

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**UMA CLIMATOLOGIA DE ONDAS OCEÂNICAS PARA A  
PLATAFORMA CONTINENTAL SUL DO BRASIL**

**Renato Oliveira Cecilio**

Dissertação submetida em preenchimento  
parcial dos requisitos para o título de  
Doutor em Ciências.

Supervisor: Prof. Dr. Sergio R. Dillenburg

Porto Alegre - Julho / 2015



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**UMA CLIMATOLOGIA DE ONDAS OCEÂNICAS PARA A  
PLATAFORMA CONTINENTAL SUL DO BRASIL**

**Renato Oliveira Cecilio**

Supervisor: Prof. Dr. Sergio R. Dillenburg

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Ricardo de Camargo (IAG/USP)

Prof. Dr. Lauro Julio Calliari (IO/FURG)

Prof. Dr. Elirio E. Toldo Jr. (CECO/UFRGS)

Porto Alegre - Julho / 2015

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**

**Reitor:** Carlos Alexandre Netto

**Vice-Reitor:** Rui Vicente Oppermann

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**Diretor:** André Sampaio Mexias

**Vice-Diretor:** Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Cecilio, Renato Oliveira

An ocean wind-wave climatology for the Southern Brazilian Shelf . /  
Renato Oliveira Cecilio. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2015.  
[104 f.] il.

Tese (Doutorado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul.  
Graduação em Geografia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS -  
BR, 2015.

Orientador(es): Sergio Rebello Dillenburg

1. Wave Modeling 2. Wave Climate 3. Shoreface 4. Antepraia I.  
Título.

CDU 911

---

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Sibila Francine T. Binotto

CRB 10/1743

---

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre - RS - Brasil

CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.

Fone: +55 51 3308-6329 Fax: +55 51 3308-6337

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

Versão traduzida para o Português a partir da versão original em inglês: “An Ocean Wind-Wave Climatology for the Southern Brazilian Shelf”.

Favor atentar para a versão original sob risco de má interpretação do texto devido às diferenças inerentes aos idiomas.



Dedico essa tese a você, meu leitor, na esperança de que possa te ajudar a fazer alguma ciência.





# Sumário

ABSTRACT . . . . .	xi
RESUMO . . . . .	xiii
PREFÁCIO . . . . .	xv
<b>1 Introdução</b>	<b>1</b>
<b>2 Condições Atmosféricas</b>	<b>5</b>
2.1 Circulação Média . . . . .	5
2.2 Ventos de escala sinótica . . . . .	10
2.3 Modulações intrasazonais e interanuais . . . . .	16
2.4 Considerações finais . . . . .	23
<b>3 Descrição e validação do modelo</b>	<b>24</b>
3.1 Modelos numéricos . . . . .	24
3.2 Grades e configurações dos experimentos . . . . .	25
3.3 Validação do modelo . . . . .	27
3.3.1 Larga escala . . . . .	27
3.3.2 Escala regional . . . . .	36
3.4 Considerações finais . . . . .	46
<b>4 Variabilidade de ondas no espaço-tempo</b>	<b>50</b>
4.1 Padrões de onda em larga escala . . . . .	50
4.2 Condições de onda costa afora na PCS . . . . .	61
4.3 Condições de onda na antepraia da PCS . . . . .	74
4.4 Considerações finais . . . . .	86
<b>5 Conclusão</b>	<b>89</b>
<b>6 Referências</b>	<b>90</b>

# Lista de Figuras

1.1	Relevo da América do Sul (esq.) e Plataforma Continental e Planície Costeira Sul do Brasil (dir.). . . . .	2
2.1	Médias sazonais de longo-termo (1981-2010) de omega em média troposfera (500 hPa) e contornos de altura geopotencial em alto nível (250 hPa). . . . .	6
2.2	Médias sazonais de longo-termo (1981-2010) de ventos em alto nível (250 hPa). . . . .	6
2.3	Médias sazonais de longo-termo (1981-2010) de taxas de precipitação e pressão ao nível do mar. . . . .	7
2.4	Médias sazonais de longo-termo (1981-2010) de ventos em baixo nível (850 hPa). . . . .	7
2.5	Médias sazonais de longo-termo (1981-2010) de ventos em baixo nível (850 hPa) sobre a PCS e PS. . . . .	11
2.6	Médias sazonais de longo-termo (1981-2010) de ventos em superfície (10 m) sobre a PCS e PS. . . . .	11
2.7	Diagrama Hovmoller em latitude/tempo das anomalias de vento meridional a cada 6 horas em 250 hPa. . . . .	12
2.8	Sucessão de sistemas de alta e baixa pressão através da América do Sul. . . . .	14
2.9	Dados de vento zonal e meridional em superfície a cada 6 horas e sua passa-baixa de 40 dias durante 2012. . . . .	15
2.10	Climatologia de ciclogênese no oeste do Atlântico Sul reproduzido de Reboita (2008). . . . .	17
2.11	Passa-baixa de 40 dias da pressão ao nível do mar a cada 6 horas entre 1990/2012 e sua passa-baixa de 2 anos. . . . .	19
2.12	Comparação entre o índice OS e o sinal interanual nas extremidades da PCS. . . . .	20
2.13	Variação da amplitude da pressão ao nível do mar para eventos sinóticos individuais entre 1990/2012 e sua média móvel de 90 dias. . . . .	22
2.14	Períodos dos eventos sinóticos individuais entre 1990/2012 e sua média móvel de 90 dias. . . . .	22
3.1	Grades batimétricas usadas nas simulações. . . . .	26
3.2	Séries de médias diárias de altura sig. de onda para as partes norte, central e sul da quebra da PCS. . . . .	29
3.3	Média anual de altura sig. de ondas, modelada e observada. . . . .	30
3.4	Média anual do erro absoluto e média anual do erro absoluto relativo. . . . .	31

3.5	Séries de médias diárias de altura sig. de onda para as partes norte, central e sul da quebra da PCS. . . . .	32
3.6	Média anual de altura sig. de ondas, modelada e observada. . . . .	33
3.7	Média anual do erro absoluto e média anual do erro absoluto relativo. . . . .	34
3.8	Diagrama de densidade de dispersão de médias diárias de altura sig. de onda para as partes norte, central e sul da quebra da PCS. . . . .	35
3.9	Diagrama de densidade de dispersão de estatísticas de onda entre a grade de plataforma versus os dois conjuntos de dados de ondas. . . . .	37
3.10	Diagramas bidimensionais de estatísticas de ondas comparando os dados de Rio Grande e as simulações na grade de plataforma. . . . .	39
3.11	Diagramas bidimensionais de estatísticas de ondas comparando os dados de Tramandai e as simulações na grade de plataforma. . . . .	40
3.12	Diagrama de densidade de dispersão de altura sig. com os quatro experimentos rodados na grade costeira versus os dois conjuntos de dados de ondas. . . . .	42
3.13	Diagrama de densidade de dispersão de período de pico com os quatro experimentos rodados na grade costeira versus os dois conjuntos de dados de ondas. . . . .	43
3.14	Diagrama de densidade de dispersão de direção de pico com os quatro experimentos rodados na grade costeira versus os dois conjuntos de dados de ondas. . . . .	44
3.15	Diagramas bidimensionais de estatísticas de ondas dos resultados em Rio Grande, como obtidos no exp. 2 com vento e no exp. 4 sem vento. . . . .	47
3.16	Diagramas bidimensionais de estatísticas de ondas dos resultados em Tramandai, como obtidos no exp. 2 com vento e no exp. 4 sem vento. . . . .	48
4.1	Média de longo-termo (1990-2012) de altura sig. e período de pico como obtidos na grade A. Sul. . . . .	50
4.2	Exemplos de padrões de onda gerados pela ciclogênese centrada em 27°S. . . . .	52
4.3	Exemplos de padrões de onda gerados pela ciclogênese centrada em 35°S. . . . .	53
4.4	Exemplos de padrões de onda gerados pela ciclogênese centrada em 48°S. . . . .	54
4.5	Dois exemplos de ondas pós-frontais SE e um exemplo de mudança pré-frontal de ondas ENE para N/NW. . . . .	55
4.6	Exemplo de padrões de onda ENE gerados pela célula de alta pressão movendo-se para leste. . . . .	56
4.7	Exemplo de padrões de onda E/ESE gerados pela célula de alta pressão movendo-se para leste. . . . .	57
4.8	SVD de longo-termo de médias diárias de altura sig. e período de pico como obtidos na grade A. Sul (modos 1 a 3). . . . .	58
4.9	SVD de longo-termo de médias diárias de altura sig. e período de pico como obtidos na grade A. Sul, após passa-alta de 20 dias (modos 1 a 3). . . . .	59
4.10	SVD de longo-termo de médias diárias de altura sig. e período de pico como obtidos na grade A. Sul, após passa-alta de 20 dias (modos 4 a 6). . . . .	60
4.11	Grade batimétrica da Plataforma Continental Sul do Brasil (m). . . . .	62

4.12 Média de longo-termo (1990-2012) do espectro de potência de onda na quebra. . . . .	63
4.13 Média de longo-termo (1990-2012) do espectro de potência de onda na p. média. . . . .	64
4.14 Distribuição de longo-termo (1990-2012) da média anual do espectro de potência de onda, integrado nas frequências, na quebra. . . . .	65
4.15 Distribuição de longo-termo (1990-2012) da média anual do espectro de potência de onda, integrado nas frequências, na p. média. . . . .	66
4.16 Distribuição de longo-termo (1990-2012) da média anual do espectro de potência de onda, integrado nas frequências apenas entre 30 e 120°, versus o índice OS. . . . .	67
4.17 Distribuição de longo-termo (1990-2012) da média mensal do espectro de potência de onda, integrado nas frequências, na quebra. . . . .	68
4.18 Distribuição de longo-termo (1990-2012) da média mensal do espectro de potência de onda, integrado nas frequências, na p. média. . . . .	69
4.19 Distribuição intra-anual a cada 6 horas do espectro de longo-termo (1990-2012) de potência de onda ( $m^2/Hz$ ), integrado nas frequências, na quebra. . . . .	70
4.20 Distribuição intra-anual a cada 6 horas do espectro de longo-termo (1990-2012) de potência de onda ( $m^2/Hz$ ), integrado nas frequências, na p. média. . . . .	71
4.21 Mapas de médias mensais de longo-termo (1990-2012) de altura sig. sobre a PCS. . . . .	72
4.22 Mapa de média de longo-termo (1990-2012) de altura sig. sobre a PCS. . . . .	73
4.23 Batimetria (m) da grade costeira curvilínea. . . . .	75
4.24 Mapas de média de longo-termo (1990-2012) de altura sig. sobre a PCS na grade costeira. . . . .	77
4.25 Mapas de média de longo-termo (1990-2012) de altura sig. relativa sobre a PCS na grade costeira. . . . .	78
4.26 Média de longo-termo (1990-2012) do espectro de potência de onda na antepraia superior. . . . .	80
4.27 Distribuição de longo-termo (1990-2012) da média anual do espectro de potência, integrado nas frequências, na antepraia superior. . . . .	82
4.28 Distribuição de longo-termo (1990-2012) da média anual do espectro de potência, integrado nas frequências, na antepraia superior. . . . .	83
4.29 Distribuição de longo-termo (1990-2012) da média mensal do espectro de potência, integrado nas frequências, na antepraia superior. . . . .	84
4.30 Distribuição de longo-termo (1990-2012) da média mensal do espectro de potência, integrado nas frequências, na antepraia superior. . . . .	85

# Lista de Tabelas

- 3.1 Estatísticas de comparação de série entre altura sig. observada e modelada. . . 45
- 3.2 Estatísticas de comparação de série entre período de pico observado e modelado. 45
- 3.3 Estatísticas de comparação de série entre direção de pico observada e modelada. 45



# ABSTRACT

We initially expounded how geomorphologic features and sparse visual wave measurements, presented in previous works, point out to the possible existence of alongshore wave energy gradients over the Southern Brazilian Shelf (SBS). We have also examined the atmospheric conditions of the SBS, finding that intraseasonal oscillations can not only directly modulate the surface winds and sea level pressure but also indirectly modulate the period and amplitudes of synoptic-scale events. A good correlation between sea level pressure and the southern oscillation index on interannual timescales was also found, which attested the ENSO modulation.

Then, after briefly describe the two models utilized and the model grids and settings, the present study evaluated the proposed validation of the basin-scale model results against orbital altimetry and the validation of the regional-scale model results against the two available wave-buoy data over the SBS, discussing the extent to which the model reproduced local reality. Excluding localized errors, the WW3 model results of sig wave height on the Global and on the S. Atlantic grid could be considered as in very good agreement with observations, presenting remarkable similarities with observed altimetry data. Regarding the regional-scale modeling, both sig. height and peak periods as obtained on the Shelf grid were considered as in a very good agreement with observations. The peak directions, however, were classified as in poor agreement with observations. Nevertheless, the S or SSE waves were closely reproduced and it is only the ESE wave that was erroneously represented as approximately E or ENE by the model. The model results on the curvilinear Coastal grid were also considered as in very good agreement with observations for sig. height and peak periods but presented the same conflicting results regarding peak directions. We believe that these E or ENE waves were already incorrectly produced by the basin-scale model WW3, which then transferred this error downwards through the boundaries conditions. Increased spatial resolution certainly played a role and cannot be discarded, once it shows overall better statistics and greater variability of results, but it was the lowering of bottom friction that represented the major improvement in the curvilinear grid simulations.

Finally, we used our model results to show how the S. America blocks the waves generated by the westerlies, characterizing the western and southwestern S. Atlantic shelves with a general low energy mean wave climate. Lower mean peak periods were also found over the SBS indicating two important wave generation regions. We then showed examples of the extreme wave patterns induced by the presence of cyclones. Particular pre and post frontal conditions were also shown to fully characterize the synoptic-scale changes in the wave directions. The long-term mean offshore spectra showed predominance of S/SSW waves with secondary power peak composed by ENE/E waves, corroborating with the statement that SBS is essentially bimodal in wave directions. The power of S/SSW waves diminish northward and the power of ENE/E waves secondarily diminish southward, allowing us to state that SBS is located in the encounter between the influence of the westerlies and cyclones and the influence of the SAH. The interannual distribution as annual means showed distinctive rises periods in ENE/E wave power and secondarily in the ESE wave power, which are modulated by ENSO. The six-hourly intra-

annual distribution showed a core of S/SSW waves occurring centered in wintertime between April and September. There is also an ENE/E core that occurs mainly during the springs in opposition to the lower powers found during wintertime. Highest SE waves occur mainly during April and May and secondarily during the spring and are associated with the cyclones.

Along-shelf wave energy gradients near the coast are already seen on the 2 km resolution shelf grid, with higher energy located off both capes and off the northern coastal projection and only secondarily off the southern coastal projection. On the other hand, energy minimum is found between coastal projections off Rio Grande and secondarily between capes and coastal projections. The outer and mid-shelf declivities are not reflected on this energy pattern. Nearer to the coast, however, over depths shallower than 40 m the energy pattern does follow the bathymetric contours after a considerable drop of wave energy caused by bottom friction. Based on these results, we suggest the 40 m depth as the present day mean wave base and consequently the lower limit of the present SBS shoreface. The increased resolution of the Coastal grid allowed us to recognize that mean wave energy is in a more direct relation with the local shoreface width. It also permitted a clear geomorphological separation between the huge lower shoreface and the greater declivities of the tiny upper shoreface and the Albardão ridge. The upper shoreface mean wave power varies abruptly, decreasing from the half north to the half south points, in a clear response to large-scale mid-shelf declivities. Thus, the geological inheritance expressed through the shoreface width and mid-shelf declivities might indeed most times be more important to generate wave variability than the offshore wave power along-shelf variations itself.

Almost full refraction is observed between the bimodal offshore spectra and the upper shoreface spectra that were mostly found as ESE/SSE waves with increased SE wave importance and in an almost unimodal spectra. These results showed how the large and shallow SBS shoreface is responsible for an intense refraction of the waves, thus forcing them to approach the beach system with very small angles of attack. Additionally, the similarity between the mean power spectra of upper shoreface points indicated the sheltering effect caused by the capes and coastal projections and a windowing on the wave propagation until the shore, once shore normal waves reach the coast with higher energy than angled incoming waves. At between capes and coastal projections, where lower wave energies were found, there is a remarkable north/south asymmetry with higher energies to the north because of this refraction windowing, which closely fits the relative positioning of the different types of Holocene coastal barriers.

Altogether, it is possible to state that bottom friction plays a major role on wave differentiation along the SBS shoreface either by acting over different amounts of refraction or by acting over the different shoreface widths. In this sense, these results allow us to define the shoreline orientation, the shoreface width and the mid-shelf declivities as the key factors determining the wave power spectra that ultimately reach the shore of the SBS. The general patterns of the SBS wave climate could indeed be successfully determined here with the use of numerical models, allowing the quantification of the wave energy gradients over the SBS and the argumentation about the reasons of their existence.



# RESUMO

Inicialmente, expusemos como feições geomorfológicas e medições visuais de onda, apresentadas em trabalhos anteriores, apontam para a possível existência de gradientes de energia de onda ao longo da costa sobre a Plataforma Continental Sul (PCS). Examinamos também as condições atmosféricas da PCS e encontramos que oscilações intrasazonais podem não somente modular diretamente os ventos e a pressão como também indiretamente modular o período e amplitude dos eventos de escala sinótica. Uma boa correlação entre a pressão e o índice da oscilação sul foi encontrada em escala de tempo interanual, atestando a modulação pelo ENSO.

Em seguida, após descrever os dois modelos utilizados, as grades e as configurações, o presente estudo avaliou a validação dos resultados do modelo em escala de bacia versus a altimetria orbital e a validação dos resultados do modelo regional versus os dois dados de ondógrafo disponíveis sobre a PCS, discutindo o quanto o modelo reproduz a realidade local. Excluindo-se os erros localizados, os resultados de altura sig. do modelo WW3 na grade global e na grade do Atlântico Sul pode ser considerado como em muito boa concordância com as observações, apresentando semelhanças notáveis com os dados de altimetria. Em relação à modelagem regional, tanto a altura sig. quanto os períodos de pico como obtidos na grade de plataforma foram considerados como em boa concordância com as observações. As direções de pico, no entanto, foram classificados como pobre concordância. No entanto, as ondas de S ou SSE foram bem reproduzidas e são as ondas de ESE que foram erradamente representadas como E ou ENE pelo modelo. Os resultados na grade costeira também foram considerados como em muito bom acordo com observações para altura sig. e períodos de pico, mas apresentaram os mesmos conflitos sobre direções de pico. Acreditamos que essas ondas E ou ENE já foram produzidas de forma incorreta pelo modelo WW3 e em seguida transferidas através das condições de contorno. O aumento da resolução certamente desempenhou um papel e não pode ser descartada, uma vez que mostra melhores estatísticas e maior variabilidade dos resultados, mas foi a redução de atrito que representou a maior melhoria nas simulações da grade costeira.

Por fim, utilizamos nossos resultados do modelo para mostrar como o bloqueio das ondas geradas pelos ventos de oeste pela América do Sul, caracterizando as plataformas do oeste do Atlântico Sul com um clima de ondas de baixa energia. Períodos de pico médios mais baixos foram encontrados sobre a PCS indicando duas regiões de geração de ondas. Em seguida, mostramos exemplos de ondas extremas induzidas por ciclones. Condições pré e pós-frontais particulares também foram mostradas para caracterizar as mudanças nas direções de onda em escala sinótica. Os espectros médios costa afora mostraram uma predominância das ondas S/SSW com um pico de energia secundária composta por ondas ENE/E, corroborando com a afirmação de que a PCS é essencialmente bimodal em direções de onda. A potência das ondas S/SSW diminui para o norte e das ondas ENE/E secundariamente diminui para o sul, o que nos permite afirmar que a PCS está localizada entre a influência dos ventos de oeste e ciclones e a influência da Alta do Atlântico Sul. A distribuição interanual mostrou períodos distintos de ascensões da energia das ondas ENE/E e ESE, que são moduladas pelo ENSO. A distribuição intra-anual mostrou um núcleo de ondas S/SSW ocorrendo centrado no inverno entre abril e

setembro. Há também um núcleo ENE/E que ocorre durante as primaveras em oposição as potências mais baixas encontradas durante o inverno. Máximas ondas de SE ocorrem durante abril e maio e, secundariamente, durante a primavera e estão associadas com os ciclones.

Gradientes de energia de ondas junto à costa já são vistos na grade de plataforma, com maior energia localizada ao largo de ambos os cabos e da projeção costeira norte e apenas secundariamente ao largo da projeção costeira sul. Por outro lado, mínimo de energia é encontrado entre as projeções costeiras em Rio Grande e, secundariamente, entre os cabos e projeções costeiras. As declividades da plataforma média e externa não são refletidas nesse padrão de energia. Mais perto da costa, no entanto, em profundidades menores de 40 m o padrão de energia segue os contornos batimétricos após uma queda considerável da energia causada por atrito. Com base nestes resultados, sugere-se a profundidade de 40 m como o nível base de ondas dos dias de hoje e, conseqüentemente, o limite inferior da antepraia. O aumento da resolução na grade costeira permitiu-nos reconhecer que a energia das ondas possui uma relação mais direta com a largura da antepraia. Além disso, permitiu uma separação geomorfológica clara entre a enorme antepraia inferior e as maiores declividades da pequena antepraia superior e banco do Albardão. A energia das ondas na antepraia superior varia abruptamente ao longo da costa, diminuindo da metade norte para a metade sul, em uma relação clara com as declividades da plataforma média. Assim, a herança geológica expressa através da largura da antepraia e das declividades da plataforma média poderia ser mais importante para gerar variabilidade de onda do que as próprias variações de onda costa afora ao longo da costa.

Uma refração quase completa é observada entre os espectros bimodais costa afora e os espectros na antepraia superior que foram encontrados principalmente como ondas ESE/SSE com maior importância da onda SE e em um espectro quase unimodal. Esses resultados mostram como a grande e rasa antepraia da PCS é responsável por uma refração intensa das ondas, forçando-as a aproximar-se do sistema praiar com pequenos ângulos de ataque. Além disso, a semelhança entre os espectros na antepraia superior indicou o efeito de abrigo causado pelos cabos e projeções costeiras e uma “janela de refração” sobre a propagação de ondas até a costa, uma vez que ondas normais à costa chegam com energia maior do que ondas em ângulo. Entre cabos e projeções costeiras, onde as energias de onda mais baixas foram encontradas, há uma assimetria norte/sul notável com energias superiores para o norte por causa dessas janelas de refração, a qual se ajusta perfeitamente a posição relativa dos diferentes tipos de barreiras costeiras do Holoceno.

Com isso, é possível afirmar que o atrito desempenha papel importante na diferenciação de onda ao longo da antepraia da PCS seja agindo sobre diferentes quantidades de refração ou agindo sobre as diferentes larguras da antepraia. Neste sentido, estes resultados permitem-nos definir que a orientação da linha de costa, a largura da antepraia e as declividades da plataforma média como os principais fatores que determinam o espectro de energia das ondas que chegam à costa da PCS. Os padrões gerais do clima de ondas da PCS puderam ser determinados aqui com a utilização de modelos numéricos, permitindo a quantificação dos gradientes de energia das ondas sobre a PCS e a argumentação sobre as razões de sua existência.

# PREFÁCIO

Era uma vez, não muito tempo atrás, quando a completa quantificação de processos e propriedades oceânicas poderia ser considerada como virtualmente impossível. Estes dias se acabaram.

Inicialmente, os proibitivos altos custos de medições oceânicas sinóticas e a dificuldade de mante-las através de longos períodos levaram a observações fragmentadas no espaço e no tempo. No entanto, com o advento dos computadores modernos, as interpolações e extrapolações quantificadas dos padrões observados foram possíveis com o uso de equações empíricas discretizadas no espaço e no tempo, em um método chamado modelagem numérica.

Hoje em dia, um grande número de modelos numéricos estão disponíveis ao público produzindo um crescimento exponencial de usuários e de resultados quantitativos. No entanto, a qualidade de resultados de modelos depende de recalibrações apropriadas a certas geometrias e forçantes, chamadas de testes de sensibilidade.

Este longo processo de calibração é dificilmente disponível em dias de competitividade pelo número de publicações ou sob calendários acadêmicos apertados. Comumente, experimentos publicados reiniciam do zero com novas geometrias e forçantes sem deixar espaço para a continuidade, o que conseqüentemente gera o espalhamento de resultados pobres.

Durante meu doutorado, ousei tentar ajustar um punhado de diferentes modelos numéricos de dinâmica de fluidos geofísicos e transporte de sedimentos para quantificar processos costeiros sobre toda a Plataforma Continental Sul (PCS). Sob extremo esforço computacional estes modelos foram sujeitados à intensos testes de sensibilidade de geometrias e parâmetros numéricos. Sempre que possível os resultados foram comparados com observações existentes, quantificando sua validação.

A dinâmica da pluma do Rio da Prata e sua incursão anual sobre águas brasileiras, os jatos de ressurgência de verão e as correntes de fundo sobre a PCS são exemplos de resultados já obtidos para hidrodinâmica. Transporte de sedimentos por arrasto até a isóbata de 35 m com concentrações de  $10^3 \text{ kg/m}^3$  na antepraia superior foram também encontrados, com espessura de sedimentos indicando transporte para a costa por assimetria de ondas.

No entanto, devido a dificuldades esperadas como os imensos tamanhos de matrizes para a modelagem de alta resolução e a absoluta falta de observações de campo para validação dos modelos, a presente tese focou no esforço de modelagem de ondas.

Não obstante, o projeto esta em andamento e este trabalho é considerado apenas o primeiro passo para a modelagem costeira 3D de toda a plataforma. Este sistema de modelagem oceanica deverá ser mantido atualizado e disponível ao público no “website” do projeto ([www.renatocecilio.org](http://www.renatocecilio.org)).



# Capítulo 1

## Introdução

A evolução em escala geológica de tempo de uma antepraia arenosa construída por ondas, com sua conhecida forma exponencial, acredita-se ser dependente do espectro de onda incidente e seus gradientes, mudanças do nível relativo do mar e balanço sedimentar. Assim, a ocorrência de abundância de areia sob uma possível condição de estabilidade do nível do mar leva a uma situação onde gradientes de onda se tornam a principal forçante controlando a evolução costeira.

Como veremos, esta situação idealizada lembra a presente situação sobre a Plataforma Continental Sul (PCS) e a Planície Costeira Sul (PS), apresentadas na Figura 1.1. Ambas PCS e PS como entendidas no presente trabalho, situam-se entre 28,6 °S and 34,4 °S do leste da América do Sul, respectivamente entre Cabo de Santa Marta (Brasil) e Cabo Polônio (Uruguai). Elas compartilham uma linha de costa quase contínua e gentilmente sinuosa com aproximadamente 800 km, com uma orientação geral NE-SW, que forma duas projeções costeiras.

O fundo da antepraia ao longo da costa consiste principalmente de sedimentos arenosos, passando a areia fina bem selecionada sobre o sistema praial (Martins, 1967; Martins and Correa, 1996). Também apresenta a típica forma exponencial de costas arenosas dominadas por ondas, referido como perfil de equilíbrio da antepraia (e.g. Fachin, 1998; Gruber et al., 2003).

A longa linha de costa somente é interrompida por canais rasos de algumas lagunas e pequenos rios perto das terras altas ao norte. Exceção são os 20 m da desembocadura da Laguna dos Patos onde se localiza o canal de acesso ao porto de Rio Grande, considerado o segundo mais importante do Brasil. Esta grande continuidade da linha de costa é uma consequência direta de sua condição micro-mareal, com amplitudes que mal atingem meio metro. Mais significante oscilações de nível são impostas por empilhamento por vento quando atingem até 1,9 m (Calliari et al., 1998; Saraiva et al., 2003 e Parise et al., 2009).

Sobre terra, a imensa baixa planície costeira é praticamente toda clástica, se estende sobre 40 mil km<sup>2</sup> com milhões de habitantes e apresenta duas lagunas maiores (Patos e Mirim), junto a uma série de outras menores. Esta região foi descrita por Villwock et al. (1986) como sendo composta por quatro sistemas deposicionais barreira-lagoa formadas pelos ciclos gálico-eustáticos de variações do nível do mar ocorridos durante o Quaternário Tardio (últimos 400 m.a.) deixando uma barreira arenosa criada por ondas no máximo transgressivo de cada evento. Descrição geológica pode ser encontrada em Tomazelli et al. (2000).

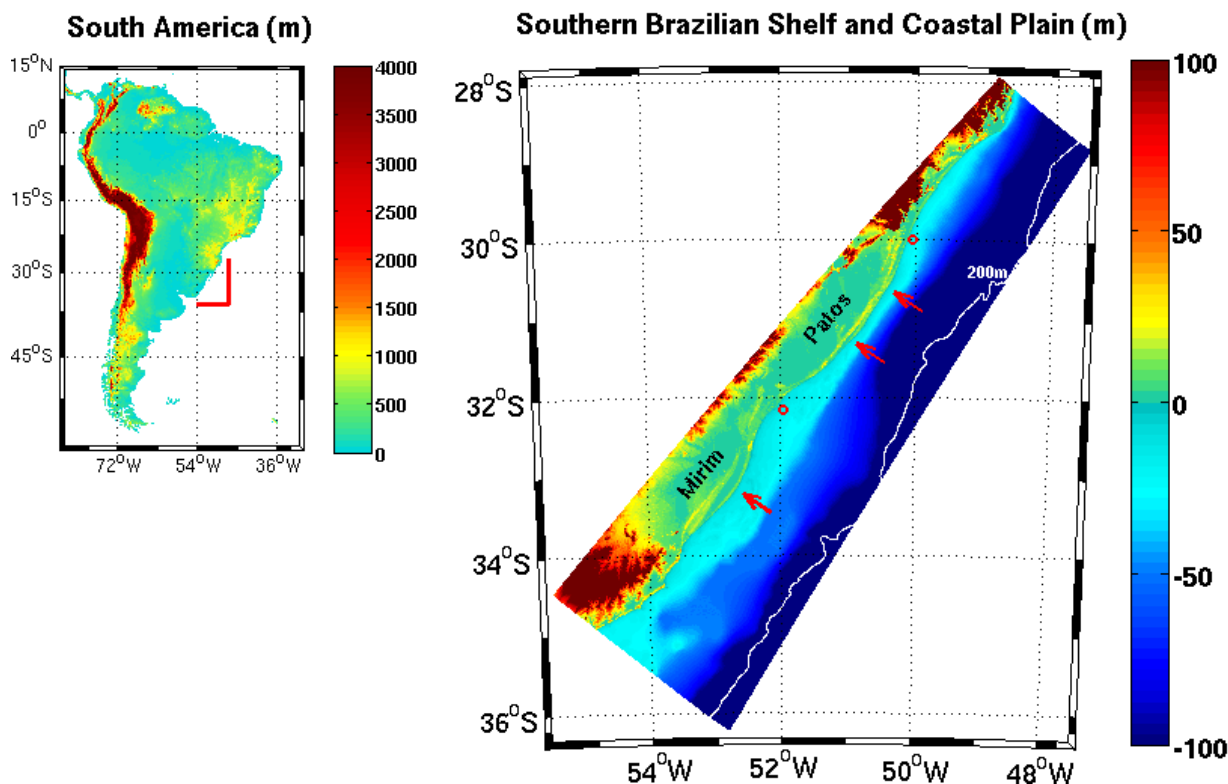


Figura 1.1: Relevo da América do Sul (esq.) e Plataforma Continental e Planície Costeira Sul do Brasil (dir.). Flechas vermelhas indicam a posição aproximada das maiores energias de ondas e círculos vermelhos as posições de medições de ondógrafo usadas no processo de validação (Rio Grande e Tramandai). Detalhes no texto.

Apesar da origem e evolução dessa importante e extensa área ser intimamente ligada ao processo de manutenção de antepraia e barreira por ondas e de sua sensibilidade a qualquer possível mudança no clima de ondas, a energia de ondas atingindo a costa da PCS ainda não foi propriamente quantificada.

Isto é porque dados de ondas são escassos no espaço e no tempo. Por todo o século XX o único dado de ondas oceânicas foi apresentado por Wainer (1963) que, por motivos de engenharia portuária, usou uma eco-sonda invertida (registrando em papel termal) entre Outubro 1962 e Setembro 1963 em 17,5 m em frente a Tramandaí.

Os autores determinaram o espectro de ocorrências encontrando máximo de altura sig. de 4,8 m em Abril 1963 com predominância de 1,5 m e período de 8 s. A direção de incidência foi adquirida visualmente, indicando ondulações e vagas respectivamente de sudoeste e leste com cristas quase paralelas a costa quando em águas rasas.

Na virada do século e de novo por interesse de engenharia portuária, Strauch (2001) apresentou a medição realizada com ondógrafo direcional localizada perto da desembocadura da Laguna dos Patos em 17 m entre 1996 e 1999. Os dados indicam que, ao menos em frente a Rio Grande, o predomínio é de ondas com altura sig. média de 1 m e direção  $100^\circ$  (ESE) com período médio de 8 s e altura sig. média de 1,5 m e direção  $160^\circ$  (SSE) com período médio de 12 s.

Mais recentemente, Strauch et al. (2009) apresenta uma comparação entre os dados previa-

mente obtidos em Rio Grande e novos dados obtidos em 17,5 m em Tramandaí durante 2006 e 2007. Eles relatam uma grande similaridade entre o regime de ondas do outono e verão destas duas localidades.

Nas cercanias da PCS também apenas poucas medições foram feitas. Araujo et al. (2003) apresentou uma descrição estatística das condições de ondas com base em dados de ondógrafo direcional fundeado apenas 150 km ao norte da PCS em aproximadamente 80 m. Seus resultados indicam a predominância de ondulações sobre as vagas durante o outono e inverno e de vagas durante a primavera. No verão, há um equilíbrio entre ambas. Sua análise mostrou uma ondulação bem definida de 12 s de sul e vagas com 8 s de leste.

Ao sul da PCS, entre a costa do Uruguai e da Argentina, a mesma falta de dados existe e também com diversas lacunas nos registros.(Dragani et al., 2008; 2013). Lá, o SE, o E e o S são as principais direções de propagação, com 43.7%, 24.9% e 14.4% das ocorrências, respectivamente. Alturas foram predominantemente entre 0,5 e 2 m com mais ondas de S quando altura excede 2 m. Para a mais comum onda de SE, um máximo relativo com 10 s de período e 0,8 m de altura e outro com 5 s e 1,25 m puderam ser claramente identificados.

Esta quase inexistência de dados ao longo da costa, entretanto, não esconde os efeitos das ondas sobre a geomorfologia costeira. De acordo com a curva do nível do mar proposta por Angulo et al. (1999, 2006) para uma área adjacente, o comportamento do nível do mar pode ser considerado estável ou quase pelos últimos 5 mil anos, porque a taxa de mudança do nível do mar é relativamente baixa (-0.4 mm/y).

Assim, Dillenburg et al. (2003) assumindo nível do mar estável, abundância de areia e em analogia ao modelo conceitual de May and Tanner (1973) para transporte de sedimento litorâneo, afirmou a hipótese de que as diferenças nos tipos de barreiras holocênicas ao longo da costa (Dillenburg et al., 2009) deveriam ter sido causadas por gradientes de energia de onda ao longo da costa. Eles propuseram que projeções costeiras convexas com maiores declividades de plataforma (até 70 m) concentrariam a energia de onda, resultando em erosão costeira, enquanto um embaçamento costeiro côncavo com baixa declividade divergiria a energia de onda e, conseqüentemente, induziria a deposição de sedimentos.

Toldo et al. (2006), embora observando extensa retração da costa ao longo da projeção costeira norte, reportou duas acreções pontuais ocorrendo pelos últimos 30 anos e associou à redução de transporte de areia ao longo da costa devido à mudanças na orientação da linha de costa. Esta redução produziria um “congestionamento” de areia que induz deposição e aumenta a largura da antepraia superior de menos de 1 km para mais de 3 km.

Os resultados deles mostram que, pelo menos em escala de tempo de engenharia, o comportamento da linha de costa pode ser predominantemente controlado por convergências e divergências e, portanto, por gradientes no espectro de potência de onda ao longo da costa.

Com todas as observações apontando para a existência de gradientes de ondas e seu potencial impacto sobre a dinâmica de areia, Martinho et al. (2009) compilou as poucas observações visuais de ondas ao longo da costa (Calliari and Klein, 1993 e Barletta, 2000) na busca por um padrão de larga escala.

Calliari and Klein (1993) visualmente obtiveram altura de quebra de onda (Hb) e o período de onda (T), durante um ano (Março 1991-1992), em praias da parte sul da planície. Os dados foram coletados medindo a diferença entre a altura de cristas e cavas de ondas em determinado ponto da arrebentação. Barletta (2000), de 1996 a 1999, visualmente coletou Hb e T ao longo da parte central também utilizando método visual qualitativo.

Então, Martinho et al. (2009) completou o cenário coletando dados de Hb e T para a parte norte durante um ano (Setembro 2004-2005). O método de medição visual utilizado foi o “line of sight” nomeado por Patterson and Blair (1983) e originalmente descrito por Ingle (1966).

No entanto, durante a compilação das três partes, estas diferenças de métodos de observação do parâmetro Hb e os diferentes períodos de observação forçaram os autores a uma classificação qualitativa de energia de onda, tornando impossível a comparação absoluta entre as energias de onda atingindo as projeções norte e sul, por exemplo.

Entretanto, eles puderam identificar três pontos de maior energia de onda (flechas vermelhas na Figura 1.1). Estas concentrações de energia de onda ocorreram nas projeções costeiras como previsto por Dillenburg et al. (2003) e, ao longo da projeção norte, aproximadamente onde Toldo et al. (2006) observaram extensa retração da costa e acreções pontuais.

O presente trabalho objetiva preencher esta necessidade de uma descrição quantitativa dos gradientes de onda ao longo da PCS e sua variabilidade no tempo, dessa forma corroborando a tese de sua existência. Os campos de ondas obtidos deverão ser usados em um modelo de transporte de sedimento para a evolução costeira da PCS.

No capítulo 2, caracterizamos as condições atmosféricas forçando as ondas oceânicas que atingem a costa da PCS, mostrando ventos típicos e a variabilidade da pressão atm. em diferentes escalas de tempo. No capítulo 3 descrevemos os modelos de onda utilizados e as configurações e grades dos experimentos e então apresentamos a validação versus altimetria orbital e dados de ondógrafos, discutindo o quanto o modelo reproduz a realidade. Finalmente, no capítulo 4 descrevemos as feições batimétricas da PCS e a variabilidade espaço-temporal dos campos modelados, identificando ondas típicas e suas origens. Por fim, esperamos propor um campo climatológico de ondas para a PCS de forma a ser usado em esforços de modelagem em escala geológica de tempo.

Este sistema de modelagem de ondas deverá ser mantido atualizado e disponível no “web-site” do projeto ([www.renatocecilio.org](http://www.renatocecilio.org)). Cada novo dado consistente coletado na região será usado para revalidar o modelo e quantificar possíveis alterações de qualidade.

Esperamos que possa assistir a engenharia ou geologia costeira e possivelmente ser usado para monitoramento do clima de ondas da PCS. Mais que isso, quantificar o clima de ondas, entender sua interação com estruturas ou sedimentos e prever as respostas associadas é a base de quase todos os problemas em engenharia costeira e oceânica (Dean and Dalrymple, 1991).



# Capítulo 2

## Condições Atmosféricas

Os fenômenos atmosféricos que originam as ondas oceânicas que atingem a costa da PCS ocorrem como eventos de escala sinótica (2 a 12 dias) imersos na circulação média atmosférica. No entanto, fortes modulações interanuais e intrasazonais fazem os eventos sinóticos muito diferente uns dos outros, forçando-os a serem tratados estatisticamente ou como estudos de caso de eventos particulares.

### 2.1 Circulação Média

A circulação geral atmosférica, detalhada em muitos livros de ciências atmosféricas (e.g. Marshall and Plumb, 2008), pode ser vista na variabilidade média anual da altura geopotencial de alto-nível e do movimento vertical na troposfera média (Figura 2.1), ventos em alto-nível (Figura 2.2), pressão ao nível do mar e taxa de precipitação (Figura 2.3) e ventos em baixo-nível (Figura 2.4) apresentados como mapas sazonais obtidos das médias mensais de longo-prazo (1981-2010) da reanálise do NCEP/NOAA ([www.esrl.noaa.gov/psd](http://www.esrl.noaa.gov/psd)) com 2,5° de resolução (Kalnay et al., 1996).

