



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE
FURG
INSTITUTO DE OCEANOGRAFIA - IO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA
FÍSICA, QUÍMICA E GEOLÓGICA



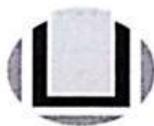
*Estudo dos padrões atmosféricos sinópticos geradores de eventos
extremos de altura de onda, intensidade de vento, marés meteorológicas e
erosão na costa do Rio Grande do Sul*

Arthur Antônio Machado

**Tese apresentada como requisito parcial
para a obtenção do título de Doutor em
Oceanografia Física, Química e
Geológica.**

Orientador: Lauro Júlio Calliari

Rio Grande, Abril 2014

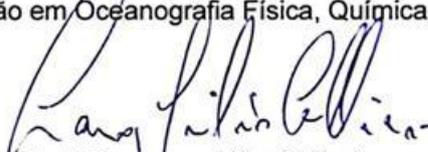


UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE - FURG
 IO – INSTITUTO DE OCEANOGRAFIA
 PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA
 FÍSICA, QUÍMICA E GEOLÓGICA.
 E-mail: ccpofgg@furg.br – home-page: www.oceanfisquigeo.furg.br



ATA ESPECIAL P/DEFESA DE TESE DE DOUTORADO 001/14

Às quatorze horas do dia 30 de abril do ano dois mil e quatorze, na Sala 4114 – Pav. 4 – Campus Carreiros/FURG, reuniu-se a Comissão Examinadora da Tese de Doutorado de **ARTHUR ANTONIO MACHADO**, composta pelos seguintes membros: Prof. Dr. Lauro Júlio Calliari – Orientador - IO/FURG, Prof. Dr. Osmar Olinto Möller Jr., IO/FURG, Prof. Dr. Mauricio Magalhães Mata – IO/FURG, Dra. Debora Machado, PosDoc –EE/ FURG e Prof. Dr. Elirio Ernestino Toldo Jr. - UFRGS. Título da tese: **ESTUDO DOS PADRÕES ATMOSFÉRICOS SINÓPTICOS GERADORES DE EVENTOS EXTREMOS DE ALTURA DE ONDA, INTENSIDADE DE VENTO, MARÉS METEOROLÓGICAS E EROSÃO NA COSTA DO RIO GRANDE DO SUL.** Dando início à sessão pública, o Coordenador do Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, Prof. Dr. João Nicolodi, agradeceu a presença de todos e fez a apresentação da Comissão Examinadora. Logo após esclareceu que o candidato terá um tempo de 45 a 60 min. para explanação do tema, e cada membro da Comissão, um máximo de 30 min. para perguntas. A seguir, passou a palavra ao candidato que apresentou o tema e respondeu às perguntas formuladas. Após ampla explanação a Comissão reuniu-se na Sala da Secretaria da Coordenação do Programa, para discussão do conceito a ser atribuído ao candidato. Durante este encontro ficou estabelecido o que segue: As sugestões de todos os membros da Banca Examinadora, que seguem em pareceres em anexo, foram aceitas pelo orientador/candidato para incorporação na versão final da Dissertação. Finalmente a Comissão Examinadora considerou o candidato **APROVADO**, por unanimidade. Nada mais havendo a tratar, foi lavrada a presente ata que após lida e aprovada, será assinada pela Comissão Examinadora, pelo candidato e pelo Coordenador do Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica.


 Prof. Dr. Lauro Júlio Calliari
 Presidente

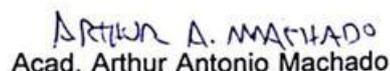

 Prof. Dr. Osmar Olinto Möller Jr.


 Prof. Dr. Mauricio Magalhães Mata


 Dra. Débora Machado


 Prof. Dr. Elirio E. Toldo Jr.


 Prof. Dr. João Luiz Nicolodi
 Coordenador do PPG em Oceanografia Física,
 Química e Geológica


 Acad. Arthur Antonio Machado

'Ao Infinito... e Além' (Buzz Lightyear)

Agradecimentos

Eu gostaria de agradecer em primeiríssimo lugar aos meus pais, Ivana e Piolho, por toda a minha base em tudo e por contribuírem muito para quem eu sou hoje. Meus irmãos Carol e Binho, por me aguentarem eternamente. Toda minha grande família representada pela minha querida avó Ivanir, a Grande Matriarca da Família.

Um agradecimento muito especial à minha Lolozinha, meu amor, por compartilhar uma vida comigo à 7anos. Na verdade por compartilhar 6 vidas comigo (Kina, Fúria, Tinha, Arya, Ina e Shacs).

Um agradecimento imenso à Confraria HolmeS, sempre ativa e sempre em constante metamorfose.

Ao meu orientador Prof. Dr. Lauro ‘Titio’ Calliari pela orientação e pela amizade.

Agradeço a todos que me ajudaram no meu trabalho no LOG, Fernando, Yuri, Jaca, Miguel, Manoel, Milico, Salette, Allan, entre outros, mas em especial à Elaine por me ajudar e ‘salvar’ com o Matlab.

Aos meus amigos Magaiver e Saulo pelos diversos artigos científicos ‘importados’.

E por fim agradeço a CAPES, pela bolsa de estudo e financiamento do projeto durante o doutorado, e a RedeClima pelo apoio financeiro e logístico em congressos.

Resumo

A erosão e progradação das zonas costeiras arenosas submetidas a um regime microtidal resultam, principalmente, da interação da oferta de sedimentos e da energia física induzida por ondas e as mudanças do nível do mar. A principal variação sistemática observada em uma série de perfis de praia é provavelmente a resposta às mudanças nas condições de onda. Uma variação que poderia ser resultado de uma única tempestade forte ou espalhar-se ao longo do ano devido à sazonalidade da intensidade das ondas. Tempestades têm desempenhado um papel importante na evolução transgressiva de curto prazo de sistemas de ilhas barreira ao redor do mundo. O litoral do Rio Grande do Sul (RS), sul do Brasil, sofre uma variação sazonal, devido à dinâmica associada com a frequência e intensidade de tempestades. Sistemas meteorológicos como ciclones extratropicais de alta intensidade que ocorrem na região sul do Brasil geram ondas de alta energia, que podem levar um perfil de praia de um estágio máximo acrescivo (mais reflectivo) ao máximo erosivo (mais dissipativo) em poucas horas. Analisando as tempestades que geram ventos e ondas extremas na costa do Rio Grande do Sul, com ênfase na identificação dos sistemas atmosféricos geradores, foi observado um aumento no número de eventos extremos de velocidade de vento para a costa do Rio Grande do Sul ao longo dos últimos 66 anos (1948-2013), entretanto esse aumento não foi verificado para os dados de onda analisados entre 1979 e 2008. Assim foi observado que os principais sistemas atmosféricos geradores de ventos intensos e grandes ondas para a costa do RS são os ciclones extratropicais. Estes sendo formados principalmente, isto é, com sua ciclogênese entre os paralelos de 30°S a 40°S, e com duas trajetórias preferenciais para leste e sudeste. Ambas direções gerando erosão e marés meteorológicas na costa do RS. Em relação à velocidade média de propagação dos ciclones extratropicais a maioria apresentou velocidades entre 20 a 40 km h⁻¹ e em segundo velocidades entre 40 a 60 km h⁻¹.

Abstract

Erosion and progradation of the sandy coastal areas submitted to a microtidal regime result mainly from the interaction of the supply of sediment and physical energy induced by waves and sea level changes. The main systematic variation observed in a series of beach profiles is probably a response to changing wave conditions. A variation that could result from a single severe storm or spread out over the year due to seasonality of wave intensity. Storms have played an important role in short-term transgressive evolution of barrier islands around the world systems. The coast of Rio Grande do Sul (RS), southern Brazil, suffers a seasonal variation due to the dynamics associated with the frequency and intensity of storms. These storms are mostly associated with high intensity extratropical cyclones that generate wind waves which can change a beach profile from its maximum accretion state to complete erosion during a period that can vary from few hours to a few days. Analyzing the storms that generate extreme winds and waves in the Rio Grande do Sul coast, with emphasis on identification of generators atmospheric systems, an increase in the number of extreme events of wind speed to the coast of Rio Grande do Sul was observed over the past 66 years (1948-2013), however this increase was not observed for the wave data analyzed between 1979 and 2008. Thus it was observed that the main weather systems generating strong winds and big waves to the shore of the RS are extratropical cyclones, which are mainly formed, ie, with its cyclogenesis between parallels 30°S to 40°S, with two preferred trajectories, east and southeast, generating both erosion and storm surges in the RS coast. In relation to speed of propagation of extratropical cyclones The majority also presented speeds between 20-40 km h⁻¹ and secondly speeds between 40-60 km h⁻¹.

Índice

<i>Agradecimentos</i>	<i>iii</i>
<i>Resumo</i>	<i>iv</i>
<i>Abstract</i>	<i>v</i>
<i>Índice</i>	<i>vi</i>
<i>Lista de Figuras</i>	<i>viii</i>
<i>Lista de Tabelas</i>	<i>xii</i>
1 Introdução	1
1.1 Organização da Tese	4
1.2 Desenvolvimento de Ciclones e Anticiclones Extratropicais	5
1.3 Elevação do nível do mar causado por tempestades	10
1.4 A zona costeira do Rio grande do Sul	13
2 Sistemas Sinóticos Geradores de Eventos Extremos de Velocidade do Vento no Sul do Brasil: condições atmosféricas e consequências na zona costeira	21
2.1 Metodologia	21
2.1.1 Dados Meteorológicos.....	21
2.1.2 Cenários Atmosféricos Sinóticos associados a eventos extremos.....	23
2.1.3 Análises dos Dados	23
2.2 Resultados	24
2.2.1 Ciclones Extratropicais	31
2.2.1.1 Ciclogênese entre 30°S - 40°S.....	34
2.2.1.2 Ciclogênese entre 40°S - 50°S e 50°S - 60°S.....	36
2.2.2 Estudo de Casos de eventos extremos de vento	37
2.2.3 Anticiclones.....	41
2.3 Conclusão	42
3 Avaliação histórica das condições extremas do estado do mar no sul do Brasil e sua relação com episódios de erosão costeira	43
3.1 Metodologia	43
3.1.1 Resultados do Modelo de Ondas Wave Watch III	43
3.1.2 Dados Morfodinâmicos	44

3.1.3	Cota de Inundação.....	44
3.1.4	Cenários Atmosféricos Sinóticos associados a eventos extremos de altura de onda	46
3.1.5	Análise de Dados.....	46
3.2	Resultados	47
3.2.1	Ciclones Extratropicais	49
3.2.1.1	Ciclogênese entre 30°S - 40°S.....	50
3.2.1.2	Ciclogênese entre 40°S - 50°S e 50°S - 60°S.....	52
3.2.2	Estudos de Casos de passagens de ciclones extratropicais geradores de eventos extremos de altura significativa de onda.....	53
3.2.3	Anticiclones.....	66
3.3	Conclusão.....	67
4	<i>Tendências de evolução dos perfis praiais na costa do RS ao longo dos anos</i>	68
4.1	Metodologia	69
4.1.1	Dados Morfodinâmicos	69
4.2	Resultados	70
4.3	Conclusão.....	79
	<i>Perspectivas para trabalhos futuros.....</i>	81
	<i>Referências Bibliográficas</i>	82

Lista de Figuras

- Figura 1.1** – Mapa sinótico com campos de ventos (setas) e pressão (cores) de um Centro de alta pressão (Anticiclone – H) e centro de baixa pressão (Ciclone Extratropical – L) em superfície, isto é, ao nível do mar.....6
- Figura 1.2** - Representação esquemática dos sistemas atmosféricos na baixa e alta troposfera atuantes na América do Sul (Reboita et al. 2010). Em relação à baixa troposfera tem-se: ANE ventos alísios de nordeste, ASE ventos alísios de sudeste, ASAS anticiclone subtropical do Atlântico Sul, ASPS anticiclone subtropical do Pacífico Sul, B baixa pressão, BC baixa do Chaco – região de baixas térmicas, BNE região de baixas térmicas no noroeste argentino, CCM complexo convectivo de mesoescala, FF frente fria, FQ frente quente, JBN jato de baixos níveis a leste dos Andes, LI linha de instabilidade tropical, LIP linha de instabilidade pré-frontal, NV nuvem vírgula, RC regiões ciclogénicas, ZCAS zona de convergência do Atlântico Sul e ZCIT zona de convergência intertropical. Já em relação à alta troposfera tem-se: AB alta da Bolívia, BL região de bloqueios atmosféricos, CNE cavado do nordeste do Brasil, JS jato subtropical, JP jato polar, VCAN sub vórtices ciclônicos de altos níveis subtropicais, VCAN trop vórtices ciclônicos de altos níveis tropicais. É importante destacar que a AB e o CNE são sistemas que se configuram no verão e desaparecem no inverno. Além disso, no verão o JP e o JS se fundem em apenas um jato (Reboita et al. 2010).8
- Figura 1.3** - Campo de geopotencial em 500 hPa indicando a presença de um Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) (Reboita et al. 2012).....9
- Figura 1.4** – Imagens do satélite GOES-12 mostrando um exemplo de ciclone extratropical. A circulação deste ciclone cobre boa parte do sul do Brasil e águas adjacentes do Atlântico Sul.10
- Figura 1.5** – Esquema de maré meteorológica (modificado de <http://www.nhc.noaa.gov/surge/>).....12
- Figura 1.6** - Localização e geologia geral da costa do Rio Grande do Sul (Tomazelli et al. 2000).....15
- Figura 1.7** -. Barreiras do Pleistoceno e Holoceno ao longo da costa do sul do Brasil a partir de Torres até o Chuí. O primeiro mapa (I) exhibe o setor norte e (II, III e IV) os setores cada vez mais ao sul. (Dillenburg & Hesp 2009).16
- Figura 1.8** - Fragmento da carta náutica n° 90 da Marinha do Brasil, mostrando a forma ondulada do litoral do Rio Grande do Sul. Feições identificadas: 1 – Banco Minuano, 2 – Banco Capela, 3 - Parcel do Carpinteiro e 4– Banco do Albardão (Goulart 2010).18
- Figura 2.1** – Área de Estudo, principais locais de amostragem morfodinâmicas (marcadores pretos) e a posição do ponto de grade dos resultados de reanálises utilizados no presente trabalho (marcador vermelho).....23
- Figura 2.2** – Correlação entre as velocidades do vento da Estação Meteorológica da Praticagem da Barra de Rio Grande e os resultados de reanálises do NCEP/NCAR para o ano de 2009.25
- Figura 2.3** – Histograma de velocidades de vento ao longo de 66 anos (1948-2013 banco de dados reanálise R-1 do NCEP/NCAR).26

Figura 2.4 – Distribuição do percentual de frequência da velocidade do vento em m/s (1948-2013 banco de dados reanálise R-1 do NCEP/NCAR).....	26
Figura 2.5 – Gráfico da Transformada Rápida de Fourier para as velocidades do vento ao longo de 66 anos (1948-2013).....	27
Figura 2.6 – Gráfico com duas Funções de Densidade de Probabilidades, em azul a PDF (Distribuição Normal), e em preto a GPD (Distribuição Generalizada de Pareto).....	28
Figura 2.7 – (A) Média do número de eventos extremos de velocidade de vento (22 grupos de 3 anos), barras verticais denotam Desvio padrão. (B) Correlação entre o número de eventos extremos de velocidade do vento ao longo do período de estudo, a linha contínua denota a linha de regressão linear e a linha tracejada o intervalo de confiança de 95%.	29
Figura 2.8 – Histograma da distribuição de eventos extremos de velocidade do vento por mês ao longo de 66 anos de estudo.	31
Figura 2.9 - Distribuição da ciclogênese dos ciclones extratropicais geradores de eventos extremos de velocidade do vento estudados entre 1948 a 2013.....	32
Figura 2.10 – Regiões favoráveis à formação de ciclones na costa leste da América do Sul. A- Gan & Rao (1991); B- Reboita (2008) (Maior ocorrência de ciclogênese na cor vermelha).....	32
Figura 2.11 – A - Correlação entre a velocidade média de propagação em 24 horas e a velocidade média de propagação de toda a trajetória. B - Correlação entre a direção média de propagação durante as primeiras 24 horas, e a direção média de propagação de toda a trajetória.....	34
Figura 2.12 - Trajetória de ciclones extratropicais geradores de eventos extremos de vento com Ciclogênese entre 30°S - 40°S, com propagação para o sudeste.	35
Figura 2.13 - Trajetória de ciclones extratropicais geradores de eventos extremos de vento com Ciclogênese entre 30°S - 40°S, com propagação para leste.	35
Figura 2.14 - Trajetória de ciclones extratropicais geradores de eventos extremos de vento com Ciclogênese entre 30°S - 40°S, com trajetórias de propagação para o Sul e Sudoeste (data na posição de ciclogênese).	36
Figura 2.15 - Trajetória de ciclones extratropicais geradores de eventos extremos de vento com Ciclogênese entre 40°S - 60°S.....	37
Figura 2.16 - Trajetória do Ciclone Extratropical de 16 junho de 1963 (esquerda); Situação Sinótica, campo de vento (nós) e pressão (mbar) (direita).	38
Figura 2.17 - Trajetória do Ciclone Extratropical de 17 de junho 1981 (esquerda); B-Situação Sinótica, campo de vento (nós) e pressão (mbar) (direita).	38
Figura 2.18 – Trajetória do Ciclone Extratropical de 19 de Setembro, 2012 (esquerda); B-Situação Sinótica, campo de vento (nós) e pressão (mbar) (direita).	39
Figura 2.19 - Navio Log-In Santos encalhado em São José do Norte após a passagem do ciclone extratropical do dia 19/09/2012 (Foto: Tiago Amaral).	40
Figura 2.20 – Situação Sinótica da passagem de um centro de alta pressão (anticiclone) acompanhado de um centro de baixa pressão, ambos movendo-se para leste, vento (nós) e pressão (mbar).	41

Figura 3.1 - Comparação de Hs medido pela bóia Minuano com resultados do modelo WW3 utilizado no presente trabalho (Melo et al. 2010).	44
Figura 3.2 – Sistema Argus instalado na praia do Cassino, câmeras posicionadas sobre a torre, destacando a região monitorada. (modificado de Guedes 2008).	45
Figura 3.3 - (A) média do número de eventos extremos dos 10 grupos, As barras verticais indicam os intervalos de confiança de 0,95, (B) A correlação entre o número de eventos extremos durante o período de estudo, a linha a tracejado denotam os intervalos de confiança de 0,95 e a linha contínua a linha de regressão.....	47
Figura 3.4 - Histograma da distribuição de eventos extremos de altura significativa de onda por mês.	48
Figura 3.5 - Distribuição da ciclogênese dos ciclones extratropicais geradores de eventos extremos de altura significativa de onda estudados entre 1979 a 2008.	49
Figura 3.6 - A - Correlação entre a da velocidade média de propagação em 24 horas e a velocidade média de propagação de toda a trajetória. B - Correlação entre a direção média de propagação durante as primeiras 24 horas, e a direção média de propagação de toda a trajetória.....	50
Figura 3.7 - Trajetória de ciclones extratropicais geradores de eventos extremos de altura significativa de onda com Ciclogênese entre 30°S a 40°S, com propagação para Leste.	51
Figura 3.8 - Trajetória de ciclones extratropicais geradores de eventos extremos de altura significativa de onda com Ciclogênese entre 30°S a 40°S, com propagação para Sudeste.	52
Figura 3.9 - Trajetória de ciclones extratropicais geradores de eventos extremos de altura significativa de onda com Ciclogênese entre 40°S - 60°S.	53
Figura 3.10 - Trajetória dos Ciclones Extratropicais de 21 de Julho de 1996 (esquerda); B-Situação Sinótica, campo de vento (nós) e pressão (mbar) (direita).	54
Figura 3.11 - Variação da Linha de costa (m) e mudanças no volume (m ³ /m) entre os faróis do Estreito e Solidão, depois da tempestade de julho de 1996. Modificado de Barletta & Calliari (2003).	55
Figura 3.12 - Trajetória do ciclone extratropical de 17 de abril de 1999 (esquerda); B-Situação Sinótica, campo de vento (nós) e pressão (mbar) (direita).	56
Figura 3.13 - Distribuição das alturas de onda para o dia 16/04/1999 (Goulart 2010).	57
Figura 3.14 - Gráfico de perfis de praia realizados antes e depois do evento de 17/4/1999. Modificado de (Esteves et al. 2000).	58
Figura 3.15 - Trajetória do ciclone extratropical de 25 maio de 2003 (esquerda); B-Situação Sinótica, campo de vento (nós) e pressão (mbar) (direita).	59
Figura 3.16 – Trajetória do ciclone extratropical de 29 de Julho de 2006 (esquerda); Situação Sinótica, campo de vento (nós) e pressão (mbar) (direita).	60
Figura 3.17 – Perfis praias pré e pós o evento do dia 3 de Setembro de 2006.	61
Figura 3.18 - Trajetória do ciclone extratropical de 3 de Setembro de 2006 (esquerda); Situação Sinótica, campo de vento (nós) e pressão (mbar) (direita).	61

Figura 3.19 – Imagens Timex do Sistema Argus instalado na praia do Cassino, situação normal da zona de surf (esquerda) e durante um evento de tempestade (direita). LOG-FURG/2006 - http://www.praia.log.furg.br/.....	62
Figura 3.20 – Praia do Cassino durante um evento de sobre elevação do nível do mar decorrente a passagem de um ciclone extratropical. Fotos: Dariano Kruppenauer.	62
Figura 3.21 – Fotos dos danos no Litoral norte do estado do RS, Tramandaí, causados pela passagem do ciclone extratropical de 3 de Setembro de 2006. Fotos: Jacqueline Estivallet. ...	63
Figura 3.22 – A- Ressaca atinge a ciclovia e a pista no Leblon (Foto: Gabriel de Paiva); B- Mar invade a pista na Praia do Leblon, altura do posto 11 (Foto: Mônica Imbuzeiro) Fonte: O Globo.....	63
Figura 3.23 – Trajetória ciclone extratropical de 20 de Agosto de 2007 (esquerda); Situação Sinótica, campo de vento (nós) e pressão (mbar) (direita).	64
Figura 3.24 – Imagens de satélite (GOES-10) do dia 20/08/2007, a da esquerda às 9:15 GMT e a da direita às 15:00GMT (fonte: satellite.cptec.inpe.br).	64
Figura 3.25 – Imagens Timex do Sistema Argus instalado na praia do Cassino, situação normal da zona de surf (esquerda) e durante um evento de tempestade (direita). LOG-FURG/2007 - http://www.praia.log.furg.br/.....	65
Figura 3.26 - Situação sinóptica do centro de alta pressão (anticiclone) se movendo em direção a leste. Vento (nós) e pressão (mbar).	66
Figura 4.1 – Locais dos Perfis Praiais onde foram analisados as tendências da zona coasteira.	69
Figura 4.2 - Esquema de um perfil transversal à praia mostrando o posicionamento do nível e dos objetos fixados como referência (Guedes 2008).	70
Figura 4.3 – Perfis no Farol da Conceição, médias por ano.....	72
Figura 4.4 - Duas etapas principais que caracterizam o modelo evolutivo da barreira do Holoceno em Bujuru: (a) o posicionamento de uma barreira de transgressão, no final da transgressão do pós-glacial marinho (5,6 ka), (b e c) recessão da barreira e transgressão das dunas entre 5,6 ka e o presente (Dillenburg et al. 2004).....	72
Figura 4.5 – Impactos da erosão ao largo do Farol da Conceição. Fotos: LOG/FURG.....	73
Figura 4.6 - Morfologia geral do Banco Capela e antepraia adjacente. Em vermelho as sobatimétricas. Exagero vertical de 200 vezes (Goulart 2010).....	74
Figura 4.7 – Esquema do perfil praial do Farol da Conceição, cor laranja representa o sedimento erodido, isto é, perdido, em 16 anos (1996-2012), cor amarela o sedimento acrescido nos últimos 16 anos, em azul o nível do mar.	74
Figura 4.8 – Perfis na Praia do Cassino, médias dos perfis por ano.....	75
Figura 4.9 - Perfis na região ao largo do Farol do Albardão, médias dos perfis por ano.	77
Figura 4.10 – Perfis do Balneário do Hermenegildo, médias dos perfis por ano.	77
Figura 4.11 – Impactos da erosão no Balneário do Hermenegildo. Fotos: Renato Lopes.	78
Figura 4.12 – Média e desvio padrão dos perfis de praia entre 03 a 10/1996 (azul) e média e desvio padrão dos perfis de praia entre 07/2010 a 07/2011.	79

Lista de Tabelas

Tabela 2.1 - Frequência de ciclones extratropicais geradores de eventos extremos de velocidade do vento (área de ciclogênese, velocidade de deslocamento e direção de deslocamento).	33
Tabela 2.2- Programa PNBOIA - Bóia de Rio Grande WMO 31053 ARGOS 69153.	39
Tabela 2.3 - Programa PNBOIA - Bóia de Santa Catarina WMO 31374 ARGOS 69150.	40
Tabela 3.1 - Frequência de ciclones extratropicais geradores de eventos extremos de altura significativa de onda (área de ciclogênese, velocidade de deslocamento e direção de deslocamento).	49
Tabela 3.2 – Detalhes dos Estudos de casos dos Eventos extremos estudados.	53
Tabela 3.3 – Dados de Onda da boia da Marinha (70 m depth) (Calliari & Faria 2003).	59
Tabela 3.4 - O intervalo de tempo entre a formação do ciclone extratropical e a elevação máxima da maré meteorológica.	65
Tabela 4.1 - Largura média da praia (γb); variação da largura da praia ($\sigma\gamma b$); coeficiente de	71

1 Introdução

Cerca de dois terços da população mundial vive dentro de uma estreita faixa terrestre próxima ao oceano. Há perigos inerentes em viver no litoral. Penhascos íngremes estão sob erosão pela dinâmica das ondas, por vezes, causando deslizamento de casas e seções de rodovias para o mar. Praias são inerentemente instáveis, pois a areia é constantemente deslocada pelas ondas, correntes costeiras e pelo vento (Komar 1998).

As zonas costeiras são áreas de transição entre o continente e o oceano, a interação dos fatores associados à terra, mar, ar e a vida, afetam o desenvolvimento desse ecossistema sensível e complexo, sendo que até agora ele não é totalmente compreendido pelo homem (Villwock 1987).

Atualmente, o foco das preocupações internacionais sobre vulnerabilidade costeira está diretamente associado com as previsões de mudanças climáticas para os próximos 100 anos feitas pelo *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC), que indicam novos perigos potenciais, especialmente o aquecimento global e o aumento do nível do mar (Lins de Barros 2010).

Portanto, com o processo acelerado de urbanização combinado com a dinâmica física da costa e a fragilidade natural destes ecossistemas, é evidente a importância de estudos contínuos sobre vulnerabilidade costeira, independentemente das discussões sobre o aquecimento global e o aumento do nível do mar (Lins de Barros 2010).

A costa sul e sudeste do Brasil é frequentemente afetada por distúrbios meteorológicos, como frentes frias, que são por vezes associadas a intensos ciclones extratropicais (Oliveira et al. 2009). Frentes atmosféricas e sistemas frontais são componentes centrais do tempo em grande parte do mundo. Esses fenômenos frequentes (intervalo de poucos dias sobre muitas regiões extratropicais) estão associados a, entre outras coisas, precipitação, mudanças drásticas de temperatura e vento (direção e velocidade) (Simmonds et al. 2012).

Distúrbios de latitudes médias, como intensas frentes frias são uma causa muito importante de eventos climáticos severos sobre a parte sul da América do Sul, principalmente durante o inverno austral. Em particular, os ciclones frios de altos níveis

propagam-se para o leste do Oceano Pacífico em torno de 30°S e intensificam-se perto da superfície sobre o sudeste da América do Sul (Vera et al. 2002).

A costa sul e sudeste da América do Sul é afetada por sistemas atmosféricos em escalas sinóticas e subsinótica. Estes sistemas são influenciados por fatores relacionados com a circulação em grande escala ou local. Entre os fenômenos em escala sinótica estão os sistemas frontais. A maior parte dos sistemas frontais é gerada por ondas baroclínicas em latitudes médias, com escala espacial de ± 3.000 km, imersos nos ventos de oeste (Saraiva et al. 2003).

Sistemas sinóticos extratropicais constituem os padrões climáticos diários em médias e altas latitudes. (Lim & Simmonds 2007). Ciclones extratropicais intensos são frequentemente associados com condições meteorológicas extremas, especialmente com tempestades severas, e podem afetar a segurança e a economia (IPCC 2007). Um ciclone extratropical pode causar grandes danos costeiros, incluindo a erosão da praia. Além disso, os ciclones intensos e episódios associados a ventos fortes, ondas altas e fortes chuvas são importantes na transmissão dos efeitos da variabilidade climática de baixa frequência para o meio ambiente e a sociedade (Graham & Diaz 2001; Hsu & Blanchard 2007).

O litoral do Rio Grande do Sul (RS), sul do Brasil, sofre uma variação sazonal, devido à dinâmica associada com a frequência e intensidade de ciclones extratropicais. Depois de uma fase de acreção durante o período de verão, de dezembro a março, as tempestades de abril praticamente iniciam o ciclo de erosão praial (Calliari et al. 1998). Estes ciclones extratropicais produzem vários efeitos, tais como ondas de tempestade, ventos fortes, marés meteorológicas e erosão costeira (Calliari et al. 1998; Saraiva et al. 2003; Parise et al. 2009; Machado et al. 2010). Machado et al. (2010) estudando eventos extremos de ondas para a costa do RS mostraram que tanto os ciclones extratropicais quanto anticiclones geram ondas extremas no Atlântico Sul, isto é, altura significativa acima de 6m *offshore*.

No RS estas tempestades são geralmente associadas a sistemas meteorológicos como ciclones extratropicais de alta intensidade que transferem energia para o mar gerando ondas de alta energia que podem levar um perfil de máxima acreção (mais reflectivo) a máxima erosão (mais dissipativo) em poucas horas (Calliari et al. 1998; Machado et al. 2010).

Gan & Rao 1991 identificaram duas regiões ciclogênicas na América do Sul, uma na Argentina relativa à instabilidade baroclínica local dos ventos de oeste e outra sobre o Uruguai associada à ciclogênese à sotavento, devido à presença da Cordilheira dos Andes. No entanto, descobriu-se recentemente, uma terceira região de ciclogênese no sul e sudeste do Brasil (Reboita 2008).

Simmonds & Keay (2000a) estudando a climatologia de ciclones extratropicais do Hemisfério Sul, observaram que o número médio de ciclones por estação do ano foi de 37,7 no inverno (JJA), 37,3 na primavera (SON), 37,2 no outono (MAM) e 34,9 no verão (DJF).

Resultados semelhantes foram encontrados por Gan & Rao (1991), que estudando a frequência de ciclogênese de superfície sobre a América do Sul, em um período de 10 anos, observaram um maior número de ciclones extratropicais durante o inverno (30,5 por ano), seguidos pelo outono (30,2 por ano), primavera (26,8 por ano) e no verão (20,7 por ano). Além da variação sazonal, Gan & Rao (1991) também notaram uma variação interanual na frequência de ciclogênese sobre a América do Sul, com uma maior incidência de ciclogênese durante anos de El Niño.

Já Alves 2006 estudando ondas geradas pelo vento durante um período de 30 anos (1971-2000) encontrou uma média de 146 tempestades extratropicais por ano no Atlântico Sul, com uma duração média de 3,6 dias.

De acordo com o glossário do *Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC 2007), um evento meteorológico extremo é um evento que é raro em um determinado lugar e época do ano.

Além da variabilidade em diferentes escalas, eventos extremos é uma parte natural de um sistema de clima estável. Em geral, quando se fala de eventos extremos são considerados episódios intensos de curto prazo, como um furacão, chuva forte ou uma onda de calor. No entanto, ao invés de tratá-los como evento isolado, só em termos de duração ou intensidade, é mais útil o estudo do ponto de vista estatístico. Para isso, é necessário conhecer a cronologia das variáveis do estudo. Se representarmos os valores de uma variável em particular tais como a temperatura ou a pluviosidade, contra a probabilidade de ocorrência, irá ser observar que os valores médios são mais prováveis, enquanto os valores extremos serão encontrados na cauda da distribuição (Lasa 2010).

