brasileiros dificultam a visão sistêmica sobre os fenômenos na zona costeira, sobressaindo-se explicações setorizadas (NEVES e MUEHE, 2008).

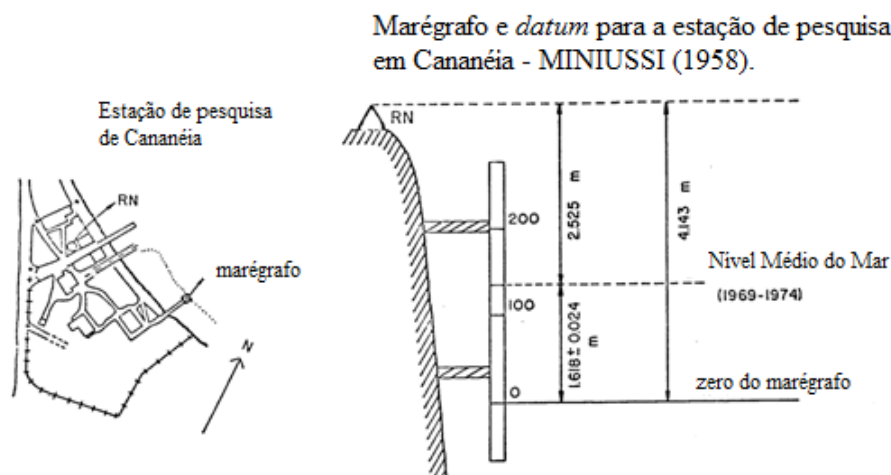


Figura 15. Sistemas de referência e a localização dos *datums* para o marégrafo de Cananéia. Fonte: Adaptado de Mesquita (1997).

Há a proposta de instalação de até 10 estações maregráficas permanentes ao longo da costa brasileira e ilhas oceânicas pelo programa GLOSS-Brasil, iniciado em 2000, sendo este vinculado a um programa mais amplo da Comissão Oceanográfica Intergovernamental da UNESCO denominado *Global Ocean Observing System* (GOOS). As estações que já fazem parte dessa rede são: Imbituba (SC), Cananéia (SP), Ilha Fiscal (RJ), Macaé (RJ), Salvador (BA), Fortaleza (CE), Santana (AP), Fernando de Noronha (PE) e Trindade (ES) (NEVES e MUEHE, 2008).

## CAPÍTULO 4

### METODOLOGIA

As análises dos dados meteorológicos e oceanográficos foram divididas em três etapas (ver Figura 16): a) Pré-Processamento, onde os dados coletados foram previamente analisados estatisticamente e convertidos em formatos adequados ao manuseio do programa MatLab®; b) Filtragem, a escolha do tipo de filtro a ser utilizado bem como sua otimização para região de Cananéia; e c) Análise Espectral, onde avaliou-se a energia contida das séries temporais (oceanográficas e meteorológicas) já filtradas, bem como a verificação da coerência e defasagem de ambos sinais.

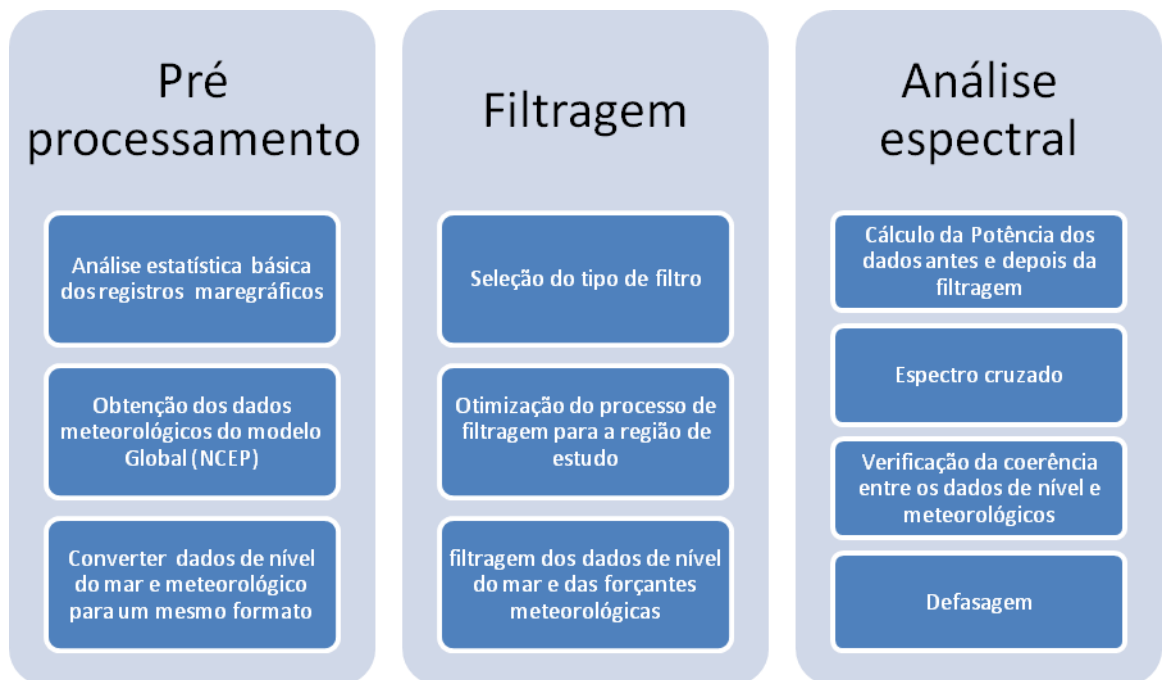


Figura 16. Etapas metodológicas para tratamento das séries temporais maregráfica e meteorológica.

#### **4.1 PRÉ- PROCESSAMENTO**

Feita a aquisição dos dados meteoceanográficos (ver seções 3.2 e 3.3) realiza-se a conversão dos arquivos para um formato que pudesse ser reconhecido dentro do ambiente MatLab®, e a opção escolhida foi a de extensão .dat. Em primeira análise são observadas as características estatísticas básicas (como média e desvio padrão) das séries temporais em questão, resultados estes suprimidos neste trabalho, já que as análises a posteriori os utiliza como parâmetros de cálculo (como por exemplo, a medida de variância é traduzida em energia). Os dados oceanográficos foram posteriormente retrabalhados para uma amostragem de 6 em 6 horas, de modo que fosse compatível com a frequência amostral dos dados meteorológicos, e assim tornando possível os cálculos da análise espectral cruzada.

#### **4.2 FILTRAGEM NUMÉRICA**

“Os filtros têm por característica atenuar a quantidade de energia em certas faixas de frequência” (COSTA, 2007). Um filtro numérico é utilizado em séries temporais com o propósito de atenuar interferências e ruídos fora da faixa de frequência de interesse (MENEZES, 2007), além de proporcionar a interpolação de dados para integração e diferenciação (EMERY e THOMSON, 2001). São classificados quanto à posição das frequências de corte, sendo eles: filtros passa-baixa, que são aqueles que atenuam oscilações acima da frequência de corte (Figura 17a); passa-alta, que atenuam oscilações abaixo da frequência de corte (Figura 17b) e os passa-banda, que atenuam oscilações fora do intervalo de frequências pré-delimitado (Figura 17c).

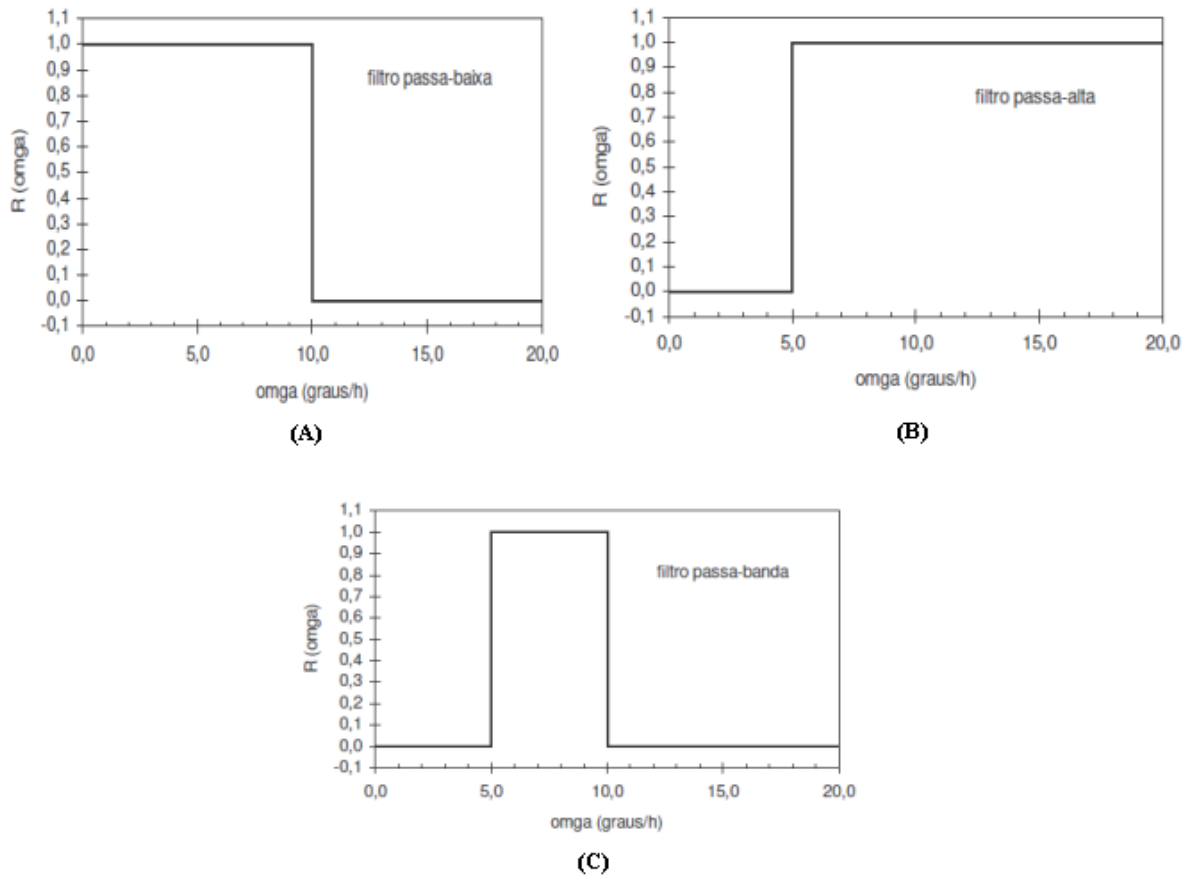


Figura 17. Funções de resposta dos filtros ideais tipo passa-baixa (A), passa-alta (B) e passa-banda (C), respectivamente. Fonte: Kalil (1999).

Esses ainda podem ser subdivididos em filtros digitais e analógicos, sendo diferenciados pelo tipo de tratamento dado aos registros de entrada durante o processo de filtragem. As séries em questão, tanto maregráfica como meteorológica, são sinais que já que foram submetidas à discretização temporal (amostradas no tempo), e portanto podem ser considerados como sinais digitais, tendo como vantagem o manuseio e cálculos que não podem ser implementados em um sinal contínuo. Não será dada atenção neste trabalho aos filtros do tipo analógico, restringindo o estudo a apenas filtros digitais.

Marés e movimentos inerciais se apresentam como “ruído de alta frequência” em medidores de correntes e marégrafos, por exemplo (EMERY e THOMSON, 2001). O interesse é o estudo da variabilidade de fenômenos de longo período (baixa frequência), tais como as oscilações do NMM e sua resposta à influência das forçantes meteorológicas. Para tanto, faz-se necessária a atenuação de componentes de curto período (alta frequência), tais

como as das marés diurnas, semidiurna, terdiurnas, etc., tornando possível a análise de níveis médios mensais, sazonais e anuais, os quais fornecem indicações sobre variações hidrodinâmicas sazonais e tendências de longo período (HARARI *et al.*, 2004). Para avaliar a correlação entre as componentes atmosféricas de tensão de vento e o nível do mar, é necessário avaliar as perturbações de períodos superiores a três dias, sendo estas os principais agentes causadores de variação do NMM (MENEZES, 2007).

#### **4.2.1 Escolha do filtro passa-baixa**

Há vários tipos e formas de filtros apresentados na literatura, todos com a finalidade de permitir a passagem de harmônicos em determinadas faixas de frequência. Com o propósito de obter o NMM, optou-se pelo uso do filtro do tipo passa-baixa, de maneira a atenuar as componentes astronômica e inercial, preservando os sinais de baixa frequência (períodos superiores a três dias).

O filtro passa-baixa escolhido, dentre os principais utilizados em oceanografia (Tabela 6), foi o proposto por Thompson (1983), utilizado por: i) Kalil (1999), Uaissone (2004) e Menezes (2007) na análise de dados maregráficos da Rede Maregráfica Fluminense e de dados meteorológicos; ii) Oliveira (2004), no estudo da maré meteorológica na Baía de Paranaguá (PR) e sua comparação com os registros maregráficos de Cananéia (SP) e iii) Costa (2007), na análise da variabilidade do NMM na região costeira de Cananéia, em que compara o desempenho desse filtro com o proposto por Duchon (1979). A escolha do filtro passa-baixa de Thompson se deve principalmente por possibilitar ao usuário a determinação das frequências a serem atenuadas no processo de filtragem dando ao filtro um caráter otimizado para a região de estudo.

Tabela 6. Análise dos filtros de passa-baixa mais comumente utilizados em oceanografia (THOMPSON, 1983).

Filtros de passa-baixa	Vantagens	Desvantagens
Xo de Doodson & Warburg (1941)	Filtro simples e de fácil implementação. Atenua fortemente as principais constituintes da maré.	Não remove eficazmente as frequências superiores à banda diurna, com resíduos de até 10%, (THOMPSON, 1983).
Godin (1972)	Filtro de simples implementação, baseado na aplicação de três médias móveis.	Amortece excessivamente oscilações de frequências inferiores à banda diurna (40%)
Cosseno de Lanczos (1979)	Largamente utilizado em oceanografia.	Não amortece a componente diurna, podendo ser ajustado, exigindo uma demanda de maior quantidade de observações.
Thompson (1983)	Atenuação das frequências pré-determinadas por imposição. Permite a otimização de seu desempenho por possibilitar ao usuário a seleção de parâmetros de cálculo.	Certa complexidade na implementação, com maior demanda no processamento dos cálculos. A imposição das frequências selecionadas leva à piora no ajuste da função de resposta.

#### 4.2.2 Otimização do filtro passa-baixa para a região de estudo

O filtro passa-baixa de Thompson permite a otimização de seu desempenho, uma vez que o usuário é quem define os principais parâmetros de cálculo. O interesse é o de atenuar as principais componentes astronômicas e inerciais (banda de alta frequência) e manter intactas as variações de longo período (banda de baixa frequência). As componentes harmônicas locais foram extraídas do trabalho de Mesquita (1997), que analisa os registros de nível do mar das regiões costeiras do sudeste brasileiro através dos procedimentos do método harmônico desenvolvidos por Franco e Rock (1971) (MESQUITA, 1997). Foram identificadas as componentes  $Q_1$ ,  $O_1$ ,  $P_1$ ,  $K_1$ ,  $N_2$ ,  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_2$  e  $M_3$ , as quais correspondem a 90% da energia de maré nesta costa (PICARELLI *et al.*, 2002).

Tabela 7. Constantes harmônicas de maré da cidade de Cananéia, calculadas a partir de registros obtidos no ano de 1978. Na primeira coluna, vê-se o nome da constituinte; na segunda, a frequência angular; na terceira, a frequência angular em hertz<sup>6</sup>, na quarta, a amplitude; na quinta, o desvio padrão da amplitude; na sexta, o ângulo de fase na sétima o ângulo de fase em relação ao meridiano de Greenwich (Inglaterra) e, na sétima, o desvio padrão do ângulo de fase da componente. Fonte: Mesquita (1997).

<b>Constantes</b>	<b>Freq</b> (°/hora)	<b>Freq</b> (10 <sup>-5</sup> Hz)	<b>H</b> (cm)	<b>DPH</b>	<b>G°</b>	<b>GW°</b>	<b>DPG</b>
<b>P1</b>	14,9589314	1,1542	2,3	0,20	146,8	191,6	7,1
<b>S1</b>	15,0000000	1,1574	1,7	0,20	125,8	170,8	9,3
<b>MU2</b>	27,9682084	2,1580	2,3	0,20	151,8	235,7	7,4
<b>Q1</b>	13,3986609	1,0338	3,1	0,20	61,0	101,2	5,2
<b>O1</b>	13,9430656	1,0759	11,0	0,29	81,6	123,4	1,5
<b>K1</b>	15,0410686	1,1606	6,5	0,20	145,5	190,6	2,5
<b>K2</b>	28,4397295	2,1944	5,6	0,30	161,8	247,1	3,1
<b>M2</b>	28,9841042	2,2364	36,6	0,30	92,3	179,2	0,4
<b>S2</b>	30,0000000	2,3148	23,7	0,30	94,2	184,2	0,7
<b>K2</b>	30,0821373	2,3212	7,6	0,30	85,0	175,3	2,3
<b>MO3</b>	42,9271398	3,3123	5,3	0,30	21,6	150,4	4,1
<b>M3</b>	43,4761563	3,3546	8,1	0,30	233,8	4,2	2,7
<b>MK3</b>	44,0251728	3,3970	2,7	0,30	138,5	270,6	8,0
<b>MN4</b>	57,4238337	4,4309	3,4	0,20	157,4	329,7	4,3
<b>M4</b>	57,9682084	4,4729	7,0	0,20	208,0	21,9	2,1
<b>MS4</b>	58,9841042	4,5512	3,5	0,20	314,4	131,4	4,2

A Tabela 7 apresenta a descrição das dezesseis principais componentes astronômicas, sendo a primeira coluna o nome da constituinte; a segunda, a frequência angular; a terceira, a amplitude em centímetros; a quarta, o desvio padrão da amplitude; a quinta, o ângulo de fase

<sup>6</sup> Hertz (Hz) é a unidade referente a um ciclo por segundo.



em graus referido ao meridiano de Greenwich e a sétima, o desvio padrão do ângulo de fase da componente.

Todas as constantes foram determinadas com intervalos de confiança estatística de 95% (MESQUITA, 1997). As componentes Pa, Sa, Q<sub>1</sub>, O<sub>1</sub> e K<sub>1</sub> são ditas diurnas (com períodos de cerca de 24 horas e 50 minutos), sendo a S<sub>1</sub> a principal componente solar, enquanto as componentes Mu<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, M<sub>2</sub>, S<sub>2</sub> e K<sub>2</sub> são ditas semidiurnas (com períodos de cerca de 12 horas 25 minutos). Já as componentes MO<sub>3</sub>, M<sub>3</sub>, MK<sub>3</sub>, MN<sub>4</sub>, M<sub>4</sub> e MS<sub>4</sub> são harmônicos das constituintes diurnas e semi-diurnas e resultam da influência da costa na deformação da onda de maré, sendo o atrito com a costa – tanto das margens como do fundo, uma das principais causas. Uma vez conhecidas as principais componentes astronômicas locais, pode-se dar início à filtragem numérica, através da convolução da série original de dados, de acordo com os trabalhos de Kalil (1999), Uaissone (2004) e Menezes (2007).

Para tanto, a transformada de Fourier é aplicada nos termos da equação do filtro (equação 7), de modo a converter um sinal temporal contínuo para um sinal no domínio da frequência (equação 8).

$$y_t = \sum_{k=-N}^N w_k x_t \quad (7)$$

$$\begin{aligned} \mathcal{F}(y_t) &= \mathcal{F}\left(\sum_{k=-N}^N w_k x_{(t+k)}\right) \\ \sum y e^{i\omega t} &= \sum w_k \int_{-\pi}^{\pi} e^{i\omega(t+k)} dZ(\omega) \end{aligned} \quad (8)$$

Pela propriedade da Translação da Transformada de Fourier tem-se:

$$\sum y e^{i\omega t} = \int_{-\pi}^{\pi} e^{i\omega t} \left[ \sum w_k e^{i\omega k} dZ(\omega) \right] \quad (9)$$

Logo o fator de resposta é dado por:

$$R(\omega) = \sum_{k=-N}^N w_k e^{i\omega k} \quad (10)$$

Devido à simetria da função em relação ao espectro, pode-se rescrever o fator de resposta da seguinte maneira:

$$R(\omega) = w_0 + 2 \sum_{k=1}^N w_k \cos(\omega k) \quad (11)$$

Por definição, um filtro passa-baixa tem por função atenuar a energia presente em altas frequências e permitir a passagem de oscilações abaixo de uma frequência de corte. Assim sendo, é necessário que se garanta a resposta unitária para as frequências que serão mantidas intactas pelo filtro:

$$R(\omega) = w_0 + 2 \sum_{k=1}^N w_k \cos(\omega k) = 1 \quad \omega \leq \Omega_1 \quad (12)$$

Bem como é necessário que as oscilações de alta frequência pré-selecionadas ( $\omega_j$ ) sejam zeradas, por imposição do usuário:

$$R(\omega_j) = w_0 + 2 \sum_{k=1}^N w_k \cos(\omega_j k) = 0 \quad j = 1 \dots m \quad (13)$$

Onde  $m$  é o número de frequências a que se pretende zerar por imposição. É possível rescrever o fator de resposta do filtro de uma função exponencial para uma função trigonométrica, a partir da relação dada pela fórmula de Euler, que segue:

$$e^{i\omega k \Delta t} = \cos \theta + i \operatorname{sen} \theta \quad (14)$$

Substituindo a equação 14 na equação 10 , tem-se:

$$\begin{aligned} R(\omega) = & w_{-N} \cos(\omega N \Delta t) + \dots + w_{-1} \cos(\omega N \Delta t) + w_0 + w_1 \cos(\omega N \Delta t) + \dots + w_N \cos(\omega N \Delta t) \\ & + i w_{-N} \operatorname{sen}(\omega N \Delta t) + \dots + i w_{-1} \operatorname{sen}(\omega N \Delta t) - i w_1 \operatorname{sen}(\omega N \Delta t) - \dots - i w_N \operatorname{sen}(\omega N \Delta t) \end{aligned} \quad (15)$$

Para que  $R(\omega)$  seja uma função real, é necessário que a parte imaginária se anule. Logo, podemos reescrever o fator de resposta da seguinte maneira:

$$R(\omega) = w_0 + 2 \cos(\omega \Delta t) + 2 \cos(\omega 2 \Delta t) + \dots + 2 \cos(\omega N \Delta t) \quad (16)$$

Em um filtro ideal, todas as oscilações de baixa frequência seriam mantidas intactas, com resposta igual a 1 e todas as restantes seriam anuladas, tendo como região limítrofe uma função descontínua acima da frequência de corte. Para descrever essa função, Thompson (1983) sugeriu que se fizesse uma aproximação através de uma função suavizada (ver equação e Figura 18) dada por:

$$L(\omega) = \begin{cases} 1 & \omega < \Omega_1 \\ \frac{1}{2} \left( 1 + \cos \left[ \frac{\pi(\omega - \Omega_1)}{(\Omega_2 - \Omega_1)} \right] \right) & \Omega_1 < \omega < \Omega_2 \\ 0 & \omega > \Omega_2 \end{cases} \quad (17)$$

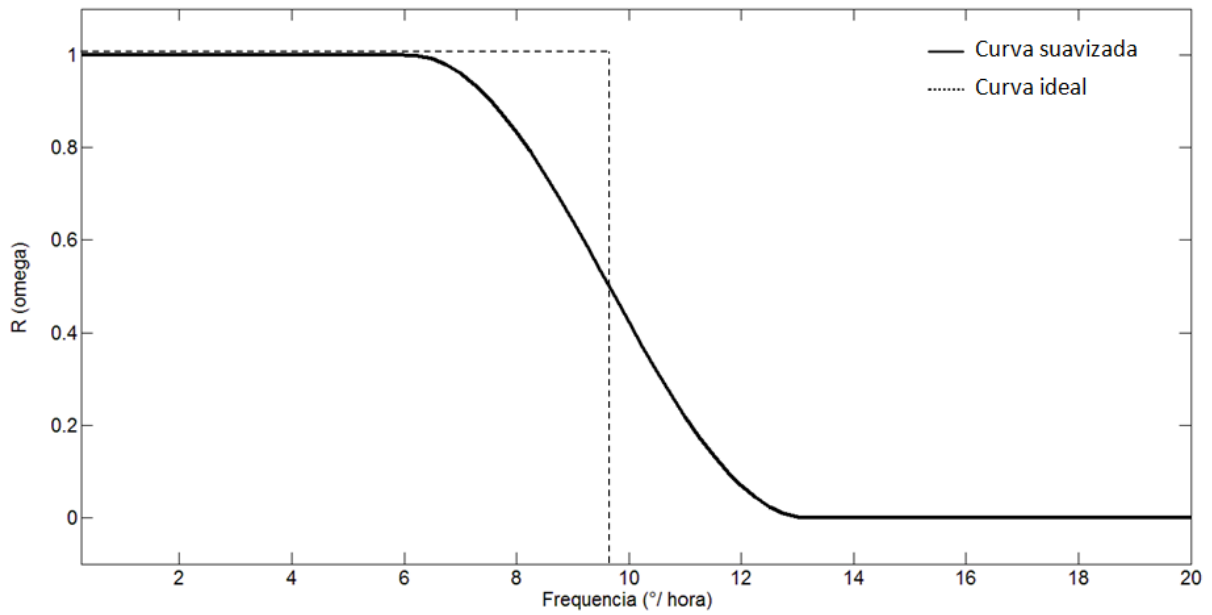


Figura 18. Resposta suavizada proposta por Thompson (1983) em relação ao filtro idealizado.

Com o objetivo de aproximar o fator de resposta  $R(\omega)$  da função de resposta  $L(\omega)$ , Thompson (1983) sugere como parâmetro de comparação o cálculo dos desvios médios quadráticos entre as funções, dado pela seguinte expressão:

$$E_{\omega} = \frac{1}{2\pi} \int_0^{\pi} [R(\omega) - L(\omega)]^2 d\omega$$

(18)

Para satisfazer a condição de minimização da função expressa na equação 18:

$$\frac{\partial E}{\partial w_0} = \frac{1}{2\pi} \int_0^{\pi} 2[R(\omega) - L(\omega)] d\omega = 0$$

$$\frac{\partial E}{\partial w_1} = \frac{1}{2\pi} \int_0^{\pi} 2[R(\omega) - L(\omega)] 2 \cos(\omega \Delta t) d\omega = 0$$

⋮

$$\frac{\partial E}{\partial w_N} = \frac{1}{2\pi} \int_0^{\pi} 2[R(\omega) - L(\omega)] 2 \cos(N\omega \Delta t) d\omega = 0$$

(19)

Os pesos que minimizam a expressão da equação 19 podem ser determinados utilizando os multiplicadores de Lagrange:

$$E_{\omega} = \frac{1}{2\pi} \int_0^{\pi/\Delta t} [R(\omega) - L(\omega)]^2 d\omega + \lambda_0 \left( \sum w_k - 1 \right) + \sum \lambda_j R(\omega_j) \quad (20)$$

É possível montar um sistema de equações de maneira a determinar os pesos do filtro, como pode ser visto na equação 21.

$$\begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & \dots & 0 & c_{11} & c_{12} & c_{13} & 1 & 1 \\ 0 & 2 & 0 & \dots & 0 & c_{21} & c_{22} & c_{23} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 2 & \dots & 0 & c_{31} & c_{32} & c_{33} & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \dots & 2 & c_{n+1,1} & c_{n+1,2} & c_{n+1,3} & \dots & c_{n+1,m+1} \\ c_{11} & c_{12} & c_{13} & \dots & c_{n+1,1} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ c_{21} & c_{22} & c_{23} & \dots & c_{n+1,1} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ c_{31} & c_{32} & c_{33} & \dots & c_{31} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ c_{1,m+1} & c_{2,m+1} & c_{3,m+1} & \dots & c_{n+1,m+1} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} w_0 \\ w_1 \\ w_2 \\ \vdots \\ w_n \\ \lambda_0 \\ \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \vdots \\ \lambda_m \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} s_0 \\ s_1 \\ s_2 \\ \vdots \\ s_n \\ 1 \\ 0 \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \end{pmatrix} \quad (21)$$

A otimização do filtro de Thompson é realizada através do cálculo dos desvios médios quadráticos<sup>7</sup> da função de resposta do filtro em relação à função idealizada por Thompson (1983), de maneira a obter os valores ótimos das frequências de corte e do número de pesos a serem utilizados na filtragem. Seguindo a metodologia de Kalil (1999), para a avaliação da quantidade de pesos a serem utilizadas na filtragem, foi estabelecido o limite de comprometimento de 12 dias de dados. Ou seja, ao se realizar a filtragem, seis dias de dados serão descartados no começo e no final da série temporal, respectivamente. Como a série maregráfica tem intervalo temporal de 1 hora, serão perdidos, ao todo, 144 dados no início e mais 144 no final da mesma. Essa perda é intrínseca ao cálculo da convolução, no qual a quantidade de registros inutilizados tem o mesmo tamanho do vetor de pesos a ser utilizado.

<sup>7</sup> Desvio médio quadrático é uma medida de dispersão que avalia a aderência de uma função em relação à outra.

Assim, a quantidade de pesos máxima a ser utilizada é igual a  $288 (w_k) + 1 (w_0)$ , ou seja, totalizando o valor de 289 pesos, como pode ser visto na Tabela 8.

Tabela 8. Perda de dados horários correspondentes a variação do número de pesos do filtro de Thompson.

<b>Quantidade de perda de dados (dias)</b>	<b>Nº pesos</b>
4	97
6	145
8	193
10	241
12	289

A partir de análise de testes de aderência da função de resposta em relação ao filtro idealizado, pode-se observar-se que a utilização de um número de pesos menor que 100 não é viável (COSTA, 2007). Por conseguinte, determinou-se que o valor mínimo de pesos utilizado neste trabalho seria de 145. Para melhor investigar a influência da quantidade de pesos no desempenho da resposta do filtro de passa-baixa de Thompson, estipulou-se que a faixa de teste fosse composta por valores múltiplos de 12, garantindo assim valores inteiros de perda de dados. As classes de teste selecionadas foram: 145, 157, 169, 181, 193, 205, 217, 229, 241, 253, 265, 277, 289.

Cada classe de pesos foi testada em função da variação das frequências, sendo essas escolhidas a partir da análise harmônica e da escolha da faixa espectral que se pretendia manter intacta. A partir da análise das principais componentes astronômicas locais (Tabela 7) pode-se perceber que a componente  $Q_1$  é a de menor frequência (com valor de  $13,4^\circ/\text{hora}$ ). Ou seja, a partir desse valor o filtro deverá atenuar a energia ao longo do espectro. A seleção da frequência de corte superior então é estabelecida com o valor de  $13,2^\circ/\text{hora}$ , de maneira a garantir a minimização da influência de todas as harmônicas locais no espectro. Para o cálculo

da frequência de corte inferior  $\Omega_1$ , utilizou-se a metodologia descrita em Kalil (1999) que avaliou a melhor escolha de  $\Omega_1$  juntamente com a quantidade satisfatória de pesos (N) através do cálculo dos desvios médios quadráticos (equação 19). Para tanto, estipulou-se uma banda de teste de 5°/hora a 10°/hora, intervalados de 0,5 em 0,5°/hora, com posterior refinamento de 0,1 em 0,1°/hora.

A finalidade desses testes foi avaliar o comportamento do filtro sob os diversos valores de número de pesos (N), de frequências a zerar ( $\omega_j$ ), o número de frequências a zerar por imposição (m) e as frequências de corte inferior ( $\Omega_1$ ) e superior ( $\Omega_2$ ). As principais limitações observadas no processo de filtragem numérica podem ser vistas na Tabela 9.

Tabela 9. Resumo das principais limitações inerentes ao processo de filtragem numérica.

<b>Número</b>	<b>Limitações</b>
1	Suavização da curva de resposta do filtro com aproximação da curva ideal (onda quadrada).
2	Perda de dados (no início e no final da série temporal) intrínseca ao cálculo da convolução.
3	Introdução / amplificação de algumas frequências indesejadas (fenômeno de Gibbs)

### 4.3 ANÁLISE ESPECTRAL

A análise espectral tem como objetivo caracterizar a informação contida no sinal no domínio da frequência (KUMARESAN, 1993), ou seja, extrair a contribuição de cada componente na variância do sinal em função da banda de frequência (EMERY e THOMSON, 2001). A versatilidade desse tipo de análise se deve a vasta aplicação nas várias áreas do conhecimento, sendo alguns exemplos de sua utilização: telefonia móvel, processadores digitais (DSP), rádio difusão, processamento de imagens, radares, eletrocardiograma e eletroencefalograma, registros sísmicos e acústicos, entre outros (KUMARESAN, 1993). A metodologia de análise desses sinais é classificada em: i) método não paramétrico, ou análise

de Fourier<sup>8</sup>, baseado na transformada convencional de Fourier; e ii) método paramétrico baseado em modelos pré-determinados (KUMARESAN, 1993; EMERY e THOMSON, 2001). Em geral o método não paramétrico é utilizado para séries temporais longas (interesse em estudo de um maior número de ciclos) e o paramétrico para pequenas amostragens do sinal (EMERY e THOMSON, 2001).

Em 1807, Fourier propôs que um sinal de duração finita, mesmo havendo descontinuidades, poderia ser expresso pela soma de infinitas harmônicas correspondentes às componentes senoidais. A aplicação do estudo de Fourier em análise espectral foi realizada por Schuster em 1898, em seu estudo “periodicidades escondidas” (“hidden periodicities”; EMERY e THOMSON, 2001), que estimou numericamente o espectro, denominado de periodograma, em que testou por diversas vezes o processamento de valores de manchas solares<sup>9</sup>. Entretanto, ao avaliar outras séries empíricas, observou-se que o periodograma apresentava comportamento errático, sem que fosse exibido nenhum pico dominante ao longo do espectro. A principal razão do mau funcionamento da análise de Fourier em séries temporais reais reside na suposição de que as amplitudes, frequências e fases são estacionárias, ou seja, não variam em função do tempo (EMERY e THOMSON, 2001). Por conseguinte, a comunidade científica rechaçou a metodologia proposta por Schuster, porém esta foi a única ferramenta para a análise espectral até os anos 1920 (KUMARESAN, 1993).

Em 1930, Wiener estabelece uma análise do espectro para processos estocásticos através da transformada contínua de Fourier, que define a função de autocorrelação para um sinal de caráter aleatório e a relaciona ao cálculo de densidade espectral de potência. Essa relação é também conhecida como o teorema de Wiener-Khintchine. Blackman-Tukey (1958) implementaram a estimativa da potência espectral (“power spectrum estimation”) calculando, primeiramente, a função de autocorrelação e, em seguida, a respectiva transformada de Fourier (BLACKMAN and TUKEY, 1958 *apud* KUMARESAN, 1993). No final da década – mais precisamente em 1938, Wold propôs que qualquer série temporal poderia ser decomposta em duas partes: uma determinística (componente previsível) e a outra estocástica (componente aleatória).

---

<sup>8</sup> Joseph Fourier (1768-1830) matemático e físico francês conhecido pela sua autoria de “Théorie Analytique de La Chaleur” publicado em 1822, onde introduz conceitos como as séries e transformada de Fourier aplicados ao estudo da transferência do calor (FOURIER e GABAY, 1988).

<sup>9</sup> Manchas solares (“sunspots”) são um fenômeno temporário na superfície solar que se deve ao aparecimento de pontos escuros que destoam da coloração da região a ele adjacente. Fonte NASA. Disponível em: <http://solarscience.msfc.nasa.gov/SunspotCycle.shtml>. Acesso em: 03/09/2010.



Um grande avanço para estudos do espectro se deve a criação de um algoritmo computacional de extrema eficiência para o cálculo da transformada discreta de Fourier, a Transformada Rápida de Fourier (“Fast Fourier Transform”). Esta foi proposta por Cooley e Tukey em 1965 (COOLEY e TUKEY, 1965 *apud* KUMARESAN, 1993), o que reacendeu o interesse pelo cálculo do periodograma como uma aproximação da análise espectral, sendo esta a ferramenta mais utilizada na estimativa de espectros (KUMARESAN, 1993).

A escolha apropriada da metodologia a ser aplicada na análise espectral depende da compreensão do fenômeno físico a ser estudado, da escolha do algoritmo (paramétrico ou não paramétrico) e das questões que se quer responder (KUMARESAN, 1993). Para o caso de dados geofísicos, métodos de análises de séries temporais não são tão triviais quando comparados aos sinais eletrônicos que, com exceção do ruído, as formas de onda geradas são simples e requerem um tratamento matemático nada sofisticado (FRANCO, 1982). A observação das características de um sinal, como dito anteriormente, é fundamental para a seleção da melhor estratégia para estimativas do espectro, sendo útil uma classificação *a priori* quanto ao intervalo de tempo em que estão inseridos e sua natureza:

- Sinais de tempo contínuo: é comum empregar o termo analógico para a designação de um sinal contínuo no tempo.
- Sinal de tempo discreto: sinais definidos para um conjunto enumerável de pontos em um intervalo de tempo. Sinais discretos: o tempo e a amplitude são discretas;
- Sinal determinístico: valores são conhecidos ao longo do intervalo de tempo. Ex: maré astronômica;
- Sinal aleatório: há incerteza quanto aos valores ao longo do intervalo de tempo. Para descrevê-los, utilizam-se técnicas estatísticas. Ex: maré meteorológica ou mesmo o ruído gerado em um amplificador de áudio.

O propósito principal de métodos de análise de séries temporais é o de definir a variabilidade dos dados em termos de funções periódicas dominantes, ou reconhecimento de padrões e a curva de seu espectro. De todos os fenômenos oceanográficos, a maré astronômica é a que exhibe o comportamento mais similar a sinais determinísticos de período estacionário, fazendo desta um dos movimentos marítimos mais previsíveis. Por outro lado,

ondas de gravidade consideradas como sinais periódicos não podem ser classificadas como determinísticas, devido ao caráter aleatório das variáveis que a influenciam, tais como o campo de vento, a transferência de *momentum* oceano-atmosfera e os contornos dos continentes (EMERY e THOMSON, 2001).

A série temporal pode ser vista como a combinação de componentes periódicas ou quase periódicas que estão sobrepostas a tendência de longo termo e a ruídos (altas frequências aleatórias). Componentes periódicas podem ser representadas como aquelas que tenham amplitudes e fases fixas ou de pequena variação ao longo do registro. As tendências são variações de longo termo (na ordem de muitos dias) e, por fim, os ruídos representam a porção aleatória do sinal advindos da imprecisão dos equipamentos ao coletar os dados ou simplesmente frequências fora da banda de estudo. Visto que séries temporais reais contêm componentes ruidosas, a resolução do comportamento periódico pode ser mascarada pelo termo aleatório. Assim, faz-se necessária a observação da repetição desses ciclos ao longo do tempo amostrado, mesmo que este seja um processo de característica estacionária. Uma série de valores horários coletados durante o período de um dia não é capaz de descrever por completo o comportamento de um ciclo diário, da mesma forma que séries mensais ao longo de um ano não são suficientes para descrever um ciclo anual (EMERY e THOMSON, 2001).