O aquecimento e expansão da atmosfera tropical e o esfriamento e contração sobre os polos, gerados por gradientes latitudinais de radiação solar incidente, leva a uma inclinação das superfícies de pressão e então à forças de gradiente de pressão dirigidas do equador para o polo. Esta inclinação é vista nas alturas de geopotencial de 250 hPa, apresentadas como isolinhas pretas na Figura 2.1, que mostram cinco contornos entre 11 km nos trópicos e 10 km no polo, com 0,25 km de intervalos (isolinha de 10 km ausente em DJF).

As maiores ascensão e precipitação ocorrem sobre o oceano tropical ao longo do cinturão de baixa pressão e convergência de ventos em superfície, chamado Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), o qual migra anualmente acompanhando a máxima radiação solar.

Enquanto este ar saturado flui em direção ao polo na alta atmosfera em resposta à força do gradiente de pressão, a perda radiativa de calor causa subsidência de larga-escala sobre grandes áreas dos oceanos subtropicais mantendo as persistentes células de alta pressão ao nível do mar, ar seco e circulação anticiclônica sobre o Atlântico Sul e Pacífico Sul, com apenas pequenas variações sazonais.

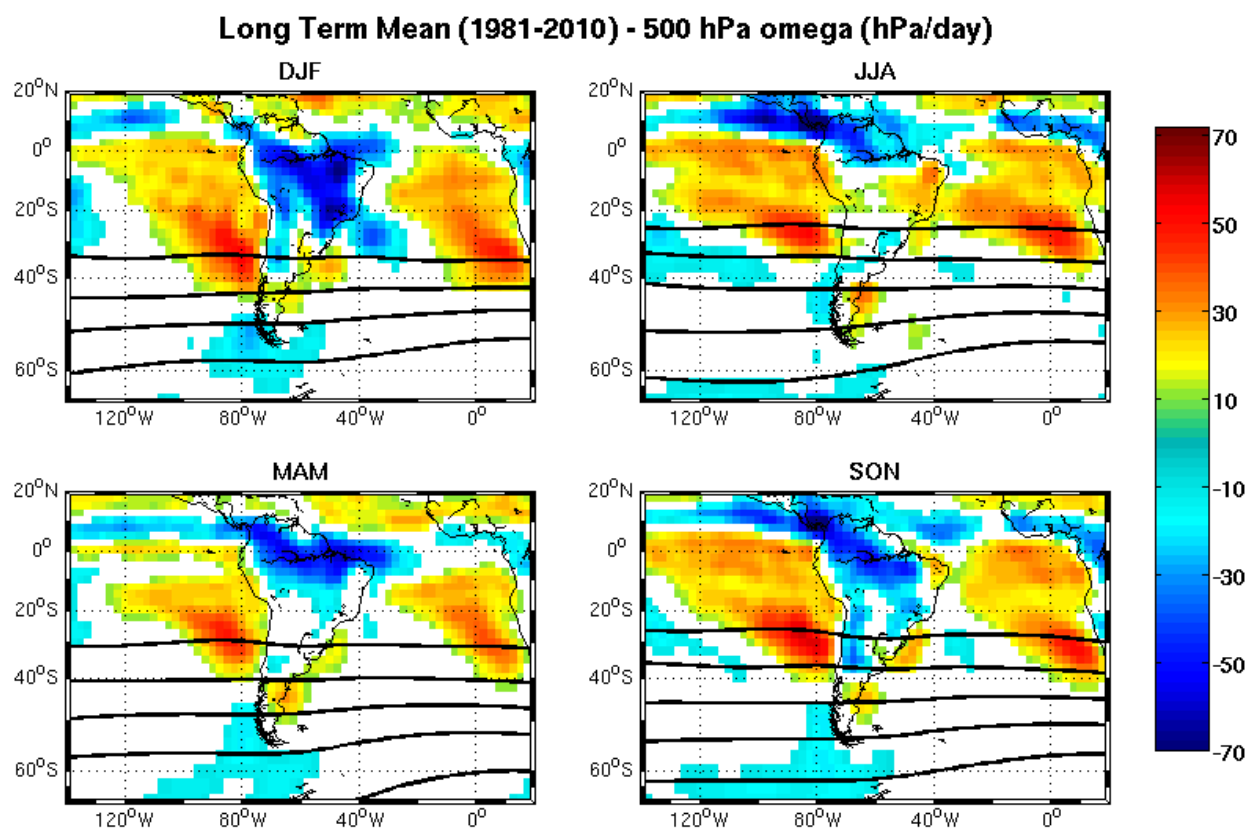


Figura 2.1: Médias sazonais de longo-termo (1981-2010) de omega em média troposfera (500 hPa) como indicador de movimento vertical. Linhas pretas são os contornos de altura geopotencial em alto nível (250 hPa) de 10 a 11 km com 0,25 km de intervalos.

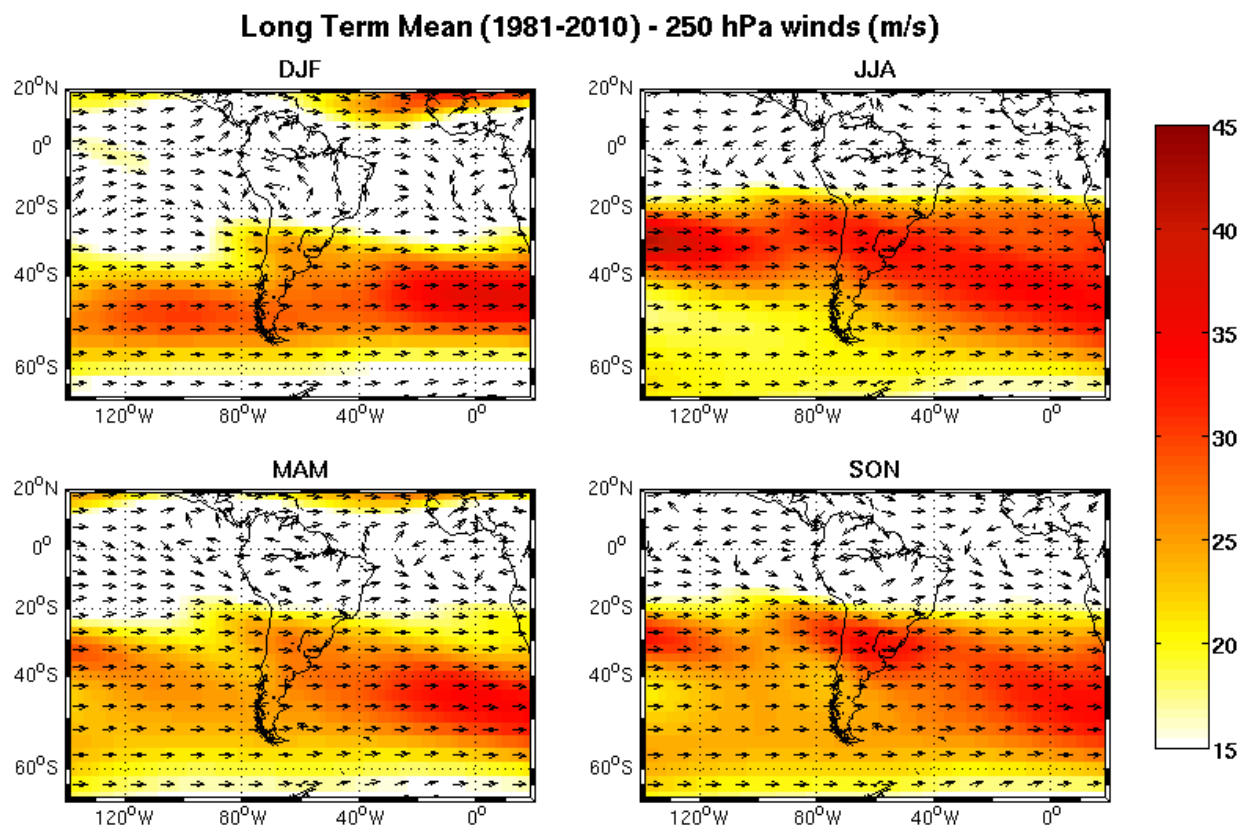


Figura 2.2: Médias sazonais de longo-termo (1981-2010) de ventos em alto nível (250 hPa).

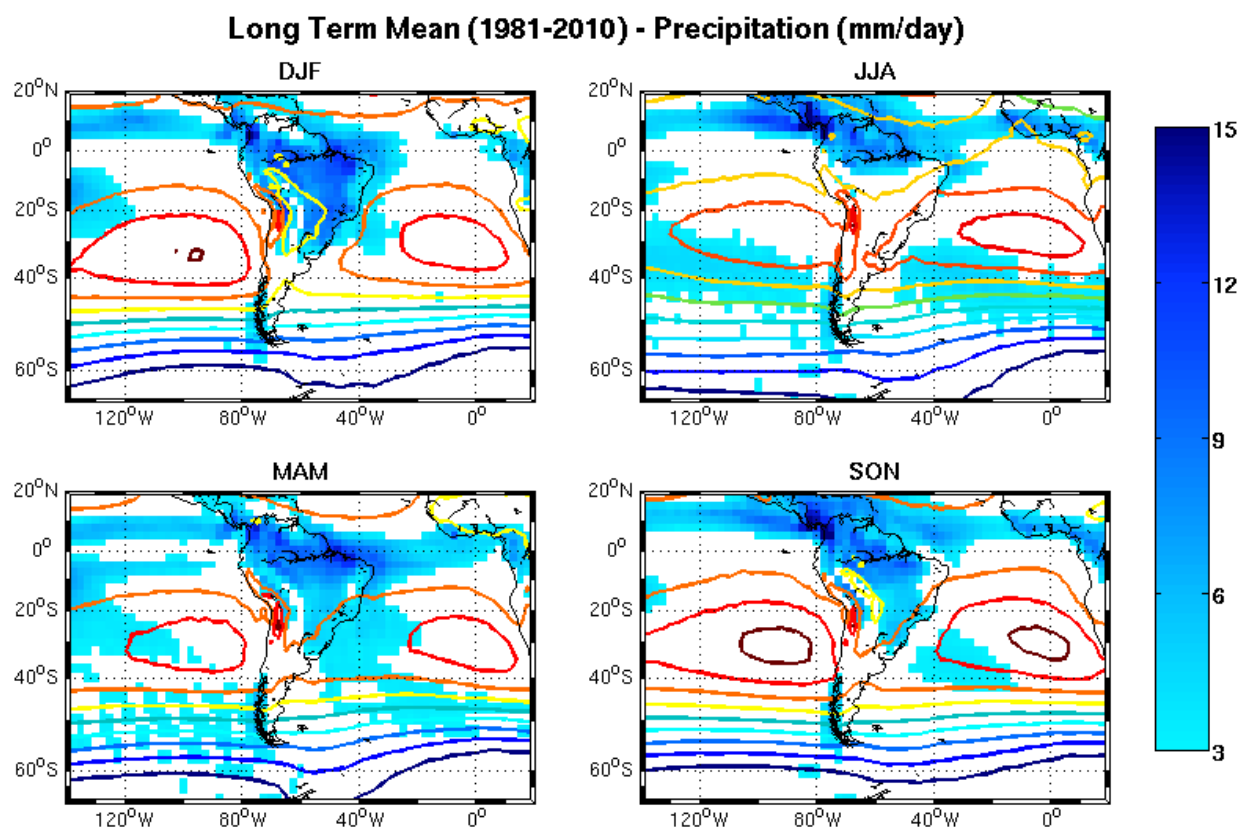


Figura 2.3: Médias sazonais de longo-termo (1981-2010) de taxas de precipitação. Contornos mostram pressão ao nível do mar de 990 (azul) a 1026 (vermelho) hPa com 4 hPa de intervalos.

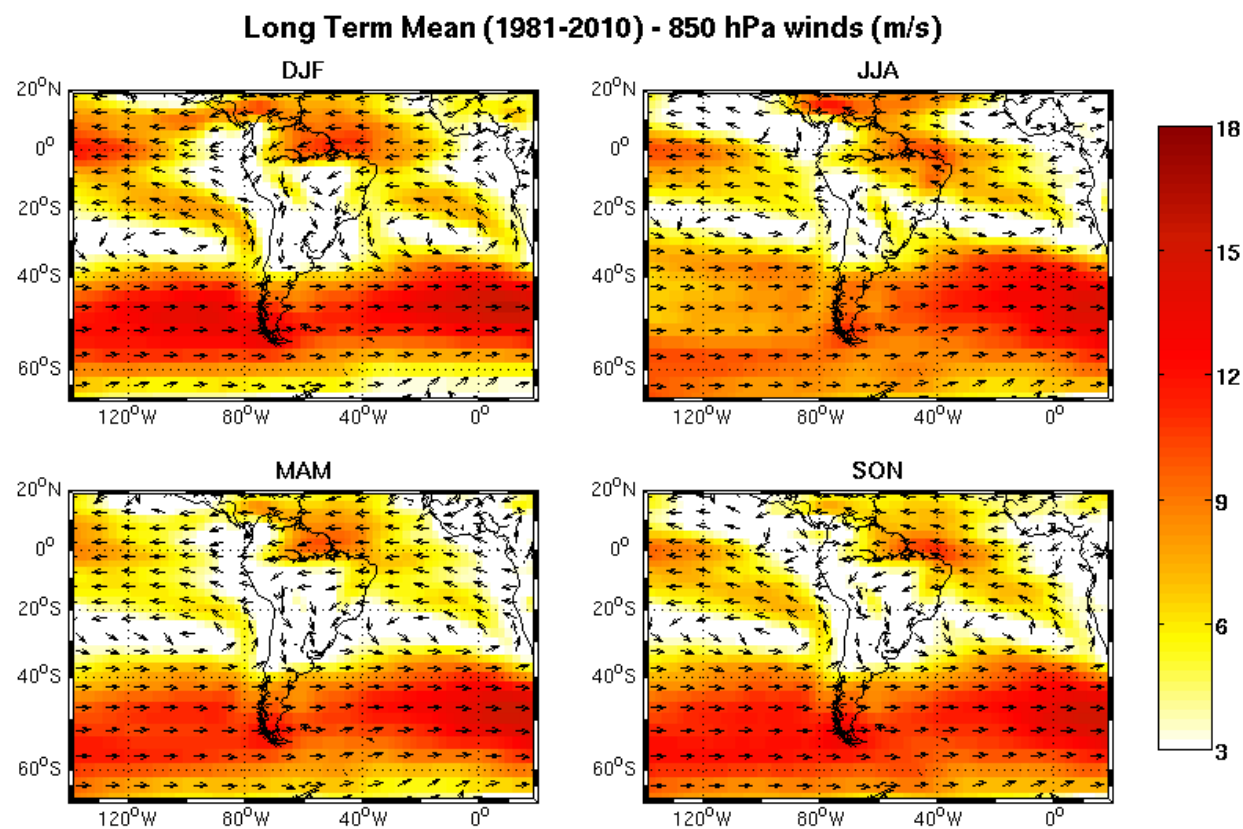


Figura 2.4: Médias sazonais de longo-termo (1981-2010) de ventos em baixo nível (850 hPa).

Sobre o continente, a ascensão prevalece na média e a pressão ao nível do mar é menor que sobre o oceano adjacente por todo o ano, forçando os ventos alíseos do Atlântico Sul tropical a mudar de direção, completando a circulação anticiclônica observada em baixos níveis.

Junto com a subsidência subtropical, os ventos alíseos de sudeste e a ascensão sobre a ZCIT, estes ventos em direção ao polo em altos níveis nos trópicos completam a célula de Hadley, uma feição importante da circulação geral atmosférica.

Do equador em direção ao pólo, o aumento da vortacidade planetária com a latitude força o ajuste geostrófico e a circulação na alta atmosfera adquire cada vez mais orientação para leste com o aumento da latitude sul. Ao mesmo tempo, conforme o ar mais quente tropical se move ao subtropical mais frio, o fortalecimento do gradiente de temperatura meridional e do gradiente de pressão baroclínico associado gera o jato subtropical, o qual delinea a fronteira sul da célula de Hadley sobre o Atlântico Sul (Figura 2.2).

Este jato subtropical tem velocidade média de 30 m/s com um de seus núcleos localizados aproximadamente entre 25/40 °S da América do Sul. Durante a maioria do ano, este núcleo assume orientação NW/SE sendo claramente distinguido nos ventos de altos níveis a barlavento da PCS. Durante o inverno, a presença dos ventos de oeste em 25 °S é notória, mas o jato ainda pode ser visto.

Ao sul de 30 °S, a vortacidade planetária fica maior que um e a circulação se torna predominantemente normal ao gradiente de pressão. Ali os ventos de oeste, os quais aumentam com a altura por balanço do vento térmico ao invés de atrito, são mais vistos por toda a profundidade da mais fina atmosfera de latitudes médias.

Estes ventos de oeste (Figuras 2.2 e 2.4) tem influência dominante por todo o ano em latitudes médias e são responsáveis pela alta precipitação no sul do Chile, devido à ascensão sobre o flanco oeste dos Andes, e pela seca a sotavento na Patagônia Argentina (Figura 2.3). Durante o verão, os ventos de oeste se contraem ao sul e mostram maiores velocidades de vento do que durante o inverno, quando as velocidades no núcleo decresce conforme migra para o norte.

Mais ao sul, perto de 50 °S, a convergência desses ventos de oeste em latitudes médias com os ventos de leste da subsidência sobre o Pólo Sul formam a frente subpolar e subsequentemente o jato subpolar com núcleos mais fortes sobre o Atlântico Sul do que sobre o Pacífico Sul.

Como mencionado, exceção seja feita às persistentes células de alta pressão subtropical, todos os outros padrões da circulação geral atmosférica mostram acentuada migração para o norte durante outono e início de inverno com subsequente retorno ao sul durante primavera e início de verão, em acordo com a variabilidade anual da radiação solar incidente causada pela inclinação do eixo de rotação da Terra.

No entanto, como ilustrado nas Figuras 2.1 a 2.4, a mais alta variabilidade é observada sobre o continente. Sobre a América do Sul, os padrões de variabilidade de clima e tempo surgem do longo tamanho meridional do continente com a contínua cordilheira dos Andes representando obstáculo formidável para o fluxo troposférico já que atinge mais de 4 km de altura desde o equador até quase 40 °S (Garreaud and Aceituno, 2007).

Durante a maioria do ano, o posicionamento da ZCIT sobre o Atlântico Norte força uma

incidência relativamente menor de convecção profunda sobre a parte central do continente, caracterizando a estação seca, interrompida ocasionalmente pela passagem de sistemas frontais oriundos de latitudes médias. O início da estação chuvosa que dá suporte à floresta amazônica tipicamente ocorre durante o verão austral, aproximadamente quando a ZCIT atinge o equador, permitindo que os alíseos de nordeste transportem umidade do oceano para a bacia amazônica.

Ao fim de Novembro, quando a ZCIT avança sobre a maior extensão zonal do continente (~5 °S), a convecção profunda cobre a maioria do centro da América do Sul do equador até 20 °S, mas é ausente sobre o nordeste do Brasil e planícies subtropicais. A fase final da estação seca tipicamente ocorre durante início do inverno e é relacionada com o retorno da ZCIT ao hemisfério norte.

Estes sistemas de circulação marcadamente sazonal, chamados monções, se desenvolvem em baixas latitudes sobre regiões continentais adjacentes a um oceano em resposta à mudanças no contraste termal terra/mar. Trabalhos como Zhou and Lau (1998), Nogués-Paegle et al. (2002), Vera et al. (2006), Marengo et al. (2010), Liebmann and Mechoso (2011) e suas referências, fizeram considerável avanço na caracterização do sistema de monção sul-americano.

A circulação de altos níveis durante esta estação chuvosa inclui um anticiclone bem definido, referido como Alta da Bolívia, que se estabelece sobre o centro do continente (15 °S / 65 °W) e é persistente para aparecer nas médias de longo termo de verão no nível de 250 hPa. Uma cava de alto nível também se desenvolve a sotavento, forçando a seca próximo à costa do nordeste do Brasil.

Em baixos níveis, a Baixa do Chaco gerada por calor e reforçada pelo papel de barreira das montanhas (Gandu and Silva Dias 1998 e suas referências), sendo a mais marcante feição durante o verão e pode ser considerada junto com a Alta da Bolívia como a resposta regional da circulação troposférica ao forte aquecimento convectivo sobre a Amazônia e o Brasil central.

A presença desta profunda baixa continental força os ventos tropicais de leste sobre a bacia amazônica a virar para sul, transportando grandes quantidades de umidade que alimentam as tempestades convectivas de verão sobre as planícies subtropicais até 35 °S.

Os trabalhos de Paegle (1998), Saulo et al. (2000, 2007), Salio et al. (2002), Campetella and Vera (2002) and Marengo et al. (2004) discutem como este fluxo de norte, após ser restringido pelo flanco leste dos Andes, quase sempre exhibe ao longo do ano uma estrutura de jato em baixos níveis (JBN, ~17 °S), com núcleo em 1 km de altura.

Embora seja, de fato, um fenômeno atmosférico de meso-escala, este nome foi estendido para identificar, de uma perspectiva de larga-escala, o corredor de umidade que existe ao longo do flanco leste dos Andes resultante da divisão dos alíseos após atingir as montanhas (Silva Dias, 2000).

A convergência em baixos níveis desses ventos tropicais de norte com os de oeste em latitudes médias, modulados pela variabilidade dos JBN e a atividade sinótica, gera uma banda de nuvens e precipitação para sudeste se estendendo do sul da Amazônia até o oeste do Atlântico Sul. Esta banda de convecção, chamada de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS, Kodama, 1992, 1993; Figueroa et al. 1995; Liebmann et al. 1999 e Carvalho et al. 2004), pode

eventualmente ser vista por todo o ano, mas é muito mais intensa e duradoura durante o verão quando se torna uma feição característica da monção, embora dificilmente persista por mais de 10 dias de cada vez.

Em resumo, a circulação média de larga-escala se apresenta como uma forte oscilação anual de uma zona de convergência entre ventos de baixos níveis de noroeste do trópico e de oeste em latitudes médias, atingindo a PCS a partir do continente e carregando imerso todos os fenômenos de escala sinótica para leste ou sudeste até o Atlântico Sul (Figura 2.5).

Sobre o oceano, a Alta pressão subtropical do Atlântico Sul (AAS) se move pra leste durante o verão, refletindo a redução de pressão sobre o continente. Devido ao atrito na camada limite atmosférica, o vento de superfície também mostra uma significativa componente ageostrófica dirigida da alta pressão para a baixa pressão.

O padrão resultante é mostrado na Figura 2.6 com as médias sazonais de ventos em superfície (10 m) interpolados da média de longo termo (1981-2010) em grade gaussiana com aproximadamente  $1.9^\circ$  para a mesma resolução de  $2.5^\circ$  apresentada nas figuras anteriores. Fica clara a predominância dos ventos de nordeste ao longo da costa brasileira, por todo o ano menos no inverno, sendo responsável por carrear calor e umidade do Atlântico Sul tropical para sudoeste. Sobre a PCS os ventos de superfície assumem uma direção quase leste, soprando ventos do mar sobre a costa a maior parte do ano.

É importante mencionar que estes ventos de superfície são os mesmos responsáveis pelo crescimento de ondas e, portanto, em uma hipotética ausência de fenômenos de escala sinótica o clima de ondas da PCS muito provavelmente seria de ondas unimodais de baixa amplitude de ENE, uma vez que os ventos de oeste não têm pista suficiente para gerar ondas grandes.

## 2.2 Ventos de escala sinótica

Na atmosfera extratropical, sistemas móveis de tempo com escala de tempo sinótica (2 a 12 dias) surgem da instabilidade hidrodinâmica do cisalhamento do vento térmico sobre os ventos de oeste, com o fluxo meandrando ou criando vórtices e gerando movimento meridional através de um mecanismo chamado de instabilidade baroclínica. Estes movimentos meridionais são então forçados à restauração pelo gradiente de vorticidade planetária, disparando a propagação de ondas de Rossby curtas.

Berbery et al. (1992), Hoskins and Ambrizzi (1993), Ambrizzi et al. (1995), Ambrizzi and Hoskins (1997), Mo and Paegle (2001), Marengo et al (2002) e, mais recentemente, Müller and Ambrizzi (2007, 2010) discutem estas ondas planetárias de Rossby e os padrões de teleconexão no hemisfério sul mostrando que a maior atividade de ondas de Rossby se dá na região dos jatos subtropical e subpolar, cujos fortes gradientes atuam como guia de ondas.

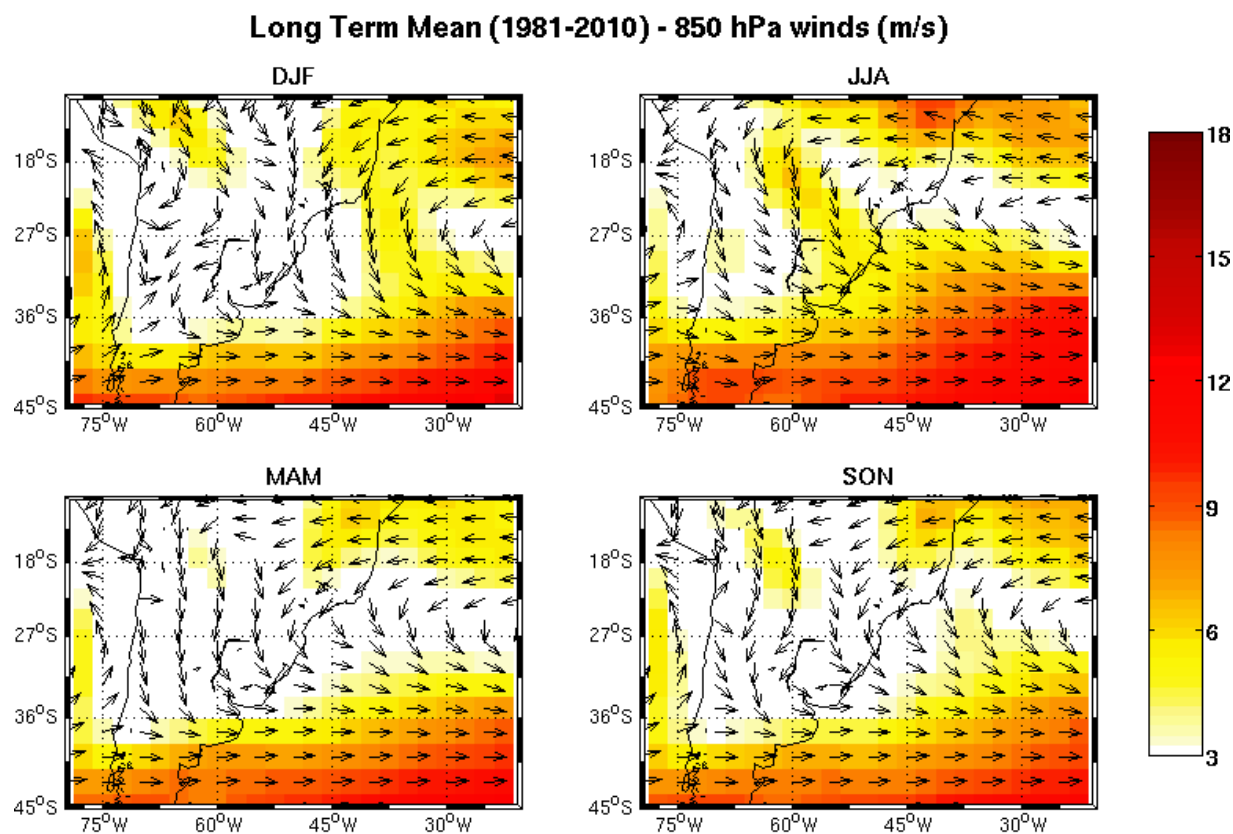


Figura 2.5: Médias sazonais de longo-termo (1981-2010) de ventos em baixo nível (850 hPa) sobre a PCS e PS.

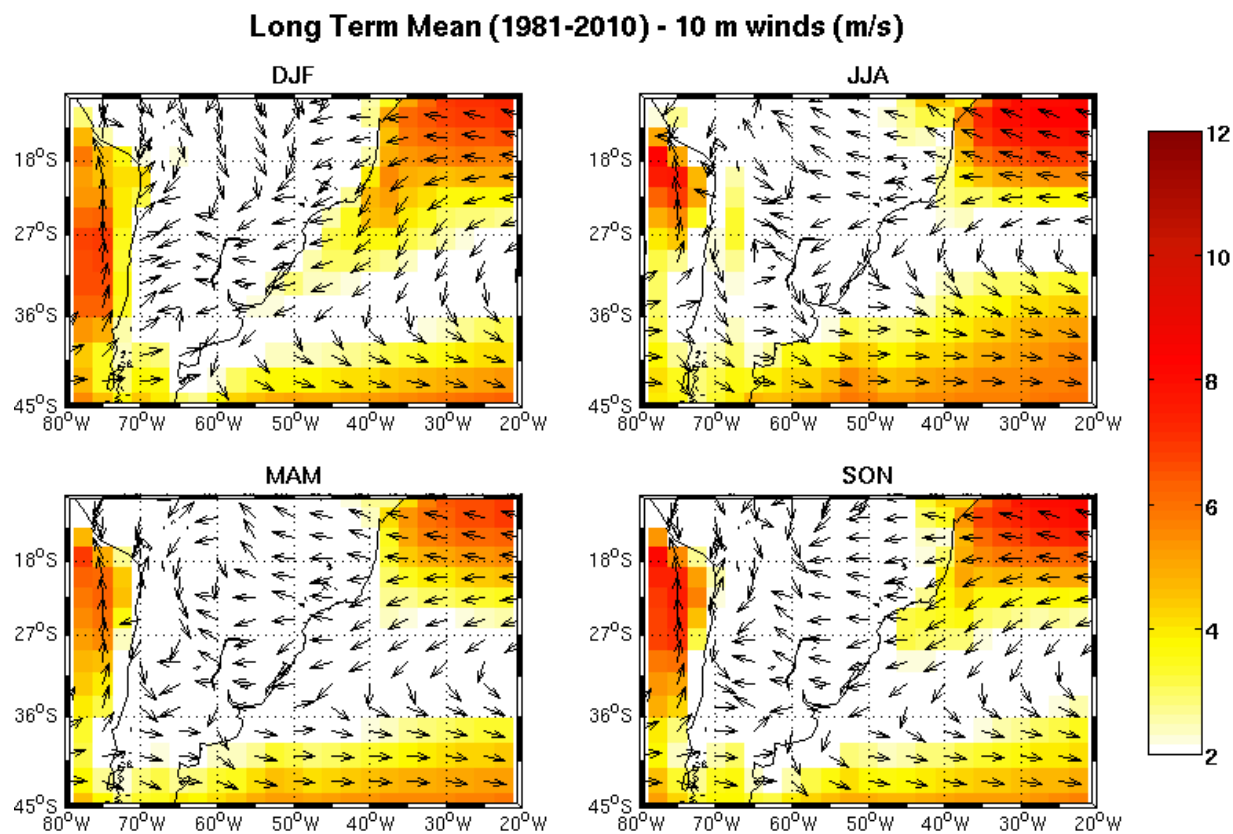


Figura 2.6: Médias sazonais de longo-termo (1981-2010) de ventos em superfície (10 m) sobre a PCS e PS.



Para ilustrar estas ondas de Rossby, apresentamos na Figura 2.7 um diagrama Hovmoller em longitude/tempo das anomalias do vento meridional em 250 hPa a cada 6 horas para o último ano das simulações (2012). Estas anomalias foram produzidas removendo a média sazonal com o uso de filtro passa-alta com flanco abrupto e frequência de corte de 90 dias. Os valores nas longitudes foram obtidos com médias latitudinais entre 45-55 °S (esquerda) e 30-40 °S (centro-direita) em tentativa de capturar os jatos subtropical e subpolar, respectivamente. Velocidades menores que 10 m/s foram omitidas por claridade.

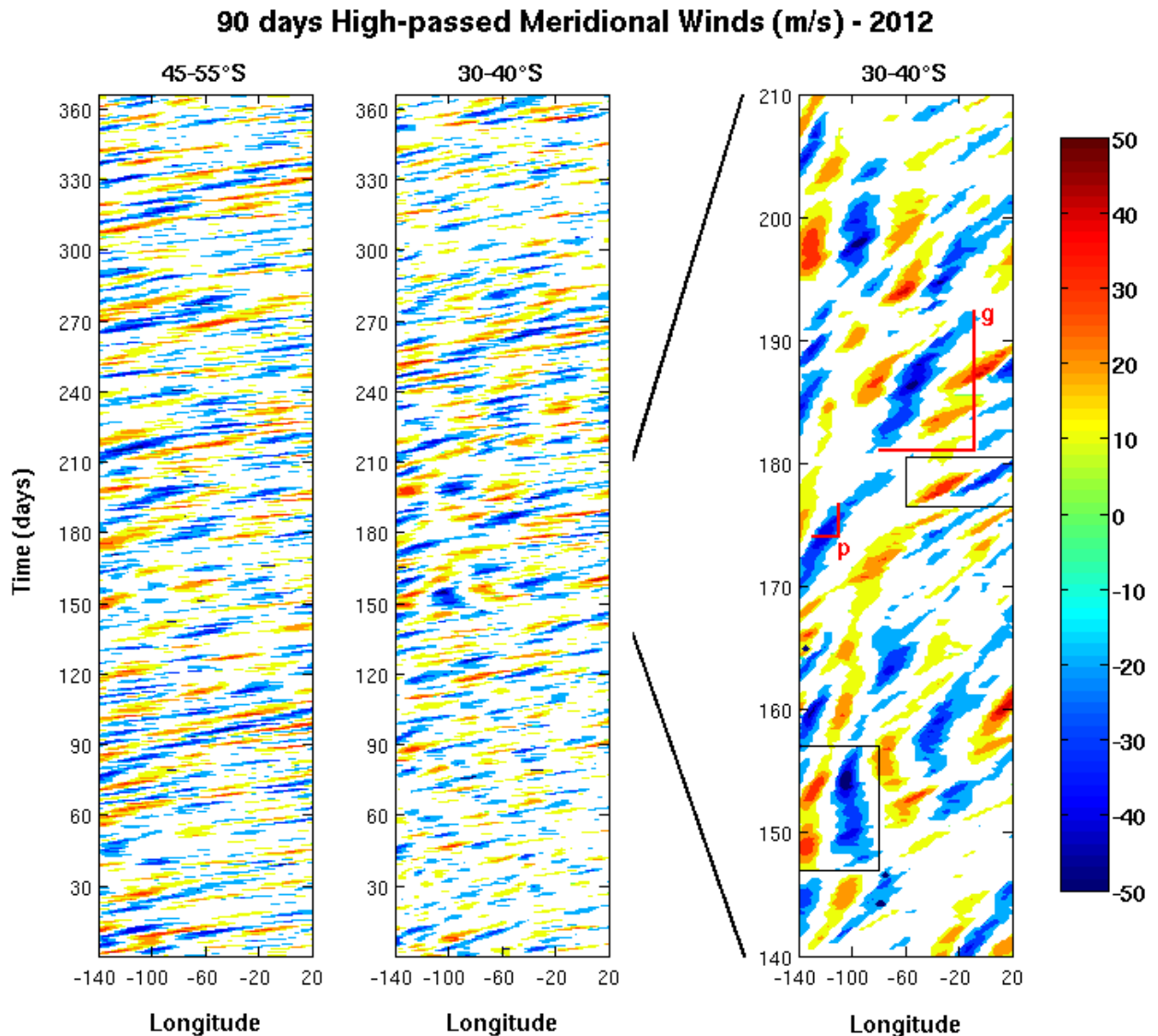


Figura 2.7: Diagrama Hovmoller em latitude/tempo das anomalias de vento meridional a cada 6 horas em 250 hPa depois de filtrado com passa-alta de 90 dias. Detalhes no texto.

As ondas planetárias de Rossby são vistas como padrões inclinados para leste de anomalias opostas dos ventos meridionais que formam as cavas e cristas de altos níveis. Em 30-40 °S as velocidades são maiores principalmente durante o inverno e em 45-55 °S as maiores velocidades são mais igualmente distribuídas ao longo do ano, em acordo com a variabilidade anual dos ventos de oeste.

Ambos os quadros apresentam fortes discontinuidades quando as bandas de velocidades



entram e saem dos quadros usados no processo de média, mas são certamente maiores em 30-40 °S. Isto é provavelmente porque o jato subtropical esta acima dos Andes (~70/65°W) e tem uma orientação mais meridional (NW/SE), forçando as cavas e cristas de altos níveis a ocorrer em latitudes ligeiramente diferentes e assim escapar dos quadros de médias, enquanto o jato subpolar é mais zonal e está sobre o Oceano Sul ou sobre a ponta sul da América do Sul onde o relevo é mais baixo.

Embora isto possa complicar consideravelmente o rastreamento dessas ondas de Rossby, ainda é possível conseguir uma estimativa inicial de suas velocidades de fase e grupo pelas dimensões de longitude e tempo como nas linhas vermelhas na Figura 2.7. Neste caso, as velocidades de fase (p) e grupo (g) deram 7,15° e 6,25° por dia, respectivamente, com aproximadamente 60° de comprimento ou número de onda 6. Caixas pretas mostram um caso mais estacionário no Pacífico Sul (esquerda) e um vórtice mais intenso e menor com maior velocidade de grupo no Atlântico Sul (direita).

Na superfície, estas ondas de Rossby curtas para leste se manifestam como uma sucessão de sistemas de alta e baixa pressão movendo-se através da América do Sul, onde experimentam uma marcante virada anticiclônica e esticada meridional enquanto se tornam desconectados das cavas e cristas de alto nível, que continuam a se mover para leste (e.g. Gan and Rao, 1994; Garreaud, 2000; Vera et al., 2002 e Seluchi et al., 2006).

A Figura 2.8 ilustra o processo com o evento centrado em 27 de setembro de 2012. A pressão ao nível do mar a cada 6 horas foi também filtrada em passa alta de 90 dias, da mesma forma como feito previamente com o vento de 250 hPa.

Inicialmente, uma alta anticiclônica se aproxima de oeste, enquanto um ciclone extratropical se forma sobre o Atlântico Sul. A leste dos Andes, a cava induzida por aquecimento adiabático causa ventos de norte (Figura 2.8, acima).

Um par de dias depois a alta em superfície começa a retirar a baixa, mas ventos anticiclônicos são bloqueados pelo flanco leste dos Andes e os ventos ageostróficos resultantes então advectam a alta para norte, causando surgimento de ar frio com sistemas frontais a sua frente. Quando a alta é advectada para norte, uma longa pista claramente se estabelece no oeste do Atlântico Sul que resulta na possibilidade de ondas altas de S/SW (Figura 2.8, centro).

Uma que a alta migra sobre o Atlântico Sul, ventos de leste e sudeste da alta pressão sopram a umidade do oceano de volta para o sudeste da América do Sul, contra a circulação média e possivelmente gerando ondas de E/SE (Figura 2.8, abaixo).

A sucessão supra-mencionada de sistemas de alta e baixa pressão cruzando sobre a América do Sul resulta em ventos alternados sobre a superfície do oceano. Para ilustrar o fenômeno, apresentamos os dados de ventos zonais e meridionais de superfície a cada 6 horas da reanálise do NCEP para um local representativo do norte da PCS e de novo para o último ano de simulações de ondas (Figura 2.9, linha preta).