A adaptação de sistemas (naturais e humanos) para o intervalo histórico de fenômenos extremos faz a maioria dos eventos fora deste intervalo ter impactos

negativos. Há uma crescente preocupação de que eventos extremos podem estar mudando em frequência e intensidade, como resultado de influências humanas sobre o clima. As alterações climáticas podem ser percebidas na maior parte através dos impactos de eventos extremos, embora estes sejam em grande parte dependentes do sistema em consideração, incluindo a sua vulnerabilidade, resiliência e capacidade de adaptação e mitigação. Um evento meteorológico extremo se torna um desastre quando a sociedade e/ou os ecossistemas são incapazes de lidar com ele de forma eficaz. A crescente vulnerabilidade humana (devido a um número crescente de pessoas que vivem em áreas expostas e marginais ou devido ao desenvolvimento de bens de alto valor em zonas de alto risco) está aumentando o risco de desastres, enquanto os esforços humanos (como por governos locais) tentam mitigar os possíveis efeitos (IPCC 2007).

Uma série de estudos recentes sugere que a atividade de ciclones sobre ambos os hemisférios mudou ao longo da segunda metade do século 20. Características gerais incluem uma mudança na localização das trajetórias em direção aos polos, maior intensidade, mas uma diminuição no número total de ciclones (e.g., Simmonds & Keay, 2000; Gulev et al., 2001; McCabe et al., 2001). De acordo com IPCC (2007) ventos de oeste de latitudes médias têm geralmente aumentado em ambos os hemisférios. Aumentos significativos na potência de intensos sistemas de ciclones extratropicais foram documentados em uma série de estudos (e.g., Lambert, 1996; Gustafsson, 1997; McCabe et al., 2001; Wang et al., 2006a) com alterações associadas nas trajetórias preferenciais das tempestades.

Alguns estudos discutem a formação de marés meteorológicas (Marone & Camargo 1994; Saraiva et al. 2003), outros a erosão causada por ondas de tempestades e marés meteorológicas (Calliari et al. 1998; Stone & Orford 2004; Parise et al. 2009; Machado et al. 2010).

O estudo desta tese centra-se na análise das tempestades que geram ventos e ondas extremas na costa do Rio Grande do Sul, com ênfase na identificação dos sistemas atmosféricos geradores. É de grande importância para a sociedade e para os tomadores de decisão o estudo das tempestades que atingem a zona costeira e suas consequências.

1.1 Organização da Tese

A tese está organizada em 4 capítulos. No primeiro capítulo é apresentado uma introdução da temática da tese, a importância e a necessidade do estudo de eventos extremos de tempestades e suas consequências na zona costeira. No primeiro capítulo também é apresentado uma síntese sobre o desenvolvimento de Ciclones e Anticiclones Extratropicais e sobre a formação de marés meteorológicas. Ao final do primeiro capítulo é realizada a descrição das características físicas e geológicas da zona costeira do Rio grande do Sul.

No capítulo 2 é descrito a distribuição das velocidades do vento ao largo da cidade do Rio Grande ao longo de 66 anos (1948-2013). Neste capítulo foi calculado o limiar de ventos extremos e a probabilidade de ocorrência de eventos extremos de velocidade do vento. As causas destes ventos fortes e suas consequências na zona costeira também são apresentadas. A hipótese deste capítulo é que ocorreu um aumento na frequência de eventos extremos de velocidade de vento entre os anos de 1948 e 2013.

No capítulo 3 é apresentada uma avaliação dos eventos extremos de ondas no período de 1979 a 2008 para o Rio Grande do Sul. Neste capítulo é mostrado em detalhe as situações sinóticas geradoras de eventos extremos de onda e seus efeitos na zona costeira do sul do Brasil. A hipótese deste capítulo é que ocorreu um aumento na quantidade de eventos extremos de altura de ondas ao longo de 30 anos (1979-2008).

No capítulo 4, uma visão geral das mudanças recentes na zona costeira do Rio Grande do Sul, isto é, suas tendências erosivas e progradativas.

1.2 Desenvolvimento de Ciclones e Anticiclones Extratropicais

Os termos ciclone e anticiclone são, respectivamente, aplicados em áreas de relativamente baixa e alta pressão, juntamente com os seus padrões de circulação do vento. Os ciclones e anticiclones que ocorrem nas médias e altas latitudes, são denominados extratropicais, ou *extratropical synoptic eddie* e têm tamanhos de várias centenas a ± 3 mil quilômetros: são vórtices atmosféricos de escala sinótica. Ciclones têm uma circulação de vento anti-horária no Hemisfério Norte e no sentido horário no Hemisfério Sul. Anticiclones, como sistemas atmosféricos opostos aos ciclones, têm uma circulação no sentido horário no Hemisfério Norte e um sentido anti-horário no Hemisfério Sul. Ciclones extratropicais e anticiclones são geralmente vizinhos nos mapas meteorológicos e muitas vezes são simplesmente chamados de centros de "baixa"

e "alta" pressão, respectivamente (Shakina 2009) (Figura 1.1). Uma grande área com trajetórias sobrepostas de ciclones e anticiclones é observada entre 30°S e 60°S, que é aproximadamente a posição climatológica da atividade transitória Hemisfério Sul (Pezza & Ambrizzi 2003).

Na troposfera inferior, devido aos efeitos de atrito, a rotação do vento em torno do centro do ciclone está associada à convergência para o centro e com movimentos ascendentes em toda a área ciclônica. Isto leva a uma tendência geral de tempo nublado, chuva e ventos fortes. Ao contrário, nos anticiclones, divergência de vento na baixa troposfera é compensada por movimentos descendente (subsidiência), com tempo normalmente bom e ventos fracos. A forma de isóbaras fechadas em altas e baixas pressões extratropicais geralmente é quase elíptica (Shakina 2009).

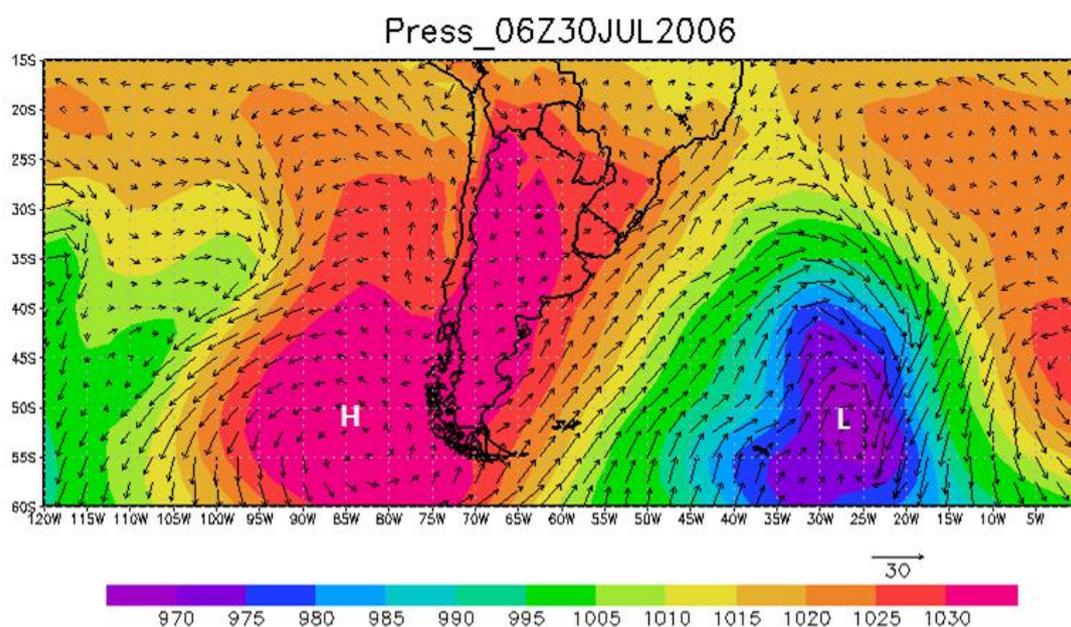


Figura 1.1 – Mapa sinótico com campos de ventos (setas) e pressão (cores) de um Centro de alta pressão (Anticiclone – H) e centro de baixa pressão (Ciclone Extratropical – L) em superfície, isto é, ao nível do mar.

Como se desenvolvem os ciclones no Hemisfério Sul: o ar frio é levado para o norte para a cauda ou parte traseira dos ciclones enquanto o ar quente é levado para o sul. A confluência e a deformação associada ao desenvolvimento da circulação produzem aumento de gradientes de temperatura horizontais, em faixas estreitas, ou seja, as frentes quentes e frias. As mudanças de temperatura associadas à advecção horizontal

e os movimentos verticais destroem o equilíbrio do vento térmico e os movimentos geostróficos resultantes produzem regiões organizadas de divergência, convergência, e movimentos verticais associados (Cotton & Anthes 1989).

Vera et al. (2002) identificaram os mais ativos padrões de ondas de escala sinóptica sobre a América do Sul, e observaram que a estrutura dos sistemas associados com o modo subtropical se assemelha ao de ondas baroclínicas de latitudes médias. Ambas as perturbações ciclônicas e anticiclônicas exibem modificações significativas em sua estrutura tridimensional à medida que eles evoluem ao longo da América do Sul extratropical e subtropical. Enquanto as perturbações de nível superior são principalmente afetadas quando se deslocam em direção a leste, as perturbações de baixo nível avançam seguindo a forma da Cordilheira dos Andes e exibem uma migração em direção ao equador abrupta a sotavento das montanhas. Como resultado de tal descolamento, vórtices menores de fluxos de calor são observados nas proximidades da orografia e, conseqüentemente, um crescimento baroclínico de vórtices fracos é observado. Uma vez que o sistema de nível superior é a sotavento, as perturbações adquirem uma estrutura mais típica de onda baroclínica e a intensificação de baixo nível do sistema ocorre. Este último é o maior em torno de 1.000 km a leste da orografia, onde reforça o transporte de umidade a partir de latitudes tropicais ao longo da porção leste do ciclone de baixo nível favorecendo a ocorrência de precipitação sobre o sudeste da América do Sul.

Na América do Sul diversos sistemas atmosféricos atuam tanto na baixa quanto na alta troposfera (Figura 1.2). Os principais sistemas que colaboram com a formação dos ciclones na América do Sul são as frentes (frias e quentes), os jatos de baixos níveis a leste dos Andes, os vórtices ciclônicos de altos níveis, o jato subtropical, o jato polar e os cavados de baixa pressão.

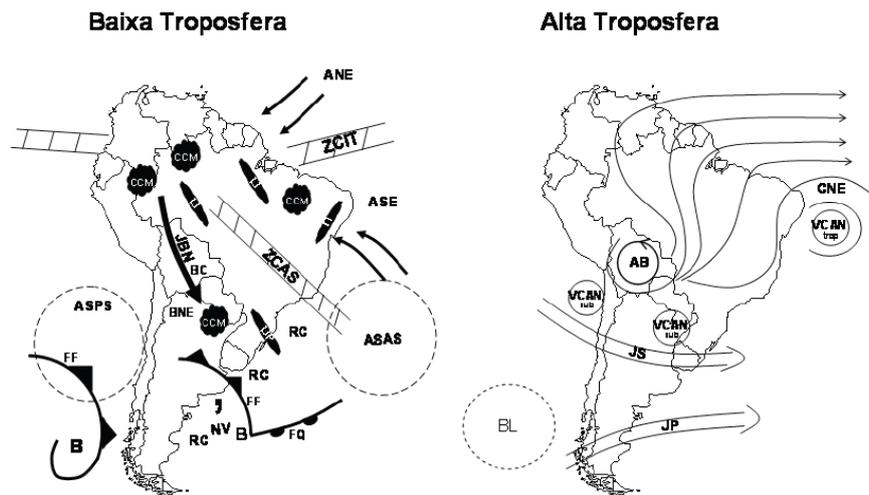


Figura 1.2 - Representação esquemática dos sistemas atmosféricos na baixa e alta troposfera atuantes na América do Sul (Reboita et al. 2010). Em relação à baixa troposfera tem-se: ANE ventos alísios de nordeste, ASE ventos alísios de sudeste, ASAS anticiclone subtropical do Atlântico Sul, ASPS anticiclone subtropical do Pacífico Sul, B baixa pressão, BC baixa do Chaco – região de baixas térmicas, BNE região de baixas térmicas no noroeste argentino, CCM complexo convectivo de mesoescala, FF frente fria, FQ frente quente, JBN jato de baixos níveis a leste dos Andes, LI linha de instabilidade tropical, LIP linha de instabilidade pré-frontal, NV nuvem vírgula, RC regiões ciclogênicas, ZCAS zona de convergência do Atlântico Sul e ZCIT zona de convergência intertropical. Já em relação à alta troposfera tem-se: AB alta da Bolívia, BL região de bloqueios atmosféricos, CNE cavado do nordeste do Brasil, JS jato subtropical, JP jato polar, VCAN sub vórtices ciclônicos de altos níveis subtropicais, VCAN trop vórtices ciclônicos de altos níveis tropicais. É importante destacar que a AB e o CNE são sistemas que se configuram no verão e desaparecem no inverno. Além disso, no verão o JP e o JS se fundem em apenas um jato (Reboita et al. 2010).

O desenvolvimento de Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN), que são circulações ciclônicas fechadas na troposfera superior desprendidas das ondas atmosféricas do escoamento de oeste, são sistemas que podem favorecer a formação de ciclones em superfície, através do processo de advecção de vorticidade absoluta ciclônica em níveis médios, ou por se estenderem até baixos níveis (Reboita et al. 2010).

Os VCAN de origem subtropical atuam sobre as Regiões Sul e Sudeste do Brasil por um período de 1 ou 2 dias provocando chuvas e ventos fortes. Os VCAN são definidos como sistemas fechados de baixa pressão, de escala sinótica, que se formam na alta troposfera (Gan & Kousky 1986). São comumente chamados na literatura de baixas frias, pois apresentam centro mais frio que a periferia. Com o auxílio de imagens de satélite meteorológico, observa-se que os VCAN, em determinadas situações,

causam grande precipitação no Sul e Sudeste do Brasil. Normalmente estes vórtices originam-se no Oceano Pacífico e muitas vezes ao cruzarem os Andes provocam alterações no tempo nessas regiões e no Uruguai e norte da Argentina (Cavalcanti, 1982). Quando os VCAN penetram no continente, oriundos do Oceano Pacífico, normalmente ocorre instabilidade e precipitação nos setores leste e nordeste do vórtice (Figura 1.3). Os vórtices ciclônicos possuem uma vida média que varia consideravelmente, alguns duram apenas algumas horas, outros mais de duas semanas. Ocasionalmente, os vórtices ciclônicos intensificam-se para baixo na vertical e podem refletir no campo de pressão em superfície, com isso, colaborando com a formação e intensificação dos ciclones extratropicais (<http://climanalise.cptec.inpe.br/>).

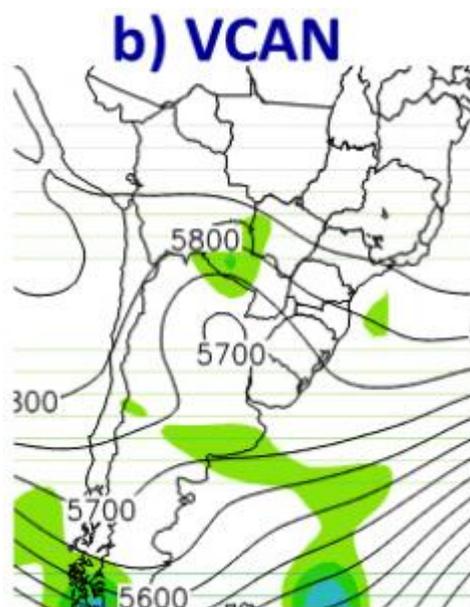


Figura 1.3 - Campo de geopotencial em 500 hPa indicando a presença de um Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) (Reboita et al. 2012).

Ciclones e anticiclones contribuem para manter os pacotes atmosféricos de energia, momento e umidade, redistribuindo-os em todo o mundo e influenciando, assim, a circulação de maior escala em que estão incorporados (Lim & Simmonds 2007). Ciclones extratropicais (Figura 1.4) dominam a variabilidade em larga escala do tempo nas latitudes médias (Cotton & Anthes 1989).

Vórtices extratropicais migram constantemente com velocidades que variam amplamente. Os vórtices são classificados como estacionário (abaixo de 5 km h^{-1}), lentos ($5 \text{ a } 10 \text{ km h}^{-1}$) e movendo-se (acima de 10 km h^{-1}). As velocidades médias de

ciclones na Europa e na América do Norte são cerca de 30 e 45 km h⁻¹, respectivamente. As velocidades de ordem de 60 km h⁻¹ não são raras, em casos extremos, podem atingir 80-100 km h⁻¹. Anticiclones movem-se mais lentos e suas velocidades médias são de 27 km h⁻¹ na Europa e 36 km h⁻¹ na América do Norte. Em geral, os vórtices extratropicais movem-se na direção próxima daquela do chamado fluxo de direção. Este último é conhecido como o fluxo de ar não perturbado sobre o vórtice (Shakina 2009).



Figura 1.4 – Imagens do satélite GOES-12 mostrando um exemplo de ciclone extratropical. A circulação deste ciclone cobre boa parte do sul do Brasil e águas adjacentes do Atlântico Sul.

1.3 Elevação do nível do mar causado por tempestades

O nível do mar varia quando o oceano aquece ou esfria, quando a água é transferida entre o oceano e os continentes, entre o oceano e as camadas de gelo, e quando a água é redistribuída dentro do oceano devido às marés e às mudanças na circulação oceânica e atmosférica. O nível do mar pode subir ou cair em escalas de

tempo que variam de horas a séculos, escalas espaciais de <1 km até global, e sua altura muda de poucos milímetros a mais de 10 metros (devido às marés) (IPCC 2013).

Segundo o IPCC (2013) o nível médio do mar global tem aumentado, de 1901 a 2010, a taxa média de aumento do nível do mar foi de $1,7 \pm 0,2 \text{ mm ano}^{-1}$. Para o período entre 1993 a 2010 a taxa foi de $3,2 \pm 0,4 \text{ mm ano}^{-1}$.

Há grande aceitação de que a taxa de aumento do nível do mar aumentou entre meados do século 19 e meados do século 20. A mudança do nível do mar não é uniforme espacialmente: em algumas regiões as taxas de aumento do nível médio do mar estão várias vezes maiores do que a elevação média global, enquanto em outras regiões o nível médio do mar está caindo. Há evidências de um aumento na ocorrência de inundações extremas em todo o mundo relacionadas às marés meteorológicas (IPCC 2007).

Uma das possíveis consequências do aquecimento global é um aumento mundial do nível do mar (eustático). A inundação resultante da elevação dos mares vai impactar fortemente as áreas mais baixas do globo, pelo menos 100 milhões de pessoas vivem dentro da faixa de até um metro do nível médio do mar e estas pessoas estão em maior risco nas próximas décadas (Zhang et al. 2004).

O padrão regular e previsível das marés é modificado por pequenas ou grandes perturbações. Inundações de planícies costeiras pelas águas do oceano são geradas principalmente pela ação de tempestades que fazem com que ocorra o aumento do nível do mar, acima do nível da maré normal. Essa elevação da superfície da água é conhecida como "maré meteorológica" e consiste de dois componentes principais: Fortes ventos soprando sobre a superfície do oceano empilha a água nas zonas costeiras (*Wind setup*), enquanto a baixa pressão atmosférica tende a bombear a superfície do oceano em um efeito de barômetro inverso (*barometric setup*) (Benavente et al. 2006). Em geral, os efeitos devidos unicamente à ação da pressão atmosférica (*barometric setup*) são da ordem de 10% do efeito total observado, sendo o restante devido exclusivamente à tensão de cisalhamento do vento na superfície do mar (Marone & Camargo 1994). Além disso, um terceiro fator é o aumento da altura das ondas quebrando, resultando em um aumento do nível de água na zona de arrebentação (*Wave setup*), atingindo áreas mais interiores do que as ondas normais (Benavente et al. 2006).

Historicamente, muitas inundações costeiras que causam desastres são causadas pela coincidência de grandes elevações do mar induzidas meteorologicamente com marés altas ou até mesmo marés moderadas (Pugh 1987; Benavente et al. 2006).

A Maré meteorológica é um aumento anormal de água gerada por uma tempestade, muito além do previsto para as marés astronômicas. Maré meteorológica não deve ser confundida com a maré de tempestade, que é definida como o aumento do nível da água, devido à combinação de maré meteorológica e a maré astronômica. Este aumento do nível da água pode causar inundações extremas em áreas costeiras, particularmente quando a tempestade coincide com a maré de preamar de sizígia, resultando em marés de tempestade atingindo até 20 metros ou mais, em alguns casos (<http://www.nhc.noaa.gov/surge/>) (Figura 1.5).

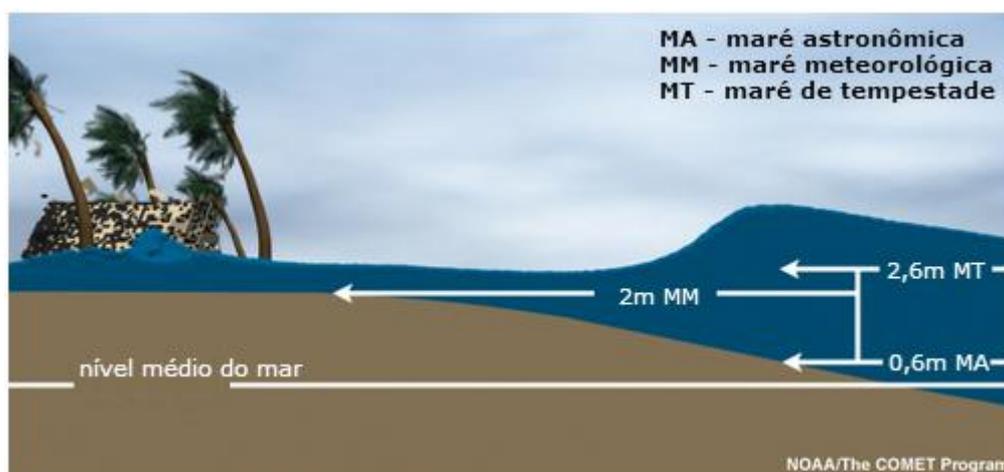


Figura 1.5 – Esquema de maré meteorológica (modificado de <http://www.nhc.noaa.gov/surge/>).

Considerando a orientação geral da linha de costa sul-sudeste brasileira, com uma orientação predominante de sudoeste-nordeste, o aumento do nível do mar está diretamente relacionado com a ação dos ventos longitudinais à costa, resultando em um deslocamento de água, isto é, um transporte transversal em direção ao litoral e subsidência da água na costa, este fenômeno é conhecido como maré meteorológica. Este resultado que pode ser explicado pelo empilhamento de água na costa, devido ao efeito de Coriolis (ou seja, o transporte de Ekman). O efeito oposto ocorre com os ventos do norte ou nordeste, causando o rebaixamento do nível do mar e ressurgência costeira (Castro & Lee 1995; Saraiva et al. 2003; Parise et al. 2009; Machado et al. 2010; Truccolo 2011).

Experimentos realizados em um tanque de ondas, a fim de analisar processos erosivos devido à ação de ondas de tempestades e posterior recuperação da morfologia da praia, mostraram que as mudanças na topografia da praia são mais sensíveis à duração da maré meteorológica do que a sua elevação propriamente dita (Son & Noda, 1999).

As marés meteorológicas são o principal risco geológico em áreas costeiras baixas. Elas são frequentemente associadas com perdas significativas de vidas e bens. As mudanças climáticas, como o aumento do nível do mar e a mudança nas trajetórias das tempestades, podem modificar as distribuições regionais desses perigos (Storch & Woth 2008).

O monitoramento realizado por Saraiva et al. (2003) de abril de 1997 a julho de 1999 na praia do Cassino indicou uma maior frequência de maré meteorológica no outono (65%), seguido por valores similares no verão e na primavera (15%) e menores valores no inverno (5%). Todas as marés meteorológicas observadas por Saraiva et al. (2003) foram associadas a ciclones extratropicais.

Estudos sobre a avaliação da elevação do nível do mar e riscos de inundação associados à passagem de ciclones, no balneário do Hermenegildo, através da implantação de um modelo analítico, mostraram que a principal forçante na elevação do nível do mar deve-se: ao vento (43%), seguido pelas ondas (35%), maré astronômica (15%) e pressão (7%) (Maia 2011).

1.4 A zona costeira do Rio grande do Sul

O litoral do RS é pouco desenvolvido (exceto para o setor norte) e as praias são utilizadas todo o ano, nos meses de verão, quando o tempo calmo prevalece, para fins de turismo e ao longo do ano para a prática de esportes aquáticos, como kitesurf, surf, windsurf. Segundo Esteves (2004) apenas 123 km ou aproximadamente 20% da costa do RS encontram-se urbanizados, concentrados principalmente no litoral norte, onde a ocupação desordenada, o uso intensivo e o crescimento populacional acelerado resultaram em um sistema praias predominantemente alterado. Mesmo nas áreas menos urbanizadas (litoral central e sul), a ocupação urbana é sempre caracterizada pela falta de planejamento, ocupação de áreas de risco, destruição ou alteração de áreas protegidas por lei, e/ou interferência nos processos dinâmicos naturais.

O crescente interesse nos processos costeiros e nas alterações da linha de costa reflete a intensificação da ocupação do litoral e a utilização da praia, bem como a crescente importância econômica do turismo ligado à mesma (Esteves et al. 2002).

A margem continental do Rio Grande do Sul foi formada pela deposição de uma enorme quantidade de sedimentos terrígenos desde a abertura do Oceano Atlântico Sul, que começou a 130 Ma (Urien et al. 1976 apud Dillenburg & Hesp 2009). No talude continental, uma espessura sedimentar de pelo menos 10 km foi revelada por registros sísmicos de reflexão (Fontana 1990 apud Dillenburg & Hesp 2009). Os sedimentos cenozóicos da margem continental são essencialmente areias terrígenas e lamas, com pequenos pedaços de conchas (menos de 5%). Ocorreu uma deposição de grande quantidade de sedimentos *post-rift*, principalmente sedimentos clásticos, produzindo uma grande plataforma continental (100-200 km), sendo a mesma rasa (100-140 m) e levemente inclinada ($0,03^{\circ}$ - $0,08^{\circ}$) (Calliari et al. 2006).

Em algumas partes da plataforma continental do RS o relevo plano predomina na paisagem subaquática, enquanto em outras há um relevo submarino mais complexo marcado pela presença de feições tais como bancos e depressões (Goulart 2010).

No continente, uma planície costeira de baixo-relevo foi formada durante o Quaternário por justaposição de depósitos sedimentares de quatro sistemas de barreira, designados por Villwock (1987) de I (a mais antiga) a IV (mais nova) (Figura 1.6). A planície costeira varia de 20 a 80 quilômetros de largura e faz fronteira terrestre com planaltos de base rochosa. No extremo norte da planície costeira o planalto consiste em rochas vulcânicas e sedimentares da Bacia do Paraná do Paleozoico e Mesozoico que localmente alcançam alturas 1.000 metros, enquanto ao sul, rochas ígneas e metamórficas na forma do escudo do pré-cambriano (Tomazelli et al. 2000). Em geral, a fronteira em direção ao continente da planície costeira corresponde às margens ocidentais de uma série de lagoas, que são grandes na parte sul e central do RS e pequenas no norte.

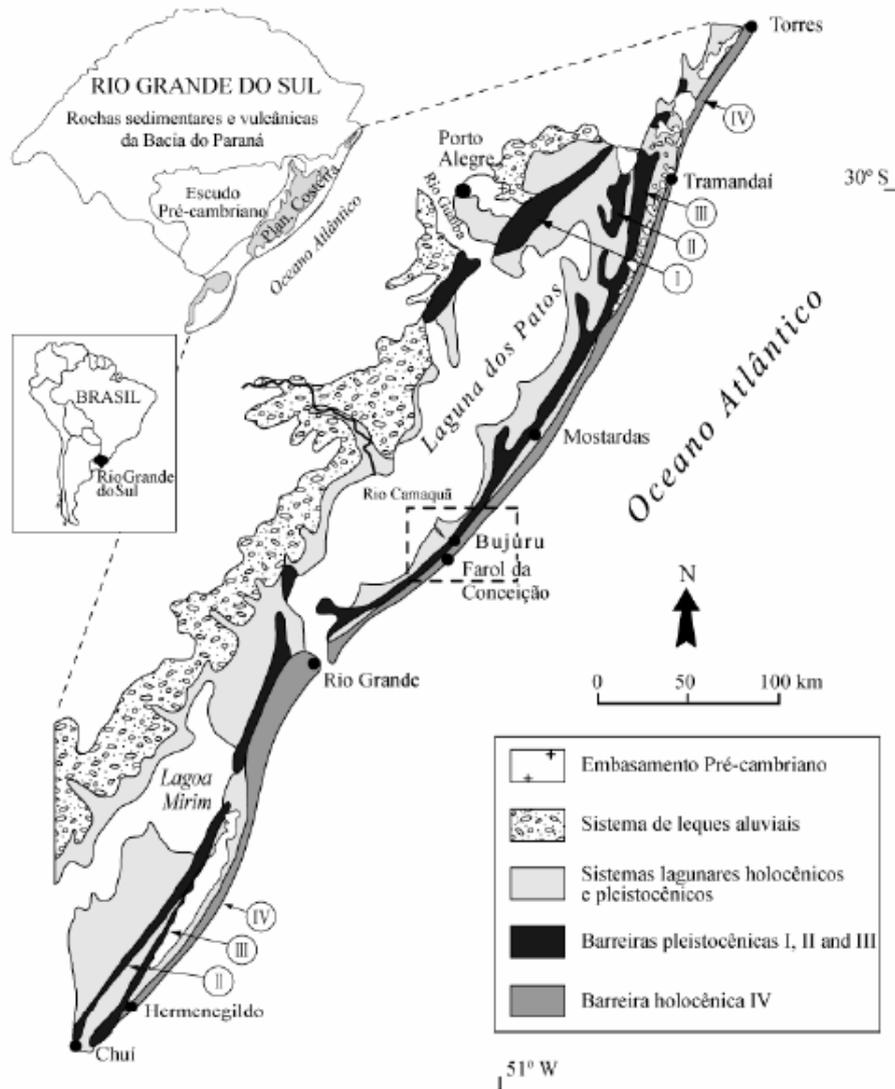


Figura 1.6 - Localização e geologia geral da costa do Rio Grande do Sul (Tomazelli et al. 2000).

O sistema de barreiras do Holoceno do Rio Grande do Sul ocupa toda a extensão dos 620 km de costa. Descontinuidades na barreira ocorrem apenas em dois locais: no sul, no Cassino (Rio Grande), onde o canal da Lagoa dos Patos está localizado, e no norte, no canal da Lagoa Tramandaí (Figura 1.6). Ambos os canais são permanentemente abertos por causa de uma descarga grande e contínua de água doce através de seus canais. Toda a costa é levemente ondulada e consiste de duas grandes suaves projeções e dois embaiamento em direção à terra. Este é o sistema de barreiras mais longo da América do Sul e, certamente, um dos mais longos do mundo. Suas características principais são mostradas na Figura 1.7, onde quatro setores da barreira são descritos de norte a sul. O sistema de barreiras compreende: campos de dunas transgressivas relíquia (vegetação), campos de dunas transgressivas ativos, ou um tipo

de barreira complexo que compreende as cristas de dunas frontais e os campos de dunas transgressivas (Dillenburg & Hesp 2009).