Conforme ressaltado inicialmente, um dos objetivos deste trabalho é a obtenção e descrição das variações sazonais, tendo em vista fenômenos forçados principalmente pelos ventos, consideradas oscilações de baixa frequência neste estudo. Ou seja, a separação de oscilações periódicas das não periódicas se faz necessária, sendo esta obtida através da análise de Fourier. Para avaliar o conteúdo energético da contribuição que cada componente harmônica exerce sobre o sinal, foi utilizado o método da autocovariância, como em UaiSSone (2004) e Menezes (2007), de maneira a estimar a densidade espectral de potência das séries maregráfica e meteorológica. O impacto das perturbações atmosféricas no NMM foi obtido a partir do cálculo da correlação cruzada, que possibilita a descrição da dependência existente entre dois processos estocásticos (UAISSONE, 2004), no domínio do tempo e da frequência.

### 4.3.1 Análise espectral cruzada

A análise espectral cruzada é utilizada para aferir o grau de relação entre dois processos estocásticos (CASTRO, 2007). Neste caso, ela é aplicada através da função de covariância entre séries temporais. O cálculo do espectro cruzado envolve tanto a parte real quanto a imaginária, de maneira a verificar a influência da amplitude e fase de um processo sobre o outro, o que não ocorre no caso do autoespectro, onde o ângulo de fase não tem sentido físico. Há duas maneiras de quantificar a parte real e imaginária: uma é descrever o espectro cruzado em função da amplitude, o chamado espectro cruzado de amplitude, que é dado pela distribuição de co-amplitudes; a outra é em função da fase, ou espectro de fase, que indica a defasagem entre os processos, ambos no domínio da frequência. O espectro cruzado ainda pode ser decomposto em densidade espectral coincidente, ou co-espectro, no qual as frequências constituintes do sinal co-oscilam em fase, e em densidade espectral de quadratura, ou espectro em quadratura, onde há a defasagem dessas constituintes (EMERY e THOMSON, 2001). Os principais autores que fizeram uso desse método podem ser vistos na Tabela 10.

Tabela 10. Alguns trabalhos que utilizaram a análise espectral cruzada em estudos do NMM.

Autor/Ano	Principais contribuições
Uaissone (2004)	Utilizou dados das reanálises do NCEP no estudo da variação do nível médio do mar em Piraquara (RJ) influenciado por perturbações atmosféricas em mesoescala na região oceânica sul e sudeste.
Oliveira (2004), Oliveira <i>et al.</i> (2007)	Utilizou o espectro cruzado entre a maré meteorológica e as séries de superfície e reanálise do NCEP/NCAR para analisar as influências remotas dessas variáveis no nível do mar através do uso de redes neurais artificiais para predição da maré meteorológica em Paranaguá (PR).
Menezes (2007)	Analisou os espectros cruzados de NMM com as componentes zonal e meridional da tensão do vento e a pressão atmosférica (ao nível do mar), de maneira a verificar a influência remota dessas forçantes no nível do mar.

Funções de correlação, tanto para séries discretas quanto estocásticas, representam uma ferramenta estatística no auxílio da caracterização da variabilidade de uma série temporal, bem como torna possível a comparação entre duas funções distintas.

O método da autocovariância é baseado no trabalho desenvolvido por Blackman e Tukey em 1959, que insere uma nova visão para obtenção do espectro de uma série temporal. O método consiste na transformada de Fourier da função de autocovariância  $C_{yy}$ , e é o mesmo que a função de autocorrelação  $R_{yy}$  (ANEXO A) extraída a média da série temporal em função de uma variação temporal  $\tau_m$ , de forma a obter a densidade espectral de potência de um processo estocástico (EMERY e THOMSON, 2001). Considerando que a série temporal tem caráter estacionário (estado de equilíbrio em termos de suas propriedades estatísticas e independente do tempo discretizado), a função de covariância pode ser descrita como na equação 22.

$$C_{yy}(\tau_m; Ne - m) = \frac{1}{Ne - m} \sum_{n=1}^{Ne-m} y_n y_{n+m} \quad (22)$$

Onde  $Ne$  é o total de amostragens da série no tempo,  $n$  consiste nos valores de  $Ne$  igualmente espaçados temporalmente,  $m$  representa a porção escolhida até o ponto de recorte da série temporal ( $m = 0, \dots, M$ ) e  $\tau_m$  é a defasagem temporal ( $\tau_m = m\Delta t$ ). Algumas das propriedades da função de autocovariância podem ser vistas a seguir:

$$C_{yy}(0) = \sigma^2 = R_{yy}(0) - \mu^2 \quad (23)$$

$$C_{yy}(\tau) = C_{yy}(-\tau); R_{yy}(\tau) = R_{yy}(-\tau) \quad (24)$$

Para um  $\tau = 0$ , a função de autocovariância se reduz a função de variância ( $\sigma^2$ ) que é o mesmo que a função de autocorrelação ( $R_{yy}$ ) extraída a média ao quadrado ( $\mu^2$ ) (equação 23) e ambas funções são simétricas em relação à defasagem  $\tau$  (equação 24).

$$\rho_{yy}(\tau) = \frac{C_{yy}}{\sigma^2} \quad (25)$$

Para efeito de simplificação, a função de autocovariância é normalizada em relação à variância (equação 25), tornando possível o usufruto das seguintes facilidades:

- 1)  $\rho_{yy}(\tau) = 1$  para todo o  $\tau = 0$ ;
- 2)  $\rho_{yy}(\tau) = \rho_{yy}(-\tau)$ , para todo  $\tau$ ;
- 3)  $|\rho_{yy}(\tau)| \leq 1$ , para todo o  $\tau$ ;
- 4) Se o processo estocástico for contínuo, então  $\rho_{yy}(\tau)$  também será um função contínua em relação a  $\tau$ .

Dada a simetria da função de autocovariância em relação à  $\tau$  e da transformada de Fourier em relação ao eixo real e imaginário (repetição dos coeficientes de Fourier em relação aos eixos), a DEP pode ser convenientemente obtida para apenas os dados reais da série (no total de  $N/2$ ), como pode ser visto:

$$D_p(f_k) = 2\Delta t \sum_{m=0}^M C_{yy}(\tau_m) e^{-i2\pi km/M} \quad k = 0, \dots, (M/2) \quad (26)$$

Onde  $\tau_n = n\Delta t$  e  $2\Delta t = 1/f_N$  ( $f_N$  é a frequência de Nyquist). Para uma análise unilateral do espectro, fez-se uso do intervalo de  $0 \leq f_k \leq f_N$ , onde as frequências tem valores positivos. A estimativa da DEP no domínio real e imaginário para uma frequência  $f$  no intervalo discreto de Nyquist  $-1/(2\Delta t) \leq f \leq 1/(2\Delta t)$  é representada por:

$$S_{yy}(f) = \frac{1}{Ne\Delta t} \left| \Delta t \sum_{n=0}^{Ne-1} y_n e^{-i2\pi f n \Delta t} \right|^2 = \frac{1}{Ne\Delta t} |Y(f)|^2 \quad (27)$$

Enquanto que para uma estimativa do DEP apenas no domínio real ( $0 \leq f \leq 1/(2\Delta t)$ ):

$$G_{yy}(f) = 2S_{yy}(f) = \frac{2}{Ne\Delta t} |Y(f)|^2 \quad (28)$$

Graficamente é correto interpretar a DEP como a área abaixo de  $G_{yy}$  em função  $\Delta f$  e não o pico de energia sobre determinada frequência  $f$  (ver Figura 19). Ao utilizar a transformada de Fourier para uma série temporal finita, assume-se que esta seja periódica, ou seja, a limitação de um conjunto de dados (a série temporal como um todo) pressupõe que este seja uma amostra de um processo que se repete no tempo.

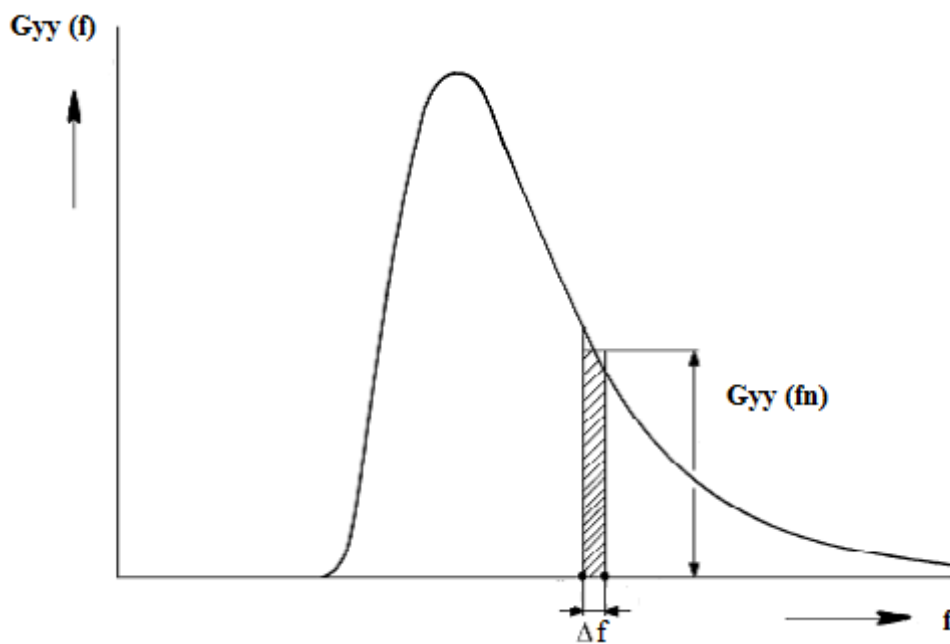


Figura 19. Espectro da densidade espectral de potência apenas no domínio real. Visualização da da DEP como a área abaixo da curva centrado em uma frequência  $f_n$  qualquer. Adaptado de fonte disponível em: [http://www.oceanica.ufrj.br/deno/prod\\_academic/relatorios/atuais/AntonioGF+Francielle/relat2/relat\\_arquivos/image012.gif](http://www.oceanica.ufrj.br/deno/prod_academic/relatorios/atuais/AntonioGF+Francielle/relat2/relat_arquivos/image012.gif). Acessado em 30/07/2010.

### 4.3.2 Espectro cruzado

O espectro cruzado é obtido similarmente ao autoespectro, apenas substituindo-se a função de autocovariância pela função de covariância cruzada, definida como:

$$C_{xy}(\tau) = \frac{1}{Ne - m} \sum_{n=0}^{Ne-m} x(n\Delta t)y(n\Delta t + \tau) \quad (29)$$

Onde  $\tau = m \Delta t$  é o passo de tempo, e a taxa amostral ( $m$ ) para o cálculo da função de covariância cruzada deve ser muito menor do que o tamanho das séries temporais ( $Ne$ ), assim garantindo assim uma significância estatística razoável. As séries temporais podem ter tamanhos diferentes, porém no cálculo da covariância cruzada as porções analisadas deverão ter o mesmo tamanho. Os coeficientes da função de covariância cruzada são obtidos a partir da normalização da equação 30, através do produto das funções de covariância de cada série temporal no ponto de defasagem igual a zero:

$$\rho_{xy}(\tau) = \frac{C_{xy}(\tau)}{[C_{xx}(0)C_{yy}(0)]^{1/2}} \quad (30)$$

O cálculo do espectro cruzado tem melhor desempenho ao utilizar a transformada de Fourier, sendo uma prática comum a utilização da sua inversa na determinação da função de covariância (EMERY e THOMSON, 2001). A estimativa da DEP cruzada aqui utilizada é diretamente derivada da transformada de Fourier, cujo espectro abrange o domínio real e imaginário, como se segue:

$$S_{xy}(f_k) = \frac{1}{Ne\Delta t} [X^*(f_k)Y(f_k)] \quad k = 0, 1, 2, \dots, Ne - 1 \quad (31)$$

Nota-se que o espectro cruzado é derivado das transformadas de Fourier das séries temporais, sendo a parte imaginária de uma multiplicada pela parte real da outra. A densidade

espectral cruzada também pode ser estimada para apenas um dos domínios (real ou imaginário):

$$G_{xy}(f_k) = \frac{2}{Ne\Delta t} [X^*(f_k)Y(f_k)] \quad k = 0, 1, 2, \dots, Ne/2 \quad (32)$$

Ainda é possível descrever o espectro cruzado em termos dos espectros em fase ( $H_{xy}$ ) e em quadratura ( $Q_{xy}$ ), tal como:

$$S_{xy}(f_k) = H_{xy}(f) - iQ_{xy}(f) \quad (33)$$

Na forma trigonométrica, os espectros podem ser escritos (análise complexa de Euler):

$$H_{xy}(f) = A_{xy}(f)\cos[\phi_{xy}(f)] \quad (34)$$

$$G_{xy}(f) = -A_{xy}(f)\text{sen}[\phi_{xy}(f)] \quad (35)$$

$$A_{xy}^2 = H_{xy}^2 + Q_{xy}^2 ; \quad \phi_{xy} = \tan^{-1} \left[ \frac{-Q_{xy}(f)}{H_{xy}(f)} \right] \quad (36)$$

Onde o co-espectro ( $H_{xy}$ ) é responsável pela covariância entre os senos e os cossenos das séries temporais, ou seja, quais as contribuições das componentes que estão em fase (diferença de 0 ou 180°) ao espectro cruzado. Já o espectro em quadratura ( $Q_{xy}$ ) é responsável pela contribuição das componentes que estão correlacionadas, mas estão fora de fase (diferença de fase entre  $\pm 90^\circ$ ) (EMERY e THOMSON, 2001). A diferença de fase entre os dois processos estocásticos é dada por  $\phi$ . A quantificação do vínculo entre séries temporais ( $x(t)$  e  $y(t)$ ) pode ser representada a partir do cálculo do espectro de coerência, apresentado a seguir, que indica o quanto um processo está relacionado ao outro (linearmente) em determinada frequência (UAISSONE, 2004).



$$\gamma_{xy}^2(f_k) = \frac{|G_{xy}(f_k)|^2}{G_{xx}(f_k)G_{yy}(f_k)} = \frac{|S_{xy}(f_k)|^2}{S_{xx}(f_k)G_{yy}(f_k)} = \frac{|H_{xy}^2(f_k) + Q_{xy}^2(f_k)|^2}{S_{xx}(f_k)S_{yy}(f_k)} \quad (37)$$

Onde  $G_{xy}(f_k)$  representa apenas uma parte do espectro (parte real),  $S_{xx}(f_k)$  representa o espectro em todo o domínio (real e imaginário) da série  $x_1$ , onde  $S_{xx}(f_k) = \frac{1}{2} G_{xx}(f_k)$ , e a mesma linha de pensamento se segue para os espectros cruzados e da série  $x_2$ . A leitura do espectro de coerência  $\gamma_{xy}^2(f_k)$  é mais intuitiva, já que os valores por ela gerados se encontram no intervalo de zero a um ( $0 \leq \gamma_{xy}^2(f_k) \leq 1$ ). O mesmo cálculo pode ser reduzido a frequência  $f_k$ , no qual o espectro é decomposto em: função de coerência ( $\gamma_{xy}(f_k)$ ) e ângulo de defasagem ( $\phi_{xy}$ ), como pode ser visto na equação 58.

$$\begin{aligned} \gamma_{xy}(f_k) &= |\gamma_{xy}^2(f_k)|^{1/2} e^{-i\phi_{xy}f_k} \\ -1 &\leq \gamma_{xy}(f_k) \leq 1 \end{aligned} \quad (38)$$

Dois sinais são ditos em fase e com forte coerência, respectivamente quando:

$$\begin{aligned} \phi_{xy}(f_k) &\approx 0 \\ |\gamma_{xy}^2(f_k)| &\approx 1 \end{aligned} \quad (39)$$

Deve-se ter cautela ao estimar o espectro de coerência, já que se parte do pressuposto que a relação (ou não) entre duas séries temporais seja linear, o que nem sempre é verdade. Também não se pode garantir a eliminação de todas as fontes de ruídos (coerência próxima a zero), e sim conferir um nível aceitável durante a manipulação dos sinais. A estimativa da defasagem normalmente é duvidosa quando a coerência das amplitudes está abaixo do nível de confiança de 90% (EMERY e THOMSON, 2001). As principais limitações da utilização dos métodos de análise espectral podem ser vistas na Tabela 11.

Tabela 11. Resumo das principais limitações inerentes ao método de análise espectral.

Número	Limitações
1	O mau funcionamento da análise de Fourier aplicada a séries temporais reais se deve a suposição de que as amplitudes, frequências e fases são estacionárias.
2	Métodos de análise espectral para dados geofísicos não são tão triviais quando comparados aos sinais eletrônicos (que não requerem um tratamento matemático sofisticado).
3	Comportamento periódico de séries temporais reais pode ser mascarado pelo termo aleatório, e assim, faz-se necessária a observação desses ciclos ao longo do tempo amostrado (mesmo que seja um processo de característica estacionária).
4	Remoção da tendência e da média do sinal deve ser efetuada antes do processo de análise espectral para que não haja mascaramento da variância de oscilações de baixa frequência.
5	A transformada de Fourier exige que o sistema a ser analisado tenha caráter linear e estacionário. Apenas as características globais das séries temporais são detectáveis.
6	A transformada de Fourier parte do princípio que a série temporal com um todo seja uma amostra de um processo periódico.
7	A interferência entre frequências ( <i>aliasing</i> ) deve ser atenuada para que não haja distorções nos valores energéticos do sinal.
8	A estimativa de defasagem é duvidosa quando o nível de confiança está abaixo de 90%.

## CAPÍTULO 5

### RESULTADOS E DISCUSSÕES

#### 5.1 FILTRAGEM NUMÉRICA

Para a avaliação do desempenho do filtro de passa-baixa proposto por Thompson (1983), foram levados em consideração testes sob as seguintes condições: a) sem a predefinição de nenhuma frequência a ser zerada (Figura 20a) e b) de imposição das principais componentes harmônicas da maré a serem anuladas (Figura 20b). Submetendo esses testes à verificação dos valores de desvios médios quadráticos (DMQs) em função da variação da banda de frequência e da quantidade de pesos, pôde-se extrair os conjuntos ótimos de valores, ilustrados na Figura 20.

A visível melhora da aderência da função de resposta ao filtro idealizado por Thompson (1983) para o caso de não imposição de frequências a serem zeradas (Figura 23a) reflete a estreita relação entre o número de pesos e a quantidade de frequências pré-definidas pelo usuário( $\omega_j$ ), já que a redução do número de frequências impostas resultaria numa diminuição na quantidade de pesos, que por conseguinte diminuiria a perda de dados a ele associado. Entretanto, o interesse reside na garantia da atenuação da energia de determinadas frequências (as principais componentes harmônicas locais) e não ao longo de toda uma banda do espectro. Além disso, um dos quesitos de escolha do filtro de passa-baixa de Thompson foi exatamente pela sua característica de possibilitar ao usuário a imposição do valor nulo para frequências por ele selecionadas. Por esses motivos, optou-se pelo ensaio que considera a resposta nula às principais componentes harmônicas de Cananéia, dando ao filtro um caráter otimizado para a região de estudo.

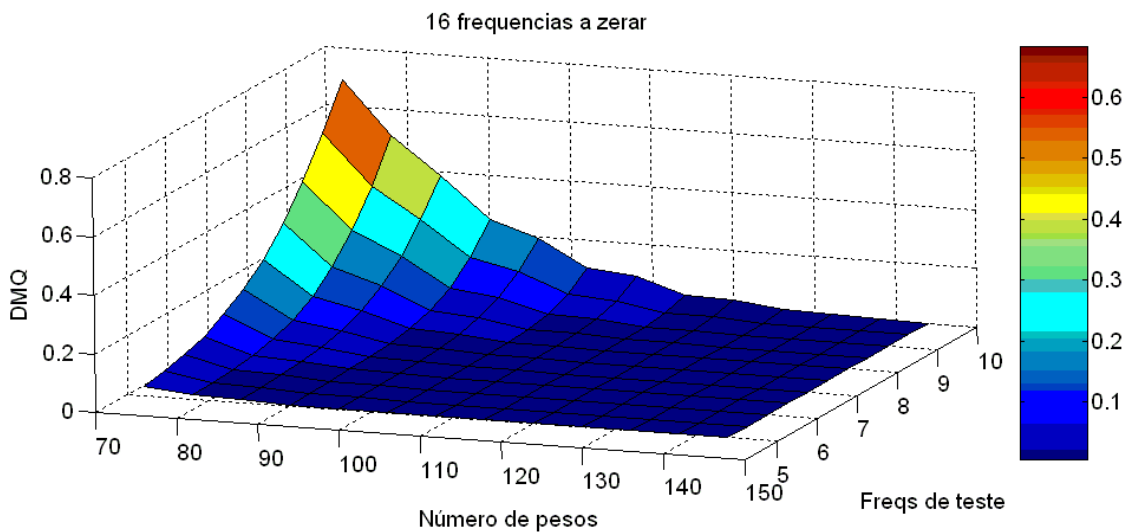
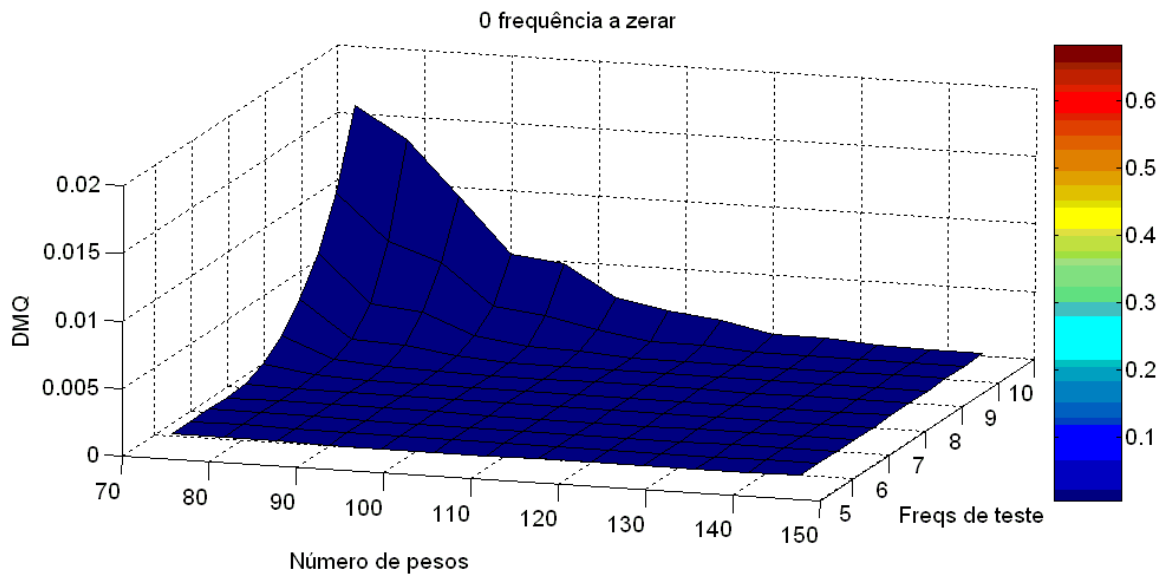


Figura 20. Desvios médios quadráticos em função da quantidade de pesos ( $N$ ) e da banda de frequências de teste. (A) sem a imposição de frequências a serem anuladas. (B) com a imposição das 16 principais componentes harmônicas de maré da cidade de Cananéia.

A partir da análise dos valores de DMQ, o erro mínimo foi encontrado no seguinte conjunto de valores:  $\Omega_1$  igual a  $5^\circ/\text{hora}$  e 144 pesos (ao todo 289 pesos convoluídos), com DMQ igual a  $6,2 \cdot 10^{-5}$  (ver Tabela 12). Esses valores garantem a condição matemática que define que  $\Omega_1$  e  $\Omega_2$  não possam ser múltiplos de  $180^\circ/\text{h}$  e refletem a melhor aderência da

função de resposta ao filtro idealizado por Thompson entre todos os testes. Entretanto, observou-se mais um conjunto de valores que aliassem a condição de não multiplicidade a um menor DMQ e número de pesos possíveis sem que as frequências de corte estivessem tão distanciadas uma da outra. A ideia era a de se aproximar ao máximo do filtro ideal (onda quadrada), que apresentaria uma distância ínfima entre  $\Omega_1$  e  $\Omega_2$ , tal que estas se fundiriam em uma só frequência. No plano real, a descontinuidade acima dessa única frequência não seria factível; logo, a curva suave proposta por Thompson (1983) passa a ser o ideal a ser alcançado. No entanto, percebe-se nos testes de sensibilidade da função de resposta em relação à curva idealizada, o aparecimento de distorções próximas a zona descontínua entre as frequências de corte, sendo essas explicadas por um erro relativo ao truncamento da série de Fourier (CASTRO, 2007) ao tentar aproximar senos e cossenos de função real, denominado fenômeno de Gibbs.

O segundo conjunto de valores ótimos alia o menor DMQ e número de pesos possível juntamente com a menor distância entre as frequências de corte, sem que haja perturbações significativas geradas pelo fenômeno de Gibbs, sendo ele:  $\Omega_1$  igual a  $6,1^\circ/\text{hora}$  e 120 pesos (ao todo 241 pesos convoluídos), com DMQ igual a  $8,5 \cdot 10^{-4}$  (ver Tabela 12).

Tabela 12. Resumo dos melhores conjuntos de valores para otimização do filtro de passa-baixa de Thompson.

<b>Teste</b>	<b><math>\Omega_1</math> (<math>^\circ/\text{h}</math>)</b>	<b><math>\Omega_2</math> (<math>^\circ/\text{h}</math>)</b>	<b>Período (dias)</b>	<b>Nº de pesos</b>	<b>Total de pesos convoluídos</b>	<b>DMQ</b>
1	5,0	13,2	3	144	289	$6,2 \cdot 10^{-5}$
2	6,1	13,2	2,5	120	241	$8,5 \cdot 10^{-4}$

Como é possível perceber, o segundo conjunto de dados tem o valor de DMQ com uma ordem de grandeza maior que o do primeiro conjunto. Porém, ambos são valores bastante razoáveis de aderência da função de resposta à curva idealizada por Thompson (1983). Para avaliar melhor as diferenças do desempenho de ambos filtros, utilizou-se a representação da função de transferência, que define a efetiva transmissão de energia em determinadas bandas de frequência (EMERY e THOMSON, 2001). Na Figura 21 o aparecimento do Fenômeno de Gibbs fica explicitado nos dois testes, porém mais proeminente no teste 2, visto que um

menor número de pesos significa um menor número de termos da série de Fourier, que resulta em um aumento da distorção na região descontínua (zona de transição do filtro). Logo uma maneira de minimizar o efeito de Gibbs é aumentar o número de pesos a serem convoluídos na série temporal. No entanto, isso acarretaria no aumento da perda de dados no início e no final dos registros em questão. Assim, deve-se ponderar o melhor valor de pesos que não acarrete perda significativa de dados da série e que seja minimamente afetado pelo fenômeno de Gibbs.

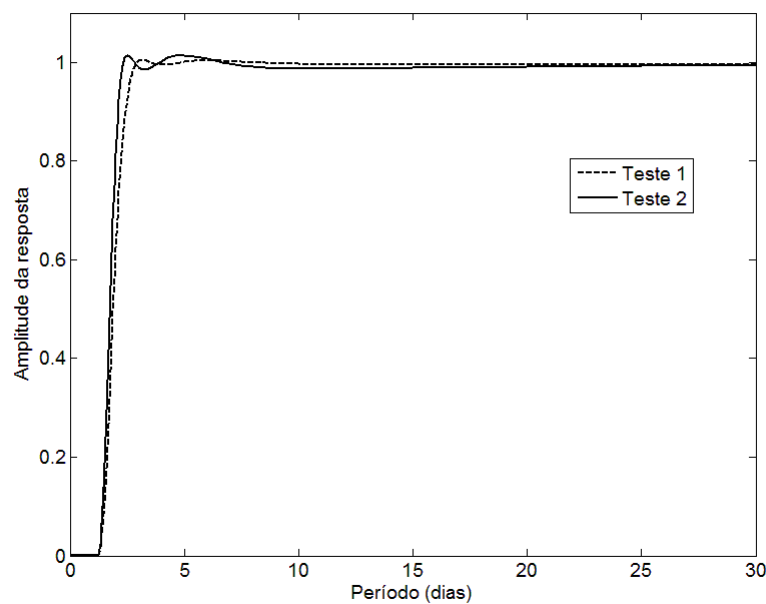


Figura 21. Energia relativa transmitida em função do período em dias para os testes 1 ( $\omega_1$  igual a  $5^\circ$ /hora e 144 pesos) representado pela linha tracejada, e 2 ( $\omega_1$  igual a  $6,1^\circ$ /hora e 120 pesos) representado pela linha cheia.

Deve-se reiterar que o processo de filtragem não é perfeito (EMERY e THOMSON, 2001), ou seja, não se tem uma resposta unitária a todas as frequências que se quer manter intactas e nem resposta nula àquelas que se pretende atenuar. Ao avaliar a Figura 25, pode-se perceber que no teste 1, permitiu-se a passagem de oscilações a partir de 2,7 dias e houve a transferência de energia nos períodos de 3,2 dias, 5 dias, 5,5 dias, 6,7 dias e 7,5 dias. Já no teste 2, as oscilações acima de 2,3 dias foram mantidas pelo filtro e houve transferência de energia para os períodos de 2,6 dias, 4,6 dias, 5 dias, 6 dias. Pode-se então perceber que, em ambos os testes, houve transferência de energia para as altas e para as baixas frequências, permitindo a passagem de oscilações entre a banda semidiurna e terdiurna. Segundo

Thompson (1983), era de se esperar pequenos “vazamentos” de energia para as altas frequências, e a escolha do melhor filtro ficaria, então, em função daquele que tivesse a menor energia transmitida para outras bandas de frequência. Emery e Thomson (2001) sugerem como alternativa o distanciamento das frequências, tanto as que se pretende atenuar quanto as que se quer manter intactas, da zona de transição (entre as frequências de corte), assim evitando indesejada troca de energia entre bandas.

Em termos estatísticos, os filtros se mostraram semelhantes nas análises da variância relativa à remoção das altas frequências, quando comparados à série temporal original, como pode ser visto na Tabela 13.

Tabela 13. Resultados estatísticos das séries temporais: original, filtrada com o conjunto de valores de teste 1 e filtrada com o conjunto de valores do teste 2 (em cm).

<b>Séries</b>	<b>Média</b>	<b>Máximo</b>	<b>Mínimo</b>	<b>Desvio padrão</b>	<b>Variância</b>	<b>Filtragem</b>
Original	166,45	317,00	14,00	40,10	1607,10	
Teste 1	166,45	258,70	90,89	20,31	412,46	25,7%
Teste 2	166,45	259,20	91,02	20,35	414,09	25,8%

Ambos testes apresentaram quase a mesma taxa de variância ( $\approx 26\%$ ) em relação a série maregráfica original. Sendo assim, pode-se afirmar que as oscilações de alta frequência - principalmente as componentes harmônicas da maré local, são causadoras de aproximadamente 74% da variância total da série temporal. O mesmo pode ser visto no trabalho de Uaissone, onde observa-se uma mesma proporção de influência das altas frequências na variância do sinal mareográfico (como pode ser visto na Tabela 14).

Tabela 14. Resultados estatísticos do nível do mar (NM) e do NMM (em cm) para a região de Piraquara e Ponta da Armação (RJ) e Paranaguá (PR). Fonte: Uaissone (2004), Oliveira (2004) e Oliveira (2009a).

	Nível	Média	Máximo	Mínimo	Desvio padrão	Variância	Filtragem
<b>Piraquara (RJ)</b>	Original (NM)	119	215,6	17,1	32,6	1060,7	
	NMM	119	175,7	36,4	16,6	275,5	26%
<b>Ponta da Armação (RJ)</b>	Original (NM)	185.5	329	74	32.1	1024	
	NMM	-	-	-	-	210	21%
<b>Paranaguá (PR)</b>	Original (NM)				52,04	2705,19	
	NMM	-	-	-	18,19	332,71	12%

A partir dessas análises, optou-se pelo filtro do teste 2, já que este garante as premissas básicas do filtro ótimo, que segundo Kalil (1999) são: i) o menor DMQ e a garantia de que as frequências de corte não fossem múltiplas de  $180^\circ$ ; ii) permitir uma menor área da zona de transição (aproximação do filtro ideal – onda quadrada) e iii) o afastamento da frequência de corte inferior ( $\Omega_1$ ) das oscilações que se pretende manter intactas, evitando assim, a transmissão de energia para as bandas de interesse. Os valores dos pesos do filtro supracitado, listados na tabela 15, foram utilizados na convolução com os dados originais advindos do marégrafo, a fim de se obter a série temporal filtrada.



Tabela 15. Pesos do filtro de passa- baixa de Thompson referentes ao teste 2, calculados para a análise da série temporal dos dados maregráficos.

<b>k</b>	<b>w(k)</b>	<b>k</b>	<b>w(k)</b>	<b>k</b>	<b>w(k)</b>	<b>k</b>	<b>w(k)</b>
0	0,053346						
1	0,053075	31	-0,00628	61	-0,0009	91	-0,00031
2	0,052273	32	-0,00529	62	-0,0009	92	-0,00021
3	0,050967	33	-0,00426	63	-0,00087	93	-7,9E-05
4	0,04919	34	-0,00323	64	-0,00082	94	5,42E-05
5	0,046973	35	-0,0022	65	-0,00077	95	0,000135
6	0,044343	36	-0,00122	66	-0,00068	96	0,000134
7	0,041335	37	-0,00029	67	-0,00056	97	6,44E-05
8	0,037997	38	0,000538	68	-0,00041	98	-2,1E-05
9	0,034395	39	0,001256	69	-0,00023	99	-6,5E-05
10	0,030608	40	0,001846	70	-7,1E-05	100	-4,2E-05
11	0,026713	41	0,002309	71	5,63E-05	101	3,57E-05
12	0,022784	42	0,002649	72	0,000145	102	0,000133
13	0,018886	43	0,002872	73	0,000207	103	0,000219
14	0,015081	44	0,002984	74	0,000253	104	0,000287
15	0,011423	45	0,002994	75	0,000283	105	0,000344
16	0,007963	46	0,002913	76	0,000283	106	0,000395
17	0,004743	47	0,002762	77	0,000239	107	0,000434
18	0,001797	48	0,002559	78	0,000151	108	0,000448
19	-0,00084	49	0,002313	79	3,69E-05	109	0,000434
20	-0,00314	50	0,002024	80	-7,8E-05	110	0,000403
21	-0,00507	51	0,001691	81	-0,00017	111	0,00037
22	-0,00661	52	0,001318	82	-0,00025	112	0,000342
23	-0,00775	53	0,000923	83	-0,00031	113	0,000313
24	-0,00852	54	0,000534	84	-0,00035	114	0,000273
25	-0,00895	55	0,000176	85	-0,00038	115	0,000223
26	-0,00908	56	-0,00013	86	-0,00039	116	0,000177
27	-0,00894	57	-0,00039	87	-0,00039	117	0,000136
28	-0,00856	58	-0,0006	88	-0,00038	118	7,08E-05
29	-0,00796	59	-0,00075	89	-0,00037	119	-8E-05
30	-0,00719	60	-0,00085	90	-0,00036	120	-0,00037

A curva de resposta do respectivo filtro (R) em relação a curva suavizada proposta por Thompson (L) foi obtida para 800 frequências de teste (de 0 a 200°/h, com incremento de 0,25°/hora), de modo a verificar o comportamento do filtro em várias bandas de alta frequência. Pode-se observar que oscilações acima de 60°/hora estabilizam a função de resposta em valores em torno de  $\pm 2 \cdot 10^{-3}$ , como pode ser visto na Figura 22.

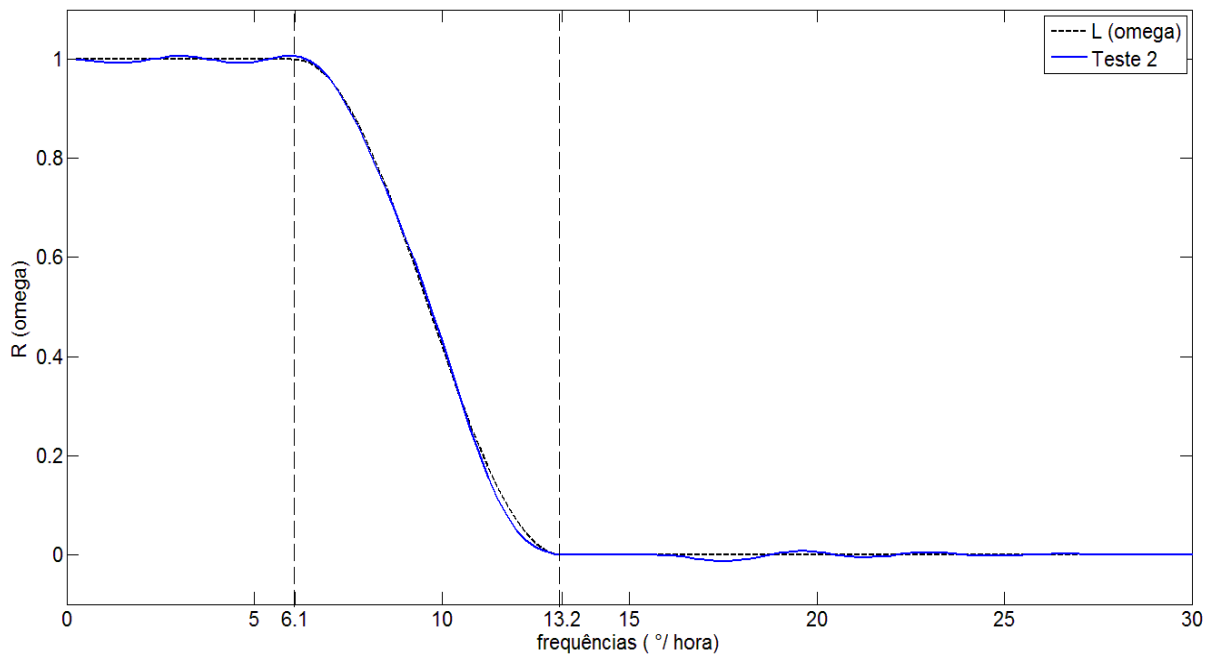


Figura 22. Resposta do filtro (R (omega)) em função da banda de frequências (de 0 a 60°/hora) para o teste 2 em relação a curva suavizada proposta por Thompson (1983) (L (omega)). A zona de transição da filtragem está representada entre as linhas tracejadas acima das frequências de corte inferior ( $\Omega_1 = 6,1$  °/h) e superior ( $\Omega_2 = 13,2$  °/h).

A mesma técnica de filtragem foi utilizada para a série temporal de tensão de vento obtida pelo projeto *Reanalysis* (NCEP/NCAR). Entretanto, neste caso, o filtro teve que ser adaptado para espaçamentos amostrais de 6 horas, como feito em Uaissone (2004) e Menezes (2007). A filtragem dos dados meteorológicos deve manter as mesmas características do filtro otimizado para Cananéia (teste 2), ou seja, a mesma janela de corte de frequências e garantindo que a perda de dados seja igual a dos dados de nível do mar. Sendo assim, os parâmetros correspondentes de número de pesos e frequências de corte são, respectivamente, 21 pesos (ao todo 41 pesos convoluídos),  $\Omega_1 = 36,6^\circ/6h$  e  $\Omega_2 = 79,2^\circ/6h$ . Os valores dos pesos para os dados meteorológicos podem ser vistos a seguir na Tabela 16.