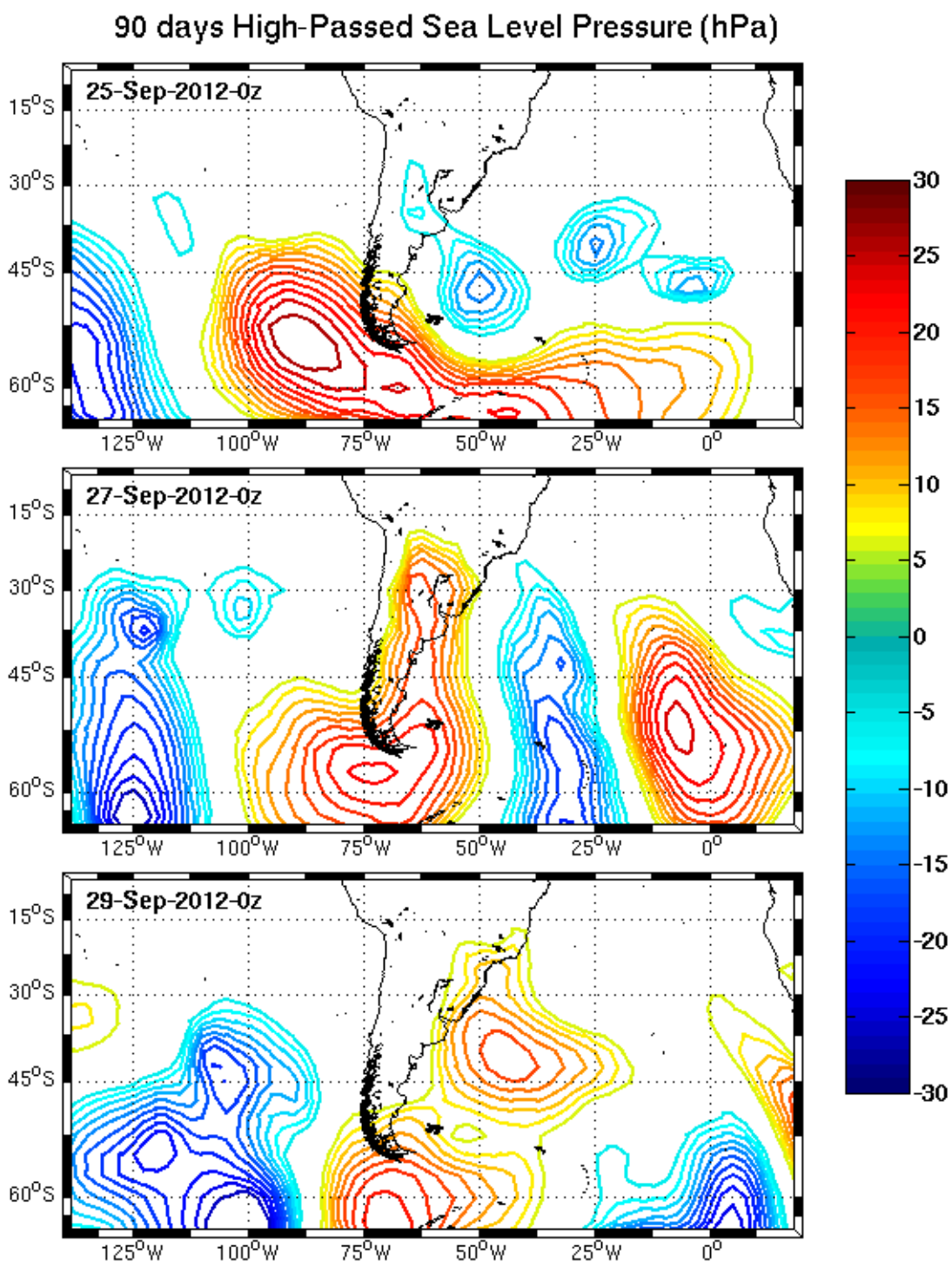


Figura 2.8: Sucessão de sistemas de alta e baixa pressão através da América do Sul. Detalhes no texto.

Embora algumas oscilações de menor amplitude possam ser vistas, são as fortes oscilações em escala sinótica com amplitudes de até 20 m/s que prevalecem na série, sendo vistas em ambas direções e em volta de sua própria passa-baixa de 40 dias (linha vermelha).

Como pode ser indiretamente visto nos mapas de pressão na Figura 2.8, sob condições típicas os ventos em superfície vão do nordeste médio para noroeste continental pré-frontal e então para sudoeste durante o avanço do sistema frontal. Depois o vento gira para sul e finalmente sudeste/leste, antes de retornar ao nordeste médio sob influência da AAS novamente.

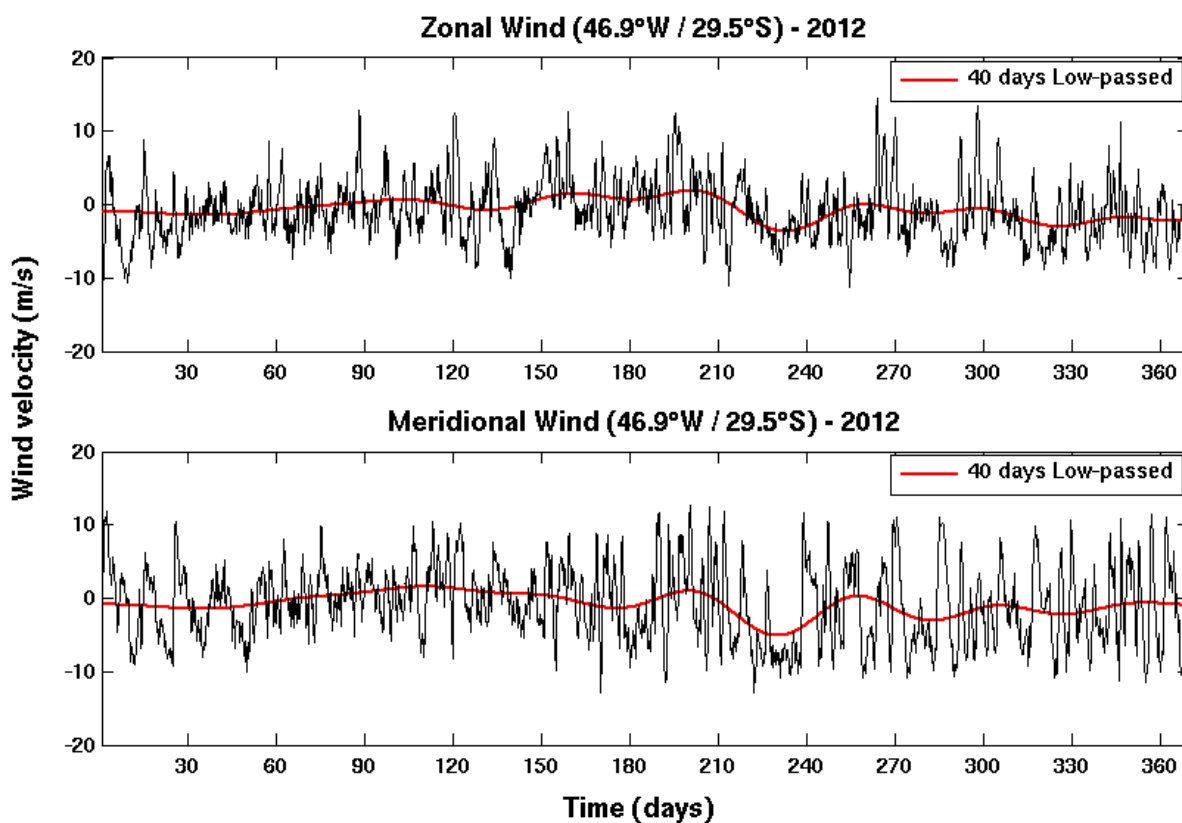


Figura 2.9: Dados de vento zonal e meridional em superfície a cada 6 horas (linhas pretas) para um local representativo do norte da PCS durante 2012. Linhas vermelhas são a passa-baixa de 40 dias.

Ambas as ondas de E/SE e S/SW são possivelmente geradas sob esta típica condição de sucessão sinótica de sistemas de pressão, mas é na verdade sob ciclogênese que ventos mais fortes e ondas maiores são vistas.

A ciclogênese extratropical sobre o hemisfério sul tem sido destacada desde os trabalhos históricos de van Lonn (1965) e Taljaard (1967) que utilizaram análise visual subjetiva de mapas de pressão ao nível do mar para caracterizar estes sistemas e definiram algumas importantes feições como a ciclogênese sobre a América do Sul, com sua maior ocorrência durante o inverno e sua propagação leste ou sudeste imersa na circulação média.

Especificamente sobre a América do Sul, os trabalhos de Necco (1982 a,b) e Satyamurty et al. (1990) fizeram importantes contribuições mas foram seus resultados conflitantes que motivaram a consistente climatologia de Gan and Rao (1991) e Gan (1992). Estes autores subjetivamente examinaram mais de 14 mil cartas de pressão encontrando que a maioria dos eventos acontecem durante o inverno perto de 32,5 °S (Uruguai) com um máximo secundário perto de 42,5 °S (Argentina) durante o verão.

Com o avanço dos computadores nos anos 90, procedimentos automáticos puderam ser aplicados para encontrar e seguir estes sistemas, seja identificando pressões mínimas (e.g. Murray and Simmonds, 1991 a,b) ou mínimas vorticidades relativas (e.g. Sinclair, 1994), permitindo o manuseio de muito mais informação em uma fração do tempo e a comparação objetiva entre trabalhos diferentes. Outros trabalhos em climatologia de ciclogênese no hemisfério sul in-

cluem os de Sinclair (1995, 1997), Simmonds and Keay (2000 a,b), Pezza and Ambrizzi (2003) e Hoskins and Hodges (2005).

Baseado nesse avanço da técnica de rastreamento, agora é possível definir padrões preferenciais de tempestades, não apenas para baixos níveis mas também altos níveis como em Hoskins and Hodges (2005, figuras 10 e 11) que apresentam densidade e intensidade média de feições ciclônicas em 250 hPa e 850 hPa, respectivamente.

No verão, há um trilha de tempestade de alta latitude bem definida e circular aproximadamente em 55 °S. No inverno, ela se divide em uma trilha mais assimétrica que migra pra sul e uma trilha em latitude média, especialmente sobre o Pacífico Sul. Este comportamento esta em total acordo com os ventos de oeste sazonais, como apresentados nas Figuras 2.2 e 2.4 e com os aparecimentos e desaparecimentos das ondas de Rossby nos quadros do diagrama Hovmoller (Figura 2.7).

Após definir as principais regiões de ciclogênese, os autores apresentaram estatísticas para cada região e em detalhes para os sistemas iniciados perto de 32 °S da América do Sul (Hoskins and Hodges, 2005, figuras 7 e 6, respectivamente). Dois fatos chamam grande atenção na figura 6: a marcante compactação da distribuição para um período de 45 anos de dados e seu posicionamento exatamente sobre a PCS e PS.

A visão atual da ciclogênese sobre o oeste do Atlântico Sul, revisada em Reboita (2008), é então a existência de três bem distintas regiões principais de ocorrência: a) sul da Argentina (48 °S), mais frequente durante o verão; b) ao largo do Rio da Prata (35 °S), mais frequente no inverno e primavera e c) costa sudeste do Brasil (27 °S), mais frequente durante o verão e com associação à zona de convergência (SACZ).

Na Figura 2.10 nós reproduzimos estas três distintas regiões de ciclogênese, como obtido na climatologia apresentada por Reboita (2008) para o período entre 1990/1999 e para sistemas com vorticidade relativa inferior a  $-1,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ . Densidades são expressas como ocorrências/km<sup>2</sup>, onde uma unidade representa aproximadamente 25 sistemas.

Esta climatologia foi gerada com os mesmos dados de vento da Reanálise do NCEP usados no presente estudo e, portanto, estas regiões também representam os locais esperados de maiores ocorrências de geração de ondas por ciclones em nossos resultados de modelo.

## 2.3 Modulações intrasazonais e interanuais

A série de passa-baixa dos ventos em superfície (Figura 2.9) mostra um marcante sinal intrasazonal com aproximadamente 40 a 50 dias de período. Nesse ano em particular, o sinal apresenta menores amplitudes e aumenta para 10 m/s durante o forte vento de nordeste na primavera quando os ventos meridionais atingem aproximadamente -10 m/s perto do dia 230.

Nesse sentido, este sinal intrasazonal de 40-50 dias parece modular os eventos sinóticos fazendo eventos de fase positiva (e.g. perto do dia 200) serem completamente distintos dos eventos de fases negativas (e.g. perto do dia 230), uma vez que este último quase não gera os ventos típicos de sul/sudoeste.

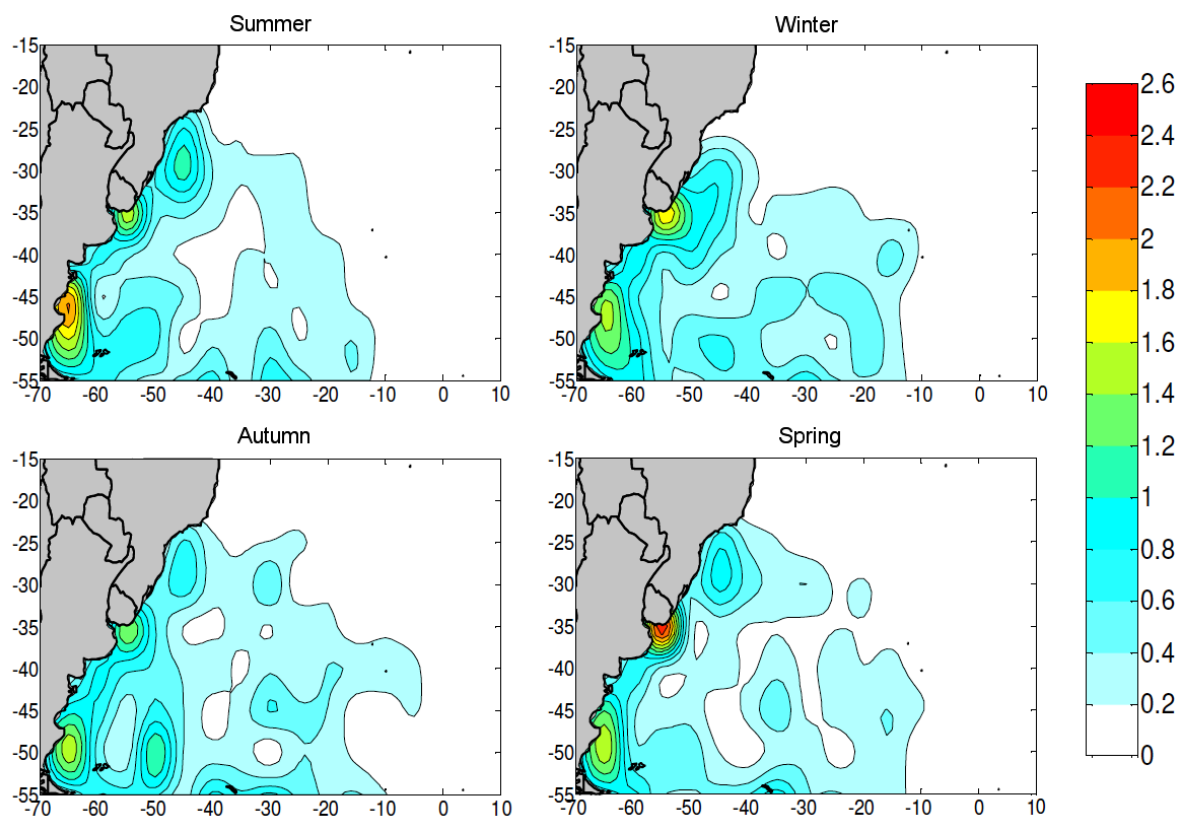


Figura 2.10: Climatologia de ciclogênese no oeste do Atlântico Sul gerada com dados de vento da reanálise do NCEP para o período entre 1990/1999 e para sistemas com vorticidade relativa inferior a  $-1,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ . Densidades são expressas como ocorrências/ $\text{km}^2$ , onde uma unidade representa aproximadamente 25 sistemas. Reproduzido de Reboita (2008).

Embora o termo variabilidade intrasazonal (IS) na verdade se refira a oscilações atmosféricas com períodos entre a escala sinótica até 90 dias, tem sido a oscilação tropical de escala planetária com 40 a 50 dias de período chamada Oscilação Madden-Julian (OMJ, Madden and Julian, 1994), que recebeu a mais substancial pesquisa, uma vez que é considerada o modo dominante de variabilidade IS atmosférica na troposfera tropical. Estas anomalias de circulação de OMJ em baixas latitudes são circumglobal e fluem do Oceano Índico para leste, sendo primariamente forçadas por trocas de calor com anomalias na temperatura da superfície do mar (TSM). Uma revisão mais recente é por exemplo encontrada em Zhang (2005).

A despeito desta maior importância global da OMJ, sobre a América do Sul foi o impacto sobre a ZCAS da oscilação de maior frequência de 15-20 dias de período, que é muitas vezes chamada de submensal para não ser confundida com a OMJ, que recebeu atenção cedo. Casarin and Kousky (1986) reportaram a propagação para leste de anomalias de radiação de ondas longas na região da ZCAS e uma anomalia ciclônica na costa leste. No entanto, foi Nogués-Paegle and Mo (1997, figura 9) quem claramente definiu o padrão zig-zag com 15-20 dias de período na ZCAS.

Eventos com forte atividade convectiva sobre a ZCAS são associados com baixa precipitação sobre as planícies subtropicais do continente. Em contraste, quando a ZCAS enfraquece, a precipitação nas planícies abunda. Padrões opostos de anomalias de vento em baixos níveis

também são vistas. Liebmann et al. (1999), Nogués-Paegle et al. (2000), Herdies et al. (2002) e Carvalho et al. (2004) também discutem esta oscilação submensal da ZCAS.

Zhou and Lau (1998), Carvalho et al. (2002) e Jones and Carvalho (2002) reportaram a reversão observada entre regimes de vento de oeste e leste sobre o Brasil em escala de tempo IS. Os últimos reportaram ainda sua ocorrência em ambas frequências: 10-30 e 30-70 dias.

Durante regimes de oeste, anomalias de vento são observadas do equador até o sudeste do Brasil fechando a circulação ciclônica de baixos níveis. Em contraste, durante regimes de leste uma circulação anômala anticiclônica é observada fora da costa da Argentina e Uruguai com as anomalias de vento cruzando do sudeste do Brasil para noroeste até o equador (Jones and Carvalho, 2002, figura 7).

Mais recentemente, Souza and Ambrizzi (2006) descreveram a modulação IS da precipitação sobre o Brasil tropical e Atlântico Sul pela OMJ. Também encontraram que estas feições ocorrem em associação com uma significativa evolução do vento de baixo nível e TSM. Em sua figura 8, podemos ver como ventos de leste podem ocorrer sobre a PCS neste ciclo.

Para definir a importância local do sinal IS de 40-50 dias, apresentamos na Figura 2.11 a distribuição da passa-baixa de 40 dias da série de pressão ao nível do mar dos 23 anos de nossas simulações (1990-2012), para dois locais representativos dos extremos norte e sul da PCS (linhas pretas).

Sobrepostas às maiores oscilações anuais, que apresentam pressão máxima no inverno e mínima no verão, estas séries de longo termo de pressão ao nível do mar apresentam intensas oscilações em escala de tempo IS (40-50 dias) que certamente afetam os ventos em superfície da PCS e que são ainda mais frequentes no ponto sul. Até onde sabemos, nenhum trabalho anterior apontou o papel dessas oscilações de vento sobre ondas oceânicas.

Se ou não este grande sinal de oscilação de 40-50 dias encontrado nos ventos e pressão ao nível do mar sobre a PCS é exclusivamente devido à OMJ permanece em aberto, embora a escala de tempo sugira isso. Não obstante, a observação recorrente de circulação anômala IS do equador até latitudes médias da América do Sul e oeste do Atlântico Sul é um indicativo claro de possíveis teleconexões entre a circulação atmosférica tropical e subtropical nesta frequência.

Na Figura 2.11, embora possamos dizer que oscilações IS são bem distribuídas ao longo da série, é também possível ver uma variabilidade nas oscilações anuais, com alguns anos como picos isolados com flancos abruptos (e.g. 1992) em oposição a picos cortados por fortes oscilações IS que algumas vezes forçam os picos a serem opostos ao típico padrão anual de inverno (e.g. 1997).

Medições da atividade global da OMJ mostraram grande variação de ano pra ano, com períodos de forte atividade seguidos por longos períodos nos quais a oscilação é fraca ou ausente (Hendon et al., 1999; Zhang, 2005). Como a Oscilação Sul (OS), também conhecida como a acoplada El-Niño Oscilação Sul (ENOS), é o modo principal de variabilidade tropical interanual na atmosfera, era natural esperar por modulações do ENOS na OMJ.

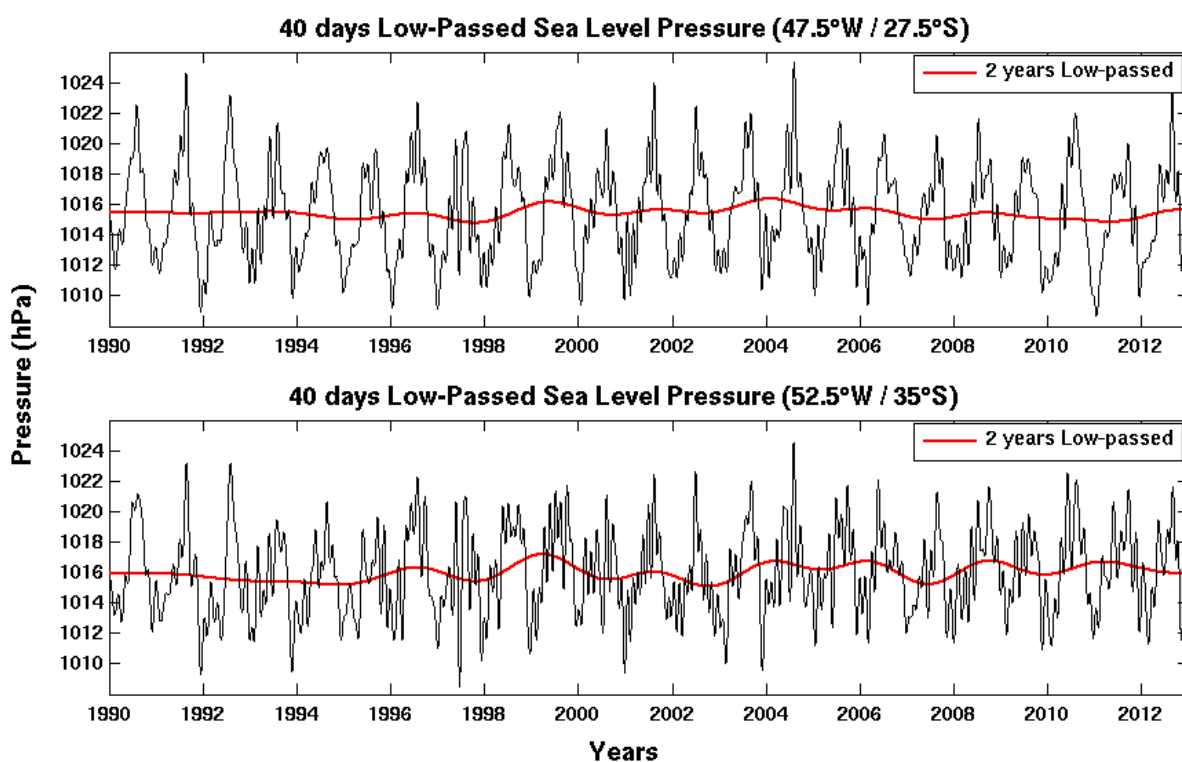


Figura 2.11: Passa-baixa de 40 dias da pressão ao nível do mar a cada 6 horas entre 1990/2012 (linhas pretas), para locais representativos das extremidades norte (acima) e sul (abaixo) da PCS. Linhas vermelhas são a passa-baixa de 2 anos.

Inicialmente, foi encontrado que a propagação de anomalias OMJ se estende  $20^\circ$  de longitude para leste durante eventos El Niño, retraindo para oeste durante La Niña (e.g. Hendon et al., 1999; Kessler, 2001). No entanto, variação interanual do nível de atividade OMJ durante o verão austral exibiram pouca relação sistemática com ENOS (Hendon et al., 1999).

Depois, trabalhos teóricos e observacionais mostraram que atividade OMJ aumentada quase sempre precede e pode influenciar o estabelecimento do ENOS (Hendon et al., 2007). Fortes oscilações de ventos associadas com atividade OMJ sobre o Pacífico leva ao resfriamento do Pacífico equatorial oeste por aumentar o fluxo de calor oceano-atmosfera e a mistura em superfície. Ao mesmo tempo, promovem a advecção de águas cálidas para leste, enfraquecendo o gradiente zonal de TSM (Kessler and Kleman, 2000).

A consequência mais importante é o enfraquecimento dos aliseos, que ajuda a completar a mudança de águas cálidas pra leste no início do El Niño. Similarmente, a atividade OMJ reduzida tem sido sugerida como associada ao fortalecimento dos aliseos e uma contração das águas cálidas no Pacífico oeste, assim promovendo o desenvolvimento de La Niña (Lau, 2005). Estudos recentes sobre relação ENSO-OMJ incluem ainda McPhaden et al. (2006), Tang and Yu (2008), Moon et al. (2011) and Hoell et al. (2014), entre outros.

Qualquer relação que possam ter, de fato a afirmação que a atividade OMJ é aumentada durante forte eventos ENOS foi também encontrada para a PCS. Embora os sinais de 40-50 dias descritos aqui possam não ser totalmente OMJ, eles mostram as maiores oscilações exatamente durante o super El-Niño de 1997/98, o que pode estar apontando para a existência de uma

influência das anomalias OMJ.

Quanto a modulações interanuais diretas, o sinal interanual de pressão ao nível do mar (Figura 2.11, linhas vermelhas), apresentam amplitudes modestas durante todos os 23 anos, com amplitude máxima de apenas 1,7 hPa entre 1998/99. Na Figura 2.12, apresentamos a relação entre ambos os sinais e o índice OS (SOI), o qual é a média mensal da diferença de pressão ao nível do mar entre Taiti e Darwin, menos a média e normalizado pelo desvio padrão. Valores negativos de SOI ocorrem durante El Niño (EN) e valores positivos durante La Niña (LN). Para assistir a comparação direta, os valores adimensionais de SOI (obtidos em [www.bom.gov.au](http://www.bom.gov.au)) foram alisados com média móvel de 13 meses e divididos por dez.

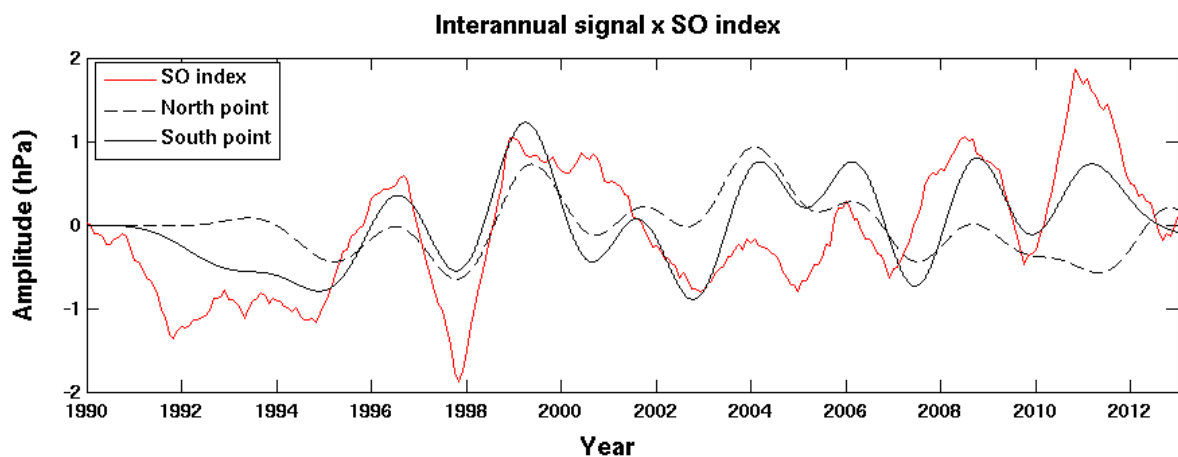


Figura 2.12: Comparação entre o índice OS (vermelho) e o sinal interanual nos dois locais (preto) representativos das extremidades norte (traços) e sul (linha) da PCS.

Muito embora o ENOS possa ser aceito como modo dominante de variabilidade interanual no sudeste da América do Sul, ele certamente não pode explicar toda a variabilidade local e outras forças podem ter uma influência. Correlações foram tentadas com a Oscilação Antártica (OAA), que é o primeiro modo de variabilidade interanual em altas latitudes no hemisfério sul (e.g. Mo, 2000; Thompson and Wallace, 2000) e sabido de ocorrer sobre a América do Sul (Silvestre and Vera, 2003), mas correlações significativas com o índice OAA do NCEP não foram encontradas.

Embora os pontos norte e sul estejam a apenas mil quilômetros de distância, as séries responderam bem diferentes em correlação cruzada sem defasagem contra o SOI, com uma boa correlação (0,65) para o ponto sul e nenhuma correlação (0,02) para o ponto norte. Inspeção visual, no entanto, mostra que mesmo com alguma oposição geral da tendência (e.g. 2004-2012) que certamente baixou a correlação do ponto norte, ambas as séries e o SOI apresentam picos positivos e negativos concomitantes com períodos de 3 anos, atestando a modulação ENOS. A maior correlação do ponto sul parece ser devido a sua melhor correlação com um ciclo aparente de 12 ou 13 anos, cujos máximos são aproximadamente em 1999 e 2011 (LN) e mínimos em 1993 e 2005 (EN).

Durante EN, subsidência prevalece sobre o Brasil central devido a circulação de Walker enquanto um par de anomalias barotrópicas equivalentes ciclônica (anticiclônica) são produzi-



das por ondas de Rossby sobre o oeste (leste) da América do Sul subtropical. Em altos níveis, estas anomalias reforçam o jato subtropical e aumentam a advecção ciclônica sobre o sudeste da América do Sul, provendo suporte dinâmico para movimento ascendente. Enquanto isso, em baixos níveis as anomalias anticiclônicas produzem divergência de umidade no Brasil central e aumentam o JBN a leste dos Andes e sua advecção de umidade para o oeste do Atlântico Sul, produzindo fortes precipitações no sul do Brasil e Uruguai. Anomalias opostas prevalecem durante episódios LN (Grimm et al., 2000 and Grimm, 2003, 2004).

Quanto a geração de ondas sobre a PCS, é reportado que durante eventos EN de verão a componente leste do fluxo em superfície é aumentada sobre o Uruguai e Argentina central devido à mudança ora sul da AAS. O fortalecimento do jato subtropical e a subsidência no Brasil central também agem juntos em EN, bloqueando a propagação de sistemas frontais pra norte, por exemplo.

Ambas as oscilações IS e interanual, juntas com o forte sinal anual, são então esperadas que modulem a frequência e intensidade dos eventos de escala sinótica. As tentativas de identificar esta variabilidade interanual de sistemas frontais, no entanto, tem apenas encontrado uma clara variação anual com uma maior frequência de ocorrência durante o inverno do que no verão (Cavalcanti and Kousky, 2009).

A variação anual, reportada por Andrade (2005) como máximo de 80 ocorrências (1984) e mínimo de 51 ocorrências (2001) entre 1980 e 2002, embora represente 36% de redução, permanece sem correlação com um índice interanual. Nenhuma tentativa foi feita para apontar o papel das oscilações IS, já que as médias utilizadas foram usualmente sazonais ou anuais.

Com o propósito de identificar a variabilidade dos eventos sinóticos apresentamos nas Figuras 2.13 e 2.14 a contagem de eventos ocorridos nas mesmas duas localidades usadas anteriormente. Os 23 anos de dados de pressão foram subtraídos da média móvel de 30 horas para remover o sinal diário, depois filtrados com passa-alta de 15 dias de frequência de corte e os eventos contados por simples cruzamento do zero. Os períodos entre cruzamentos no zero e as amplitudes de mudança de pressão foram então interpolados a cada dia e alisados com média móvel de 15 dias, por clareza (linhas pretas). Linhas vermelhas mostram a média móvel de 90 dias para visualizar a variabilidade mais longa.

Em ambas figuras é possível ver a forte ocorrência de oscilações de maior frequência nos períodos e amplitudes, quando comparados à média de 90 dias, tornando clara a importância das modulações IS sobre a variabilidade sinótica.

O sinal anual é mais evidente nas amplitudes (Figura 2.13), as quais são geralmente menores mais pro norte e apresentam maiores valores no inverno, entre 11 e 15 hPa, do que no verão, entre 4 e 7 hPa, respectivamente para os pontos norte e sul. Esta variabilidade anual não é sempre fácil de identificar, já que alguns anos têm padrões opostos durante o centro do inverno (e.g. 1993) ou nenhum sinal anual (e.g. 2002/03), o que revela a grande variação interanual.

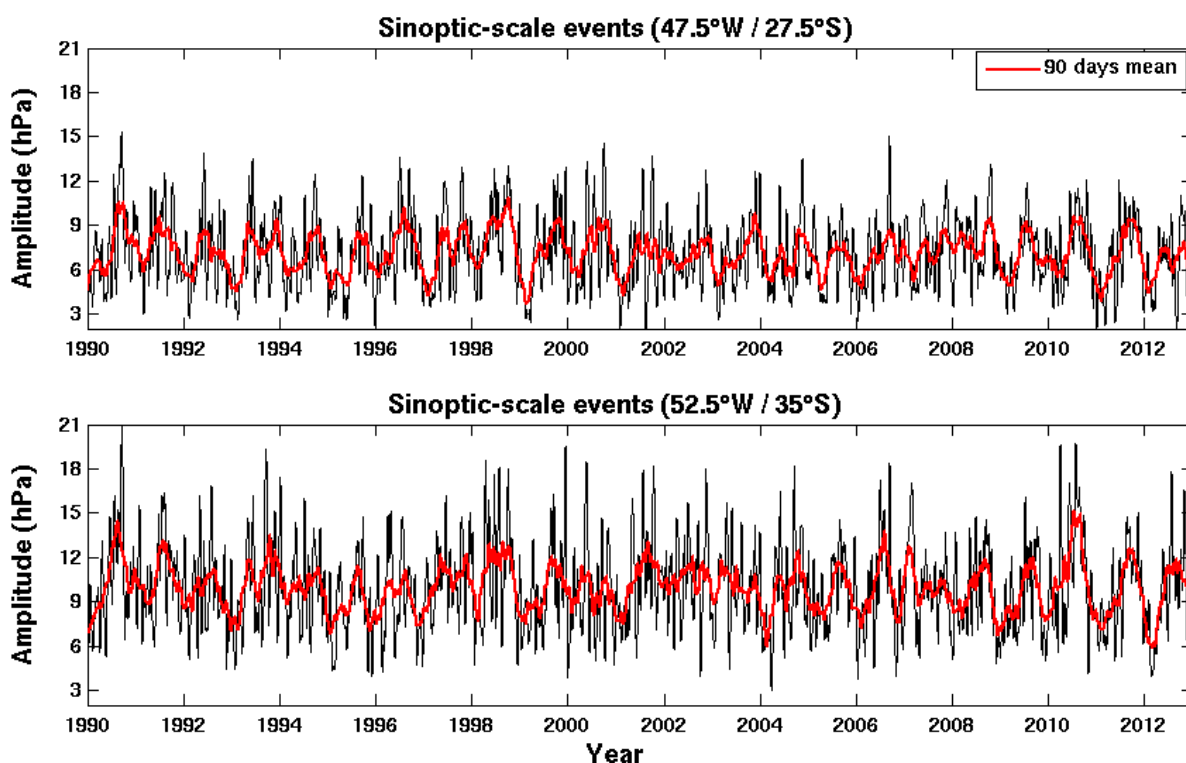


Figura 2.13: Variação da amplitude da pressão ao nível do mar para eventos sinóticos individuais entre 1990/2012 (linhas pretas), nos dois locais representativos das extremidades norte (acima) e sul (abaixo) da PCS. Linhas vermelhas são as médias móveis de 90 dias.

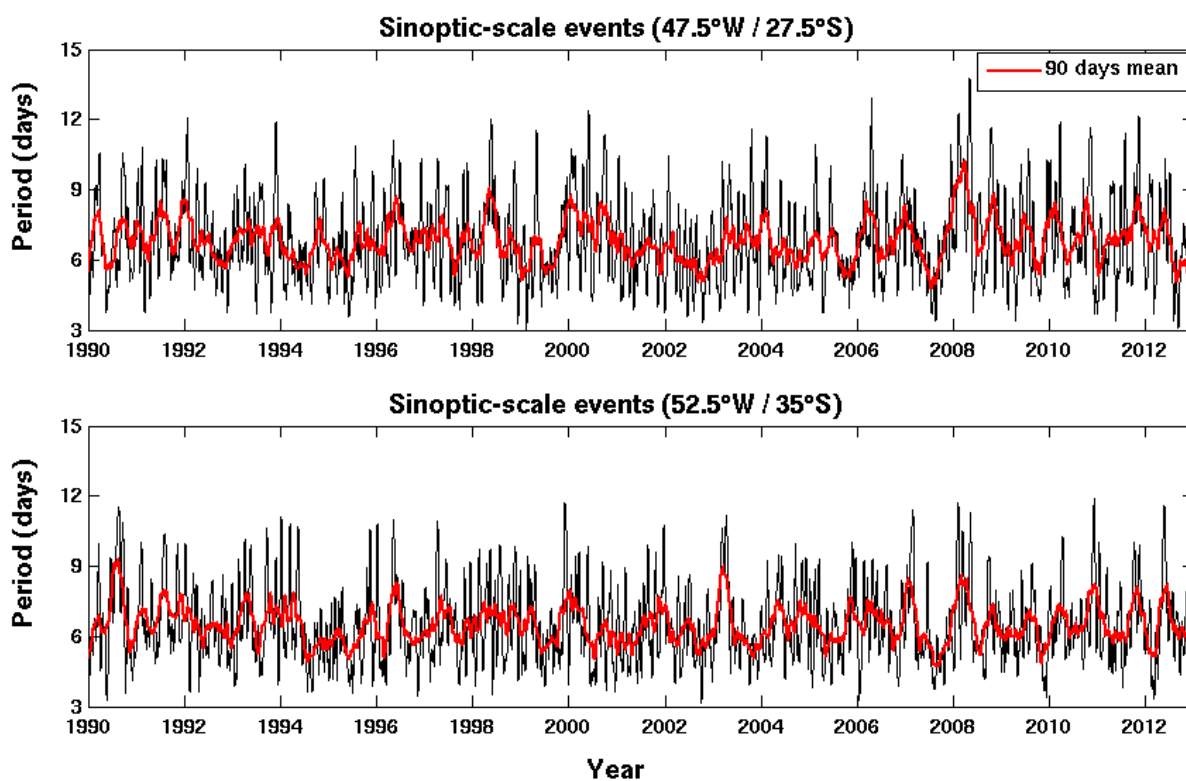


Figura 2.14: Períodos dos eventos sinóticos individuais entre 1990/2012 (linhas pretas) nos dois locais representativos das extremidades norte (acima) e sul (abaixo) da PCS. Linhas vermelhas são as médias móveis de 90 dias.

Os períodos (Figura 2.14) variam entre 5 e 10 dias e nenhum sinal anual evidente pôde

ser encontrado. Eles apresentam até mais fortes variações interanuais comparado com as amplitudes, mostrando algumas vezes rápida mudança de condições (e.g. 2007/08 ponto norte) ou lentos episódios de decréscimo (e.g. 2000/02 ponto norte). Considerando esta contagem, nenhum padrão interanual evidente emerge desta variabilidade sinótica, corroborando com trabalhos anteriores.

## 2.4 Considerações finais

Após apresentar a necessidade científica de uma climatologia de ondas oceânicas para a PCS, o presente estudo examinou as condições atmosféricas da PCS usando diversas variáveis da reanálise de longo termo do NCEP (1981-2010) e também dados de vento e pressão ao nível do mar a cada 6 horas pelo mesmo período das simulações de ondas apresentadas nos próximos capítulos (1990-2012).

Inicialmente, descrevemos a circulação média sobre a América do Sul e oeste do Atlântico Sul mostrando a forte influência da monção e da zona de convergência subtropical. Depois disso, tipificamos os eventos de escala sinótica mostrando como ondas de Rossby curtas para leste se manifestam em superfície como uma sucessão de sistemas de altas e baixas pressões através da América do Sul, onde experimentam uma marcante virada anticiclônica e esticada meridional enquanto se tornam desconectados das cavas e cristas de alto nível, que continuam a se mover para leste. Uma revisão das três distintas regiões de máxima ciclogênese sobre o oeste do Atlântico Sul foi também apresentada, destacando a extrema proximidade de duas delas com a PCS.