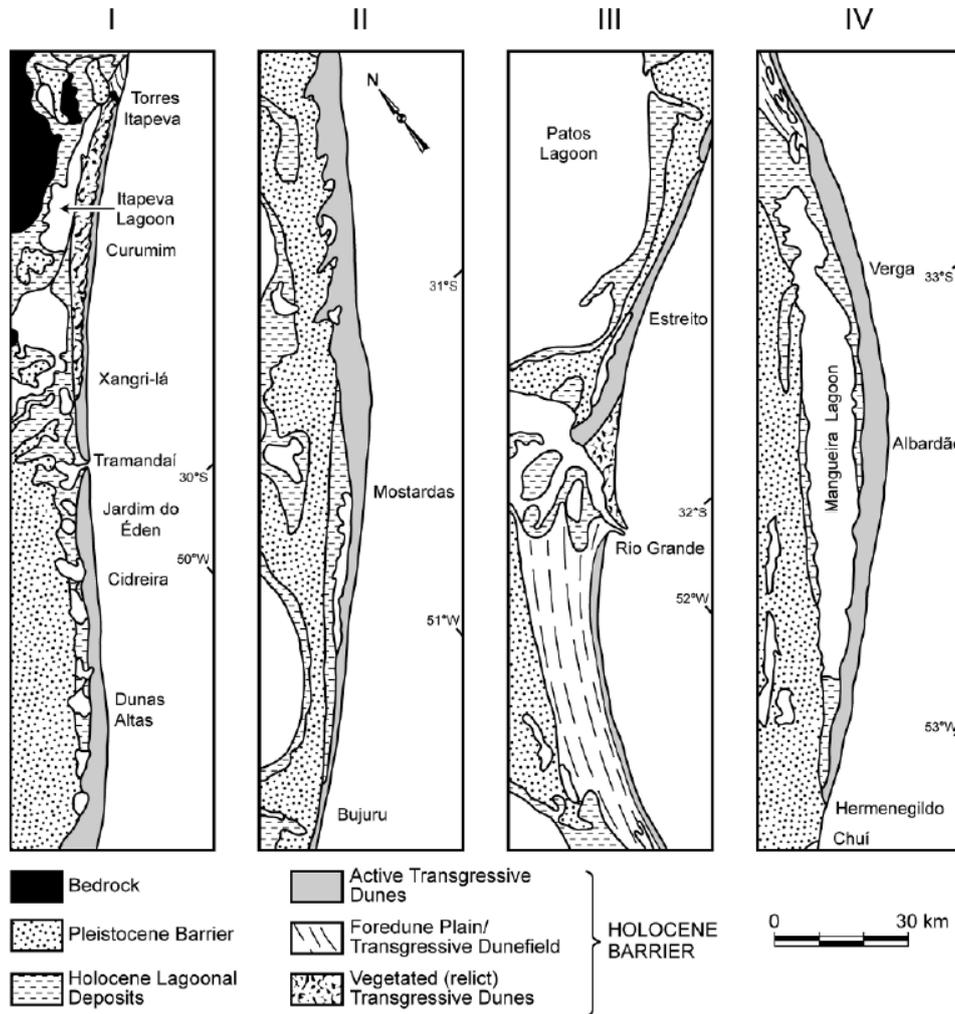


Figura 1.7 - Barreiras do Pleistoceno e Holoceno ao longo da costa do sul do Brasil a partir de Torres até o Chuí. O primeiro mapa (I) exhibe o setor norte e (II, III e IV) os setores cada vez mais ao sul. (Dillenburg & Hesp 2009).

A orientação geral da costa é NE-SW e está sujeita as ondas dominantes de *swell* geradas nas latitudes mais ao sul e ondas produzidas por fortes brisas marinhas, de primavera-verão, de nordeste. A altura média de onda significativa é de 1,5 m, medida em profundidade de água de 15-20 m, no litoral norte do RS (Motta 1969 apud Dillenburg & Hesp 2009). Melo et al. (2010) analisando os dados de dois anos e meio coletados pela boia Minuano (fundeadada ao largo de Rio Grande em um local com profundidade de cerca 100 m) apresentaram uma altura significativa de onda média de 2,21 m, com período médio de 9,1 s, com alturas máximas de onda de 7,28 m e períodos

máximos de 17.48 s. Pianca et al. (2010) estudando o clima de ondas para a costa brasileira baseado nos resultados de reanálises do modelo NWW3 observou uma média de altura significativa de onda para o sul do Brasil de 2,3 m. com período médio de 7,92 s.

Devido a alterações na orientação da costa e na morfologia da plataforma interna, as praias do RS são expostas significativamente a diferentes graus de energia das ondas. (Calliari & Klein 1993; Dillenburg et al. 2005). Durante as tempestades no outono e no inverno (abril a julho) a altura de onda pode muitas vezes ser superior a 2,0 m e o nível do mar pode subir até 1,3 m ao longo da costa (Barletta & Calliari 2003; Calliari et al. 1998). Valores máximos de elevação do nível do mar gerada por marés meteorológicas e efeitos das ondas (*setup* e *runup*) da ordem de 1,9 m foram encontrados por Parise et al. (2009) no litoral do RS.

A costa do RS apresenta um sistema de micro maré, com marés mista, predominância da componente diurna, com uma amplitude média de 0,47 m (Herz 1977). Consequentemente, o transporte e deposição de sedimentos ao longo da costa são dominados principalmente pela ação das ondas. A deriva litorânea líquida para o norte é evidente em características geomorfológicas costeiras (Tomazelli & Villwock 2005) e confirmada através de medições de campo (Toldo Jr et al. 1993) e por comparação temporal de mosaicos aerofotogramétricos próximos às desembocaduras lagunares e fluviais na costa gaúcha (Lélis & Calliari 2006). As praias do RS variam de estágios morfodinâmicos dissipativos para intermediários (Calliari & Klein 1993).

Sedimentos costeiros do Holoceno são dominados por areia de quartzo muito fina a média (depósitos de barreira), e areia de quartzo fina à média e lamais (depósitos lagunares). Exceções locais são as grandes quantidades de carbonatos de cálcio biogênicos que ocorrem em sedimentos de praia modernos (conchas e detritos de conchas) no Albardão (litoral sul do RS). O sistema praial atual do RS recebe pouca areia a partir de fontes terrestres, porque a maior parte da carga de sedimentos transportada pelos poucos sangradouros e rios (Camaquã e Jacuí) que drenam para o litoral é presa nas lagoas adjacentes e outros ambientes anteriores às barreiras. Durante o Holoceno o balanço sedimentar costeiro tem variado ao longo da costa, principalmente devido a variações na deriva litorânea e nas mudanças de sedimentos pelo transporte transversal entre a plataforma interna e do sistema praial (Tomazelli et al. 2000).

A antepraia é longa e rasa com limite externo entre as profundidades de 10 e 15 m, e é composta por depósitos arenosos. A associação entre a morfologia da plataforma continental, a altura de onda significativa de aproximadamente 1,5 m e um sistema de micro maré, é um bom exemplo de uma barreira dominada por ondas, razão pela quais poucas lagoas e desembocaduras de rios são encontradas em mais de 620 km de costa (Calliari et al. 2006).

Através da observação das cartas e mapas batimétricos, é possível encontrar a existência de regiões distintas ao longo da plataforma continental interna do Rio Grande do Sul (Goulart 2010).

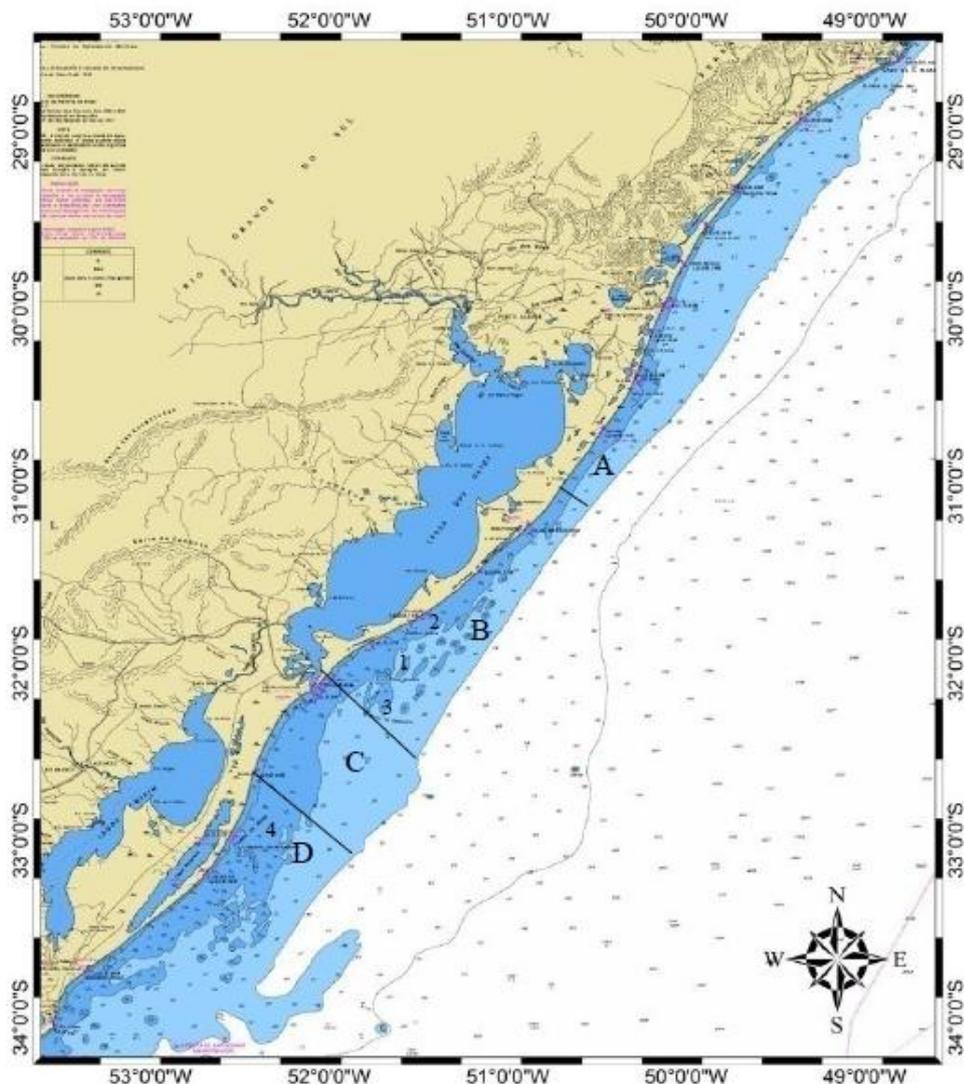


Figura 1.8 - Fragmento da carta náutica nº 90 da Marinha do Brasil, mostrando a forma ondulada do litoral do Rio Grande do Sul. Feições identificadas: 1 – Banco Minuano, 2 – Banco Capela, 3 - Parcel do Carpinteiro e 4– Banco do Albardão (Goulart 2010).

Duas regiões apresentam-se bem homogêneas, com topografia suave, plana e sem grandes irregularidades topográficas. A primeira do Cabo de Santa Marta Grande à cidade de Mostardas é caracterizada por isóbatas paralelas entre si e à linha da costa (Figura 1.8 A). A segunda é a região entre o sul da desembocadura da Lagoa dos Patos e o farolete Verga (Figura 1.8 C) (Goulart 2010).

Diferentemente das áreas onde ocorrem bancos lineares, na região central do RS, junto à desembocadura da Lagoa dos Patos, a plataforma apresenta um fundo plano e com poucas feições morfológicas e caracteriza-se como uma zona de inter-relação entre o estuário e o oceano, sob a influência direta da lagoa. Depósitos de lama da lagoa são recentes e têm uma maior distribuição ao sul da desembocadura, dada à predominância de ventos do quadrante NE na região, que quando combinada com alta pluviosidade favorece a formação de uma pluma de sedimentos em direção SW. Os sedimentos finos transportados por esta pluma, floculam e são depositados nas imediações da desembocadura sob a forma de lama fluida e podem estender-se à latitude do Farolete Verga ao sul (Calliari & Fachin 1993).

Em contraste com este relevo completamente monótono e suave, as regiões dominadas por um relevo submarino complexo são caracterizadas pela marcante presença de grandes bancos lineares, afloramentos de arenito e grandes depressões. A região de concentração de bancos lineares e afloramentos de arenito ocorrem na costa central do Rio Grande do Sul, entre Rio Grande e Mostardas (Figura 1.8B). No sul do estado do Rio Grande do Sul estes bancos lineares ocorrem junto ao Farol do Albardão e ao Farolete Verga. Um exemplo é o Banco do Albardão, localizado entre as isóbatas de 20 e 5 metros, ao norte do farol com o mesmo nome (Figura 1.8 D). Assim como a plataforma continental como um todo, a plataforma interna (incluindo a antepraia), aqui usando a isóbata de 50 m (limite entre o azul e o branco na Figura 1.8), como a borda externa da mesma também varia em comprimento ao longo da costa. Na reentrância norte a plataforma interna é mais ampla, chegando a ter 41 quilômetros de largura ao sul de Torres. Ao sul, nas proximidades da projeção costeira, a plataforma interna diminuiu sua largura e chega a um mínimo de 18,5 km ao norte de Mostardas. Mais ao sul, a distância entre a costa e a isóbata de 50 m aumenta novamente, e atinge um máximo de 80 km perto do Terminal Turístico do Cassino. E, finalmente, a última porção, nas proximidades da projeção costeira do sul do estado, a largura da plataforma interna

diminui novamente, e chega a ter um mínimo de 57 km. É interessante notar que, desde o Cabo de Santa Marta até a Lagoa Mangueira, a isóbata de 50 m é aproximadamente retilínea e a orientação NE-SW é relativamente constante. As mudanças nas distâncias entre a isóbata em questão e da costa são devido à heterogeneidade da costa, com suas projeções, recuos e orientação variável (Goulart 2010).

Calliari et al. (2006) estudaram a refração das ondas na costa do RS com diagramas de refração de diferentes períodos e direções de incidência. Os autores concluíram que os grupos de bancos e cristas de areia entre 15 e 25 m de profundidade agem como lentes côncavas que concentram energia de ondas com períodos entre 9 e 18 s perto da isóbata de 10m. Os resultados indicaram que estes focos persistem ainda em várias direções de incidência (entre 150° e 230°) e, portanto, denominado foco estável devido à permanência dos mesmos sob determinados ângulos de incidências de ondas. No entanto, com um aumento no ângulo de incidência das ondas, os focos migram para o Norte. Goulart (2010) estudando a focalização de raios de ondas mostrou que a presença do Banco Capela na antepraia na região do Farol da Conceição influencia a dinâmica local de duas maneiras antagônicas no que diz respeito à condição de *hot-spot* erosivo: de um lado promove o espalhamento dos focos gerados na plataforma interna, diminuindo o efeito erosivo dos mesmos, e de outro, impedindo que o sedimento transportado para regiões além da estrutura à barlar mar retorne à costa e recomponha as praias erodidas.

2 Sistemas Sinóticos Geradores de Eventos Extremos de Velocidade do Vento no Sul do Brasil: condições atmosféricas e consequências na zona costeira

O presente capítulo tem como objetivo descrever a ocorrência de eventos extremos de tempestades geradoras de ventos intensos no litoral do RS (sul do Brasil), identificando quais foram os sistemas atmosféricos sinóticos que geraram estes eventos e suas consequências na zona costeira. Será apresentada a distribuição das velocidades do vento ao largo da cidade do Rio Grande ao longo de 66 anos (1948-2013). Neste capítulo também será calculado o limiar de ventos extremos e a probabilidade de ocorrência de eventos extremos de velocidade do vento. As causas e suas consequências na zona costeira também são apresentadas. A hipótese é: ‘Ao longo das últimas décadas (1948 a 2013) ocorreram mudanças na frequência de eventos extremos de vento na costa do RS’.

2.1 Metodologia

2.1.1 Dados Meteorológicos

Os principais exemplos de reanálise (*hindcasts*) são os da *National Center for Atmospheric Research and National Centers for Environmental Prediction* (NCAR/NCEP) (<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/reanalysis.shtml>) e ERA-40 (<http://www.ecmwf.int/research/era>) (Storch & Woth 2008). A qualidade de tais *hindcasts* depende da precisão dos campos de vento e pressão atmosférica utilizados.

O conjunto de dados de reanálise utilizado no presente trabalho foi criado através dos esforços de cooperação da NCEP e NCAR (Kalnay et al. 1996) para produzir análises globais relativamente de alta resolução de campos atmosféricos durante um longo período de tempo. O banco de dados de reanálise do NCEP/NCAR foi escolhido porque diversos trabalhos de escala sinótica têm sido realizados no hemisfério sul utilizando esta base de dados (Simmonds & Keay 2000b; Simmonds & Keay 2000a; Lim & Simmonds 2007; Pezza et al. 2008; Parise et al. 2009; Machado et al. 2010).

As reanálises do NCEP/NCAR são obtidas através da assimilação de um banco de dados observacionais pretéritos por um modelo de análise de previsão. O banco de dados utilizado foi melhorado com a utilização de muitas fontes de observações que não estavam disponíveis em tempo real (isto é, estações meteorológicas que apenas armazenavam os dados), e o produto pode ser considerado como um dos mais completos e consistentes conjuntos de dados meteorológicos (Simmonds & Keay 2000a).

O banco de dados de reanálise (R-1 de NCEP/NCAR) foi utilizado para caracterizar a atmosfera e para selecionar os eventos extremos de velocidade de vento. Para isso, foram utilizadas as componentes do vento (meridional e zonal), e pressão atmosférica no nível 995 mbar, com uma resolução temporal de 6 horas.

Para selecionar os extremos da velocidade do vento o banco de dados do Projeto Reanálise R-1 NCEP/NCAR citado acima foi usado. Foram utilizados os componentes zonal e meridional do vento na posição 32°50'S, 52°50'W, que é o ponto de grade dos resultados de reanálise mais próximo da cidade de Rio Grande (Figura 2.1). Para mais confiança nos resultados de reanálise, foram realizadas correlações com dados de vento da Estação Meteorológica da Praticagem da Barra do Rio Grande.

Os dados de intensidade e direção do vento foram coletados na Estação Meteorológica da Praticagem da Barra do Rio Grande, localizada próximo à desembocadura da Lagoa dos Patos (32°8'S, 52°6'W). Os dados são coletados através de uma estação meteorológica automática instalada no topo da torre da Praticagem da Barra do Rio Grande a uma altura de 25 m. Os dados são coletados de hora em hora e são baseados na média da amostra de 5 minutos de aquisição de dados. No entanto, os dados mostram muitas lacunas que impedem a geração de uma série contínua.

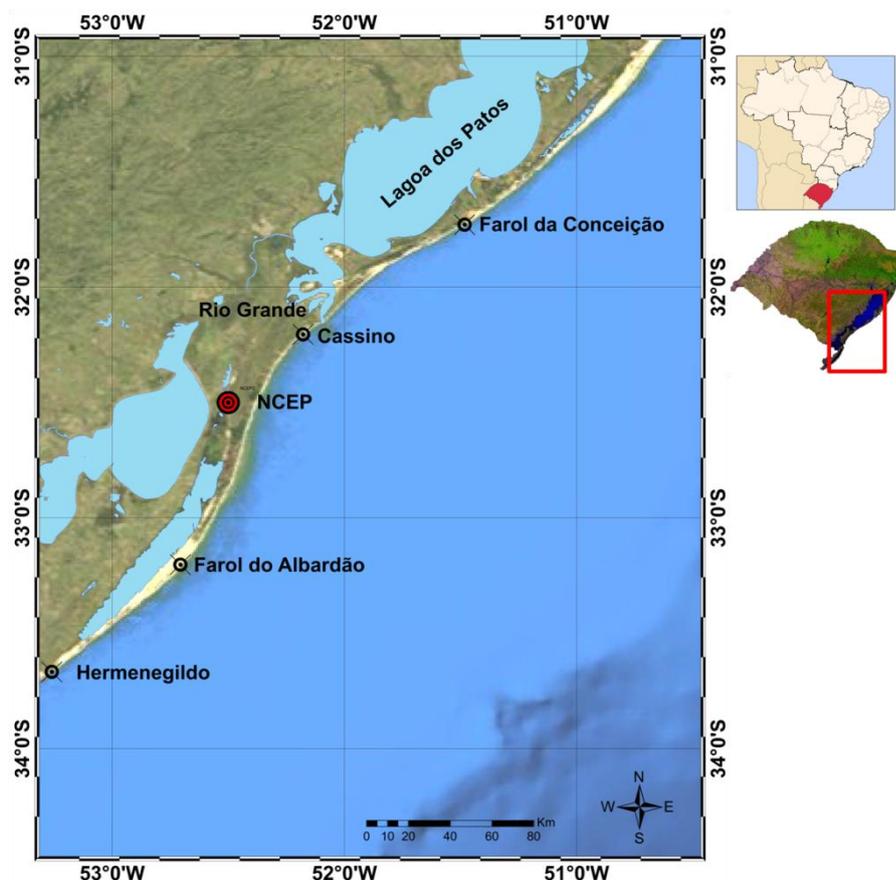


Figura 2.1 – Área de Estudo, principais locais de amostragem morfodinâmicas (marcadores pretos) e a posição do ponto de grade dos resultados de reanálises utilizados no presente trabalho (marcador vermelho).

2.1.2 Cenários Atmosféricos Sinóticos associados a eventos extremos

O conjunto de dados de reanálise (R-1 de NCEP/NCAR) foi utilizado para caracterizar as condições atmosféricas que originaram os eventos extremos estudados. Para isso, foram utilizadas as componentes do vento (meridional e zonal) e pressão atmosférica no nível 995 mbar. Para tanto uma resolução espacial de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$, e uma resolução temporal de 6 horas (0000, 0600, 1200, 1800 UTC) restrito entre $60^\circ\text{S} - 15^\circ\text{S}$ e $90^\circ\text{W} - 20^\circ\text{W}$ foram adotados. A fim de uma melhor caracterização da trajetória dos sistemas que geraram os eventos extremos estudados, uma vorticidade menor ou igual a $(\zeta_{10}) -5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ foi adotada (Machado et al. 2010).

2.1.3 Análises dos Dados

A análise de séries temporais tem sido amplamente utilizada, permitindo a determinação de padrões de variáveis ambientais, a investigação de fenômenos periódicos e possível uso em estudos de eventos de escala global (Peixoto & Oort 1992; Sprott 2003). Para a análise da série de dados de velocidade do vento foi utilizada a Transformada Rápida de Fourier aplicando uma janela do tipo *Hannings*, com número de segmento igual a 1 e sobreposição de 0%. A principal vantagem deste método é a redução do processo computacional (Welch 1967).

Para a análise do limiar da velocidade de vento extremo foi utilizado a Função de Densidade de Probabilidade Generalizada de Pareto (Brabson & Palutikof 2000; Lasa 2010). Para o cálculo da Distribuição Generalizada de Pareto (GPD) foi utilizada a equação:

$$F(X) = \frac{1}{\sigma} \left(1 + K \frac{X}{\sigma} \right)^{-1-\frac{1}{K}}$$

Onde K = parâmetro de forma, σ = parâmetro de escala (Sigma) e X a série de dados de intensidade do vento.

A análise de variância (ANOVA) foi utilizada para verificar diferenças entre o número de eventos extremos de velocidade do vento no intervalo de três anos ao longo dos 66 anos (1948-2013). A normalidade dos dados foi testada através do teste de Kolmogorov-Smirnov e a homogeneidade dos mesmos por meio do teste de Levene. (Zar 1999; Emery & Thomson 2001; Machado et al. 2010).

Para calcular a velocidade média de propagação de ciclones extratropicais foram calculadas as distâncias percorridas para cada intervalo de tempo (6h) dividido pelo tempo. Para calcular a direção de propagação foi computado o azimute entre o ponto inicial e o ponto final da trajetória de cada ciclone extratropical estudado. Para as correlações entre as velocidades de propagação de ciclones (primeiras 24 horas e total) e as correlações entre as direções de propagação (primeiras 24 horas e total) suas médias foram calculadas.

2.2 Resultados

Os resultados de reanálises do NCEP/NCAR apresentaram uma correlação moderada ($r = 0,65$) com os dados da Estação Meteorológica da Praticagem da Barra do

Rio Grande. Temos que lembrar que a Estação Meteorológica da Praticagem da Barra do Rio Grande está a uma altura de 25 m e os resultados de reanálises são para uma altitude de 10 m, isto é, os ventos serão mais fortes quanto maior a altura onde são medidos. Com isso, os ventos medidos foram naturalmente mais intensos do que os de reanálises.

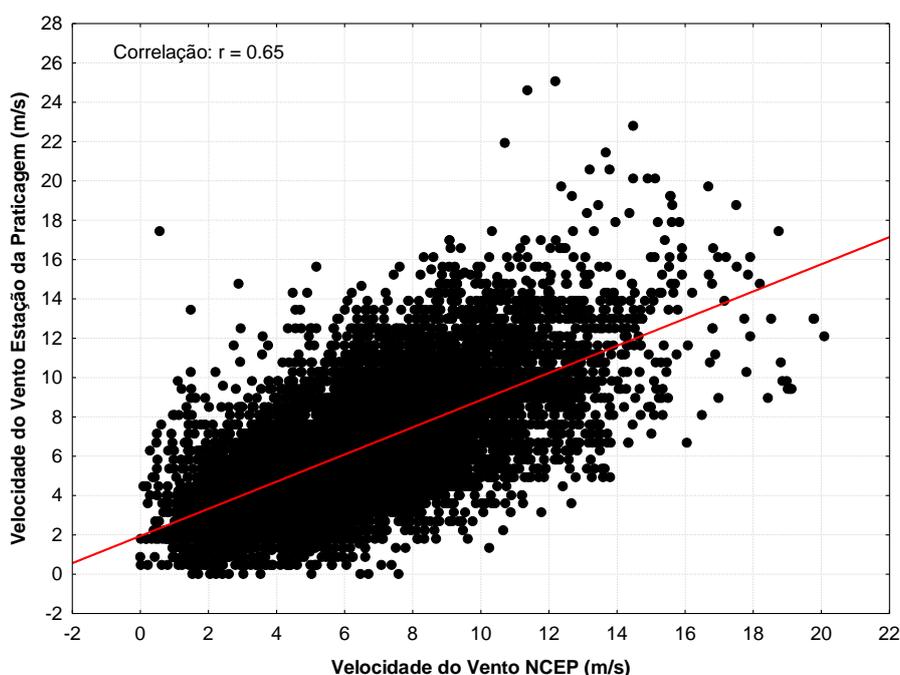


Figura 2.2 – Correlação entre as velocidades do vento da Estação Meteorológica da Praticagem da Barra de Rio Grande e os resultados de reanálises do NCEP/NCAR para o ano de 2009.

Na distribuição dos resultados de velocidades do vento ao longo de 66 anos (de 1948 a 2013), as velocidades entre 5 a 10 m s^{-1} representam 53,89% do total dos ventos da região de estudo (Figura 2.3) A média das velocidades do vento foi de $6,29 \text{ m s}^{-1}$; a mínima foi de 0 m s^{-1} e a máxima foi de $26,21 \text{ m s}^{-1}$, com desvio padrão de $2,92 \text{ m s}^{-1}$.

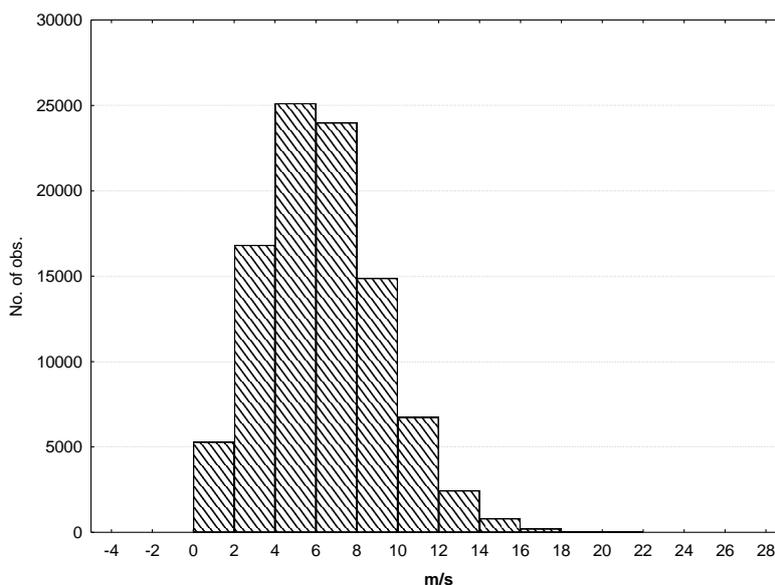


Figura 2.3 – Histograma de velocidades de vento ao longo de 66 anos (1948-2013 banco de dados reanálise R-1 do NCEP/NCAR).

Analisando a distribuição percentual de frequência da direção do vento para todas as intensidades de vento (1948-2013) observou que as principais direções foram Leste (20,09%) e Nordeste (19%) (Figura 2.4).

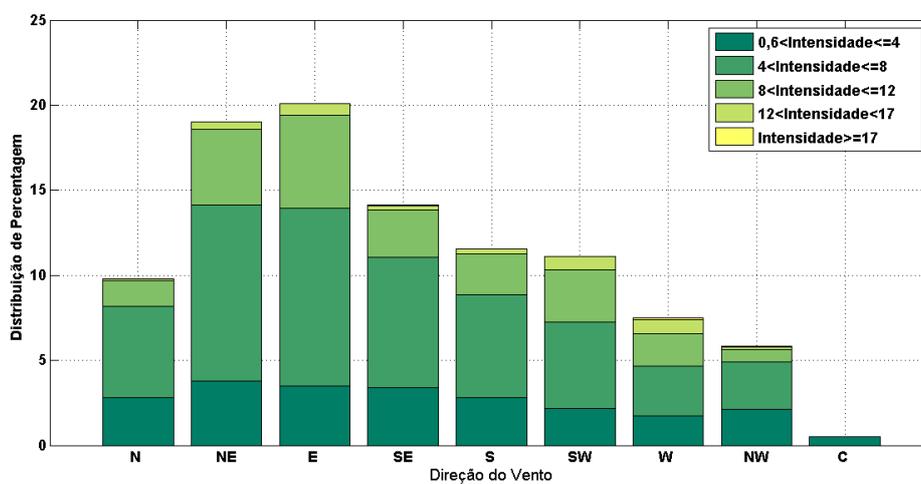


Figura 2.4 – Distribuição do percentual de frequência da velocidade do vento em m/s (1948-2013 banco de dados reanálise R-1 do NCEP/NCAR).

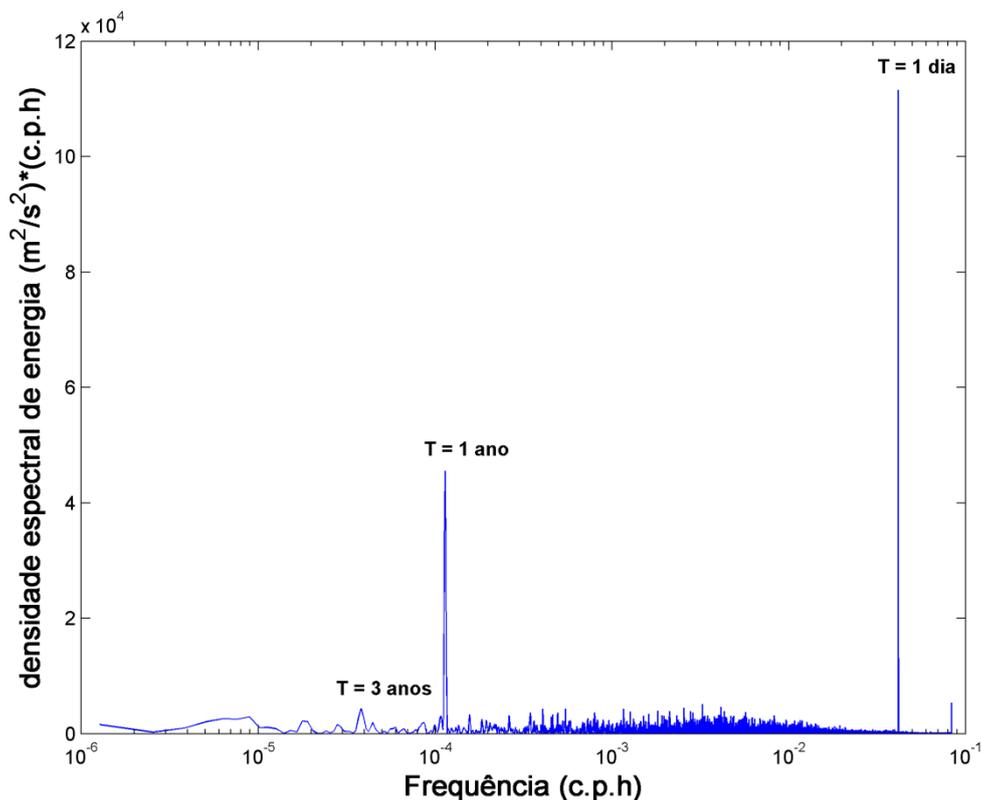


Figura 2.5 – Gráfico da Transformada Rápida de Fourier para as velocidades do vento ao longo de 66 anos (1948-2013).