Tabela 16. Pesos do filtro de passa-baixa de Thompson referente ao teste 2 calculados para a análise da série temporal dos dados meteorológicos obtidos no projeto Reanálise do NCEP/NCAR.

<b>k</b>	<b>w(k)</b>	<b>k</b>	<b>w(k)</b>
0	0,321655		
1	0,266123	11	-0,00291
2	0,135919	12	-0,00041
3	0,010318	13	-0,0002
4	-0,05028	14	-0,00109
5	-0,04259	15	-0,00074
6	-0,00699	16	0,000615
7	0,015886	17	0,001215
8	0,014766	18	0,000569
9	0,003161	19	-0,00022
10	-0,00366	20	-0,00031

Neste estudo utilizou-se a mesma metodologia de filtragem utilizada por Uaissone (2004) e Menezes (2007), que prevê a implementação de uma mesma janela de frequências para a filtragem do nível do mar e da tensão do vento remoto, com a intenção de verificar a influência de oscilações de baixa frequência atmosféricas na variabilidade do NMM. A justificativa, então, é de que a perturbação causada por agentes meteorológicos no nível do mar tem período superior a 3 dias, ou seja, oscilações atmosféricas com períodos superiores a 3 dias influenciam o nível médio com perturbações superiores a 3 dias. Entretanto, ressalta-se que por se tratar de fluidos de características diferentes, a começar pela a densidade, a atmosfera e o oceano, que inicialmente respondem sobre a influência de uma mesma frequência, podem gerar desdobramentos de diferentes períodos em resposta a uma mesma perturbação, já que se espera encontrar oscilações de mais alta frequência na atmosfera do que no oceano.

## 5.2 ANÁLISE ESPECTRAL

O intervalo de interesse deste estudo compreende oscilações de períodos superiores a 3 dias (0,33 ciclos por dia - cpd), e dessa forma, utilizam-se as séries já filtradas de NMM e de tensão do vento. Para a análise da influência da tensão do vento remoto no NMM em termos

de conteúdo energético, faz-se necessária a modificação da frequência amostral da série de nível do mar de 1 em 1 hora para de 6 em 6 horas, para que posteriormente seja feita a filtragem com o mesmo filtro utilizado para a série meteorológica em questão. A tensão do vento foi decomposta em suas componentes zonal (Tx) e meridional (Ty) de forma a identificar a contribuição isolada de ambas na variação do NMM. Os 39 anos de dados amostrados, tanto meteorológicos quanto oceanográficos, foram divididos em 8 classes de aproximadamente 5 anos, como pode ser visto na Tabela 17, de modo a garantir a percepção das oscilações anuais (segundo o teorema da frequência amostral de Nyquist).

Tabela17. Divisão do período total de dados em classes de 5 anos (exceto a classe 8 que contém 4 anos de dados).

<b>Classes</b>	<b>Anos amostrados</b>
1	1955-1959
2	1960-1964
3	1965-1969
4	1970-1974
5	1975-1979
6	1980-1984
7	1985-1989
8	1990-1993

Além da análise temporal, as séries também são avaliadas espacialmente, como visto no item 3.2, através dos quatro pontos de grade escolhidos do modelo global do NCEP/NCAR, sendo esses dispostos da seguinte maneira (ver Figura 12): pontos 1 e 2 mais próximos à costa e pontos 3 e 4, mais remotos. As distâncias entre os pontos e em relação à Cananéia podem ser vistas na Tabela 18.

Tabela 18. Distanciamento entre os pontos amostrados da grade do modelo global NCEP/NCAR e em relação à região costeira de Cananéia.

<b>Pontos</b>	<b>Distância (km)</b>
Cananéia à P1	302
Cananéia à P2	413
Cananéia à P3	485
Cananéia à P4	559
P1 a P3 = P2 a P4	185
P1 a P2 = P3 a P4	215
P1 a P4 = P2 a P3	283

Conforme descrito na metodologia, o intuito é identificar as frequências de maior recorrência, as de maior coerência e as de maior conteúdo energético, sendo esta análise feita através do cálculo da densidade espectral de potência e da análise espectral cruzada entre NMM com cada componente de tensão de vento (espectro cruzado, coerência e defasagem), desenvolvido em ambiente MatLab®. Por motivo didático, optou-se por analisar primeiro o conteúdo energético de cada parâmetro (NMM e as duas componentes de tensão de vento) e depois verificar qual o grau de relação entre essas séries temporais (em termos lineares).

No cálculo da coerência entre NMM e as componentes de tensão de vento o critério utilizado foi baseado nos trabalhos de Uaissone (2004) e Menezes (2007), nos quais avaliaram apenas os valores de correlação máxima sob frequências pré-selecionadas. Nesse trabalho são avaliados os picos máximos de coerência em toda a banda espectral analisada e, para alguns casos, os picos secundários são acrescentados às análises caso tenham valores acima de 70%. A escolha deste valor estabelecido como critério de corte das coerências foi baseado na análise de Menezes (2007), o qual estabelece como parâmetro gráfico o valor de 65%.

Os resultados são apresentados na seguinte ordem: os conteúdos energéticos do NMM e da componente zonal (Tx); o espectro cruzado do NMM com as componentes de tensão de vento zonal (Tx); o gráfico de coerência, de defasagem, e por fim o resumo das principais características. O mesmo procedimento é realizado na avaliação do espectro com a componente meridional Ty.

### 5.2.1 Conteúdo energético do NMM

Na avaliação do conteúdo energético das séries temporais, foram utilizadas duas metodologias de análise para obtenção da densidade espectral de potência: uma extraída do trabalho de Menezes (2007) e a outra, uma adaptação do trabalho de Pawlowicz (2002). A diferença principal entre esses dois métodos está na utilização de um dos mecanismos de otimização da estimativa espectral: a suavização do espectro (*smoothing spectra*). Em Menezes (2007), essa suavização é feita através da aplicação de pesos ao espectro (como uma nova filtragem), enquanto em Pawlowicz (2002), através da interpolação entre pontos discretizados, sendo os resultados desse método obtidos com menor tempo computacional do que o primeiro. Pelo método aplicado por Menezes (2007) os picos de energia sugerem, em alguns casos, que houve o somatório da energia de frequências adjacentes às oscilações as quais se pretende visualizar, e por esse motivo, optou-se pela análise via Pawlowicz adaptado a este trabalho.

A visualização gráfica da DEP média foi restrita a banda a partir de oscilações com períodos maiores que 3 dias (0,33 cpd), de modo a manter o recorte do presente estudo. Constatou-se o vazamento de energia fora dessa banda, ou seja, períodos inferiores a 3 dias chegaram a representar até 10% da maior DEP média encontrada no espectro. Visto que a filtragem foi bem sucedida, mas não perfeita, aceita-se esse escape de energia como um ruído incorporado ao estudo, sem que sejam prejudicadas as análises dos espectros obtidos. Picos de energia recorrentes em espectros sugerem uma predominância de fenômenos com determinada periodicidade. As oscilações periódicas do NMM para a região costeira de Cananéia foram observadas por Mesquita (2000), e ilustradas na Figura 23 a partir de dados mensais de nível do mar.

Os picos centrados sobre as oscilações de ciclos de 2,1, 3,3, 13 e 22 anos podem estar relacionados com a variabilidade de um processo estocástico que ocorre na interface oceano-atmosfera chamado de ENSO (ou em inglês, *El Niño Southern Oscillation*; também conhecido popularmente por El Niño), com amplitudes em torno de 10 cm (MESQUITA, 2000). Já os picos sobre os ciclos de 14 e 16 meses estão relacionados a processos estocásticos de longo termo como o movimento de rotação terrestre (descrito em Mesquita (2000) como o

fenômeno “Chandler Wobble<sup>16</sup>”), enquanto a banda de período de 5 meses é provavelmente relacionada a ondas planetárias (devido principalmente à forma e rotação da Terra) e às variações sazonais e anuais do nível do mar.

As oscilações interanual e anual representam grande parte dos picos mais energéticos encontrados em todos os anos de análise, com frequências de 0,00244 cpd (1 ciclo a cada 409 dias) e 0,00293 cpd (1 ciclo a cada 341 dias), respectivamente, como pode ser visto na Figura 24.

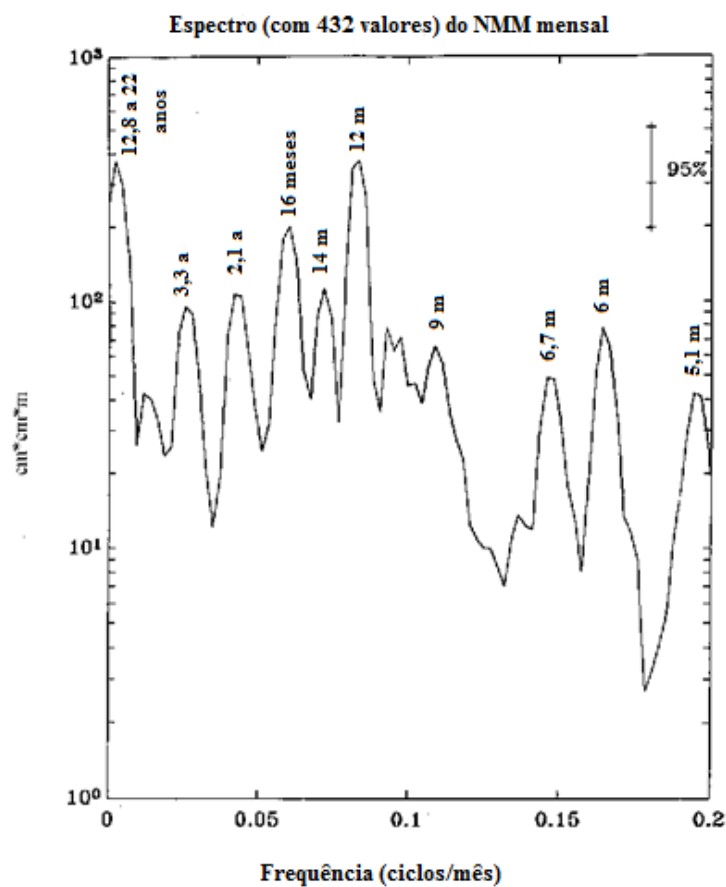
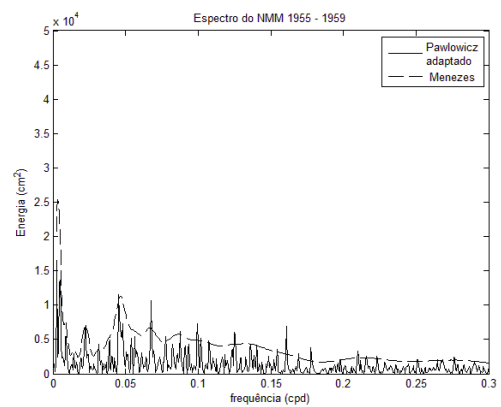
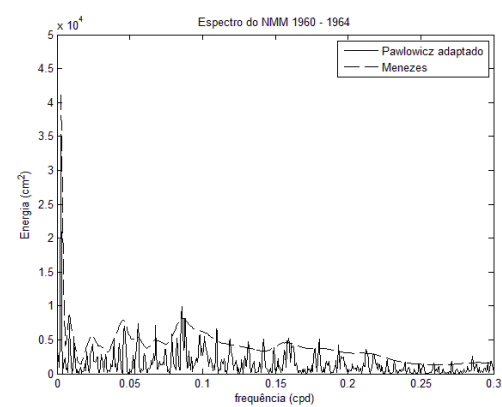


Figura 23. Espectro das oscilações do NMM em Cananéia para o período de 1954 a 1995 obtido com nível de confiança de 95%, extraído do trabalho de Mesquita *et al.* (1996). Fonte: Adaptado de Mesquita (2000).

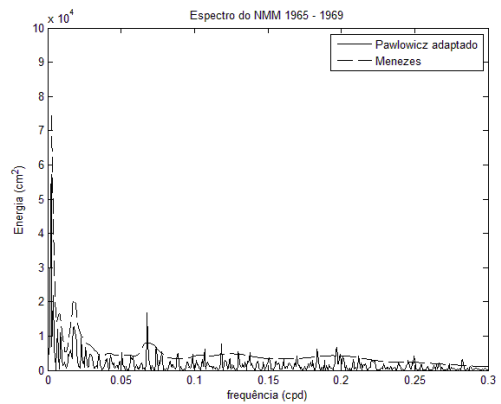
<sup>16</sup> A oscilação de Chandler, assim nomeada pelo astrônomo Seth Carlo Chandler Jr, em 1891. Esta é uma das várias oscilações relacionadas ao movimento de rotação terrestre, com período em torno de 433 dias ou 1,2 anos (para que um ciclo se complete) (SULLIVANT, 2000). Segundo Richard Gross (2000), citado em Sullivant (2000), a principal causa da oscilação de Chandler é a flutuação de pressão no fundo do oceano, causada por mudanças de temperatura e salinidade (o que representaria, segundo resultados obtidos em modelos numéricos, dois terços dessa oscilação). O terço restante seria devido às oscilações da pressão atmosférica.



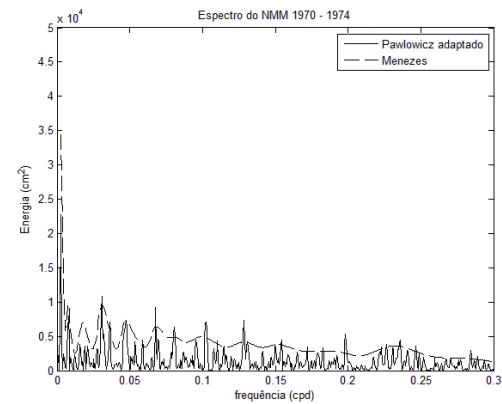
(A)



(B)

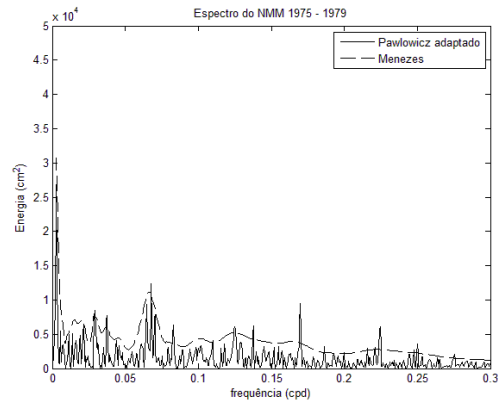


(C)

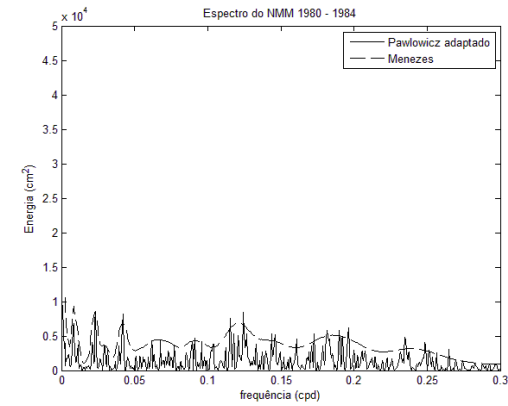


(D)

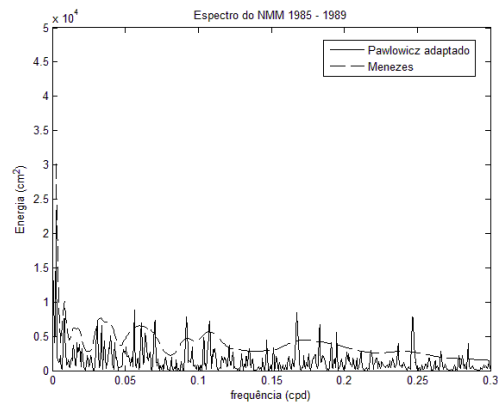




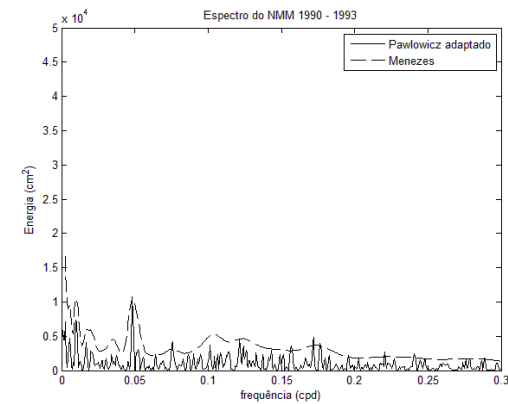
(E)



(F)



(G)



(H)

Figura 24. Densidade espectral de potência do NMM segundo o método utilizado por Menezes (2007) (linha tracejada) e pela adaptação do trabalho de Pawłowicz (2002) (linha cheia) durante os períodos de: (A) 1955 a 1959, (B) 1960 a 1964, (C) 1965 a 1969, (D) 1970 a 1974, (E) 1975 a 1979, (F) 1980 a 1984, (G) 1985 a 1989 e (H) 1990 a 1993.

Do primeiro quinquênio (1955-1959) para o segundo (1960-1964) houve um aumento significativo (mais que o dobro) da energia sobre a frequência de 0,00293 cpd (de  $1,65 \cdot 10^4$  a  $3,53 \cdot 10^4 \text{ cm}^2$ ), que volta a ser expressiva somente no quinto quinquênio (1975-1979) com mais alto valor do referido espectro (aproximadamente  $2,7 \cdot 10^4 \text{ cm}^2$ ). O restante dos anos analisados, com exceção dos citados anteriormente e do sexto quinquênio, tiveram picos energéticos sobre a frequência 0,00244 cpd, que entre os anos 1965 e 1969 apresentou o maior valor encontrado nas análises ( $5,73 \cdot 10^4 \text{ cm}^2$ ). Esse pico máximo de energia sob a influência de uma oscilação interanual é confirmado pela a Figura 25, onde é perceptível um aumento da amplitude durante o mesmo período, chegando a um valor aproximado de 0,4 m.

O verão de 1966/67 foi bastante chuvoso em várias áreas do Sudeste, e em especial no mês de março de 1967 as chuvas foram razoavelmente contínuas (especialmente entre os dias 16 a 19 de março) em todo o litoral sudeste. Em especial no dia 17 desse mesmo mês, foi registrada uma enchente histórica em Caraguatatuba (litoral norte de São Paulo), responsável pela a morte de aproximadamente 400 pessoas em consequência das chuvas (SOUSA JUNIOR e SATYAMURTY, 2008). Segundo esses mesmos autores, as fortes chuvas do litoral do Estado de São Paulo estariam associadas a um possível evento de ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul). O pico máximo de energia do NMM no terceiro quinquênio (1965-1969) pode estar associado ao alto índice pluviométrico supracitado. Entretanto, não foram encontrados registros de descarga continental anormalmente alta para o período, o que afetaria o nível na região de Cananéia.

O sexto quinquênio (entre os anos de 1980 e 1984) apresentou uma redução dos valores energéticos em toda a banda do espectro em relação ao quinquênio anterior, que de maneira intrigante, contrapõe-se à expectativa de que esse fosse um dos espectros mais energéticos da série, já que: a) alguns dos valores extremos (tanto máximo quanto mínimo) da série maregráfica se encontram entre esses anos, como pode ser visto na Tabela 19; b) entre os anos de 1982 a 1983 foi registrado um evento de El Niño classificado como forte ([http://enos.cptec.inpe.br/tab\\_elnino.shtml](http://enos.cptec.inpe.br/tab_elnino.shtml)) pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE); e c) a ocorrência de uma grande ressaca entre dezembro de 1979 e janeiro de 1980.

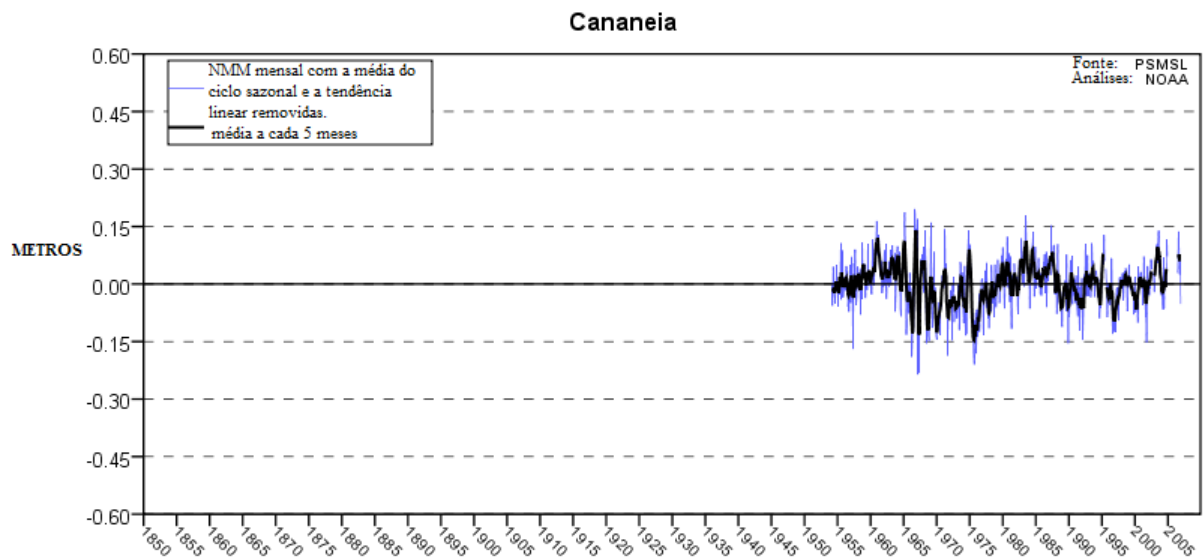


Figura 25. Variação interanual do NMM da região costeira de Cananeia (sob o registro 874-051) no período de 1955 a 2005. A linha azul representa a variação mensal do NMM depois de extraída a média do ciclo sazonal e a tendência linear da série, e a linha preta a variação média a cada 5 meses do NMM. Fonte: NOAA (1997), disponível em: < <http://tidesandcurrents.noaa.gov/sltrends/residual.shtml?stnid=874-051&name=Cananeia&state=Brazil> >. Acesso em 02/08/2010.

Entretanto, a redução da amplitude média indicada na Figura 25 durante esse período confirma o baixo valor energético obtido no espectro. Uma possível explicação para os valores extremos diários encontrados nesse período é que esses talvez não estejam associados a um fenômeno periódico de longo termo, ou seja, são eventos de caráter pontual, e sendo assim, não são detectáveis pela análise de Fourier. Camargo e Harari (1994) ao observar eventos de ressaca nos anos de 1983 e 1985 em Paranaguá, Cananeia, Santos, Ubatuba e Rio de Janeiro, notaram que o efeito de ventos de quadrante Sul “causou um acúmulo de água na costa, que adicionado às marés, ocasionou as grandes elevações do nível do mar nos pontos de costa”. Ou seja, talvez a associação de fenômenos caracterize os valores extremos indicados na Tabela 19, de caráter pontual. Ou ainda, esses valores podem estar associados a um fenômeno de periodicidade superior ao período analisado nesta dissertação, não sendo igualmente detectáveis pela análise de Fourier.

Tabela 19. Valores extremos diários de elevação e rebaixamento máximos do nível do mar (em centímetros) extraído dos dados maregráficos antes da filtragem. Os 10 valores máximos selecionados de elevação estão em ordem decrescente e os de rebaixamento em ordem crescente. O \* indica a data com o maior valor de elevação e rebaixamento encontrada em toda a série temporal.

Data	ELEVAÇÃO		Data	REBAIXAMENTO	
	Valor máximo	Valor mínimo		Valor máximo	Valor mínimo
7/1/1980 *	317	132	7/10/1982*	213	40
30/8/1984	310	150	31/7/1980	206	50
29/10/1983	302	155	22/10/1982	220	54
6/1/1980	301	206	6/10/1982	221	56
27/9/1984	297	126	5/7/1980	215	56
13/9/1983	296	163	8/9/1982	219	57
3/8/1984	295	155	25/4/1982	202	57
24/9/1982	293	155	4/7/1980	210	58
13/12/1984	291	123	28/8/1983	215	60
28/9/1980	291	137	30/8/1983	218	61

O pico energético desse espectro encontra-se sobre a influência de uma oscilação interanual (com valor de  $9419 \text{ cm}^2$ ), porém de período mais longo que as anteriormente tratadas, sendo este de aproximadamente 1 ciclo a cada 2,8 anos ( $0,00098 \text{ cpd}$ ), o que pode estar associado ao fenômeno do ENSO ocorrido no período de 1982 a 1983.

Entre os anos de 1985 a 1989, a oscilação interanual de frequência  $0,00244 \text{ cpd}$  é aquela de maior conteúdo energético ( $2,33 \cdot 10^4 \text{ cm}^2$ ) seguida pela frequência anual de  $0,00293 \text{ cpd}$  ( $1,88 \cdot 10^4 \text{ cm}^2$ ). Nos anos de 1990 a 1993, a oscilação de energia mais pronunciada é aquela com a frequência  $0,049 \text{ cpd}$  (período de 20 dias), com redução significativa dos valores energéticos das frequências anuais.

Os picos secundários de maior energia ficam a cargo das oscilações com períodos entre 10 a 50 dias, exceto entre os anos 1965 a 1969, onde a frequência mais energética encontra-se em torno de 1 ciclo a cada 146 dias (uma oscilação sazonal). Com relação às oscilações anuais, através da estimativa de um ajuste linear aos dados, observa-se uma

tendência de redução da energia das mesmas com o passar dos anos, como pode ser visto na Figura 26.

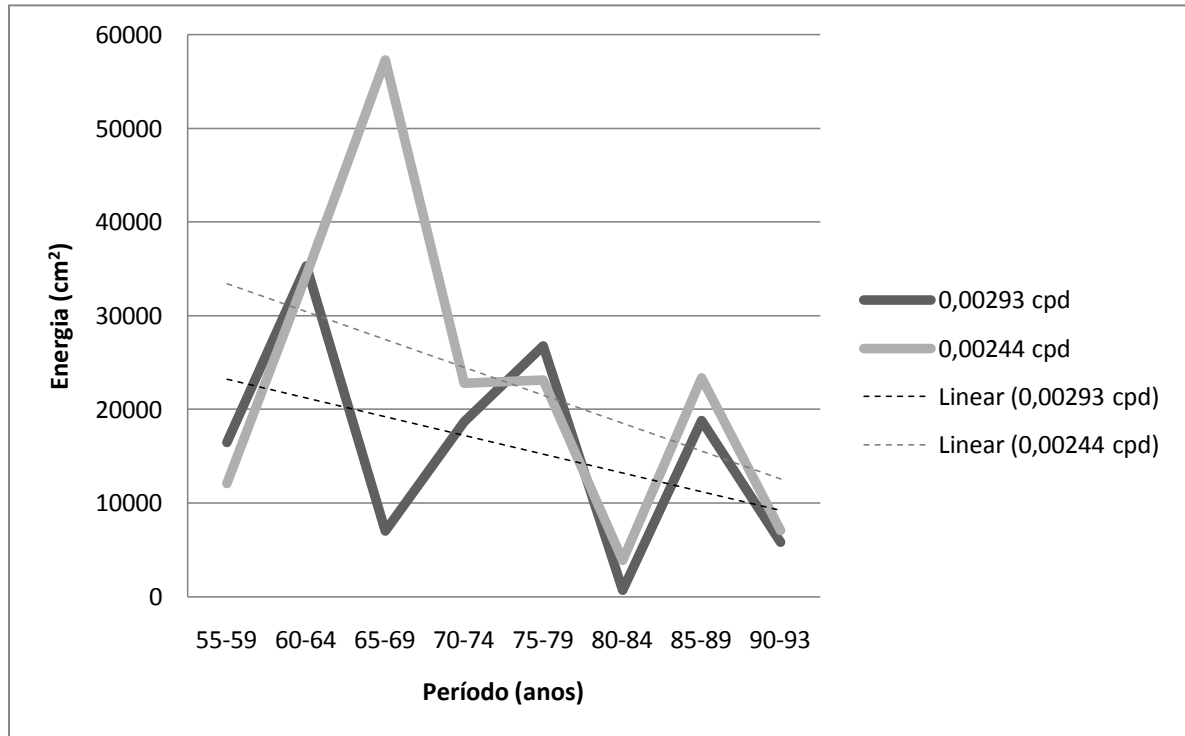


Figura 26. Conteúdo energético das oscilações anual e interanual do NMM de frequência 0,00293 cpd e 0,00244 cpd (respectivamente) ao longo dos anos de análises.

Entretanto, este decréscimo da energia das oscilações anuais não se estende a outras bandas do espectro, que apesar de serem menos energéticas, apresentam uma elevação de energia ao longo dos anos analisados. Esta hipótese foi levantada a partir da análise de frequências contidas em bandas que representam picos secundários de energia, tais como as de períodos entre 3 a 10 dias e de 10 a 50 dias, como pode ser visto na Figura 27. Através do ajuste de uma tendência linear aos valores de energia, pode-se observar que durante o período analisado, a maioria das oscilações apresentam acréscimo em seu conteúdo energético com o passar dos anos, com exceção das oscilações de período igual a 8 e a 15 dias.

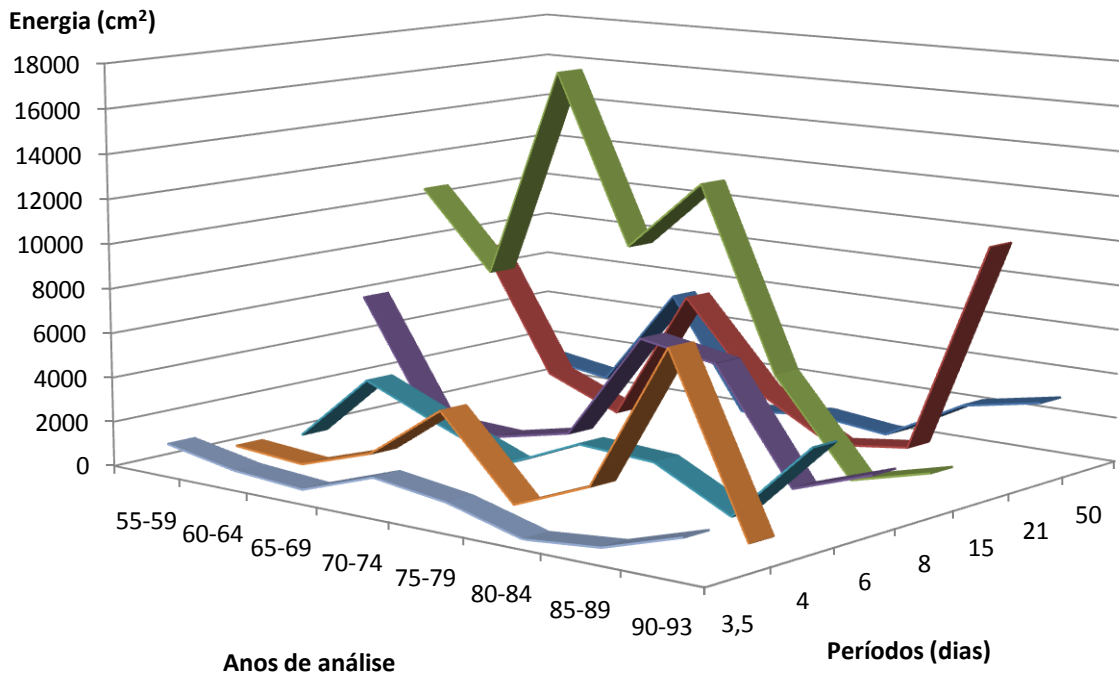


Figura 27. Conteúdo energético das oscilações do NMM em bandas de 3 a 10 dias e de 10 a 50 dias ao longo dos anos de análises.

### 5.2.2 Conteúdo energético da componente Tx (zonal)

A avaliação do DEP médio das componentes de tensão do vento filtradas é feita para cada ponto de amostragem (como visto na Figura 12) distribuídas em intervalos de 5 anos.

Os espectros obtidos para a componente zonal Tx, de maneira geral, em todos os pontos amostrados, indica que o ponto 1 é o que apresenta sempre o menor nível energético em relação aos outros pontos de amostragem, possivelmente devido à geografia da região costeira paulista e carioca, que proporciona uma maior proximidade desse ponto com o continente. Os pontos mais próximos à costa podem ter sido “contaminados” pela resolução do modelo global, que provavelmente não distingue – na discretização espacial utilizada, a influência do continente e da proximidade das condições de contorno. Um mesmo ponto de grade abrange áreas continentais e oceânicas, o que pode ocasionar a perda da confiabilidade de dados modelados. Os picos máximos dos espectros analisados, em sua maioria, se dão de

maneira alternada entre as frequências interanual e anual de 0,00244 cpd (período de 410 dias) e de 0,00293 cpd (período de 341 dias), respectivamente.

No primeiro quinquênio (1955-1959), os pontos 2 e 4 apresentaram uma elevação dos valores de energia dentre os outros pontos, principalmente sobre as frequências de 0,00293 cpd ( $1,13 \cdot 10^7$  e  $1,23 \cdot 10^7$   $(\text{N/m}^2)^2$ , respectivamente) e 0,107 cpd (período de 9,3 dias) de energia  $4,66 \cdot 10^6$  e  $4,87 \cdot 10^6$   $(\text{N/m}^2)^2$  (respectivamente).

Entre os anos de 1960 e 1964, os pontos 2 e 4 chegam a registrar os valores máximos de energia dentre toda a série,  $2,24 \cdot 10^7$   $(\text{N/m}^2)^2$  e  $2,20 \cdot 10^7$   $(\text{N/m}^2)^2$ , respectivamente, sobre a mesma frequência de 0,00244 cpd. Nesse mesmo quinquênio, foi detectada nos pontos 1, 2 e 3 a intensificação da frequência de 0,159 cpd (6,3 dias) em relação aos anos anteriores. A influência do continente pode ser melhor visualizada nos anos de 1965 a 1969, já que o ponto de grade mais remoto (ponto 4) é o que tem sinal mais forte, enquanto aquele mais próximo da costa (ponto 1) tem um dos níveis de energia mais baixos encontrados em todas as análises. Nesse mesmo intervalo, percebe-se o ganho de energia das oscilações de frequência 0,0347 cpd (período de 28,9 dias) e 0,0151 cpd (período de 66 dias) em relação aos anos anteriores, com valores de  $7,06 \cdot 10^6$   $(\text{N/m}^2)^2$  e  $7,29 \cdot 10^6$   $(\text{N/m}^2)^2$  respectivamente.

Entre os anos 1970 a 1974, de modo geral, o conteúdo energético dos espectros indica uma redução em relação ao quinquênio anterior, e nesse período a frequência 0,102 cpd (1 ciclo a cada 9,8 dias) se destaca principalmente nos pontos 4 (principalmente), 2 e 3. Nos anos posteriores, a frequência de 0,126 cpd (período de 7,9 dias) foi mais pronunciada nos pontos 4, 3 e 2 (respectivamente) juntamente com a oscilação de 0,0317 cpd (período de 31,5 dias) com ganho energético nos pontos 4, 2 e 3 (respectivamente). Entre os anos 1980 a 1984, o ponto 4 indica dois picos centrados nas frequências 0,0420 cpd (período de 23,8 dias) e 0,122 cpd (período de 8,2 dias) também percebidos, com menor intensidade, nos pontos 3 e 2, além de detectar a intensificação da frequência de 0,290 cpd (3,4 dias).

De 1985 a 1989 três frequências se destacam: 0,0137 cpd (período de 73 dias), 0,05 cpd (período de 20 dias) e 0,250 cpd (período de 4 dias). No último quinquênio (1990-1993), picos semelhantes são encontrados entre os períodos de 46,5 dias a 79 dias e centrados nas frequências de 0,0870 cpd e 0,219 cpd com períodos de 11,5 dias e 4,5 dias, respectivamente.

Ao longo dos anos analisados, as oscilações de frequência 0,00293 cpd e 0,00244 cpd foram consideradas como aquelas de maior valor energético, estando estas localizadas principalmente nos pontos 2 e 4 (os mais remotos), como mostra a Figura 28.

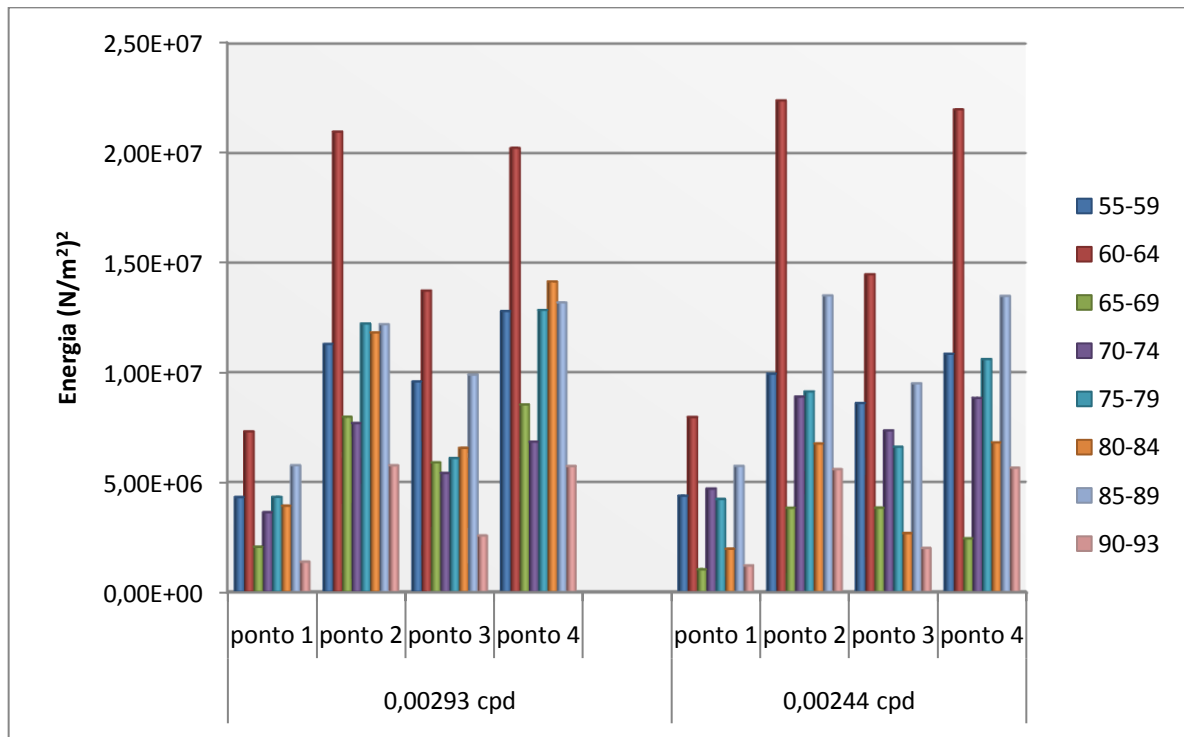


Figura 28. Conteúdo energético das oscilações anual e interanual da componente zonal de frequência 0,00293 cpd (período de 341 dias) e 0,00244 cpd (período de 410 dias), respectivamente, sobre os pontos amostrados (ponto 1, 2, 3 e 4) ao longo do período analisado.

Ao isolar os pontos de maior concentração de energia (pontos 2 e 4) sobre a influência das frequências anuais, pode-se observar em ambas oscilações, através da estimativa de um ajuste linear aos dados, uma tendência de redução de energia com o passar dos anos, como pode ser visto na Figura 29.