Mostramos então como oscilações IS podem não somente modular diretamente os ventos em superfície e a pressão ao nível do mar como também indiretamente modular os períodos e amplitudes dos eventos de escala sinótica. Quanto à contagem de eventos sinóticos, encontramos forte variação anual nas amplitudes de mudança de pressão e decréscimo para norte. Períodos no entanto não mostraram padrão anual. Alta variabilidade interanual foi encontrada em amplitudes e períodos, mas nenhum padrão evidente emergiu.

Encontramos também uma boa correlação para pressão ao nível do mar e o SOI em escala de tempo interanual, o que atesta a modulação ENOS, embora a amplitude do sinal é considerada baixa. Parece haver um compasso de 3 anos entre a pressão média ao nível do mar sobre a PCS e o SOI e ainda uma relação secundária em escala de tempo maior.

Estes resultados sugerem que as ondas sobre a PCS em dado momento podem ser de fato controladas por modulações IS dos ventos e eventos sinóticos, o que nunca foi sugerido previamente. Futuros trabalhos devem definir as origens desse sinal IS encontrado sobre a PCS e encontrar o porque da influência do ENOS nos sistemas frontais não ter sido encontrada nem em nossas contagens nem em trabalhos anteriores.

# Capítulo 3

## Descrição e validação do modelo

### 3.1 Modelos numéricos

A alta resolução necessária para a correta representação das feições batimétricas rasas da PCS torna impossível a aplicação de modelos numéricos de onda de larga escala. Devido ao uso de esquemas de propagação explícito nos espaços geográfico e espectral, os quais são sujeitos ao critério CFL de estabilidade numérica, resoluções da ordem de 100 m iriam requerer passos de tempos extremamente curtos.

Para superar tal problema, usamos a versão 40.81 do modelo de onda "Simulating WAVes Nearshore" (SWAN, Booij et al., 1999 e Ris et al., 1999) desenvolvido na Delft University of Technology ([www.swan.tudelft.nl](http://www.swan.tudelft.nl)). SWAN é um modelo numérico espectral de terceira geração baseado na equação do balanço de ação de onda com fontes e sumidouros.

O espectro bidimensional de energia de onda  $E(\sigma, \theta)$ , definido no domínio frequência-direção é usualmente descrito nos modelos de onda como densidade de ação ( $N = E/\sigma$ ), que é conservada durante propagação na presença de correntes. A evolução de  $N$  (e.g. Komen et al., 1994) é governada pela equação do balanço de ação, a qual pode ser expressa em coordenadas cartesianas por:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial c_x N}{\partial x} + \frac{\partial c_y N}{\partial y} + \frac{\partial c_\sigma N}{\partial \sigma} + \frac{\partial c_\theta N}{\partial \theta} = \frac{S}{\sigma}$$

No lado esquerdo dessa equação o primeiro termo é a derivada local, o segundo e terceiro termos denotam a propagação bidimensional no espaço geográfico e o quarto e quinto termos representam respectivamente os efeitos de mudança de frequência e refração, devido a profundidade ou correntes. As quantidades  $c_x$  e  $c_y$  são velocidades de grupo no espaço geográfico e  $c_\sigma$  e  $c_\theta$  são as velocidades no espaço espectral. Todos os outros processos físicos são determinados por fontes e sumidouros diretamente inseridos como formulações empíricas no termo  $S$  à direita da equação.

Fontes e sumidouros do SWAN incorporam formulações para processos de geração de onda em água profunda, dissipação e interação e formulações para processos de águas rasas como empolamento, difração, fricção com o fundo, interações não-lineares e quebra induzida por profundidade.

Embora seja possível usá-lo em qualquer escala relevante para ondas, SWAN não é eficiente em maiores escalas. Na real, ele foi desenvolvido para prover usuários com cálculos robustos e eficientes de processos de ondas em domínio regional de alta resolução enquanto contando com ondas incidentes providas por condições de contorno. Para realizar isso, ele faz uso de esquemas numéricos implícitos, incondicionalmente estáveis, e portanto não sujeitos ao critério CFL.

Como consequência direta de seu “design” para modelagem regional, SWAN cria a necessidade de estimativas de espectros de onda, para usar nas condições de contorno. No presente estudo, estes foram obtidos de experimentos prévios com o modelo de ondas de larga-escala de terceira geração WAVEWATCH III versão 2.22 (WW3, Tolman, 2002 e Tolman et al., 2002), baixado do NCEP/NOAA ([polar.ncep.noaa.gov](http://polar.ncep.noaa.gov)). A parte das possíveis diferenças de fontes e sumidouros, as equações do WW3 também diferem do SWAN ao resolver a equação do balanço de ação no espaço do número de onda, ao invés da frequência.

Ambos os modelos são atualmente usados como ferramentas de pesquisa e operação em diferentes escalas de tempo e espaço, com resultados bem satisfatórios (e.g. Rusu, 2011). Recentes aplicações de curto período do SWAN na PCS são encontradas em Cuchiara et al. (2009) e Guimarães et al. (2014).

A despeito de sua extensa história de aplicações com sucesso, os detalhes da geração de ondas, dissipação e propagação de energia através do espectro ainda não são completamente entendidos para serem acuradamente quantificados. Nesse sentido, nenhum modelo de onda deve ser usado para tirar conclusões antes de uma validação apropriada, idealmente feita por comparação direta com dados locais.

## 3.2 Grades e configurações dos experimentos

Todos os experimentos foram rodados do começo de 1990 até o fim de 2012, compreendendo então um total de 23 anos de simulações com saídas a cada 6 horas ou aproximadamente 33600 diferentes condições modeladas.

Os modelos foram forçados por campos de vento em superfície (10 m) e cobertura de gelo obtidos da reanálise do NCEP/NOAA (Kalnay et al., 1996) e baixados do “site” ([www.esrl.noaa.gov/psd](http://www.esrl.noaa.gov/psd)) como dados a cada 6 horas com aproximadamente 1,9° resolution.

A batimetria global utilizada para gerar todos as grades foram obtidas do “General Bathymetric Chart of the Oceans” (GEBCO, [www.bodc.ac.uk](http://www.bodc.ac.uk)). Nas plataformas internas do oeste do Atlântico Sul (< 50 m) a batimetria foi digitalizada a partir de cartas náuticas brasileiras e argentinas.

Três grades regulares foram aninhadas dentro do modelo de larga escala (WW3). A grade global (não mostrada) provê condição de contorno para a grade do Atlântico Sul (Figura 3.1, esq.) a qual, por sua vez, provê condição de contorno para a grade do oeste do Atlântico Sul, cujos contornos abertos são ilustrados como linhas vermelhas na Figura 3.1 (esq.).

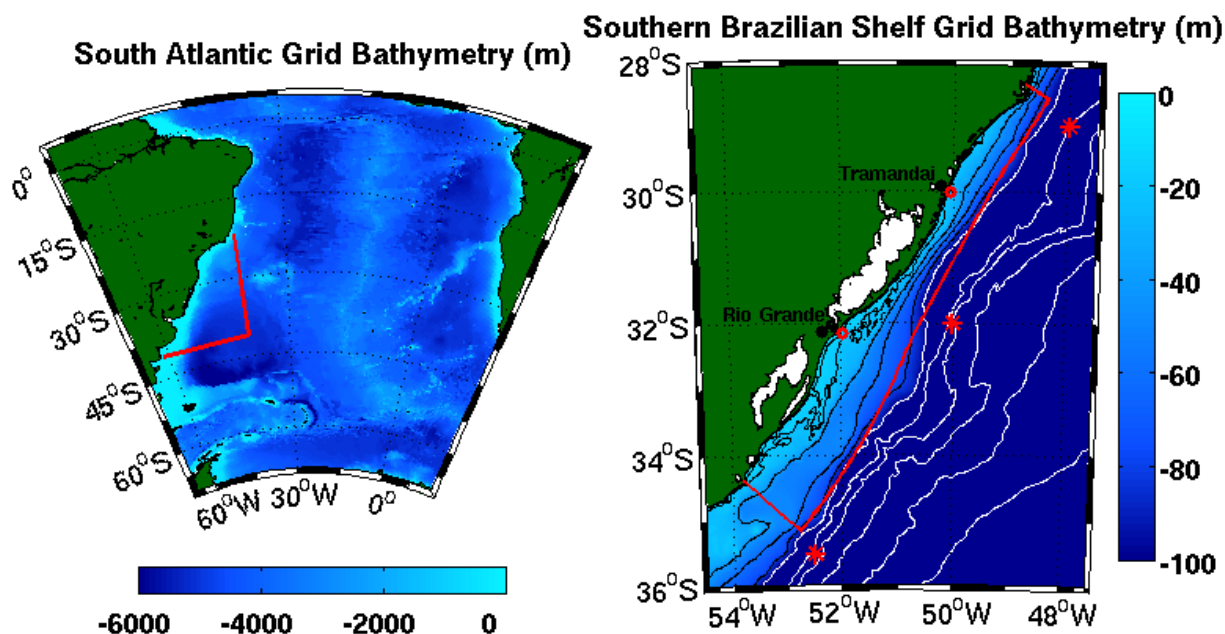


Figura 3.1: Grades batimétricas usadas nas simulações. Grades do Atlântico Sul e oeste do Atlântico Sul usadas no WW3 (esq.) e grades de plataforma e costeira usadas no SWAN (dir.). Linhas vermelhas são os contornos das grades aninhadas. Na grade de plataforma as isolinhas pretas são de 12, 20, 40, 60 e 80 m e as isolinhas brancas são de 100, 200, 1000, 2000, 3000 e 4000 m. Asteriscos vermelhos são os pontos escolhidos para validar o WW3 e círculos vermelhos são as posições dos dados de onda usados na validação do SWAN.

A grade global tem  $1^\circ$  de resolução em ambas direções. É limitada entre  $75^\circ\text{S}$  e  $65^\circ\text{N}$  e é circungalbal entre  $240^\circ\text{W}$  and  $120^\circ\text{E}$ , no sentido que a energia propagando contra este contorno aparece no lado oposto do domínio. Isto é especialmente importante ja que exclui a necessidade de condições de contorno aberto nessa grade, permitindo a utilização de todo este sistema de modelagem sem qualquer entrada de onda.

A grade do Atlântico Sul tem  $0,4^\circ$  de resolução em ambas direções e é definida entre  $68,4^\circ\text{W}$  e  $20,4^\circ\text{E}$  e entre  $72^\circ\text{S}$  e  $6,4^\circ\text{N}$ . Os espectros usados nos contornos abertos no Oceano Sul e nos trópicos entre América do Sul e África foram obtidos da grade global com intervalos de  $0,4^\circ$ , coincidindo com as posições dos pontos de contorno da grade do Atlântico Sul.

A grade do oeste do Atlântico Sul tem  $0,1^\circ$  resolution em ambas direções e é definida entre  $53,8^\circ\text{W}$  e  $42^\circ\text{W}$  e entre  $34,3^\circ\text{S}$  and  $22,9^\circ\text{S}$ . Os espectros de seus contornos abertos foram obtidos da grade do Atlântico Sul também com  $0,1^\circ$  de resolução e no contorno da grade.

As três grades foram discretizadas no domínio espectral com 36 direções, dando resolução de  $10^\circ$ , e com 26 frequências que crescem exponencialmente de 0,04 com fator 1.1 (padrão). Todos os outros parâmetros de ajuste foram também configurados como padrões.

No WW3 a equação do balanço de ação é resolvida usando o método fracional. O passo de tempo global em que a solução inteira é propagada no tempo, o número de onda é atualizado e as entradas são interpoladas foi escolhido como 3600 s nas três grades.

O passo de tempo de propagação espacial, que define o máximo passo de tempo para a menor frequência, foi escolhido com valores decrescentes de 1200, 900 e 300 s, respectivamente,

em perseguição de estabilidade numérica e como consequência direta do aumento da resolução espacial. O passo de tempo para propagação intra-espectral foi também escolhido com valores decrescentes de 3600, 1800 e 1200 s, que permitem a estabilidade numérica na refração diante desse aumento de resolução.

Finalmente, o passo de tempo dinâmico para integração dos termos fonte foi escolhido como 300 s nas três grades por 2 motivos: é recomendado ser aproximadamente 10 % do global e é o valor do menor passo de tempo de propagação espacial.

Mais duas grades foram então aninhadas no modelo regional (SWAN). A grade de plataforma é regular com 2 km de resolução em ambas direções e é definida entre 54,5 °W e 47,5 °W e entre 36 °S e 28,1 °S (Figura 3.1, dir.) fazendo uso de condições de contorno providas pela grade do oeste do A. Sul (WW3) com 0,1° de resolução.

A grade costeira curvilínea tem 200 x 1000 pontos com resolução variável entre 800 m e 1,2 km e é ajustada entre a linha de costa e a isóbata de 100 m da PCS (Figura 3.1, dir., linha vermelha). Condições de contorno aberto foram providas pelos resultados da grade de plataforma com resolução de dez pontos da grade costeira.

Ambas grades foram discretizadas com 25 frequências que crescem exponencialmente de 0,05 a 0,5. A grade de plataforma foi discretizada no domínio direcional circular com 72 direções e a grade costeira com 54 direções no setor entre 0° e 270°, ambas dando 5° de resolução em direções. Todos outros parâmetros foram também ajustados como padrão, a não ser os que forem citados de outra forma.

A configuração final é então um sistema de modelagem de onda de longo termo com 5 níveis de “one-way full downscaling” (global a local) centrado na PCS. Importante notar que tal “downscaling” de longo termo nunca foi realizado por trabalhos prévios na região. Animações de mapas de simulações a cada 6 horas de altura sig. de onda e direções médias para os 23 anos podem ser encontradas no “website” do projeto ([www.renatocecilio.org](http://www.renatocecilio.org)).

### 3.3 Validação do modelo

Modelos numéricos são feitos para extrapolar os de outra forma limitados dados observados, tanto no espaço quanto no tempo. Portanto, modelagens realísticas não deveriam ser utilizadas para tirar conclusões antes do conhecimento apropriado da qualidade do modelo, ou seja, quanto este reproduz a realidade local, o que é usualmente chamado de validação do modelo.

#### 3.3.1 Larga escala

Nesse sentido e dada a falta de dados de onda no Atlântico Sul, nós propomos a validação de nossos resultados de larga escala através do uso de altimetria orbital. Para realizar esta tarefa fizemos uso da média diária de altura significativa de onda como obtida após cuidadosa compilação de diferentes missões de altimetria orbital, provida pelo AVISO group ([www.aviso.altimetry.fr](http://www.aviso.altimetry.fr)) com 1° de resolução em grade global. Animações destes dados sensorizados remotamente podem ser encontradas no “website” do projeto.

A comparação direta (i.e. mesmo ponto e tempo) entre a altura sig. de onda do dado altimétrico e a média diária de nossos resultados globais é apresentada nas três figuras seguintes para o período entre 2010 e 2012.

A série de médias diárias de altura sig. de onda para 3 pontos representando o norte, centro e sul da quebra de plataforma da PCS (Figura 3.1, asteriscos vermelhos), como obtidos com nossas simulações na grade global e como observado com altimetria, são mostrados na Figura 3.2.

Análise subjetiva revela uma ótima reprodução das observações com maiores erros na sub-estimação de ondas de menor energia, a qual mostra aumento para norte, e também na super-estimação de picos extremos no ponto sul. O bem marcado ciclo anual com ondas menores de verão foi, contudo, reproduzido precisamente.

Na Figura 3.3 mostramos os mapas globais com médias anuais de altura sig. de onda como obtidas com nossas simulações WW3 na grade global (esq.) e como observado com altimetria (dir.). A semelhança é marcante com diferenças vistas apenas sob segunda inspeção.

Maiores médias de ondas ocorrem em médias-altas latitudes (45-60 °S) do hemisfério sul e secundariamente no Atlântico Norte e Pacífico Norte, com menores ondas ocorrendo nos trópicos ou em mares parcialmente fechados. Variações interanuais também são seguidas, como por exemplo, a intensificação no Atlântico Norte durante 2011 e a progressiva diminuição da altura média no Pacífico Sul.

Na Figura 3.4 são apresentados os mapas globais com a diferença média anual entre altura sig. de onda modelada ( $H_m$ ) e observada ( $H_o$ ) como calculado pelo erro médio absoluto (MAE) e pela média do erro absoluto relativo aos valores observados, chamado MAE relativo (RMAE), que é aqui qualificado como muito pobre, pobre, regular e muito bom para cada 25 % de concordância:

$$\text{MAE} = \frac{1}{n} \sum_1^n |H_m - H_o|; \quad \text{RMAE} = \frac{1}{n} \sum_1^n \frac{|H_m - H_o|}{H_o};$$

Menores diferenças foram encontradas nos trópicos e maiores foram encontradas nas proximidades da borda de gelo da Antártica (>1 m) e em médias-altas latitudes (0,7-0,8 m) onde maiores ondas também são vistas. O RMAE ajusta esta distorção dando aproximadamente 20-25 % de erro em latitudes médias-altas e 10 % de erro nos trópicos, mostrando que os resultados globais podem ser considerados como em muito boa concordância com as observações.

O mesmo procedimento é seguido para comparação direta entre os resultados da grade do A. Sul e a altimetria que foi previamente interpolada para 0,4° de resolução. Nenhuma comparação foi feita com a grade de 0,1° de resolução já que os dados de altimetria seriam compostos por muita interpolação.

A comparação das séries de médias diárias (Figura 3.5) mostra a mesma ótima reprodução das observações encontradas na grade global e parece ter as mesmas falhas mencionadas (i.e. sub-estimação de menores ondas aumentando para norte e super-estimação de picos extremos no ponto sul).



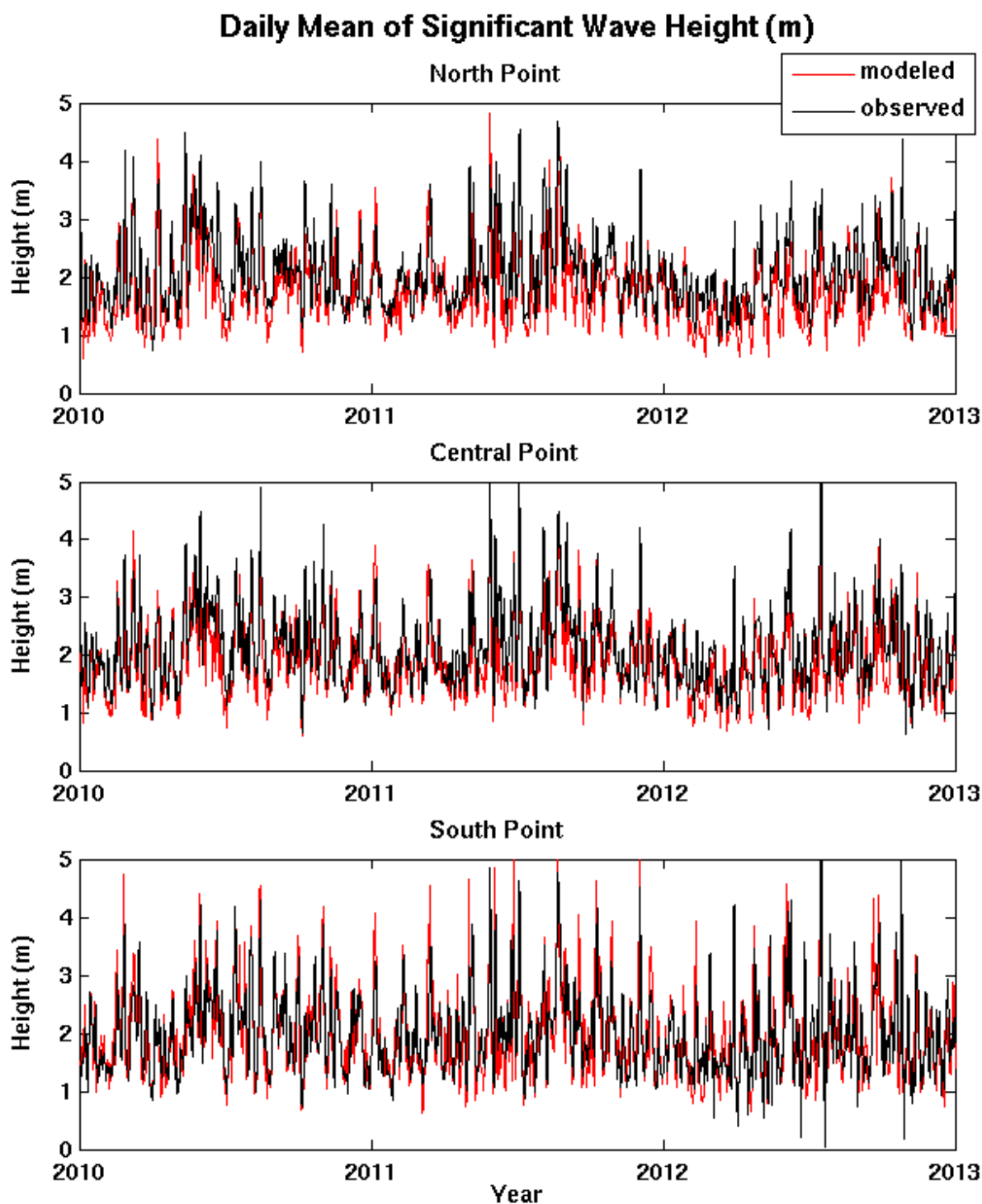


Figura 3.2: Séries de médias diárias de altura sig. de onda para três pontos representando as partes norte, central e sul da quebra da PCS (Figura 3.1, asteriscos vermelhos), como obtidas com nossas simulações do WW3 na grade global (linhas vermelhas) e como observadas com altimetria (linhas pretas).

As médias anuais de altura sig. de onda (Figure 3.6), como obtidas com nossas simulações WW3 na grade A. Sul (esq.) e como observado com altimetria (dir.), mostram como as ondas no Atlântico Sul podem ser divididas em dois pela latitude de  $40^{\circ}\text{S}$ , ao norte sendo encontradas ondas menores que 3 m.

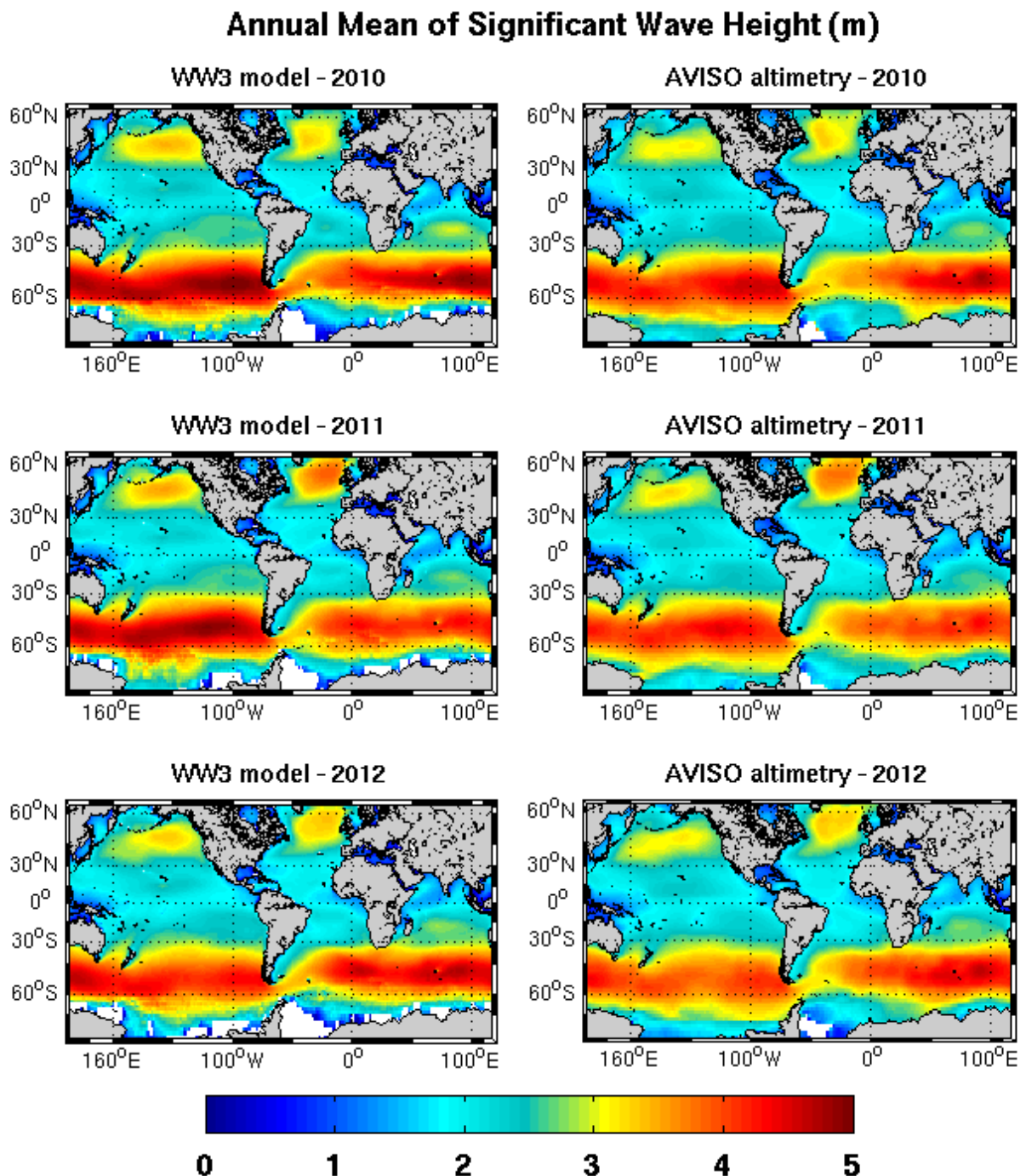


Figura 3.3: Média anual de altura sig. de ondas como obtida com nossas simulações do WW3 na grade global (esq.) e como observada com altimetria (dir.).

A diferença zonal aparece como consequência direta da pista limitada, com as menores ondas no oeste do Atlântico Sul causadas pela pista limitada do vento oeste devido ao bloqueio continental das ondas do Pacífico e com as menores ondas no equador perto da África causadas pela pista limitada dos alísios tropicais.

Os mapas da grade A. Sul de MAE e RMAE anual são apresentados na Figura 3.7. Maiores MAE também estão em médias-altas latitudes com aproximadamente os mesmos valores do global (0.7-0.8 m), mas agora as diferenças substanciais encontradas no A. Sul durante 2010 (0,6 m) ficam claras pelo aumento de resolução.

### Mean Absolute Error (m) and Relative Mean Absolute Error (%)

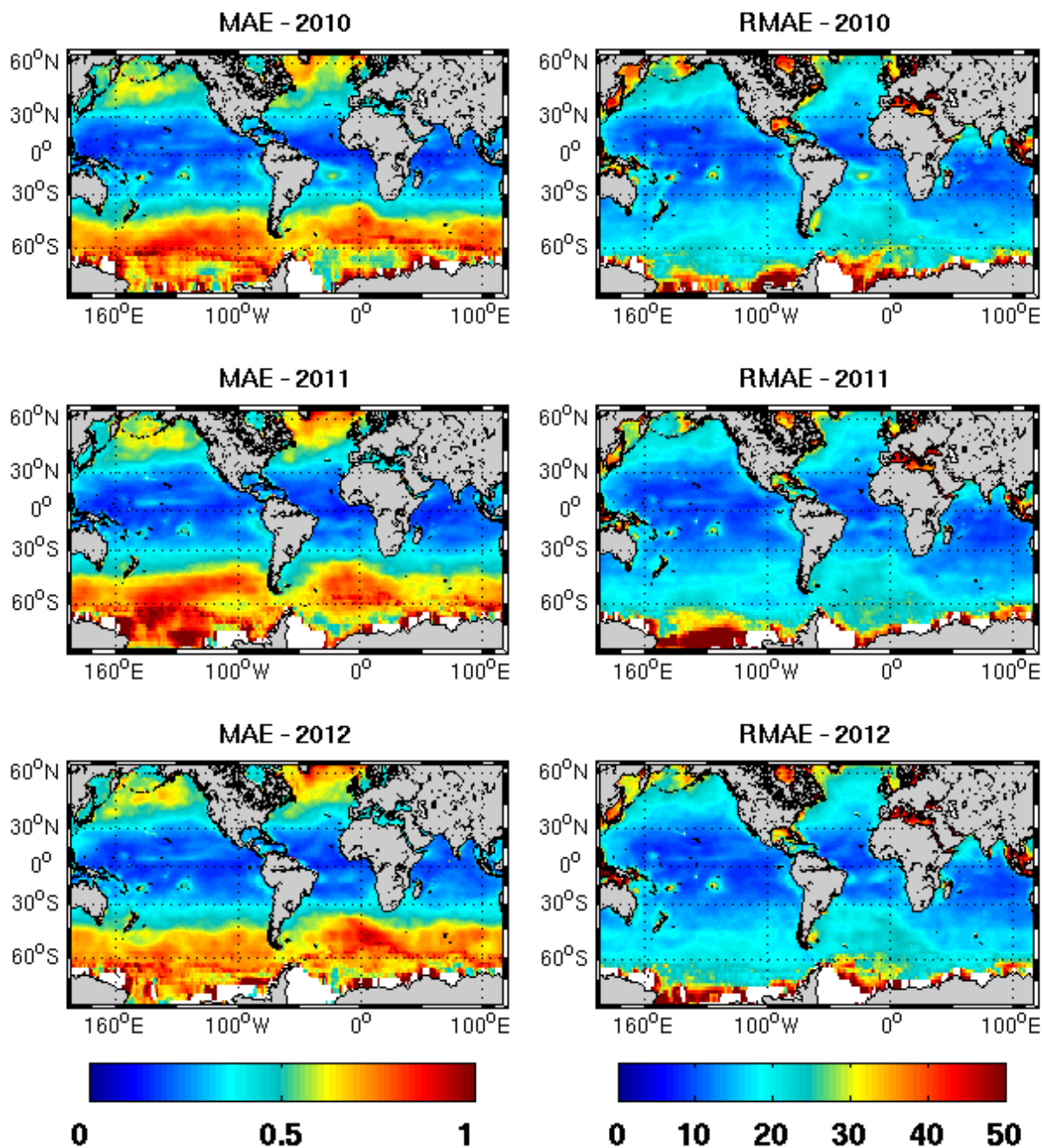


Figura 3.4: Média anual do erro absoluto (MAE, esq.) e média anual do erro absoluto relativo (RMAE, dir.) entre resultados e observações de médias diárias de altura sig. de onda.

A proximidade da borda de gelo da Antártica durante 2010 e 2012 (>50%) e a plataforma patagônica durante 2010 e 2011 (35%) apresentaram elevados RMAE revelando o maior problema do erro relativo: ele cresce exponencialmente como consequência de baixos valores no denominador, causados neste caso respectivamente por diferenças na cobertura de gelo entre modelo e altimetria e por bloqueio das Ilhas Malvinas que não foi corretamente reproduzido no modelo devido à resolução.

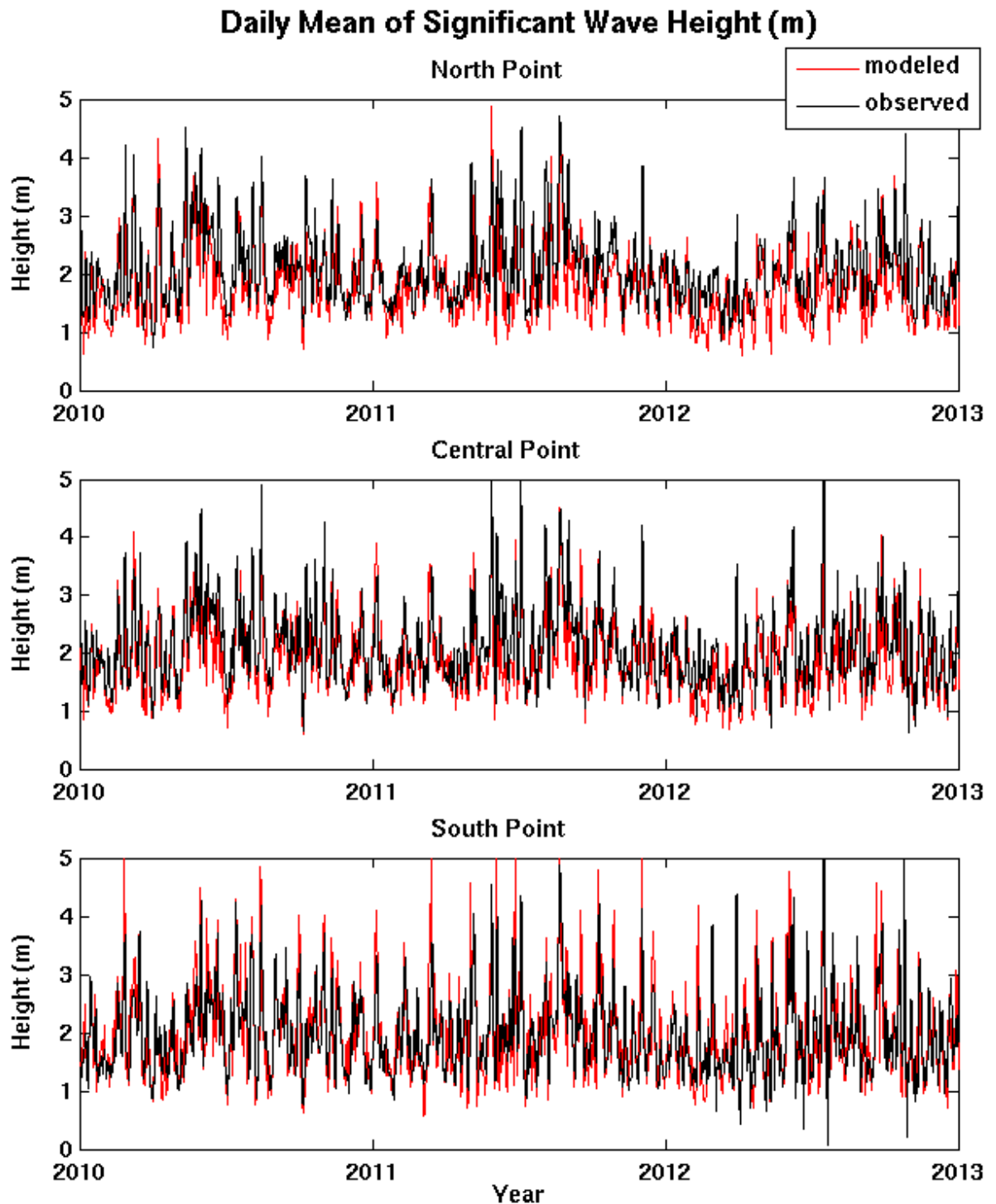


Figura 3.5: Séries de médias diárias de altura sig. de onda para três pontos representando as partes norte, central e sul da quebra da PCS (Figura 3.1, asteriscos vermelhos), como obtidas com nossas simulações do WW3 na grade Atlântico Sul (linhas vermelhas) e como observadas com altimetria (linhas pretas).

Excluindo estes erros localizados, o RMAE mostra valores de aproximadamente 20-25% em latitudes médias-altas e 10% nos trópicos com exceção dos valores no trópico durante 2010 (30%). Estes valores mostram que os resultados na grade A. Sul podem também ser considerados como em muito boa concordância com as observações.

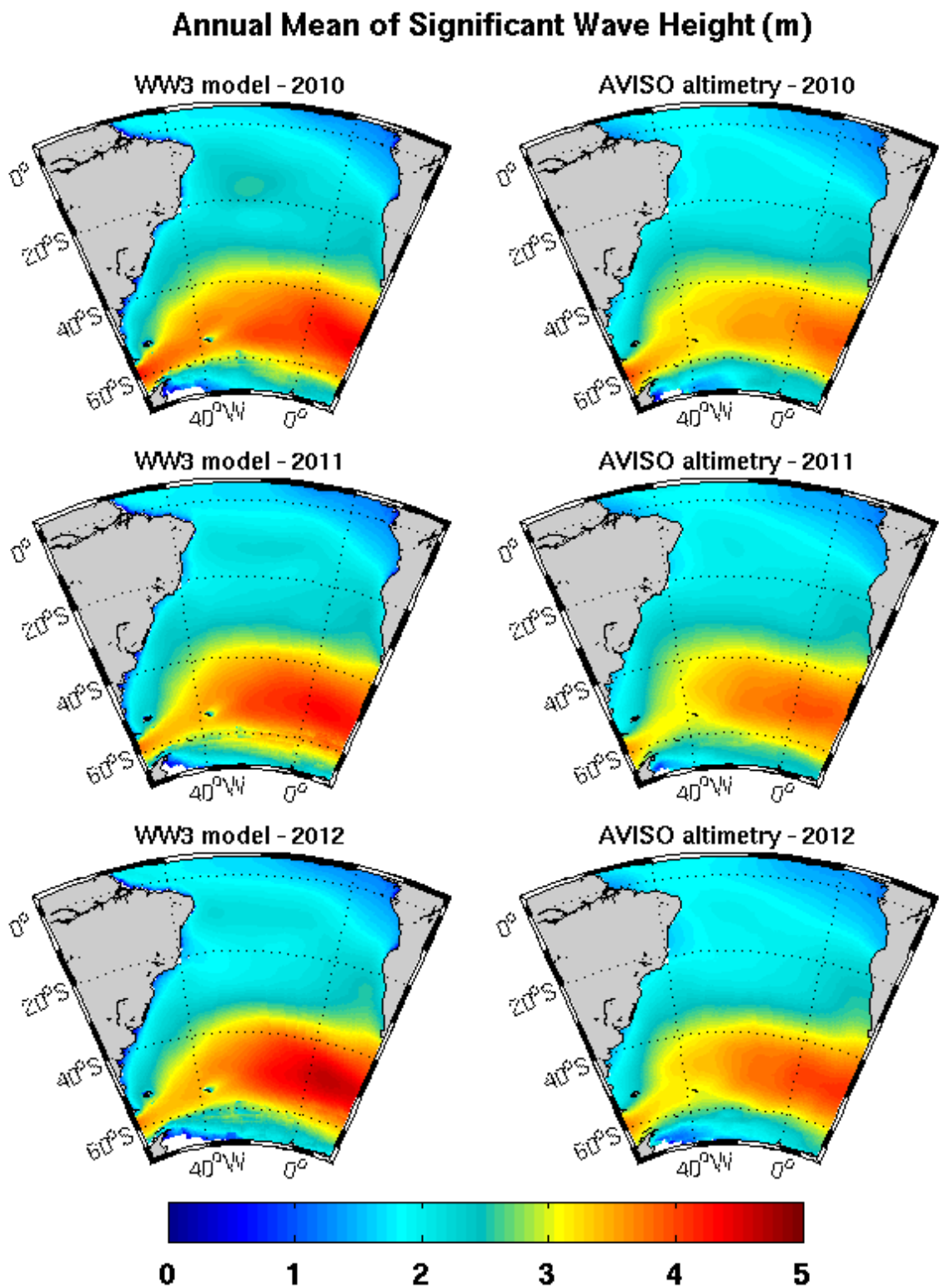


Figura 3.6: Média anual de altura sig. de ondas como obtida com nossas simulações do WW3 na grade Atlântico Sul (esq.) e como observada com altimetria (dir.).

Finalmente, apresentamos na Figura 3.8 as estatísticas de comparação (Figuras 3.2 e 3.5) nas grades global (esq.) e A. Sul (dir.) expressas na forma de diagramas de espalhamento e análise de regressão. Os resultados em ambas as grades apresentam marcantes similaridades confirmando a semelhança subjetiva mencionada e definindo que o aumento da resolução não necessariamente altera a qualidade do modelo.