A Transformada Rápida de Fourier mostrou pico máximo de densidade espectral de energia com frequência de 24 horas, este valor é esperado, onde mostra a componente da velocidade do vento que varia diariamente e diretamente com a variação da temperatura ao longo do dia. O segundo pico de densidade espectral de energia apresentou uma frequência anual, estes dois picos mostram a grande relação da velocidade do vento e a temperatura atmosférica. Outro pico de densidade espectral de energia aparece à esquerda na Figura 2.5, este pico mostrou uma frequência de ciclos a cada três anos. Esta frequência é similar à frequência média de ocorrência de El Niños que ocorrem em intervalos de três a cinco anos, podendo variar sua frequência de 2 a 7 anos (www.elnino.noaa.gov).

Quando calculamos a função de densidade de probabilidade utilizando a Distribuição Normal, a curva fica centrada na média de $6,29 \text{ m s}^{-1}$. Para 1% do total dos valores de velocidades de vento estudado da função de densidade de probabilidade utilizando a Distribuição Generalizada de Pareto obtivemos o valor de 17 m s^{-1} (Figura 2.6). Alguns autores, tais como Cao et al. (2009) e Hu et al. (2009) utilizaram o valor de

17 m s^{-1} como limite mínimo para ventos fortes em regiões onde não há a passagem de furacões. Para locais com frequentes furacões o ponto de partida é de $18,9 \text{ m s}^{-1}$, T0 (T-Scale) ou B8 (Escala Beaufort) (Meade et al. 2007). Devido a isto, o valor do limiar de 17 m s^{-1} é apropriado para a costa brasileira, pois ao longo da história apenas um furacão foi registrado no Brasil, o furacão Catarina em 2004 (Vianna et al. 2010). A velocidade do vento de 17 m s^{-1} ($\sim 61 \text{ Km h}^{-1}$) é equivalente a 7,4 na escala Beaufort, de acordo com a tabela de George Simpson (Meade et al. 2007).

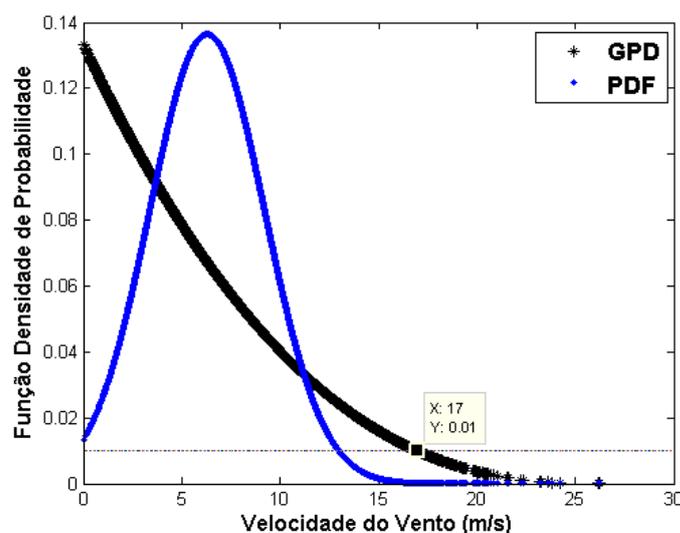


Figura 2.6 – Gráfico com duas Funções de Densidade de Probabilidades, em azul a PDF (Distribuição Normal), e em preto a GPD (Distribuição Generalizada de Pareto).

Analisando apenas os dados de vento com intensidade maior do que 17 m s^{-1} , as principais direções foram de Oeste (53,89%) e Sudoeste (17,53%). Nos 66 anos estudados, apenas 0,159% dos dados de velocidade do vento são igual ou maior do que 17 m s^{-1} .

No período compreendido entre os anos de 1948 e 2013, 93 eventos de velocidade do vento acima de 17 m s^{-1} ocorreram, considerando-se como referência os dados na posição ($32^{\circ}50'S$, $52^{\circ}50'W$). O número anual médio de eventos foi de 1,41, com um mínimo de 0 eventos em alguns anos e um máximo de 4 eventos, o desvio-padrão foi 1.25/ano. Os anos que ocorreram quatro eventos extremos de velocidade do vento foram os anos de 1998, 1999, 2000, 2008, 2010 e 2011.

Como os resultados de velocidade do vento extremos não são normais (Kolmogorov-Smirnov $d=0,21$, $p < 0,2$) foi utilizado o teste de Kruskal-Wallis ANOVA,

que é o método de análise de variância para dados não paramétricos. O resultado da Kruskal-Wallis ANOVA (intervalo de confiança de 95%) dos 22 grupos, com intervalo de três anos, mostraram diferença significativa no número de eventos extremos de velocidade do vento ao longo do período de 66 anos (teste $H(21, N = 66) = 44,83$ $p = 0,0018$) (Figura 2.7).

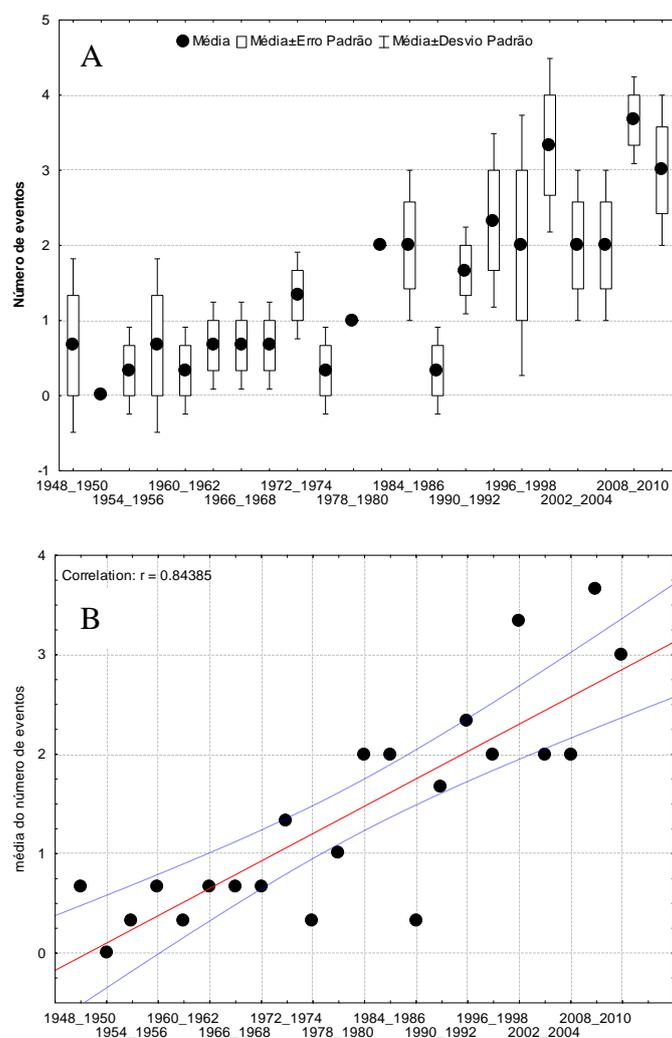


Figura 2.7 – (A) Média do número de eventos extremos de velocidade de vento (22 grupos de 3 anos), barras verticais denotam Desvio padrão. (B) Correlação entre o número de eventos extremos de velocidade do vento ao longo do período de estudo, a linha contínua denota a linha de regressão linear e a linha tracejada o intervalo de confiança de 95%.

O gráfico de correlação do número de eventos extremos de velocidade do vento ao longo de 66 anos (1948-2013) mostrou uma correlação positiva ($r = 0.84$). Os dois gráficos da Figura 2.7 mostram que houve um aumento no número de eventos extremos de velocidade de vento para a costa do Rio Grande do Sul ao longo dos últimos 66 anos.

Observando os gráficos da Figura 2.7 podemos ver uma mudança no padrão da distribuição de eventos extremos de velocidade do vento na década de 1970, este padrão coincide com o chamado *1976-1977 climate shift* (Miller et al. 1994; Giese et al. 2002). Observações do Oceano Pacífico Tropical mostram uma abrupta mudança no clima no ano de 1976 com temperatura da superfície do oceano mudando de mais frio que o normal para mais quente do que o normal em um período de um ano (Giese et al. 2002). Esta mudança observada para o Pacífico acrescentando mais calor na atmosfera global, isto é, mais energia no sistema, este fenômeno pode causar um aumento no número de eventos mais energéticos de tempestades.

Webster et al. (2005) constataram um aumento no número de ciclones tropicais e a duração dos ciclones, bem como a intensidade dos ciclones tropicais ao longo dos últimos 35 anos, em um ambiente de aumento da temperatura da superfície do mar. Um grande aumento foi visto no número e proporção de furacões que alcançam as categorias 4 e 5. O maior aumento ocorreu no Pacífico Norte, Índico e Pacífico Sudoeste, e o menor ocorreu no Oceano Atlântico Norte.

Uma investigação feita por Graham & Diaz (2001) no Pacífico Norte, indica que ocorreu um aumento na intensidade das tempestades desde 1948, pelo menos por meio século. Eles sugeriram que o aumento progressivo da intensidade de tempestade e ondas geradas por vento pode ser o resultado de temperaturas de água mais quentes no Pacífico tropical ocidental, fornecendo uma possível ligação com o aquecimento global. Allan & Komar (2006) observaram um aumento progressivo nas intensidades das tempestades para costa noroeste dos EUA acompanhado do aumento das alturas de ondas nos últimos 25 a 50 anos.

A distribuição mensal dos eventos extremos de velocidade do vento mostrou uma distribuição bimodal, com picos em Junho (22) e Outubro (16) (Figura 2.8). Os meses de janeiro e março não apresentaram nenhum evento extremo de vento ao longo dos 66 anos. Dos 93 eventos extremos estudados foi observado que 81 deles foram gerados por ciclones extratropicais e 12 foram gerados por anticiclones.

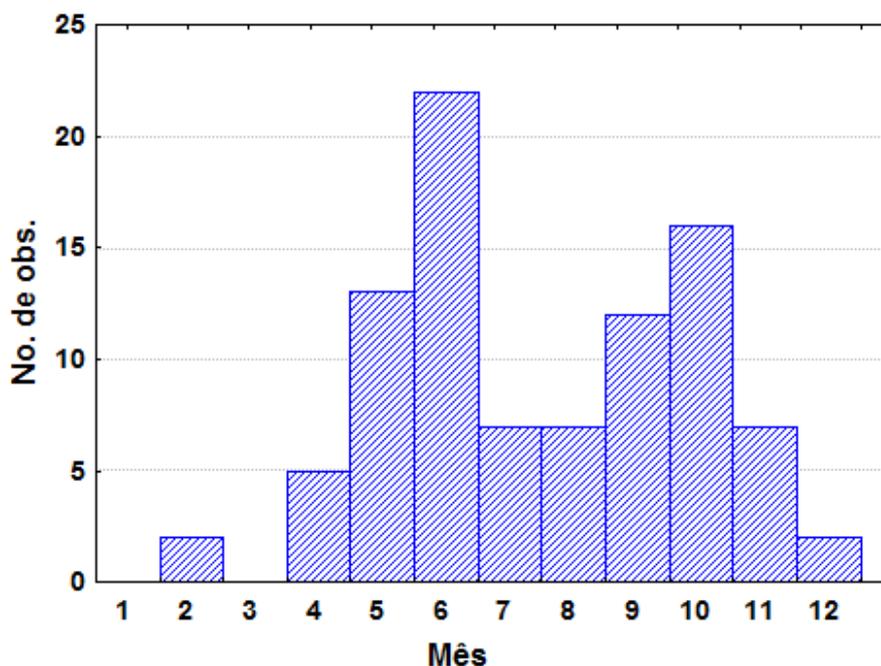


Figura 2.8 – Histograma da distribuição de eventos extremos de velocidade do vento por mês ao longo de 66 anos de estudo.

2.2.1 *Ciclones Extratropicais*

Dos 81 eventos gerados por ciclones extratropicais 71 destes ciclones tiveram ciclogênese entre os paralelos 30°S e 40°S, que são 87,65% dos ciclones extratropicais estudados (Figura 2.9 Tabela 2.1). Não houve variação significativa na distribuição da posição de ciclogênese ao longo do tempo (1948-2013 $r = 0,14482$).

A região com maior formação de ciclones extratropicais, que geraram eventos extremos de velocidade de vento para costa do RS, entre o sul do RS e o norte da Argentina foi apresentada nos estudos de Gan & Rao (1991) e Reboita (2008) (Figura 2.10). De acordo com Reboita (2008) e Reboita et al. (2010), a ciclogênese na costa do Uruguai e no extremo sul do Brasil está relacionada tanto com a divergência a leste dos cavados transientes em níveis médios, como com a instabilidade frontal em superfície.

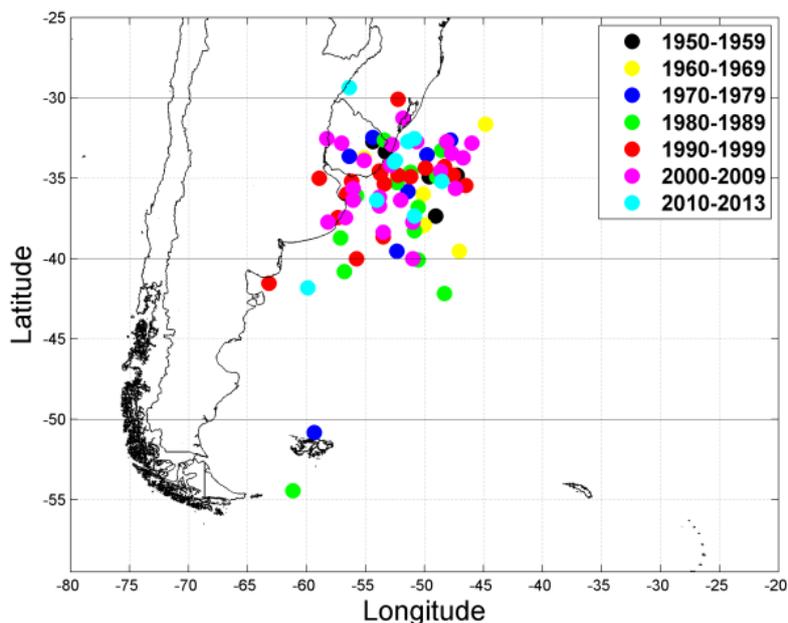


Figura 2.9 - Distribuição da ciclogênese dos ciclones extratropicais geradores de eventos extremos de velocidade do vento estudados entre 1948 a 2013.

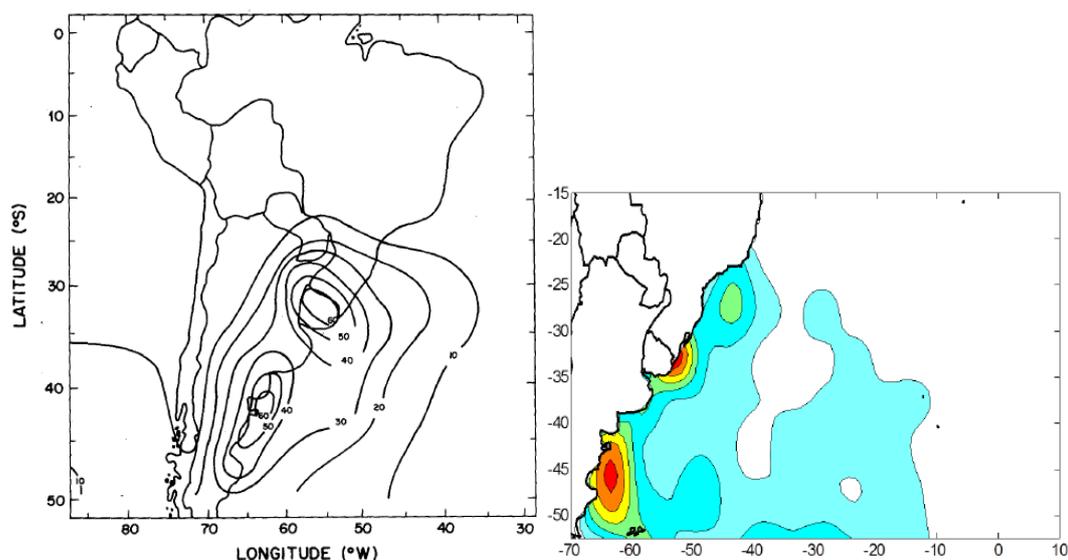


Figura 2.10 – Regiões favoráveis à formação de ciclones na costa leste da América do Sul. A- Gan & Rao (1991); B- Reboita (2008) (Maior ocorrência de ciclogênese na cor vermelha).

Os ciclones extratropicais em superfície também podem estar associados aos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (Reboita et al. 2010). Reboita et al. (2009c) mostraram que o sudeste da América do Sul (nordeste da Argentina, Uruguai e Rio Grande do Sul) é a região de maior frequência destes sistemas quando considerada toda a América do Sul e oceanos adjacentes.

Tabela 2.1 - Frequência de ciclones extratropicais geradores de eventos extremos de velocidade do vento (área de ciclogênese, velocidade de deslocamento e direção de deslocamento).

			Velocidade de Deslocamento (km/h)			
			00-20	20-40	40-60	60-80
Área de Ciclogênese e Direção de Deslocamento	20°S - 30°S	1				
	E		1			
	30°S - 40°S	71				
	E		18			
	SE		2	18	20	3
	S		3			
	SW		1			
	40°S - 50°S	7				
	E		1	2		
	SE		2		2	
	50°S - 60°S	2				
	E		1			
	SE		1			
	Total	81	4	44	27	6

Segundo Simmonds & Keay 2000a os ciclones extratropicais quando divididos por faixas latitudinais apresentam, em todas as estações do ano, o maior número de sistemas na região sub antártica 50°S -70°S (*subantarctic low-pressure belt*), enquanto que a segunda maior frequência é observada entre os paralelos de 30°S -50°S. A grande maioria dos sistemas do Hemisfério Sul é encontrada nas duas faixas de latitudes médias. Em média, 43% e 29% (um total de 72%) residem nestas faixas. Os números de ciclones apresentam sazonalidade, em ambas as faixas de latitudes, onde foi encontrado máximo no inverno e o mínimo no verão.

No presente estudo observou-se um maior número de ciclones extratropicais que geraram fortes ventos no litoral do RS, formados entre 30°S e 40°S. Isso se dá porque os ciclones se formaram muito perto, ou mesmo acima, da área de estudo. Com isso estes ciclones mais próximos causam maior impacto na costa do RS.

Houve uma boa correlação ($r = 0,76$) entre a média das velocidades de propagação dos ciclones extratropicais ao longo de toda a trajetória e a velocidade média apresentada durante as primeiras 24 horas de vida dos ciclones (Figura 2.11-A). Estes resultados mostraram que os ciclones extratropicais que geraram eventos extremos de vento têm uma tendência a manter a sua velocidade média de propagação inicial.

$$V_{Total} = 12,231 + 0,755 * V_{24h}$$

V_{Total} velocidade do ciclone extratropical ao longo de toda a trajetória

V_{24h} velocidade média durante as primeiras 24 horas de vida do ciclone

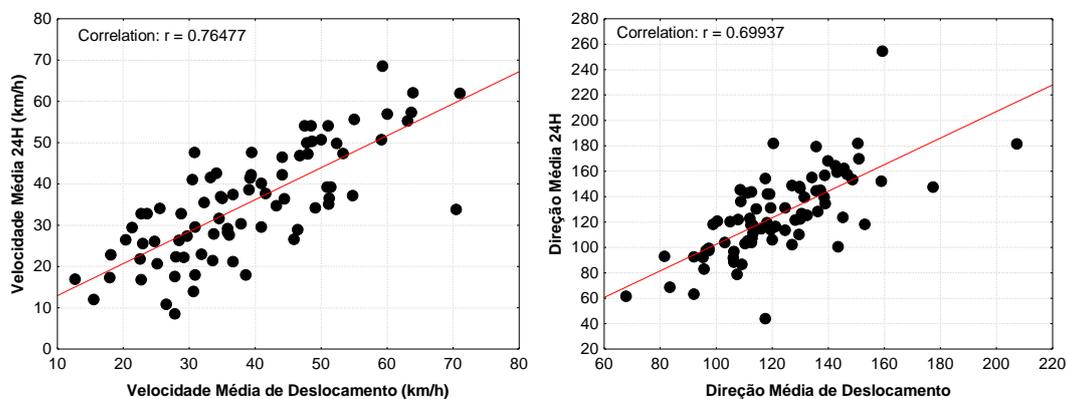


Figura 2.11 – A - Correlação entre a velocidade média de propagação em 24 horas e a velocidade média de propagação de toda a trajetória. B - Correlação entre a direção média de propagação durante as primeiras 24 horas, e a direção média de propagação de toda a trajetória.

A direção média de propagação dos ciclones extratropicais nas primeiras 24 horas mostrou uma correlação moderada a boa ($r = 0,699$) com a direção média de propagação total dos ciclones extratropicais, isto é, há uma tendência de o ciclone manter a mesma direção de propagação apresentado nas primeiras 24 horas de vida do ciclone (Figura 2.11-B).

$$D_{Total} = 63,389 + 0,467 * D_{24h}$$

D_{Total} direção média de propagação total do ciclone extratropical

D_{24h} direção média do ciclone extratropical nas primeiras 24 horas

2.2.1.1 Ciclogênese entre 30°S - 40°S

Conforme demonstrado na Tabela 2.1 a maioria (71) dos ciclones extratropicais, que geraram eventos extremos de vento na costa do RS tiveram sua ciclogênese entre as latitudes 30°S e 40°S. Estes ciclones extratropicais apresentaram quatro diferentes direções de deslocamento (Leste, Sudeste, Sul e Sudoeste).

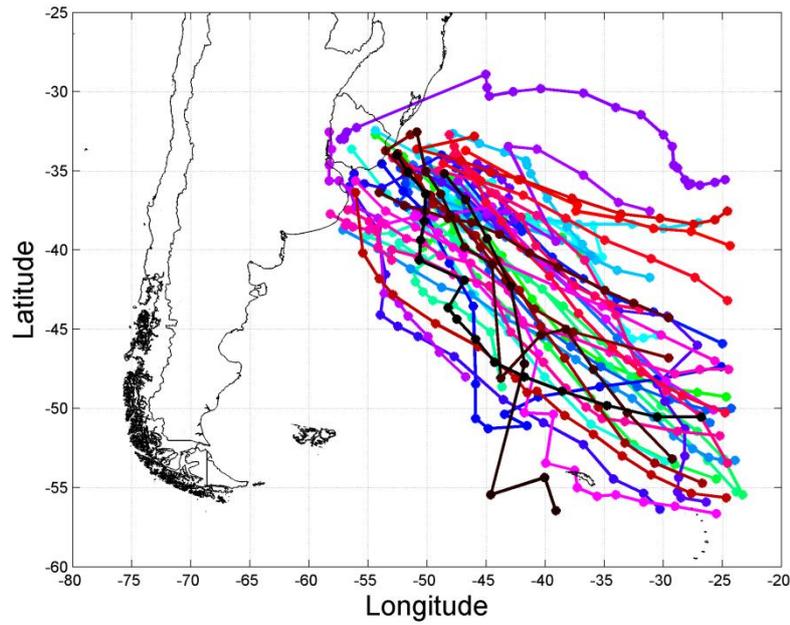


Figura 2.12 - Trajetória de ciclones extratropicais geradores de eventos extremos de vento com Ciclogênese entre 30°S - 40°S, com propagação para o sudeste.

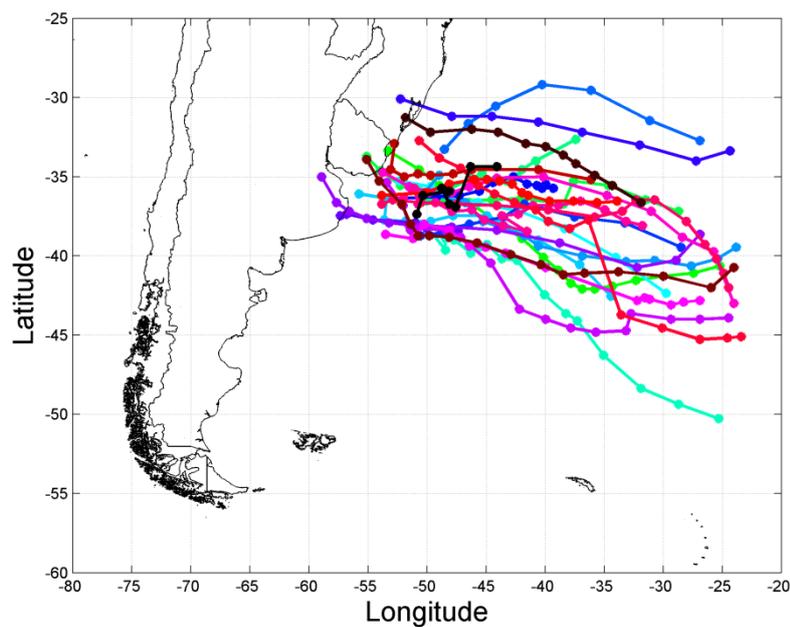


Figura 2.13 - Trajetória de ciclones extratropicais geradores de eventos extremos de vento com Ciclogênese entre 30°S - 40°S, com propagação para o leste.

As duas direções predominantes das trajetórias dos ciclones extratropicais gerados entre os paralelos de 30°S e 40°S foram de Sudeste (Figura 2.12) e Leste

(Figura 2.13), com 43 e 24 ciclones, respectivamente. Apenas quatro ciclones extratropicais foram para outras duas direções, Sul (3) e Sudoeste (1) (Figura 2.14).

Parise et al. (2009) e Machado et al. (2010) demonstraram que os ciclones extratropicais com ciclogênese entre os paralelos de 30°S e 40°S tendem a causar maiores impactos na costa do RS, principalmente aqueles que tem as suas trajetórias para Leste e Sudeste.

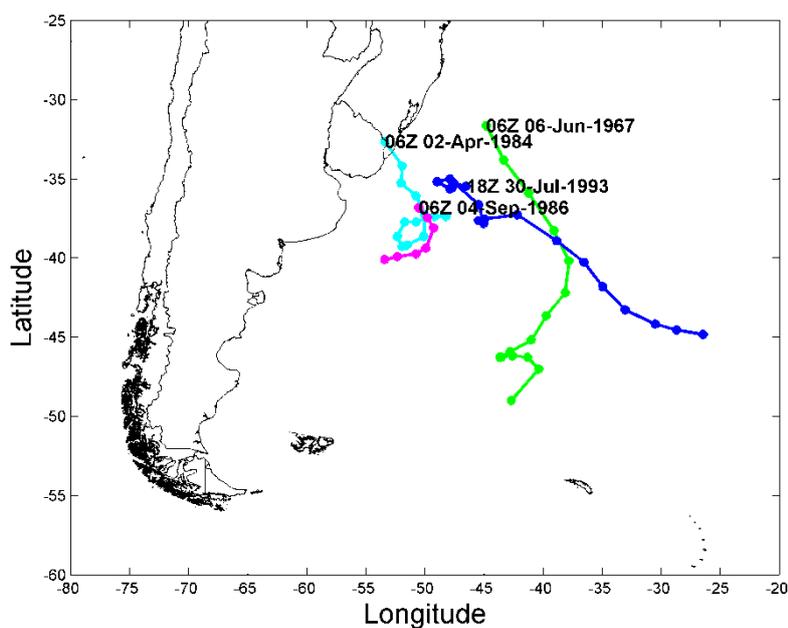


Figura 2.14 - Trajetória de ciclones extratropicais geradores de eventos extremos de vento com Ciclogênese entre 30°S - 40°S, com trajetórias de propagação para o Sul e Sudoeste (data na posição de ciclogênese).

No que diz respeito à velocidade média de propagação dos ciclones extratropicais com ciclogênese entre 30°S e 40°S, a maioria dos ciclones mostrou velocidades entre 20 e 40 km h⁻¹ (39) e entre 40 e 60 km h⁻¹ (24), seguido por cinco ciclones com velocidade entre 60 e 80 km h⁻¹, e apenas 3 ciclones extratropicais com velocidades abaixo de 20 km h⁻¹ (Tabela 2.1).

2.2.1.2 Ciclogênese entre 40°S - 50°S e 50°S - 60°S

As áreas de ciclogênese entre os paralelos 40°S e 50°S e 50°S e 60°S apresentaram 7 e 2 ciclones extratropicais, respectivamente (Figura 2.15).

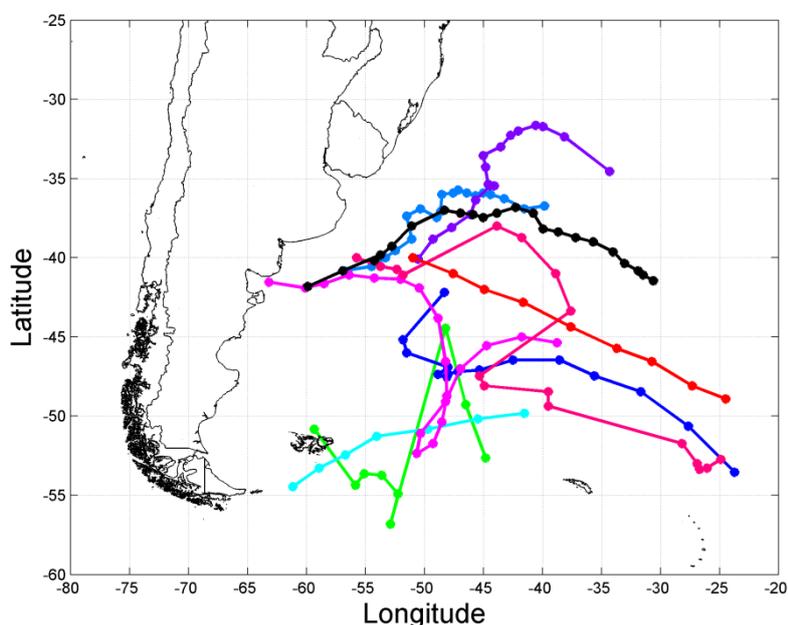


Figura 2.15 - Trajetória de ciclones extratropicais geradores de eventos extremos de vento com Ciclogênese entre 40°S - 60°S.

Dentre os 7 ciclones extratropicais formados entre as latitudes 40°S e 50°S, suas trajetórias apresentaram apenas duas direções, Leste (3) e Sudeste (4). Com velocidades de deslocamento dos ciclones extratropicais variando de $18,08 \text{ km h}^{-1}$ a $48,64 \text{ km h}^{-1}$.

Para os ciclones extratropicais com ciclogênese entre os paralelos de 50°S e 60°S, o ciclone extratropical que migrou para sudeste apresentou velocidade média de deslocamento de $70,48 \text{ km h}^{-1}$, enquanto que o outro ciclone gerado na mesma faixa de latitude migrou para leste com uma velocidade média de deslocamento de $41,55 \text{ km h}^{-1}$.

2.2.2 Estudo de Casos de eventos extremos de vento

16 junho de 1963

Este foi o evento extremo que teve a maior velocidade de vento no presente estudo, atingindo $26,21 \text{ m s}^{-1}$ ($94,31 \text{ km h}^{-1}$), com a direção do vento de $296,76^\circ$. Este ciclone apresentou intensidade dos ventos acima do limiar do estudo (17 m s^{-1}) por mais

de 36 horas. A velocidade média de propagação deste ciclone extratropical foi de $36,08 \text{ km h}^{-1}$ e sua direção de propagação foi $106,72^\circ$ (Figura 2.16).

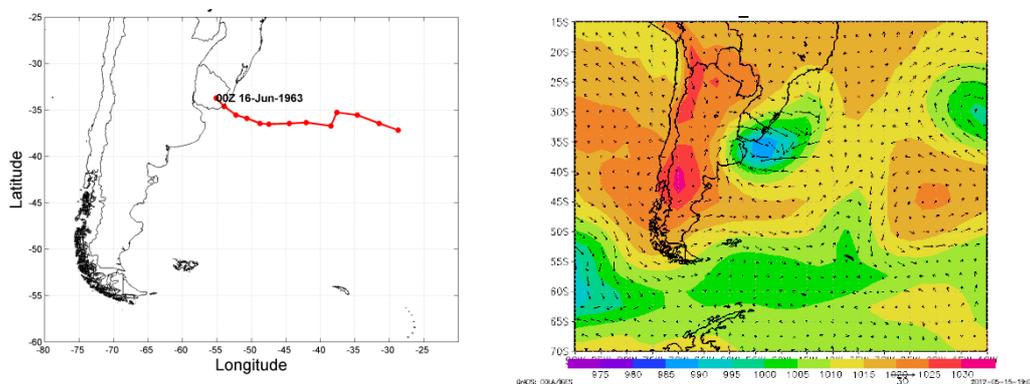


Figura 2.16 - Trajetória do Ciclone Extratropical de 16 junho de 1963 (esquerda); Situação Sinótica, campo de vento (nós) e pressão (mbar) (direita).