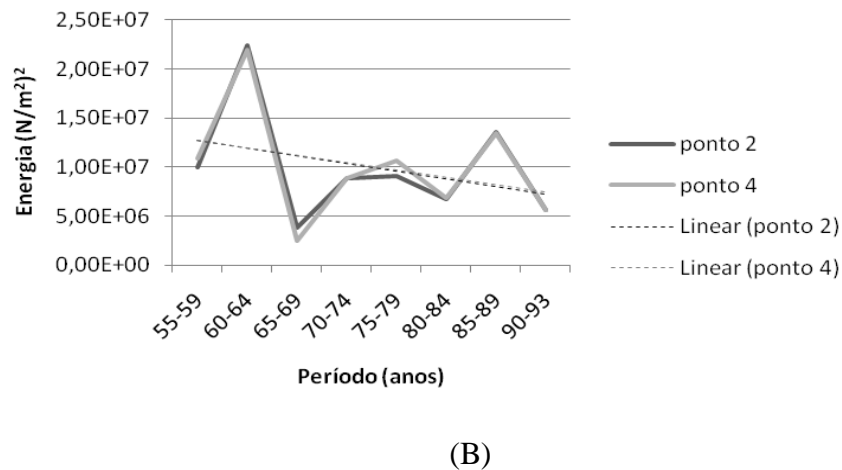
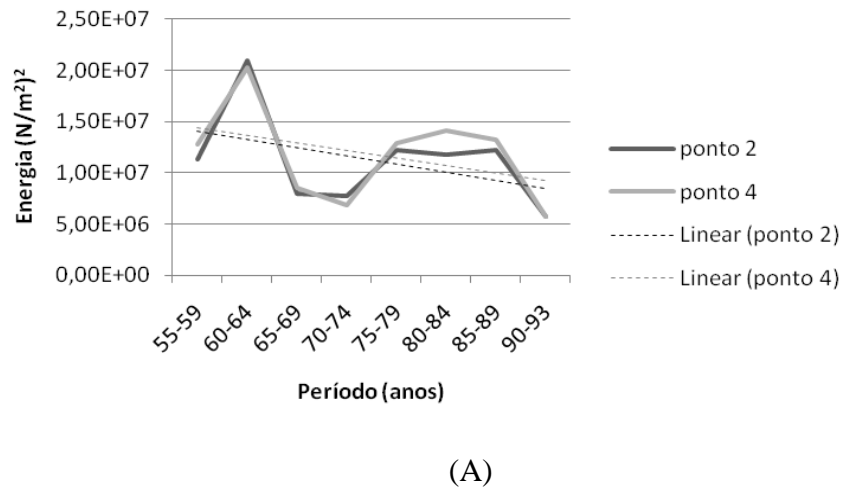
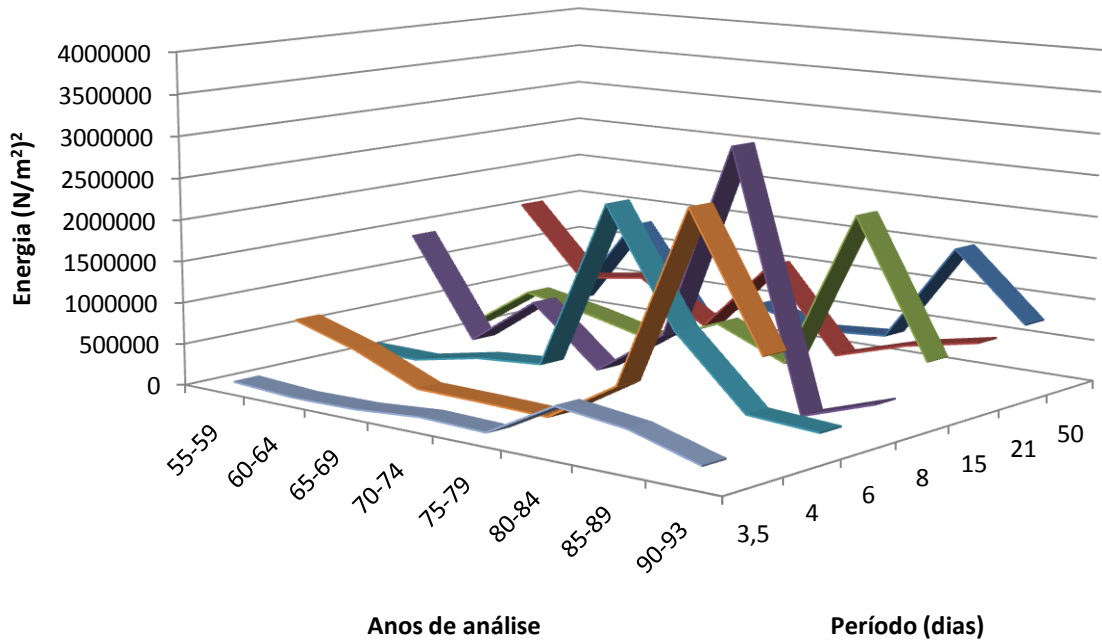
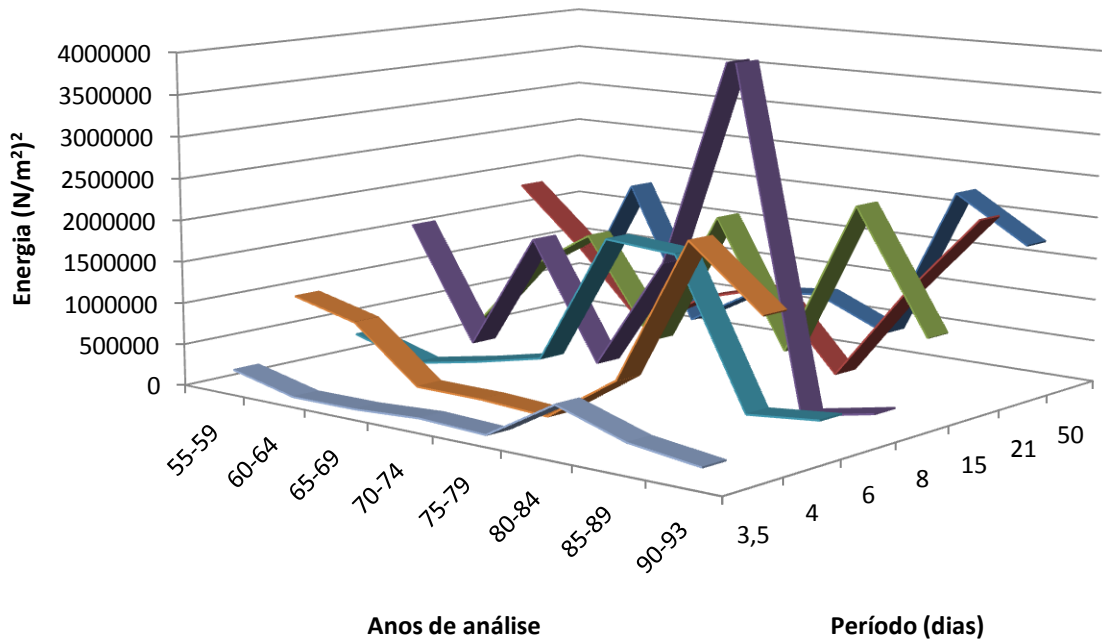


Figura 29. Conteúdo energético e tendência linear das oscilações anual e interanual da componente zonal sobre os pontos 2 e 4 ao longo dos anos analisados. A) frequência de 0,00293 cpd (período de 341 dias); e B) frequência de 0,00244 cpd (período de 410 dias).

Entretanto, ao verificar o comportamento de oscilações contidas em bandas de picos secundários de energia, tais como as de período entre 3 a 10 dias e de 10 a 50 dias, para os mesmos pontos amostrais 2 e 4, pode-se observar que a maioria das oscilações apresentam aumento em seu conteúdo energético com o passar dos anos, com exceção daquelas de período de 8 e 21 dias, como pode ser visto na Figura 30.



(A)



(B)

Figura 30. Conteúdo energético das oscilações da componente zonal (Tx) em bandas de 3 a 10 dias e de 10 a 50 dias ao longo dos anos de análises. A) para ponto 2; e B) para o ponto 4.

### 5.2.3 Correlação cruzada NMM x componente zonal da tensão do vento (Tx)

Para aplicação da análise espectral cruzada, ou seja, a avaliação do grau de correlação entre NMM e as componentes de tensão do vento, utilizou-se o cálculo da coerência como parâmetro de escolha das frequências correlatas (linearmente), nos quais foram selecionadas as máximas coerências, aquelas de valores secundários com o corte acima de 70% e o espectro cruzado para avaliar o conteúdo energético das mesmas. O intuito é avaliar não só oscilações de alta correlação entre NMM e tensão de vento, mas também se essas apresentam altos níveis de energia dentre as frequências contidas no mesmo espectro. Todos os espectros cruzados foram todos obtidos com nível de confiança de 95%.

Escolhidas as oscilações de alta correlação e alto conteúdo energético, calcula-se a defasagem entre as séries temporais, mostradas tanto no domínio da frequência (dada em graus) como no domínio do tempo (dada em dias). Quando a fase for negativa, indica que o NMM está adiantado em relação às componentes de vento - neste caso entende-se que o vento para de atuar sobre o nível, e até que comece a influenciar novamente, há essa suposta inversão de fase) e o contrário se a fase for positiva.

Os resultados foram obtidos para intervalos anuais. Entretanto serão apresentados graficamente apenas aqueles referentes à máxima e a mínima coerência, em alguns casos os de máxima energia, dados na seguinte ordem: o espectro cruzado do NMM e as componentes de tensão de vento zonal (Tx), o gráfico de coerência, de defasagem e, por fim, o resumo das principais características.

Na Tabela 20, são ilustrados os resultados obtidos nos quatro pontos de grade entre os anos de 1955 a 1959, sendo eles os espectros cruzados de NMM com Tx a coerência e defasagem (respectivamente). Nota-se que a frequência predominante é a de 0,00244 cpd (410 dias), que representa os pontos máximos de coerência e os picos mais energéticos de todas as amostras. Ainda verifica-se que a frequência de 0,0230 cpd (43,5 dias) atinge coerência acima de 70% apenas no ponto 1, no ponto 3 esteve pouco abaixo desse valor de corte, não sendo expressiva nos pontos 2 e 4. A alta coerência demonstrada por esta oscilação no ponto 1 não se reflete em termos energéticos, com pico pouco proeminente em relação às demais frequências (aproximadamente dez vezes menor).

Com relação às defasagens, a oscilação de 0,00244 cpd indica que o NMM se encontra adiantado em relação à Tx entre 50 a 70 dias, ou seja, cogita-se que nessa frequência há uma pausa na atuação do vento em relação ao NMM, o que provocaria a suposta inversão de fase, enquanto que a frequência de 0,0230 cpd indica atraso da resposta do NMM em relação à Tx de 3 dias. No entanto, nota-se a tendência (linear) de atraso do NMM em relação à componente de tensão zonal em toda a faixa espectral, para todos os pontos amostrados. Esse atraso tende a aumentar em direção a oscilações de alta frequência para todos os pontos, exceto no ponto 4.

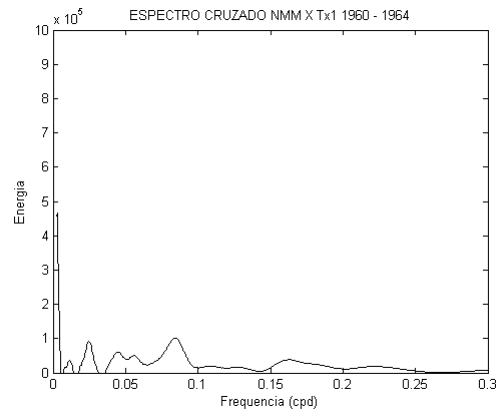
Tabela 20. Resumo das frequências de maior coerência e energia obtidas na análise espectral cruzada entre NMM e a componente zonal da tensão de vento para os anos de 1955 a 1959.

<b>COMPONENTE ZONAL DE 1955-1959</b>						
<b>Pontos de amostragem</b>	<b>Coerência (%)</b>	<b>Energia (10<sup>5</sup>)</b>	<b>Domínio da frequência</b>		<b>Domínio do tempo</b>	
			<b>Defasagem (°)</b>	<b>Frequência (cpd)</b>	<b>Defasagem (dias)</b>	<b>Período (dias)</b>
<b>Tx1</b>	<b>76,1</b>	<b>2,06</b>	<b>-44,04</b>	<b>0,00244</b>	<b>50,1</b>	<b>410,0</b>
	74,9	0,635	27,54	0,0230	3,3	43,5
<b>Tx2</b>	<b>73,8</b>	<b>2,22</b>	<b>-59,29</b>	<b>0,00244</b>	<b>67,5</b>	<b>410,0</b>
<b>Tx3</b>	<b>77,3</b>	<b>2,50</b>	<b>-52,99</b>	<b>0,00244</b>	<b>60,3</b>	<b>410,0</b>
<b>Tx4</b>	<b>70,2</b>	<b>2,18</b>	<b>-60,96</b>	<b>0,00244</b>	<b>69,4</b>	<b>410,0</b>

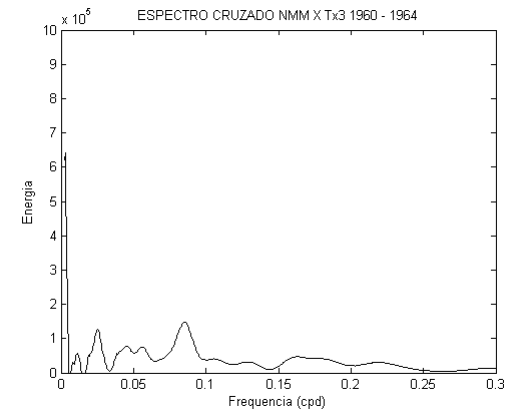
Nas Figuras 31, 32 e 33, são visualizados os resultados obtidos nos quatro pontos de amostragem entre os anos de 1960 a 1964, sendo eles os espectros cruzados de NMM com Tx, a coerência e defasagem (respectivamente). Entre esses anos, há um aumento na quantidade de frequências com coerência acima de 70% em relação aos anos anteriores (como pode ser visto na Tabela 21). A Figura 32 destaca as frequências 0,00293 cpd (341,3 dias) e 0,00342 cpd (292,6 dias) como aquelas de maior coerência, encontradas nos pontos 1 e 2 e nos pontos 3 e 4, respectivamente. Entretanto semelhanças entre picos são percebidas entre os pontos 1 e 3 e entre os pontos 2 e 4 em toda banda do espectro. Essas similaridades de picos de coerência pode ser explicada pela configuração da região costeira em estudo, que promove uma maior proximidade dos pontos 1, 3 e 2 (respectivamente) com o continente, sendo o

ponto 4 o mais remoto. Nota-se que nesse quinquênio os picos de energia atingem os valores máximos encontrados em toda a análise espectral cruzada, com valor extremo de energia de  $6,66 \cdot 10^5$  para a frequência de 0,00293 no ponto 4, chegando bem próximo desse valor nos pontos 2 e 3.

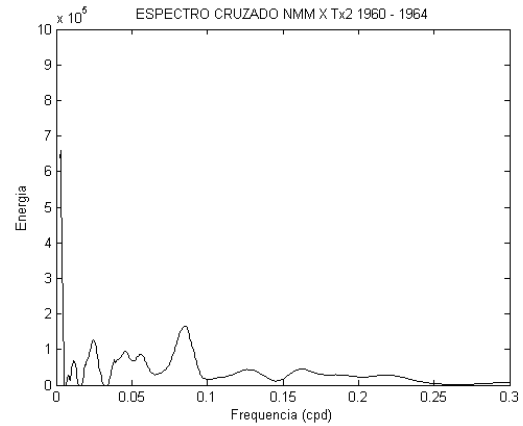
Como o quinquênio anterior, os resultados de defasagem indicam o atraso entre NMM em relação Tx (fases positivas), atraso este que tende a se reduzir em direção as oscilações de alta frequência em todos os pontos amostrados. Em relação às frequências de maior coerência, as defasagens das oscilações de 0,00293 cpd e de 0,00342 cpd apresentaram sinal negativo em todas as amostras, indicando uma pausa da atuação de Tx em relação ao NMM entre 32 a 44 dias e entre 37 a 44 dias respectivamente (como pode ser visto na Tabela 21) ou estas defasagens seja oriundas da formação de ondas de plataforma que avançaram em relação a evolução do sistema meteorológico. Duas frequências passam a ganhar expressividade nesse quinquênio (coerência acima de 70 %) com fases positivas, sendo elas 0,0249 cpd (40,2 dias) e 0,0850 cpd (11,8 dias), com atrasos do NMM em relação a componente zonal da tensão de vento correspondentes a 1,8 dia e 0,9 dia respectivamente.



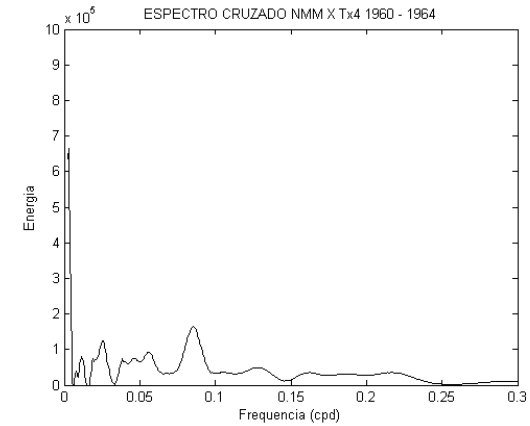
(A)



(C)

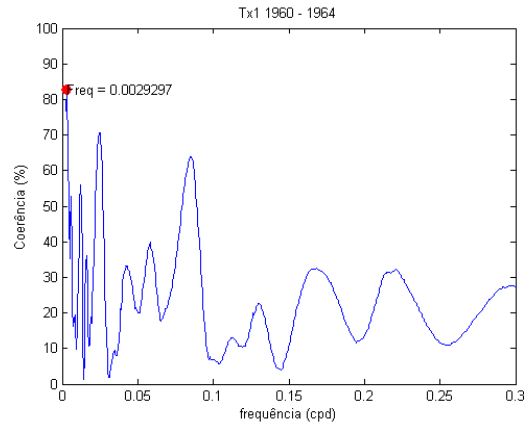


(B)

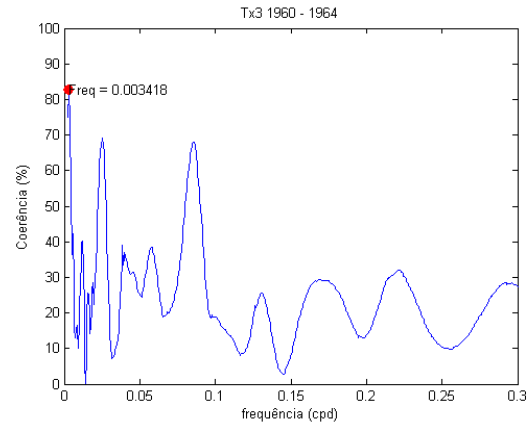


(D)

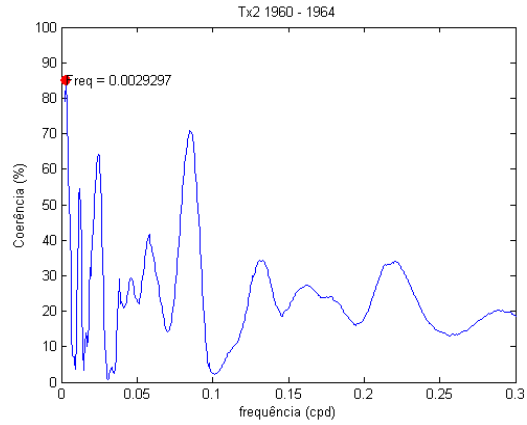
Figura 31. Espectros cruzados entre o NMM e Tx para os pontos 1(A), 2(B), 3(C) e 4(D) entre os anos de 1960 a 1964, com nível de confiança de 95%.



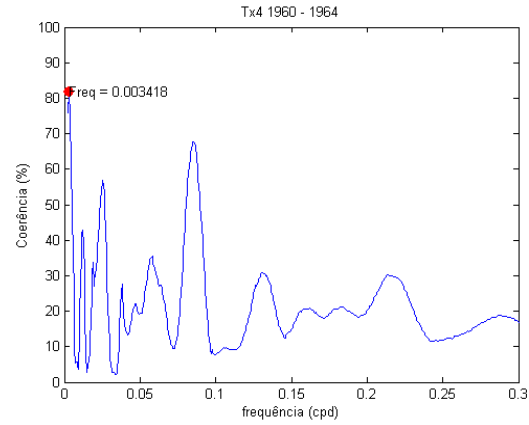
(A)



(C)



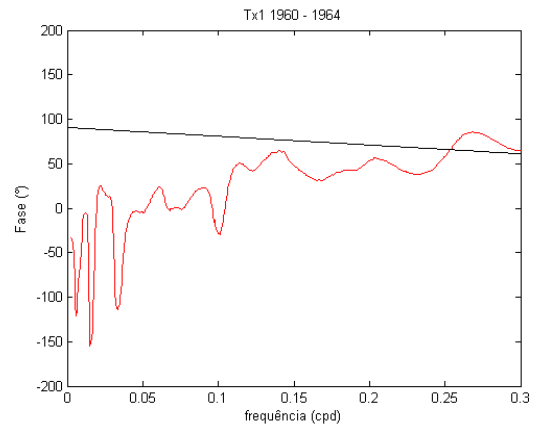
(B)



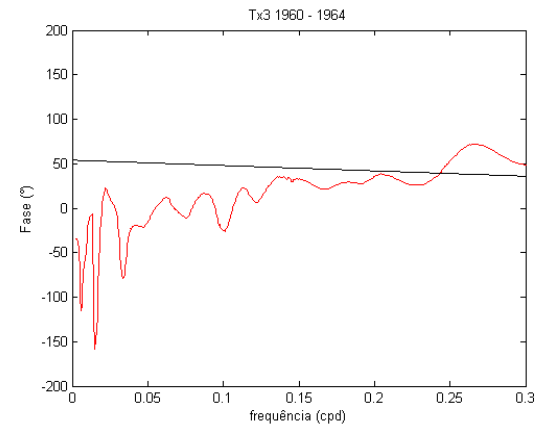
(D)

Figura 32. Coerência entre o NMM e Tx para os pontos 1(A), 2(B), 3(C) e 4(D) entre os anos de 1960 a 1964, em destaque os pontos máximos, com nível de confiança de 95%.

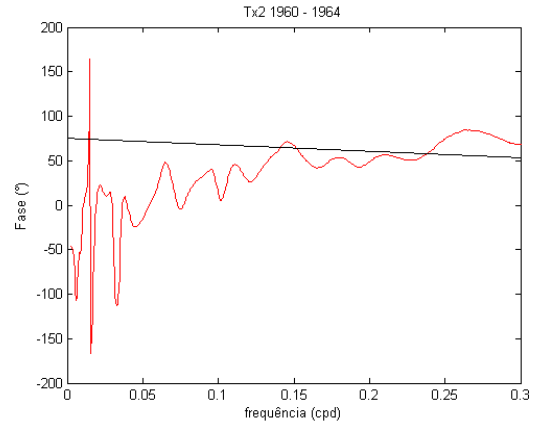
(C)



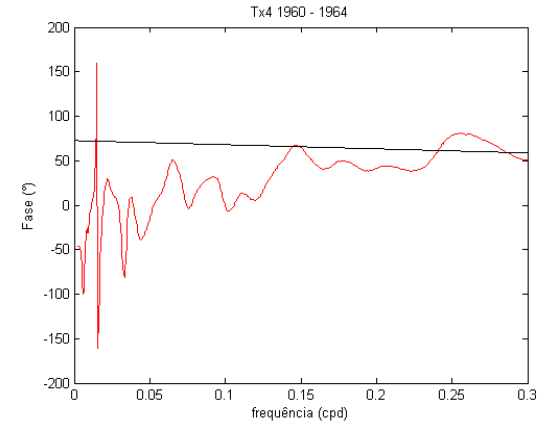
(A)



(C)



(B)



(D)

Figura 33. Defasagens entre o NMM e Tx para os pontos 1(A), 2(B), 3(C) e 4(D) entre os anos de 1960 a 1964, com nível de confiança de 95%.



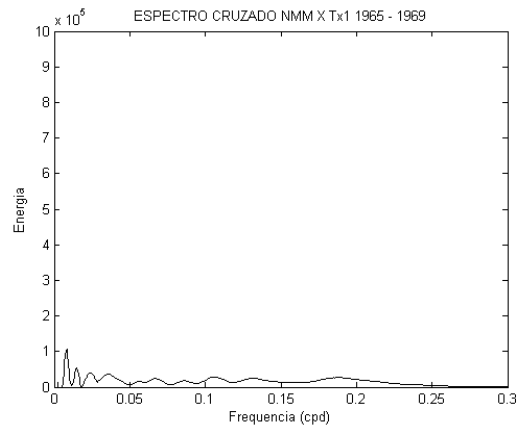
Tabela 21. Resumo das frequências de maior coerência e energia obtidas na análise espectral cruzada entre NMM e a componente zonal da tensão de vento para os anos de 1960 a 1964.

<b>COMPONENTE ZONAL DE 1960-1964</b>					
<b>Pontos de amostragem</b>	<b>Coerência (%)</b>	<b>Domínio da frequência</b>		<b>Domínio do tempo</b>	
		<b>Defasagem (°)</b>	<b>Frequência (cpd)</b>	<b>Defasagem (dias)</b>	<b>Período (dias)</b>
<b>Tx1</b>	<b>82,7</b>	<b>-33,71</b>	<b>0,00293</b>	<b>32,0</b>	<b>341,3</b>
	70,7	16,33	0,0249	1,8	40,2
<b>Tx2</b>	<b>85,1</b>	<b>-46,22</b>	<b>0,00293</b>	<b>43,8</b>	<b>341,3</b>
	79,1	-46,27	0,00244	52,7	410,0
	70,8	26,14	0,0850	0,85	11,8
<b>Tx3</b>	<b>82,7</b>	<b>-77,86</b>	<b>0,00342</b>	<b>63,3</b>	<b>292,6</b>
	82,4	-34,65	0,00293	32,8	341,3
	74,9	-34,99	0,00244	39,8	410,0
<b>Tx4</b>	<b>81,8</b>	<b>-45,68</b>	<b>0,00342</b>	<b>37,1</b>	<b>292,6</b>
	81,7	-45,75	0,00293	43,4	341,3
	75,8	-46,4	0,00244	52,8	410,0

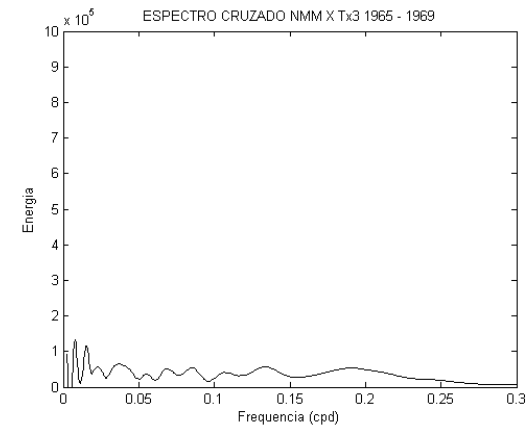
Nas Figuras 34, 35 e 36, são vistos os resultados obtidos nos quatro pontos de amostragem entre os anos de 1965 a 1969, sendo eles: os espectros cruzados de NMM com Tx, a coerência e defasagem (respectivamente). Nesse quinquênio, as máximas coerências tiveram valores abaixo de 70% (ver Tabela 22). Visto que, foi nesse período em que foram obtidos valores de máxima energia de NMM, pode-se então afirmar que a componente zonal de tensão de vento não foi a responsável por tal variação.

A frequência predominante foi aquela de 0,00781 cpd (128 dias) com defasagens positivas no ponto 1 e 3 e indicando que NMM e Tx estão em fase (próximo a 0°), e negativa no ponto 2 com atraso do NMM em relação Tx de aproximadamente 1,5 dia. Os resultados então sugerem: a) que Tx atuou primeiramente no ponto 2 e em seguida nos pontos 1 e 3, justificando assim a diferença entre os sinais de defasagem anteriormente citados; ou b) ondas de plataforma adiantadas em relação a evolução do sistema meteorológico possam explicar a

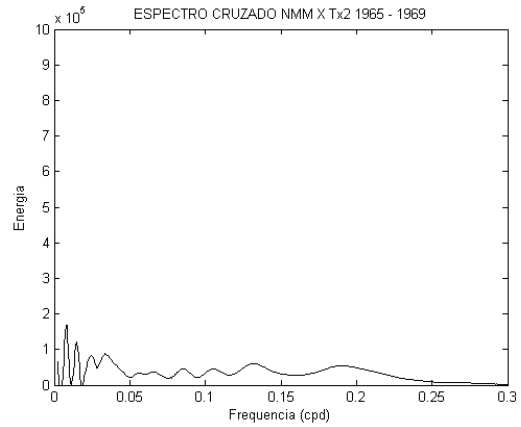
defasagem positiva nos pontos 1 e 3. Em todos os pontos amostrados as fases se mantiveram positivas, indicando o atraso da resposta do NMM em relação à forçante.



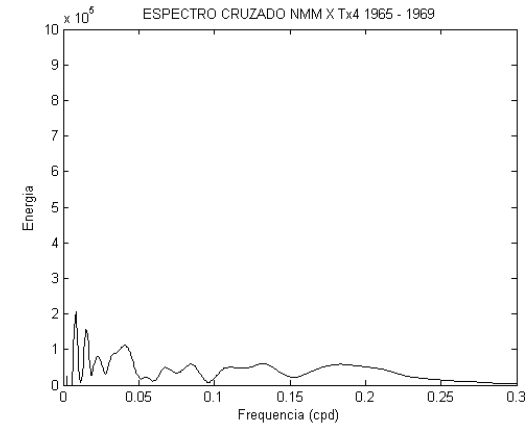
(A)



(C)

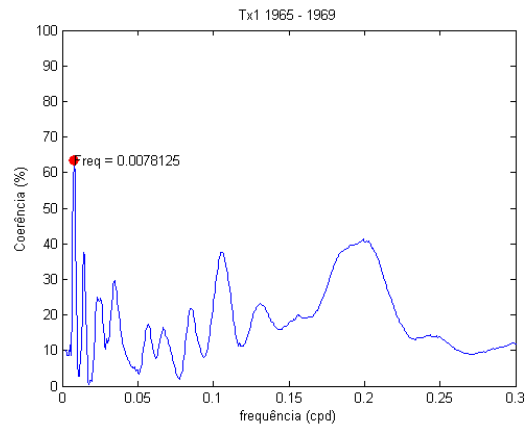


(B)

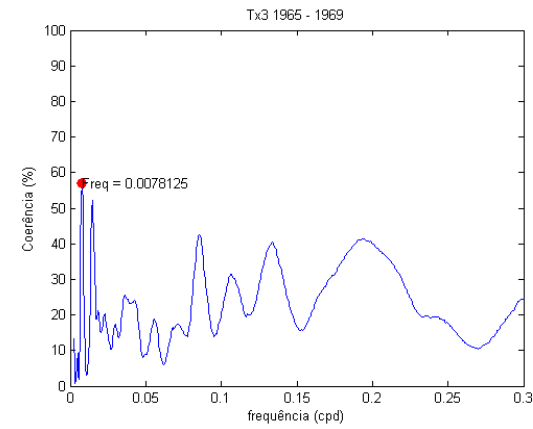


(D)

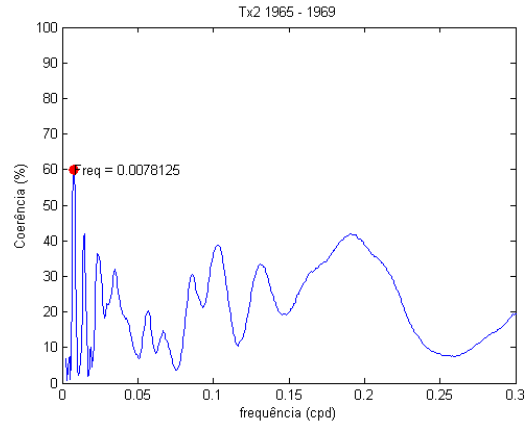
Figura 34. Espectros cruzados entre o NMM e Tx para os pontos 1(A), 2(B), 3(C) e 4(D) entre os anos de 1965 a 1969, com nível de confiança de 95%.



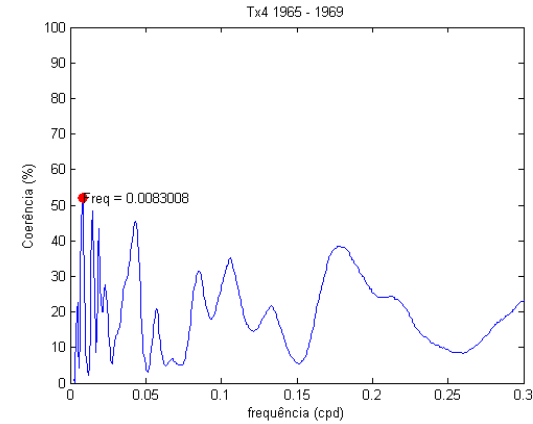
(A)



(C)

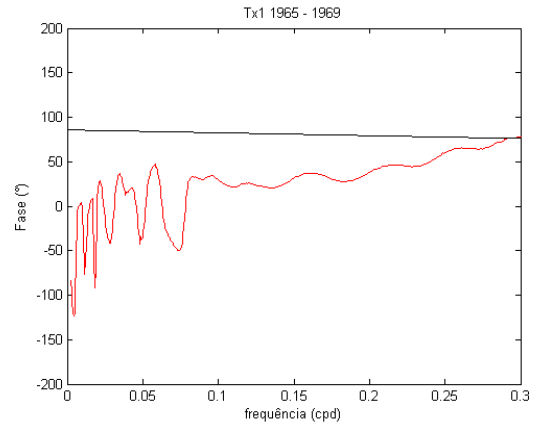


(B)

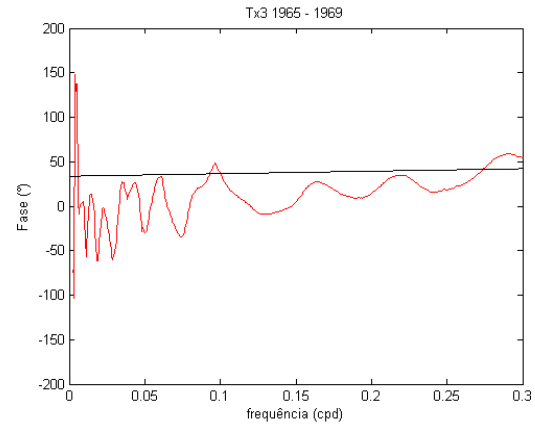


(D)

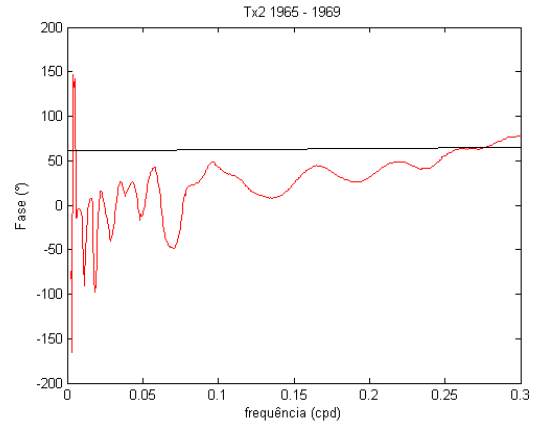
Figura 35. Coerência entre o NMM e Tx para os pontos 1(A), 2(B), 3(C) e 4(D) entre os anos de 1965 a 1969, em destaque os pontos máximos, com nível de confiança de 95%.



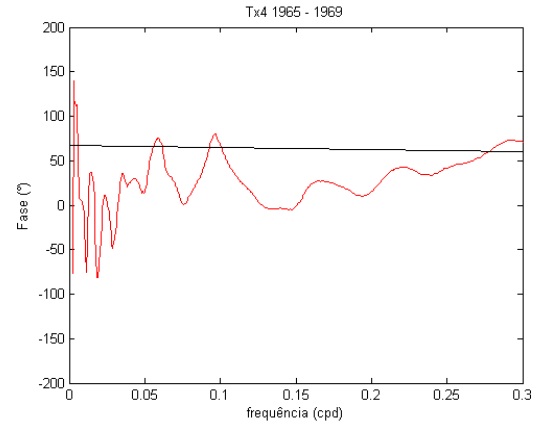
(A)



(C)



(B)



(D)

Figura 36. Defasagens entre o NMM e Tx para os pontos 1(A), 2(B), 3(C) e 4(D) entre os anos de 1965 a 1969, com nível de confiança de 95%.

Tabela 22. Resumo das frequências de maior coerência e energia obtidas na análise espectral cruzada entre NMM e a componente zonal da tensão de vento para os anos de 1965 a 1969.

<b>COMPONENTE ZONAL DE 1965-1969</b>					
<b>Pontos de amostragem</b>	<b>Coerência (%)</b>	<b>Domínio da frequência</b>		<b>Domínio do tempo</b>	
		<b>Defasagem (°)</b>	<b>Frequência (cpd)</b>	<b>Defasagem (dias)</b>	<b>Período (dias)</b>
<b>Tx1</b>	<b>63,2</b>	<b>0,03042</b>	<b>0,00782</b>	<b>0,01</b>	<b>128,0</b>
<b>Tx2</b>	<b>59,8</b>	<b>-4,318</b>	<b>0,00782</b>	<b>1,5</b>	<b>128,0</b>
<b>Tx3</b>	<b>56,9</b>	<b>2,365</b>	<b>0,00782</b>	<b>0,8</b>	<b>128,0</b>
<b>Tx4</b>	<b>51,9</b>	<b>3,538</b>	<b>0,00830</b>	<b>1,2</b>	<b>120,5</b>

Entre os anos de 1970 a 1974, os espectros cruzados de NMM com Tx, a coerência e defasagem (respectivamente) sugerem um aumento na quantidade de frequências coerentes, onde os picos máximos estão centrados, em sua maioria, em uma oscilação de mais curto período (31 dias) ou frequência de 0,0322 cpd, com exceção do ponto 4, no qual o predomínio é a da frequência de 0,00293 cpd (341,3 dias). Entretanto, a oscilação de 0,0322 cpd não apresenta conteúdo energético expressivo, já que os picos energia estão centrados nas frequências de 0,00293 cpd e 0,00244 cpd (410 dias) (ver Tabela 23).

Quanto à defasagem, os valores, de maneira geral, se mantêm positivos (como nos anos anteriores) Vale destacar a variação de fases da oscilação de 0,00293 cpd em relação aos pontos de amostragem, onde nos pontos 1 e 3 apresenta valor positivo e o contrário ocorre nos pontos 2 e 4, o que sugere, novamente a passagem da forçante primeiramente pelos pontos mais à sul (1 e 3) e seguindo para os pontos adjacentes.

Tabela 23. Resumo das frequências de maior coerência e energia obtidas na análise espectral cruzada entre NMM e a componente zonal da tensão de vento para os anos de 1970 a 1974.