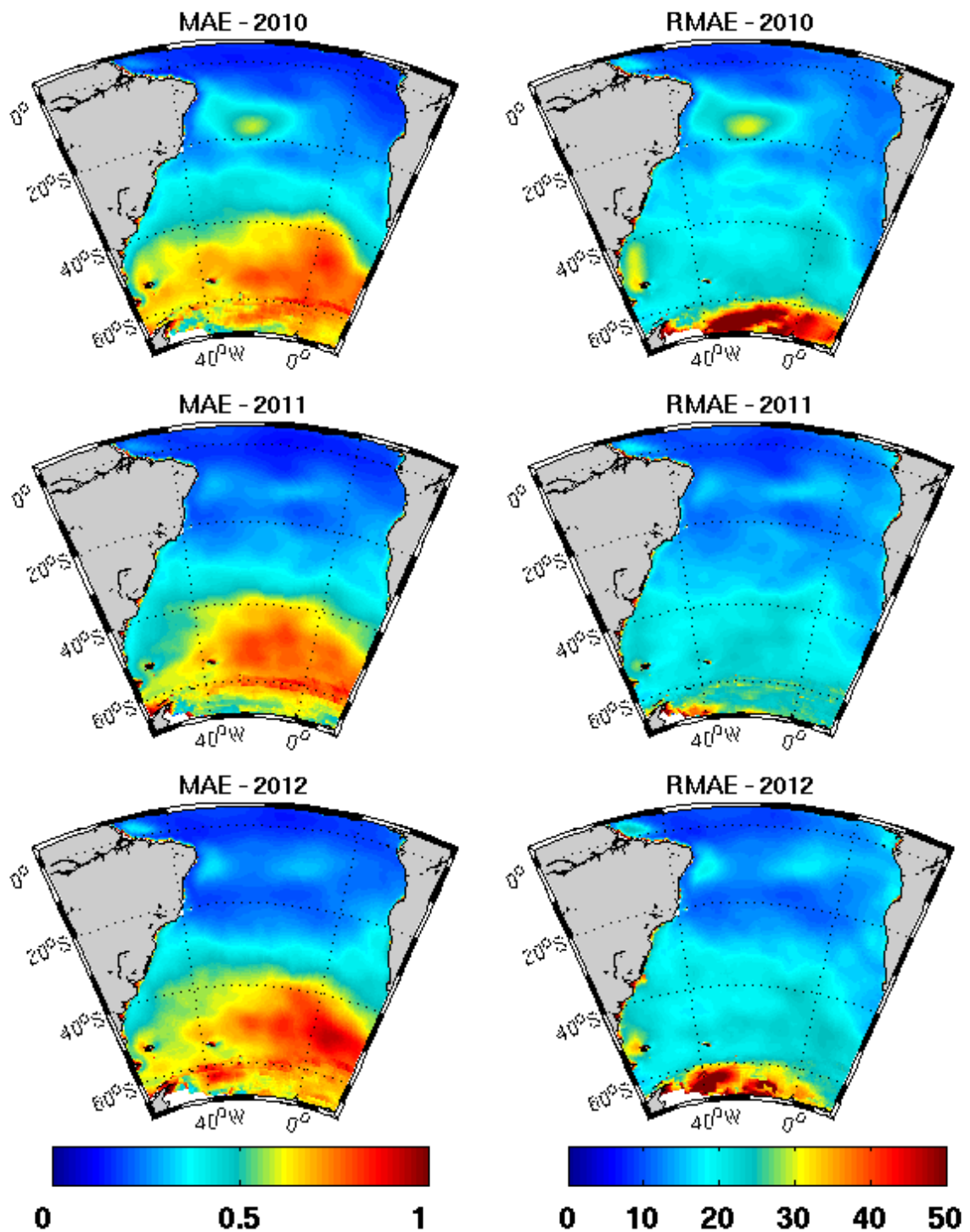
**Mean Absolute Error (m) and Relative Mean Absolute Error (%)**

Figura 3.7: Média anual do erro absoluto (MAE, esq.) e média anual do erro absoluto relativo (RMAE, dir.) entre nossos resultados e observações de médias diárias de altura sig. de onda.

As maiores densidades são encontradas sobre ou perto da linha de igualdade corroborando com a afirmação que alturas sig. modeladas estão em muito boa concordância com observações. O aumento para norte na sub-estimação das menores ondas é visto nas maiores densidades posicionadas logo acima da linha de igualdade.

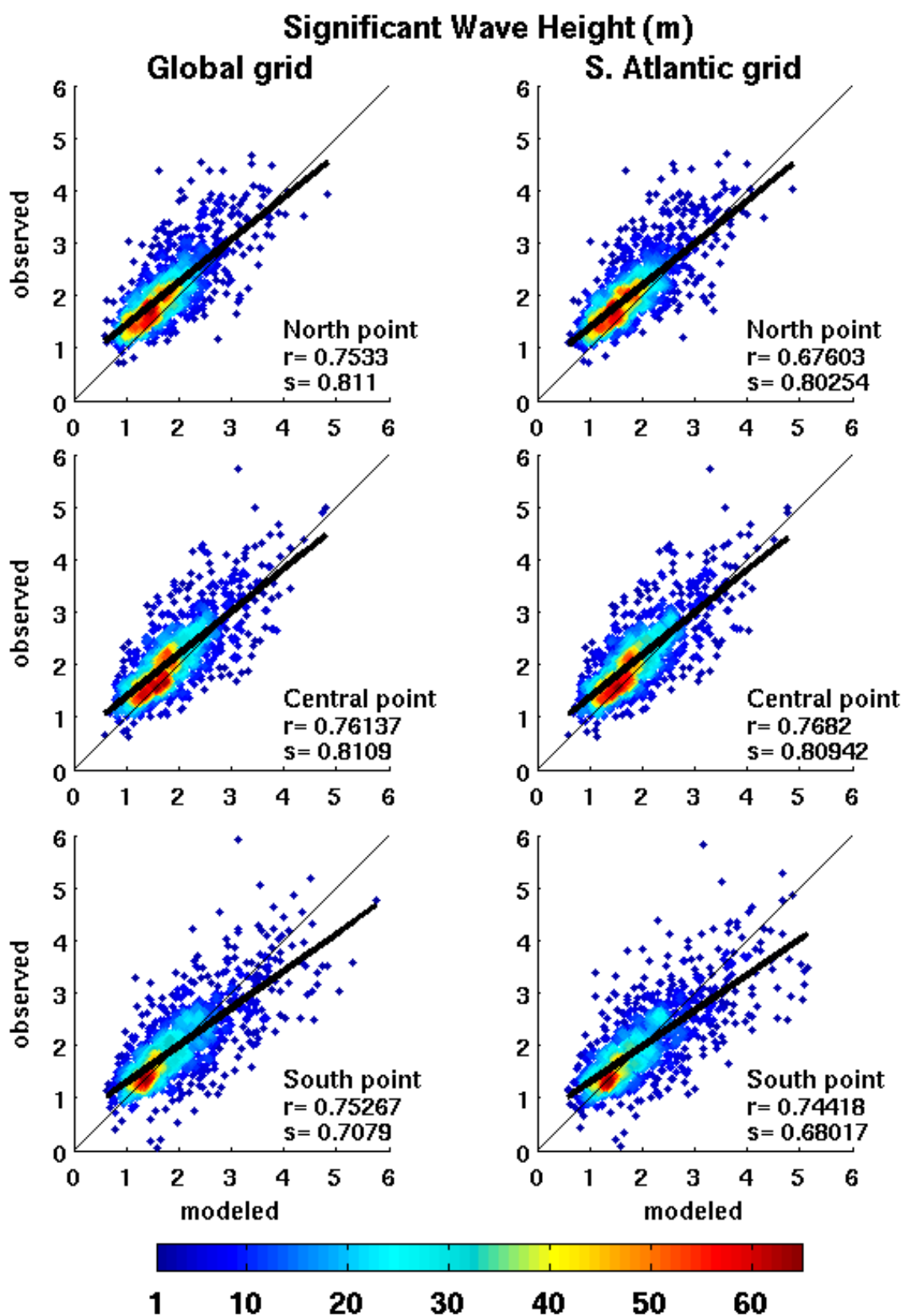


Figura 3.8: Diagrama de densidade de dispersão com comparações de médias diárias de altura sig. de onda para três pontos representando as partes norte, central e sul da quebra da PCS (Figura 3.1, asteriscos vermelhos), como obtidas com nossas simulações do WW3 na grade global (esq.) e grade do Atlântico Sul (dir.) versus como observadas com altimetria (linhas pretas). As cores representam número de ocorrências em um quadrado de 0,1 m de lado. Regressão (linha preta), sua declividade (s) e a correlação entre séries (r) são também mostradas.

Regressões mostram inclinação menor que um, refletindo esta sub-estimação das menores ondas nos pontos central e norte ( $s=0,8$ ) e também super-estimação das maiores ondas no ponto sul, onde a regressão cai para  $0,7$ . Correlações foram também altas para todos os pontos ( $\sim 0,75$ ) com um mínimo de  $0,67$  no ponto norte da grade A. Sul.

Tendo em mente as grandes incertezas inerentes associadas com dados sensoriados remotamente e resultados de modelo, as diferenças baixas encontradas entre eles em estatísticas de mapas e séries são consideradas no mínimo encorajadoras, no sentido que alturas de ondas na quebra da PCS podem efetivamente ser reproduzidas usando o WW3 com ventos da reanálise do NCEP.

Períodos e direções, no entanto, não foram validados com dados observados e, portanto, não temos meio para acessar a qualidade do modelo na reprodução dessas estatísticas na quebra da PCS. Trabalhos futuros deverão lidar com esta limitação, aumentando nossa capacidade para validar nossos resultados de larga escala.

### 3.3.2 Escala regional

Para avaliar a performance do modelo regional fizemos uso dos dois únicos conjuntos de dados de onda disponíveis na região, previamente descritos em Strauch et al. (2009). O primeiro conjunto foi obtido ao largo de Rio Grande, perto da boca da laguna dos Patos em  $17$  m, por períodos intermitentes entre 1996 e 1999 em um total de  $7376$  observações. O segundo conjunto foi obtido ao largo de Tramandaí em  $17,5$  m por períodos intermitentes entre 2006 e 2007 e totaliza  $2250$  observações (Figura 3.1, círculos vermelhos).

Os dados brutos de ambos conjuntos foram submetidos ao mesmo procedimento estatístico: sig. height e período de pico foram obtidos por cruza-zero seguindo Tucker and Pitt (2001) e direção de pico foi obtida por método espectral seguindo Hashimoto (1997).

Na Figura 3.9 apresentamos as comparações diretas das estatísticas de ondas entre nossos resultados na grade de plataforma versus os dois conjuntos de dados de ondas: Rio Grande (esq.) e Tramandaí (dir.). As alturas sig. mostram as maiores densidades posicionadas sobre ou perto da linha de igualdade, o que representa muito boa concordância, e as correlações são altas ( $0,81$  and  $0,7$ ) refletindo a concordância geral na maioria do dado. Há, no entanto, uma sub-estimação das maiores ondas pelo modelo, especialmente em Rio Grande, com as inclinações das regressões maiores que um ( $1,36$  and  $1,09$ ).

Como com a altura sig., os períodos de pico mostram maiores densidades posicionadas sobre ou perto da linha de igualdade e, portanto, também são considerados em muito boa concordância com as observações. Inclinações de regressão atingem valores menores que um ( $0,77$  e  $0,55$ ) em resposta à super-estimação das ondas de maior período pelo modelo e também por “lags” ou má-representação de alguns eventos no dado de vento. Correlações são maiores em Rio Grande ( $0,68$  e  $0,59$ ) sugerindo que estes erros de período de pico são maiores perto de Tramandaí.



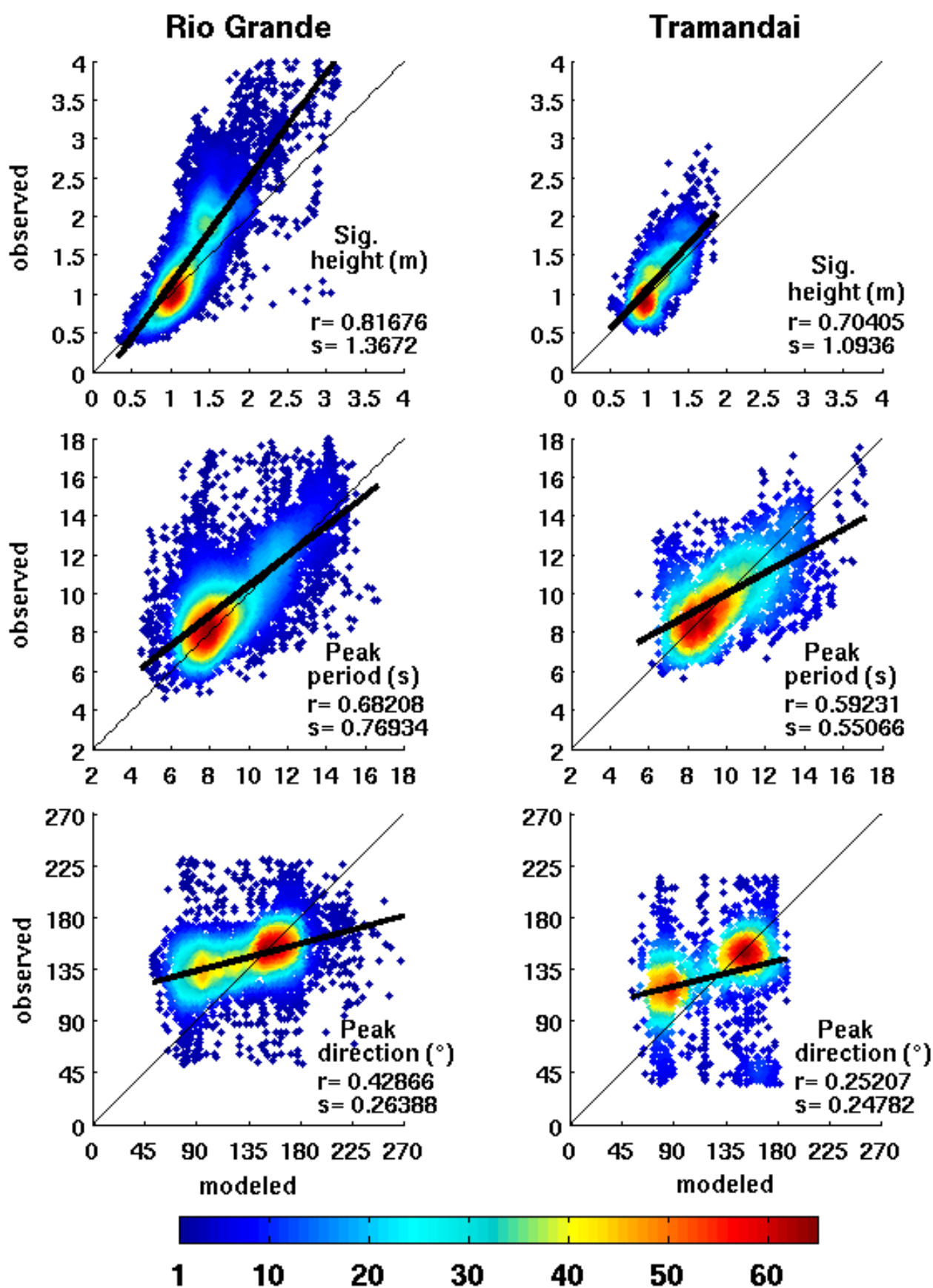


Figura 3.9: Diagrama de densidade de dispersão com comparações de estatísticas de onda entre nossas simulações na grade de plataforma versus os dois conjuntos de dados observados de ondas: Rio Grande (esq.) and Tramandai (dir.). As cores representam número de ocorrências em um quadrado de 0,1 m , 1 s ou 0.1 pi rad de lado, respectivamente para alturas, períodos e direções. Regressão (linha preta), sua declividade (s) e a correlação entre séries (r) são também mostradas.

As direções de pico, no entanto, mostram fortes desvios da linha de igualdade, muito baixa correlação (0,42 e 0,25) e inclinação da regressão (0,26 e 0,24), o que automaticamente classifica estes resultados como em pobre ou muito pobre concordância com observações. Entretanto, a maior densidade centrada em 150-160° (SSE) ajusta-se bem à linha de igualdade e é apenas a segunda região centrada entre 110° e 150° (ESE e SE) nos dados observados de Rio Grande e entre 100° e 135° (ESE) nos dados observados de Tramandaí que é erradamente representada pelo modelo como aproximadamente 90-100° (E) em Rio Grande e 70-90° (ENE) em Tramandaí, em um erro de aproximadamente 20-30° no ângulo mínimo.

Nas Figuras 3.10 e 3.11 mostramos como esta não reprodução de ondas de ESE e SE pelo modelo fortemente afeta a representação em diagramas bidimensionais de onda. Estes diagramas deixam claro que os resultados de modelo têm muito menos variabilidade do que as observações, já que estas aparecem sempre mais espalhadas pelos diagramas.

Nos dados de Rio Grande (Figura 3.10), podemos ver como a distribuição no diagrama de cima apresenta forma triangular com valores contidos entre 0,5 m e uma reta entre 1 m e 5 s e 4 m e 11 s, com a maior densidade (e.g. contorno azul-claro) localizada entre 6 e 11 s e entre 0,5 e 2,3 m, aproximadamente. A distribuição de resultados do modelo lembra a forma triangular, mas concentra-se perto de 7 s e 1 m. Eventos extremos são mostrados como pontos azul-escuro no canto superior/direito dos pontos, atingindo valores entre 4 m e 12 s e entre 3 m e 18 s, e absolutamente não foram reproduzidos pelo modelo. As direções de pico nos resultados do modelo mostram o claro padrão bimodal já mencionado, enquanto as observações são claramente centradas perto de 140° (SE), que é aproximadamente a orientação normal à linha de costa.

Nos dados de Tramandaí (Figura 3.11) a maior densidade de observações no diagrama de cima esta localizada entre 7 e 12 s de 0,7 a 1,5 m, atingindo 2 m entre 9 e 11 s. Assim como o dado de Rio Grande, aqui também o diagrama de cima mostra forma triangular abrindo de 1 m e 5 s em direção à maiores e mais longas ondas. A distribuição dos resultados, por sua vez, mal passa de 1,5 m de altura sig. e a maior densidade se concentra em 7 s, embora espalhando-se pelo mesmo intervalo das observações (6 a 15 s) e tendo até ondas de 17 s eventualmente reproduzidas. O padrão de direções modeladas é também similar ao encontrado no dado de Rio Grande, sendo bimodal e faltando as ondas mais altas, enquanto as observações são centradas perto de SE, mas com maior componente de ESE.

Ao invés de estocásticos, estes grandes erros encontrados em direções de pico revelam um claro padrão sistemático, uma vez que se repetem no tempo e em ambos os dados originados em diferentes regiões, o que fortemente sugere a má-representação de algum processo físico ou forçante.

Dois fatores poderiam estar no centro desse problema: uma baixa resolução da grade não permitindo a refração necessária ou então uma sobre-atenuação das ondas mais longas, fazendo os picos de SE desaparecerem e deixando apenas as menores e curtas ondas de ENE no espectro.

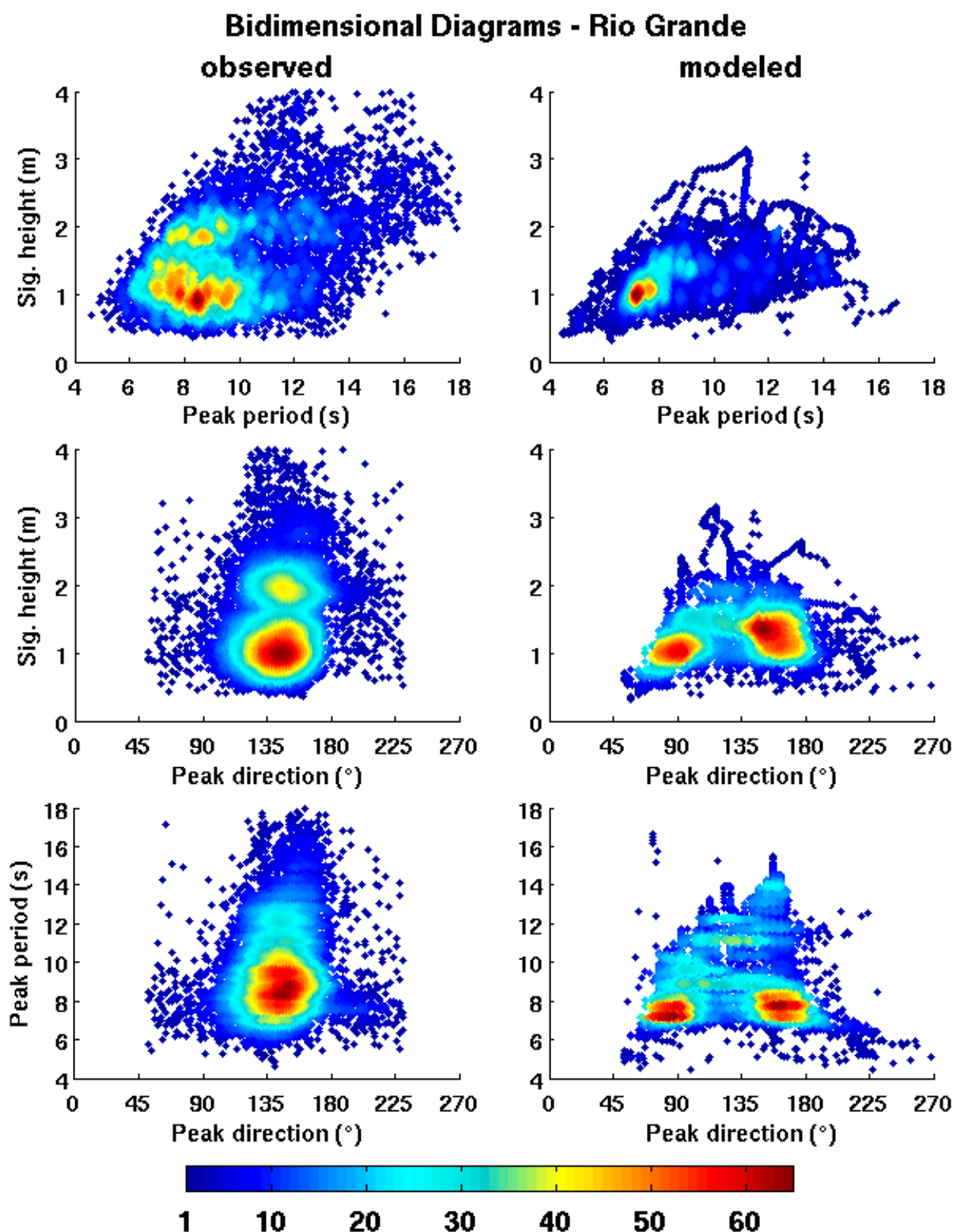


Figura 3.10: Diagrama de densidade de dispersão de estatísticas bidimensionais de onda, como observado com dados de Rio Grande (esq.) versus as simulações na grade de plataforma (dir.). As cores representam número de ocorrências em um quadrado de 0,1 m, s ou pi rad de lado, respectivamente para alturas, períodos e direções.

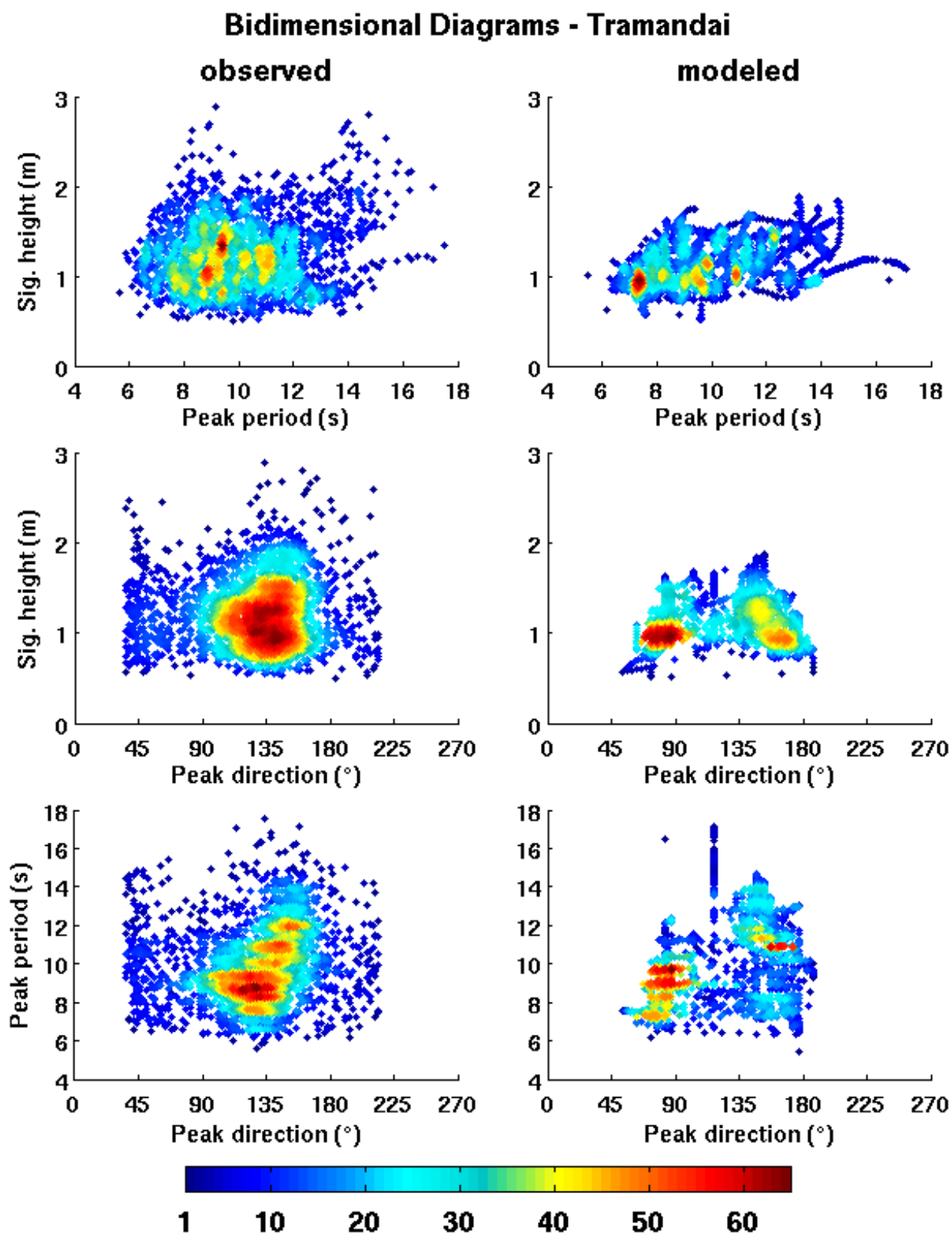


Figura 3.11: Diagrama de densidade de dispersão de estatísticas bidimensionais de onda, como observado com dados de Tramandaí (esq.) versus as simulações na grade de plataforma (dir.). As cores representam número de ocorrências em um quadrado de 0,1 m, s ou pi rad de lado, respectivamente para alturas, períodos e direções.

Nesse sentido, ao invés de calcular incorretamente uma onda de ENE inexistente, o modelo estaria então somente sub-estimando as ondas de SE, levando portanto às excessivas ocorrências de direções de pico a partir da energia remanescente de ENE. A alternativa é que estas ondas de ENE foram incorretamente reproduzidas já pelo modelo WW3, o qual então transferiu este erro para baixo através das condições de contorno.

Com o propósito de testar a possibilidade da influência da resolução espacial ou de parâmetros físicos na qualidade do modelo, nós rodamos 4 diferentes experimentos na grade costeira. O primeiro experimento tem configuração padrão, como na grade de plataforma, e seus resultados serão usados para apontar a necessidade de resolução maior para melhor representar a geometria exponencial da antepraia. O segundo experimento foi configurado com menor parâmetro de fricção (0,038), recomendado para condições de “swell” ao invés do padrão 0,067, objetivando decrescer a mencionada sobre-atenuação das maiores ondas. Terceiro e quarto experimentos foram configurados respectivamente como o primeiro e segundo, mas sem vento, para apontar o papel dos ventos locais na forma final dos espectros.

Os diagramas de dispersão com comparações diretas de altura sig. (Figura 3.12), período de pico (Figura 3.13) e direção de pico (Figura 3.14) entre esses quatro experimentos e os dois dados observados de onda mostram muito mais similaridades que diferenças. Nas Tabelas 3.1 a 3.3 apresentamos os valores de correlações e regressões obtidas nos quatro experimentos, junto com seus MAE e RMAE.

Na comparação de alturas sig. podemos ver como simulações sem vento (exp. 3 e 4) têm usualmente pior performance quando comparadas com os experimentos 1 e 2. Ainda assim, elas também respondem ao padrão de mudanças encontradas nos exp. 1 e 2, os quais apresentam melhor concordância do que na grade de plataforma usando configuração padrão (exp. 1) e ainda melhor no experimento com menor atrito (exp. 2), cujas regressões ficam muito perto da linha de igualdade nos dados de Rio Grande e quase ajustada nos dados de Tramandaí.

Nos períodos de pico a performance muito boa da grade anterior foi mantida, também com pior reprodução nos maiores períodos de pico em Tramandaí. No entanto, embora experimentos com vento tenham melhor performance nos dados de Rio Grande, o oposto é verdade para Tramandaí, que apresentou melhores correlações e regressões nos experimentos sem vento. Importante notar as ondas observadas com 13 s e modeladas com 7 s que se ajustam no quarto experimento mostrando que o vento local perto de Tramandaí efetivamente afeta os períodos de pico modelados, enquanto que em Rio Grande afeta menos. Além disso, este desajuste no terceiro experimento reafirma a melhor performance da configuração com menor atrito.

Direções de pico foram também similares às da grade de plataforma, com os experimentos sem vento apresentando melhor ajuste das maiores densidades centradas em SSE no dado de Tramandaí. No entanto, as maiores diferenças são no dado de Rio Grande onde a redução da densidade das ondas de ENE nos experimentos sem vento é suficiente para confirmar que os ventos locais também afetam as direções de pico modeladas. Mais ainda, as ondas de SE são mais vistas nessas condições sem vento, atestando que a energia das ondas locais pode ter se sobreposto a algumas energias de SE como mencionado previamente.

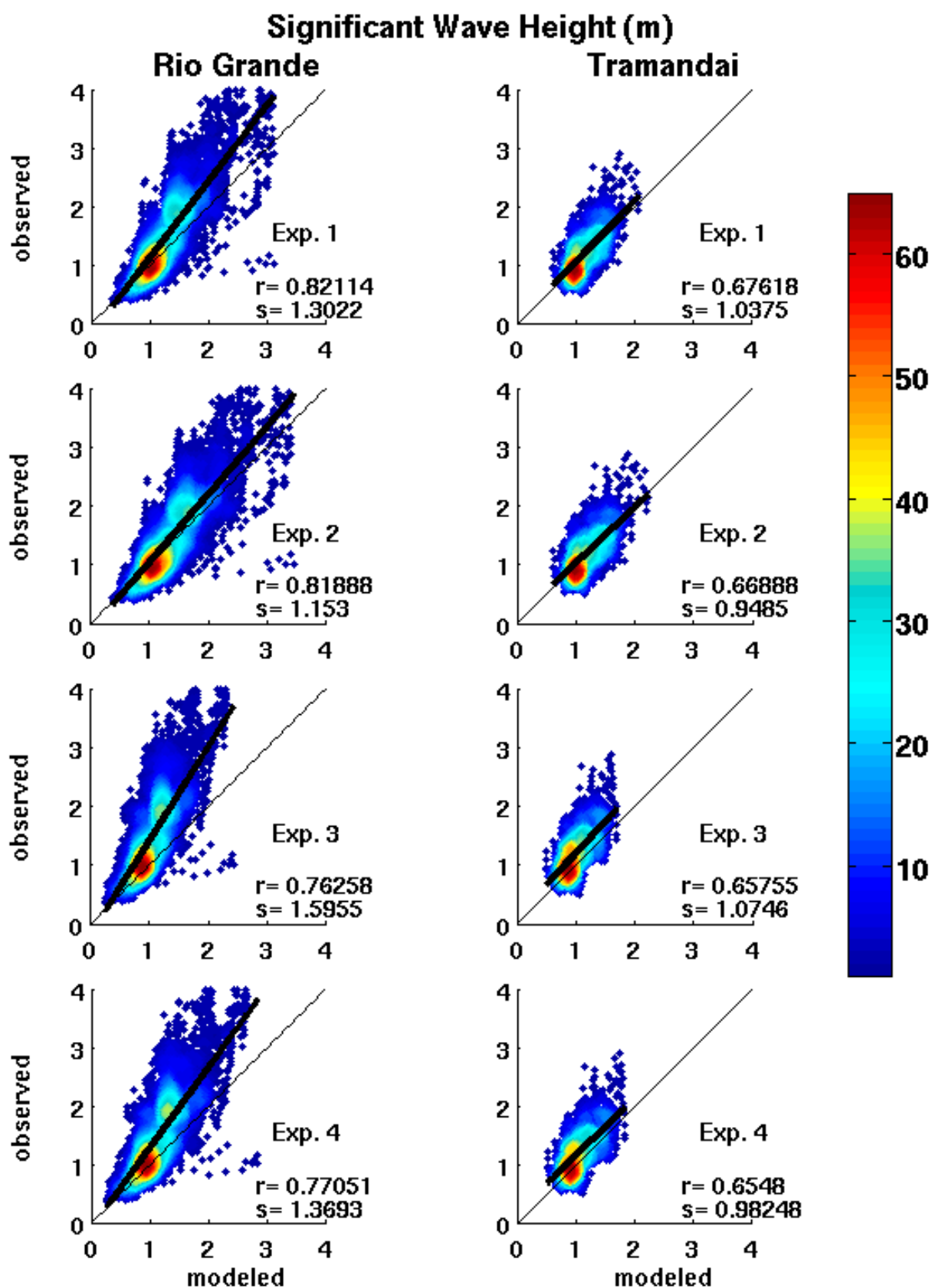


Figura 3.12: Diagrama de densidade de dispersão com comparações de altura sig. de onda entre os quatro experimentos na grade costeira curvilínea versus os dois conjuntos de dados observados de ondas: Rio Grande (esq.) and Tramandai (dir.). As cores representam número de ocorrências em um quadrado de 0,1 m de lado. Regressão (linha preta), sua declividade (s) e a correlação entre séries (r) são também mostradas.



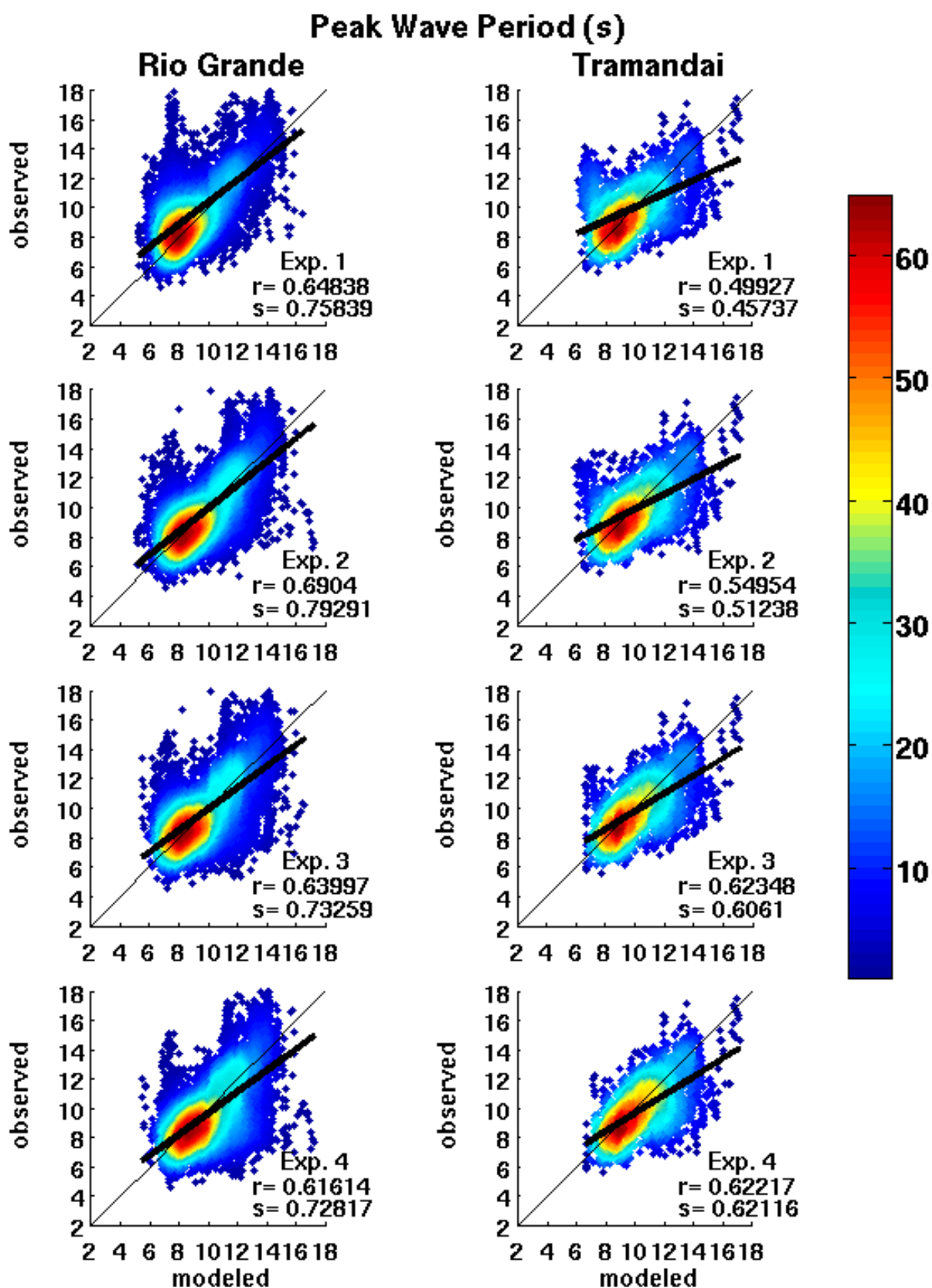


Figura 3.13: Diagrama de densidade de dispersão com comparações de período de pico entre os quatro experimentos na grade costeira curvilínea versus os dois conjuntos de dados observados de ondas: Rio Grande (esq.) and Tramandai (dir.). As cores representam número de ocorrências em um quadrado de 1 s de lado. Regressão (linha preta), sua declividade (s) e a correlação entre séries (r) são também mostradas.