17 de junho 1981

O ciclone extratropical apresentou uma trajetória de deslocamento em direção a leste, gerando ventos de $23,62 \text{ m s}^{-1}$ ($85,03 \text{ km h}^{-1}$), este evento é o segundo mais extremo de intensidade do vento, com direção do vento de $260,49^\circ$. A velocidade média de propagação do presente ciclone extratropical foi de $18,08 \text{ km h}^{-1}$ e a sua direção de propagação foi $78,28^\circ$ (Figura 2.17). Este ciclone foi um dos quatro ciclones que apresentaram velocidades de propagação inferior a 20 km h^{-1} . A altura significativa de onda chegou a $6,49 \text{ m}$, com um período de $12,52 \text{ s}$ (Machado et al. 2010).

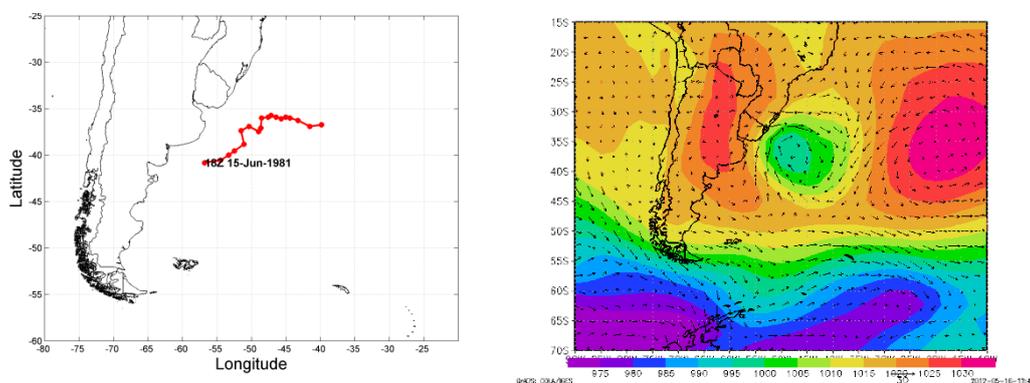


Figura 2.17 - Trajetória do Ciclone Extratropical de 17 de junho 1981 (esquerda); B-Situação Sinótica, campo de vento (nós) e pressão (mbar) (direita).

19 de Setembro, 2012

No dia 19 de setembro de 2012 ocorreram ventos com velocidade de 17.47 m s^{-1} (300.23°). A velocidade de deslocamento do Ciclone foi de 50.87 km h^{-1} , com sua trajetória para sudeste (136.67°) (Figura 2.18).

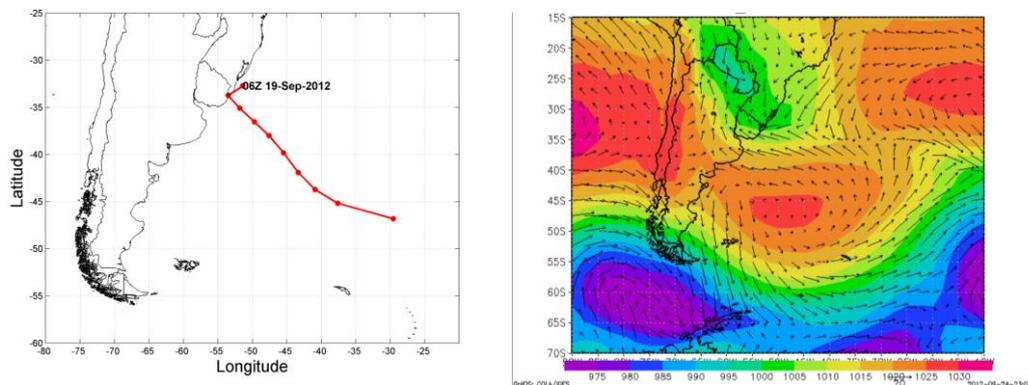


Figura 2.18 – Trajetória do Ciclone Extratropical de 19 de Setembro, 2012 (esquerda); B-Situação Sinótica, campo de vento (nós) e pressão (mbar) (direita).

As Tabela 2.2 e

Tabela 2.3 mostram os dados de ondas obtidos por duas boias fundeadas ao largo de Rio Grande e de Santa Catarina, respectivamente. Podemos observar o aumento das alturas de ondas. As ondas ao largo de Rio Grande chegaram a 6,85 m (14,3 s de período) e as ondas na costa de Santa Catarina chegaram a 6,21 m (9,1 s de período).

Tabela 2.2- Programa PNBOIA - Bóia de Rio Grande WMO 31053 ARGOS 69153.

ID ARGOS	DATA-HORA DO SEGUNDO GRUPO DE INFORMAÇÕES	ALTURA DAS ONDAS (m)	ALTURA MÁXIMA DAS ONDAS (m)	PERÍODO DAS ONDAS (s)	DIREÇÃO MÉDIA DAS ONDAS ($^\circ$)
69153	21-09-12 01:31	3,28	5,48	12,50	219
69153	20-09-12 23:48	4,12	6,40	12,50	216
69153	20-09-12 21:18	3,91	5,69	11,80	228
69153	20-09-12 19:26	3,70	6,79	13,30	228
69153	20-09-12 18:28	4,16	6,85	14,30	231
69153	20-09-12 17:43	4,04	6,46	11,10	234

69153	20-09-12 16:50	3,91	6,85	11,80	240
69153	20-09-12 12:57	4,80	6,68	11,10	240

Tabela 2.3 - Programa PNBOIA - Bóia de Santa Catarina WMO 31374 ARGOS 69150.

D ARGOS	DATA-HORA DO SEGUNDO GRUPO DE INFORMAÇÕES	ALTURA DAS ONDAS (m)	ALTURA MÁXIMA DAS ONDAS (m)	PERÍODO DAS ONDAS (s)	DIREÇÃO MÉDIA DAS ONDAS (°)
69150	2012/09/20 18:31:08	2,98	4,96	9,50	237
69150	2012/09/20 17:44:25	3,35	5,59	10,00	237
69150	2012/09/20 15:09:37	3,49	6,21	9,10	246
69150	2012/09/20 13:07:16	3,68	5,09	10,00	252
69150	2012/09/20 12:57:24	3,44	5,20	10,00	249
69150	2012/09/20 11:23:18	3,74	5,15	8,70	249



Figura 2.19 - Navio Log-In Santos encalhado em São José do Norte após a passagem do ciclone extratropical do dia 19/09/2012 (Foto: Tiago Amaral).

Segundo o site do Jornal Zero Hora (<http://zh.clicrbs.com.br/>) esta tempestade gerou rajadas que superaram os 100 km h^{-1} , a região sul do estado do RS acumulou estragos. Falta de luz, árvores e postes caídos, casas destelhadas, forte correnteza e até

um navio à deriva foram as principais consequências da ventania. O navio Log-In Santos despreendeu-se da Estação Hidroviária de São José do Norte devido ao temporal que atingiu o estado do RS e ficou à deriva até encalhar em uma parte rasa, próxima ao centro da cidade. Sem motor, o navio estava na hidroviária em manutenção, aguardando peças (Figura 2.19).

2.2.3 Anticiclones

Dos 93 eventos extremos estudados 12 foram gerados por anticiclones. Para formação de ventos fortes é necessário um grande gradiente de pressão. Os centros de alta pressão (anticiclones) são geralmente acompanhados de centros de baixa pressão (ciclones), com isso, apresentando um grande gradiente de pressão.

Pezza & Ambrizzi (2003) estudando a variabilidade do comportamento de ciclones e anticiclones no Hemisfério Sul observaram a superposição de caminhos ciclônicos e anticiclônicos indicando as regiões de transição e as áreas atravessadas pelos mesmos (Figura 2.20).

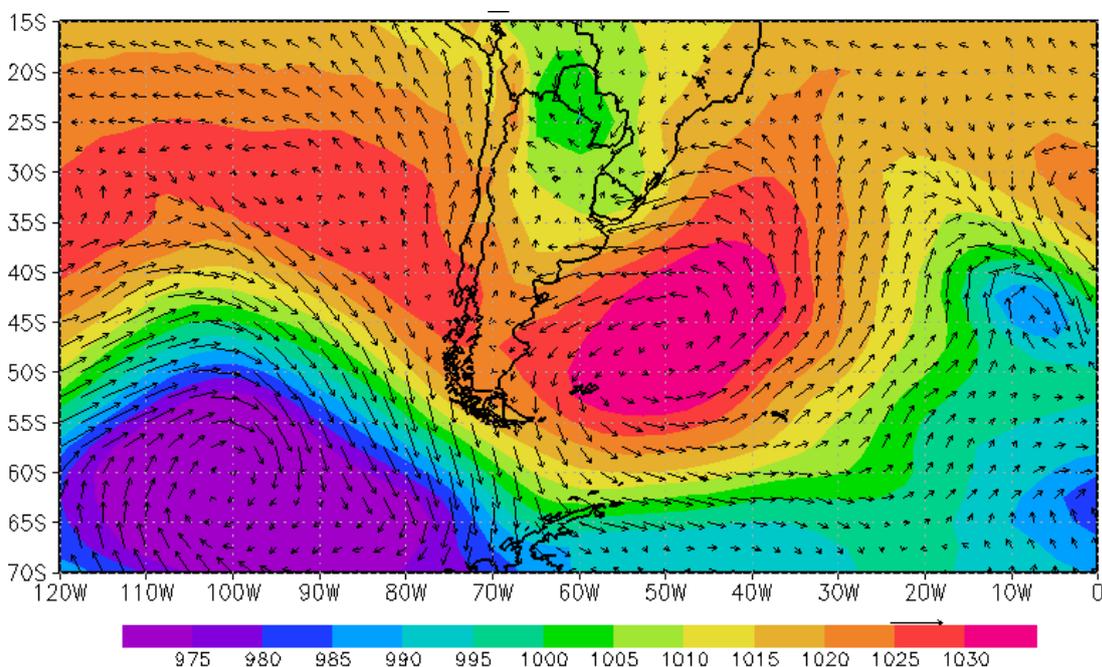


Figura 2.20 – Situação Sinótica da passagem de um centro de alta pressão (anticiclone) acompanhado de um centro de baixa pressão, ambos movendo-se para leste, vento (nós) e pressão (mbar).

Pezza & Ambrizzi (2003) mostraram que, para os anticiclones, no período entre 1973 e 1996, houve uma diminuição do seu número global devido a uma diminuição no número de sistemas fracos, mas os mais fortes não foram submetidos a qualquer mudança. É interessante notar que, no presente estudo, entre 1948-1977 não ocorreu nenhum evento gerado por anticiclones. Entretanto, de 1978 e 2013, houveram 12 eventos de velocidade extrema do vento gerado pela passagem de um anticiclone.

2.3 Conclusão

O número médio anual de eventos extremos de vento foi de 1,41. Os meses com maior número de eventos extremos de velocidade do vento foram de Junho (22), seguido de outubro (16) e em terceiro lugar Maio (12). Ao longo dos 66 anos estudados (1948-2013), apenas 0,159% dos dados de velocidade do vento são iguais ou maiores do que 17 m s^{-1} .

Houve um aumento no número de eventos extremos de velocidade de vento para a costa do Rio Grande do Sul ao longo dos últimos 66 anos (1948-2013).

Os principais sistemas atmosféricos geradores de ventos intensos para a costa do RS são os ciclones extratropicais, sendo estes principalmente formados, isto é, com sua ciclogênese entre os paralelos de 30°S a 40°S . As suas trajetórias preferenciais foram primeiramente para sudeste e em segundo para leste. Os ciclones extratropicais de ambas as trajetórias geram erosão e marés meteorológicas para costa do RS. Em relação à velocidade média de propagação dos ciclones extratropicais a maioria apresentou velocidades entre 20 a 40 km h^{-1} (61,97%) e em segundo velocidades entre 40 a 60 km h^{-1} (38,03%).

A velocidade média de propagação e a direção média de propagação dos ciclones extratropicais mostraram uma tendência a serem semelhantes à velocidade e direção de propagação das primeiras 24 horas de vida dos ciclones.

O banco de dados de reanálise do NCEP mostrou ser muito útil para este tipo de análise, porque, embora o espaçamento dos dados de $2,5^{\circ}$, ciclones e anticiclones extratropicais estudados têm diâmetros superiores a 1.000 km, apresentando, assim, uma boa resposta para a situação sinótica que causou cada evento extremo estudado.

3 Avaliação histórica das condições extremas do estado do mar no sul do Brasil e sua relação com episódios de erosão costeira

Será apresentada neste capítulo uma avaliação das condições extremas do estado do mar, isto é, de altura de ondas em um período de 30 anos (1979-2008) para um ponto ao largo da cidade do Rio Grande, Rio Grande do Sul. As situações sinóticas geradoras de eventos extremos de altura de onda serão apresentadas em detalhes e seus efeitos na zona costeira no sul do Brasil. A hipótese deste capítulo é: ‘Ocorreu um aumento na quantidade de eventos extremos de altura de ondas ao longo de 30 anos (1979-2008) para a costa do Rio grande do Sul’.

3.1 Metodologia

3.1.1 Resultados do Modelo de Ondas Wave Watch III

Na ausência de banco de dados suficientemente longos, tivemos que recorrer a modelos numéricos para inferir a ocorrência de eventos extremos de altura de onda. Os resultados aqui utilizados foram extraídos a partir de um estudo abrangente que foi realizado pelo grupo da Engenharia Oceânica-FURG coordenado pelo Professor Eloi Melo (mais detalhes em Melo et al. 2010). O modelo Wave Watch III (Tolman 2002) forçado com ventos do banco de dados da NOAA (NCEP-DOE Reanalysis 2) foi usado para reconstituir o estado do mar num ponto ao largo de Rio Grande por um período de 30 anos (1979-2008). Eventos "Extremos" foram selecionados com base na reconstrução da altura significativa de onda (Hs) que excederam a marca de 6 m em um ponto com 100m de profundidade ao largo da cidade de Rio Grande (Machado et al. 2010).

A Figura 3.1 mostra uma comparação entre os dados de altura significativa de ondas medidos pela boia Minuano e os resultados do modelo utilizado no presente trabalho. É possível observar que os resultados do modelo WW3 representam muito bem a realidade, isto é, foram similares aos dados observados.

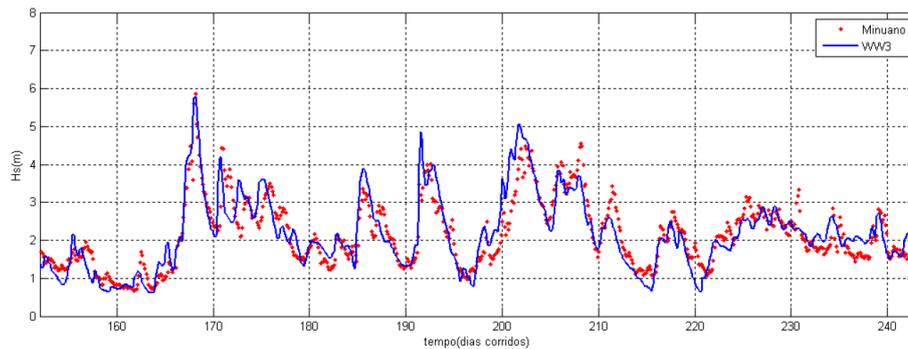


Figura 3.1 - Comparação de Hs medido pela bóia Minuano com resultados do modelo WW3 utilizado no presente trabalho (Melo et al. 2010).

3.1.2 Dados Morfodinâmicos

O Laboratório de Oceanografia Geológica (LOG) da FURG possui um banco de dados de perfis de praia desde os anos 1990 até o presente, em diversos setores da costa do RS, porém as frequências dos perfis são muito irregulares, tanto espacial quanto temporalmente.

Para o estudo dos eventos erosivos foi calculada a diferença de volume entre os perfis de praia com, no máximo, 15 dias de intervalo entre um perfil e outro. Depois de selecionar os intervalos que mostraram a erosão, analisamos as cartas sinóticas do período para cada evento selecionado.

Qualitativamente compararam-se os perfis pré e pós-tempestades a fim de avaliar as mudanças morfológicas, migração de berma e bancos de areia, erosão/acresção de dunas frontais embrionárias e variações no pós-praia.

A intensidade dos eventos também foi classificada segundo os respectivos impactos erosivos na praia, em termos de volume de areia erodida ($\text{m}^3 \text{m}^{-1}$).

3.1.3 Cota de Inundação

No presente trabalho foi utilizado o termo ‘Cota de Inundação’, dentro deste termo estão os efeitos de elevação do nível do mar causados por maré astronômica, maré meteorológica e elevação do nível pelo efeito das ondas (*setup* e *runup*).

Para a aquisição da Cota de Inundação foram utilizadas imagens do Sistema Argus na Praia do Cassino. Um Sistema Argus foi instalado na Praia do Cassino, RS (Figura 3.2), em março de 2005, durante o “Experimento Cassino” (Calliari et al. 2005),

e vem coletando imagens de forma contínua. Este sistema possui 4 câmeras montadas sobre uma torre de 14 m de altura, instalada na Estação Marinha de Aquacultura (EMA) as quais monitoram uma extensão de até 750 m ao longo da praia e 600 m da costa em direção ao mar. Esse foi um dos motivos para a escolha do ponto de monitoramento de Cota de Inundação, já que esse local é o único no RS que dispõe desse sistema de monitoramento por vídeo-imagem permitindo um maior detalhamento do ambiente, apesar de ser apenas uma faixa de praia monitorada ao longo dos 620 km de costa gaúcha (Parise 2007).



Figura 3.2 – Sistema Argus instalado na praia do Cassino, câmeras posicionadas sobre a torre, destacando a região monitorada. (modificado de Guedes 2008).

Os valores das Cotas de Inundação foram estimados tendo em conta o posicionamento ao longo do deslocamento máximo da linha de água no perfil topográfico antes do evento analisado; esta metodologia é aplicável devido ao fato do sistema de coordenadas dos perfis coincidir com o eixo horizontal (x) das imagens. A posição da linha de praia, no momento do intervalo máximo do nível do mar foi sobreposto sobre o perfil anterior do evento, a fim de determinar a altura (z), em relação ao ponto zero. A linha de praia foi considerada a zona imediatamente em contato com a água do mar, isto é, o limite entre a terra e o mar, que muda constantemente de acordo

com as variações do nível do mar. A linha de praia foi determinada pelas Imagens Argus (Parise et al. 2009; Machado et al. 2010).

Obtendo o valor da Cota de Inundação durante cada evento, posteriormente foi descontado o valor de maré astronômica, esta disponibilizada pela Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil (www.mar.mil.br/dhn/chm/tabuas) obtendo-se, assim, a sobre-elevação do nível do mar causado pela maré meteorológica e por ondas (*setup* e *runup*) ao longo de cada evento (Parise et al. 2009).

3.1.4 Cenários Atmosféricos Sinóticos associados a eventos extremos de altura de onda

Semelhante ao método utilizado no capítulo anterior o conjunto de dados de reanálise (R-1 de NCEP/NCAR) foi utilizado para caracterizar as condições atmosféricas que originaram os eventos extremos estudados. Para isso, foram utilizados os componentes do vento (meridional e zonal) e pressão atmosférica no nível 995 mbar. As configurações do banco de dados de reanálises apresentam uma resolução espacial de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$, e uma resolução temporal de 6 horas (0000, 0600, 1200, 1800 UTC) e foram restrito entre $60^\circ\text{S} - 15^\circ\text{S}$ e $90^\circ\text{W} - 20^\circ\text{W}$. A fim de uma melhor caracterização da trajetória dos sistemas que geraram os eventos extremos estudados, uma vorticidade menor ou igual a $(\zeta_{10}) -5 \times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ foi adotada (Machado et al. 2010).

3.1.5 Analise de Dados

Para os eventos extremos de altura significativa de onda foi utilizado a análise de variância (ANOVA) para verificar diferenças entre o número de eventos no intervalo de três anos ao longo dos 30 anos (1979-2008). A normalidade dos dados foi testada através do teste de Kolmogorov-Smirnov e a homogeneidade dos mesmos por meio do teste de Levene (Zar 1999; Emery & Thomson 2001; Machado et al. 2010).

As velocidades médias de propagação dos ciclones extratropicais foram calculadas as distâncias percorridas para cada intervalo de tempo (6h) dividido pelo tempo. O calculo da direção de propagação foi computado o azimute entre o ponto inicial e o ponto final da trajetória de cada ciclone extratropical estudado. As correlações entre as velocidades de propagação de ciclones (primeiras 24 horas e total) e

as correlações entre as direções de propagação (primeiras 24 horas e total) foram utilizadas suas médias.

3.2 Resultados

No período compreendido entre os anos de 1979 a 2008, 40 eventos de altura de significativa onda (Hs) acima de 6 m ocorreram, considerando-se como referência a posição (32°54'S, 50°48'W) com uma profundidade de 100 m. A média anual de eventos extremos de Hs foi de 1,33, com um mínimo de 0 eventos e um máximo de 4 eventos no ano de 1999. O desvio-padrão foi de 0,958 ano⁻¹.

O resultado da ANOVA dos 10 grupos, com intervalo de três anos, não mostrou diferença significativa no número de eventos extremos de altura significativa de onda ao longo do período de 30 anos ($F(9, 20) = 1,4815$, $p = 0,22141$) (Figura 3.3A). O gráfico de correlação entre o número de eventos e o período de trinta 30 anos (1979-2008), mostrou uma correlação positiva, mas fraca ($r = 0,306$) (Figura 3.3B).

Allan & Komar (2006) relataram um aumento progressivo das alturas das ondas, e seus períodos, nas últimas décadas na costa noroeste do Pacífico (Washington e Oregon), gerando consequências na costa como o aumento da altura de quebra das ondas e elevados níveis de *runup* de ondas de tempestades incidindo nas praias.

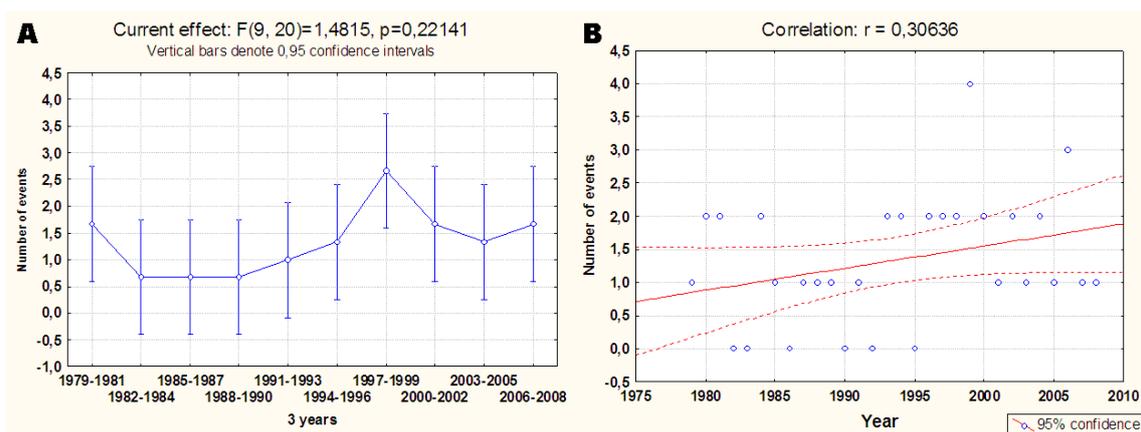


Figura 3.3 - (A) média do número de eventos extremos dos 10 grupos, As barras verticais indicam os intervalos de confiança de 0,95, (B) A correlação entre o número de eventos extremos durante o período de estudo, a linha a tracejado denotam os intervalos de confiança de 0,95 e a linha contínua a linha de regressão.

A erosão ao longo da costa oeste dos EUA é afetada por alguns controles do clima, como a tendência de aumento da altura das ondas, que pode estar relacionada ao aquecimento global e ao El Niño Oscilação Sul (ENOS). As variações entre os El Niños e as La Niñas afetam tanto as condições de ondas anuais quanto o níveis médios do mar mensais (Allan & Komar 2006).

A distribuição mensal dos eventos extremos de altura significativa de onda mostrou picos em Maio (9), Junho (7) e Julho (6) (Figura 3.4). O mês de janeiro não apresentou nenhum evento extremo de Hs ao longo dos 30 anos. Dos 40 eventos estudados 36 foram gerados por ciclones extratropicais e apenas 4 foram gerados por anticiclones.

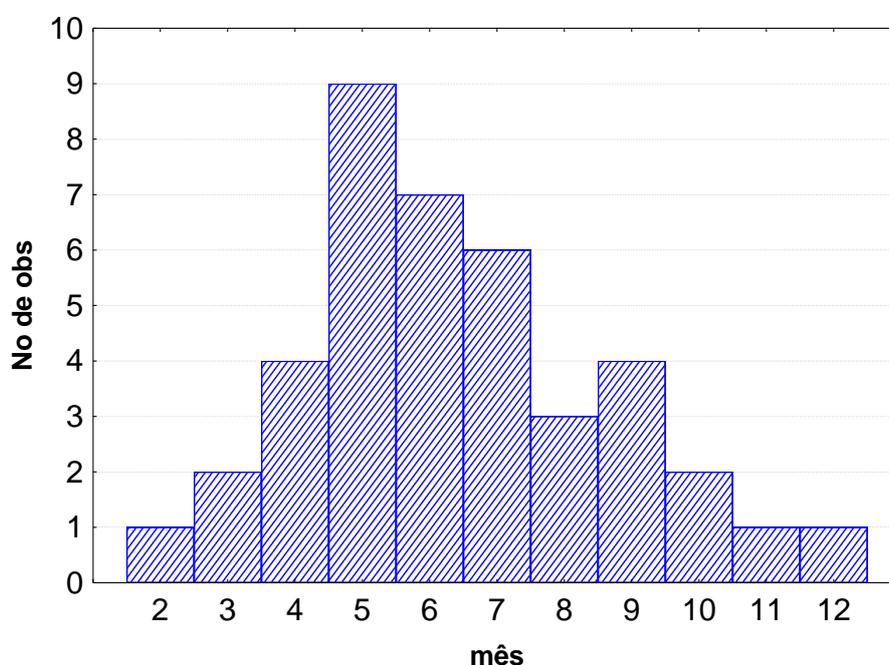


Figura 3.4 - Histograma da distribuição de eventos extremos de altura significativa de onda por mês.

3.2.1 Ciclones Extratropicais

Tabela 3.1 - Frequência de ciclones extratropicais geradores de eventos extremos de altura significativa de onda (área de ciclogênese, velocidade de deslocamento e direção de deslocamento).

		Velocidade de Deslocamento (km/h)				
		00-20	20-40	40-60	60-80	
Área de Ciclogênese e Direção de Deslocamento	30°S - 40°S	29				
	E		11	6	1	
	SE	1	3	5	1	
	S		1			
	40°S - 50°S	6				
	E	1	1	1		
	SE		2		1	
	50°S - 60°S	2				
	E				1	
	SE			1		
	Total	37*	2	18	14	3

* um dos eventos extremos foi gerado por dois ciclones simultâneos

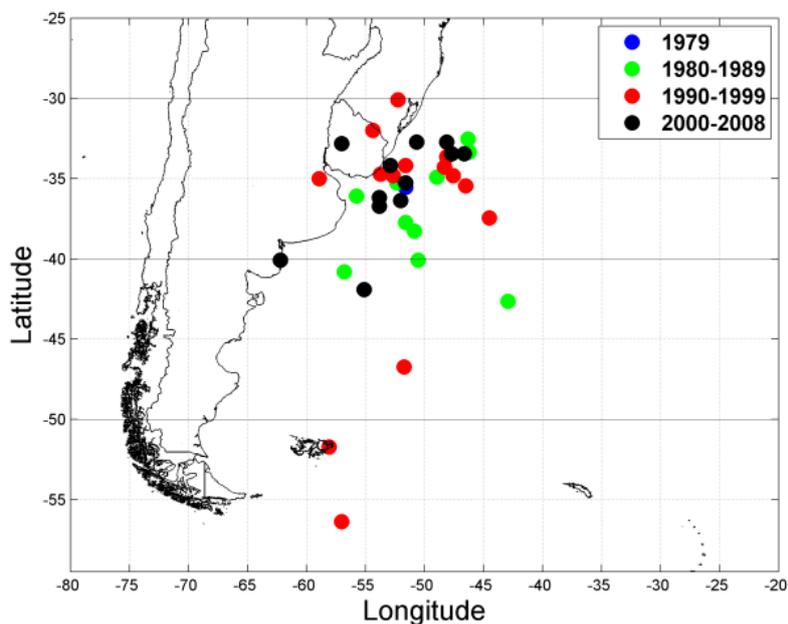


Figura 3.5 - Distribuição da ciclogênese dos ciclones extratropicais geradores de eventos extremos de altura significativa de onda estudados entre 1979 a 2008.

Semelhante ao que aconteceu com as trajetórias dos ciclones extratropicais que geraram os ventos extremos para a costa do RS, os ciclones extratropicais que geraram

eventos extremos de onda também apresentaram uma tendência a manter a sua velocidade média de propagação inicial. Houve uma boa correlação ($r = 0,78$) entre a média das velocidades de propagação dos ciclones extratropicais ao longo de toda a trajetória e a velocidade média durante as primeiras 24 horas de vida dos ciclones (Figura 3.6-A).

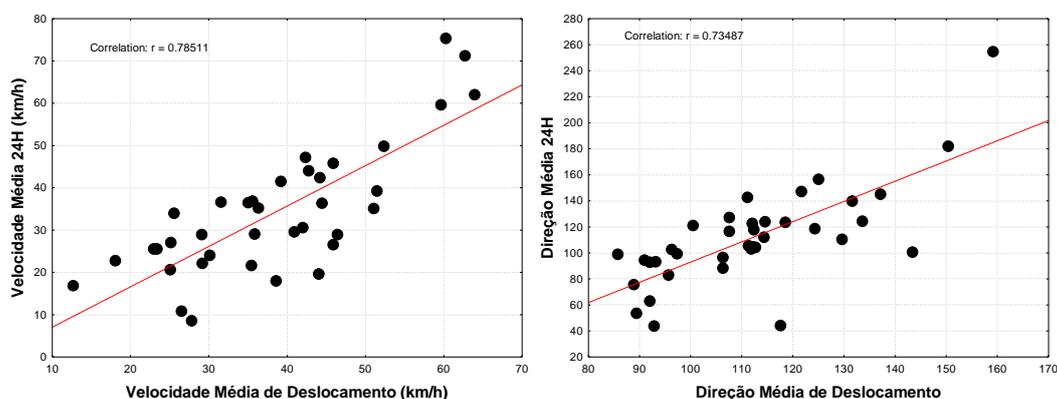


Figura 3.6 - A - Correlação entre a da velocidade média de propagação em 24 horas e a velocidade média de propagação de toda a trajetória. B - Correlação entre a direção média de propagação durante as primeiras 24 horas, e a direção média de propagação de toda a trajetória.

A direção média de propagação dos ciclones extratropicais geradores de eventos extremos de altura significativa de onda nas primeiras 24 horas mostrou uma boa correlação ($r = 0,73$) com a direção média de propagação total dos ciclones extratropicais que geraram eventos extremos de ondas, isto é, há uma tendência de o ciclone manter a mesma direção de propagação apresentado nas primeiras 24 horas de vida do ciclone, como foi também observado para os ciclones extratropicais que geraram eventos extremos de vento (Figura 3.6-B).

$$D_{Total} = 73,267 + 0,347 * D_{24h}$$

D_{Total} direção média de propagação total do ciclone extratropical

D_{24h} direção média do ciclone extratropical nas primeiras 24 horas

3.2.1.1 Ciclogênese entre 30°S - 40°S

Conforme demonstrado na Tabela 3.1 a maioria (29) dos ciclones extratropicais, que geraram eventos extremos de altura de onda na costa do RS tiveram sua ciclogênese

entre as latitudes 30°S e 40°S. Tendo estes ciclones extratropicais três diferentes direções de deslocamento (Leste, Sudeste e Sul).