COMPONENTE ZONAL DE 1970-1974						
Pontos de amostragem	Coerência (%)	Energia ( $10^5$ )	Domínio da frequência		Domínio do tempo	
			Defasagem ( $^{\circ}$ )	Frequência (cpd)	Defasagem (dias)	Período (dias)
Tx1	<b>79,8</b>	<b>0,782</b>	<b>23,63</b>	<b>0,0322</b>	<b>2,0</b>	<b>31,0</b>
	76,1	3,48	3,777	0,00293	3,6	341,3
	73,4	3,49	7,96	0,00244	9,1	410,0
Tx2	<b>78,0</b>	<b>1,34</b>	<b>8,327</b>	<b>0,0322</b>	<b>0,7</b>	<b>31,0</b>
	77,3	4,77	-15,86	0,00293	15,0	341,3
	75,0	4,81	-13,26	0,00244	15,1	410,0
Tx3	<b>83,1</b>	<b>1,17</b>	<b>11,75</b>	<b>0,0327</b>	<b>1,0</b>	<b>30,6</b>
	76,7	4,26	12,7	0,00293	12,0	341,3
	74,9	4,23	17,25	0,00244	20,0	410,0
Tx4	<b>74,5</b>	<b>4,75</b>	<b>-7,65</b>	<b>0,00293</b>	<b>7,3</b>	<b>341,3</b>
	71,2	1,57	-6,695	0,0313	0,6	32,0

Destaca-se o período entre 1975 a 1979 como o quinquênio com maior número de frequências de alta coerência encontrado em toda a série temporal, e o ponto 1 é aquele concentra maior parte delas. A oscilação de 0,00293 cpd é a frequência de máxima coerência dos pontos 1 e 2 e apresenta alto teor de energia em todos os espectros obtidos (ver Tabela 24). Entretanto, as frequências de 0,0147 cpd e 0,00342 cpd de máxima coerência nos pontos 3 e 4, respectivamente, têm picos secundários de energia de DEP média, ou seja, apesar da alta correlação demonstrada nessas frequências entre NMM e Tx, o teor energético associado é muito inferior ao visto nas frequências de 0,00293 cpd e 0,00244 cpd, de modo que nada adianta ter uma boa correlação se a energia é baixa em relação a faixa espectral em que está inserida. O mesmo aplica-se à frequência de 0,0293 cpd (34,13 dias) mostrada no ponto 1.

As defasagens se mantêm positivas, de modo geral, em toda a banda do espectro analisada, Tomada a oscilação de 0,00293 cpd como referência de alta coerência e teor

energético, percebe-se que esta apresenta fase negativa em todos os pontos amostrados, ou seja, indica o suposto adiantamento da série de NMM em relação a componente zonal de tensão de vento, mas como dito anteriormente, a hipótese é de que a forçante tenha deixado de atuar por um determinado período assim promovendo um suposto adiantamento do NMM.

Tabela 24. Resumo das frequências de maior coerência e energia obtidas na análise espectral cruzada entre NMM e a Tx para os anos de 1975 a 1979.

<b>COMPONENTE ZONAL DE 1975-1979</b>						
<b>Pontos de amostragem</b>	<b>Coerência (%)</b>	<b>Energia (<math>10^5</math>)</b>	<b>Domínio da frequência</b>		<b>Domínio do tempo</b>	
			<b>Defasagem (<math>^{\circ}</math>)</b>	<b>Frequência (cpd)</b>	<b>Defasagem (dias)</b>	<b>Período (dias)</b>
<b>Tx1</b>	<b>81,4</b>	<b>3,62</b>	<b>-0,5896</b>	<b>0,00293</b>	<b>0,6</b>	<b>341,3</b>
	79,1	3,55	0,9918	0,00244	1,1	410,0
	77,5	0,606	38,03	0,0147	7,2	68,3
	73,7	0,994	6,849	0,0303	0,6	33,0
	73,2	1,05	4,75	0,0288	0,5	34,7
	71,7	0,987	5,26	0,0293	0,5	34,1
<b>Tx2</b>	<b>76,2</b>	<b>5,72</b>	<b>-9,501</b>	<b>0,00293</b>	<b>9,0</b>	<b>341,3</b>
	71,9	1,68	-1,757	0,0288	0,2	34,7
	71,0	1,64	4,703	0,0303	0,4	33,0
<b>Tx3</b>	<b>77,2</b>	<b>1,09</b>	<b>32,64</b>	<b>0,0147</b>	<b>6,2</b>	<b>68,3</b>
	76,8	4,44	-6,218	0,00293	5,9	341,3
	71,0	4,40	-3,19	0,00244	3,6	410,0
<b>Tx4</b>	<b>75,6</b>	<b>5,22</b>	<b>-15,57</b>	<b>0,00342</b>	<b>12,7</b>	<b>292,6</b>
	72,2	5,96	-11,86	0,00293	11,2	341,3

Como nos anos entre 1965 e 1969, os anos entre 1980 a 1984 também não apresentaram nenhuma coerência que atingisse pelo menos 70%. Os valores de mais baixa correlação estão associados a menores valores de energia, como pode ser visto na Tabela 25.

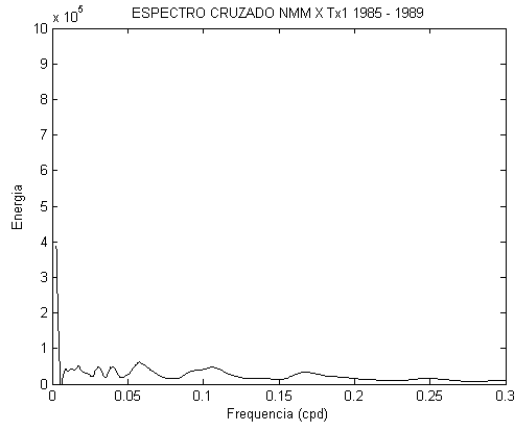


Não há a presença de uma frequência dominante entre os pontos de amostragem, entretanto as defasagens encontradas têm todos os valores negativos, indicando uma pausa de atuação de Tx em relação ao NMM. Na Tabela 25 ainda pode-se verificar que em geral, as fases se mantêm positivas na faixa espectral acima de 0,33 cpd. Entretanto há a tendência decrescente das defasagens em direção das altas frequências, indicando uma possível inversão de fases entre baixas e altas frequências. Uma possível explicação para essa inversão é de que a resposta do NMM em relação à atuação da forçante tensão do vento passe a ser “sentida” primeiramente pelas oscilações de alta frequência e em seguida pelas de baixa frequência.

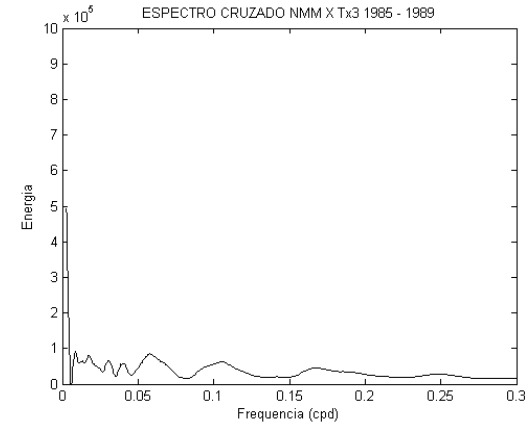
Tabela 25. Resumo das frequências de maior coerência e energia obtidas na análise espectral cruzada entre NMM e a componente zonal da tensão de vento para os anos de 1980 a 1984.

<b>COMPONENTE ZONAL DE 1980-1984</b>						
<b>Pontos de amostragem</b>	<b>Coerência (%)</b>	<b>Energia (<math>10^5</math>)</b>	<b>Domínio da frequência</b>		<b>Domínio do tempo</b>	
			<b>Defasagem (°)</b>	<b>Frequência (cpd)</b>	<b>Defasagem (dias)</b>	<b>Período (dias)</b>
<b>Tx1</b>	<b>59,8</b>	<b>0,530</b>	<b>-27,38</b>	<b>0,00830</b>	<b>9,2</b>	<b>120,5</b>
<b>Tx2</b>	<b>62,0</b>	<b>1,06</b>	<b>-16,41</b>	<b>0,00928</b>	<b>4,9</b>	<b>107,8</b>
<b>Tx3</b>	<b>63,4</b>	<b>0,995</b>	<b>-14,34</b>	<b>0,0449</b>	<b>0,9</b>	<b>22,3</b>
<b>Tx4</b>	<b>57,6</b>	<b>0,982</b>	<b>-15,99</b>	<b>0,0444</b>	<b>1,0</b>	<b>22,5</b>

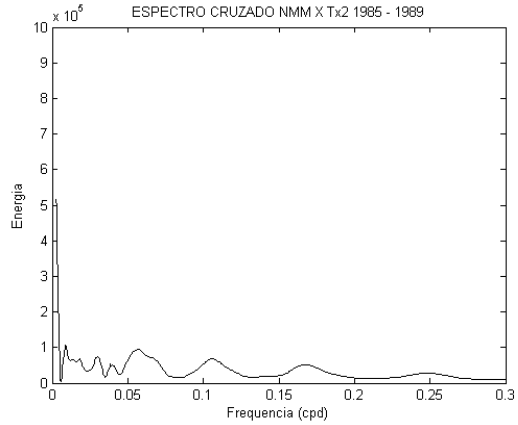
Entre os anos de 1985 a 1989, a mais alta coerência foi atingida dentre todas as análises cruzadas, sob o valor de 88,8%, provocada pela oscilação de 0,00293 cpd no ponto 1 (ver Figura 38). Dentre as frequências de coerência acima de 70%, nota-se um forte predomínio das oscilações de 0,00293 cpd e 0,00244 cpd (respectivamente), associadas ao pico principal de energia dos espectros obtidos nesse quinquênio (ver Figura 37). A oscilação de 0,00928 cpd aparece com alta coerência no ponto 3 (80,2 %), como visto na Tabela 26, apesar de apresentar baixo valor energético em relação as demais frequências do estudo. Quanto às defasagens, essas se mantêm positivas em toda a banda estudada, reafirmando o atraso da resposta do NMM em relação a Tx (ver Figura 39).



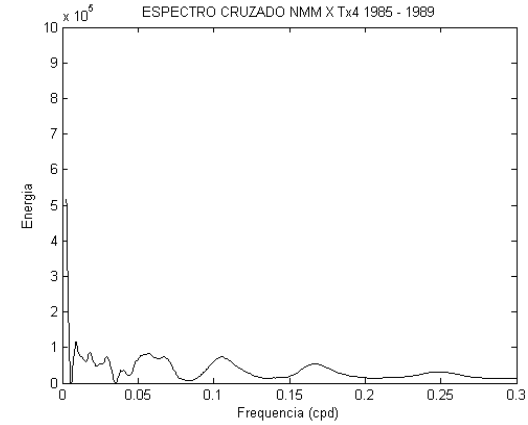
(A)



(C)

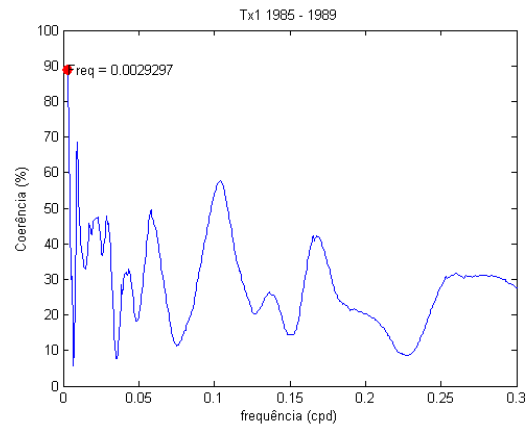


(B)

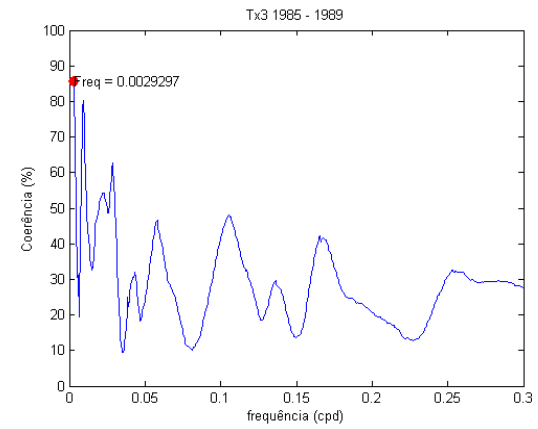


(D)

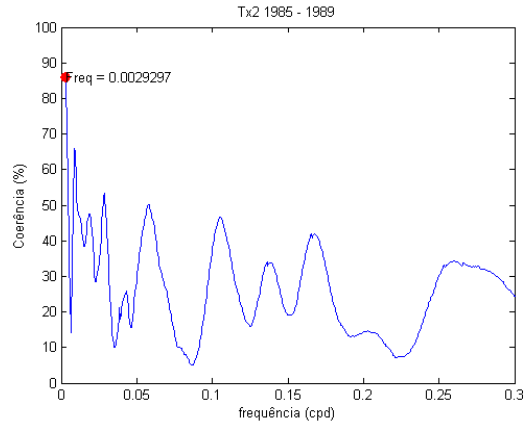
Figura 37. Espectros cruzados entre o NMM e Tx para os pontos 1(A), 2(B), 3(C) e 4(D) entre os anos de 1985 a 1989, com nível de confiança de 95%.



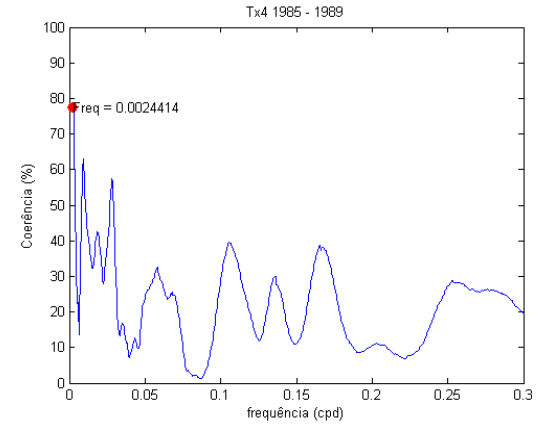
(A)



(C)

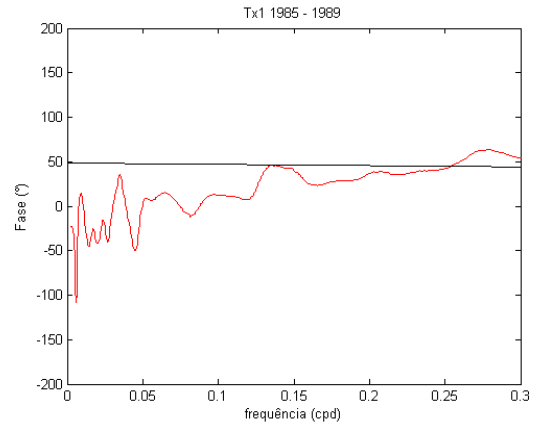


(B)

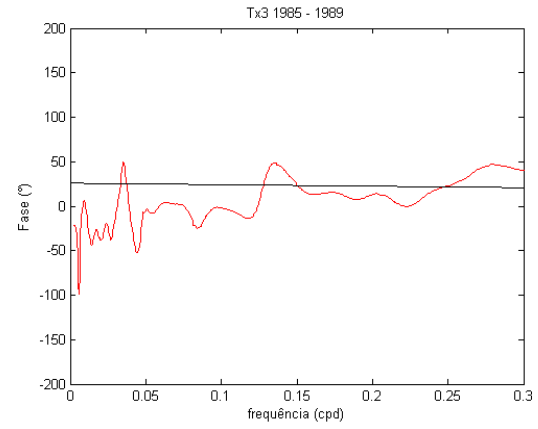


(D)

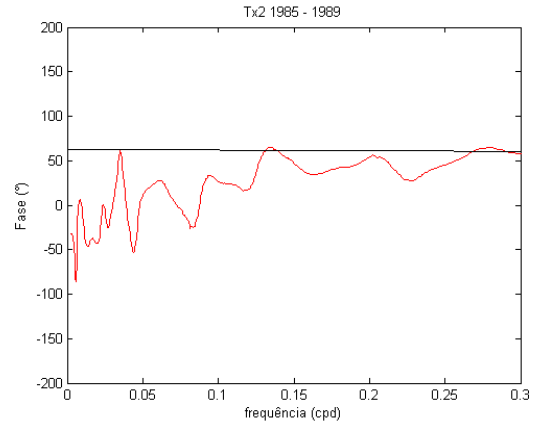
Figura 38. Coerência entre o NMM e Tx para os pontos 1(A), 2(B), 3(C) e 4(D) entre os anos de 1985 a 1989, em destaque os pontos máximos, com nível de confiança de 95%.



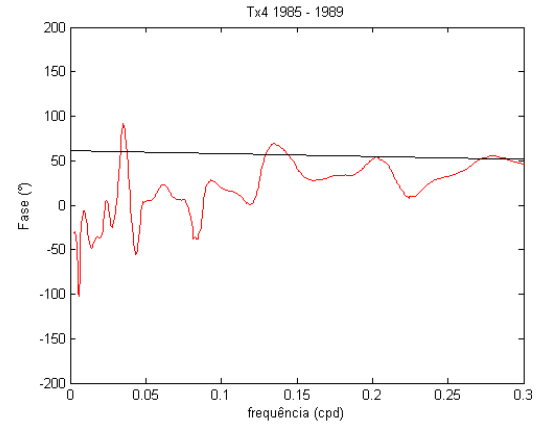
(A)



(C)



(B)



(D)

Figura 39. Defasagens entre o NMM e Tx para os pontos 1(A), 2(B), 3(C) e 4(D) entre os anos de 1985 a 1989, com nível de confiança de 95%.

Tabela 26. Resumo das frequências de maior coerência e energia obtidas na análise espectral cruzada entre NMM e a componente zonal da tensão de vento para os anos de 1985 a 1989.

<b>COMPONENTE ZONAL DE 1985-1989</b>					
<b>Pontos de amostragem</b>	<b>Coerência (%)</b>	<b>Domínio da frequência</b>		<b>Domínio do tempo</b>	
		<b>Defasagem (°)</b>	<b>Frequência (cpd)</b>	<b>Defasagem (dias)</b>	<b>Período (dias)</b>
<b>Tx1</b>	<b>88,8</b>	<b>-22,27</b>	<b>0,00293</b>	<b>21,1</b>	<b>341,3</b>
	88,3	-22,39	0,00244	25,5	410,0
<b>Tx2</b>	<b>85,7</b>	<b>-31,9</b>	<b>0,00293</b>	<b>30,2</b>	<b>341,3</b>
	84,5	-32,48	0,00244	37,0	410,0
<b>Tx3</b>	<b>85,6</b>	<b>-21,47</b>	<b>0,00293</b>	<b>20,4</b>	<b>341,3</b>
	85,4	-21,9	0,00244	24,9	410,0
	80,2	-5,444	0,00928	1,6	107,8
<b>Tx4</b>	<b>77,4</b>	<b>-30,67</b>	<b>0,00244</b>	<b>34,9</b>	<b>410,0</b>
	75,3	-30,19	0,00293	28,6	341,3

Nos quatro anos amostrados entre 1990 a 1993 pode-se detectar o predomínio de oscilações correlatas com períodos superiores a 340 dias (como pode ser visto na Tabela 27), com destaque para as frequências de 0,00244 cpd e 0,00293 cpd (respectivamente), ordem esta, invertida em relação ao quinquênio anterior. As oscilações supracitadas são também encontradas no pico principal de energia juntamente com a frequência de 0,00537 cpd.

Quanto às defasagens, as fases se mantêm positivas, em termos gerais. As oscilações de alta coerência mostram defasagens negativas (pausa da influência da forçante Tx em relação ao NMM) exceto na frequência de 0,00537 cpd, que indica atraso do NMM em relação à componente zonal de tensão de vento.

Tabela 27. Resumo das frequências de maior coerência e energia obtidas na análise espectral cruzada entre NMM e a componente zonal da tensão de vento para os anos de 1990 a 1993.

<b>COMPONENTE ZONAL DE 1990-1993</b>						
<b>Pontos de amostragem</b>	<b>Coerência (%)</b>	<b>Energia (10<sup>5</sup>)</b>	<b>Domínio da frequência</b>		<b>Domínio do tempo</b>	
			<b>Defasagem (°)</b>	<b>Frequência (cpd)</b>	<b>Defasagem (dias)</b>	<b>Período (dias)</b>
<b>Tx1</b>	<b>78,1</b>	<b>1,30</b>	<b>-36,56</b>	<b>0,00244</b>	<b>41,6</b>	<b>410,0</b>
	75,6	1,02	11,57	0,00537	6,0	186,2
	74,9	1,21	-36,65	0,00293	34,8	341,3
<b>Tx2</b>	<b>76,3</b>	<b>1,82</b>	<b>-53,64</b>	<b>0,00293</b>	<b>50,9</b>	<b>341,3</b>
	76,1	2,13	-49,93	0,00244	56,9	410,0
<b>Tx3</b>	<b>76,1</b>	<b>1,58</b>	<b>-47,02</b>	<b>0,00244</b>	<b>53,6</b>	<b>410,0</b>
<b>Tx4</b>	<b>77,0</b>	<b>2,15</b>	<b>-52,46</b>	<b>0,00244</b>	<b>59,8</b>	<b>410,0</b>
	72,9	1,75	-56,36	0,00293	53,4	341,3

Em suma, na análise de valores máximos de energia, encontra-se nos espectros do NMM e da componente zonal do vento (Tx) a mesma frequência de 0,00244 cpd, e nos espectros cruzados a frequência de 0,00293 cpd. No entanto, o intervalo de tempo em que o pico mais energético do NMM ocorre entre 1965 a 1969 não é compatível com os encontrados em Tx e na análise espectral cruzada, ambos centrados nos anos de 1960 e 1964. Os pontos 2 e 4 são aqueles que apresentaram, concomitantemente, os mais altos valores de energia de Tx e dos resultados obtidos nos espectros cruzados, como mostrado na Figura 40.

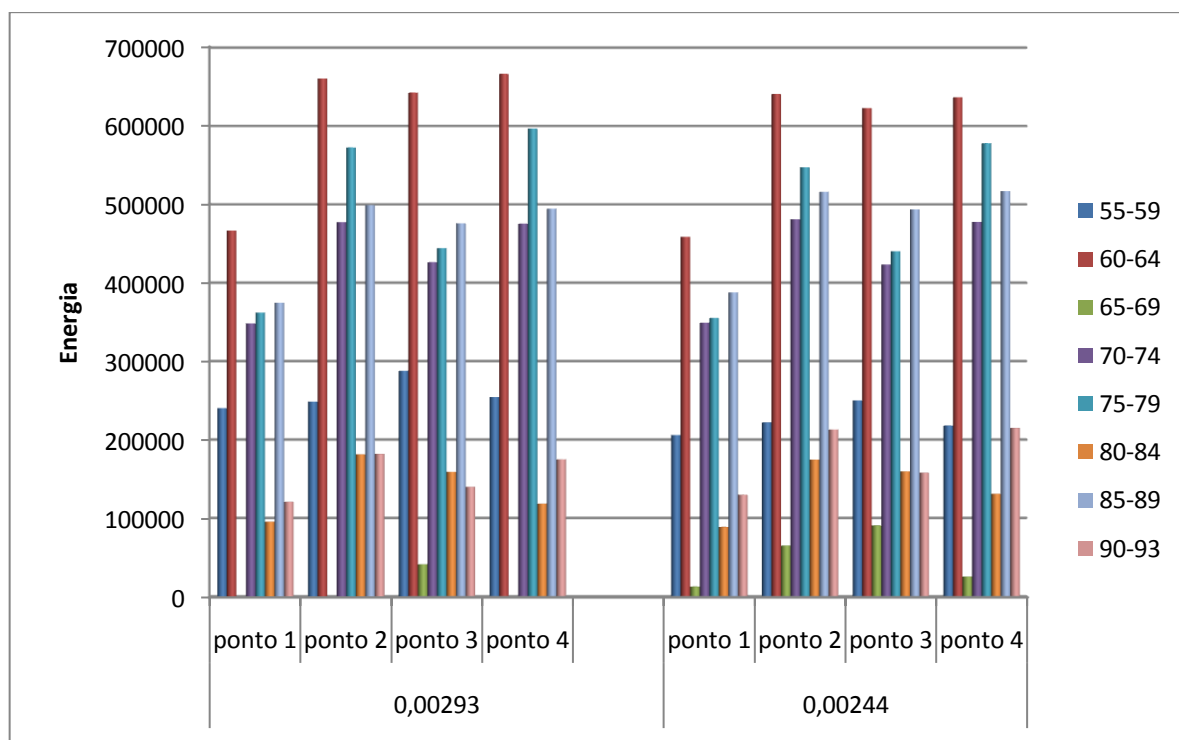
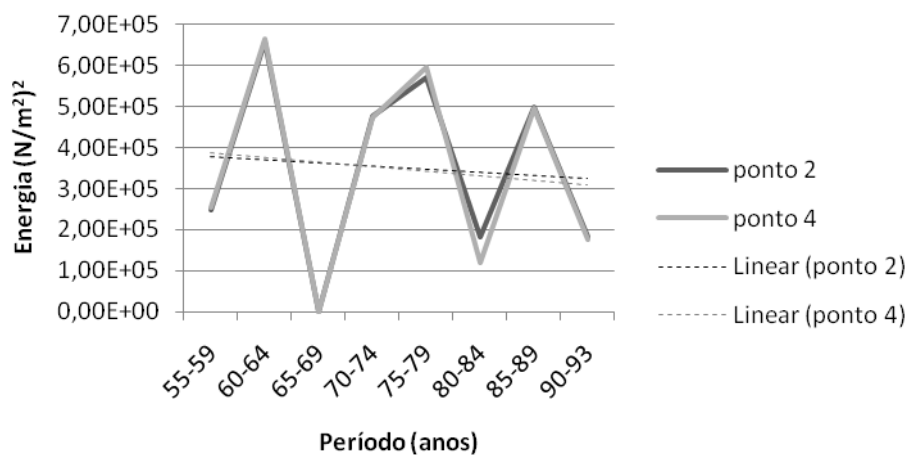
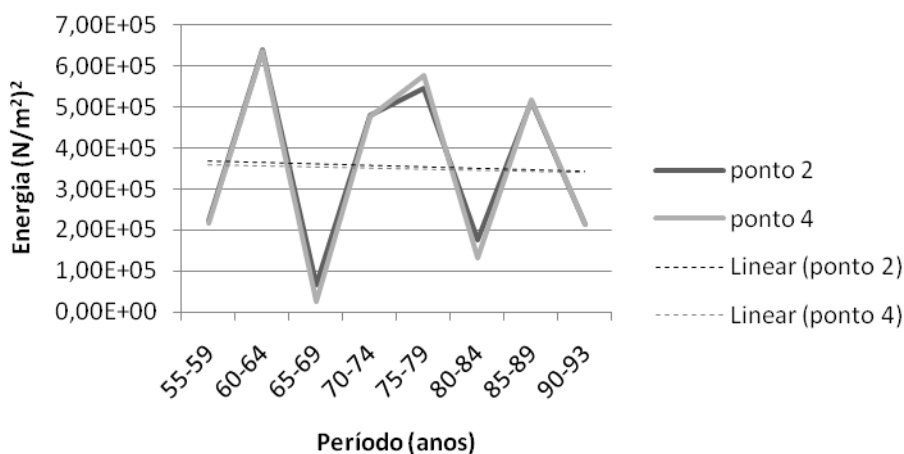


Figura 40. Conteúdo energético das oscilações anual e interanual de frequência 0,00293 cpd e 0,00244 cpd da análise espectral cruzada entre NMM e Tx sobre os pontos amostrados (ponto 1, 2, 3 e 4) ao longo dos anos de análises.

Ao analisar os pontos de maior recorrência de valores pico de energia (pontos 2 e 4), pode-se observar, como nas análises anteriores, que ambas oscilações anuais tendem a decrescer com o passar dos anos, como pode ser visto na Figura 41.



(A)

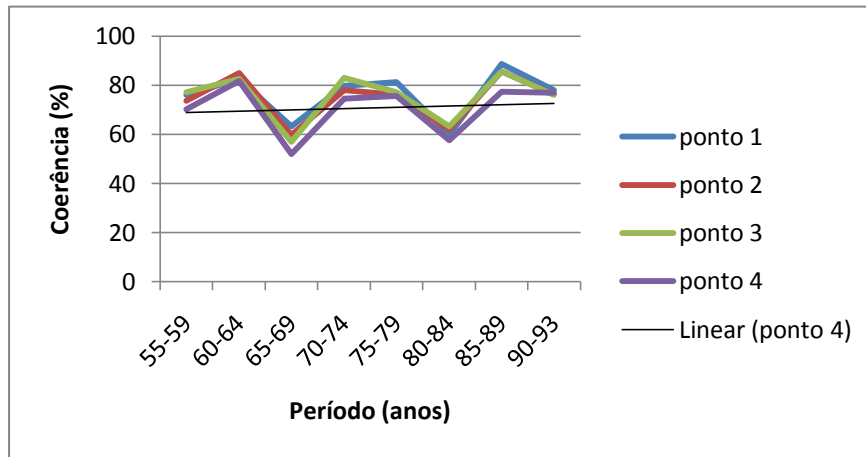


(B)

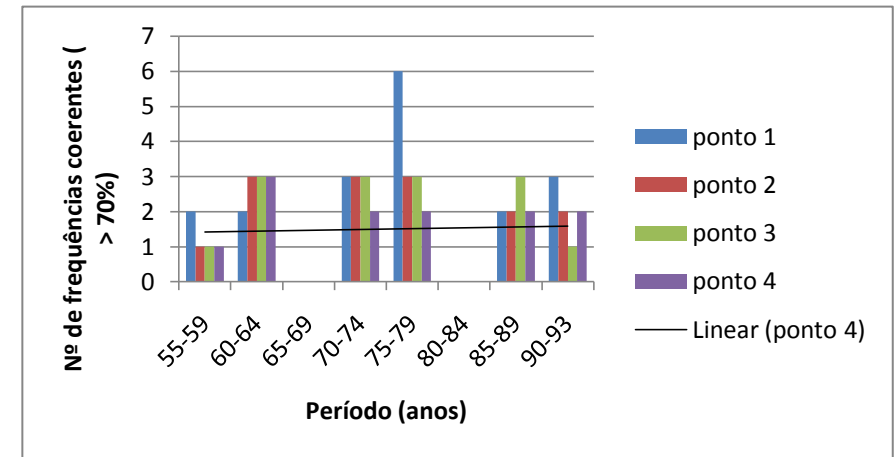
Figura 41. Conteúdo energético e tendência linear das oscilações anuais do espectro cruzado entre o NMM e a componente zonal sobre os pontos 2 e 4 ao longo dos anos analisados. A) frequência anual de 0,00293 cpd; e B) frequência anual de 0,00244 cpd.

Em termos gerais, o ajuste do cálculo da tendência linear aos valores de coerência demonstra um aumento da quantidade de frequências coerentes entre NMM e a componente zonal, seguido de uma elevação dos valores de coerência com o passar dos anos (como pode ser vista na Figura 42a). O ponto 1 é aquele que concentra o maior número de frequências coerentes (31 %), explicitado durante o período de 1975 a 1979 (ver Figura 42b e c).

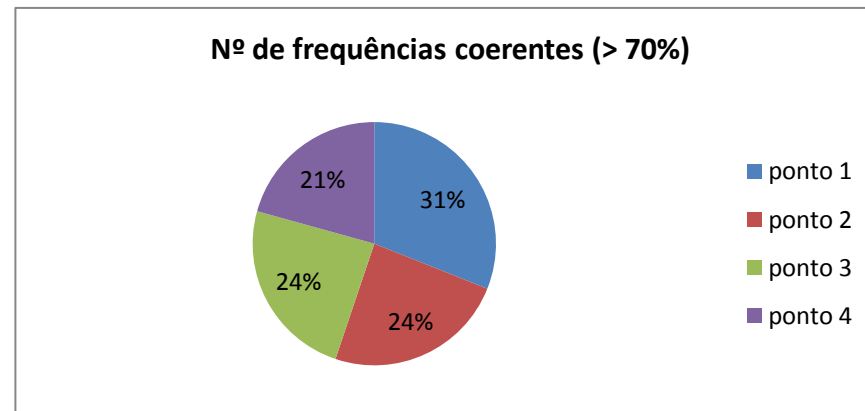




(A)



(B)



(C)

Figura 42. Análise dos resultados obtidos no cálculo de coerência entre NMM e Tx para os pontos amostrados ao longo dos anos analisados. A) Valores da coerência; B) Quantidade de ocorrência de frequências coerentes; C) Porcentagem de ocorrência de frequências coerentes por ponto amostrado.

Com relação à defasagem, nota-se uma predominância de fases negativas, indicativo de uma pausa da influência da forçante vento em relação ao NMM, ou seja, um aparente adiantamento da série de nível em relação à Tx.

#### **5.2.4 Conteúdo energético da componente Ty (meridional)**

De modo geral, o conteúdo energético da componente meridional tem valores inferiores aos estimados para a componente zonal em todos os pontos amostrados. As oscilações de maior energia entre os anos de 1955 a 1959, foram aquelas de 0,00494 cpd (período de aproximadamente 203 dias) nos pontos 1 e 2, e de 0,00537 cpd (período de aproximadamente 186 dias) nos pontos 3 e 4 que representam aproximadamente a metade do ciclo das frequências encontradas na componente zonal para o mesmo período. Isto sugere que os picos de energia na componente meridional estão alocados sobre as harmônicas das frequências encontradas na componente zonal, ou seja, a energia máxima está centrada em Tx nas oscilações de período  $1/f$  e em Ty nas oscilações de período  $2/f$ .

No período de 1960 a 1964, os picos de máximo de energia não estão concentrados em frequências semelhantes para cada ponto de amostragem, sendo eles: 0,0762 cpd (período de 13 dias) no ponto 1, 0,0855 cpd (período de 12 dias) no ponto 2, 0,00293 cpd (período de 341,3 dias) no ponto 3 e 0,0264 cpd (período de 38 dias) no ponto 4. Nesses anos percebe-se o predomínio energético de oscilações de maior frequência, com ciclos na ordem de semanas. Entretanto, destaca-se a intensificação da oscilação interanual de frequência 0,00244 cpd (período de 410 dias) no ponto 3. Ainda nesse quinquênio, eram esperados valores extremos de energia, principalmente nos pontos 2 e 4, como os vistos na componente zonal. Entretanto, esses valores máximos de energia foram encontrados nos anos seguintes, com picos de até  $1,0910^7 \text{ (N/m}^2\text{)}^2$  atingido no ponto 2 (sobre a influência da oscilação de frequência de 0,00195 cpd), sendo pelo menos duas vezes menor aos obtidos na componente zonal. Apesar da coincidência dos valores máximos energéticos de NMM e de Ty se darem no período de 1965 a 1969, a energia da componente meridional é inferior à componente zonal para o mesmo período, o que não justificaria os altos valores atingidos pelo nível no decorrer desses anos.

Nos anos entre 1970 e 1974, há a redução significativa do conteúdo energético em toda a banda estudada em relação aos períodos anteriores, com picos máximos centrados na frequência de 0,0811 cpd (período de 12 dias) nos pontos 1 e 2, e sobre diferentes frequências nos pontos 3 e 4, 0,0278 cpd (período de 36 dias) e 0,102 cpd (período de 9,8 dias) respectivamente. Interessante observar que as oscilações aparecem em valores com certa multiplicidade, ou seja, a frequência de 0,0811 cpd e a de 0,102 cpd são aproximadamente três e quatro vezes o valor da frequência de 0,0278 cpd, respectivamente, o que sugere uma distribuição de energia sobre oscilações harmônicas. Picos secundários de energia em todos os pontos de amostragem se apresentam sobre frequências múltiplas de 0,0278 cpd, com valores energéticos muito semelhantes, o que possivelmente seria explicado na eletrônica analógica como ruído branco ou ruído gaussiano. Este ruído tem por característica a inexistência de uma frequência característica, mas uma distribuição de contribuições em todo o espectro de frequência (POPPI *et al.*, 2000).

Entre 1975 a 1979, o ponto 1 não apresenta um pico energético muito pronunciado, com os menores valores encontrados entre os pontos amostrados nesse mesmo período. Destaca-se o predomínio de oscilações com períodos na ordem de dias, com ciclos compreendidos entre 4 a 8 dias, sendo eles: 0,238 cpd no ponto 1, 0,129 cpd no ponto 2 e 0,1255 cpd nos pontos 3 e 4.

No período de 1980 a 1984, como nos anos anteriores, o ponto 1 não apresenta um pico de energia protuberante dentro a banda estudada. Em todos os pontos amostrados a oscilação de 0,183 cpd (período de 5,5 dias) tem considerável nível energético em relação às frequências encontradas no mesmo período. Entretanto, nos pontos 3 e 4 as oscilações 0,0576 cpd (período de 17,4 dias) e 0,0571 cpd (período de 17,5 dias), respectivamente, são as que se destacam em termos de energia.

No penúltimo quinquênio (1985 a 1989), destaca-se um número acentuado de picos energéticos principalmente nos pontos 2, 3 e 4, onde as oscilações predominantes têm períodos entre 14 e 16 dias, exceto no ponto 1, no qual a frequência de maior energia é a 0,237 cpd (período de 4 dias). Já no último quinquênio, entre os anos de 1990 e 1993, nota-se o predomínio da oscilação de 0,177 cpd (período de 5,7 dias) em todos os pontos amostrados, com maior nível energético no ponto 4.

Por não haver uma regularidade do domínio energético para uma determinada frequência, optou-se por verificar como as componentes anuais (as predominantes nos valores energéticos do NMM e da componente zonal) se comportaram ao longo dos anos analisados. Como pode ser visto na Figura 43, o conteúdo energético das oscilações de frequência 0,00293 cpd e 0,00244 cpd é até dez vezes menor daquele encontrado na análise da componente zonal.