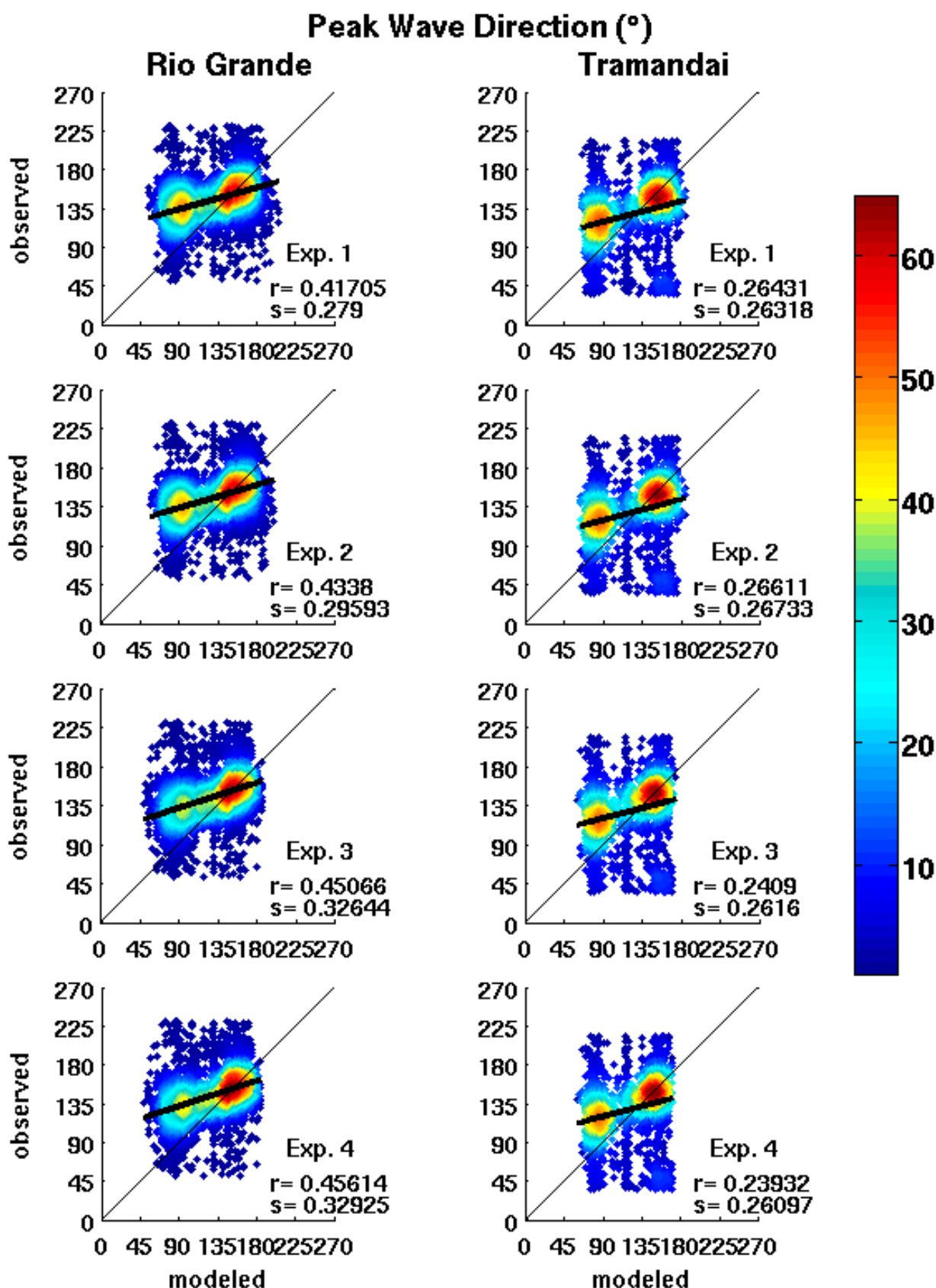


Figura 3.14: Diagrama de densidade de dispersão com comparações de direção de pico entre os quatro experimentos na grade costeira curvilínea versus os dois conjuntos de dados observados de ondas: Rio Grande (esq.) and Tramandai (dir.). As cores representam número de ocorrências em um quadrado de 1 pi rad de lado. Regressão (linha preta), sua declividade (s) e a correlação entre séries (r) são também mostradas.



Tabela 3.1: Estatísticas de comparação de série entre altura sig. observada e modelada.

<b>Sig.</b> <b>Heights</b>	<b>Rio Grande</b>				<b>Tramandai</b>			
	<b>r</b>	<b>s</b>	<b>MAE</b>	<b>RMAE</b>	<b>r</b>	<b>s</b>	<b>MAE</b>	<b>RMAE</b>
<b>Shelf</b>	0.8167	1.3672	0.3464	0.2041	0.7040	1.0936	0.2240	0.1818
<b>Exp. 1</b>	0.8211	1.3022	0.3409	0.2058	0.6761	1.0375	0.2233	0.1851
<b>Exp. 2</b>	0.8188	1.1530	0.3076	0.2024	0.6688	0.9485	0.2223	0.1917
<b>Exp. 3</b>	0.7625	1.5955	0.4999	0.2760	0.6575	1.0746	0.2766	0.2096
<b>Exp. 4</b>	0.7705	1.3693	0.4226	0.2399	0.6548	0.9824	0.2558	0.1995

Tabela 3.2: Estatísticas de comparação de série entre período de pico observado e modelado.

<b>Peak</b> <b>Periods</b>	<b>Rio Grande</b>				<b>Tramandai</b>			
	<b>r</b>	<b>s</b>	<b>MAE</b>	<b>RMAE</b>	<b>r</b>	<b>s</b>	<b>MAE</b>	<b>RMAE</b>
<b>Shelf</b>	0.6820	0.7693	1.3631	0.1345	0.5923	0.5506	1.4434	0.1463
<b>Exp. 1</b>	0.6483	0.7584	1.4088	0.1391	0.4992	0.4573	1.5765	0.1572
<b>Exp. 2</b>	0.6904	0.7929	1.3325	0.1395	0.5495	0.5123	1.5021	0.1539
<b>Exp. 3</b>	0.6399	0.73259	1.4319	0.1510	0.6234	0.6061	1.3738	0.1423
<b>Exp. 4</b>	0.6161	0.7281	1.4974	0.1637	0.6221	0.6211	1.4011	0.1482

Tabela 3.3: Estatísticas de comparação de série entre direção de pico observada e modelada.

<b>Peak</b> <b>Directions</b>	<b>Rio Grande</b>				<b>Tramandai</b>			
	<b>r</b>	<b>s</b>	<b>MAE</b>	<b>RMAE</b>	<b>r</b>	<b>s</b>	<b>MAE</b>	<b>RMAE</b>
<b>Shelf</b>	0.4286	0.2638	27.472	0.1977	0.2520	0.2478	33.041	0.3503
<b>Exp. 1</b>	0.4170	0.2790	27.706	0.1981	0.2643	0.2631	32.541	0.3458
<b>Exp. 2</b>	0.4338	0.2959	26.720	0.1913	0.2661	0.2673	32.279	0.3440
<b>Exp. 3</b>	0.4506	0.3264	25.092	0.1784	0.2409	0.2616	32.114	0.3375
<b>Exp. 4</b>	0.4561	0.3292	25.083	0.1786	0.2393	0.2609	31.961	0.3372

Assim, os resultados do modelo na grade costeira são considerados como em muito boa concordância com observações para altura sig. e períodos de pico, mas se apresentaram conflitantes em direções de pico, uma vez que reproduz satisfatoriamente as direções SSE e SE mas não reproduz corretamente a onda de ESE.

Finalmente, mostramos nas Figuras 3.15 e 3.16 os diagramas bidimensionais de estatísticas de onda, respectivamente para Rio Grande e Tramandaí (compare com Figuras 3.10 e 3.11), os quais foram feitos usando os resultados de modelo obtidos com o experimento dois com vento (esq. +w) e com o experimento quatro sem vento (dir. -w). Estes diagramas sempre acentuam as possíveis diferenças ao espalhar as ocorrências no plano e, portanto, representam ajuda inestimável no estabelecimento do experimento com melhor performance.

Os diagramas mostram como os experimentos com vento têm uma melhor reprodução das maiores ondas, mas pior reprodução das menores ondas, especialmente em Rio Grande. Eles também mostram como a densidade de ondas ENE diminui sem vento, junto com algumas ondas de SSE de baixo período, corroborando com a possibilidade de que estas ondas esconderam ocorrências de ondas de SE, as quais são maiores nos experimentos sem vento nas duas localidades.

### 3.4 Considerações finais

Após brevemente descrever os dois modelos utilizados e apresentar suas grades e configurações, o presente estudo avaliou a validação proposta de resultados de larga escala com altimetria orbital e a validação dos resultados regionais com os dois conjuntos de dados de onda disponíveis sobre a PCS, discutindo o quanto o modelo reproduziu a realidade local.

Excluindo erros localizados, os resultados de altura sig. do WW3 nas grades global e do A. Sul puderam ser considerados como em muito boa concordância com as observações, apresentando marcante similaridade com dados altimétricos. Os erros sobre a quebra da PCS foram encontrados principalmente na sub-estimação das menores ondas, a qual mostra aumento para norte.

Tendo em mente as grandes incertezas inerentes associadas com dados sensoriados remotamente e resultados de modelo, as diferenças baixas encontradas entre eles são consideradas no mínimo encorajadoras, no sentido que alturas de ondas na quebra da PCS podem efetivamente ser reproduzidas usando o WW3 com ventos da reanálise do NCEP.

Períodos e direções, no entanto, não foram validados com dados observados e, portanto, não tivemos meio para acessar a qualidade do modelo na reprodução dessas estatísticas na quebra da PCS. Trabalhos futuros deverão lidar com esta limitação, aumentando nossa capacidade para validar nossos resultados de larga escala.

Quanto a modelagem regional, ambos altura sig. e período de pico como obtidos na grade de plataforma foram considerados como em muito boa concordância com observações. Regressões e correlações dos períodos de pico sugerem que as má representações são maiores perto de Tramandaí.

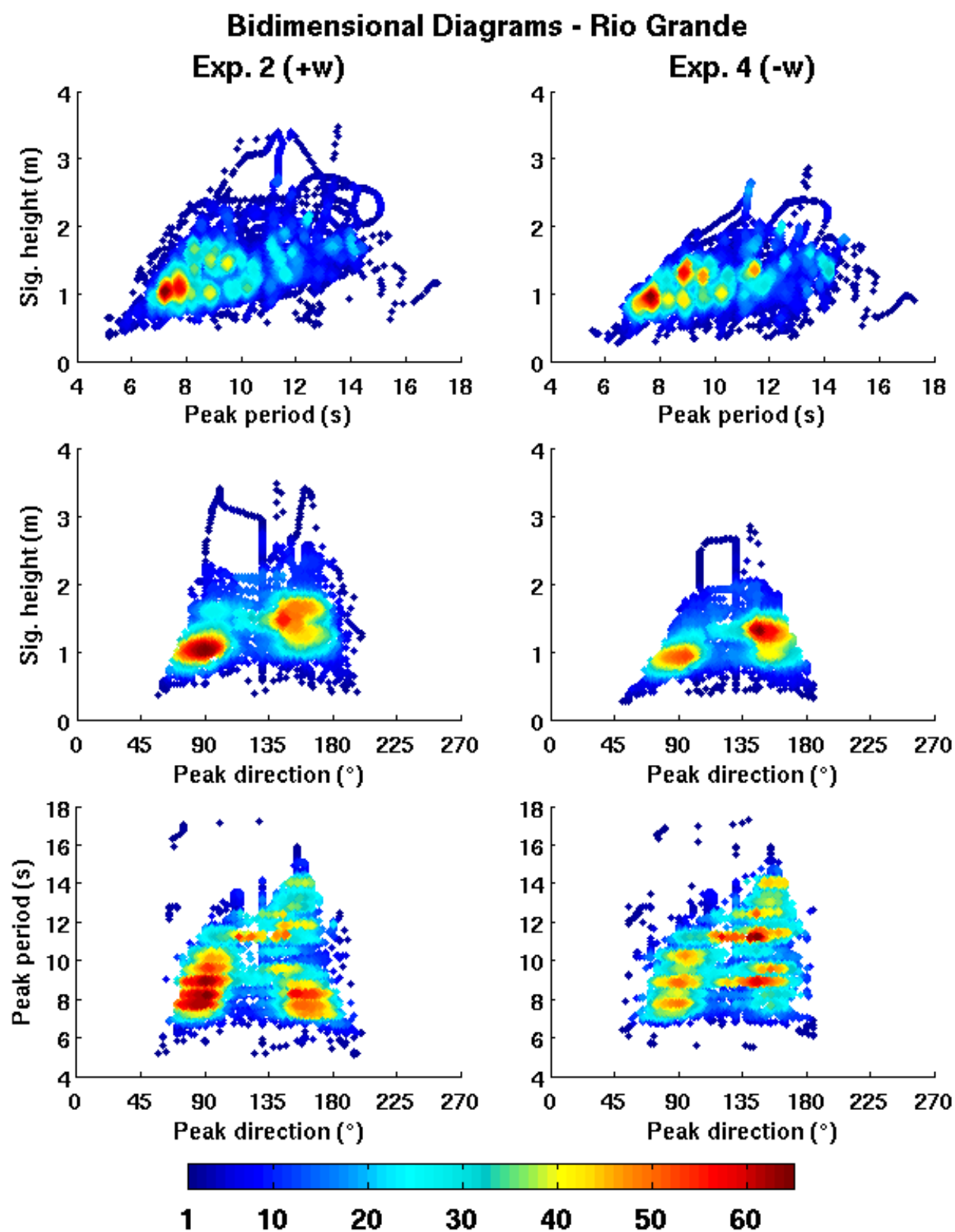


Figura 3.15: Diagrama de densidade de dispersão de estatísticas bidimensionais de onda dos resultados em Rio Grande, como obtidos no exp. 2 com vento (esq., +w) e no exp. 4 sem vento (dir., -w). As cores representam número de ocorrências em um quadrado de 0,1 m, s ou pi rad de lado, respectivamente para alturas, períodos e direções.

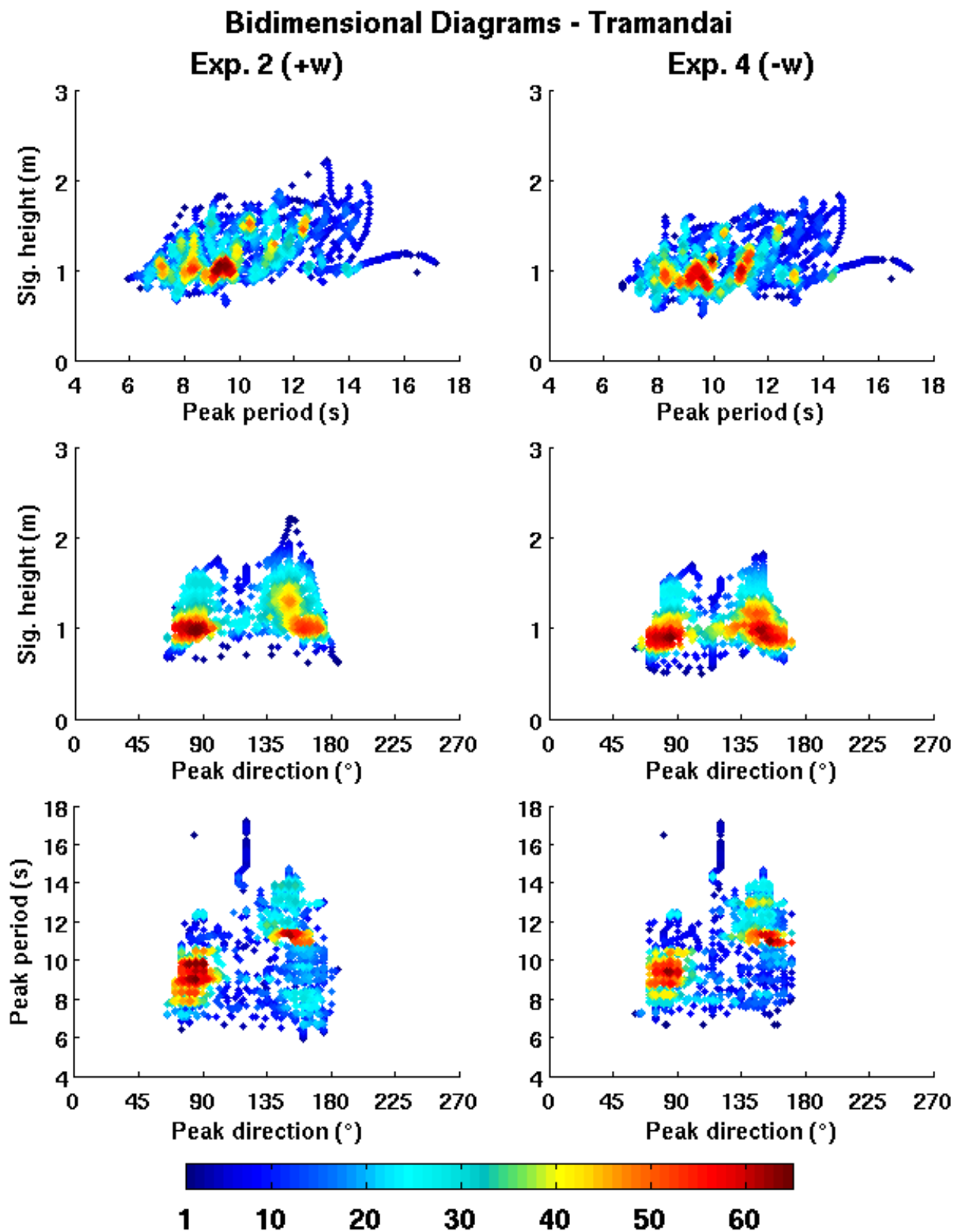


Figura 3.16: Diagrama de densidade de dispersão de estatísticas bidimensionais de onda dos resultados em Tramandai, como obtidos no exp. 2 com vento (esq., +w) e no exp. 4 sem vento (dir., -w). As cores representam número de ocorrências em um quadrado de 0,1 m, s ou pi rad de lado, respectivamente para alturas, períodos e direções.

As direções de pico, no entanto, mostraram correlações e regressões muito baixas em ambas localidades, o que automaticamente classifica estes resultados como em pobre concordância com observações. Contudo, as ondas de S e SSE foram bem reproduzidas e é apenas as ondas de ESE que foram erradamente representadas como aproximadamente E ou ENE pelo modelo.

Os resultados na grade costeira também foram considerados como em muito boa concordância com observações para altura sig. e período de pico, mas apresentaram os mesmos resultados conflitantes em direções de pico, já que essa grade de maior resolução satisfatoriamente reproduz as direções SSE e SE, mas também não reproduz corretamente a onda de ESE.

Acreditamos que estas ondas de E ou ENE foram incorretamente produzidas já pelo modelo WW3, o qual transferiu este erro para baixo através das condições de contorno. Experimentos futuros deverão fazer testes de sensibilidade para verificar a origem deste erro na parte norte da PCS e, possivelmente, propor uma solução.

Ficou provado que as estatísticas de onda dos resultados na grade costeira são efetivamente influenciadas pelo vento local, o qual melhorou a performance das maiores ondas mas prejudicou a performance do modelo em termos de menores ondas, períodos de pico e direções de pico. O fato de que a inclusão de vento quase dobra o esforço computacional sem consistentemente melhorar a performance da suporte ao possível uso da opção sem vento em futuros experimentos com esta grade, em cujo caso muito cuidado deverá ser tomado com a validação das alturas sig. de onda.

A resolução espacial aumentada certamente teve um papel e não pode ser descartada, uma vez que mostra melhores estatísticas e maior variabilidade de resultados, mas foi a diminuição do atrito que representou a maior melhoria nas simulações na grade costeira. Mais provavelmente por causa da muito baixa declividade da PCS e de seu fundo liso de areia muito fina, a configuração com o menor atrito pode de fato ser um parâmetro de calibração muito bom em experimentos futuros com o modelo SWAN na região.

# Capítulo 4

## Variabilidade de ondas no espaço-tempo

### 4.1 Padrões de onda em larga escala

O primeiro passo para uma melhor definição das condições de onda sobre a PCS é apresentar os mapas de médias de longo-termo (1990-2012) de altura sig. de onda e período de pico como nos resultados do WW3 (Figura 4.1). É possível ver o efeito de bloqueio da América do Sul nas ondas geradas pelos ventos de oeste e o decréscimo das alturas de onda para norte como discutido no capítulo 3.

Este bloqueio continental é responsável pela larga área de baixas médias de períodos de pico encontradas no sudoeste do A. Sul, o que define essa região como uma área de geração dominada por ondas locais com menos ondas remotas (ou “swell”). Mais ao norte e centrado em 30° S é também possível ver em laranja (8 s) uma área de menor período de pico feita pelas ondas de ENE/E geradas pelos ventos da célula de Alta pressão do Atlântico Sul (AAS).

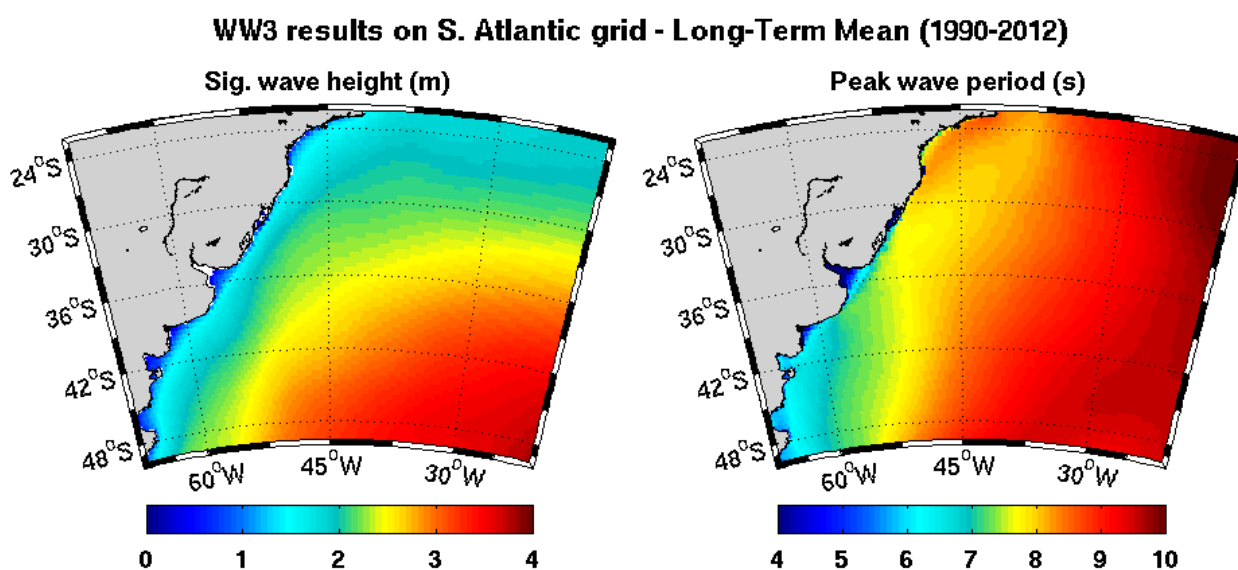


Figura 4.1: Média de longo-termo (1990-2012) de altura sig. de onda (esq.) e período de pico (dir.) como obtidos com nossos resultados do modelo WW3 na grade A. Sul.

Estes resultados permitem-nos definir o posicionamento da PCS exatamente no encontro entre a influência dos ciclones e a influência da AAS, pelo menos na geração de ondas e em condições atmosféricas atuais. Além disso, isso também corrobora com a afirmação anterior de que a PCS é essencialmente bimodal em direções.

Importante mencionar que sobre a PCS e excluindo águas rasas, a média de longo-termo de altura sig. de onda atinge aproximadamente entre 1,5 e 2 m, o que pode ser considerado, no máximo, uma condição moderada. Entretanto, como discutido no capítulo 2, típicas ocorrências de alta energia de onda não são devidas à circulação atmosférica média mas devido à sucessão de oscilações sinóticas de alta e baixa pressão movendo-se para leste através da América do Sul que acaba resultando em ventos alternados na superfície sobre o oceano.

Como regra, mapas instantâneos de estatísticas de onda são extremamente poluídos, sendo na maioria do tempo uma sobreposição de padrões diversos o que dificulta maiores interpretações subjetivas. Contudo, em 23 anos de simulações a cada 6 horas foi possível identificar e pinçar alguns exemplos isolados que podem ajudar na caracterização geral do clima de ondas da PCS.

Começamos nas Figuras 4.2 a 4.4 mostrando exemplos de padrões de onda induzidos pela presença de ciclones extratropicais acerca das três distintas regiões de máxima ciclogênese sobre o oeste do A. Sul. De norte para sul, a primeira é localizada próxima do norte da PCS (27°S), a segunda ao largo do Uruguai e sobre a PCS (35°S) e a terceira ao largo da Argentina (48°S).

Na Figura 4.2 apresentamos as altas ondas geradas pela ciclogênese perto de 27°S, a qual foi na maioria certamente encontrada durante o verão e portanto provavelmente compartilha da relação do ciclone com a zona de convergência subtropical. Estes eventos escolhidos ocorreram em 17/12/2008 (acima) e 04/01/2009 (abaixo) causando ondas de E/ESE de até 5.5 m como na Figura 4.2 (inferior-esq.) e podem ser fortes para causar ondas de direções opostas como na Figura 4.2 (inferior-dir.). Após se formarem esses ciclones usualmente movem-se para sudeste, possivelmente então gerando ondas de SE sobre a PCS.

Os ciclones de 27°S têm de longe a menor vorticidade dos três. Na Figura 4.3 apresentamos dois exemplos de ondas altas geradas pela ciclogênese de 35°S, as quais são centradas no inverno mas também exibem vorticidades aumentadas durante o outono e primavera devido à intensificação dos gradientes termais atmosféricos.

Os eventos de 18/04/1999 (acima) and 03/09/2006 (abaixo) são exemplos isolados de quando as ondas atingiram até 8 m de altura sig. e formaram um perfeito anel de ondas altas, não deixando dúvidas sobre a importância desse fenômeno para a PCS. A ocorrência de ondas altas de SE também fica clara na porção sul dos ciclones, a uma distância maior da costa do que as ondas de S/SW.

Na Figura 4.4 mostramos então exemplos de padrões de onda gerados pela ciclogênese centrada em 48°S, as quais ocorrem todo o ano mas mais frequentemente durante o verão. Os eventos de 19/02/1995 (acima) and 24/06/2007 (abaixo) mostram áreas com mais de 8 m de altura sig. que foram originados em 48°S mas depois se espalharam por todo o oeste do A. Sul.

## Cyclogenesis at 27°S - sig. wave height (m) and mean direction (vectors)

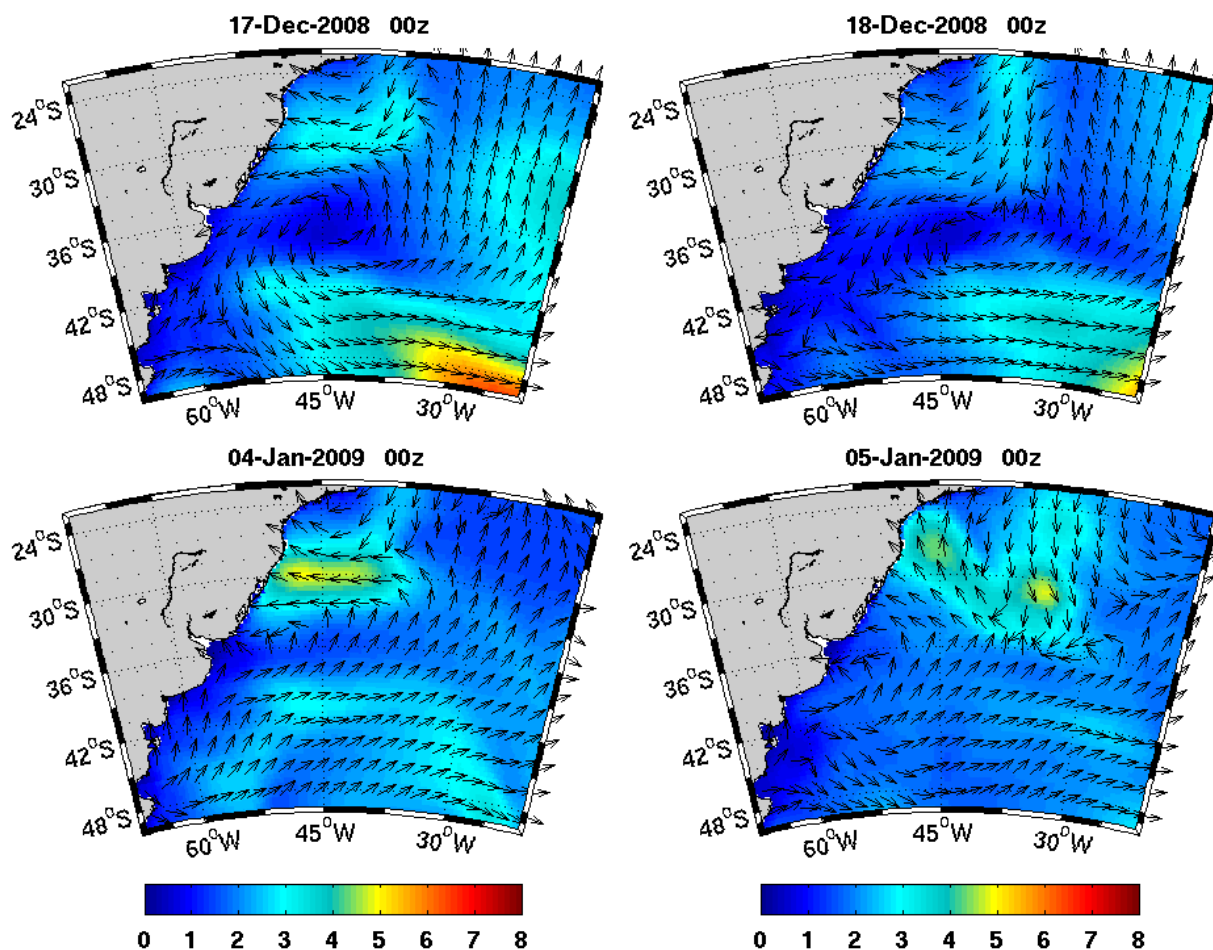


Figura 4.2: Exemplos de padrões de onda gerados pela ciclogênese centrada em 27°S. Altura sig. (m) e direção média de onda (vetores adimensionais) para os eventos de 17/12/2008 (acima) e 04/01/2009 (abaixo) como obtidos com nossos resultados do modelo WW3 na grade A. Sul.

Tanto gerados pelos ciclones de 35°S (Figure 4.3, inferior-esq.) quanto pelos ciclones de 48°S (Figura 4.4, inferior-esq.), estes espalhamentos para nordeste das ondas são, de fato, uma situação muito recorrente no oeste do A. Sul e ocorrem mesmo na ausência de um ciclone identificável, forçados então por sistemas de baixa pressão ordinários.

Quando a alta pressão anticiclônica atinge o oceano, o vento sopra de volta ao continente e possivelmente gera ondas de E/SE. Depois, se há tempo suficiente entre dois sistemas frontais, as ondas de ENE geradas pela célula da AAS se estabelecem e se reforçam até o próximo evento, usualmente marcado pelas ondas pré-frontais de N/NW se espalhando da PCS em direção ao Oceano Sul.

Na Figura 4.5 (acima) mostramos dois exemplos isolados de onda de SE pós-frontal atingindo a PCS em 31/12/2010 (superior-esq.) e a plataforma sudeste (PCSE) em forma de lua ao norte da PCS em 26/12/2001 (superior-dir.). Torna-se claro que há uma relação entre a latitude sujeita às ondas pós-frontais e o posicionamento da célula de alta pressão, uma vez que esta só pode soprar ondas de SE sobre a PCS quando esta localizada ao sul de 40°S. Importante enfatizar que a chegada de tais ondas de SE à costa após a condição de S/SW não deve ser confundida



com as ondas frontais de SE, as quais são geradas pelos ciclones e também chegam depois da condição S/SW.

Na Figura 4.5 (abaixo) é apresentado o evento iniciado em 14/10/1999 para mostrar a mudança das ondas ENE de condições pós-frontais (inferior-esq.) para as ondas pré-frontais de N/NW (inferior-dir.) que podem atingir até 5 m, mas são dirigidas para fora da PCS.

Finalmente, apresentamos a evolução das ondas altas de ENE e de E/ESE que algumas vezes se mantém por dias atingindo 3 a 4 m de altura. O evento entre 02 e 05/10/2006 (Figura 4.6) mostra as ondas altas de ENE que se tornam NE acerca do Uruguai. Pelo menos nas proximidades da PCS, a orientação dessas ondas se assemelha muito com a circulação média em superfície da atmosfera (Figura 2.6).

Na Figura 4.7, o evento entre 07 e 10/03/2010 mostra ondas extremas de E atingindo até 6 m de altura sig. em frente à PCS em uma configuração pós-frontal. Embora elas não sejam usualmente tão altas, ainda assim estas ondas de E são usadas como exemplo que sob certas circunstâncias os gradientes meridionais de pressão atmosférica podem de fato se tornar importante, mesmo na ausência de um ciclone.

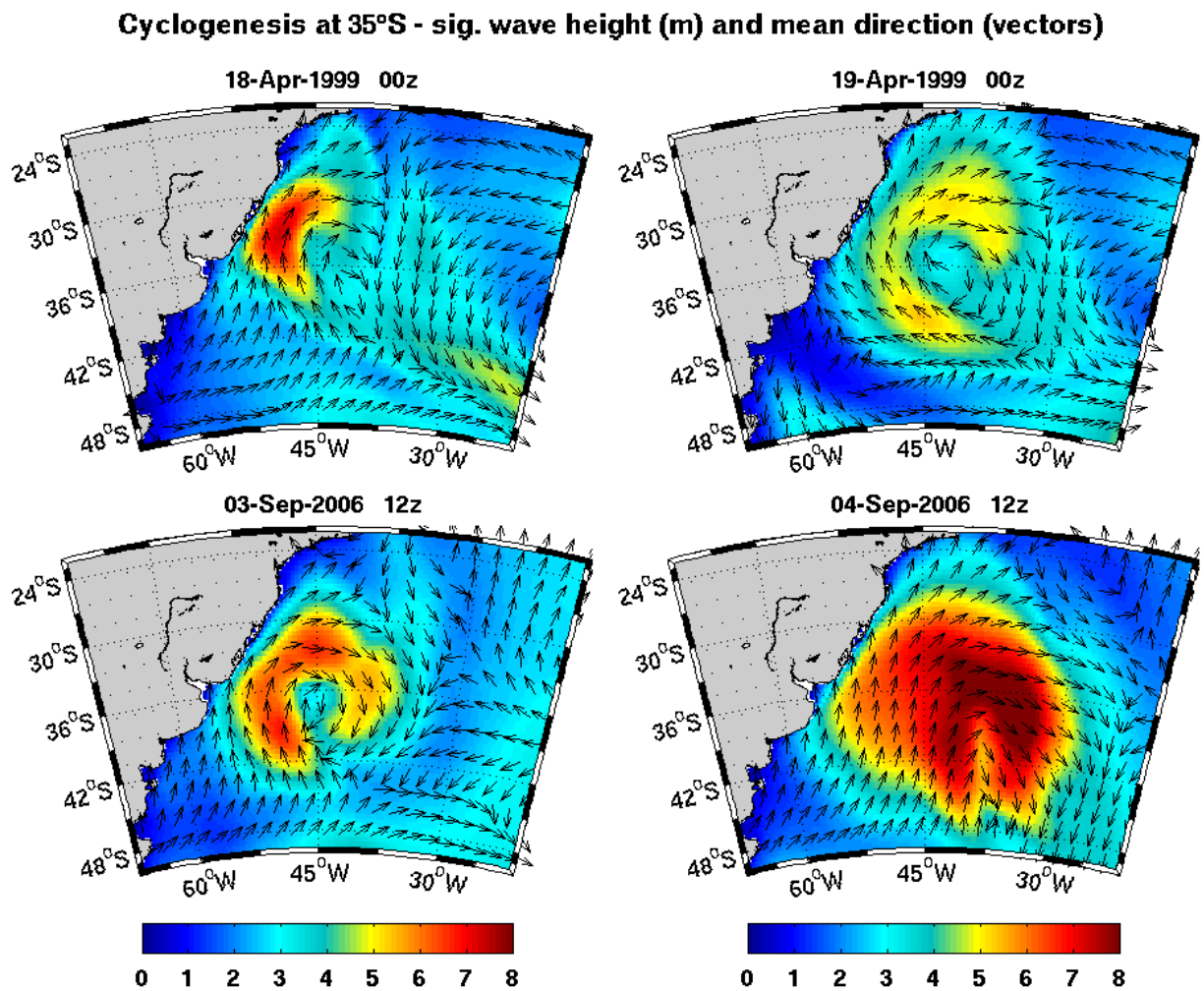


Figura 4.3: Exemplos de padrões de onda gerados pela ciclogênese centrada em 35°S. Altura sig. (m) e direção média de onda (vetores adimensionais) para os eventos de 18/04/1999 (acima) e 03/09/2006 (abaixo) como obtidos com nossos resultados do modelo WW3 na grade A. Sul.

## Cyclogenesis at 48°S - sig. wave height (m) and mean direction (vectors)

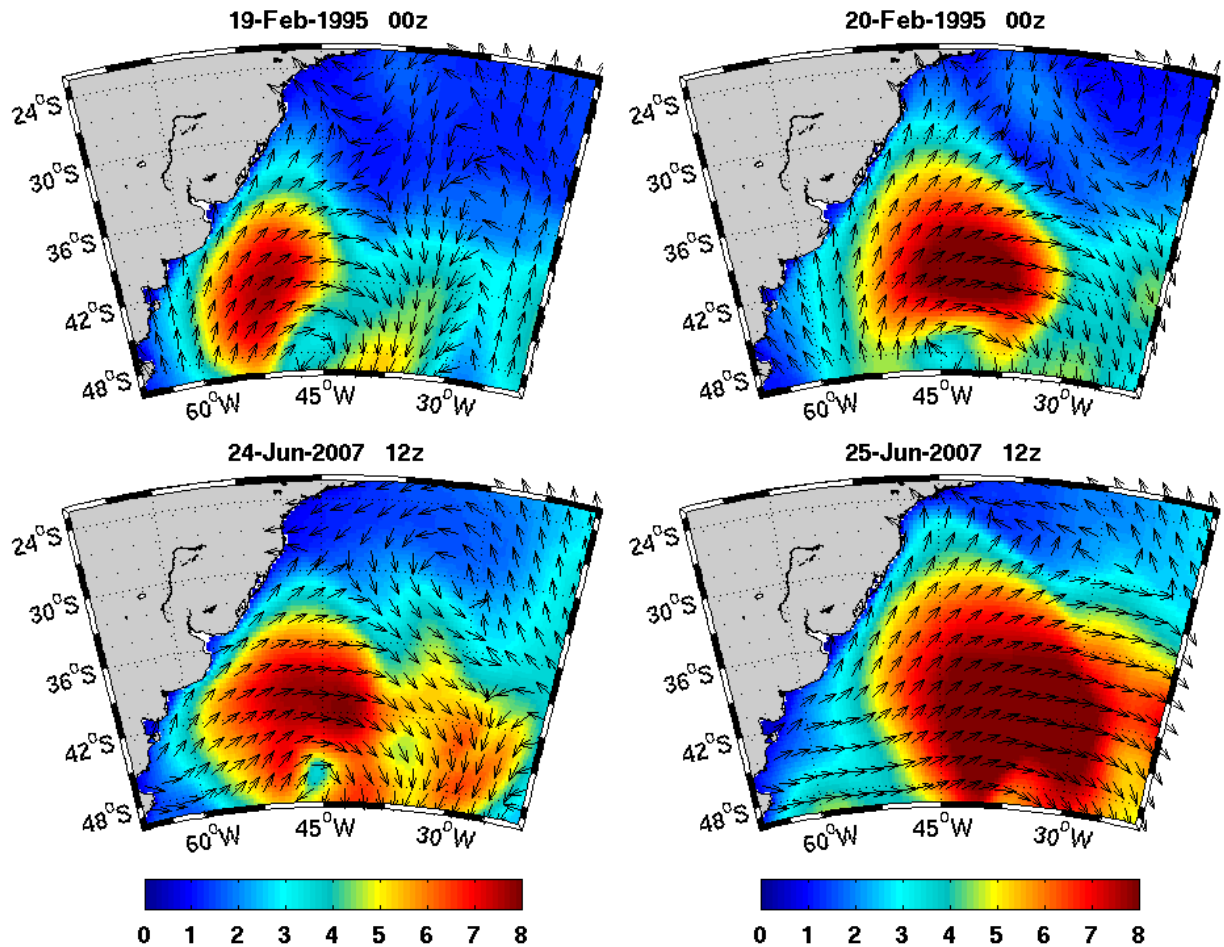


Figura 4.4: Exemplos de padrões de onda gerados pela ciclogênese centrada em 48°S. Altura sig. (m) e direção média de onda (vetores adimensionais) para os eventos de 19/02/1995 (acima) e 24/06/2007 (abaixo) como obtidos com nossos resultados do modelo WW3 na grade A. Sul.

Como apresentado no capítulo 3, nossos resultados superestimam as ocorrências dessas ondas de ENE em prejuízo das ondas de E/ESE. Nas Figuras 4.6 e 4.7 podemos ver que a diferença entre ambos os padrões é a configuração geral das ondas associadas à célula móvel de alta pressão, cuja porção norte pode ou não apresentar uma componente mais forte de leste.

É imperativo chamar atenção para a existência de uma vorticidade acerca de 25°S na Figura 4.7 (abaixo), girando as ondas no sentido horário. A baixa pressão responsável por isso é muito provavelmente a mesma responsável por induzir ciclogênese no verão em 27°S e as similaridades entre o padrão de ondas de E das Figuras 4.2 e 4.7 estão longe de serem apenas coincidência. Quando essa baixa ocorre, as ondas de ENE vêm de E ou ESE, em maior concordância com as observações de bóia. Quando ela não ocorre, as ondas de ENE persistem mais e em clara discordância com as observações.