As duas direções predominantes das trajetórias dos ciclones extratropicais gerados entre os paralelos de 30°S e 40°S foram de Leste (Figura 3.7) e Sudeste (Figura 3.8), com 18 e 10 ciclones, respectivamente. Apenas um ciclone extratropical foi para direção Sul.

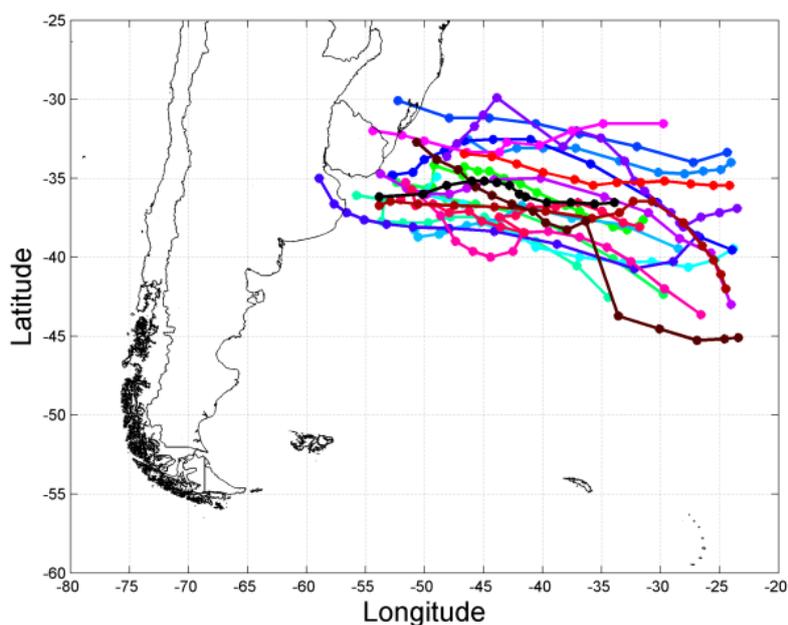


Figura 3.7 - Trajetória de ciclones extratropicais geradores de eventos extremos de altura significativa de onda com Ciclogênese entre 30°S a 40°S, com propagação para Leste.

No que diz respeito à velocidade média de propagação dos ciclones extratropicais com ciclogênese entre 30°S e 40°S, a maioria dos ciclones mostrou velocidades entre 20 e 40 km h⁻¹ (18) e entre 40 e 60 km h⁻¹ (14), seguido por três ciclones com velocidade entre 60 e 80 km h⁻¹, e apenas dois ciclones extratropicais com velocidades abaixo de 20 km h⁻¹ (Tabela 3.1). Em relação às velocidades de propagação dos ciclones extratropicais que geraram eventos extremos de altura de onda para o RS elas foram semelhantes às velocidades dos ciclones que geraram eventos extremos de vento para o RS.

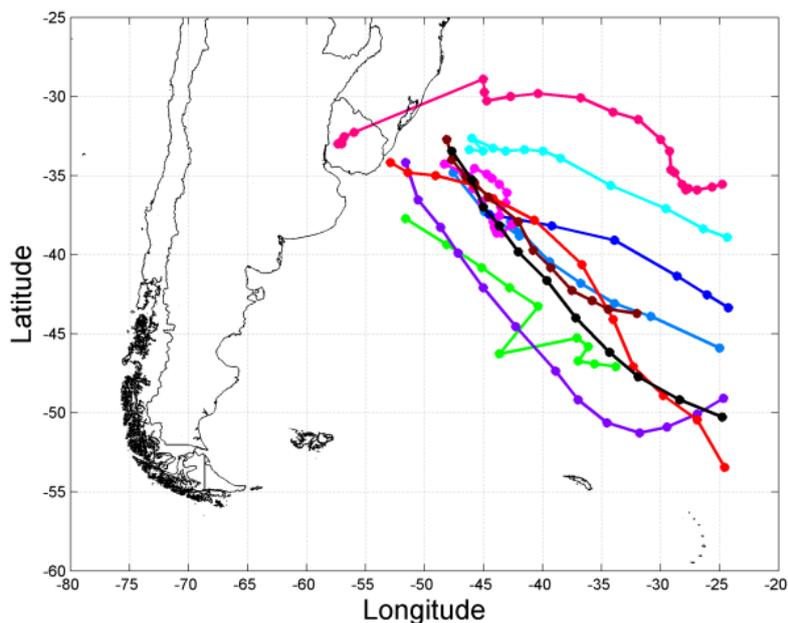


Figura 3.8 - Trajetória de ciclones extratropicais geradores de eventos extremos de altura significativa de onda com Ciclogênese entre 30°S a 40°S, com propagação para Sudeste.

3.2.1.2 Ciclogênese entre 40°S - 50°S e 50°S - 60°S

As áreas de ciclogênese entre os paralelos 40°S e 50°S e 50°S e 60°S apresentaram 6 e 2 ciclones extratropicais, respectivamente (Figura 3.9).

Dentre os 6 ciclones dos extratropicais formados entre as latitudes 40°S e 50°S, suas trajetórias apresentaram apenas duas direções, Leste (3) e Sudeste (3). Com velocidades de deslocamento dos ciclones extratropicais variando de $18,08 \text{ km h}^{-1}$ a $60,22 \text{ km h}^{-1}$.

Para os ciclones extratropicais com ciclogênese entre os paralelos de 50°S e 60°S, o ciclone extratropical que migrou para sudeste apresentou velocidade de deslocamento de $42,02 \text{ km h}^{-1}$, enquanto que o outro ciclone gerado na mesma faixa de latitude migrou para leste com uma velocidade média de deslocamento de $45,86 \text{ km h}^{-1}$.

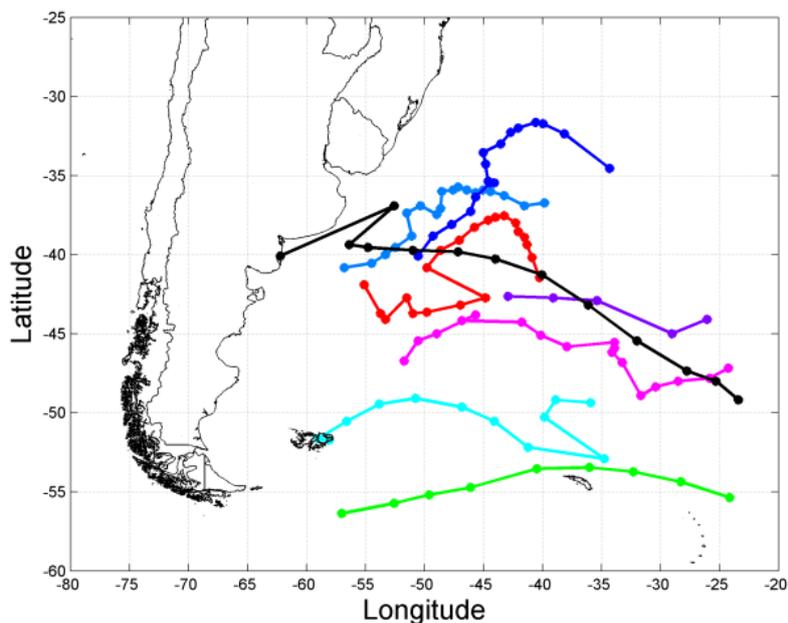


Figura 3.9 - Trajetória de ciclones extratropicais geradores de eventos extremos de altura significativa de onda com Ciclogênese entre 40°S - 60°S.

3.2.2 Estudos de Casos de passagens de ciclones extratropicais geradores de eventos extremos de altura significativa de onda

Nesta seção, uma seleção de eventos extremos de vento e do estado do mar foi utilizada para avaliar tanto, os cenários meteorológicos específicos associados, bem como a resposta que foi observada na costa do Rio Grande do Sul em termos de erosão da praia (Tabela 3.2).

Dos 40 eventos extremos de altura significativa de ondas estudados entre 1979 a 2008, apenas 55% coincidem com os extremos de velocidade do vento para o mesmo período. Esta diferença é devido ao fato de que as ondas podem ser geradas por ventos longe da costa brasileira e essas ondas se propagam por milhares de quilômetros até atingir a costa brasileira, assim nem todas as ondas extremas que incidem na costa do RS são geradas perto da costa do RS.

Tabela 3.2 – Detalhes dos Estudos de casos dos Eventos extremos estudados.

Data	Vv m s ⁻¹	Dv(°)	Vc km h ⁻¹	Dc(°)	Hs (m)	Tp (s)	Dp (°)	Cl - Ma (m)	Erosão m ³ m ⁻¹
16/06/1963	26,21	296,76	36,08	106,72					
17/06/1981	23,62	260,49	18,08	78,28	6,49	12,52	200,9		

21/07/1996	13,15	230,86	62,70 e 45,86	114,34 e 88,94	6,81	13,81	180,2		S 62,96
17/04/1999	18,46	226,97	12,66	131,21	6,08	12,95	152,7		FC 16 e H 45
25/05/2003	18,61	268,15	25,11	102,22	6,08	12,95	152,7		
29/07/2006	16,42	273,14	60,22	118,5	6,2	13,11	188,5	1,8 - 0	C 18,79
03/09/2006	17,26	255,23	44,41	141,88	7,13	13,91	176	2,22 - 0,4	C 8,14
20/08/2007	17,32	230,15	35,85	128,42	6,51	11,36	185,3	2,08 - 0,2	

Legenda: Velocidade do Vento (Vv), Direção do Vento (Dv), Velocidade média de propagação do Ciclone (Vc), Direção do Ciclone (Dc), Altura significativa de Onda (Hs), Período da Onda (Tp), Direção da Onda (Dp), Cota de Inundação (Cl), Maré Astronômica (Ma), Cassino (C), Hermenegildo (H), Solidão (S), Farol da Conceição (Fc).

21 de Julho de 1996

Ondas com altura significativa de 6,81 m e período de 13,81 s ocorreram na passagem desta tempestade. Apesar de Hs ser maior do que o limiar de 6 m, esta tempestade não apresentou velocidades do vento acima de 17 m s^{-1} , alcançando o máximo de $13,15 \text{ m s}^{-1}$, com direção de $230,86^\circ$. O cenário meteorológico deste evento mostrou a passagem de dois ciclones extratropicais paralelos seguidos de um anticiclone (centro de alta pressão) a oeste, com isso, formando uma pista de vento de mais de 3.000 km sobre o Atlântico Sul, ao largo da costa sul americana (Figura 3.10). O ciclone extratropical mais ao norte apresentou velocidade média de propagação de $62,70 \text{ km h}^{-1}$ e direção de $114,34^\circ$, já o ciclone que se formou mais ao sul apresentou velocidade média de propagação de $45,86 \text{ km h}^{-1}$ e direção de $88,94^\circ$.

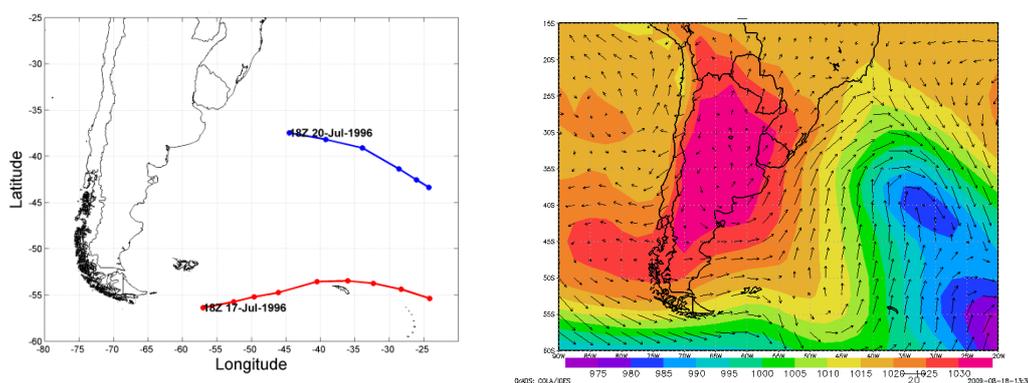


Figura 3.10 - Trajetória dos Ciclones Extratropicais de 21 de Julho de 1996 (esquerda); B-Situação Sinótica, campo de vento (nós) e pressão (mbar) (direita).

Esta tempestade causou máximos de perfis erosivos em 1996. Nas localidades entre o farol da Solidão e o farol do Estreito, litoral médio do RS, o máximo de volume erodido chegou a $62,96 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$ (Barletta & Calliari 2003) (Figura 3.11).

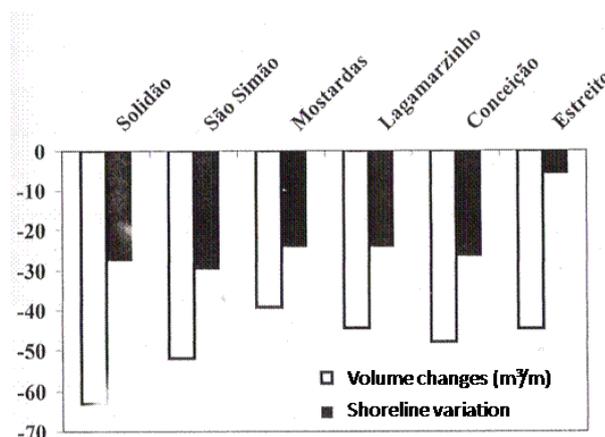


Figura 3.11 - Variação da Linha de costa (m) e mudanças no volume (m^3/m) entre os faróis do Estreito e Solidão, depois da tempestade de julho de 1996. Modificado de Barletta & Calliari (2003).

Segundo Stone et al. (2004) tempestades têm desempenhado um papel importante na evolução transgressiva de curto prazo de sistemas de ilha barreira ao redor do mundo, particularmente durante o Holoceno, quando o nível do mar permaneceu estável, reduzindo consideravelmente a taxa de migração da barreira através da plataforma continental. Com isso, aumentando a relativa importância de eventos extremos na evolução costeira.

17 de abril de 1999

O cenário meteorológico sobre esta tempestade foi incomum, pois a trajetória do ciclone extratropical, que se desenvolveu na costa RS, formou quase um *loop* sem muito movimento para Leste (Figura 3.12). A velocidade média de propagação deste ciclone foi $12,66 \text{ km h}^{-1}$, com a sua direção de propagação de $131,21^\circ$, gerando velocidades de vento de $18,46 \text{ m s}^{-1}$ ($66,46 \text{ km h}^{-1}$), com a direção do vento de $226,97^\circ$.

Este ciclone extratropical apresentou a menor velocidade média de propagação de todos os ciclones no presente estudo. Alturas significativas de onda chegaram a 6,08 m, com períodos de 12,95s. Barletta & Calliari 2003 observaram um recuo 14m nas

dunas frontais no Farol da Conceição e uma perda de sedimento de $16 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$, este foi o evento que provocou a queda da casa do faroleiro no Farol da Conceição. O valor de $10 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$ entre as variações normais e variações drásticas de sedimentos que influenciam a estrutura biótica de praias arenosas foi apontado por Aubrey (1979) como o limiar do impacto sedimentar de tempestades.

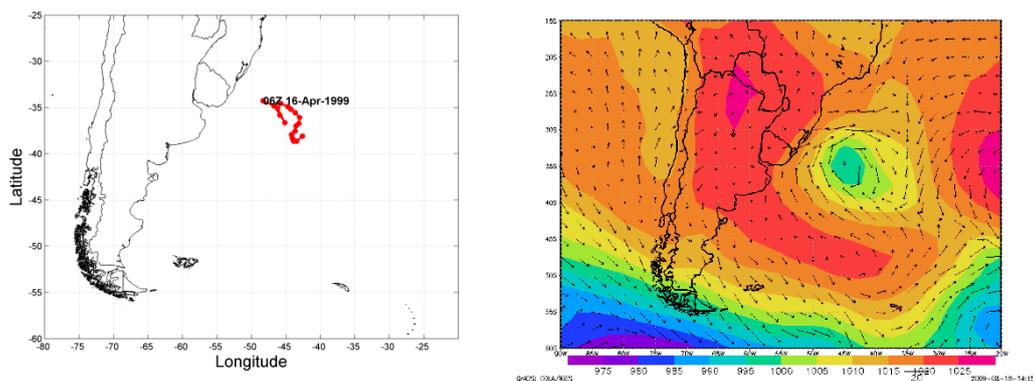


Figura 3.12 - Trajetória do ciclone extratropical de 17 de abril de 1999 (esquerda); B-Situação Sinótica, campo de vento (nós) e pressão (mbar) (direita).

Goulart (2010) estudando o foco de energia de ondas, para a região do Farol da Conceição, mostrou que para o evento de 17 de abril de 1999 ocorreu uma grande concentração de energia de onda focalizada em frente ao Farol da Conceição. Nesta simulação, o padrão de refração causado pela morfologia submarina a partir dos 30 m de profundidade é a principal responsável pela focalização das ondas por refração, inclusive os dois focos que chegam ao Banco Capela e ao Farol da Conceição. Formam-se independentemente da altura inicial da simulação, do período simulado e da direção de incidência das ondas. Assim, o Banco Capela não é responsável pela formação de nenhum foco de onda, sendo as feições topográficas localizadas na plataforma interna entre as profundidades de 20 e 30 m as principais responsáveis pelos focos de onda que chegam à costa na região de estudo. Os focos que vão em direção ao Farol da Conceição formam-se entre as isobatas de 20 e 25 m e alcançam a costa como dois focos longos e contínuos (1400 e 1200 m de comprimento) (Figura 3.13).

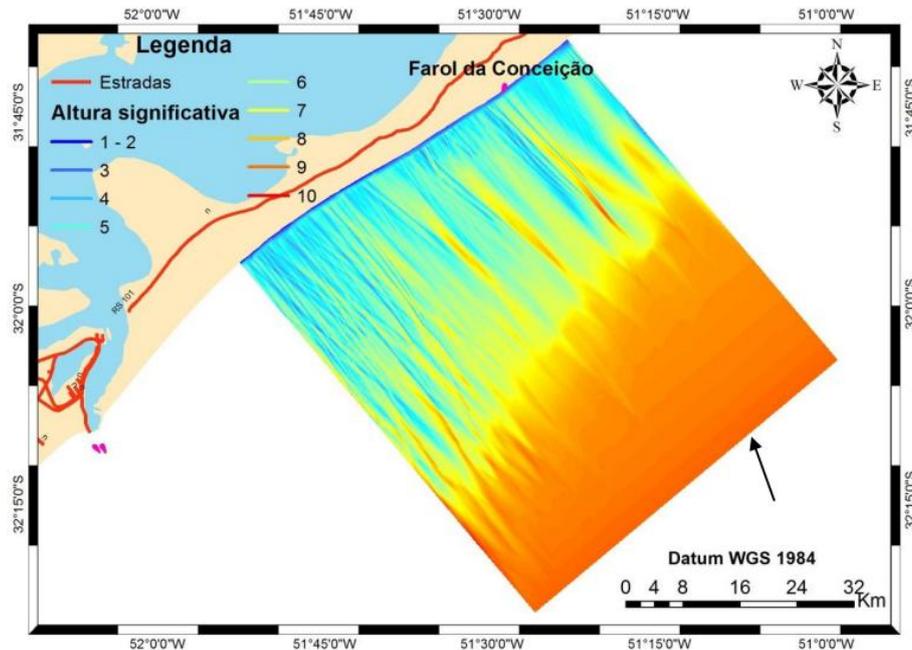
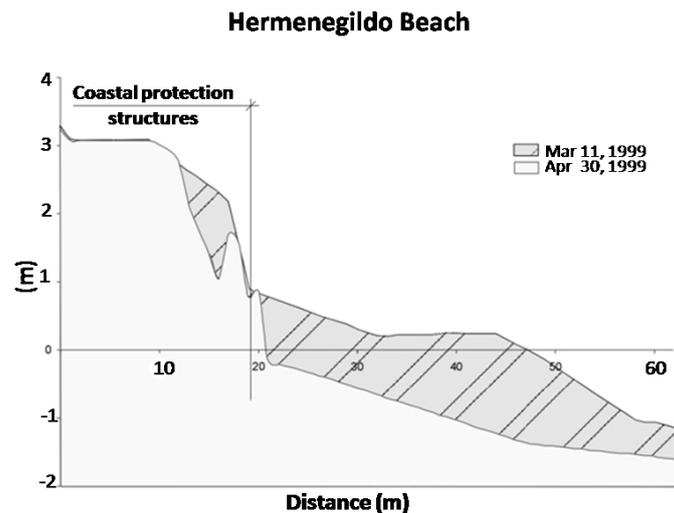


Figura 3.13 - Distribuição das alturas de onda para o dia 16/04/1999 (Goulart 2010).

Após este evento foi observada uma erosão severa na praia do Hermenegildo (Figura 3.14). Antes da tempestade, este balneário tinha 110 casas à beira-mar. Durante a tempestade, 22 casas foram destruídas ou fortemente danificadas. Esta única tempestade também foi capaz de destruir a maioria das estruturas de proteção costeira, incluindo 20% de todas as casas à beira-mar. No entanto, como foi observado mais tarde, todas as estruturas de proteção costeira foram construídas em cima das dunas frontais sem qualquer fundação sob as mesmas, desta forma suscetíveis a colapsar. Indicando que este foi o processo que causou o colapso da maioria das estruturas de proteção (Esteves et al. 2000; Machado et al. 2010). A análise dos perfis de praia medidos na praia do Hermenegildo antes e depois da tempestade mostrou que cerca de $45 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$ de sedimentos foram erodidos (Esteves et al. 2000).

O balneário do Hermenegildo apresenta um balanço de sedimento negativo ao longo de 16 anos (1996-2012). Neste local, a taxa de erosão atinge $3,5 \text{ m ano}^{-1}$, com uma retração de 56 m da linha de costa e uma perda de $151,24 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$ de sedimentos da praia. Note-se que este evento de 17 abril de 1999 causou uma erosão equivalente a 29,75% do total erodido em 16 anos para a praia Hermenegildo.



**Figura 3.14 - Gráfico de perfis de praia realizados antes e depois do evento de 17/4/1999.
Modificado de (Esteves et al. 2000).**

Tabajara et al. (2004) estudando a resposta das praias e das dunas à passagem de ciclones extratropicais no litoral norte do Rio Grande do Sul mostrou que este evento provocou escarpas de até 2,3 m de altura na duna frontal e inundações em áreas continentais situadas a 2,5 m acima do nível do mar.

25 maio de 2003

Este ciclone extratropical gerou extremos de vento e altura significativa de onda. Sua trajetória mostrou uma propagação para o Leste ($102,22^\circ$) com uma velocidade média de propagação de $25,11 \text{ km h}^{-1}$. Um grande centro de baixa pressão pode ser observado movendo lentamente para leste (Figura 3.15). A velocidade do vento chegou à $18,61 \text{ m s}^{-1}$ e direção do vento de $268,15^\circ$. Com altura significativa de onda de 6.08m (*offshore*), com período de 12.95s e direção de $152,7^\circ$.

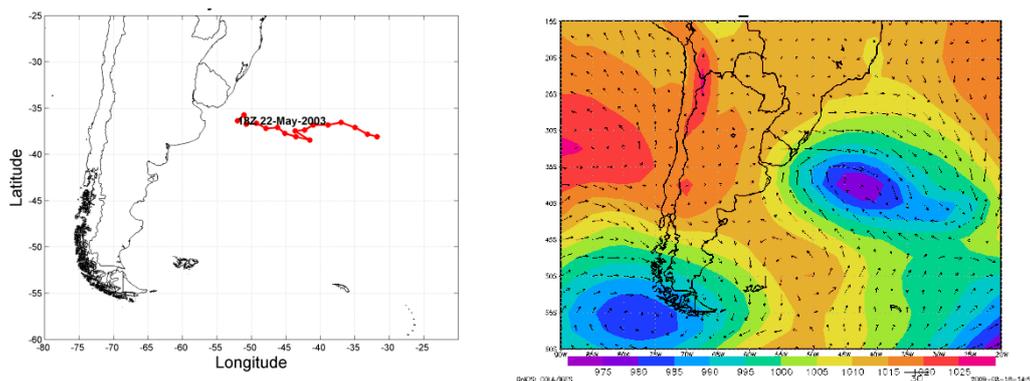


Figura 3.15 - Trajetória do ciclone extratropical de 25 maio de 2003 (esquerda); B-Situação Sinótica, campo de vento (nós) e pressão (mbar) (direita).

Este evento foi medido por uma boia oceanográfica fundeada largo da cidade do Rio Grande (Boia da Marinha nas proximidades de Rio Grande, ancorada a uma profundidade de 70m). Uma grande deposição de lama ocorreu na praia do Cassino com a passagem desta tempestade (Calliari e Faria, 2003). Medições da boia, que não incluem direção, são apresentadas na Tabela 3.3. A altura significativa de onda chegou muito perto da marca de 7m.

Tabela 3.3 – Dados de Onda da boia da Marinha (70 m depth) (Calliari & Faria 2003).

Date/Hours	Wave height (m)	Period (s)
25/05/2003- 00:00	6.9	11.6
25/05/2003- 02:00	6.7	10.7
25/05/2003- 07:00	6.9	11.6
25/05/2003- 13:00	5.6	11.1
25/05/2003- 17:00	5.6	14.2
25/05/2003- 20:00	6.9	16.0

29 de Julho de 2006

Apesar da altura de onda significativa de 6,2 m (período de 13,11 s e direção de 188,5°), os ventos não alcançaram o limiar de 17 m s⁻¹. A velocidade de vento máxima foi de 16,42 m s⁻¹ e direção de 273,14°. A velocidade média de propagação deste ciclone extratropical foi de 60,22 km h⁻¹ e direção de 118,5° (Figura 3.16).

Durante este evento ocorreu uma perda de sedimento de $18,79 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$ na praia do Cassino (Parise 2007). A Cota de Inundação foi de 1,8 m e a preamar da maré astronômica foi de 0 m mostrando que toda elevação do mar foi causada pela passagem do ciclone extratropical, isto é maré meteorológica e ondas (*setup* e *runup*).

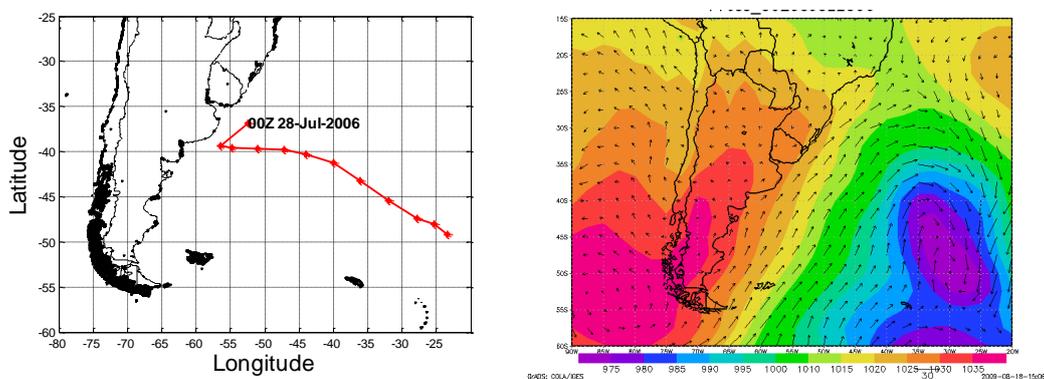


Figura 3.16 – Trajetória do ciclone extratropical de 29 de Julho de 2006 (esquerda); Situação Sinótica, campo de vento (nós) e pressão (mbar) (direita).

3 de Setembro de 2006

Para este evento extremo foi observada uma Cota de Inundação de 2,22 m, sendo a contribuição da maré astronômica de apenas 0,4 m. A contribuição da passagem do ciclone extratropical (maré meteorológica e *setup* e *runup* de onda) foi de 1,82 m. A altura de onda significativa foi de 7,13 m, com período de 13,91 s. Embora a elevação do nível do mar tenha sido muito alta, a erosão da praia foi baixa ($-8,14 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$ Figura 3.17), a razão para tal é que o perfil inicial já se encontrava erodido pelas tempestades de inverno. Este ciclone teve uma velocidade média de propagação de $44,41 \text{ km h}^{-1}$ com a direção de propagação para o sudeste ($141,88^\circ$) (Figura 3.18). A velocidade do vento foi de $17,26 \text{ m s}^{-1}$ com direção de $255,23^\circ$.

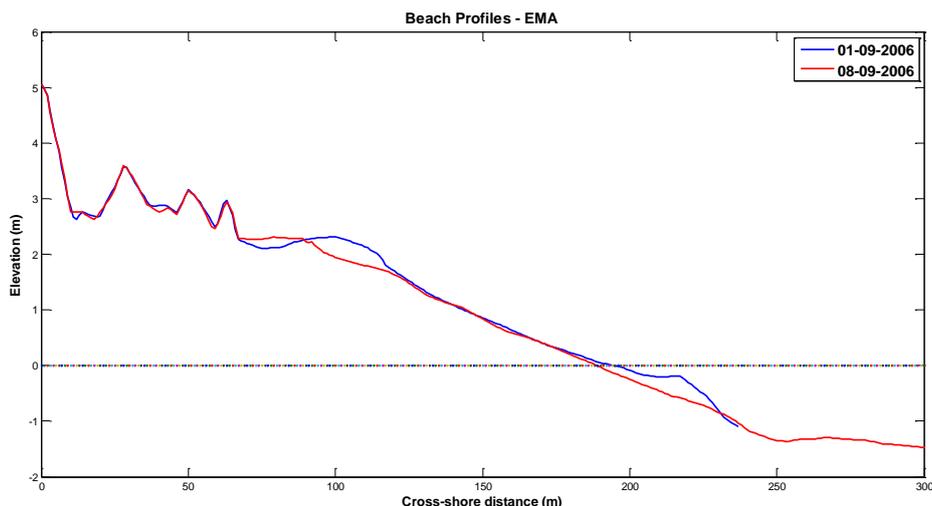


Figura 3.17 – Perfis praias pré e pós o evento do dia 3 de Setembro de 2006.

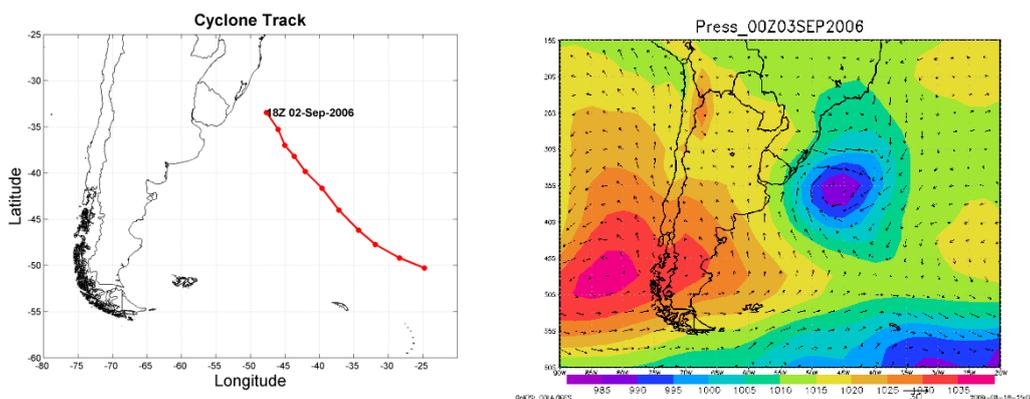


Figura 3.18 - Trajetória do ciclone extratropical de 3 de Setembro de 2006 (esquerda); Situação Sinótica, campo de vento (nós) e pressão (mbar) (direita).

Video-imagens do sistema ARGUS (Holman & Stanley 2007) analisada antes e depois do início do ciclone extratropical permitiu a quantificação das alterações na largura praia do Cassino (Parise et al. 2009). Imagens Timex do sistema ARGUS mostram o mar atingindo as dunas e as diferenças da largura da zona de surf com um terceiro banco que aparece durante a tempestade (Figura 3.19). Grande parte da praia do Cassino foi inundada quando a água chegou à primeira avenida perto da praia (Figura 3.20).