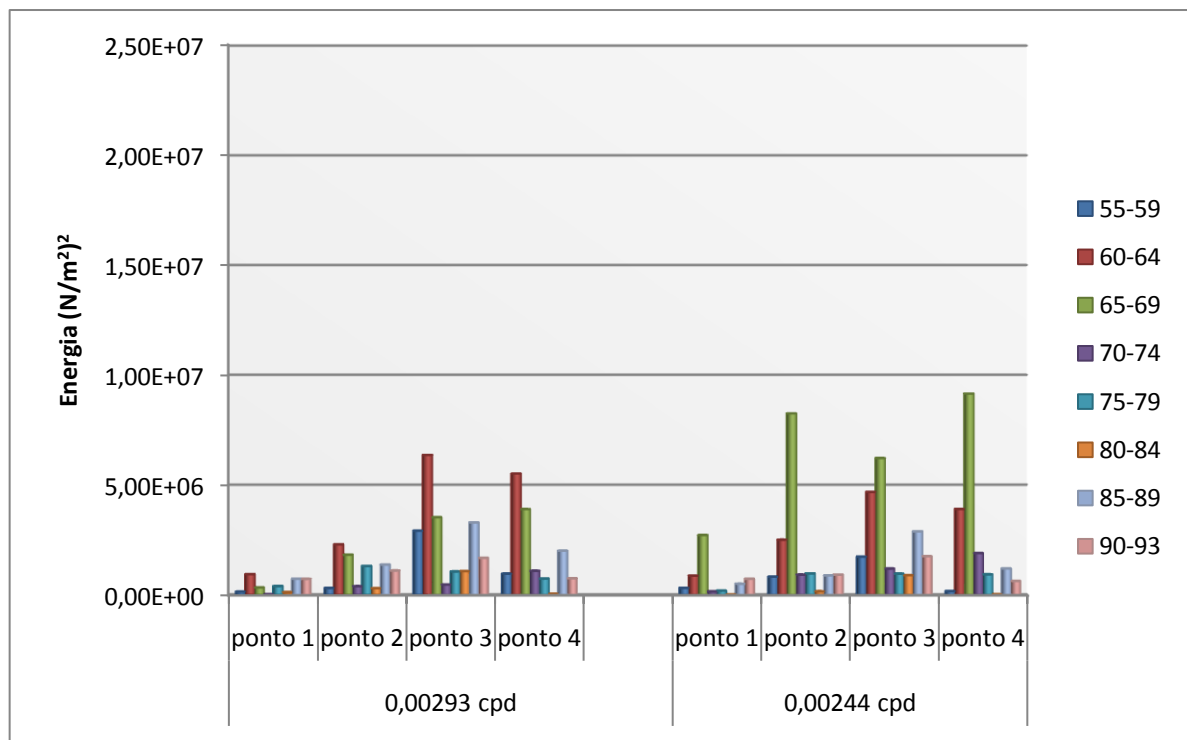
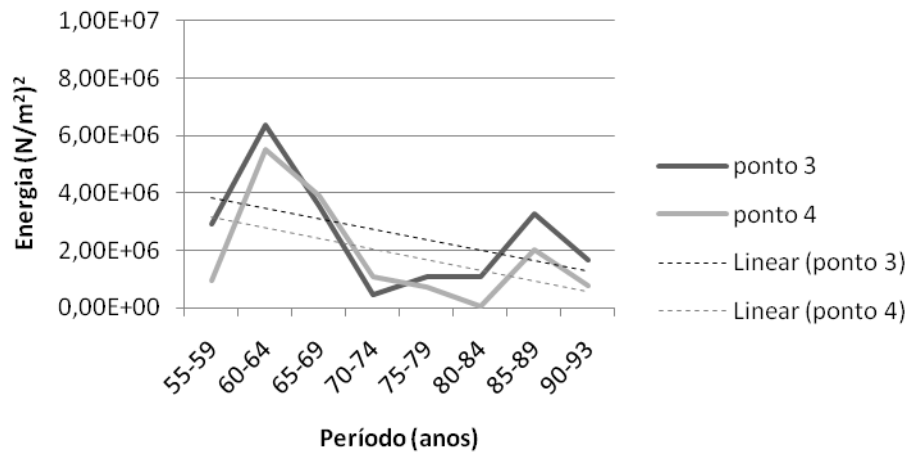
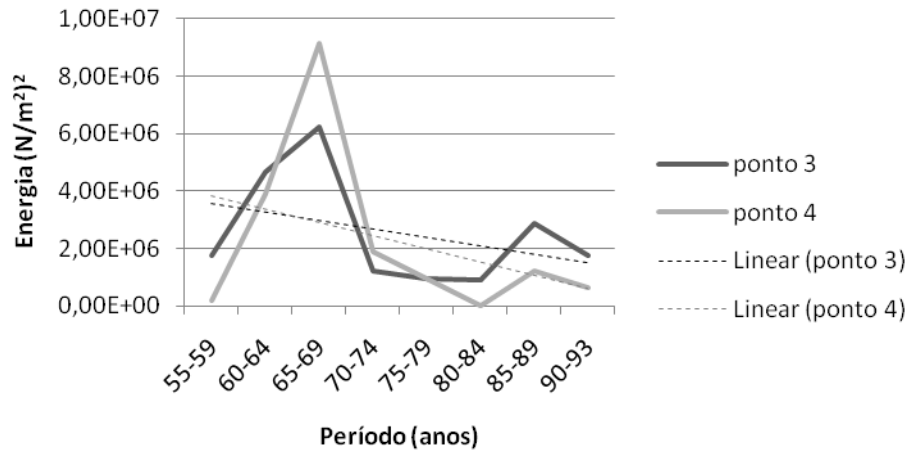


Figura 43. Conteúdo energético das oscilações anual e interanual da componente meridional de frequência 0,00293 cpd e 0,00244 cpd (respectivamente) sobre os pontos amostrados (ponto 1, 2, 3 e 4) ao longo dos anos de análises.

Foi feita a seleção dos pontos 2 e 4 para averiguar a tendência de variação das frequências anuais para todas as análises anteriores, partindo do pressuposto de que estes são os pontos de maior recorrência de picos de energia. Entretanto, neste caso, os pontos de maior concentração de energia estão centrados em 3 e 4 (respectivamente). Sendo assim, nota-se que nos pontos 3 e 4 a estimativa de tendência linear indica uma forte redução da energia, das oscilações anuais com o passar dos anos, como pode ser visto na Figura 44.



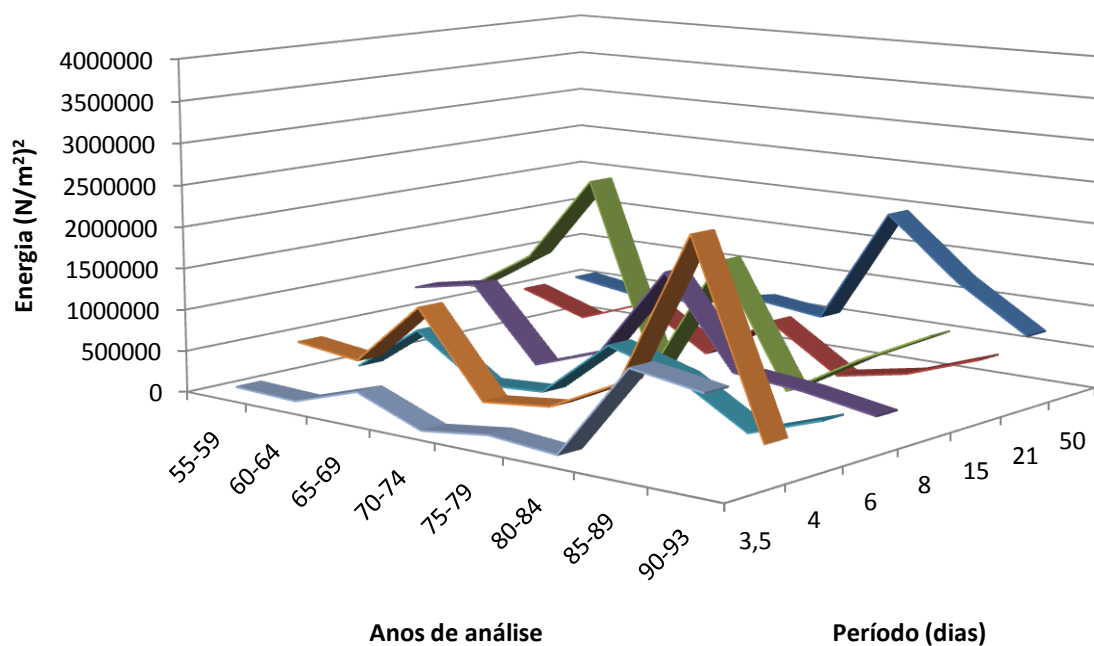
(A)



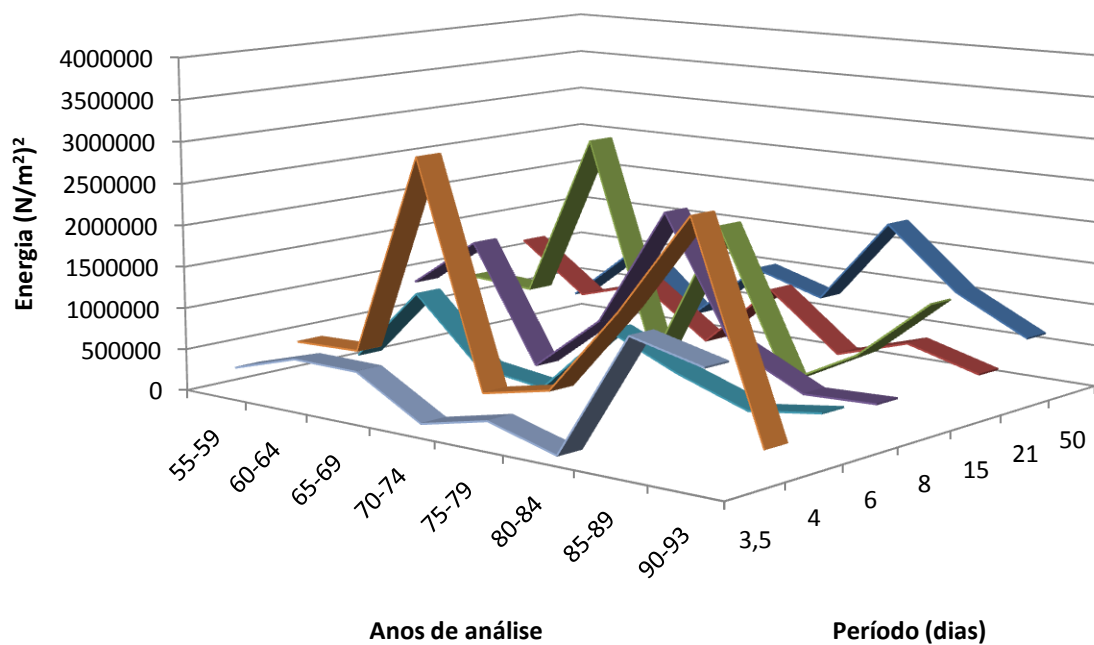
(B)

Figura 44. Conteúdo energético e tendência linear das oscilações anual e interanual da componente meridional sobre os pontos 3 e 4 ao longo dos anos analisados. A) frequência anual de 0,00293 cpd; e B) frequência interanual de 0,00244 cpd.

Entretanto, ao verificar o comportamento de oscilações contidas em bandas de picos secundários de energia (3 a 10 dias e de 10 a 50 dias), para os mesmos pontos amostrais 3 e 4, pode-se observar que a maioria das oscilações apresentam aumento em seu conteúdo energético com o passar dos anos, com exceção daquelas de período de 8, 15 e 21 dias, como pode ser visto na Figura 45.



(A)



(B)

Figura 45. Conteúdo energético das oscilações da componente meridional ( $T_y$ ) em bandas de 3 a 10 dias e de 10 a 50 dias ao longo dos anos de análises. A) para o ponto 3; e B) para o ponto 4.

### 5.2.5 Correlação cruzada NMM x componente meridional da tensão do vento ( $T_y$ )

Como dito anteriormente, para avaliação do grau de correlação entre NMM e as componentes de tensão do vento, utiliza-se o cálculo da coerência como parâmetro de escolha das frequências correlatas (linearmente) nos quais foram selecionadas as máximas coerências. Os resultados obtidos são apresentados graficamente apenas para os intervalos de anos em que foram observadas a máxima e a mínima coerência, e quando conveniente, acrescentou-se o de máximo conteúdo energético. Os gráficos, quando necessário, aparecem na seguinte ordem: o espectro cruzado do NMM e as componentes de tensão de vento meridional ( $T_y$ ), o gráfico de coerência, de defasagem e por fim o resumo das principais características.

Nos anos de 1955 a 1959, nota-se que os picos de energia estão sobre diferentes frequências, sendo elas: 0,00879 cpd (período de 113,8 dias) no ponto 1, 0,00391 cpd (período de 255,8 dias) no ponto 2, 0,00293 cpd (período de 341,3 dias) no ponto 3 e 0,00342 cpd (período de 292,4 dias) no ponto 4. Ao analisar a Tabela 28 percebe-se que esses níveis energéticos não se assemelham aos encontrados no espectro da componente meridional, para o mesmo período. O ponto mais coerente está localizado na amostra 2, seguida da amostra 1, 3 e 4. Entretanto, a oscilação de maior coerência e energia foi encontrada no ponto 1, centrada na frequência de 0,00928 cpd e esta indica uma pausa da atuação da forçante  $T_y$  no NMM, gerando uma defasagem negativa da ordem de 4 dias.

Os resultados obtidos nas defasagens do NMM e  $T_y$  foram muito semelhantes aos encontrados para a componente zonal no mesmo período, onde é perceptível uma tendência linear de atraso da resposta do NMM em relação à componente de tensão de vento em toda a banda estudada, para todos os pontos de grade. Este atraso tende a aumentar em direção a oscilações de alta frequência para todos os pontos, exceto no ponto 4.

Tabela 28. Resumo das frequências de maior coerência e energia obtidas na análise espectral cruzada entre NMM e a componente meridional da tensão de vento para os anos de 1955 a 1959.

COMPONENTE MERIDIONAL DE 1955-1959						
Pontos de amostragem	Coerência (%)	Energia ( $10^5$ )	Domínio da frequência		Domínio do tempo	
			Defasagem ( $^{\circ}$ )	Frequência (cpd)	Defasagem (dias)	Período (dias)
<b>Ty1</b>	<b>80,8</b>	<b>0,989</b>	<b>-13,95</b>	<b>0,00928</b>	<b>4,2</b>	<b>107,8</b>
	79,2	0,783	-10,06	0,0225	1,2	44,5
	70,3	0,486	-19,89	0,0190	2,9	52,5
<b>Ty2</b>	<b>85,7</b>	<b>1,29</b>	<b>-6,452</b>	<b>0,0215</b>	<b>0,8</b>	<b>46,6</b>
	81,5	0,582	-27,93	0,0879	0,9	11,4
	72,4	0,940	-12,69	0,0547	0,6	18,3
<b>Ty3</b>	<b>80,6</b>	<b>2,10</b>	<b>-40,21</b>	<b>0,00244</b>	<b>45,8</b>	<b>409,7</b>
	74,7	2,22	-42,86	0,00293	40,6	341,3
<b>Ty4</b>	<b>70,6</b>	<b>0,553</b>	<b>-62,88</b>	<b>0,0215</b>	<b>8,1</b>	<b>46,6</b>

Entre os anos de 1960 e 1964, os espectros cruzados acusam o predomínio da frequência de 0,00293 cpd como aquela de maior nível energético em todos os pontos amostrados. Esta mesma oscilação foi detectada no pico máximo de energia no ponto 3, entretanto não está entre as frequências de maior coerência. Entre as oscilações mais coerentes, a frequência de 0,00244 cpd se destaca como aquela de teor energético mais expressivo, com defasagem negativa, indicando uma pausa da atuação da forçante Ty, como pode ser visto na Tabela 29.

Quanto às demais defasagens apresentadas, de modo geral, estas se mantêm em sua maioria com fase positiva, o que indica um atraso do NMM em relação ao Ty em todas as amostras, e apenas no ponto 1 a tendência é de redução do atraso em direção às altas frequências.



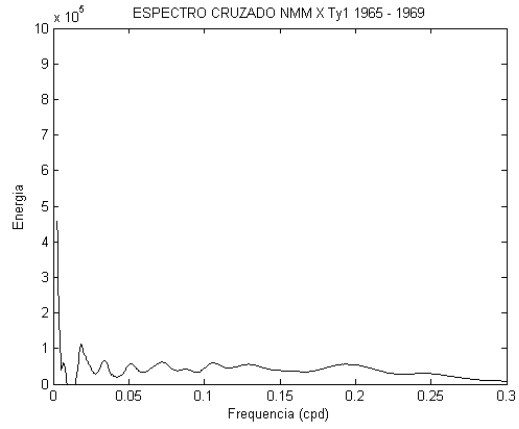
Tabela 29. Resumo das frequências de maior coerência e energia obtidas na análise espectral cruzada entre NMM e a componente meridional da tensão de vento para os anos de 1960 a 1964.

<b>COMPONENTE MERIDIONAL DE 1960-1964</b>						
<b>Pontos de amostragem</b>	<b>Coerência (%)</b>	<b>Energia (<math>10^5</math>)</b>	<b>Domínio da frequência</b>		<b>Domínio do tempo</b>	
			Defasagem ( $^\circ$ )	Frequência (cpd)	Defasagem (dias)	Período (dias)
<b>Ty1</b>	<b>77,9</b>	<b>0,880</b>	<b>-4,143</b>	<b>0,0918</b>	<b>0,1</b>	<b>10,9</b>
<b>Ty2</b>	<b>81,6</b>	<b>1,66</b>	<b>2,254</b>	<b>0,0903</b>	<b>0,1</b>	<b>11,1</b>
	79,9	1,84	5,472	0,0874	0,2	11,4
<b>Ty3</b>	<b>78,1</b>	<b>4,28</b>	<b>-16,52</b>	<b>0,00342</b>	<b>13,4</b>	<b>292,6</b>
	70,5	1,16	-15,53	0,0903	0,5	11,1
	70,2	1,00	-22,48	0,0928	0,7	10,8
	70,1	4,79	-18,04	0,00244	20,5	409,7
<b>Ty4</b>	<b>72,2</b>	<b>1,48</b>	<b>-13,28</b>	<b>0,0903</b>	<b>0,4</b>	<b>11,1</b>
	71,9	0,177	-9,241	0,00342	7,5	292,6
	71,1	1,62	-7,706	0,0874	0,2	11,4

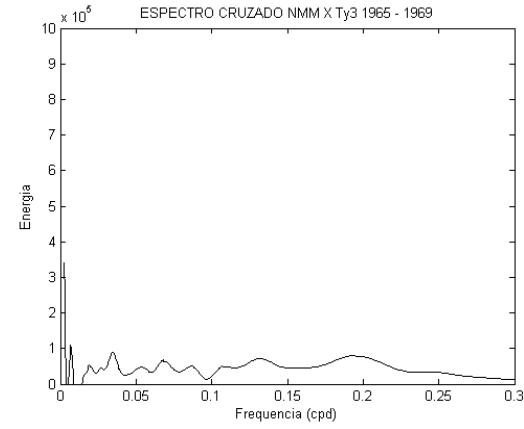
Nos anos de 1965 a 1969, a máxima energia encontrada nos espectros cruzados do NMM e Ty em todos os anos estudados é atingida, com valor de  $6,47 \cdot 10^5$  no ponto 2. A oscilação responsável por esse pico energético tem frequência de 0,00244 cpd, sendo esta a perturbação dominante de maior energia em todos os pontos de amostragem (ver Figura 46). Entretanto, esta oscilação não está entre as frequências de maior coerência encontrada nesse período, como pode ser visto na Figura 47 e na Tabela 30. Apesar da coincidência dos mais altos níveis energéticos do NMM, de Ty e do espectro cruzado entre NMM e Ty serem durante esse quinquênio, os valores de coerência entre as frequências correlatas demonstram os mais baixos níveis nesse período. Dado que a análise de Fourier só avalia correlações lineares entre séries temporais, pode ser que o alto nível de energia entre as análises supracitadas seja um indício de que haja algum tipo de correlação entre a componente meridional da tensão do vento com o NMM que não seja linear, neste caso. Entretanto parece pouco provável que a forçante Ty possa ser associada ou mesmo responsabilizada pela

drástica variação do NMM nesse período, visto que não tem por característica uma influência efetiva em provocar mudanças no NMM (exceto em corpos de águas rasas) (MENEZES, 2007).

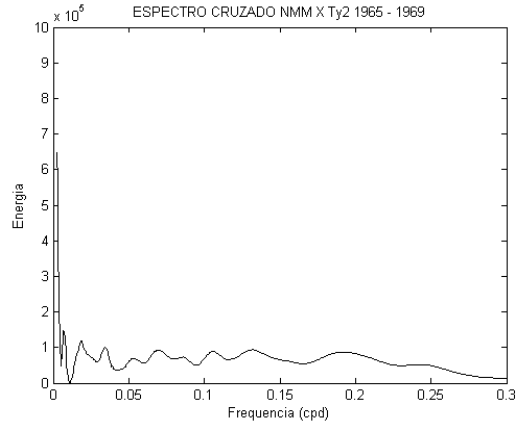
Na Figura 48 nota-se que nos pontos 2 e 3, de maneira geral, o NMM se mantém em fase em relação à forçante  $T_y$  (defasagem próxima a  $0^\circ$ ). O ponto 3 apresenta defasagem negativa, indicando que, neste ponto, a forçante pouco influenciou o NMM, e o ponto 1 apresenta uma redução do atraso do NMM em relação a  $T_y$  em direção as altas frequências.



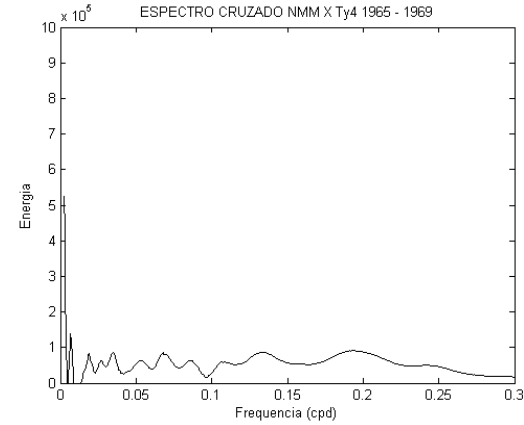
(A)



(C)

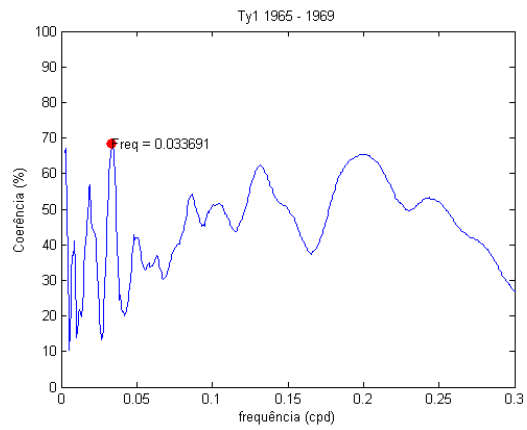


(B)

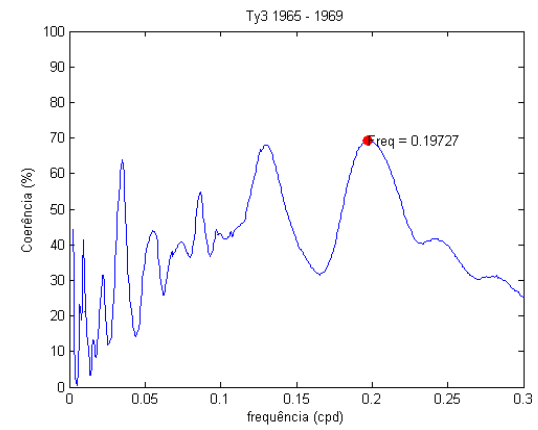


(D)

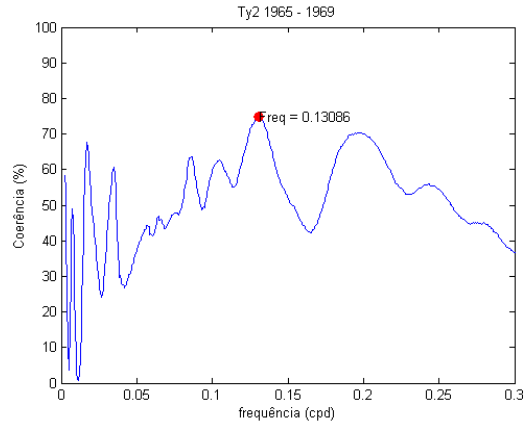
Figura 46. Espectros cruzados entre o NMM e Ty para os pontos 1(A), 2(B), 3(C) e 4(D) entre os anos de 1965 a 1969, com nível de confiança de 95%.



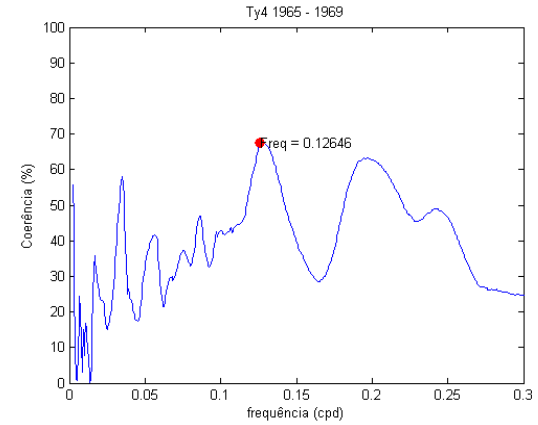
(A)



(C)

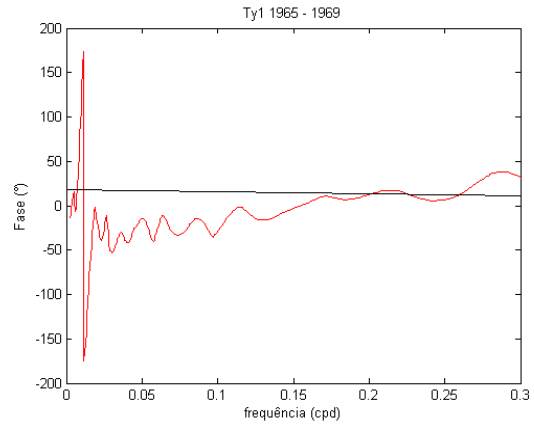


(B)

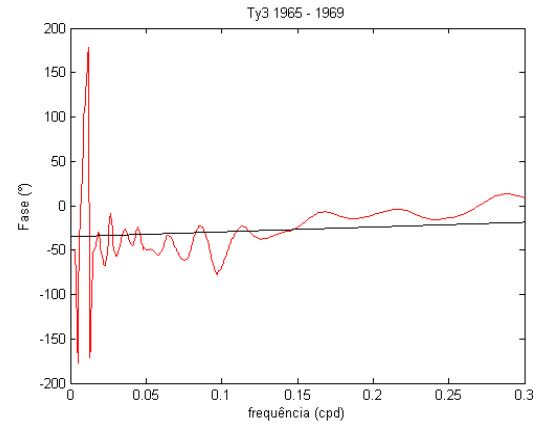


(D)

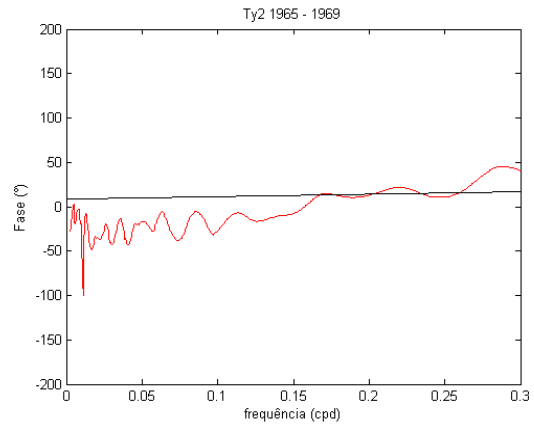
Figura 47. Coerência entre o NMM e Ty para os pontos 1(A), 2(B), 3(C) e 4(D) entre os anos de 1965 a 1969, em destaque os pontos máximos, com nível de confiança de 95%.



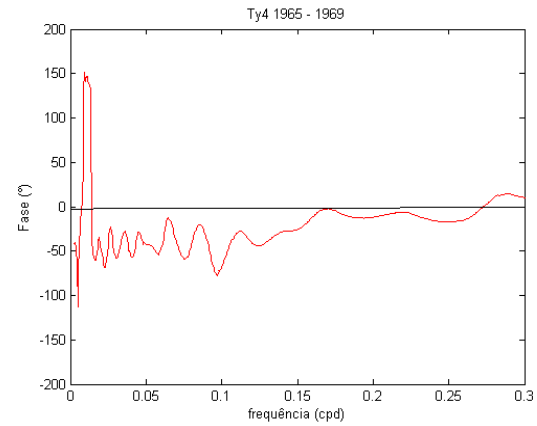
(A)



(C)



(B)



(D)

Figura 48. Defasagens entre o NMM e Ty para os pontos 1(A), 2(B), 3(C) e 4(D) entre os anos de 1965 a 1969, com nível de confiança de 95%.

Tabela 30. Resumo das frequências de maior coerência e energia obtidas na análise espectral cruzada entre NMM e a componente meridional da tensão de vento para os anos de 1965 a 1969.

<b>COMPONENTE MERIDIONAL DE 1965-1969</b>					
<b>Pontos de amostragem</b>	<b>Coerência (%)</b>	<b>Domínio da frequência</b>		<b>Domínio do tempo</b>	
		<b>Defasagem (°)</b>	<b>Frequência (cpd)</b>	<b>Defasagem (dias)</b>	<b>Período (dias)</b>
<b>Ty1</b>	<b>68,1</b>	<b>-38,33</b>	<b>0,0337</b>	<b>3,2</b>	<b>29,7</b>
<b>Ty2</b>	<b>74,7</b>	<b>-15,04</b>	<b>0,131</b>	<b>0,3</b>	<b>7,6</b>
	70,4	11,72	0,197	0,2	5,1
<b>Ty3</b>	<b>69,2</b>	<b>-11,76</b>	<b>0,197</b>	<b>0,2</b>	<b>5,1</b>
<b>Ty4</b>	<b>67,4</b>	<b>-43,56</b>	<b>0,113</b>	<b>1,1</b>	<b>8,9</b>

Entre os anos de 1970 a 1974, nota-se o predomínio da oscilação de 0,0322 cpd (período de 31,1 dias), tanto em termos energéticos como em termos de coerência, na maioria dos pontos amostrados (ver Tabela 31). Essa frequência também foi detectada com grande valor de coerência entre NMM e a componente Tx para o mesmo período de análise, entretanto, nessa ocasião, não mostrou conteúdo energético expressivo. Destaca-se no ponto 2 a oscilação de 0,0332 cpd como aquela de maior coerência e de considerável energia.

A frequência de 0,0322 cpd (31,1 dias) apresenta fases negativas nos pontos 3 e 4, com defasagens de valores muito próximos indicando uma pausa da influência da forçante em relação ao NMM, e o contrário é visto no ponto 1, com defasagem próxima a zero entre NMM e Ty, ou seja, NMM e a componente meridional da tensão do vento estão em fase nesse ponto. Para o ponto 2 a defasagem da frequência de 0,0332 cpd se assemelha ao caso do ponto 1, o que indica que a resposta do NMM está em fase com a perturbação promovida por Ty. Nos pontos 1 e 2 há a tendência de redução do atraso do NMM em relação a Ty em direção as altas frequências, e nos pontos 3 e 4, há a tendência de que NMM e Ty entrem em fase para oscilações de curto período.

Tabela 31. Resumo das frequências de maior coerência e energia obtidas na análise espectral cruzada entre NMM e a componente meridional da tensão de vento para os anos de 1970 a 1974.

<b>COMPONENTE MERIDIONAL DE 1970-1974</b>						
<b>Pontos de amostragem</b>	<b>Coerência (%)</b>	<b>Energia (10<sup>5</sup>)</b>	<b>Domínio da frequência</b>		<b>Domínio do tempo</b>	
			<b>Defasagem (°)</b>	<b>Frequência (cpd)</b>	<b>Defasagem (dias)</b>	<b>Período (dias)</b>
<b>Ty1</b>	<b>73,9</b>	<b>0,775</b>	<b>0,1164</b>	<b>0,0322</b>	<b>0,01</b>	<b>31,1</b>
<b>Ty2</b>	<b>82,3</b>	<b>1,14</b>	<b>7,402</b>	<b>0,0332</b>	<b>0,6</b>	<b>31,1</b>
	75,5	0,723	-23,42	0,0264	2,5	37,9
	71,2	0,554	9,923	0,152	0,2	6,6
	70,4	0,673	-11,69	0,107	0,3	9,4
<b>Ty3</b>	<b>72,4</b>	<b>0,980</b>	<b>-11,65</b>	<b>0,0322</b>	<b>1,0</b>	<b>31,1</b>
<b>Ty4</b>	<b>67,7</b>	<b>1,12</b>	<b>-11,92</b>	<b>0,0322</b>	<b>1,0</b>	<b>31,1</b>

Nos anos de 1975 a 1979 as oscilações interanuais e anuais foram predominantes em termos energéticos, com frequências de 0,00244 cpd nos pontos 3 e 4 e de 0,00293 cpd (respectivamente) nos pontos 1 e 2, como pode ser visto na Tabela 32. Esta última frequência destaca-se dentre as oscilações de maior coerência como aquela de valor energético expressivo, apenas detectada no ponto 2. Essa mesma constatação é feita para análise do NMM com Tx para o mesmo período.

Quanto às defasagens, nos pontos 1 e 2 estas se mantêm positivas na banda de frequências estudada, e indicam uma redução do atraso do NMM em relação a Ty em direção as altas frequências. Já no ponto 3, há a tendência de aumento do período de pausa da influência da forçante no NMM, e o ponto 4 indica que NMM e Ty já se encontram em fase para toda banda estudada.

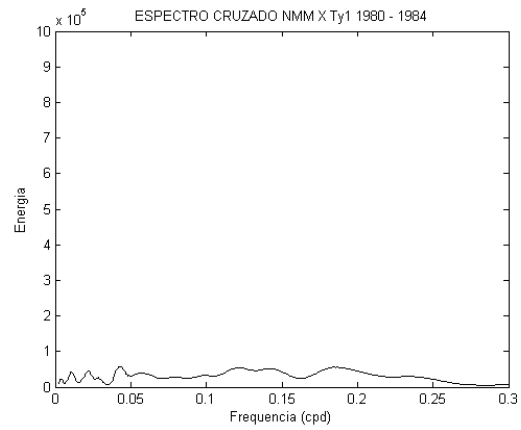
Tabela 32. Resumo das frequências de maior coerência e energia obtidas na análise espectral cruzada entre NMM e a componente meridional da tensão de vento para os anos de 1975 a 1979.

<b>COMPONENTE MERIDIONAL DE 1975-1979</b>						
<b>Pontos de amostragem</b>	<b>Coerência (%)</b>	<b>Energia (<math>10^5</math>)</b>	<b>Domínio da frequência</b>		<b>Domínio do tempo</b>	
			Defasagem ( $^{\circ}$ )	Frequência (cpd)	Defasagem (dias)	Período (dias)
<b>Ty1</b>	<b>73,6</b>	<b>0,492</b>	<b>18,05</b>	<b>0,124</b>	<b>0,4</b>	<b>8,1</b>
	70,2	0,623	9,07	0,0288	0,9	34,7
<b>Ty2</b>	<b>73,6</b>	<b>0,835</b>	<b>-14,28</b>	<b>0,124</b>	<b>0,3</b>	<b>8,1</b>
	72,1	1,82	24,05	0,00293	22,8	341,3
<b>Ty3</b>	<b>71,1</b>	<b>0,610</b>	<b>-36,53</b>	<b>0,125</b>	<b>0,8</b>	<b>8,0</b>
<b>Ty4</b>	<b>63,9</b>	<b>0,692</b>	<b>-35,55</b>	<b>0,124</b>	<b>0,8</b>	<b>8,0</b>

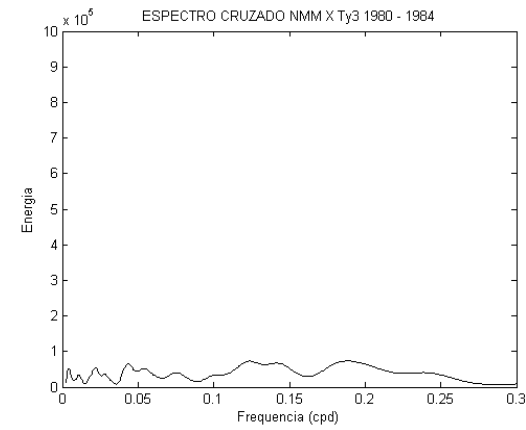
Nas Figuras 49, 50 e 51, são vistos os resultados obtidos nos quatro pontos de amostragem entre os anos de 1980 a 1984, sendo eles: os espectros cruzados de NMM com Ty, a coerência e defasagem (respectivamente). Nesses anos os valores das coerências são os mais altos encontrados na análise da componente meridional da tensão do vento, o que difere completamente dos resultados obtidos nos espectros cruzados entre NMM e Tx para o mesmo período. As oscilações que demonstraram tais valores têm períodos entre 110 a 120 dias, sendo elas 0,00879 cpd (com o valor máximo de 90,5 % de coerência) e 0,00830 cpd, como pode ser visto na Figura 50 e Tabela 33. Apesar da correlação entre NMM e Ty para essas frequências ser alta, o teor energético é inexpressivo diante das demais oscilações encontradas na banda estudada. Como já dito anteriormente, de nada adianta uma oscilação que demonstre forte coerência se a energia é baixa em relação a faixa espectral em que está inserida.

As defasagens se mantêm positivas na banda estudada, indicando uma tendência de redução do atraso do NMM em relação a Ty em direção às altas frequências, com uma possível inversão de fase próxima as oscilações de curto período, exceto no ponto 2, onde as fases parecem se manter positivas em toda faixa espectral (ver Figura 51).

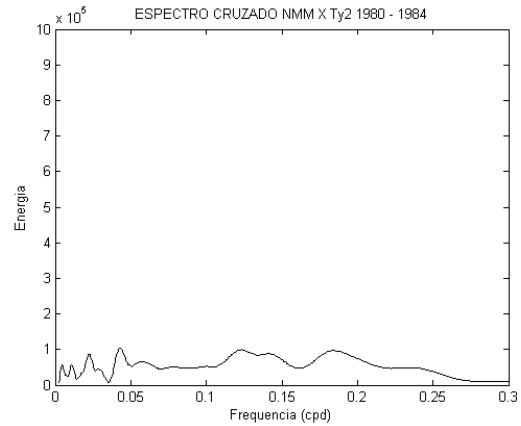




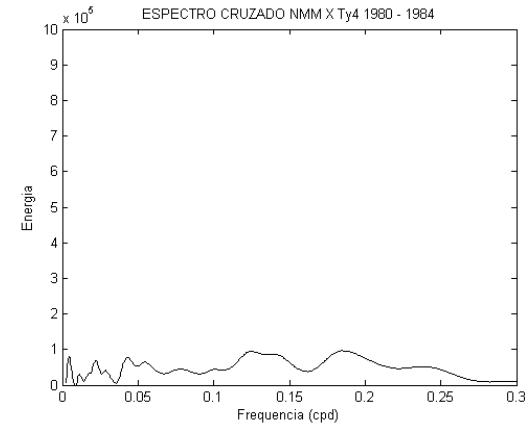
(A)



(C)

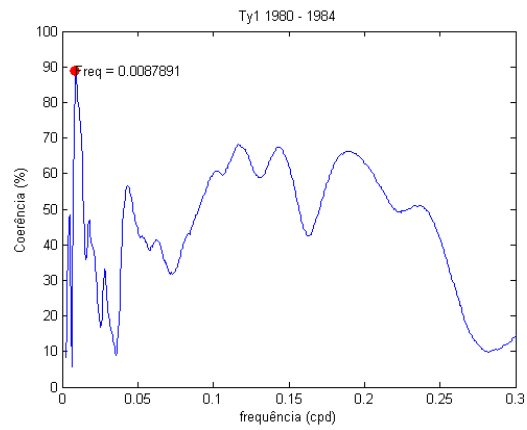


(B)

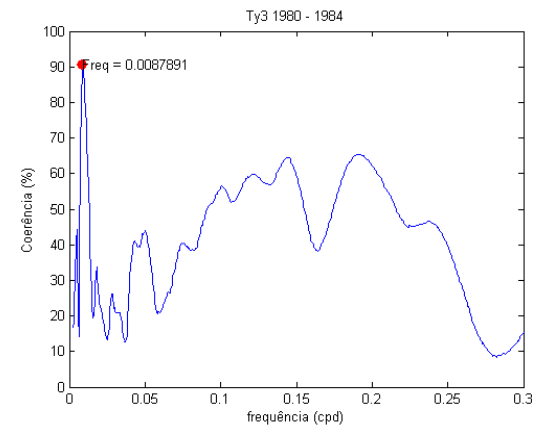


(D)

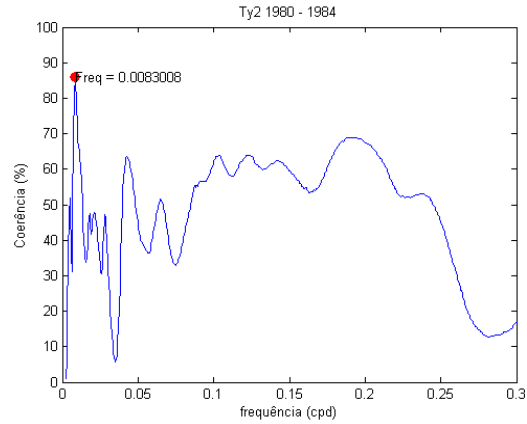
Figura 49. Espectros cruzados entre o NMM e Ty para os pontos 1(A), 2(B), 3(C) e 4(D) entre os anos de 1980 a 1984, com nível de confiança de 95%.