A localização desta baixa já sugere a influência da zona de convergência subtropical da atmosfera, mas é importante lembrar que também é influenciada pelo relevo de 1000 m do leste da América do Sul que perto da costa acompanha toda a SEBS, criando então um efeito de abrigo dos ventos médios de N/NW em baixos níveis.

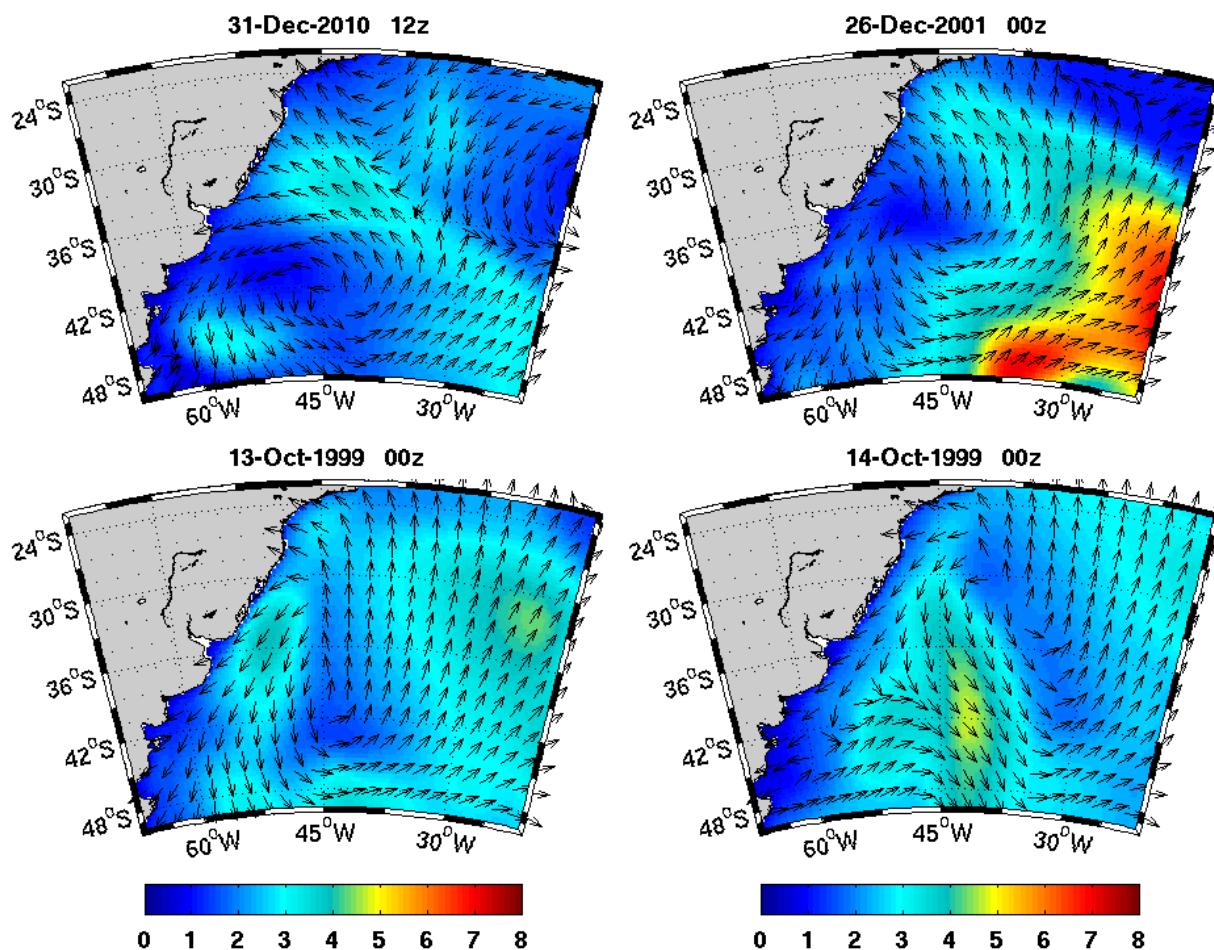
**Post-Frontal SE and Pre-Frontal N/NW - sig. wave height (m) and mean direction (vectors)**

Figura 4.5: Dois exemplos de ondas pós-frontais SE (acima) e um exemplo de mudança pré-frontal de ondas ENE para N/NW (abaixo). Altura sig. (m) e direção média de onda (vetores adimensionais) para os eventos de 31/12/2010 e 26/12/2001 (acima) e 14/10/1999 (abaixo) como obtidos com nossos resultados do modelo WW3 na grade A. Sul.

Devido à essa grande e abrupta mudança topográfica, quando atinge o oceano a circulação da baixa atmosfera é então submetida a uma queda de pressão significativa. Em adição, é também aquecida por baixo pela quente Corrente do Brasil fluindo sobre a quebra de plataforma, assim aumentando a baixa pressão costeira. Além disso, os ventos em superfície vindo do Brasil tropical sobre o oceano são também guiados para o largo pela abrupta mudança de orientação da linha de costa em Cabo Frio, Rio de Janeiro (22°S), só girando para vento leste ao sul dessa baixa costeira (e.g. Figuras 2.3 (DJF) e 2.6).

O relevo continental e essa baixa-pressão costeira na PCSE assim agem juntas bloqueando o avanço para nordeste ao longo da costa da célula de alta pressão móvel e desviando-a para leste oceano adentro (Figura 4.7, superior-dir.). A baixa costeira em si, a qual é uma feição bastante persistente acentuada no verão, então finalmente age separando a alta móvel da média AAS e também ajudando a estabelecer os gradientes de pressão meridional que são fortes para gerar estas ondas de E que atingem a PCS (Figura 4.7, inferior-esq.).

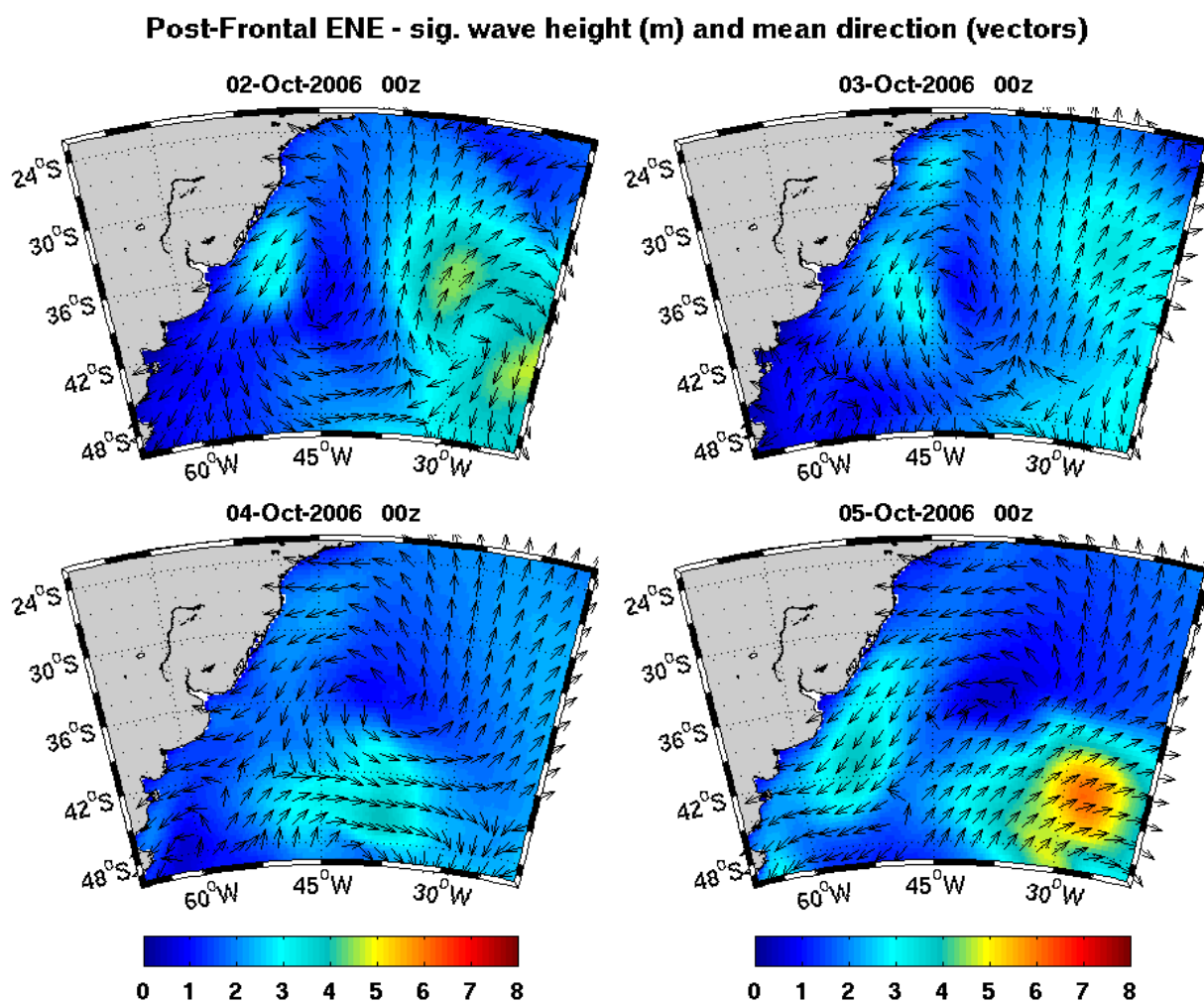


Figura 4.6: Exemplo de padrões de onda ENE gerados pela célula de alta pressão movendo-se para leste. Altura sig. (m) e direção média de onda (vetores adimensionais) para o evento entre 02 e 05/10/2006 como obtidos com nossos resultados do modelo WW3 na grade A. Sul.

O fato é que, se as observações estão corretas e a PCS não está sob extensiva ação de onda ENE, então esta baixa pressão atuando entre 25 e 27 °S é certamente mais comum e possivelmente mais forte do que é representado nos dados da Reanálise do NCEP. Além disso, a baixa se mostra um importante fator na junção entre a célula móvel de alta e a média AAS e, se estamos discutindo sobre uma feição de escala relativamente regional, sua sub-representação em reanálise com 1,9° de resolução não é inteiramente não-esperada.

De qualquer forma, o importante é que os padrões de ondas sobre a PCS se mostram como muito sensíveis ao posicionamento relativo dos sistemas de alta e baixa pressão móveis, assim como à presença da baixa pressão costeira da PCSE. Assim, qualquer possível mudança nesse sistema delicado, tanto no presente como em escala geológica de tempo, pode gerar uma grande consequência no clima de ondas da PCS.

Visando quantificar objetivamente a variabilidade encontrada nos resultados fizemos uma tentativa de estimar a covariância acoplada entre altura sig. de onda e período de pico com o uso do “singular value decomposition” (SVD), seguindo Bjornsson and Venegas (1997).



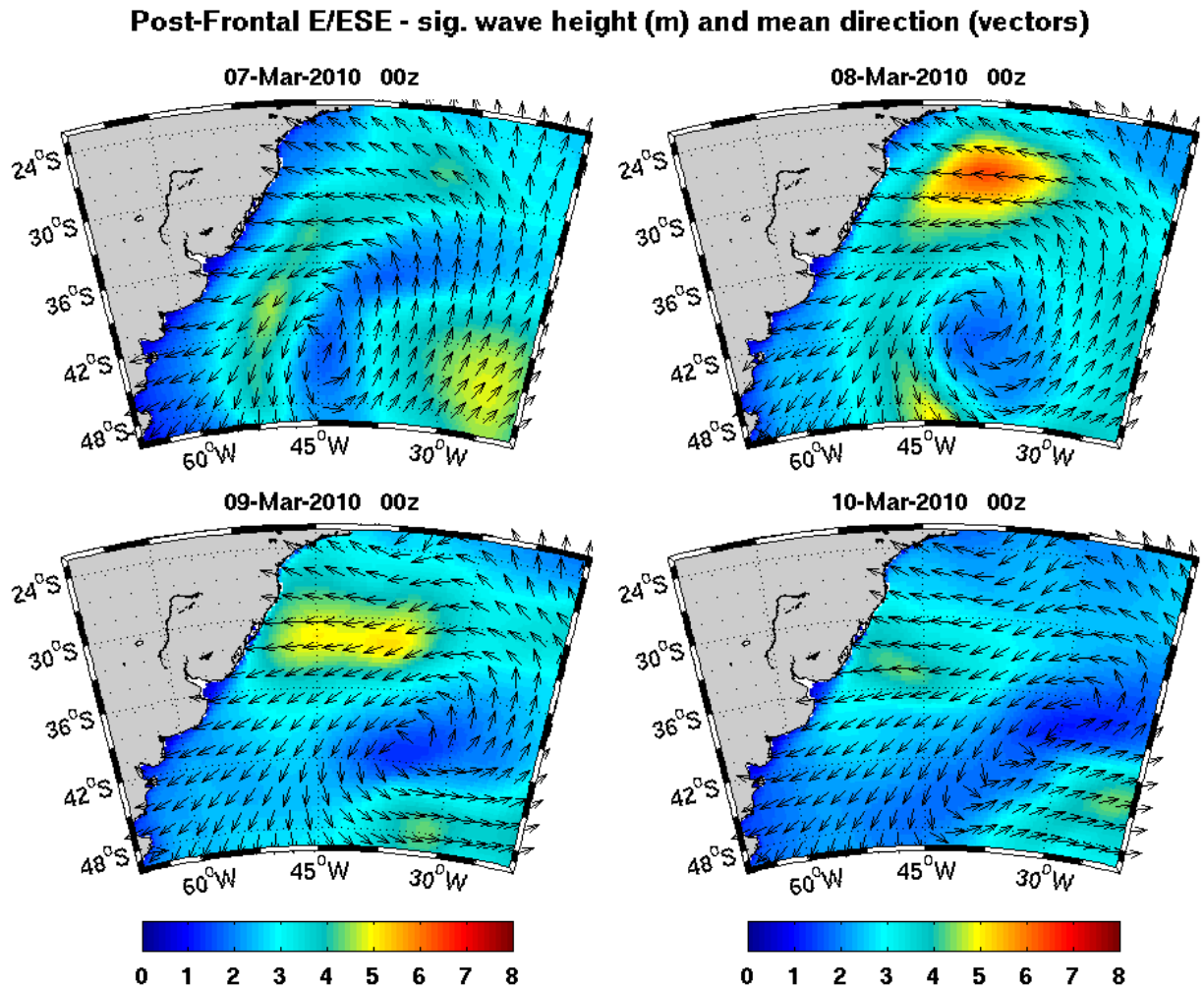


Figura 4.7: Exemplo de padrões de onda E/ESE gerados pela célula de alta pressão movendo-se para leste. Altura sig. (m) e direção média de onda (vetores adimensionais) para o evento entre 07 e 10/03/2010 como obtidos com nossos resultados do modelo WW3 na grade A. Sul.

Este método é usado para calcular a matrix de covariância cruzada temporal gerando dois conjuntos ortogonais de vetores singulares que formam um padrão espacial para cada variável e também um conjunto de valores singulares associados a cada padrão. Cada par de padrões espaciais descreve uma fração da covariância quadrada entre as duas variáveis e os coeficientes de expansão dos valores singulares descrevem como cada um desses modos de variabilidade oscila no tempo.

Na Figura 4.8 apresentamos o SVD de longo-termo das médias diárias de altura sig. e período de pico dos nossos resultados do WW3 na grade do A. Sul entre 1990 e 2012. Os primeiros três modos são mostrados com a respectiva fração de explicação (%) e a correlação entre os coeficientes de expansão ( $r$ ).

O primeiro modo atingiu altos 76,77 % mas com baixa correlação entre coeficientes ( $r=0,164$ ) e com um padrão de covariância que totalmente se ajusta os campos médios apresentados na Figura 4.1. Ao invés de explicar tal larga fração dos dados, este modo na verdade mostra que a maioria do dado é pobremente explicado. O segundo modo atingiu mais 15,27 % de explicação mas mostrou ainda pior correlação de coeficientes ( $r=0,083$ ). Até então, não estávamos

otimistas com o uso do método.

Cientes da íntima relação entre altura sig. e períodos de pico de ondas e que esta relação deveria de alguma forma aparecer com o uso do método SVD de covariância cruzada, tentamos então filtrar os dados das duas variáveis no tempo. Frequências de corte correspondendo a 20 dias, 90 dias e 2 anos foram usadas em filtros passa-baixa sem sucesso, uma vez que as correlações dificilmente excediam 0,2.

### Singular Value Decomposition - S. Atlantic grid (1990-2012)

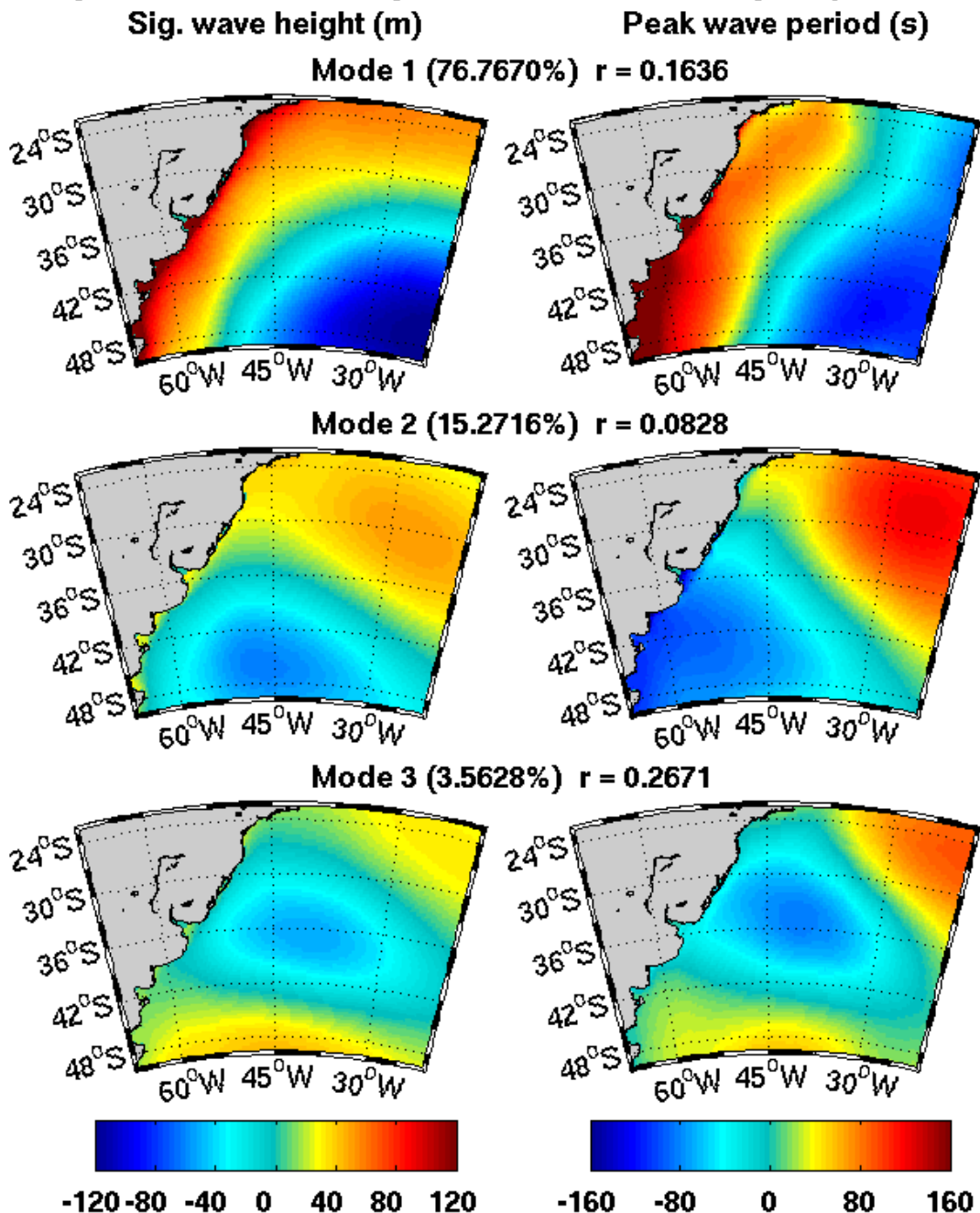


Figura 4.8: SVD de longo-termo de médias diárias de altura sig. e período de pico como obtidos com nossos resultados do modelo WW3 na grade A. Sul entre 1990 e 2012. Modos 1 a 3 são mostrados com sua fração de explicação (%) e a correlação entre os coeficientes de expansão ( $r$ ).

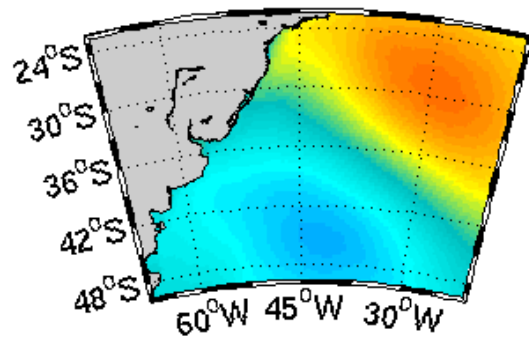
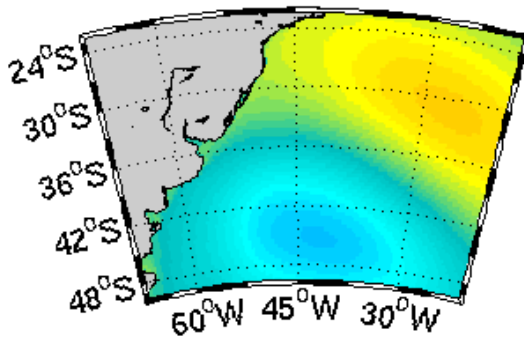
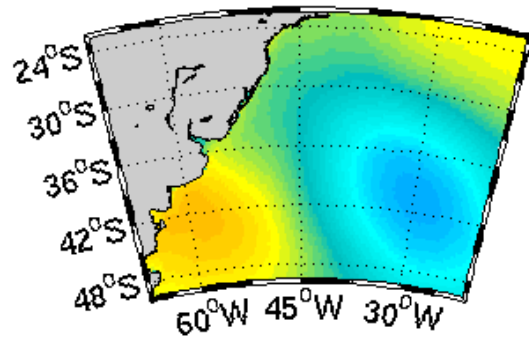
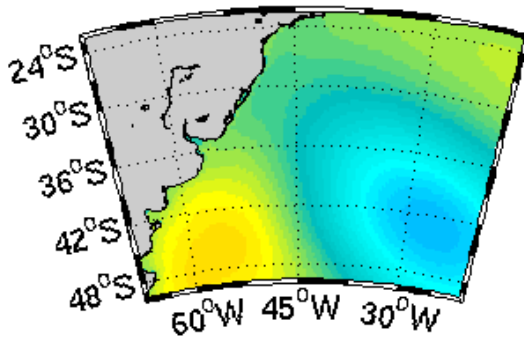
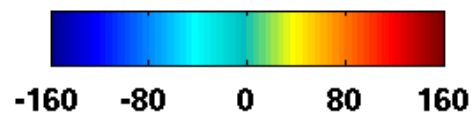
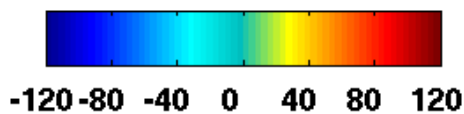
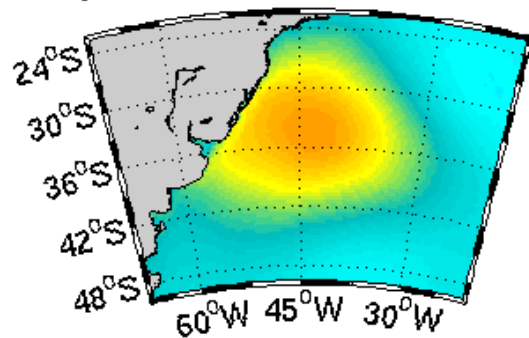
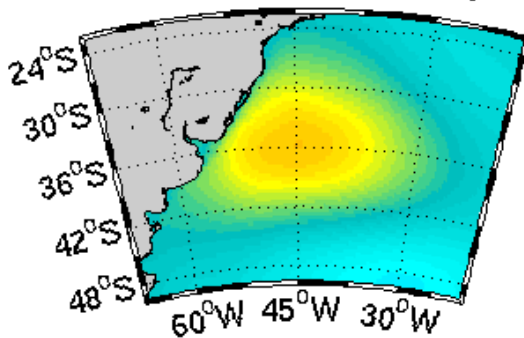
**Singular Value Decomposition - S. Atlantic grid (1990-2012)****Sig. wave height (m)****Peak wave period (s)****Mode 1 (49.5995%)  $r = 0.5778$** **Mode 2 (23.8799%)  $r = 0.4971$** **Mode 3 (10.9730%)  $r = 0.4697$** 

Figura 4.9: SVD de longo-termo de médias diárias de altura sig. e período de pico como obtidos com nossos resultados do modelo WW3 na grade A. Sul entre 1990 e 2012, após filtragem com passa-alta com 20 dias de frequência de corte. Modos 1 a 3 são mostrados com sua fração de explicação (%) e a correlação entre os coeficientes de expansão ( $r$ ).

As mesmas frequências foram então usadas em filtros passa-alta, mas dessa vez a maior frequência mostrou resultados significantes. Os padrões resultantes foram então interpretados como tendo covariância acoplada positiva onde ondas de maior período se formaram e negativa onde ondas de menor período se formaram.

Nas Figuras 4.9 e 4.10 mostramos os modos 1 a 3 e 4 a 6, respectivamente, do SVD de longo-termo das médias diárias de altura sig. e período de pico obtidos após filtragem passa-alta com 20 dias de frequência de corte.

**Singular Value Decomposition - S. Atlantic grid (1990-2012)**

Sig. wave height (m)

Peak wave period (s)

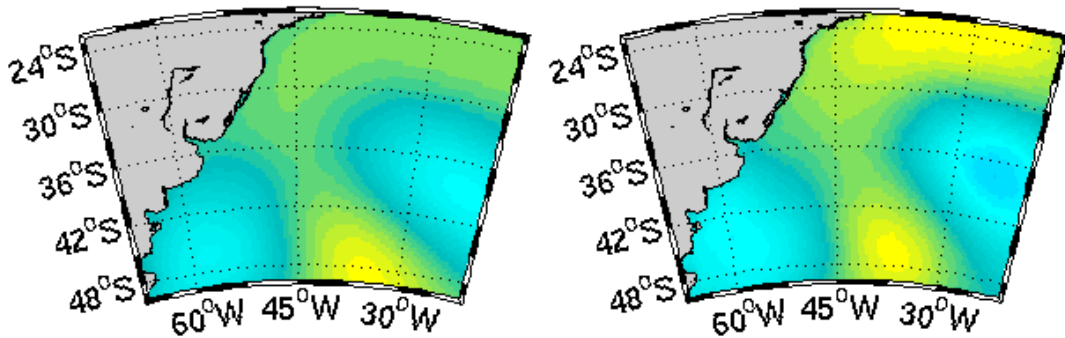
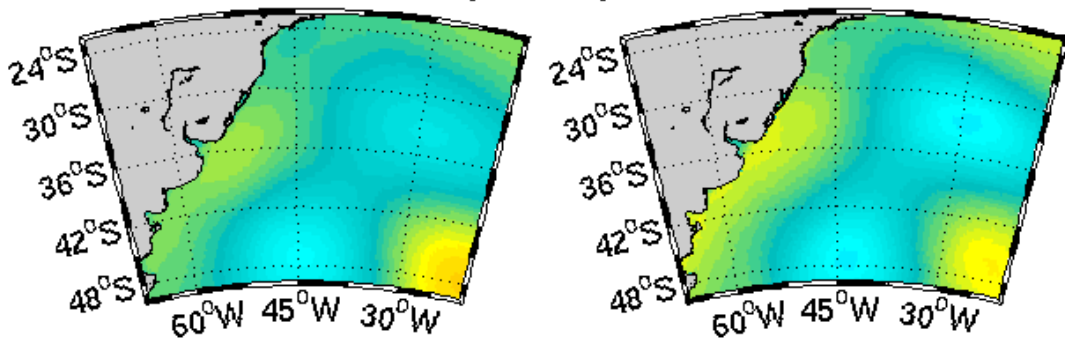
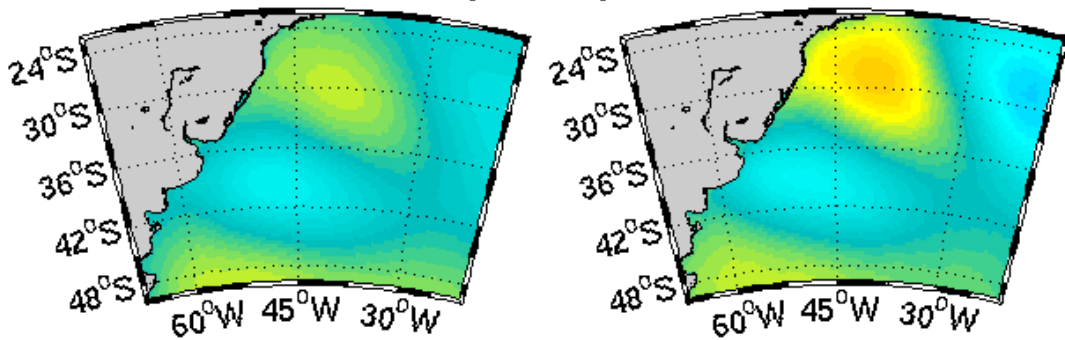
Mode 4 (5.0477%)  $r = 0.2201$ Mode 5 (3.1655%)  $r = 0.2683$ Mode 6 (2.5188%)  $r = 0.2788$ 

Figura 4.10: SVD de longo-termo de médias diárias de altura sig. e período de pico como obtidos com nossos resultados do modelo WW3 na grade A. Sul entre 1990 e 2012, após filtragem com passa-alta com 20 dias de frequência de corte. Modos 4 a 6 são mostrados com sua fração de explicação (%) e a correlação entre os coeficientes de expansão ( $r$ ).

Agora, o primeiro modo explica quase metade da covariância (49,6 %) com muito melhor correlação ( $r=0,578$ ) e mostra um padrão espacial bimodal que lembra o espalhamento geral pra nordeste das ondas com períodos crescentes que ocorre durante quase todos os eventos sinóticos. Assim, esta condição ordinária deve ser de fato considerada como principal modo de variabilidade do clima de ondas do oeste do A. Sul e não deve ser negligenciada em experimentos futuros.

Segundo modo agora explica 23,88% da covariância com alguma correlação ( $r=0,497$ ) e



apresenta um padrão espacial bimodal que mostra valores positivos para a região de ciclogênese em 48°S e valores negativos para a geração sob ventos oeste mais para leste. Terceiro modo unimodal com 10,97% de explicação e também alguma correlação ( $r=0,47$ ) mostra o padrão espacial da região de ciclogênese em 35°S. Os próximos três modos apresentaram menores correlações mas os padrões espaciais parecem representar as ondas pré-frontais, talvez somadas à ciclogênese de 27°S (modo 4), e as ondas pós-frontais de ENE (modo 5) e SE (modo 6).

Embora este método SVD tenha sido capaz de prover-nos uma forma objetiva de quantificar a covariância acoplada de altura sig. e período de pico de onda e dessa forma tenha ajudado a definir os padrões de onda mencionados, ele só o faz na escala de tempo de geração da onda na qual a relação entre altura e período ainda se mantém e, portanto, não foi de muita ajuda para avaliar a variabilidade interanual do clima de ondas da PCS.

## 4.2 Condições de onda costa afora na PCS

Está bem além do objetivo do presente estudo descrever a evolução geológica da PCS ou mesmo classificar alguma particular feição de plataforma, mas as diferenças de declividade de primeira ordem em ambas as direções são de fato esperadas que influenciem o padrão geral da distribuição de energia de onda sobre a plataforma.

Nesse sentido, é muito necessário distinguir entre a plataforma média mais larga na parte sul da PCS e a plataforma média mais fina encontrada ao norte de 32°S, como pode ser inferido na Figura 4.11 pela distância entre a isóbata de 60 m e a linha de costa. Por exemplo, favor notar a distância muito maior em frente ao Cabo Polônio do que em frente ao Cabo de Santa Marta, extremidades sul e norte da PCS, respectivamente.

As declividades da plataforma externa, vistas na distância entre as isóbatas de 100 e 200 m na Figura 4.11, são muito maiores no sul de tal forma que a quebra de plataforma (200 m) se mantém a uma distância quase constante da costa para toda a PCS. Assim, a fisiografia da PCS apresenta padrões opostos com uma p. média de baixa declividade e uma p. externa de alta declividade em sua parte sul e com o contrário sendo encontrado ao norte de 32°S.

Para a análise de espectros do clima de ondas fora da costa na PCS, como obtidos com nossos experimentos na grade de plataforma, escolhemos oito pontos de norte pra sul sobre as isóbatas de 60 m e 200 m (Figura 4.11, asteriscos e quadrados vermelhos). Nas Figuras 4.12 e 4.13 mostramos a média de longo-termo (1990-2012) dos espectros de potência desses oito pontos na quebra (200 m) e na p. média (60 m), respectivamente.

Ambas figuras apresentam formatos similares de espectro bimodal, o que portanto define o espectro de potência climatológico da PCS. Há uma predominância de ondas de SSE/SW geradas por sistemas frontais e ciclones com pico de potência entre S/SSW. O pico menor de potência composto de ondas de ENE/E são gerados pelos ventos pós-frontais.

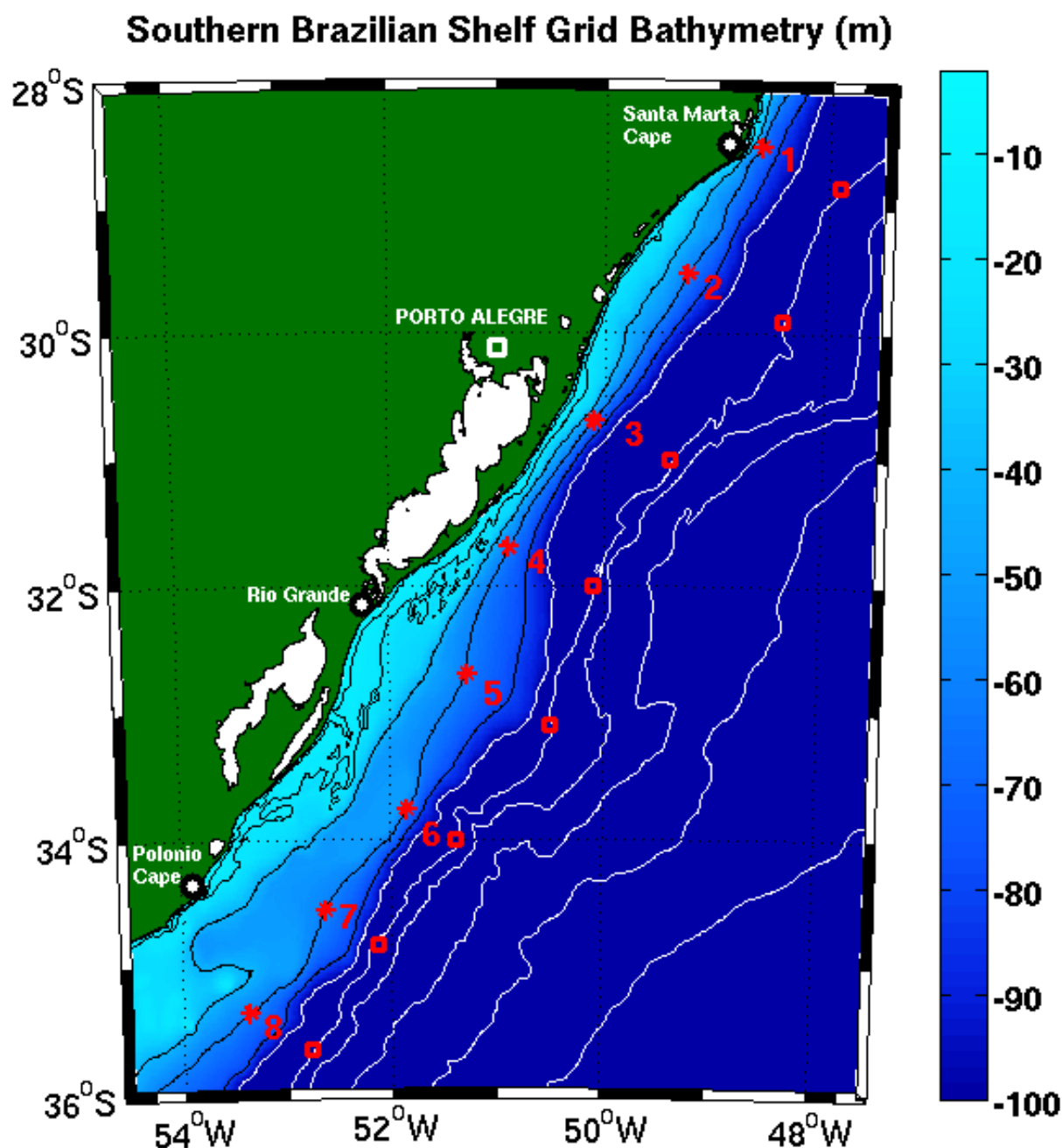


Figura 4.11: Grade batimétrica da Plataforma Continental Sul do Brasil (m) mostrando os oito pontos escolhidos para análise de espectros de potência costa afora ao longo das isóbatas de 60 m (asteriscos) e 200 m (quadrados). Isolinhas pretas são para 12, 20, 40, 60 e 80 m e isolinhas brancas são para 100, 200, 1000, 2000, 3000 e 4000 m.

As intensidades são reduzidas e o formato geral alisado no espectro de potência na p. média, mas ondas de S/SSW ainda diminuem para norte e ondas de ENE/E secundariamente diminuem para sul. É possível também notar uma componente W remanescente em p. média nos pontos do sul 6 a 8.

Estes resultados de fato corroboram com a afirmação prévia de que a PCS esta localizada no encontro entre a influência dos ventos de oeste e ciclones e a influência da AAS, pelo menos considerando a geração de ondas e em condições atmosféricas atuais.