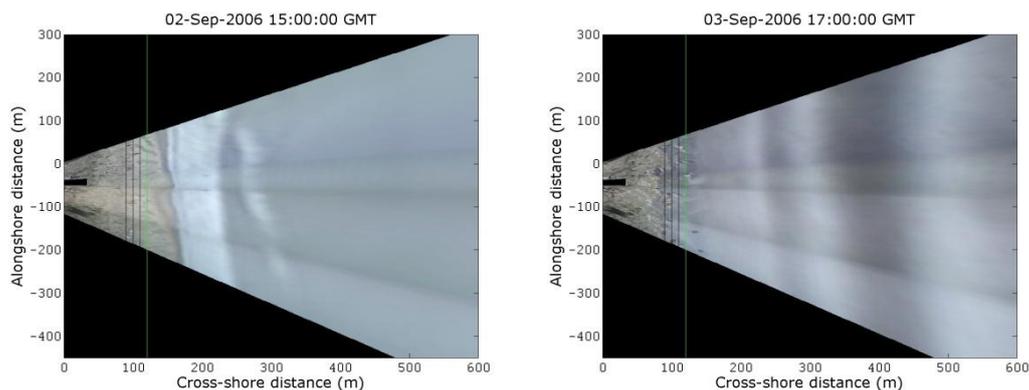


Figura 3.19 – Imagens Timex do Sistema Argus instalado na praia do Cassino, situação normal da zona de surf (esquerda) e durante um evento de tempestade (direita). LOG-FURG/2006 - <http://www.praia.log.furg.br/>.



Figura 3.20 – Praia do Cassino durante um evento de sobre elevação do nível do mar decorrente a passagem de um ciclone extratropical. Fotos: Dariano Krummenauer.

Esta tempestade causou bastante estrago ao longo de toda costa do Rio Grande do Sul, como reportado em jornais como o Zero Hora, mostrando um grande impacto na orla de Tramandaí-RS (Figura 3.21).



Figura 3.21 – Fotos dos danos no Litoral norte do estado do RS, Tramandaí, causados pela passagem do ciclone extratropical de 3 de Setembro de 2006. Fotos: Jacqueline Estivallet.

Os efeitos da passagem deste ciclone extratropical não ficaram restritos apenas a região sul do Brasil. Foram registrados pelo jornal ‘O Globo’ impactos na orla da cidade do Rio de Janeiro, como erosão e maré meteorológica (Figura 3.22). Os efeitos da passagem dos ciclones extratropicais mais intensos geralmente alcançam o estado do Rio de Janeiro (Machado et al. 2010), causando impactos ao longo da costa brasileira do Rio grande do Sul e podendo chegar até o sul da Bahia.



Figura 3.22 – A- Ressaca atinge a ciclovia e a pista no Leblon (Foto: Gabriel de Paiva); B- Mar invade a pista na Praia do Leblon, altura do posto 11 (Foto: Mônica Imbuzeiro) Fonte: O Globo.

20 de Agosto de 2007

O ciclone extratropical que gerou o evento de 20 de agosto de 2007 mostrou uma trajetória para o sudeste ($128,42^\circ$) com velocidade média de propagação de $35,85 \text{ km h}^{-1}$. Observando a Figura 3.23 nota-se que o centro de baixa pressão é cercado por dois centros de alta pressão, o evento gerou ventos de $17,32 \text{ m s}^{-1}$ com a direção do vento de sudoeste ($230,15^\circ$).

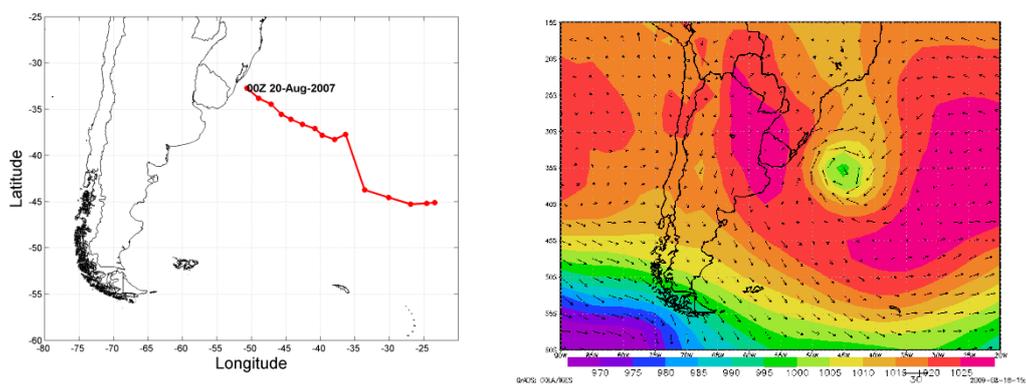


Figura 3.23 – Trajetória ciclone extratropical de 20 de Agosto de 2007 (esquerda); Situação Sinótica, campo de vento (nós) e pressão (mbar) (direita).

Na Figura 3.24 é possível observar boa parte do território brasileiro sem a presença de nuvens, isto se deve a presença de um anticiclone (alta pressão) sobre esta grande área sem nuvens, e ao largo da costa do RS podemos ver o ciclone extratropical.

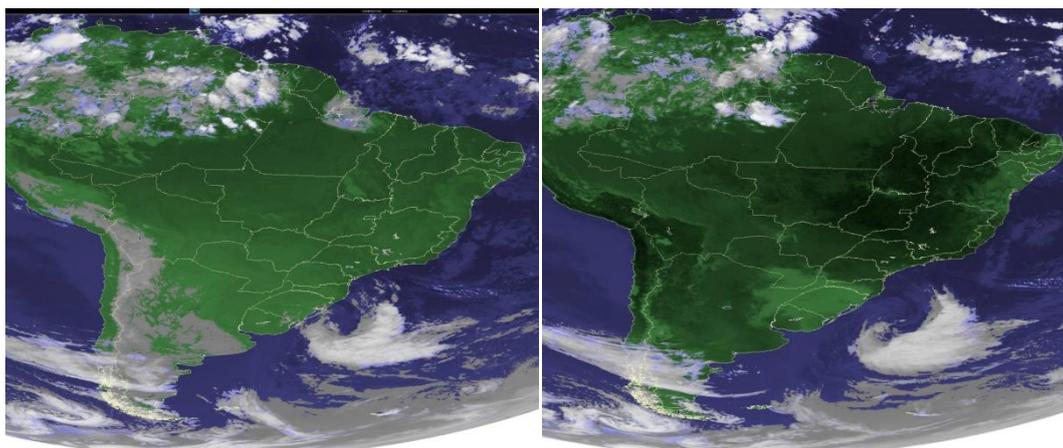


Figura 3.24 – Imagens de satélite (GOES-10) do dia 20/08/2007, a da esquerda às 9:15 GMT e a da direita às 15:00GMT (fonte: satellite.cptec.inpe.br).

Este evento apresentou altura significativa de onda de 6,51 m e período de 11,36 s. A elevação do nível do mar devido à passagem deste ciclone extratropical foi de 2,08 m, com uma elevação devido à maré astronômica de apenas 0,2 m (Figura 3.25). Os valores máximos de marés meteorológicas, da ordem de 1,3 m, 1,4 m e 1,9 m no litoral do RS foram encontrados por Calliari et al. (1998); Saraiva et al. (2003); Parise et al. (2009), respectivamente.

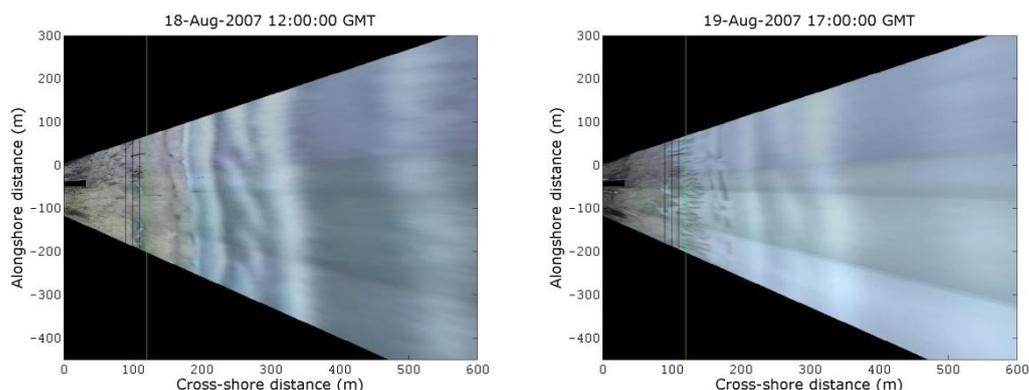


Figura 3.25 – Imagens Timex do Sistema Argus instalado na praia do Cassino, situação normal da zona de surf (esquerda) e durante um evento de tempestade (direita). LOG-FURG/2007 - <http://www.praia.log.furg.br/>.

Estudos realizados por Saraiva et al. (2003) e Parise et al. (2009) mostraram que a elevação máxima do aumento do nível do mar ocorre principalmente 24 horas após a formação dos ciclones (Tabela 3.4).

Tabela 3.4 - O intervalo de tempo entre a formação do ciclone extratropical e a elevação máxima da maré meteorológica.

MONITORING	6h	24h	36h	48h
1997 to 1999 (Saraiva et al. 2003)	10%	45%	10%	30%
2006 to 2007 (Parise et al. 2009)	9%	39%	26%	26%

Truccolo et al. (2006) estudando as oscilações de baixa frequência do nível do mar no estado de Santa Catarina mostraram que a principal forçante atmosférica que promove a subida ou descida do nível do mar foi a componente paralela à costa (*long-shore*) do estresse do vento, com a pressão atmosférica desempenhando um papel secundário. No entanto, a resposta do nível do mar apresenta uma defasagem de 10 horas em relação ao estresse do vento.

3.2.3 Anticiclones

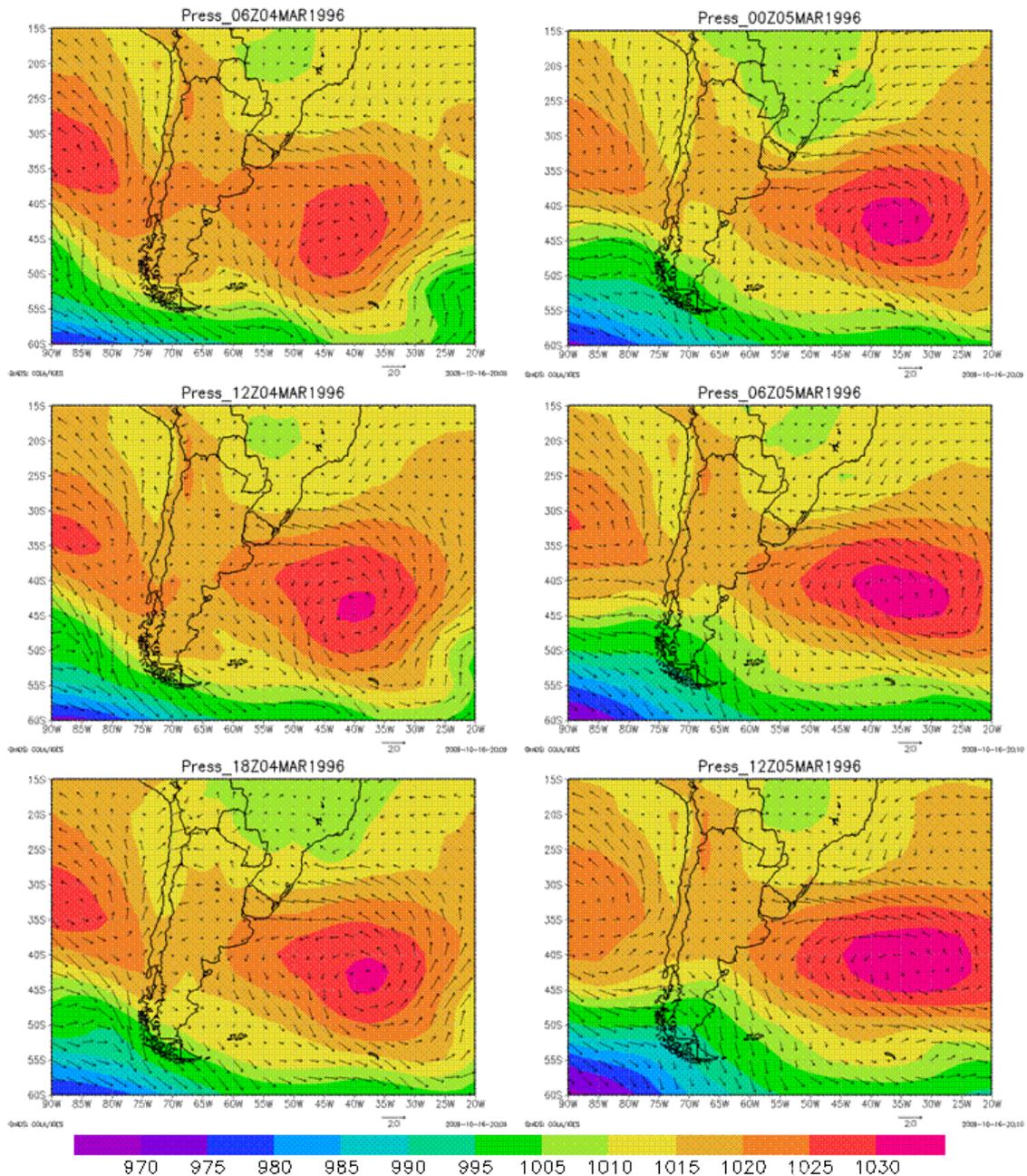


Figura 3.26 - Situação sinóptica do centro de alta pressão (anticiclone) se movendo em direção a leste. Vento (nós) e pressão (mbar).

Dos 93 eventos extremos de velocidade do vento estudados 12 foram gerados por anticiclones. Já para os 40 eventos extremos de onda estudados apenas 4 foram gerados por anticiclones, isto é 10% do total. Da mesma forma que os ciclones extratropicais, ventos fortes, e consequentemente ondas grandes, são formados por um

grande gradiente de pressão, assim, os centros de alta pressão (anticiclones) são geralmente acompanhadas de centros de baixa pressão (ciclones) (Figura 3.26).

3.3 Conclusão

A média do número de eventos extremos de onda obtidos foi de 1,33 por ano. Não houve um aumento significativo no aumento de eventos extremos de altura significativa de onda para o período estudado (1979 e 2008).

Os principais sistemas atmosféricos geradores de grandes ondas para a costa do RS são os ciclones extratropicais, sendo estes principalmente formados, isto é, com sua ciclogênese entre os paralelos de 30°S a 40°S, com duas trajetórias preferenciais, para leste e sudeste, ambos gerando erosão e marés meteorológicas na costa do RS. Em relação à velocidade média de propagação dos ciclones extratropicais a maioria apresentou velocidades entre 20 a 40 km h⁻¹ (48,64%) e em segundo velocidades entre 40 a 60 km h⁻¹ (37,84%).

Efeitos máximos registrados dos eventos extremos na costa do Rio Grande do Sul foram: erosão da ordem de 62,96 m³ m⁻¹ no Farol da Solidão, maré meteorológica de 1,9 m na praia do Cassino, velocidade do vento de 26,21 m s⁻¹ (94,31 km h⁻¹) e altura significativa de onda de 8,79 m, ao largo da cidade do Rio Grande.

A velocidade média de propagação e a direção média de propagação dos ciclones extratropicais geradores de eventos extremos de altura significativa de onda têm uma tendência a serem semelhantes à velocidade e direção de propagação das primeiras 24 horas de vida dos ciclones.

4 Tendências de evolução dos perfis praiais na costa do RS ao longo dos anos

A percepção de que o litoral é um ambiente sujeito a mudanças se estabelece à medida que aumenta a ocupação da orla costeira de modo que efeitos erosivos que antes da ocupação eram ignorados por não causarem prejuízos, passam a ser vistos como fator de risco, implicando em questões econômicas e sociais. Extensos trechos do litoral brasileiro são caracterizados por grandes depósitos de areias marinhas, na forma de cordões litorâneos, pontais e planícies de cristas de praia. As modificações na posição da linha de costa decorrem em grande parte da falta de sedimentos, provocado pelo esgotamento da fonte, principalmente a plataforma continental. O processo se dá pela transferência de sedimentos para campos de dunas ou por efeitos decorrentes de intervenção do homem, principalmente a construção de barragens ou obras que provocam a retenção do fluxo de sedimentos ao longo da costa. Modificações naturais do clima de ondas ou da altura do nível relativo do mar constituem outros processos que interferem na estabilidade da linha de costa. Cabe lembrar que, relativamente ao nível do mar, tem sido considerada uma elevação de pouco mais de 100 m ao longo do período de 11.000 anos. Esta elevação resultou numa migração da linha de costa a uma taxa de 7 a 14 m ano⁻¹, correspondente a toda a largura da atual plataforma continental. Esta, no caso brasileiro, apresenta em geral baixa declividade implicando em uma resposta à elevação do nível do mar muito ampliada, quando comparado com plataformas de maior declividade. À medida que aumenta a ocupação do litoral, principalmente nas proximidades das grandes cidades, aumentam também os relatos sobre erosão. Apresenta-se assim a necessidade de elaboração de diagnóstico para cada situação específica, buscando identificar as causas, para que medidas mitigadoras e de gerenciamento possam ser tomadas. Nesta fase, a falta de informações dificulta a tomada de decisões devido à falta de elementos para distinguir se o que ocorre é uma tendência natural, ou um ciclo no qual uma situação de desequilíbrio volta espontaneamente à normalidade, ou ainda se fatores intervenientes estão conduzindo um processo erosivo e contínuo (Muehe 2006).

O objetivo deste capítulo é apresentar as mudanças de médio prazo da zona costeira do Rio Grande do Sul, analisando as tendências erosivas e progradativas dos perfis praias.

4.1 Metodologia

4.1.1 Dados Morfodinâmicos

O Laboratório de Oceanografia Geológica (LOG) da FURG possui um banco de dados de perfis de praia desde os anos 1990 até o presente, em diversos setores da costa do RS, mas as frequências dos perfis são muito irregulares, tanto espacial quanto temporalmente. Para este estudo foram utilizados os perfis de praia do Balneário do Hermenegildo, Farol do Albardão, Cassino-EMA e do Farol da Conceição (Figura 4.1).

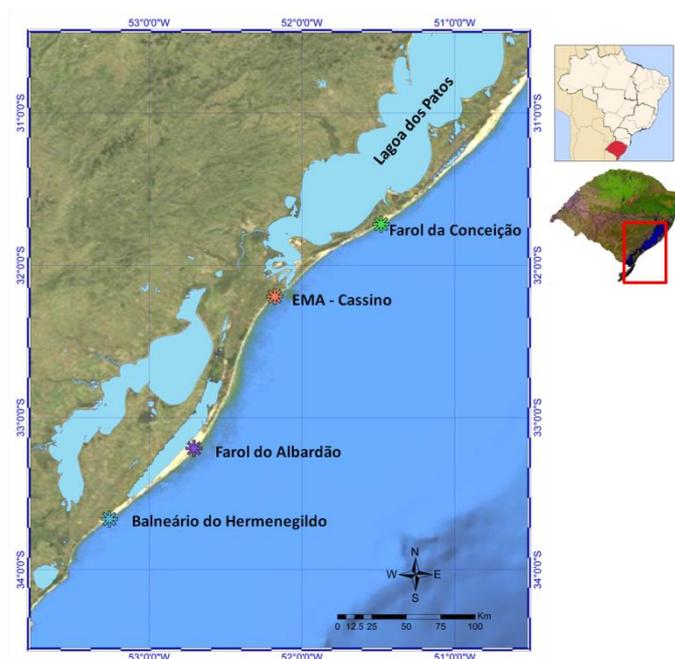


Figura 4.1 – Locais dos Perfis Praiais onde foram analisadas as tendências da zona costeira.

Para cada local estudado foi instalado um marco (*bench mark* Figura 4.2) nas dunas, e todos os perfis foram realizados com estes marcos como base. Na praia de Cassino o marco foi instalado nas dunas em frente à EMA/FURG, apresenta uma cota de 5,48 m acima do nível médio do mar. No Farol da Conceição o marco é a própria base do farol e está a 4,55 m acima do nível médio do mar. No Farol do Albardão o marco foi instalado nas dunas e está a 4,44 m acima do nível do mar. Para o Balneário

do Hermenegildo o marco utilizado está próximo a estatua da Iemanjá, com a sua cota 4,45 m acima do nível médio do mar. Os perfis foram coletados com o mesmo alinhamento para posterior comparação. Adotou-se um ponto fixo no final das dunas frontais, para cada local de estudo, como o início do pós-praia e considerou-se como largura da praia a distância desse ponto até o ponto onde os perfis alcançaram a elevação zero, ou seja, ao nível do mar.

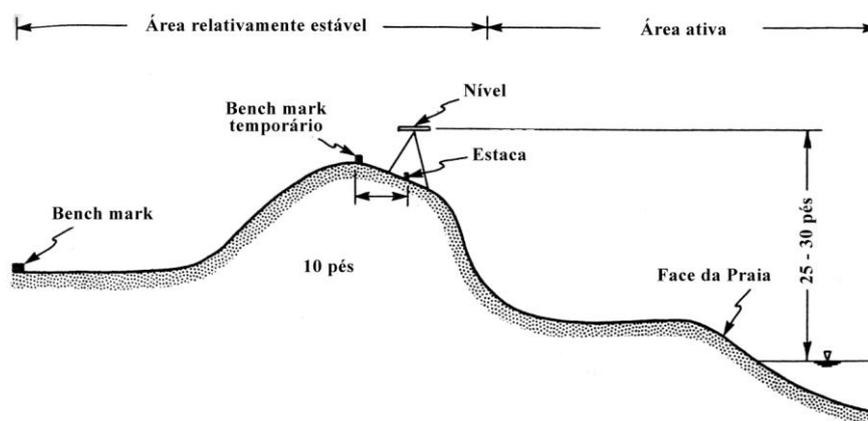


Figura 4.2 - Esquema de um perfil transversal à praia mostrando o posicionamento do nível e dos objetos fixados como referência (Guedes 2008).

Para estudar as tendências de médio e longo prazo do comportamento praiial, calculamos a diferença do volume de sedimentos ao longo dos anos para identificar os setores da costa RS que estão em progradação e erosão (com base em perfis de praia, assumindo que perfis de praia específicos podem representar um setor). A retração ou afastamento da linha de costa foi calculado pelas distâncias entre os marcos utilizados e a cota zero (nível médio do mar).

A mobilidade da praia foi determinada através dos parâmetros morfométricos propostos por Short & Hesp (1982): γ_b , $\sigma\gamma_b$ e CV, correspondentes respectivamente à largura média da praia, variação da largura da praia e coeficiente de variação da largura da praia.

4.2 Resultados

Dentre os quatro pontos da costa do RS estudados, dois apresentaram erosão ao longo do tempo (Farol da Conceição e Balneário do Hermenegildo) e dois apresentaram progradação (Cassino e Farol do Albardão).

Tabela 4.1 - Largura média da praia (γb); variação da largura da praia ($\sigma\gamma b$); coeficiente de variação (CV); Variação do Total do Volume da praia (VTv).

Local	γb (m)	$\sigma\gamma b$ (m)	CV (%)	VTv ($m^3 m^{-1}$)
Farol da Conceição	73,625	12,85	17,45	-181,02
Cassino-EMA	129,5	10,66	8,23	249,83
Farol do Albardão	186,66	8,02	4,29	25,96
Balneário do Hermenegildo	57	33,49	58,76	-151,24

Guedes (2006) e Parise (2007) estudando a Praia do Cassino obtiveram uma largura média de praia de 122 m e 130,6m, variação da largura da praia de 5,2 m e 10,89 m e coeficiente de variação de 4,2 me 8,4, respectivamente. No presente estudo os resultados foram semelhantes aos de Parise (2007).

No Farol da Conceição a perda de sedimentos foi muito alta nos últimos 16 anos de estudo. A taxa de retração da linha de costa neste local atinge $4,37 m \text{ ano}^{-1}$, totalizando 70m de retração da costa e perda de $181,02 m^3 m^{-1}$ de sedimentos da praia (1996 a 2012) (Figura 4.3). Características do perfil côncavo indica que a erosão no local é permanente, isto é, o prisma praial não se recupera. A retração na linha de costa, sem posterior recuperação, verificada para o Farol da Conceição pode ser atribuída à associação da focalização da energia de ondas, sugerida por Barletta & Calliari (2003) e Goulart (2010).

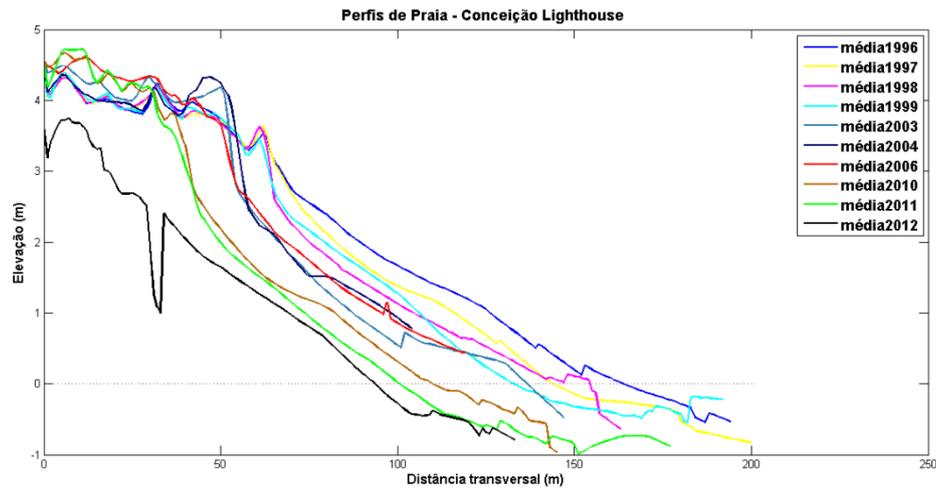


Figura 4.3 – Perfis no Farol da Conceição, médias por ano.

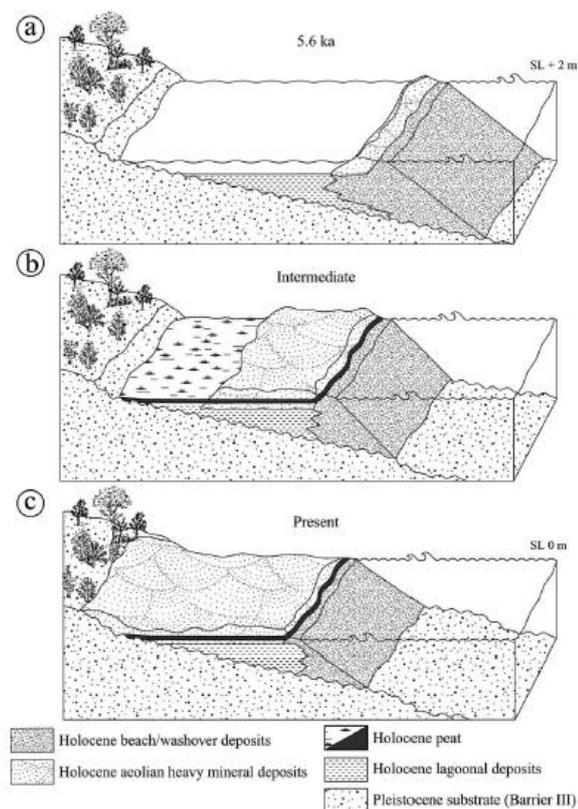


Figura 4.4 - Duas etapas principais que caracterizam o modelo evolutivo da barreira do Holoceno em Bujuru: (a) o posicionamento de uma barreira de transgressão, no final da transgressão do pós-glacial marinho (5,6 ka), (b e c) recessão da barreira e transgressão das dunas entre 5,6 ka e o presente (Dillenburg et al. 2004).

A região próxima ao Farol da Conceição vem sofrendo erosão nos últimos 5.6 ka. Segundo (Dillenburg et al., 2000) houve uma queda de 2 m do nível do mar na costa do

RS. A barreira IV em Bujuru está assim sujeita a uma erosão de longo período causada pelas marés meteorológicas e pelo foco de energia de onda neste setor da costa gaúcha. Durante este intervalo sob o efeito de erosão, estima-se que a barreira recuou cerca de 2 km e uma grande quantidade de areia foi transportada em direção ao continente pelas dunas transgressivas, primeiramente sobre a lagoa atrás da barreira Holocênica e posteriormente migrando sobre a barreira Plestocênica. Nos últimos 1.000 anos sobre condições erosivas, foi iniciada a formação de um grande depósito de minerais pesados na região (Dillenburg et al. 2004)(Figura 4.4 e 4.5).



Figura 4.5 – Impactos da erosão ao largo do Farol da Conceição. Fotos: LOG/FURG.

Um dos motivos da grande erosão na região do Farol da Conceição é devido à batimetria tridimensional da antepraia e plataforma interna ao largo. Goulart (2010) concluiu que a presença do Banco Capela na antepraia na região do Farol da Conceição influencia a dinâmica local de duas maneiras antagônicas no que diz respeito à condição de *hot-spot* erosivo: de um lado promove o espalhamento dos focos gerados na plataforma interna, diminuindo o efeito erosivo dos mesmos, e de outro, impedindo que o sedimento transportado para regiões além da estrutura à barlar mar retorne à costa e recomponha as praias erodidas (Figura 4.6).

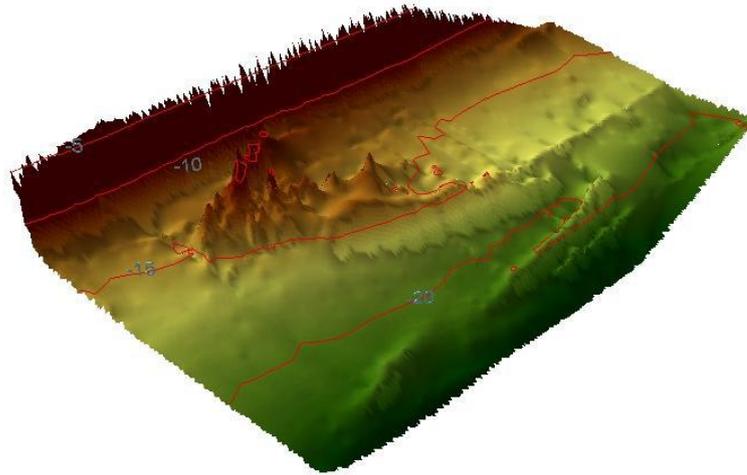


Figura 4.6 - Morfologia geral do Banco Capela e antepraia adjacente. Em vermelho as sobatimétricas. Exagero vertical de 200 vezes (Goulart 2010).

A Figura 4.7 mostra o quanto foi erodida a praia ao largo do Farol da Conceição no período entre 1996 a 2012. Pode-se também observar um acréscimo das dunas, isto causado pelo lençol arenoso transgressivo (Dillenburg & Hesp 2009) presente no local, com isso, esta região apresenta perdas de sedimentos praias para a antepraia e para as dunas.

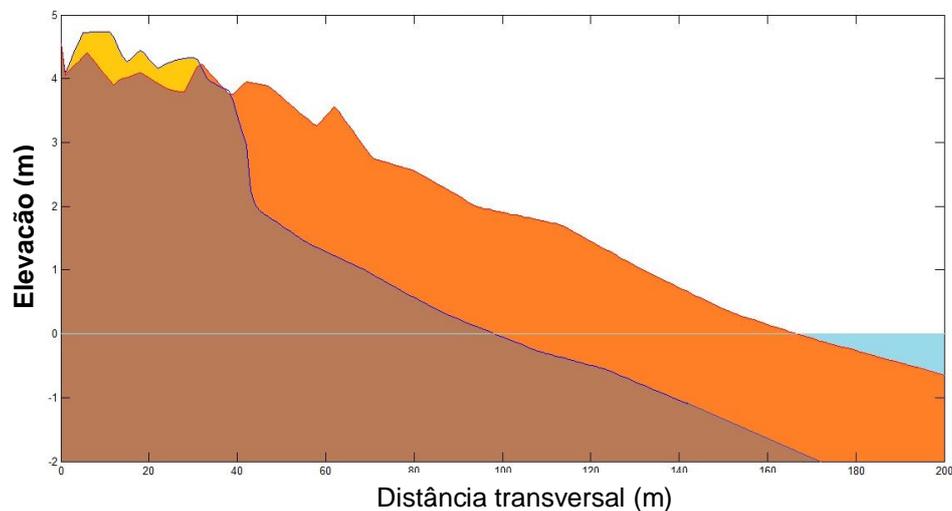


Figura 4.7 – Esquema do perfil praial do Farol da Conceição, cor laranja representa o sedimento erodido, isto é, perdido, em 16 anos (1996-2012), cor amarela o sedimento acrescido nos últimos 16 anos, em azul o nível do mar.