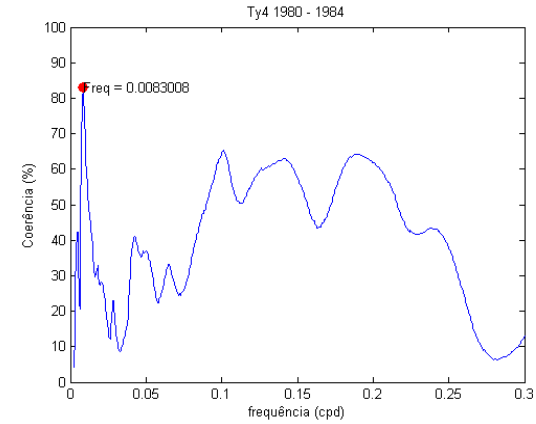
(A)



(C)

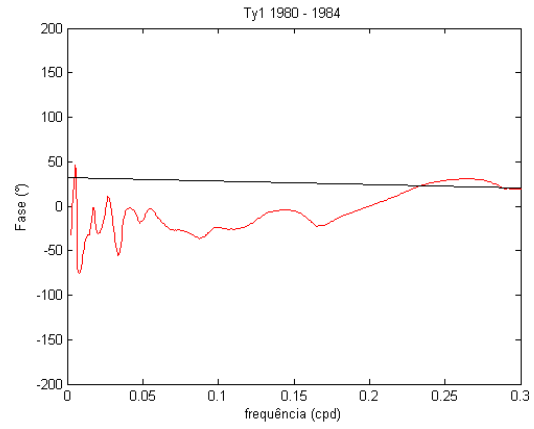


(B)

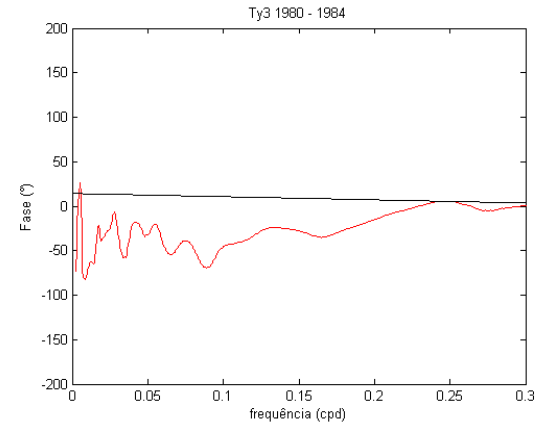


(D)

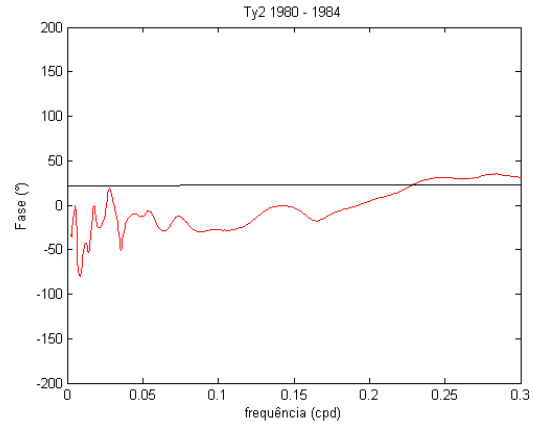
Figura 50. Coerência entre o NMM e Ty para os pontos 1(A), 2(B), 3(C) e 4(D) entre os anos de 1980 a 1984, em destaque os pontos máximos, com nível de confiança de 95%.



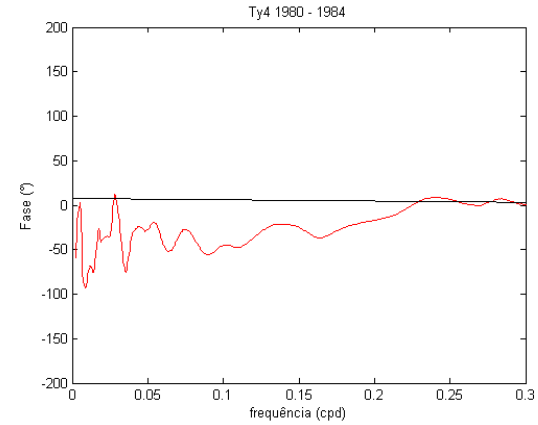
(A)



(C)



(B)



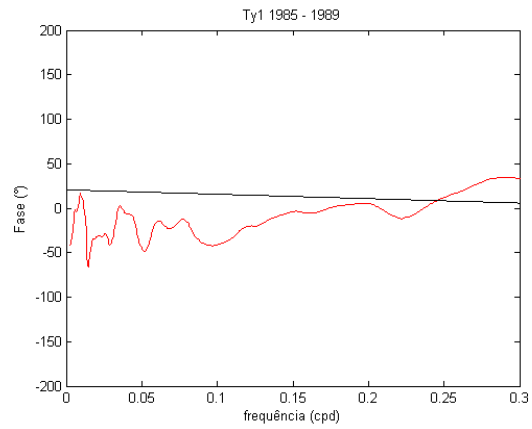
(D)

Figura 51. Defasagens entre o NMM e Ty para os pontos 1(A), 2(B), 3(C) e 4(D) entre os anos de 1980 a 1984, com nível de confiança de 95%.

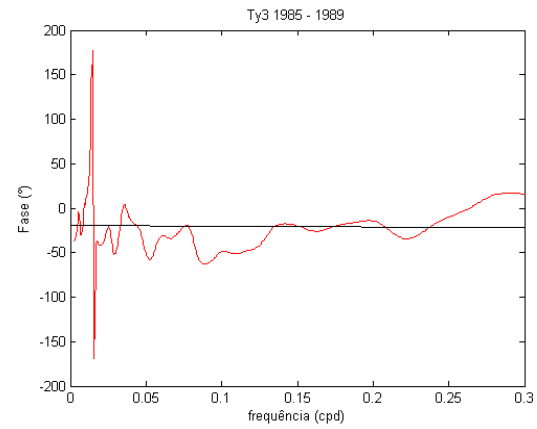
Tabela 33. Resumo das frequências de maior coerência e energia obtidas na análise espectral cruzada entre NMM e a componente meridional da tensão de vento para os anos de 1980 a 1984.

<b>COMPONENTE MERIDIONAL DE 1980-1984</b>					
<b>Pontos de amostragem</b>	<b>Coerência (%)</b>	<b>Domínio da frequência</b>		<b>Domínio do tempo</b>	
		<b>Defasagem (°)</b>	<b>Frequência (cpd)</b>	<b>Defasagem (dias)</b>	<b>Período (dias)</b>
<b>Ty1</b>	<b>88,7</b>	<b>-73,8</b>	<b>0,00879</b>	<b>23,3</b>	<b>113,8</b>
<b>Ty2</b>	<b>85,9</b>	<b>-80,31</b>	<b>0,00830</b>	<b>26,9</b>	<b>120,5</b>
<b>Ty3</b>	<b>90,5</b>	<b>-82,08</b>	<b>0,00879</b>	<b>25,9</b>	<b>113,8</b>
<b>Ty4</b>	<b>83,0</b>	<b>-91,97</b>	<b>0,00830</b>	<b>30,8</b>	<b>120,5</b>

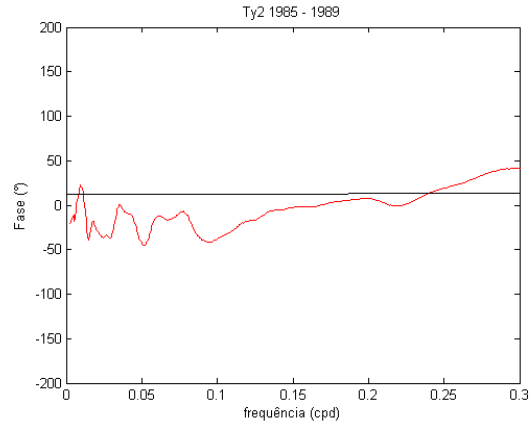
Entre os anos de 1985 a 1989 as oscilações de 0,00244 cpd e 0,00293 voltam a se destacar como aquelas de maior coerência e nível energético situadas nos pontos 1 e 3 (como pode ser visto na Tabela 34). Em relação às defasagens, os pontos 3 e 4 indicam uma abrupta inversão de fase entre as frequências de 0,0151 cpd e 0,0156 cpd, o que caracteriza o ponto em que a resposta do NMM passa de adiantada (pausa da influência da forçante) para atrasada em relação a Ty (retorno da influência da forçante). Nessas frequências, o NMM e o Ty estão co-oscilando, ou seja, estão em fase, e a partir de determinado ponto as defasagens passam a se inverter, onde o sinal adiantado passa a ser retardado e vice e versa. Neste caso apresenta-se a visualização das defasagens na Figura 52.



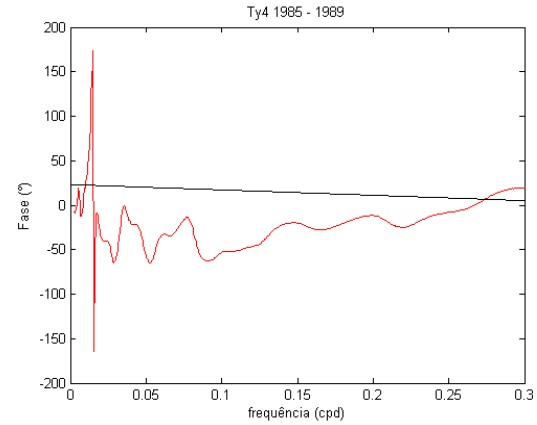
(A)



(C)



(B)



(D)

Figura 52. Defasagens entre o NMM e Ty para os pontos 1(A), 2(B), 3(C) e 4(D) entre os anos de 1985 a 1989, com nível de confiança de 95%.

Tabela 34. Resumo das frequências de maior coerência e energia obtidas na análise espectral cruzada entre NMM e a componente meridional da tensão de vento para os anos de 1985 a 1989.

<b>COMPONENTE MERIDIONAL DE 1985-1989</b>						
<b>Pontos de amostragem</b>	<b>Coerência (%)</b>	<b>Energia (10<sup>5</sup>)</b>	<b>Domínio da frequência</b>		<b>Domínio do tempo</b>	
			<b>Defasagem (°)</b>	<b>Frequência (cpd)</b>	<b>Defasagem (dias)</b>	<b>Período (dias)</b>
<b>Ty1</b>	<b>80,0</b>	<b>1,03</b>	<b>-42,09</b>	<b>0,00244</b>	<b>47,9</b>	<b>409,7</b>
	75,0	0,313	-41,49	0,0288	4,0	34,7
	74,2	0,383	-39,39	0,0298	3,7	33,6
	73,4	0,348	-40,27	0,0293	3,8	34,1
<b>Ty2</b>	<b>78,6</b>	<b>0,987</b>	<b>-32,06</b>	<b>0,107</b>	<b>0,8</b>	<b>9,4</b>
	75,3	0,465	-37,18	0,0288	3,6	34,7
	73,8	1,05	22,52	0,00928	6,7	107,8
<b>Ty3</b>	<b>81,6</b>	<b>2,45</b>	<b>-36,87</b>	<b>0,00244</b>	<b>42,0</b>	<b>409,7</b>
	80,5	2,41	-35,99	0,00293	34,1	341,3
	76,6	2,06	-34,2	0,00342	27,8	292,6
<b>Ty4</b>	<b>66,3</b>	<b>0,685</b>	<b>-52,13</b>	<b>0,107</b>	<b>1,4</b>	<b>9,4</b>

Nos anos de 1990 a 1993 nota-se que diferentes oscilações de boa coerência foram detectadas nos vários pontos de amostragem, não tendo o predomínio claro de nenhuma frequência (ver Tabela 35). Os picos de energia em todos os ensaios tiveram valores inferiores ao dos períodos anteriormente analisados, e, não há associação de oscilações de alta coerência com as de alto teor energético.

As defasagens nesse período têm o predomínio de fases positivas na maioria das frequências da banda estudada, com redução do atraso do NMM em relação à Ty no ponto 2, e nos pontos restantes pontos amostrados há a redução do período de pausa da atuação da forçante em direção as altas frequências.

Tabela 35. Resumo das frequências de maior coerência e energia obtidas na análise espectral cruzada entre NMM e a componente meridional da tensão de vento para os anos de 1990 a 1993.

<b>COMPONENTE MERIDIONAL DE 1990-1993</b>						
<b>Pontos de amostragem</b>	<b>Coerência (%)</b>	<b>Energia (10<sup>5</sup>)</b>	<b>Domínio da frequência</b>		<b>Domínio do tempo</b>	
			Defasagem (°)	Frequência (cpd)	Defasagem (dias)	Período (dias)
<b>Ty1</b>	<b>81,0</b>	<b>0,567</b>	<b>-17,14</b>	<b>0,103</b>	<b>0,5</b>	<b>9,7</b>
	79,0	0,521	18,11	0,0288	1,7	34,7
	73,0	0,836	15,65	0,0107	4,0	93,1
<b>Ty2</b>	<b>81,6</b>	<b>0,756</b>	<b>-19,74</b>	<b>0,0972</b>	<b>0,6</b>	<b>10,3</b>
<b>Ty3</b>	<b>70,4</b>	<b>0,366</b>	<b>-54,44</b>	<b>0,0874</b>	<b>1,7</b>	<b>11,4</b>
<b>Ty4</b>	<b>68,1</b>	<b>0,356</b>	<b>-58,82</b>	<b>0,0898</b>	<b>1,8</b>	<b>11,1</b>

Ao analisar a energia da componente meridional da tensão do vento e da sua correlação com o NMM, nota-se que os valores máximos estão sobre frequências interanuais (períodos de 512 e 410 dias, respectivamente) e se encontram no mesmo período, entre os anos de 1965 a 1969, ambos detectados no ponto 2. Nesse mesmo quinquênio observa-se o pico mais energético do NMM dentre todos os anos analisados, que juntamente com o valor máximo da correlação do NMM com Ty, sofrem a influência da mesma oscilação de 0,00244 cpd.

Entretanto a mais alta coerência entre NMM e Ty situa-se no ponto 3 entre os anos de 1980 a 1984 sobre a influência de uma oscilação intersazonal (período aproximado de 114 dias), porém seu conteúdo energético é inexpressivo diante das frequências interanual e anual, tais como as oscilações de 0,00244 cpd e 0,00293 cpd (respectivamente).

O ponto 2 é aquele que apresenta, concomitantemente, os mais altos valores energéticos e coerentes da correlação cruzada de NMM e Ty, entretanto o ponto 4 é aquele que concentra os máximos valores de energia da componente meridional da tensão do vento. Dentre as oscilações mais coerentes encontradas durante todo o período de análise, para todos os pontos de amostragem, a predominância, de modo geral, é de fases negativas, o que indica que essas oscilações foram detectadas durante o período de pausa da influência da forçante no

NMM, o que em termos matemáticos seria descrito como um avanço da série de NMM em relação à componente meridional da tensão do vento.

De maneira geral, na análise cruzada entre NMM e a componente meridional, os valores máximos de energia se concentram sobre os pontos 3 e 4, mostrada na Figura 53.

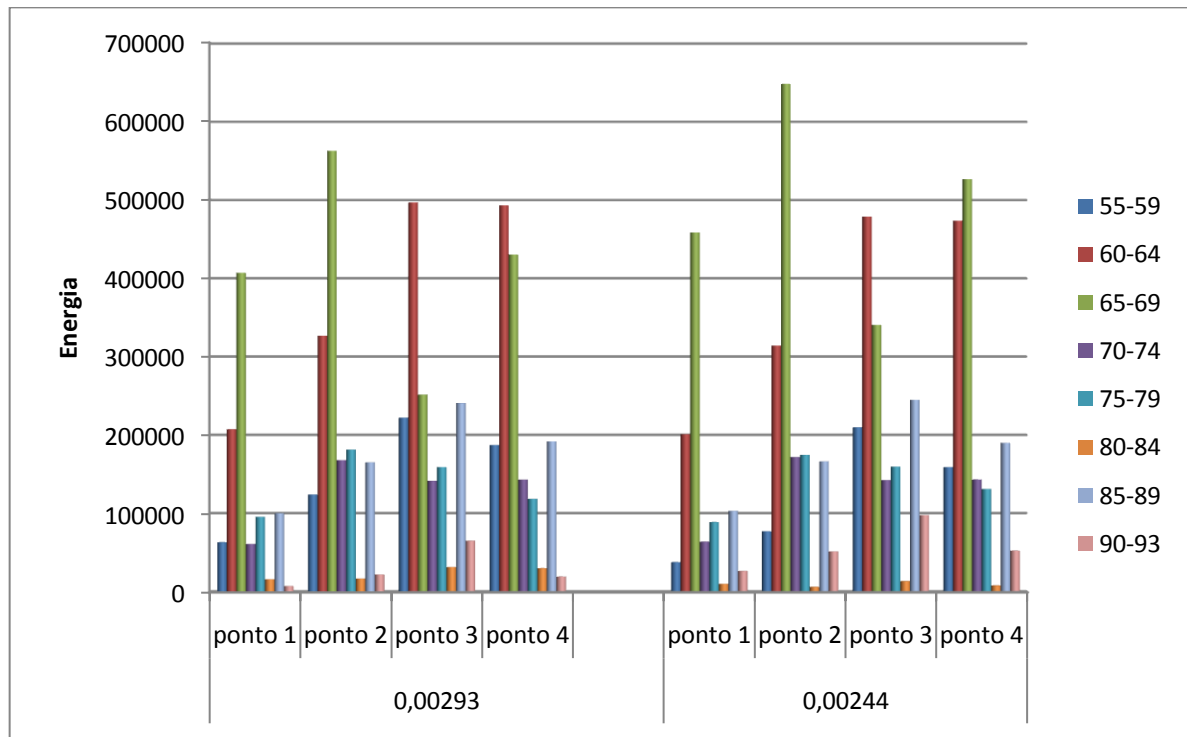
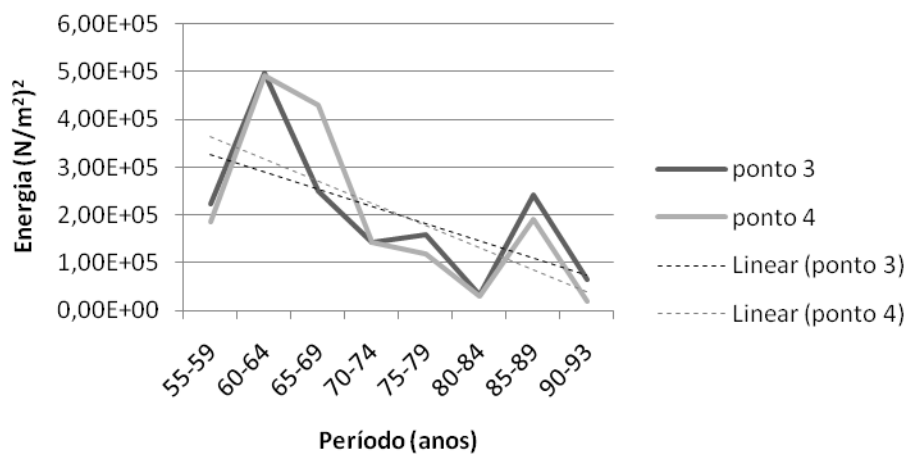


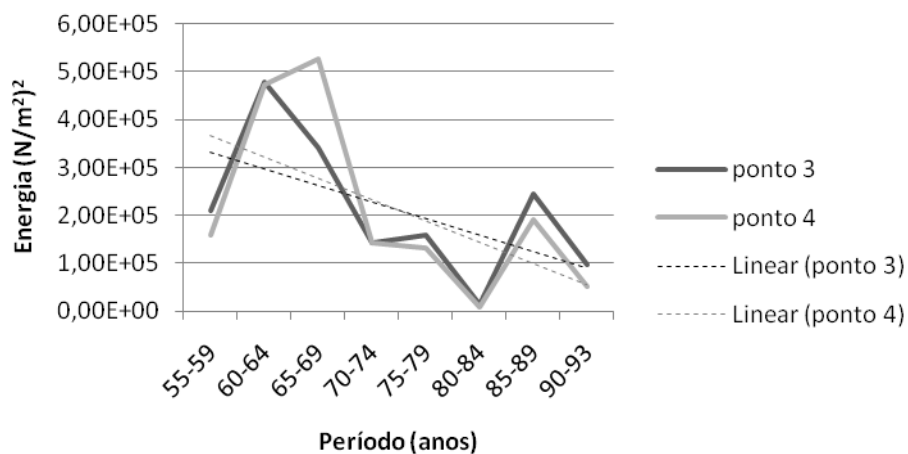
Figura 53. Conteúdo energético das oscilações anual e interanual de frequência 0,00293 cpd e 0,00244 cpd (respectivamente) da análise espectral cruzada entre NMM e Ty sobre os pontos amostrados (ponto 1, 2, 3 e 4) ao longo dos anos de análises.

A análise do comportamento energético das principais oscilações anual e interanual (0,00293 cpd e 0,00244 cpd, respectivamente) para os pontos de maior concentração de energia (pontos 3 e 4) indica uma redução acentuada com o passar dos anos, como pode ser visto na Figura 54. De maneira geral, os valores de coerência se mantêm estáveis (em torno de 70%) ao longo dos anos analisados (ver Figura 55a), entretanto a quantidade de frequências coerentes entre o NMM e a componente meridional da tensão do vento tende a se reduzir em todos os pontos amostrados, exceto no ponto 1, onde há uma tendência a elevação (ver Figura 55b). O ponto 2 é aquele que concentra o maior número de frequências coerentes (35% das ocorrências), como mostra a Figura 55c.



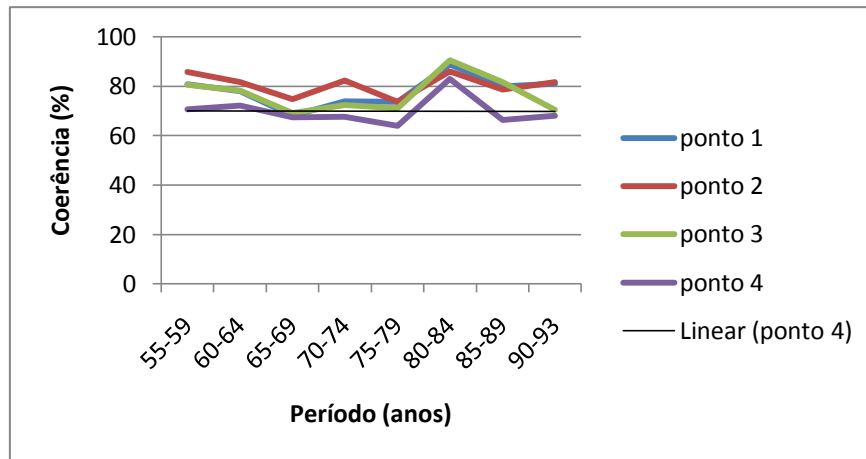


(A)

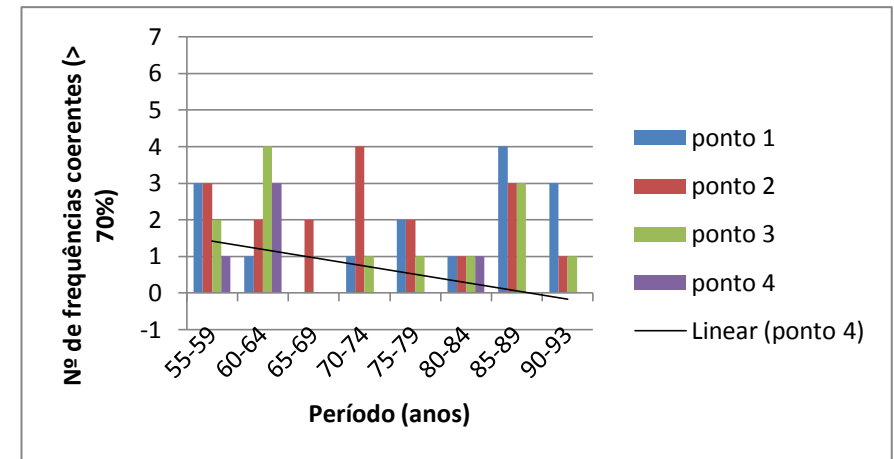


(B)

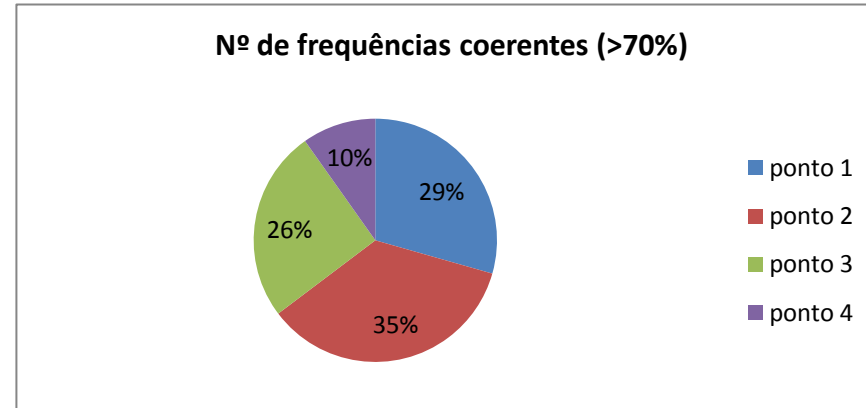
Figura 54. Conteúdo energético e tendência linear das oscilações anual e interanual do espectro cruzado entre o NMM e a componente meridional sobre os pontos 3 e 4 ao longo dos anos analisados. A) frequência anual de 0,00293 cpd; e B) frequência interanual de 0,00244 cpd.



(A)



(B)



(C)

Figura 55. Análise dos resultados obtidos no cálculo de coerência entre NMM e Ty para os pontos amostrados ao longo dos anos analisados. A) Valores da coerência; B) Quantidade de ocorrência de frequências coerentes; C) Porcentagem de ocorrência de frequências coerentes por ponto amostrado.

Com relação às defasagens, de maneira geral as oscilações de maiores coerências apresentaram valores de fase negativo, o que seria indicativo de uma pausa da atuação da forçante tensão de vento sobre o NMM, o que demonstraria uma avanço das séries de NMM em relação às componentes zonal e meridional, em termos matemáticos. De modo geral, as defasagens entre NMM e  $T_y$  são bem menores das obtidas entre NMM e  $T_x$ , o que indica uma resposta mais imediata do NMM em relação à componente meridional (muitas vezes em fase), apesar de menos intensa do que para a componente zonal.

Em todas as análises realizadas, em sua maioria, nota-se uma tendência de inversão de fases entre as baixas e altas frequências, quase sempre as altas com sinais negativos e as baixas com sinais positivos (em análise das oscilações mais coerentes). Uma possível explicação é de que esta inversão possa ser traduzida como o retorno da atuação da forçante sobre o NMM a partir das oscilações de baixa frequência, ou seja, o NMM passa a refletir a influência da forçante tensão do vento inicialmente pelas altas até as baixas frequências. Um resumo dos principais resultados obtidos neste trabalho pode ser visto na Tabela 36.

Tabela 36. Resumo dos principais resultados obtidos nas análises espectrais entre o NMM e as componentes de tensão de vento em função dos valores de máxima energia e coerência. O sinal negativo (-) indica que a pausa de atuação da forçante vento no NMM.

Variáveis	Máxima Energia						Máxima Coerência					
	Ano	Freq (cpd)	Energia	Ponto	Coerência (%)	Fase (dias)	Ano	Freq (cpd)	Coerência (%)	Fase (dias)	Energia	ponto
<b>NMM</b>	65-69	0,00244	$5,73.10^4 \text{ (cm)}^2$									
<b>Tx</b>	60-64	0,00244	$2,24.10^7 \text{ (N/m}^2)^2$	2								
<b>Ty</b>	65-69	0,00195	$1,09.10^7 \text{ (N/m}^2)^2$	2								
<b>NMM x Tx</b>	60-64	0,00293	$6,66.10^5$	4	81,7	43,4 (-)	85-89	0,00293	88,8	21,1 (-)	$3,74.10^5$	1
<b>NMM x Ty</b>	65-69	0,00244	$6,47.10^5$	2	58,3	30,8 (-)	80-84	0,00879	90,5	21,6 (-)	$1,65.10^4$	3

## CAPÍTULO 6

### CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Na análise dos filtros de passa-baixa de Thompson escolhido para testes, o filtro tipo 2 foi o que se mostrou mais apropriado, por aliar as premissas básicas do filtro ótimo (menor DMQ e a garantia de que as frequências de corte não fossem múltiplas de  $180^\circ/h$ ) com o distanciamento necessário das frequências de corte inferior e superior, minimizando a transmissão de energia para as bandas de interesse. As janelas de corte utilizadas neste estudo foram escolhidas a partir da análise da influência da perturbação da forçante atmosférica (tensão do vento) na variação do NMM, de modo que os filtros trabalhem sobre uma mesma banda de frequências, tanto para o nível do mar, quanto para as componentes de tensão do vento. Parte-se então, do pressuposto que atmosféricas com períodos superiores a 3 dias influenciam o nível médio com perturbações superiores a 3 dias. Entretanto, ressalta-se que por se tratar de fluidos de características diferentes, a começar pela a densidade, a atmosfera e o oceano, que inicialmente respondem sobre a influência de uma mesma frequência, podem gerar desdobramentos de diferentes períodos em resposta a uma mesma perturbação, já que se espera encontrar oscilações de mais alta frequência na atmosfera do que no oceano.

Os espectros foram analisados dentro de uma banda de frequências restrita a períodos superiores a 3 dias, ou 0,33 cpd, recorte justificado pela filtragem das séries temporais. Entretanto observou-se o vazamento de energia fora da faixa espectral escolhida, ou seja, uma parte das altas frequências (períodos inferiores a 3 dias) não foram idealmente atenuadas pelo filtro de passa-baixa de Thompson, porém apresentaram valores inferiores a 10 % dos picos de DEP média encontrados no espectro. Este então é considerado um ruído incorporado ao estudo, visto que a filtragem foi bem sucedida, mas não perfeita.

Ao analisar os espectros de DEP média do NMM e das componentes de tensão do vento, percebe-se que os picos mais energéticos do NMM e da componente meridional (Ty) são encontrados entre os anos de 1965 a 1969. Em contrapartida, o ponto máximo de energia atingido pela componente zonal (Tx) é dado entre os anos de 1960 a 1964. Os respectivos espectros cruzados entre NMM e as componentes de tensão do vento corroboram a discrepância temporal supracitada, nos quais demonstram que máximos de energia

encontrados nas componentes Tx e Ty estão associados aos mais altos valores de energia das respectivas correlações cruzadas com o NMM durante o mesmo período de tempo. Ou seja, o pico mais alto encontrado nas correlações cruzadas de NMM com Tx ( $6,6610^5$ ) e com Ty ( $6,4710^5$ ) estão no intervalo de 1960 a 1964 e 1965 a 1969, respectivamente. Em todas as análises a componente zonal da tensão de vento apresenta teor energético mais alto do que a componente meridional da tensão do vento. Com relação à disposição dos picos energéticos, durante o período de 1955 a 1959, a componente meridional apresenta valores de máximo de energia alocados sobre as harmônicas das frequências encontradas na componente zonal, o que sugere que a energia máxima está centrada em Tx nas oscilações de período  $1/f$  e em Ty nas oscilações de período  $2/f$ .

Apesar dos mais altos níveis energéticos de NMM, de Ty e do espectro cruzado entre NMM e Ty coincidirem no terceiro quinquênio analisado (1965 a 1969), é pouco provável que essa forçante possa estar associada a grande variação do NMM ocorrida nesse mesmo período posto que as frequências de máxima energia apresentaram os mais baixos valores de coerência. Em contrapartida a componente Tx, que poderia contribuir efetivamente para a variação do NMM nesse período, dado seu conteúdo energético ser mais alto do que Ty, apresentou valores de mínima coerência nos anos citados e seus valores de máxima energia se encontram no quinquênio anterior (1960 a 1964). Conclui-se então que seja pouco provável que a forçante tensão de vento esteja associada à drástica variação do NMM no período de 1965 a 1969 para a região de Cananéia. Talvez a investigação de outras forçantes, como pressão ao nível do mar e índice pluviométrico no período de 1966 a 1967, respondam melhor à variação do NMM nessa ocasião.

Os espectros, de maneira geral, apresentam picos de energia recorrentes, o que sugere a predominância de fenômenos com determinada periodicidade influenciados pela forçante de tensão de vento, estando estes associados principalmente às oscilações interanual e anual, de frequências de 0,00244 cpd e 0,00293 cpd (respectivamente). Estas ainda aliam os picos de energia com as mais altas coerências encontradas em todas as análises, ou seja, são elas as responsáveis por grande parte da variância do NMM na região costeira de Cananéia.

Na análise dos valores de coerência, o ajuste do cálculo da tendência linear demonstra um aumento da quantidade de frequências coerentes entre NMM e a componente zonal, seguido de uma elevação dos valores de coerência com o passar dos anos. O ponto 1 é aquele

que concentra o maior número de frequências coerentes (31 %), explicitado durante o período de 1975 a 1979. Entretanto a quantidade de frequências coerentes entre o NMM e a componente meridional da tensão do vento tende a se reduzir em todos os pontos amostrados, exceto no ponto 1, onde há uma tendência a elevação. O ponto 2 é aquele que concentra o maior número de frequências coerentes (35% das ocorrências).

Oscilações de mais curto período também se destacaram com valores de coerência superior a 70%, entretanto não estavam associadas a um nível energético expressivo. Nem sempre pontos de máxima coerência coincidem com pontos de máxima energia.

Os pontos amostrais obtidos pela grade do modelo global do NCEP apresentam respostas diferentes às perturbações sofridas durante o mesmo período de tempo, o que indica que a disposição desses pontos, de alguma forma, afeta na detecção de bandas espectrais semelhantes. O ponto 1 é o que apresenta sempre o menor nível energético em detrimento aos outros pontos amostrados, possivelmente devido à sua maior proximidade com o continente. Os pontos mais próximos à costa podem ter sido “contaminados” pela resolução do modelo global, que provavelmente não distingue – na discretização espacial utilizada, a influência do continente e da proximidade das condições de contorno. O contrário ocorre no ponto 4 (o ponto mais remoto do trabalho), o qual apresenta sinais de alta intensidade.

Os pontos 2 e 4 foram aqueles que apresentaram maior número de frequências de alta coerência e energia em todo o estudo, entretanto destaca-se o ponto 2 nas análises com a componente meridional da tensão do vento e o ponto 4 nas análises com a componente zonal do vento. Uma possível explicação é a de que a disposição desses pontos de grade os coloca na trajetória de atuação das frentes frias, servindo como “porta de entrada” desses fenômenos à região de estudo.

As discrepâncias entre os tempos de defasagens de uma mesma frequência entre os pontos amostrados, possivelmente são devido ao espaçamento da grade do modelo do NCEP que as mantém distanciadas, de modo que dificulta a compreensão de processos que possam afetar a fase nesse ínterim. As defasagens de sinal negativo foram interpretadas como indicativas de pausa de atuação da forçante sobre o NMM ou oriundas da formação de ondas de plataforma que avançaram em relação a evolução do sistema meteorológico. Ainda com relação às defasagens, a tendência de inversão de fases entre as baixas e altas frequências (de modo geral, no ensaio das oscilações mais coerentes, as altas com sinais negativos e as baixas

com sinais positivos) pode ser explicada pela também inversão da atuação da forçante sobre o NMM, ou seja, o NMM passa a refletir a influência da forçante tensão do vento inicialmente pelas altas até as baixas frequências.

Dentre as análises realizadas nesse trabalho, conclui-se que as oscilações anuais e interanuais das componentes de tensão do vento de frequências 0,00293 cpd e 0,00244 cpd respectivamente, são as mais coerentes com a variabilidade do NMM e as mais expressivas em termos energéticos.

Conclui-se que as componentes de tensão de vento podem não só afetar a variação do NMM através oscilações com períodos na ordem de dias (associadas à passagem de frentes frias, com períodos de 6 até 10 dias e a maré meteorológica, com períodos de 3 a 30 dias) – como citado em Uaisson (2004), Castro *et al.*,(2006), Menezes (2007) e em Pugh (1996), mas também através de oscilações anuais (na ordem de muitos meses a ano).

Ao longo do período analisado, os picos de energia (ajustados ao cálculo de tendência linear) sobre a frequência 0,00244 cpd tendem a se elevar no decorrer dos anos, e sendo assim, sua contribuição à variação do NMM na região de Cananéia parece estar sendo amplificada. Em contrapartida, os picos de energia sobre a frequência de 0,00293 cpd tendem a se reduzir ao longo dos anos, o que sugere uma alternância da influência entre essas oscilações. O mesmo procedimento foi repetido às oscilações de períodos entre 3 a 10 dias e de 10 a 50 dias para NMM e nos pontos amostrais de maior concentração de energia para Tx (pontos 2 e 4) e Ty (pontos 3 e 4), onde pode-se notar que a maioria das oscilações apresentam aumento em seu conteúdo energético com o passar dos anos, com exceção daquelas de período de 8, 15 e 21 dias.

Recomenda-se a inclusão da pressão atmosférica ao nível do mar nas análises propostas neste trabalho de modo a avaliar a influência dos sistemas frontais na variação do NMM e nas componentes de tensão do vento, bem como a projeção futura das principais oscilações encontradas na região costeira de Cananéia (SP).



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHRENS, C. D.; **Meteorology today: An Introduction to Weather, Climate and the Environment**. 8th edition, USA: Thomson Brooks/Cole, 2006. 537 p. ISBN 0-495-001162-2.

BERNARDES, M. E. C.; **Circulação estacionária e estratificação de sal em canais estuarinos parcialmente misturados: simulação com modelos analíticos**. São Paulo. Dissertação (Mestrado em Oceanografia) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 2001. 221p.