A erosão e a progradação de áreas arenosas costeiras submetidas a um regime de micro maré resulta principalmente da interação entre a oferta de sedimentos, a energia física induzida por ondas e as alterações do nível do mar (Toldo Jr et al. 2005).

O balanço de sedimentos é simplesmente uma aplicação do princípio da conservação da massa para os sedimentos costeiros, isto é, a taxa de mudança do volume de areia dentro do sistema é dependente da taxa à qual a areia é trazida para o sistema versus a velocidade em que a areia sai do sistema. O pacote de sedimento resultante nada mais é que o resultado entre as contribuições (créditos) e perdas (débitos) sedimentares (Komar 1998).

Na praia do Cassino ocorreu uma progradação com um ganho de sedimento na praia e nas dunas. A praia do Cassino apresentou uma taxa de progradação de 12 m ano^{-1} , com um avanço da linha de costa de 72 m, com um ganho de volume de sedimento de cerca de $249,83 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$ de sedimentos (2006-2012) (Figura 4.8). Calliari et al. (2003) mostraram taxas de acresção que variam de $5,3 \text{ m m}^{-1}$ até 16 m m^{-1} a 1 km dos molhes do Cassino.

Lélis & Calliari (2006) observaram alta taxa de acresção para praia do Cassino ($4,10 \text{ m ano}^{-1}$ de 1947 até 1975 e $1,46 \text{ m ano}^{-1}$ de 1975 até 2000), embora apresentando taxas distintas em dois períodos diferentes. Um detalhe interessante é a existência de um setor relativamente estável localizado entre 650m e 1800m, ao sul do molhe oeste. A partir deste sector tanto para o norte e quanto para o sul, há um aumento progressivo da taxa de acresção.

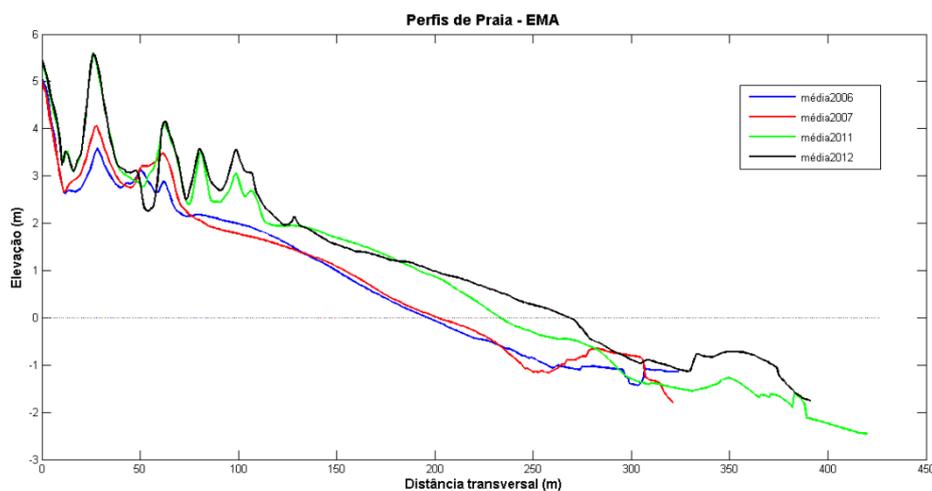


Figura 4.8 – Perfis na Praia do Cassino, médias dos perfis por ano.

Alguns dos fatores que contribuíram para esse ganho de sedimento na praia do Cassino são de que a ocupação da zona costeira começou mais longe da zona ativa da praia, em uma distância razoável das dunas frontais em direção a terra. A construção do molhe oeste na boca da Lagoa dos Patos bloqueou a deriva litoral norte, favorecendo a progradação e criou uma praia mais ampla e composta por sedimentos mais finos. Isso favoreceu a formação de dunas frontais bem desenvolvidas, que depois de serem impactadas consideravelmente durante os anos 70 (mineração de areia), estão agora em um processo de recuperação por meio de projetos de fixação de dunas específicos (Calliari et al. 1998).

Goulart & Calliari (2013) estudando a praia a do Cassino utilizando as imagens do sistema Argus observou uma tendência de acreção da praia e uma migração da linha de costa e dos bancos arenosos em direção ao mar a uma taxa de 9 m ano^{-1} .

Evidências de acreção são extremamente localizadas e associadas à construção de molhes em Rio Grande, Tramandaí e Torres. O acréscimo mais notável, em relação à dimensão da construção, aconteceu pelos molhes de Rio Grande. Devido à deriva litorânea líquida para o nordeste, a construção dos molhes provocou um alargamento da praia na seção ao sul do molhe oeste de acordo com Calliari et al. (2003).

Os perfis praias realizados próximos ao Farol do Albardão, entre os anos de 2010 a 2012, apresentaram uma tendência progradante, com acreção de $25,96 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$, e com uma taxa de acreção de $8,65 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ (Figura 4.9). A linha de costa migrou 16 m em direção ao mar entre 2010 a 2012, com uma taxa de $5,33 \text{ m ano}^{-1}$. Como observado na Figura 4.9 o principal setor da praia com acreção foi a berma, com uma migração da berma em direção ao mar.

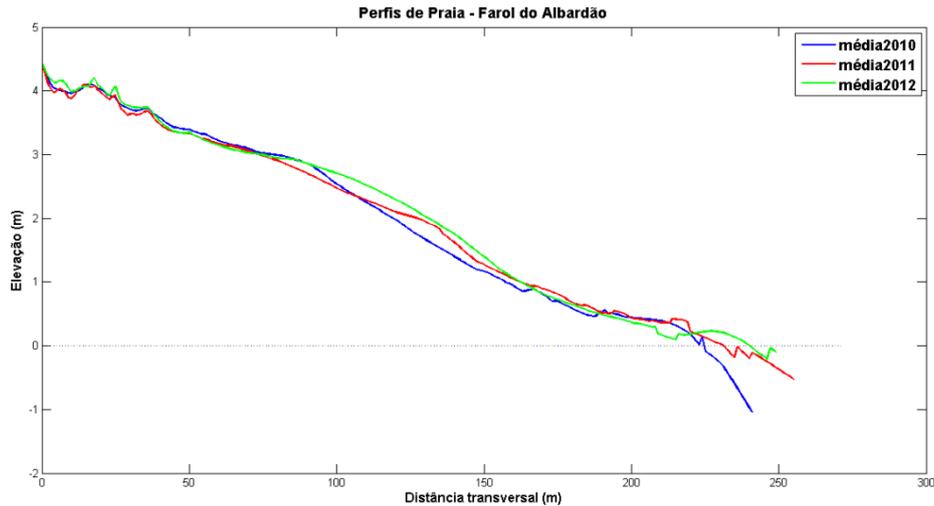


Figura 4.9 - Perfis na região ao longo do Farol do Albardão, médias dos perfis por ano.

Outro lugar que apresentou um grande balanço negativo de sedimentos ao longo do período de 16 anos foi o Balneário do Hermenegildo. A taxa de retração da linha de costa atinge $3,5 \text{ m ano}^{-1}$, com uma retração total da costa de 56m em 16 anos. A erosão no período de 1996 a 2012 foi de $151,24 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$ de sedimentos de praia, com uma taxa erosiva de $-9,45 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ (Figura 4.10). Características de um perfil côncavo, evidenciando que a erosão no local é permanente. A quantidade de sedimentos perdidos por ano no Balneário do Hermenegildo foi semelhante à quantidade de sedimentos acumulados no Farol do Albardão por ano.

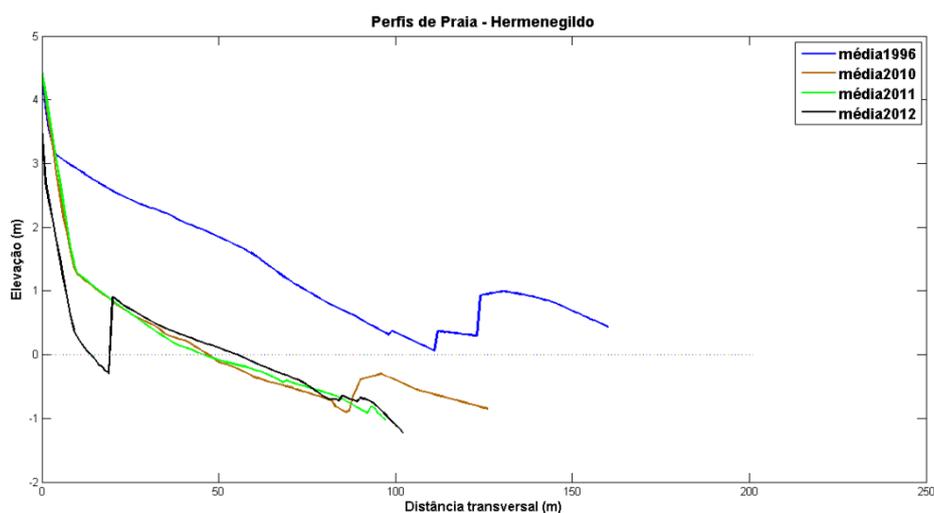


Figura 4.10 – Perfis do Balneário do Hermenegildo, médias dos perfis por ano.

No Balneário do Hermenegildo a ocupação começou em 1964 a cerca de 60 metros da linha de água sobre as dunas. Hoje, com um perfil de praia mais estreito, devido à erosão, muitas propriedades estão expostas à ação das ondas durante eventos de tempestade. Uma grande parte da praia está sob a proteção ineficaz de enrocamentos (Calliari et al. 1998). No Balneário do Hermenegildo, casas, estradas e linhas de energia são sistematicamente destruídas (Calliari et al. 1998; Esteves et al. 2002; Machado et al. 2010; Albuquerque et al. 2013) (Figura 4.11).



Figura 4.11 – Impactos da erosão no Balneário do Hermenegildo. Fotos: Renato Lopes.

Tanto a praia do Cassino, que está em progradação, quanto o Balneário do Hermenegildo e a região do Farol da Conceição que estão sofrendo erosão, apresentam variações nos seus perfis praias ao longo do ano, sendo mais acrescivos no verão e mais erosivos no inverno. Mas a tendência em longo prazo aparece quando comparada as médias dos perfis em diferentes épocas, com isso, se o local tem uma tendência progradante a variação de volume é positiva, e se o local apresenta tendências erosivas a variação do volume é negativa (Figura 4.12).

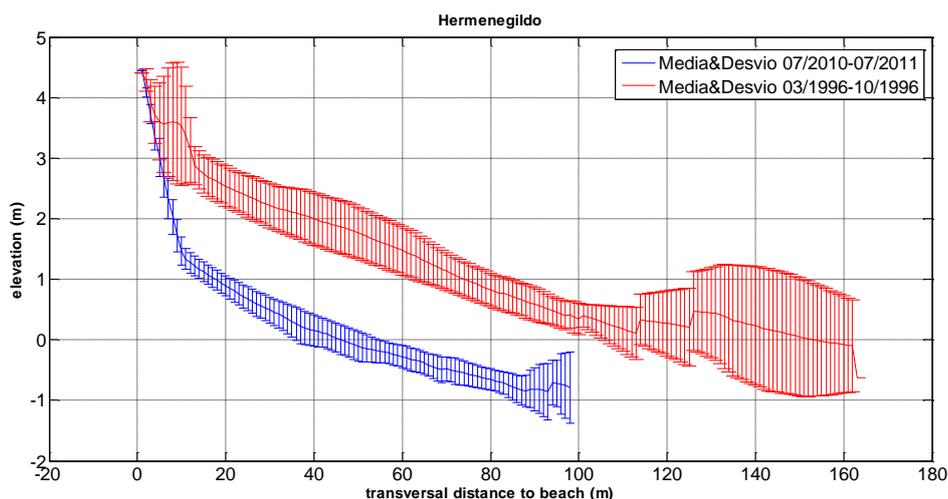


Figura 4.12 – Média e desvio padrão dos perfis de praia entre 03 a 10/1996 (azul) e média e desvio padrão dos perfis de praia entre 07/2010 a 07/2011.

Processos erosivos podem aumentar nas regiões em que as dunas frontais são removidas ou substituídas por construções que aumentem os processos de reflexão das ondas (Menezes & Klein 2004).

A erosão costeira tem causado alterações significativas ao longo do litoral do RS por muitas décadas. Nas áreas menos ocupadas no litoral central a erosão costeira causa perda de habitat nas dunas frontais, queda do Farol da Conceição e danos na praia do Lagamarzinho (Barletta & Calliari 2003). Nas regiões mais desenvolvidas do litoral norte, como as praias de Cidreira, Tramandaí e Imbé, a erosão costeira é grave, levando à perda severa de propriedades públicas e privadas (Esteves et al. 2002; Toldo Jr et al. 1993). Além disso, em vários trechos do litoral RS, a erosão da praia faz com que a exposição de turfa e afloramentos lagunares conduza a uma diminuição na qualidade de recreação da praia (Calliari et al. 1998).

4.3 Conclusão

A avaliação da evolução dos perfis praias para quatro pontos da costa do Rio Grande do Sul apontou que dois apresentaram erosão e dois progradação. A região do Farol da Conceição apresentou a maior taxa de retração da linha de costa ($4,37 \text{ m ano}^{-1}$). O Balneário do Hermenegildo apresentou uma taxa de retração da linha de costa de $3,5 \text{ m ano}^{-1}$, apesar de ser menor que a taxa de retração do Farol da Conceição há um maior

impacto a sociedade no Hermenegildo, pois na região do Farol da Conceição não há urbanização.

Para a Praia do Cassino e a região do Farol do Albradão foi observada progradação, com taxas de avanço da linha de costa de 12 m ano^{-1} e $5,33 \text{ m ano}^{-1}$ respectivamente.

Perspectivas para trabalhos futuros

De acordo com o estudo aqui apresentado nota-se a necessidade de uma rede observacional de dados oceanográficos na costa brasileira. Atualmente no Brasil se utiliza muito resultados de modelos numéricos, no entanto são necessários dados observacionais para calibração e validação dos modelos para aumentar a confiabilidade de previsões. Com isso, teremos uma resposta melhor dos modelos e um entendimento melhor das dinâmicas ambientais.

Além disso, uma rede observacional de dados oceanográficos na costa brasileira é de grande importância para o monitoramento das condições erosivas de algumas localidades. A fim de evitar a urbanização de áreas sujeitas à erosão, auxiliando na tomada de decisões de governos e da própria sociedade para mudanças na dinâmica praial, a fim de evitar prejuízos sociais e econômicos.

Referências Bibliográficas

- Albuquerque, M., Espinoza, J., Teixeira, P., Oliveira, A. De, & Calliari, L. (2013). Erosion or Coastal Variability: An Evaluation of the DSAS and the Change Polygon Methods for the Determination of Erosive Processes on Sandy Beaches. *Journal of Coastal Research*, (65), 1710–1714.
- Allan, J. C., & Komar, P. D. (2006). Climate Controls on US West Coast Erosion Processes. *Journal of Coastal Research*, 22(3), 511–529.
- Alves, J.-H. G. M. (2006). Numerical modeling of ocean swell contributions to the global wind-wave climate. *Ocean Modelling*, 11(1-2), 98–122.
- Aubrey, D. G. (1979). Seasonal patterns of onshore/offshore sediment movement. *Journal of Geophysical Research*, 84(C10), 6347.
- Barletta, R. do C., & Calliari, L. J. (2003). An assessment of the atmospheric and wave aspects determining beach morphodynamic characteristics along the central coast of RS state, Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 35(SI), 300–308.
- Benavente, J., Delrio, L., Gracia, F., & Martinezdelpozo, J. (2006). Coastal flooding hazard related to storms and coastal evolution in Valdelagrana spit (Cadiz Bay Natural Park, SW Spain). *Continental Shelf Research*, 26(9), 1061–1076.
- Brabson, B. B., & Palutikof, J. P. (2000). Tests of the Generalized Pareto Distribution for Predicting Extreme Wind Speeds. *American Meteorological Society*, 1627–1640.
- Calliari, L. J., & Fachin, S. (1993). Laguna dos Patos. Influência nos Depósitos Lamíticos Costeiros. *Pesquisas*, 20(1), 57–69.
- Calliari, L. J., Holland, K. T., Dias, M. S., Vinzon, S. B., Thorton, E. B., & Stanton, T. P. (2005). Experimento Cassino 2005: uma síntese dos levantamentos efetuados na ante-praia e zona de arrebentação. In *CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO*. Vitória.
- Calliari, L. J., & Klein, A. H. da F. (1993). Características Morfodinâmicas e Sedimentológicas das Praias Oceânicas Entre Rio Grande e Chuí, RS. *Pes*, 20(1), 48–56.
- Calliari, L. J., Muehe, D., Hoefel, F. G., & Toldo Jr, E. (2003). Morfodinâmica praias: uma breve revisão. *Revista Brasileira de Oceanografia*, 51, 63–78.
- Calliari, L. J., Toldo Jr, E. E., Nicolodi, J. L., Speranski, N. S., Almeida, L. E. S. B., Lima, S. F., ... Martins, L. R. (2006). Rio Grande do Sul. In D. Muehe (Ed.), *Erosão e progradação do litoral brasileiro* (p. 476). Brasília.
- Calliari, L. J., Tozzi, H. A., & Klein, A. H. da F. (1998). Beach morphology and Coastline Erosion Associated with Storm Surge in Southern Brazil- Rio Grande to Chuí, RS. *Anais Da Academia Brasileira de Ciências*, 70(2), 231–247.
- Cao, S., Tamura, Y., Kikuchi, N., Saito, M., Nakayama, I., & Matsuzaki, Y. (2009). Wind characteristics of a strong typhoon. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 97(1), 11–21.

- Castro, B. M., & Lee, T. N. (1995). Wind-forced sea level variability on the southeast Brazilian shelf. *Journal of Geophysical Research*, 100(C8), 16045–16. doi:10.1029/95JC01499
- Cotton, W. R., & Anthes, R. A. (1989). *Storm and Cloud Dynamics*. International Geophysics Series (Vol. 44, p. 809). San Diego: Academic Press.
- Dillenburg, S., & Hesp, P. (2009). Geology and geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil. Springer (p. 390).
- Dillenburg, S. R., & Hesp, P. A. (2009). Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil Lecture Notes in Earth Sciences, Vol. 107. (Brooklyn, S. Bhattacharji, H. J. N. Bonn, J. R. Göttingen, & K. S. Graz, Eds.) (p. 380). Verlag Berlin Heidelberg: Springer.
- Dillenburg, S. R., Tomazelli, L. J., & Barboza, E. G. (2004). Barrier evolution and placer formation at Bujuru southern Brazil. *Marine Geology*, 203, 43–56. doi:10.1016/S0025-3227(03)00330-X
- Dillenburg, S. R., Tomazelli, L. J., Martins, L. R., & Barboza, E. G. (2005). Modificações de Longo Período da Linha de Costa das Barreiras Costeiras do Rio Grande do Sul. *GRAVEL*, 3, 9–14.
- Emery, W. J., & Thomson, R. E. (2001). *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. Second and Revised Edition. *Revista de biologia tropical* Rev (Vol. 180, p. 658).
- Esteves, L. S. (2004). Variabilidade espaço-temporal dos deslocamentos da linha de costa no Rio Grande do Sul Universidade Federal Do Rio Grande do Sul, tese, 139p.
- Esteves, L. S., Ernestino, E., Jr, T., & Dillenburg, S. R. (2002). Long- and Short-Term Coastal Erosion in Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 282(36), 273–282.
- Esteves, L. S., Pivel, M. A. G., Silva, A. R. P. da, Barletta, R. do C., Vranjac, M. P., Oliveira, U. R. de, & Vanz, A. (2000). Beachfront owners perception of beach erosion along an armored shoreline in southern Brazil. *Pesquisas Em Geociências*, 27(2), 93–109.
- Gan, M. A., & Kousky, V. E. (1986). Vórtices ciclônicos da alta troposfera no Oceano Atlântico Sul. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 1, 19–28.
- Gan, M. A., & Rao, V. B. (1991). Surface Cyclogenesis over South America. *Monthly Weather Review*, 119(6), 1293–1302.
- Giese, B. S., Urizar, S. C., & Fuckar, N. S. (2002). Southern Hemisphere Origins of the 1976 Climate Shift. *Geophysical Research Letters*, 29(2).
- Goulart, E. S. (2010). Morfodinâmica da antepraia adjacente ao Farol da Conceição : litoral médio do RS . Universidade Federal do Rio Grande, dissertação, 89p.
- Goulart, E. S., & Calliari, L. J. (2013). Medium-term morphodynamic behavior of a multiple sand bar beach . *Journal of Coastal Research*, 65(SI), 1774–1779.
- Graham, N. E., & Diaz, H. F. (2001). Evidence for Intensification of North Pacific Winter Cyclones since 1948. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(9), 1869–1893.

- Guedes, R. M. C. (2006). Morfodinâmica de alta frequência de um sistema praial com bancos triplos durante o EXPERIMENTO CASSINO 2005. Dados. Universidade Federal do Rio Grande, monografia, 84p.
- Guedes, R. M. C. (2008). Utilização de Métodos Diretos e Vídeo-Imagens ARGUS na Caracterização Morfodinâmica da Zona de Arrebentação da Praia do. Universidade Federal do Rio Grande, dissertação, 93p.
- Herz, R. (1977). Circulação das Águas de Superfície da Lagoa dos Patos. Universidade de São Paulo.
- Holman, R. A., & Stanley, J. (2007). The history and technical capabilities of Argus. *Coastal Engineering*, 54(6-7), 477–491. doi:10.1016/j.coastaleng.2007.01.003
- Hsu, S. A., & Blanchard, B. W. (2007). Characteristics of Wind–Wave Interaction During an Intense Extratropical Cyclogenesis. *Journal of Coastal Research*, 23(5), 1287–1291.
- Hu, X., Liu, L.-Y., Li, S.-J., Xiao, B.-L., & Liu, M.-X. (2009). Estimation of Sand Transportation Rate for Fixed and Semi-Fixed Dunes Using Meteorological Wind Data. *Pedosphere*, 19(1), 129–136.
- IPCC, (2007). Fourth Assessment Report: Climate Change 2007: The Physical Science Basis: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. (S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, H. L. Miller – eds.). Cambridge: Cambridge University Press, 996pp.
- IPCC, (2013). Fifth Assessment Report: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley - eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Joseph, D. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3), 437–471.
- Komar, P. D. (1998). Beach processes and sedimentation. (R. A. Mc Connin, Ed.) PrenticeHall I (Vol. 2, p. 544). Prentice-Hall.
- Lasa, C. I. (2010). Estudio de la variabilidad climática de valores extremos de oleaje. Universidad de Cantabria.
- Lélis, R. J. F., & Calliari, L. J. (2006). Historical Shoreline Changes Near Lagoonal and River Stabilized Inlets in Rio Grande do Sul State , Southern Brazil . *Journal of Coastal Research*, 2004(39), 301–305.
- Lim, E.-P., & Simmonds, I. (2007). Southern Hemisphere Winter Extratropical Cyclone Characteristics and Vertical Organization Observed with the ERA-40 Data in 1979–2001. *Journal of Climate*, 20(11), 2675–2690.
- Lins de Barros, F. M. (2010). Contribuição Metodológica para Análise Local da Vulnerabilidade Costeira e Riscos Associados: estudo de caso da Região dos Lagos. Universidade Federal do Rio de Janeiro.

- Machado, A. A., Calliari, L. J., Melo, E., & Klein, A. H. da F. (2010). Historical assessment of extreme coastal sea state conditions in southern Brazil and their relation to erosion episodes. *Pan-American Journal of Aquatic Sciences*, 5(2), 277–286.
- Maia, N. Z. (2011). Avaliação da elevação do nível do mar e riscos de inundação costeira associados à passagem de ciclones no Balneário Hermenegildo, RS. Universidade Federal do Rio Grande.
- Marone, E., & Camargo, R. de. (1994). Maré Meteorológica no Litoral do Estado do Paraná: O evento de 18 de 1993. *Nerítica*, 8(1-2), 73–85.
- Meaden, G. T., Kochev, S., Kolendowicz, L., Kosa-Kiss, a., Marcinoniene, I., Sioutas, M., ... Tyrrell, J. (2007). Comparing the theoretical versions of the Beaufort scale, the T-Scale and the Fujita scale. *Atmospheric Research*, 83(2-4), 446–449. doi:10.1016/j.atmosres.2005.11.014
- Melo, E., Romeu, M. A. R., & Hammes, G. R. (2010). Condições extremas de agitação marítima ao largo de Rio Grande a partir do modelo WW3. In 4o Seminário e Workshop em Engenharia Oceânica (pp. 1–20). Rio Grande.
- Menezes, J. . T. de, & Klein, A. H. da F. (2004). Coastal Erosion Vulnerability Analysis Methodology. *Journal of Coastal Research*, 39(SI), 1811–1813.
- Miller, A. J., Cayan, D. R., & Barnett, T. P. (1994). The 1976-77 Climate Shift of the Pacific Ocean. *Oceanography*, 7(1), 21–26.
- Muehe, D. (2006). Erosão e Progradação do litoral brasileiro (p. 476). Brasília: Ministério do Meio Ambiente.
- Oliveira, M. M. F. de, Ebecken, N. F., Oliveira, J. L. de, & Santos, I. de A. (2009). Neural Network Model to Predict a Storm Surge. *Journal Of Applied Meteorology And Climatology*, 48(January), 143–155.
- Parise, C. K. (2007). Padrões atmosféricos sinóticos geradores de marés meteorológicas intensas e a resposta morfodinâmica da Praia do Cassino. Universidade Federal de Rio Grande, monografia, 60p.
- Parise, C. K., Calliari, L. J., & Krusche, N. (2009). Extreme storm surges in the south of Brazil: atmospheric conditions and shore erosion. *Brazilian Journal of Oceanography*, 57(3), 175–188.
- Peixoto, J. P., & Oort, A. H. (1992). Physics of Climate. From review by Walter Robinson Univ of Illinois UrbanaChampaign in *Bulletin of the American Meterological Society* Vol 73 No 11 Nov 1992 (p. 520). American Institute of Physics.
- Pezza, A. B., & Ambrizzi, T. (2003). Variability of Southern Hemisphere cyclone and anticyclone behavior: Further analysis. *Journal of Climate*, 16, 1075–1083.
- Pezza, A. B., Durrant, T., Simmonds, I., & Smith, I. (2008). Southern Hemisphere Synoptic Behavior in Extreme Phases of SAM, ENSO, Sea Ice Extent, and Southern Australia Rainfall. *Journal of Climate*, 21(21), 5566–5584.
- Pianca, C., Mazzini, P. L. F., & Siegle, E. (2010). Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. *Brazilian Journal of Oceanography*, 58(1), 53–70.

- Pugh, D. T. (1987). Tides, Surges and Mean Sea-Level. Environment (Vol. 8, p. 472). Swindon: John Wiley & Sons Ltd.
- Reboita, M. S. (2008). Ciclones Extratropicais sobre o Atlântico Sul: Simulação Climática e Experimentos Numéricos de Sensibilidade. Universidade de São Paulo.
- Reboita, M. S., Gan, M. A., Rocha, R. P. da, & Ambrizzi, T. (2010). Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. Revista Brasileira de Meteorologia, 185–204.
- Reboita, M. S., Krusche, N., Ambrizzi, T., & Rocha, R. P. da. (2012). Entendendo o Tempo e o Clima na América do Sul. TERRÆ DIDÁTICA, 8(1), 34–50.
- Saraiva, J. M. B., Bedran, C., & Carneiro, C. (2003). Monitoring of Storm Surges on Cassino Beach, RS, Brazil. Journal Of Coastal Research, 35(Special Issue), 323–331.
- Shakina, N. P. (2009). Extratropical Cyclones and Anticyclones. In G. V. Gruza (Ed.), environmental structure and function: climate system VOLUME 1 (Vol. I, pp. 101–120). Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS).
- Simmonds, I., & Keay, K. (2000a). Mean Southern Hemisphere Extratropical Cyclone Behavior in the 40-Year NCEP–NCAR Reanalysis. Journal of Climate, 13(5), 873–885.
- Simmonds, I., & Keay, K. (2000b). Variability of Southern Hemisphere Extratropical Cyclone Behavior, 1958 – 97. Journal of Climate, 13(3), 550–561.
- Simmonds, I., Keay, K., & Tristram Bye, J. A. (2012). Identification and Climatology of Southern Hemisphere Mobile Fronts in a Modern Reanalysis. Journal of Climate, 25(6), 1945–1962.
- Son, C. B.; Noda, H. (1999) Cross-shore beach profile response to storm surge. In: International Symposium on Coasting Engineering and Science of Coastal Sediments Processes, Haupage, (pp. 354-366). New York.
- Sprott, J. C. (2003). Chaos and Time-Series Analysis. Book (Vol. 69, p. 507). Oxford University Press.
- Stone, G. W., Liu, B., Pepper, D. A., & Wang, P. (2004). The importance of extratropical and tropical cyclones on the short-term evolution of barrier islands along the northern Gulf of Mexico, USA. Marine Geology, 210(1-4), 63–78.
- Stone, G. W., & Orford, J. D. (2004). Storms and their significance in coastal morpho-sedimentary dynamics. Marine Geology, 210, 1 – 5.
- Storch, H., & Woth, K. (2008). Storm surges: perspectives and options. Sustainability Science, 3(1), 33–43.
- Tabajara, L. L., Martins, L. R., & Almeida, L. E. S. B. (2004). Resposta e Recomposição das Praias e Dunas após Sequência de Ciclones Extratropicais. Gravel, 2, 104–121.
- Toldo Jr, E. E., Almeida, L. E. S. B., Nicolodi, J. L., & Martins, L. R. (2005). Retração e Progradação da Zona Costeira do Estado do Rio Grande do Sul. Gravel, 3, 31–38.

- Toldo Jr, E. E., Dillenburg, S. R., Almeida, L. E. S. B., Tabajara, L. L., Martins, R. R., & Cunha, L. O. B. P. (1993). Parâmetros Morfodinâmicos da Praia de Imbé, RS. *Pesquisas*, 20(1), 27–32.
- Tolman, H. L. (2002). Use manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 2.22 (p. 133). Washington.
- Tomazelli, L. J., Dillenburg, S. R., & Villwock, J. A. (2000). Late Quaternary geological history of Rio Grande do Sul coastal plain, southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3), 474–476.
- Tomazelli, L. J., & Villwock, J. A. (2005). Mapeamento Geológico de Planícies Costeiras : o Exemplo da Costa do Rio Grande do Sul. *Gravel*, 3, 109–115.
- Truccolo, E. C. (2011). Assessment of the wind behavior in the northern coast of Santa Catarina. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 26(3), 451–460.
- Truccolo, E. C., Franco, D., & Schettini, A. F. (2006). The low Frequency Sea Level Oscillations in the Northern Coast of Santa Catarina , Brazil. *Journal of Coastal Research*, 2004(39), 547–552.
- Vera, C. S., Vigliarolo, P. K., & Berbery, E. H. (2002). Cold Season Synoptic-Scale Waves over Subtropical South America. *Monthly Weather Review*, 130(3), 684–699.
- Vianna, M. L., Menezes, V. V., Pezza, A. B., & Simmonds, I. (2010). Interactions between Hurricane Catarina (2004) and warm core rings in the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 115(C7), C07002.
- Villwock, J. A. (1987). Processos costeiros e a formação de praias arenosas e campos de dunas ao longo da costa sul e sudeste brasileira. In *Anais do Simpósio sobre Ecossistemas da Costa Sul e Sudeste Brasileira* (pp. 380–398). Cananéia.
- Webster, P. J., Holland, G. J., Curry, J. A., & Chang, H. R. (2005). Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. *Science*, 309, 1844–1846.
- Welch, P. D. (1967). The use of fast Fourier transform for the estimation of power spectra: A method based on time averaging over short, modified periodograms. *Transactions on Audio and Electroacoustics, IEEE*, 15(2), 70–73.
- Zar, J. H. (1999). *Biostatistical analysis. Power* (Fourth edi., Vol. 19, p. 663). Prentice Hall.
- Zhang, K., Douglas, B. C., & Leatherman, S. P. (2004). Global warming and coastal erosion. *Climatic Change*, 64, 41–58.