BERNARDES, M. E. C.; MIRANDA, L. B.; Circulação estacionária e estratificação de sal em canais estuarinos: simulação com modelos analíticos. **Revista Brasileira de Oceanografia**, São Paulo, 49(1/2), p. 115-132, 2001.

BINDOFF, N. L.; WILLEBRAND, J.; ARTALE, V.; CAZENAVE, A.; GREGORY, J.; GULEV, S.; HANAWA, K.; Le QUÉRÉ, C.; LEVITUS, S.; NOJIRI, Y.; SHUM, C. K.; TALLEY, L. D.; UNNIKRISHNAN, A.; Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level. In: **Climate Change 2007: The Physical Science Basis**. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S.; Qin, d.; Manning, M.; Chen, Z.; Marquis, M.; Averyt, K. B.; Tignor, M. and Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.

CAMARGO, R.; HARARI, J.; Modelagem numérica de ressacas na plataforma sudeste do Brasil a partir de cartas sinóticas de pressão atmosférica na superfície. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, São Paulo, 42 (1/2), p. 19-34, 1994.

CAMARGO, R.; HARARI, J.; CARUZZO, A.; Numerical modeling of tidal circulation in coastal areas of the southern Brazil. **Afro-America Gloss News**. 3 (1), 1998.

CAMARGO, R.; HARARI, J.; CARUZZO, A.; Basic statistics of storm surges over the south-western Atlantic. **Afro-America Gloss News**. 3(2), 1999.

CAMARGO, R.; DIAS, P. L. S.; CARUZZO, A.; ZACHARIAS, D. C.; HARARI, J.; Implementação de sistema de previsão de marés meteorológicas no Atlântico Sudoeste. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2000, Rio de Janeiro. **Anais eletrônicos...** Rio de Janeiro, 2000. Disponível em:< <http://www.cbmet.com/cbm-files/12-3552efe322e3c99e4c1c3a638fa563c3.pdf> >. Acesso em: 1 set 2010.

CASTRO, A. C.; **Padrões de variabilidade intrasazonal sobre a cidade de São Paulo e o Oceano Atlântico Sul adjacente utilizando a análise de ondeleta, no período de 1982 a 2005.** São Paulo. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 2007. 91p.

CASTRO, B. M. .; LORENZZETTI, J. A.; SILVEIRA, I. C. A.; MIRANDA, L. B.; Estrutura termohalina e circulação na região entre Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). In: ROSSI-WONGTSCHOWSKI, C. L. B.; MADUREIRA, L. S. P. (Org.). **O Ambiente Oceanográfico da Plataforma Continental e do Talude na Região Sudeste-Sul do Brasil.** São Paulo: EDUSP, São Paulo, 2006.472p. ISBN: 85-314-09948-9.

CHURCH, J. A.; GREGORY, J. M.; HUYBRECHTS, P.; KUHN, M.; LAMBECK, K.; NHUAN, M. T.; QIN, D.; WOODWORTH, P. L.; Changes in sea level. In: **Climate Change 2001: The Physical Science Basis.** Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2003, p.641-684.

COLLING, A.; **Ocean Circulation.** 2th edition. England: University Course Team, 2001. 286p. Inclui índice. ISBN 0-7506-5278-0.

COSTA, M. C.; **Análise do nível médio do mar utilizando o filtro de passa-baixa de Thompson e de Lanczos aplicados a região costeira de Cananéia (SP).** Itajubá. Trabalho de Conclusão de Curso (Engenharia Ambiental) - Instituto de Recursos Naturais, Universidade Federal de Itajubá, 2007. 48p.

DUCHON, C. E.; Lanczos Filtering in One and Two Dimensions. **Journal of Applied Meteorology**, v. 18, p. 1016-1022, 1979.

EMERY, W. J.; THOMSON, R. E., **Data analysis methods in Physical Oceanography**. Amsterdam: Elsevier Science BV, 2001. 636p. ISBN 0-444-50757-4.

FOURIER, J; GABAY, J (Ed.). **Théorie analytique de la chaleur**. Paris: Chez Firmin Didot, père et fils, 1988. 676p. ISBN 2-87647-046-2.

FRANCO, A. S. **Análise espectral contínua e discreta**. São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, 1982. 194 p.

HARARI, J.; CAMARGO, R.; Simulação da propagação das nove principais componentes de maré na plataforma sudeste brasileira através de modelo numérico hidrodinâmico. **Boletim Instituto Oceanográfico**. São Paulo, 42(1), p. 35-54,1994.

HARARI, J.; CAMARGO, R.; Tides and mean sea level variabilities in Santos (SP), 1944 to 1989. **Relatório Interno do Instituto Oceanográfico**. São Paulo, (36), p. 1-15, 1995.

HARARI, J.; FRANÇA, C. A. S.; CAMARGO, R.; Variabilidade de longo termo de componentes de marés e do nível médio do mar na costa brasileira. **Afro America Gloss News**, 8(1), 2004.

KALIL, A. F. D.; **Contribuições ao estudo do nível médio do mar no Estado do Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro. Dissertação (Mestrado em Ciências em Engenharia Oceânica) - Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós- Graduação e Pesquisa de Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1999. 108p.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K. C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; JENNE, R.; JOSEPH, D.; The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. In: **Bulletin of the American Meteorological Society**. Mar. 1996.

KUMARESAN, R.; Spectral analysis. In: MIRTA, S. K.; KAISER, J. F. (Org.). **Handbook for digital signal processing**. New York: John Wiley & Sons, 1993. 1143 – 1237p. ISBN 0-471-61995-7.

Le TREUT, H.; SOMERVILLE, R.; CUBASCH, U.; DING, Y.; MAURITZEN, C.; MOKSSIT, A.; PETERSON, T.; PRATHER, M.; Historical Overview of Climate Change. In: **Climate Change 2007: The Physical Science Basis**. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S.; Qin, D.; Manning, M.; Chen, Z.; Marquis, M.; Averut, K. B.; Tignor, M.; Miller, H. L. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.

MENDONÇA, J. T.; KATSURAGAWA, M.; Caracterização da pesca artesanal no complexo estuarino –lagunar de Cananéia-Iguape, Estado de São Paulo, Brasil (1995-1996). **Acta Scientiarum**. Maringá, 23(2), p. 535-547, 2001.

MENEZES, D. C.; **Contribuições metodológicas para a análise de flutuações atmosféricas e oceanográficas de baixa frequência na costa do Estado do Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro. Dissertação (Mestrado em Ciências em Engenharia Oceânica) - Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós- Graduação e Pesquisa de Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2007. 136p.

MESQUITA, A. R.; Sea level variations along the brazilian coast: a short review. In: BRAZILIAN SYMPOSIUM ON SANDY BEACHES, 2000, Itajaí. **Anais...** Itajaí: 2000.

MESQUITA, A. R.; **Marés, circulação e nível do mar na costa sudeste do Brasil**. Documento preparado à Fundespa (Fundação de estudo e pesquisa aquáticas) 1997. Disponível em: <[www.mares.io.usp.br](http://www.mares.io.usp.br)>. Acesso em: 01 set 2009.

MESQUITA, A. R.; Hourly, daily, seasonal and longterm sea levels along brazilian coast. **Afro-America Gloss News**, jan. 2002.

MESQUITA, A. R.; O gigante em movimento. **Scientific American Brasil: Especial Oceanos**, São Paulo, v. 1, p. 17-23, 2009.

MIRANDA, L. B.; CASTRO, B. M.; KJERFVE, B.; **Princípios de Oceanografia física de Estuários**. São Paulo: EDUSP, 2002. 411p. ISBN 85-314-0675-7.

MOREIRA, D. L.; SOUZA, J. M. A. C.; PAIVA, A. M.; Análise de ondas confinadas costeiras na Bacia de Campos a partir de dados de correntometria. SIMPÓSIO SOBRE ONDAS, MARÉS, ENGENHARIA OCEÂNICA E OCEANOGRAFIA POR SATÉLITE (OMAR-SAT), 7., 2009, Arraial do Cabo. **Anais...** Arraial do Cabo: IEAPM, 2009.

MOURA, T. G. R.; NEVES, C. F.; TELLES, J. C. F.; Aplicação da transformada de Hilbert-Huang para o estudo de ondas geradas por vento. SIMPÓSIO SOBRE ONDAS, MARÉS, ENGENHARIA OCEÂNICA E OCEANOGRAFIA POR SATÉLITE (OMAR-SAT), 7., 2009, Arraial do Cabo. **Anais...** Arraial do Cabo: IEAPM, 2009.

MUNK, W.; Twentieth century sea level: An enigma. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**. New York, v. 99, n. 10, p. 6550-6555, 2002.

NEVES, C. F.; O nível do mar: uma realidade física ou um critério de engenharia? **Vetor**. Rio Grande, v. 15, n. 2, p. 19-33, 2005.

NEVES, C. F.; MUEHE, D.; Vulnerabilidade, impactos e adaptação a mudanças do clima: a zona costeira. In:\_\_\_\_. **Mudança do clima no Brasil: vulnerabilidade, impactos e adaptação**, Brasília: Centro de Gestão e Estudos Estratégicos, 27, 2008. p. 217-297. (Série Parcerias Estratégicas). ISSN 1413-9375.

OLIVEIRA, M. M. F.; **Redes Neurais artificiais na predição da maré meteorológica em Paranaguá-PR**. Rio de Janeiro. Dissertação (Mestrado em Ciências em Engenharia Civil) - Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós- Graduação e Pesquisa de Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2004. 160p.

OLIVEIRA, M.M. F.; EBECKEN, N. F. F.; SANTOS, I. A.; NEVES, C. F.; CALOBA, L. P.; OLIVEIRA, J. L. F.; Modelagem da maré meteorológica utilizando redes neurais artificiais: uma aplicação para a Baía de Paranaguá –PR, parte 2: dados meteorológicos de Reanálise do NCEP/NCAR. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v. 22, n. 1, p. 53-62, 2007.

OLIVEIRA, M. M. F.; **Análise estatística de dados ambientais com aplicação da teoria de valores extremos e predição do nível do mar utilizando redes neurais artificiais**. Rio de Janeiro. Tese (Doutorado em Ciências em Engenharia Civil) - Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós- Graduação e Pesquisa de Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2009. 263p.

OLIVEIRA, F. S. C.; POLITO, P. S.; Caracterização dos sinais associados às ondas de Rossby e vórtices de meso-escala no Atlântico sul. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 14., 2009, Natal. **Anais...** Natal: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2009, p. 6611-6618.

PAWLOWICZ, R.; BEARDSLEY, B.; LENTZ, S.; Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T\_TIDE. **Computer & Geoscience**, 28, p. 929-937, 2002.

PICARELLI, S. S.; HARARI, J.; Análise da variabilidade do nível do mar na região costeira Centro-Sul do Estado de São Paulo através de modelagem numérica (efeitos de maré, ventos e campo de densidade). **Afro America Gloss News**, 10(1), 2006.

PICARELLI, S. S.; HARARI, J.; CAMARGO, R.; Modelling the tidal circulation in Cananeia-Iguape estuary and adjacent coastal area (São Paulo, Brazil). **Afro America Gloss News**, 6 ed. 2002.

POPPI, R. J.; CERQUEIRA, E. O.; KUBOTA, L. T.; Utilização de filtro de transformada de Fourier para a minimização de ruídos em sinais analíticos. **Química Nova**, São Paulo, v. 23, n. 5, p. 690–698, 2000.

PRICE, J. F.; **A Coriolis tutorial**. Massachusetts: MIT press, 2006.

PUGH, D. T.; **Tides, Surges and Mean Sea-Level**. Swindon: John Wiley & Sons. 1996. p. 486. ISBN 0 471 91505 X.

SILVEIRA, I. C. A.; CASTRO, B. M. SOUTELINO, R. G.; A dinâmica vital das correntes marinhas. **Scientific American Brasil: Especial Oceanos**, São Paulo, v. 3, p. 24-29, 2009.

STEWART, R. H.; **Introduction to physical oceanography**. Texas A & M University, 2008. Disponível em:< <http://kingfish.coastal.edu/physics/msci301/stewart/TOC.pdf> >. Acesso em: 1 set 2010.

SULLIVANT, R.; **A mystery of Earth's wobble solved: it's the ocean**. Jet Propulsion Laboratory press. California Institute of Technology National Aeronautics and Space Administration, California, 2000.

SOUSA JUNIOR, S. B.; SATYAMURTY, P.; Dois eventos de chuva na região da Serra do Mar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 15., 2008, São Paulo. **Anais...** São Paulo: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2008.

TASCETTO, A. S.; **O impacto do Oceano Atlântico Sul no clima regional**. São Paulo. Tese (Doutorado em Oceanografia Física) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 2006. 128p.

THOMPSON, R. O. R. Y.; Low-pass filters to suppress inertial and tidal frequencies. **Journal of Physical Oceanography**, Australia, v. 13, p. 1077-1083, 1983.

THURMAN, H. V.; **Essentials of Oceanography**, 5th ed. Prentice-Hall, Inc., 1996. Disponível em: <[http://www-pord.ucsd.edu/~ltalley/sio210/dynamics\\_ekman/index.html](http://www-pord.ucsd.edu/~ltalley/sio210/dynamics_ekman/index.html)>. Acesso em: 1 set 2010.

UAISSONE, A. J. R.; **Influência das forçantes atmosféricas em mesoescala sobre o nível médio do mar em Piraquara, RJ**. Rio de Janeiro. Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica) - Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós- Graduação e Pesquisa de Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2004. 150 p.

WRIGHT, J.; COLLING, A.; PARK, D.; **Waves, tides and shallow-water processes**. Butterworth-Heinemann e Open University, 1999. 227 p. ISBN 9780750642811.



## ANEXO A

### Análise de Fourier

A análise de Fourier é utilizada como ferramenta na representação de padrões cíclicos através das combinações lineares de funções periódicas, em que é possível reproduzir o sinal original através do somatório de senos e cossenos de diferentes amplitudes e fases (EMERY e THOMSON, 2001). Os fundamentos da análise de Fourier foram formalizados em 1807 pelo matemático francês Joseph Fourier (1768 – 1830), que desenvolveu técnicas para resolução do problema de condução de calor em sólidos. Um dos princípios da análise de Fourier é que qualquer função periódica<sup>17</sup> finita compreendida no intervalo de  $[0, T]$  pode ser reproduzida através do somatório da combinação linear de senos e cossenos (séries de Fourier), que pode ser expressa por:

$$y(t) = \overline{y(t)} + \sum_p [A_p \cos(\omega_p t) + B_p \sin(\omega_p t)] \quad (40)$$

Onde  $\overline{y(t)}$  é o valor médio,  $A_p$  e  $B_p$  são constantes (coeficientes de Fourier),  $\omega_p$  é a frequência angular e  $p$  é um inteiro múltiplo da frequência fundamental  $\omega_1 = 2\pi f_1 = 2\pi/T$ , sendo  $T$  o comprimento da série temporal. Em outras palavras, a série pode ser decomposta em várias componentes harmônicas, exemplificando para o caso de uma análise simplificada da maré astronômica na região costeira de Cananéia (vide tabela 7). A decomposição do sinal em seus principais harmônicos pode ser vista na Figura 56.

---

<sup>17</sup> O início de um ciclo é sempre igual ao seu final ( $f(t=0) = f(t=1)$ ), com  $0 < t < 1$ ).

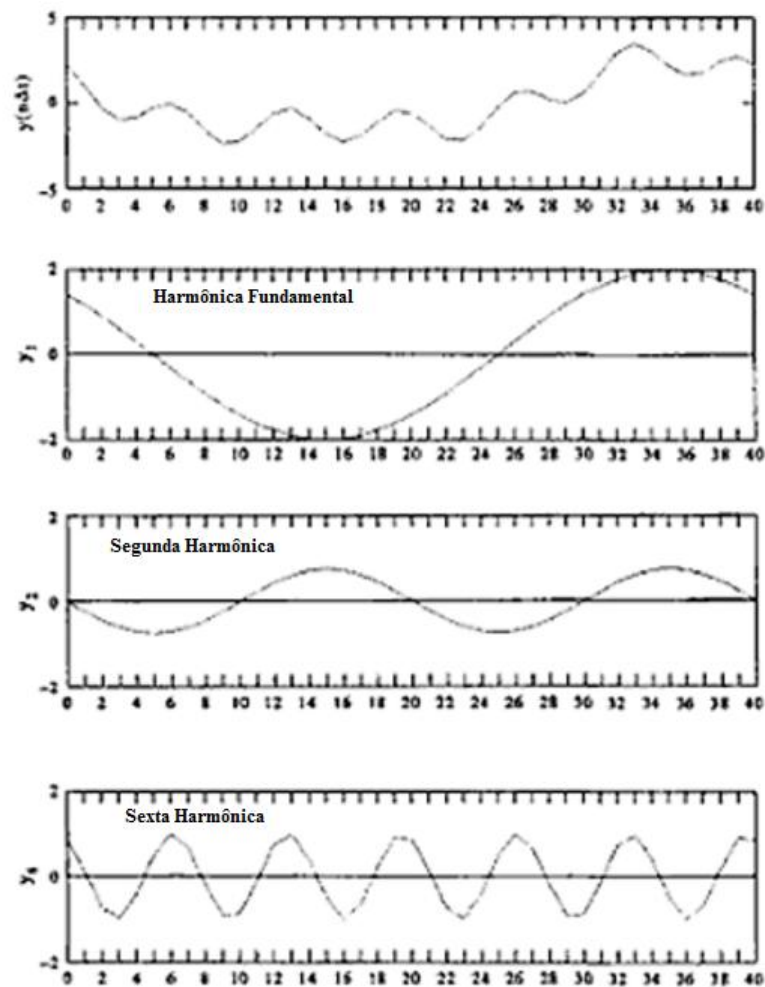


Figura 56. Decomposição do sinal  $y(t)$  em componentes harmônicas (fundamental, a segunda e a sexta harmônica respectivamente) para uma simulação com 40 amostras, onde o eixo das ordenadas representa a amplitude e o tempo está representado eixo das abscissas. O sinal  $y(t)$  exprime a soma da primeira, segunda e sexta harmônica sob a forma  $y_k(n\Delta t) = C_k \cdot \cos[(2\pi kn/N) + \varphi_k]$ ; onde  $n\Delta t$  representa o número de amostras,  $C_k$  a amplitude de cada harmônico,  $k= 1, 2, 6$  e  $n= 0, 1, \dots, 40$ . Fonte: Adaptado de Emery e Thomson (2001).

Desde que sejam utilizadas um número suficiente de componentes de Fourier, o sinal pode ser precisamente reconstruído no intervalo de interesse. Em outras palavras, que o desvio médio quadrático entre a função real e a função aproximada pela série de Fourier seja mínimo. Para essa análise, assume-se que as componentes periódicas sejam fixas ou que suas amplitudes e fases variem muito pouco em relação ao comprimento da série temporal (EMERY e THOMSON, 2001).

Como a função aproximada é ortogonal, os coeficientes  $A_p$  e  $B_p$  - para uma determinada frequência  $p$ , podem ser determinados independentemente.

Para uma série temporal discreta (amostragens ao longo do tempo) de duração  $T$ , onde  $N=T/\Delta t$  com  $N+1$  amostras,  $y(t_n) = y(n\Delta t)$  com  $n=0, 1, 2, \dots, N$  pode ser expressa em função de seus harmônicos como se segue:

$$y(t_n) = \frac{1}{2}A_0 + \sum_{p=1}^{\infty} [A_p \cos(\omega_p t_n) + B_p \text{sen}(\omega_p t_n)]$$

$$\omega_p = 2\pi f_p = 2\pi p f_1 = \frac{2\pi p}{T} \quad p = 1, 2, \dots$$
(41)

Onde  $A_0/2$  é a média da série, notoriamente relacionada com  $\omega_0$  (quando  $\omega \rightarrow 0$ ,  $y(t_n) = A_0/2$ ). Dessa relação é possível afirmar que a resolução máxima de uma série discretizada no tempo é de  $\Delta f=1/T$  (frequência fundamental) e a máxima frequência é dada pela  $N/2$  harmônica, ou seja,  $f_n = (N/2)/N\Delta t = 1/2\Delta t$  ciclos por unidade de tempo ( $f_n$  denominada de frequência de Nyquist<sup>18</sup>). Para a determinação de  $A_p$  e  $B_p$ , convenientemente multiplica-se a equação 41 pelo  $\text{sen}(2\pi m t_n)$ , como pode ser visto a seguir:

$$\int_0^N \left( y(t_n) = \frac{1}{2}A_0 + \sum_{p=1}^{\infty} [A_p \cos(2\pi p t_n) + B_p \text{sen}(2\pi p t_n)] \right) \text{sen}(2\pi m t_n) dt$$
(42)

Onde todos os termos do somatório no qual  $p$  são diferentes de  $m$  ou onde houver a multiplicação de seno com cosseno e a integral for igual a zero (ver ANEXO B). Assim é possível determinar os coeficientes  $A_p$  e  $B_p$ :

$$A_p = \frac{2}{N} \int_0^N y(t_n) \cos(2\pi p t_n) dt \quad p = 0, 1, 2, \dots$$

$$B_p = \frac{2}{N} \int_0^N y(t_n) \text{sen}(2\pi p t_n) dt \quad p = 1, 2, \dots$$
(43)

---

<sup>18</sup> Segundo o teorema de Nyquist, a representação digital de um sinal analógico seria funcionalmente idêntico à forma de onda original se a taxa de amostragem fosse pelo menos duas vezes maior que a maior frequência presente na forma de onda analógica (EMERY e THOMSON, 2001).

Onde a integral para  $p = 0$  é igual a  $A_0 = 2\bar{y}$ , ou seja, o dobro da média de  $y(t_n)$ . Cada par de coeficientes ( $A_p$  e  $B_p$ ) indica a importância relativa a cada frequência  $p$  à variância do sinal, medido através da energia contida em cada faixa do espectro. A energia espectral é obtida pela raiz das amplitudes dos coeficientes de Fourier. É possível expressar a série de Fourier em função das amplitudes e fases das funções de uma forma compactada (EMERY e THOMSON, 2001):

$$y(t_n) = \frac{1}{2}C_0 + \sum_{p=1}^{\infty} C_p \cos(\omega_p t_n - \theta_p) \quad (44)$$

Onde a amplitude da  $p$ ésima frequência é:

$$C_p = (A_p^2 + B_p^2)^{1/2} \quad p = 0, 1, 2, \dots \quad (45)$$

Para  $p = 0$ ,  $B_0 = 0$ , logo  $C_0 = A_0$ , que é o dobro do valor médio da série temporal. A fase da  $p$ ésima frequência é dada por:

$$\theta_p = \tan^{-1}[B_p/A_p] \quad p = 1, 2, \dots \quad (46)$$

O ângulo de fase indica a defasagem entre as componentes, dado em graus ou radianos tendo sentido horário (no eixo real). O tempo de defasagem ( $t_p$ ) das componentes é definido como ( $\theta_p$  em radianos):

$$t_p = \theta_p / 2\pi f_p \quad (47)$$

A remoção da tendência se faz necessária para aplicação das expressões acima citadas. Isso se deve ao mascaramento da variância das oscilações de baixa frequência das componentes da expansão de Fourier pela variância da tendência principal do sinal, como pode ser visto na Figura 57.

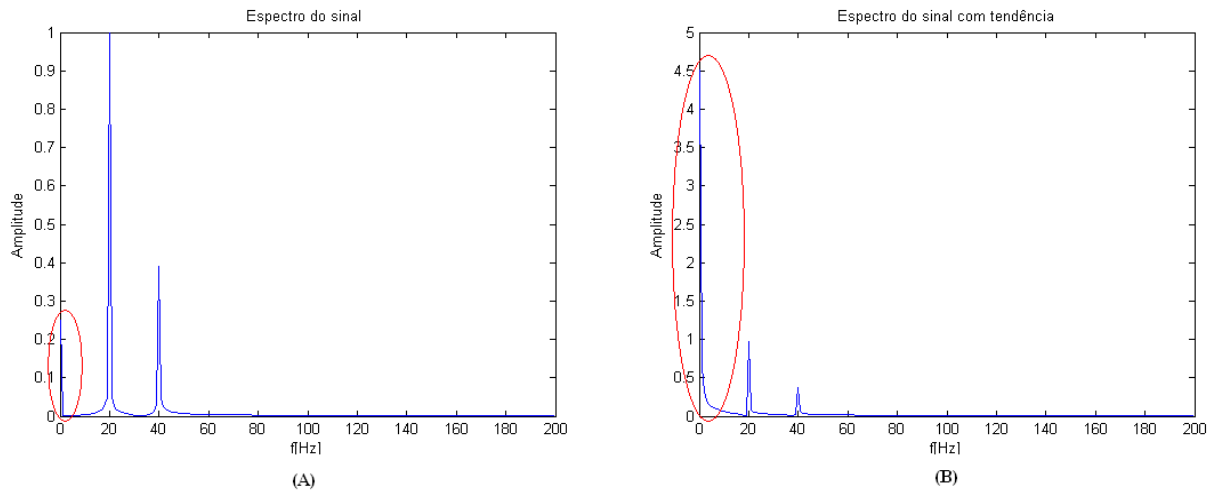


Figura 57. Efeito da tendência sobre a variância (espectro das amplitudes) das oscilações de baixa frequência a partir de um sinal gerado pela seguinte equação:  $x=0,25+\text{sen}(2\pi.20t)+0,4 \text{ sen}(2\pi.40t)$ . Em (A) o sinal não apresenta tendência (linear) e em destaque a média da série gerado sobre a frequência zero; (B) o sinal acrescido de uma tendência linear distorcendo os valores de frequência abaixo de 20 Hz.

A expansão da série de Fourier é obtida pela transformada de Fourier da série temporal. A base dessa transformada advém do teorema de Parseval<sup>19</sup>, que define que a energia média ao quadrado da série temporal pode ser separada pela contribuição de cada componente harmônica. Para o caso de séries contínuas e determinísticas, o cálculo do espectro é dado por:

$$E = \int_{-\infty}^{\infty} |y(t)|^2 dt < \infty$$

(48)

Onde a energia total  $E$  é finita, e se  $y(t)$  é uma função integrável em todo o domínio  $t$  onde a transformada de Fourier  $\mathcal{F}[y(t)]$  existe. Torna-se possível então, a mudança da função  $y(t)$  do domínio do tempo para o domínio da frequência, como mostrado a seguir:

<sup>19</sup> Marc-Antoine Parseval des Chênes (1755-1836) matemático francês conhecido pela autoria do Teorema de Parseval, que prevê a unicidade da Transformada de Fourier. Fonte University of St Andrews (Escócia). Disponível em: <http://www-history.mcs.st-and.ac.uk/Mathematicians/Parseval.html>. Acesso em: 03/09/2010.

$$\mathcal{F}[y(t)] = Y(f) = \int_{-\infty}^{\infty} y(t)e^{-i2\pi ft} dt$$

(49)

$$y(t) = \mathcal{F}^{-1}[Y(f)] = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} y(f)e^{i\omega t} d\omega$$

(50)

Dado que  $\omega$  é a frequência angular, as equações 49 e 50 definem a transformada de Fourier e sua inversa, respectivamente. As funções exponenciais podem ser convertidas em trigonométricas a partir da análise complexa de Euler<sup>20</sup> através da seguinte fórmula:

$$e^{\pm i2\pi ft} = \cos(2\pi ft) \pm i\text{sen}(2\pi ft)$$

(51)

A densidade da energia espectral ( $D_E$ ) é definida como o somatório do total de energia de cada banda (centrada próxima à frequência  $f$ ) calculada pelo o quadrado do módulo da Transformada de Fourier para todo o domínio do espectro (EMERY e THOMSON, 2001), como se segue:

$$D_E(f) = \int_{-\infty}^{\infty} |y(t)|^2 dt = \int_{-\infty}^{\infty} |Y(f)|^2 dt$$

(52)

Pela equação 36, é possível notar uma propriedade derivada do teorema de Parseval, que estabelece que a energia total do sinal deva ser igual no domínio do tempo e no domínio da frequência. Entretanto, o conceito de densidade de energia espectral não é conveniente para este estudo, já que a influência das forçantes meteorológicas no NMM tem caráter aleatório (estocástico) e não determinístico, como exigido para tal cálculo. Para o caso de processos

---

<sup>20</sup> Leonhard Euler (1707-1783) matemático e físico suíço criador da teoria dos Grafos e autor de enormes contribuições nos campos da geometria analítica, trigonometria, cálculo e teoria dos números. Fonte University of St Andrews (Escócia). Disponível em: <http://www-history.mcs.st-and.ac.uk/Mathematicians/Euler.html>. Acesso em: 03/09/2010.

estocásticos<sup>21</sup>, não se pode garantir que as características do sinal não mudem ao longo do tempo, impossibilitando assim o uso da Transformada de Fourier. A transformada de Fourier é uma ferramenta de ampla utilização, entretanto deve-se considerar suas limitações, sendo elas, principalmente: a exigência que o sistema a ser analisado tenha caráter linear e estacionário (ergódico<sup>22</sup>), e por se tratar de um método nos quais apenas as características globais das séries são detectáveis, pela decomposição da série em senos e cossenos com fases constantes, o que torna impossível obter informações relacionadas a não estacionariedade e não linearidade de um determinado fenômeno (MOURA *et al.*, 2009).

Para contornar essa situação, é necessário lidar com a distribuição de frequência em termos de potência (energia por unidade de tempo). A base da análise espectral de processos estocásticos está no cálculo da densidade espectral de potência (DEP), onde a energia é dada em termos da variância do sinal ao longo do espectro. Para tanto, utiliza-se a relação de Wiener-Khinchin, que pode ser traduzida como Transformada de Fourier da função de autocorrelação (EMERY e THOMSON, 2001), como pode ser visto a seguir:

$$D_p(f) = \int_{-\infty}^{\infty} R_{yy}(\tau) e^{-i2\pi f\tau} d\tau \quad (53)$$

$$R_{yy}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} [y(t)y^*(t + \tau)] dt \quad (54)$$

Onde  $\tau$  é o passo de tempo,  $T$  é o comprimento temporal da série e as equações 53 e 54 retratam a DEP e a função de autocorrelação, respectivamente. A estimativa da DEP para uma determinada frequência pode ser obtida a partir do somatório das potências da banda que a contém centrada, desde que se assuma que a potência seja aproximadamente uniforme no espectro selecionado, como representado a seguir:

---

<sup>21</sup> Processos estocásticos geralmente não são dependentes do tempo  $t$ , e sim da diferença temporal  $\tau$  ( $\tau = t_1 - t_2$ ) (EMERY e THOMSON, 2001).

<sup>22</sup> Ergodicidade é um sinônimo de estabilidade probalística (FRANCO, 1982).

$$d_E^2 = \int_{f-\Delta f/2}^{f+\Delta f/2} D_e(f) df \quad (55)$$

$$D_E \approx \frac{d_E^2}{\Delta f} \quad (56)$$

As equações 55 e 56 corroboram a definição da DEP, considerando que a potência por espectro calculada esteja aprisionada a uma banda suficientemente estreita, de maneira a atenuar as possíveis interferências destrutivas de frequências adjacentes. O DEP ideal seria aquele cuja potência se limitasse a uma só frequência, ou seja, não contabilizaria a influência, mesmo que mínima, das oscilações presentes na mesma faixa espectral, como mostra a equação 57:

$$R_{yy} \approx \cos(2\pi f \Delta t) \quad (57)$$

### Tipos de espectros

A palavra “espectro” foi importada da ótica, sendo esta dividida segundo as faixas eletromagnéticas que compreendem o espectro branco, azul e vermelho. O espectro branco (ou ruído branco) é definido como aquele onde a contribuição de todas as suas frequências é de igual amplitude, remetendo à composição da luz branca. Considerado como uma construção matemática, o ruído branco não é fisicamente representativo, já que sua representação em termos energéticos não condiz com sua definição (normalmente as altas frequências costumam ser um bom estimador desse tipo de espectro). O espectro vermelho tem como característica o decréscimo da densidade espectral na passagem das baixas para as altas frequências, uma analogia com a luz visível onde o vermelho corresponde a ondas longas (baixas frequências). Da mesma forma, o espectro azul é uma analogia à luz visível, onde o azul corresponde a ondas curtas (altas frequências), ou seja, em termos energéticos há



um aumento da densidade espectral à medida que se aproxima das altas frequências (EMERY e THOMSON, 2001). Nos oceanos, a variabilidade de longo período (períodos da ordem de vários dias) tende a ser representada por um espectro do tipo vermelho, enquanto correntes geradas pelo vento podem apresentar o espectro azul em algumas porções (como em bandas de período entre 2 e 10 dias; EMERY e THOMSON, 2001), ver Figura 58.

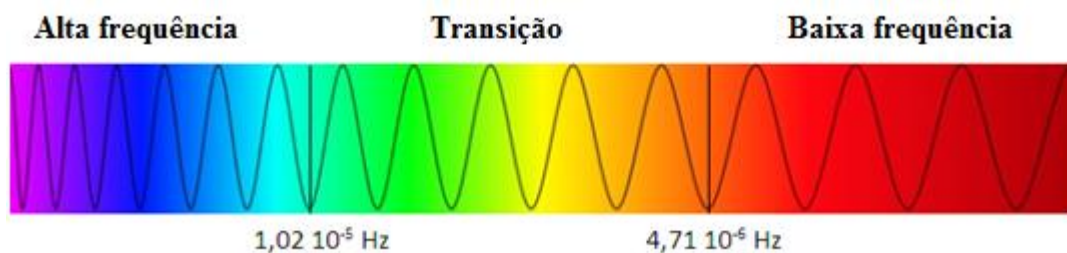


Figura 58. Analogia do espectro eletromagnético da luz visível com as classificações da densidade espectral, em termos energéticos. Valores das frequências de corte otimizadas para a região de Cananéia.

### Atenuação dos ruídos do sinal

Para iniciar a análise espectral, o primeiro cuidado que se deve tomar é o de extrair, *a priori*, a tendência e a média das séries temporais para que não haja distorções nas componentes de baixa frequência no espectro. A amostragem do sinal também interfere na obtenção de estimativas espectrais. O uso de uma série temporal longa, tal como esta em estudo, tem o propósito de capturar o máximo de ciclos de baixa oscilação possível. Porém, ao estimar o espectro fica difícil a separação da contribuição de cada uma das frequências envolvidas. A interferência entre frequências, fenômeno também conhecido como *aliasing*, pode ser resolvida a partir da filtragem dos dados, de maneira a separar apenas as oscilações de interesse, reduzindo a quantidade de frequências adjacentes que porventura distorçam os valores energéticos do sinal.

A transformada rápida de Fourier é utilizada pela sua redução do tempo computacional (já que o método requer apenas  $8N \log_2 N$  operações) quando comparada à transformada discreta de Fourier, que requer  $N^2$  operações matemáticas. O número de pontos de

amostragem da análise de Fourier é otimizado ao usar valores múltiplos da potência de dois ( $2^N$ ). Ao escolher uma potência de valor maior ao número de pontos amostrados garante-se que não haja a perda de dados por truncamento. A série é expandida através da alocação de zeros (*zero-padding* em inglês) em meio aos pontos discretizados, o que representaria um aumento da taxa amostral, que, por conseguinte implica em uma melhora da resolução espectral.

Utilizou-se a convolução de janelas espectrais (neste estudo a janela de Hanning) como um dos mecanismos utilizados para minimizar a perda de potência em regiões limítrofes entre bandas do espectro (ver Figura 59). O cálculo se baseia na convolução dessas janelas à série temporal (no domínio do tempo), de maneira a gerar um DEP médio centrado na frequência de interesse (EMERY e THOMSON, 2001). A estimativa espectral se torna mais robusta, já que se torna possível a detecção de frequências de baixo DEP, mesmo que estas estejam na presença de uma com alto DEP.

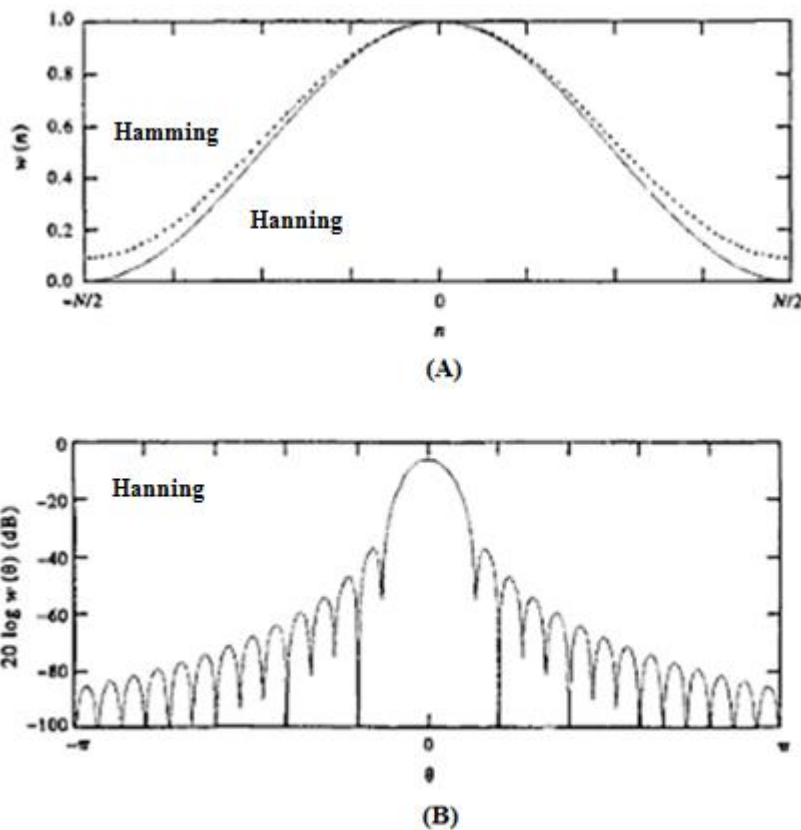


Figura 59. Janelas espectrais de Hanning e Hamming para uma quantidade de pesos ( $N$ ) igual a 41. (A) Ambas janelas espectrais no domínio do tempo ( $-20 \leq n \leq 20$ ). (B) Janela espectral de Hanning no domínio da frequência ( $-\pi \leq \theta \leq \pi$ ) onde a banda de frequência é dada por  $\theta = \omega \Delta t / N = 40\pi / N$ , e os pesos estão em unidade dB. Fonte: Emery e Thomson (2001).

## ANEXO B

### A- Propriedades da integração

$$\int_{-\pi}^{\pi} \text{sen}(2\pi pt) \text{sen}(2\pi mt) dt = 0 \quad \text{se } p \text{ e } m \text{ inteiros e } p \neq m$$

$$\int_{-\pi}^{\pi} \text{sen}(2\pi pt) \text{sen}(2\pi mt) dt = \pi \quad \text{se } p \text{ e } m \text{ inteiros e } p = m$$

$$\int_{-\pi}^{\pi} \text{cos}(2\pi pt) \text{cos}(2\pi mt) dt = 0 \quad \text{se } p \text{ e } m \text{ inteiros e } p \neq m$$

$$\int_{-\pi}^{\pi} \text{cos}(2\pi pt) \text{cos}(2\pi mt) dt = \pi \quad \text{se } p \text{ e } m \text{ inteiros e } p = m$$

$$\int_{-\pi}^{\pi} \text{cos}(2\pi pt) \text{sen}(2\pi mt) dt = 0 \quad \text{se } p \text{ e } m \text{ inteiros}$$