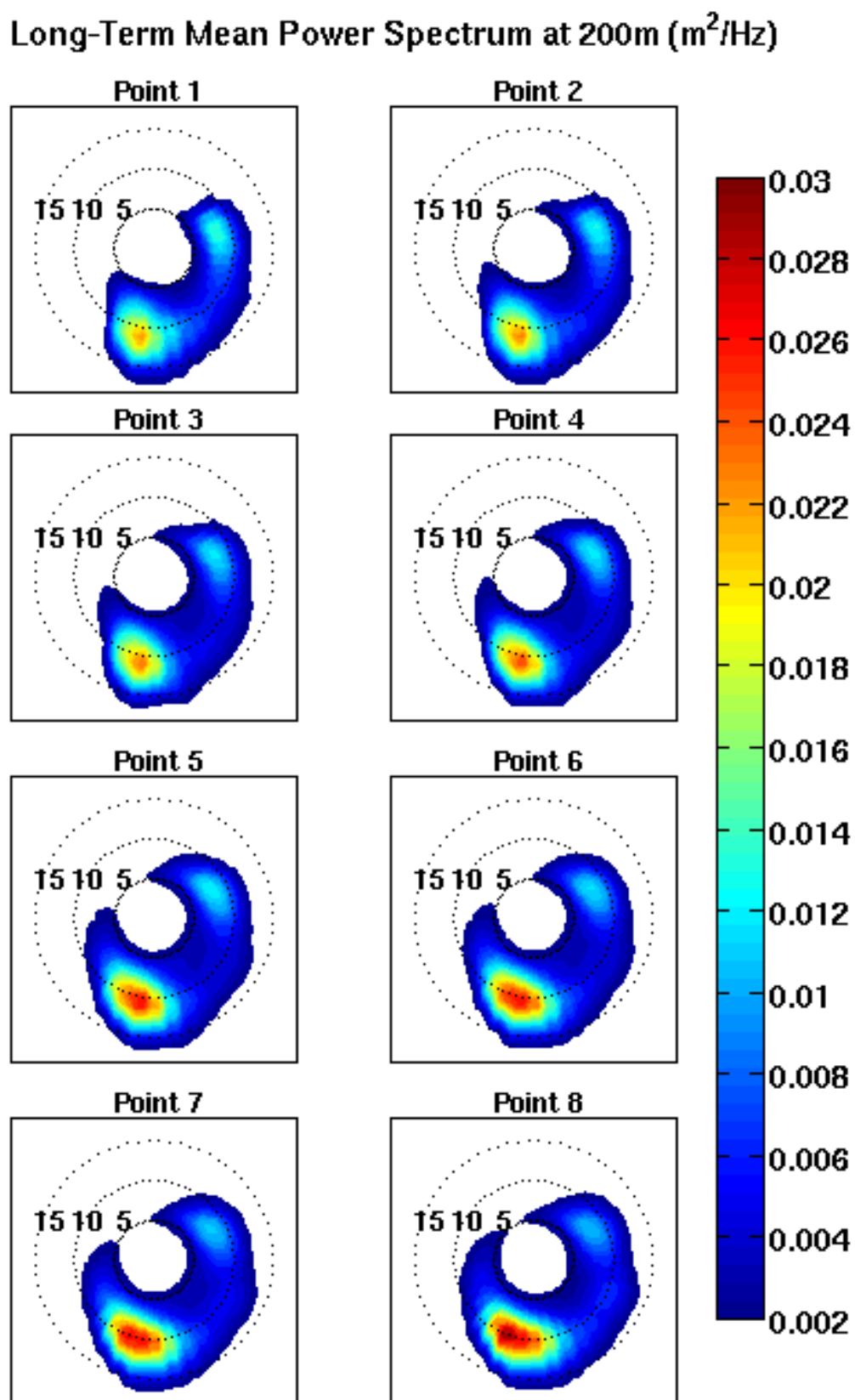


Figura 4.12: Média de longo-termo (1990-2012) do espectro de potência de onda ( $m^2/Hz$ ) como obtido com nossos experimentos na grade de plataforma, para os oito pontos selecionados na quebra (200 m).

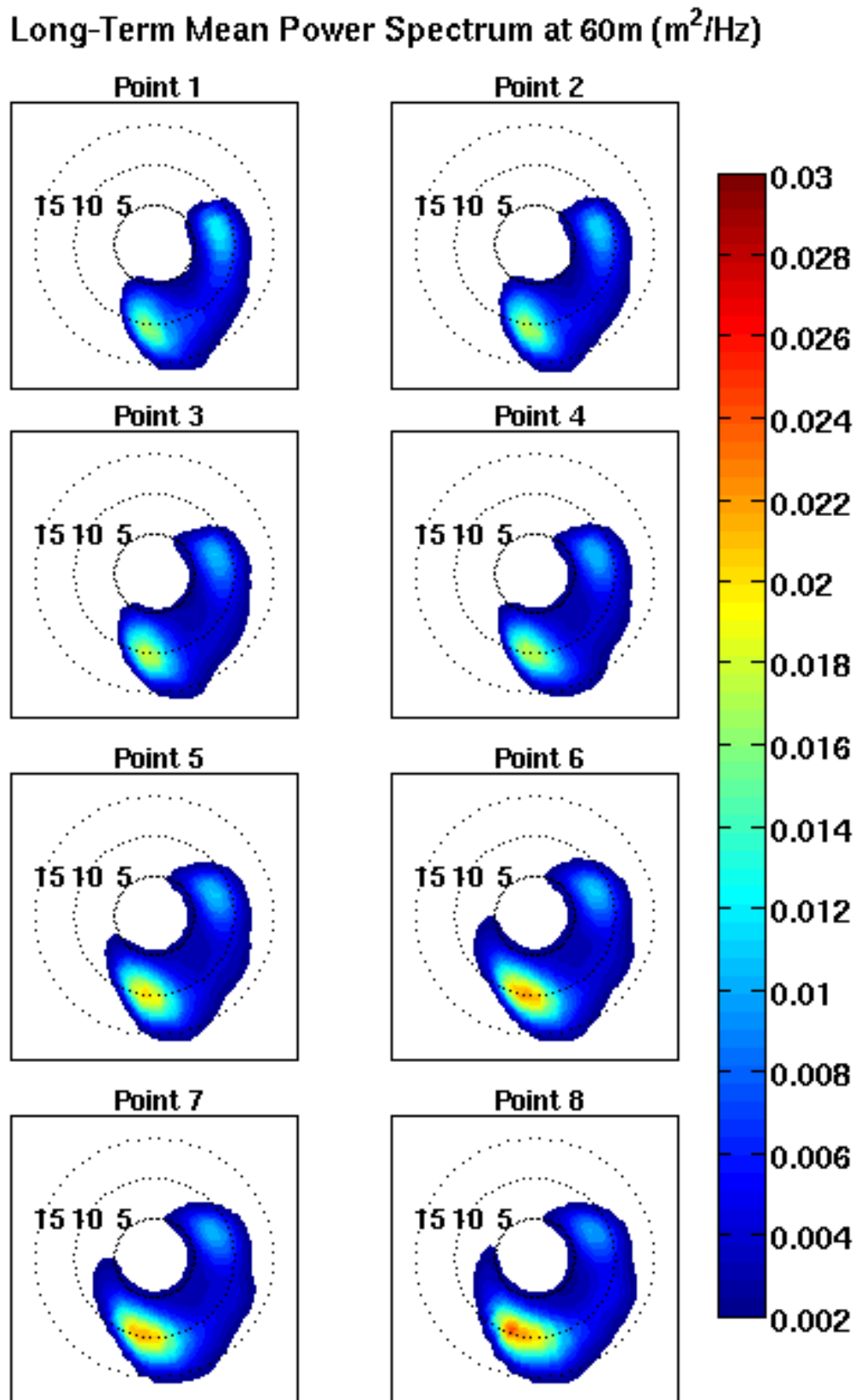


Figura 4.13: Média de longo-termo (1990-2012) do espectro de potência de onda ( $m^2/Hz$ ) como obtido com nossos experimentos na grade de plataforma, para os oito pontos selecionados na plataforma média (60 m).

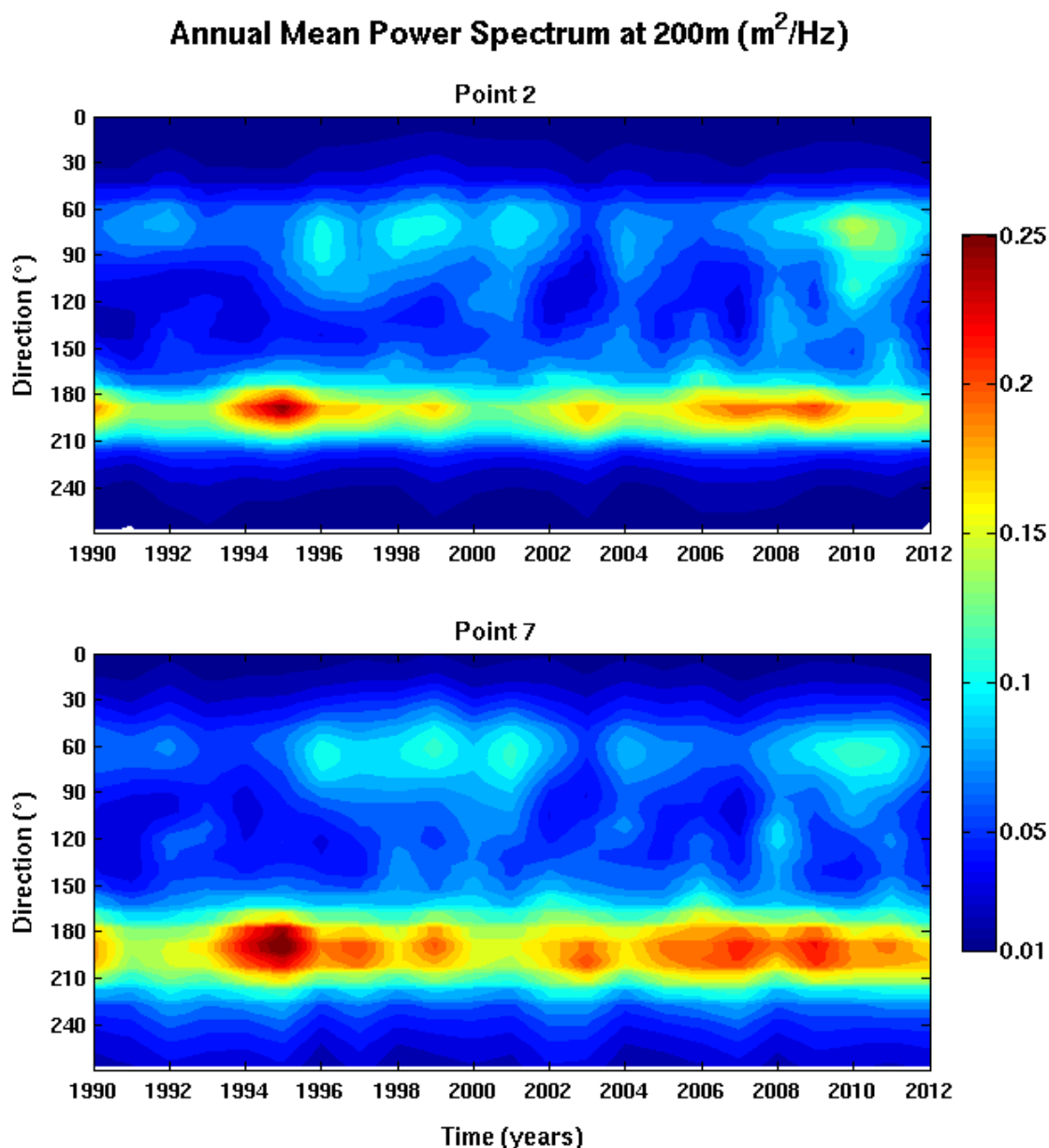


Figura 4.14: Distribuição de longo-termo (1990-2012) da média anual do espectro de potência de onda ( $m^2/Hz$ ), integrado nas frequências, como obtido com nossos experimentos na grade de plataforma, para os pontos 2 (acima) e 7 (abaixo) na quebra (200 m).

Na Figura 4.14 apresentamos a distribuição de longo-termo do espectro médio anual na quebra, integrado nas frequências, para os pontos 2 e 7 como representantes das partes norte e sul da PCS. Similarmente, apresentamos na Figura 4.15 os espectros nos pontos da p. média, os quais apesar das menores intensidades quando comparados com os espectros na quebra também mostram as mesmas altas variações interanuais.

Ambas figuras mostram um padrão distinto entre 1996 e 2001 e de novo entre 2008 e 2011, quando há um claro aumento na potência de onda de ENE/E e secundariamente na potência da onda de ESE. As ondas de S/SSW por sua vez, apresentam máxima potência logo antes destes aumentos, entre 1994 e 1995 e entre 2006 e 2009, com mínimas potências entre 1991 e 1992 e entre 2000 e 2001.

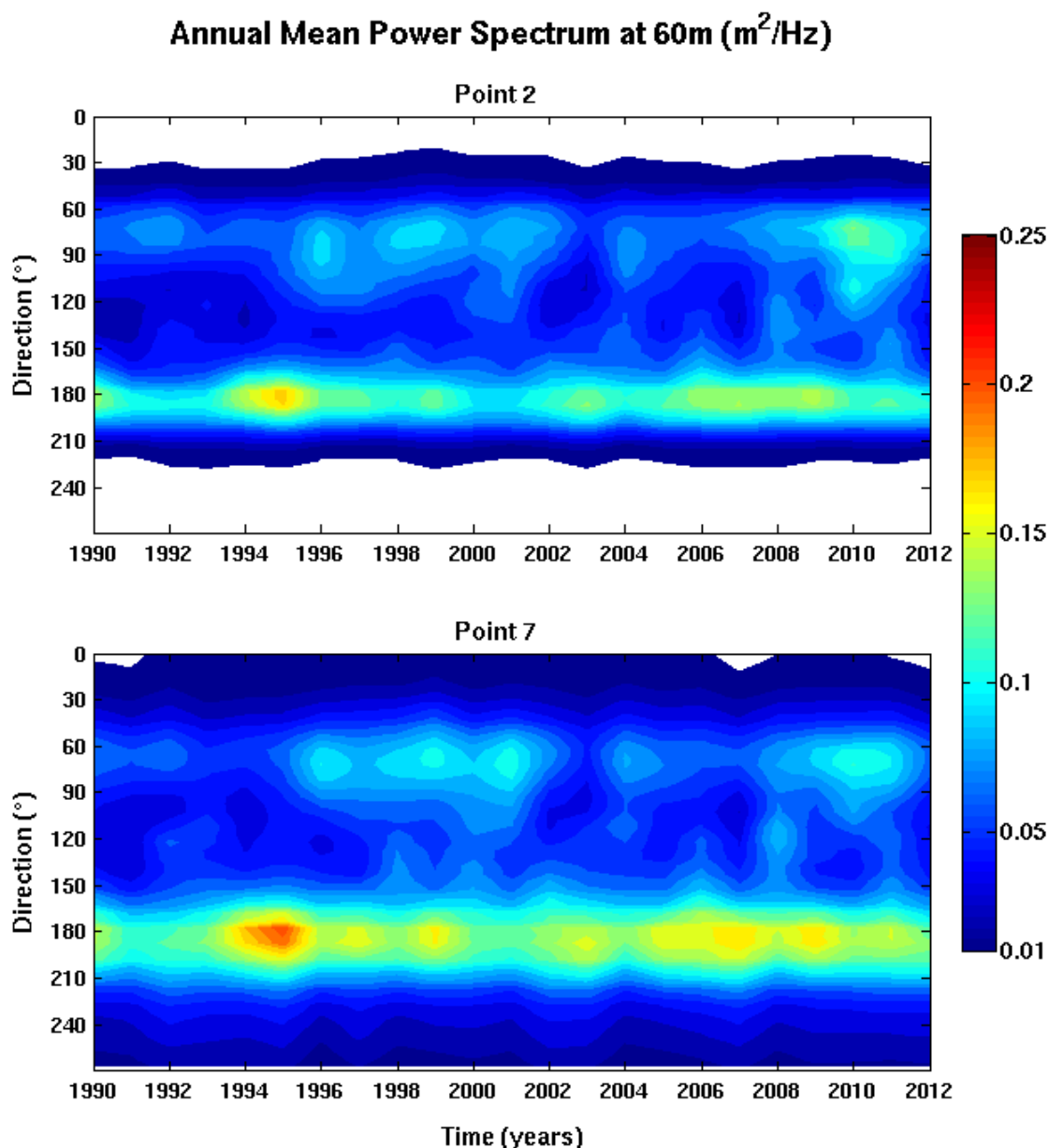


Figura 4.15: Distribuição de longo-termo (1990-2012) da média anual do espectro de potência de onda ( $m^2/Hz$ ), integrado nas frequências, como obtido com nossos experimentos na grade de plataforma, para os pontos 2 (acima) e 7 (abaixo) na p. média (60 m).

A coincidência entre os períodos de aumento de potência de ENE/E e os períodos conhecidos de La Niña levaram-nos à comparação apresentada na Figura 4.16. Tomamos os espectros na quebra integrados na frequência só entre  $30^\circ$  e  $120^\circ$  e plotamos contra o índice da Oscilação Sul (OS) para todo o período dos experimentos. A série de potência de onda obtida dessa forma teve também deduzida sua média e a média móvel de 13 meses do índice OS foi rescalado para se ajustar ao desvio-padrão da potência de onda.

Estes resultados mostram como as diferenças na potência entre a quebra e a p. média desaparecem após a remoção das respectivas médias, o que portanto sugere que o campo médio contém a informação de toda a transformação de ondas na p. externa.

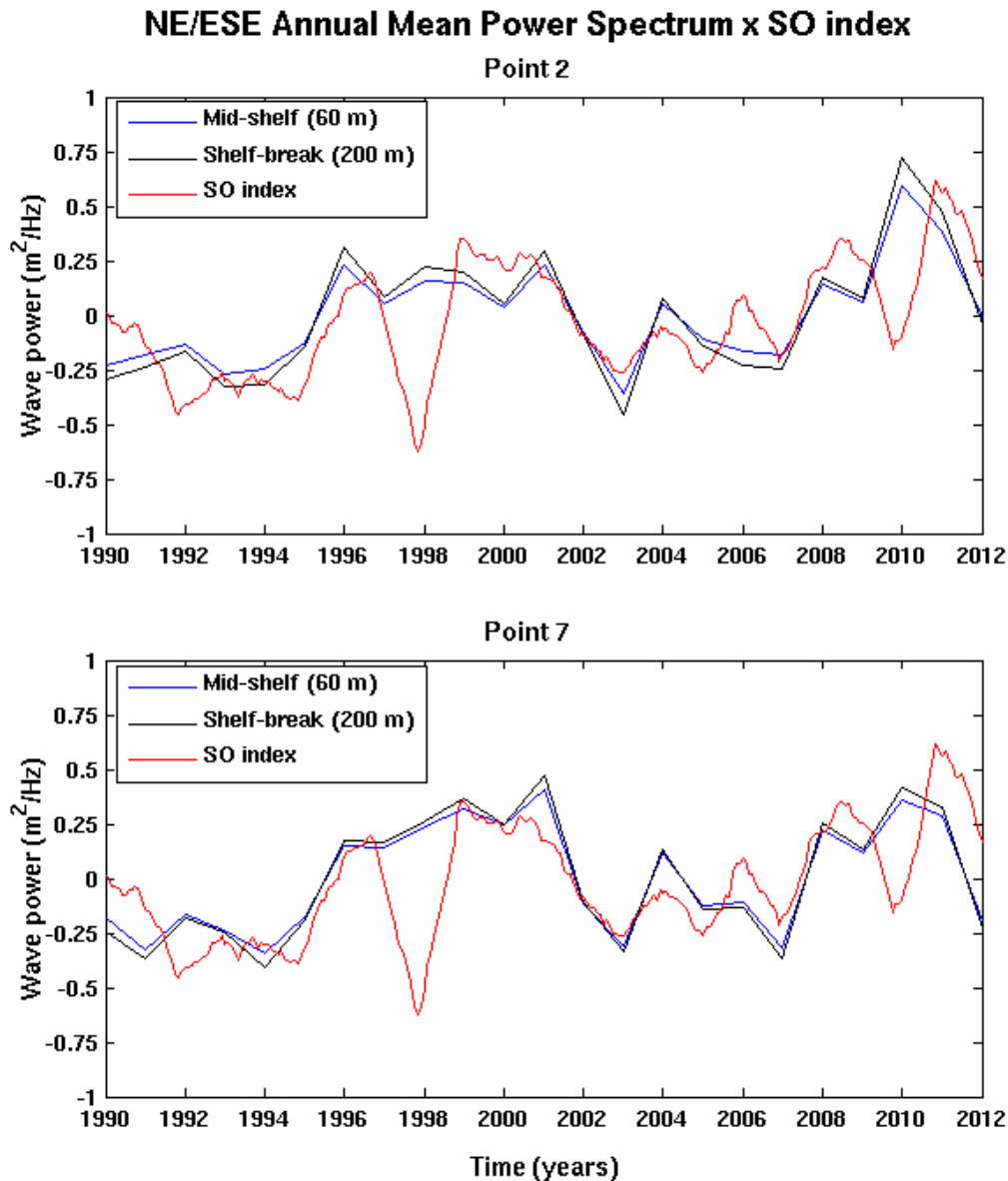


Figura 4.16: Distribuição de longo-termo (1990-2012) da média anual do espectro de potência de onda ( $\text{m}^2/\text{Hz}$ ), integrado nas frequências apenas entre  $30^\circ$  e  $120^\circ$ , para os pontos 2 (acima) e 7 (abaixo) na quebra (linha azul) e na p. média (linha preta). Linha vermelha mostra a média móvel de 13 meses do índice OS rescalada para o desvio-padrão da potência de onda.

Além disso, o achado mais significativo é a correlação de 0,667 obtida entre nossas curvas (linhas pretas e azuis) e o índice OS (vermelha) permitindo-nos afirmar que a potência modelada de ENE/E é na verdade modulada pelo El Niño Southern Oscillation. Como vimos no capítulo 2, a pressão ao nível do mar sobre a PCS também é modulada da mesma forma e, por esta razão, acreditamos que essas oscilações de potência são mais provavelmente causadas por oscilações interanuais da pressão ao nível do mar do que por forçantes em escala sinótica.

Mais ainda, aponta para a possibilidade de que a superestimação das ondas ENE encontrada nos resultados pode de alguma forma residir em alguma relaxação dos campos de pressão atmosférica para a condição média durante o processo de reanálise, especialmente dada a falta de observações in situ sobre o Atlântico Sul.

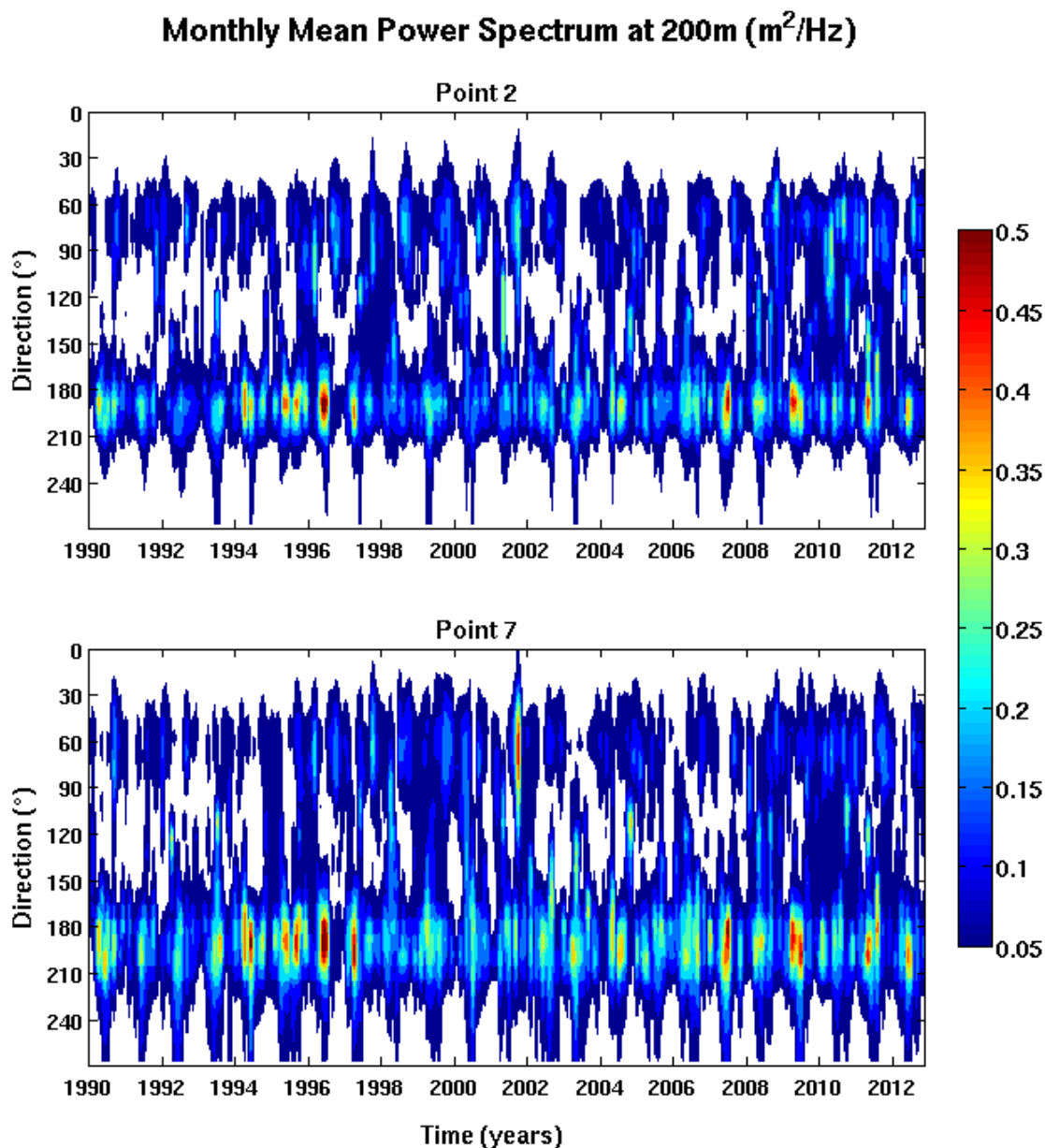


Figura 4.17: Distribuição de longo-termo (1990-2012) da média mensal do espectro de potência de onda ( $m^2/Hz$ ), integrado nas frequências, como obtido com nossos experimentos na grade de plataforma, para os pontos 2 (acima) e 7 (abaixo) na quebra (200 m).

A análise da distribuição de longo-termo da potência em maior resolução temporal é feita com o uso de médias mensais do espectro de potência integrado nas frequências, como apresentado na Figura 4.17 e 4.18 para os pontos 2 e 7 da quebra e p. média, respectivamente.

Durante os invernos, é possível ver sobre a quebra a ocorrência de ondas SW no ponto 2 e até ondas W no ponto 7, devido a maior influência dos ventos de oeste nos pontos do sul, e como estes estão ausentes no ponto 2 da p. média.

O máximo anual encontrado nas figuras anteriores são agora distribuídos em valores oscilantes, como nos máximos de S/SSW de 1994 e 1995, com a maioria dos invernos mostrando de fato um padrão de dois máximos com um mínimo no centro, o que está relacionado com o equilíbrio da atmosfera acerca do solstício.



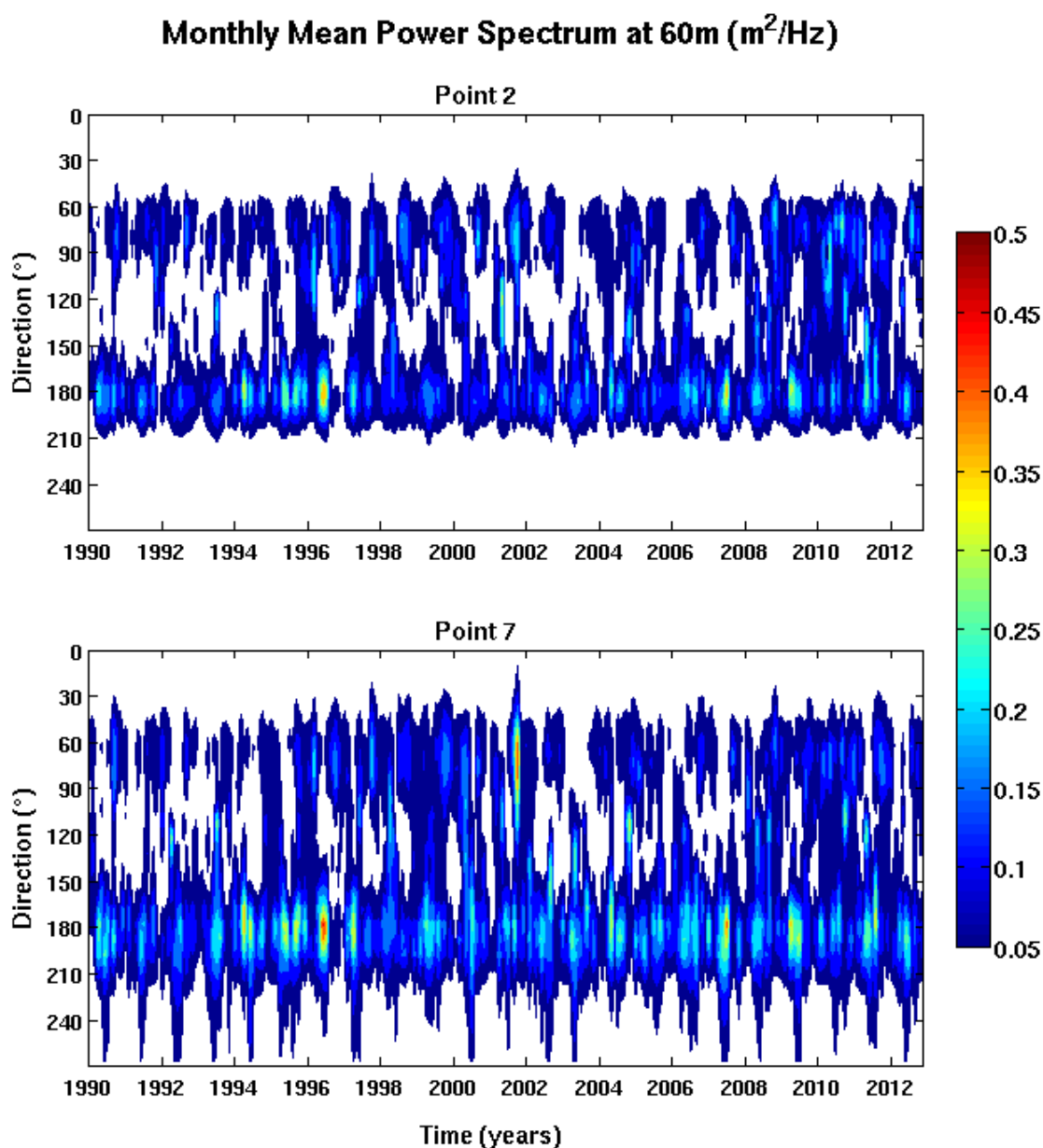


Figura 4.18: Distribuição de longo-termo (1990-2012) da média mensal do espectro de potência de onda ( $m^2/Hz$ ), integrado nas frequências, como obtido com nossos experimentos na grade de plataforma, para os pontos 2 (acima) e 7 (abaixo) na p. média (60 m).

Como esperado, fortes variações mês a mês também são vistas, especialmente das ondas de S/SSW, e acreditamos que devem ser de alguma forma diretamente relacionadas às oscilações intrasazonais atmosféricas vistas sobre a PCS, como explicado no capítulo 2.

Além disso, vale lembrar como o natural alisamento de informação de qualquer média pode influenciar a interpretação como no caso do máximo isolado de NE/E no ponto 7 em 2001 ou em situações sem ondas ENE/E como em 2003, os quais não são satisfatoriamente representadas nas médias anuais.

Nas Figuras 4.19 e 4.20 apresentamos a distribuição intra-anual a cada 6 horas dos espectros de potência de longo-termo (1990-2012), integrados nas frequências, para os pontos 2 (acima) e 7 (abaixo), respectivamente na quebra e na p. média.

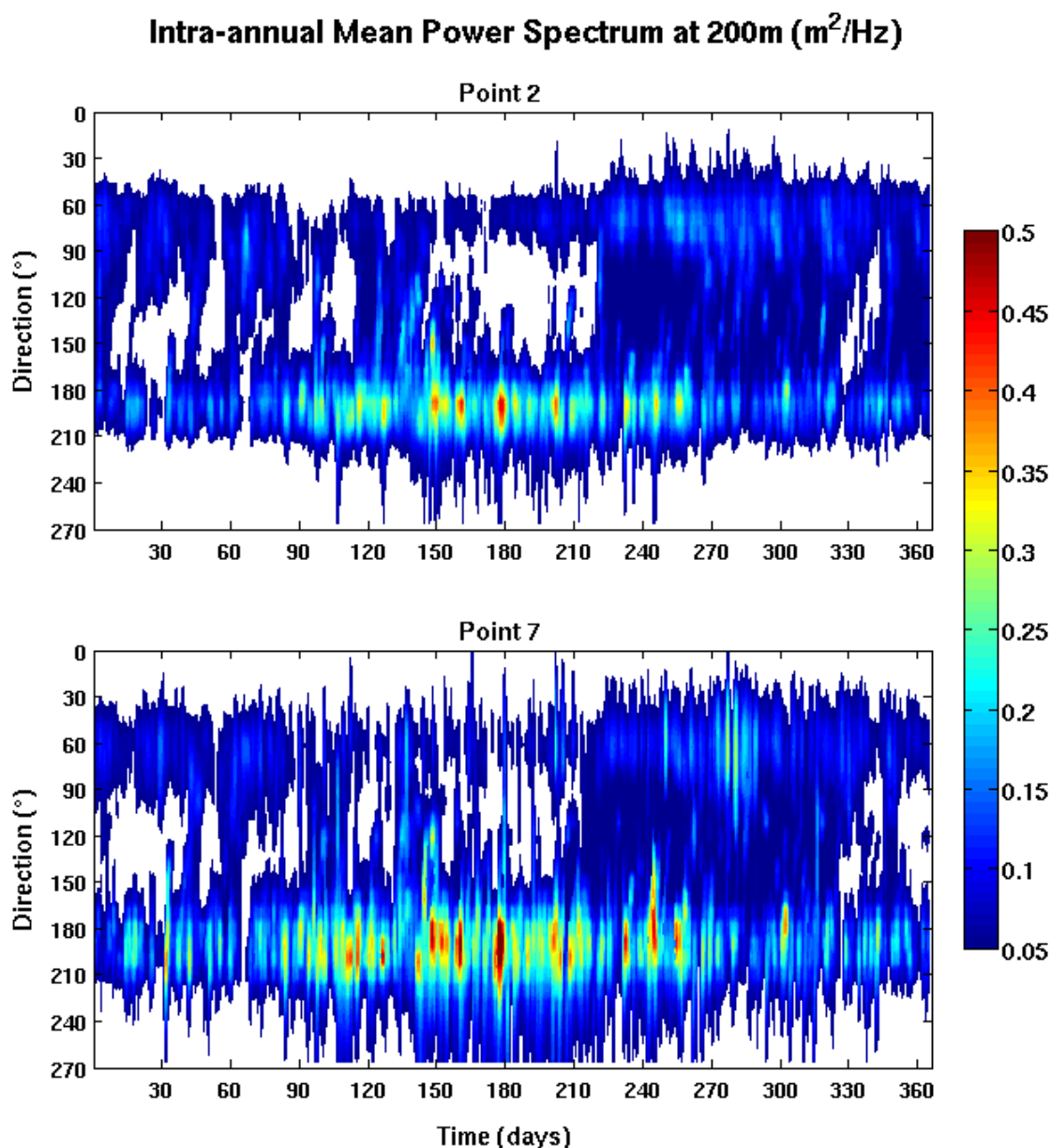


Figura 4.19: Distribuição intra-anual a cada 6 horas do espectro de longo-termo (1990-2012) de potência de onda ( $m^2/Hz$ ), integrado nas frequências, como obtido com nossos experimentos na grade de plataforma, para os pontos 2 (acima) e 7 (abaixo) na quebra (200 m).

Em ambas figuras, o centro de ondas S/SSW ocorre centrado no inverno entre Abril e Setembro, mas especialmente no ponto 7 há ocorrência secundária de ondas altas no resto do ano também.

Existe ainda um centro de ENE/E que ocorre mais durante as primaveras em oposição às menores potências durante o inverno. Durante Outubro no ponto 7 os picos de ondas ENE/E atingem valores elevados enquanto as ondas S/SSW mostram decréscimo de potência. Picos secundários também são vistos durante Março no ponto 2 e durante Maio e Julho no ponto 7.

Importante notar que durante as primaveras há uma área de baixa potência de SE em azul escuro conectando ambos os padrões mencionados. Maiores ondas de SE ocorrem durante Abril e Maio e secundariamente durante a primavera e estão associados aos ciclones.

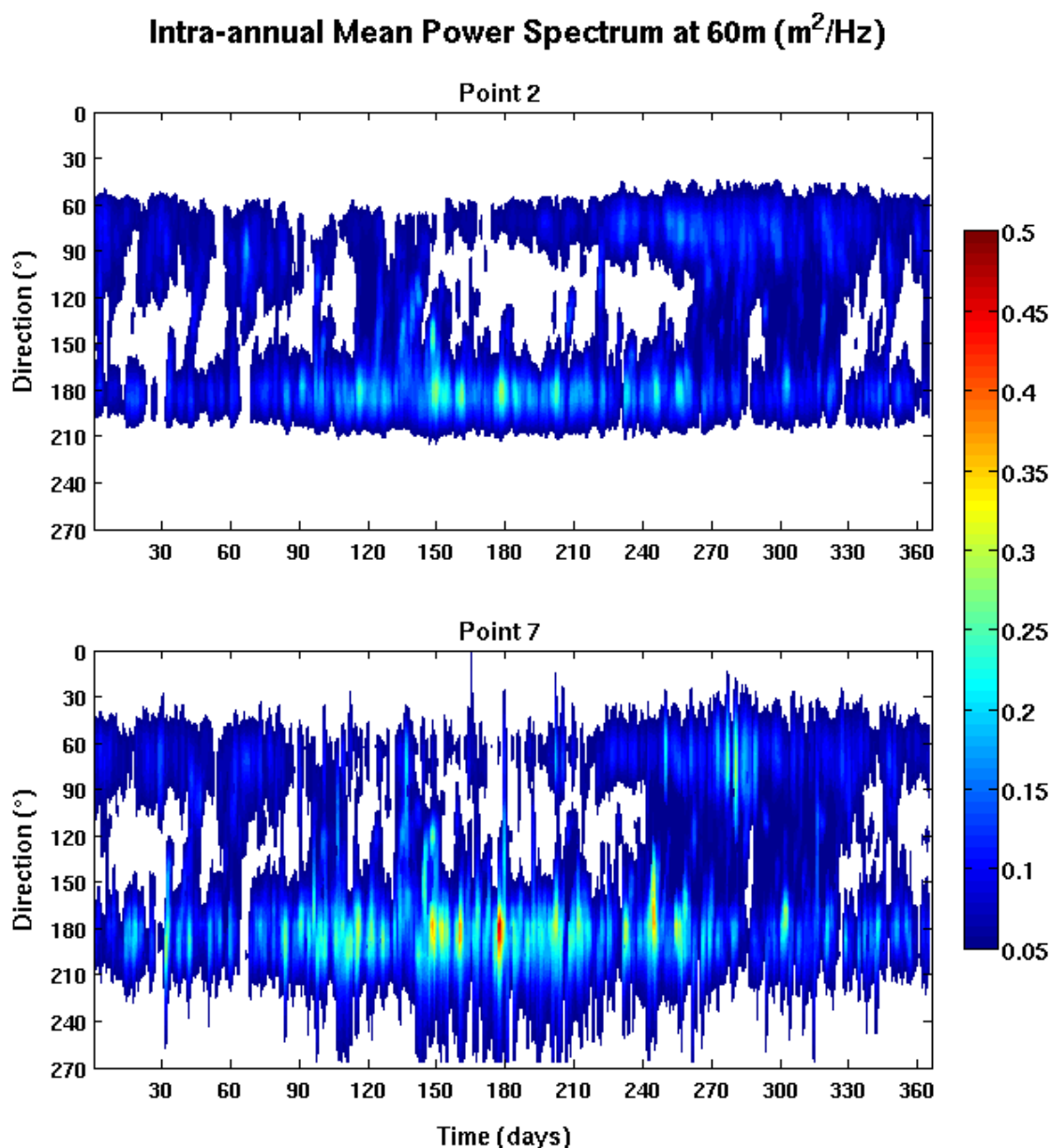


Figura 4.20: Distribuição intra-anual a cada 6 horas do espectro de longo-termo (1990-2012) de potência de onda ( $m^2/Hz$ ), integrado nas frequências, como obtido com nossos experimentos na grade de plataforma, para os pontos 2 (acima) e 7 (abaixo) na p. média (60 m).

Nessa resolução de seis horas é claramente possível ver como algumas ondas ocorrem na quebra vindas do continente ( $270^\circ$ ), especialmente no ponto 7 mas também no ponto 2 durante o inverno. No ponto 2 da p. média, entretanto, tal fenômeno é muito reduzido devido à pequena distância da costa.

Os mapas de médias mensais de longo-termo (1990-2012) de altura sig. sobre a PCS são então apresentados na Figura 4.21 para mostrar as relações espaciais na distribuição intra-anual. Como visto, as maiores médias mensais ocorrem durante metade do ano, centrado no inverno entre Abril e Setembro. Nenhum padrão particular emerge desta distribuição intra-anual de médias mensais com exceção de Setembro, quando maior energia é vista perto da costa ao largo da projeção costeira norte e valores costa afora se tornam maiores do que no mês anterior.

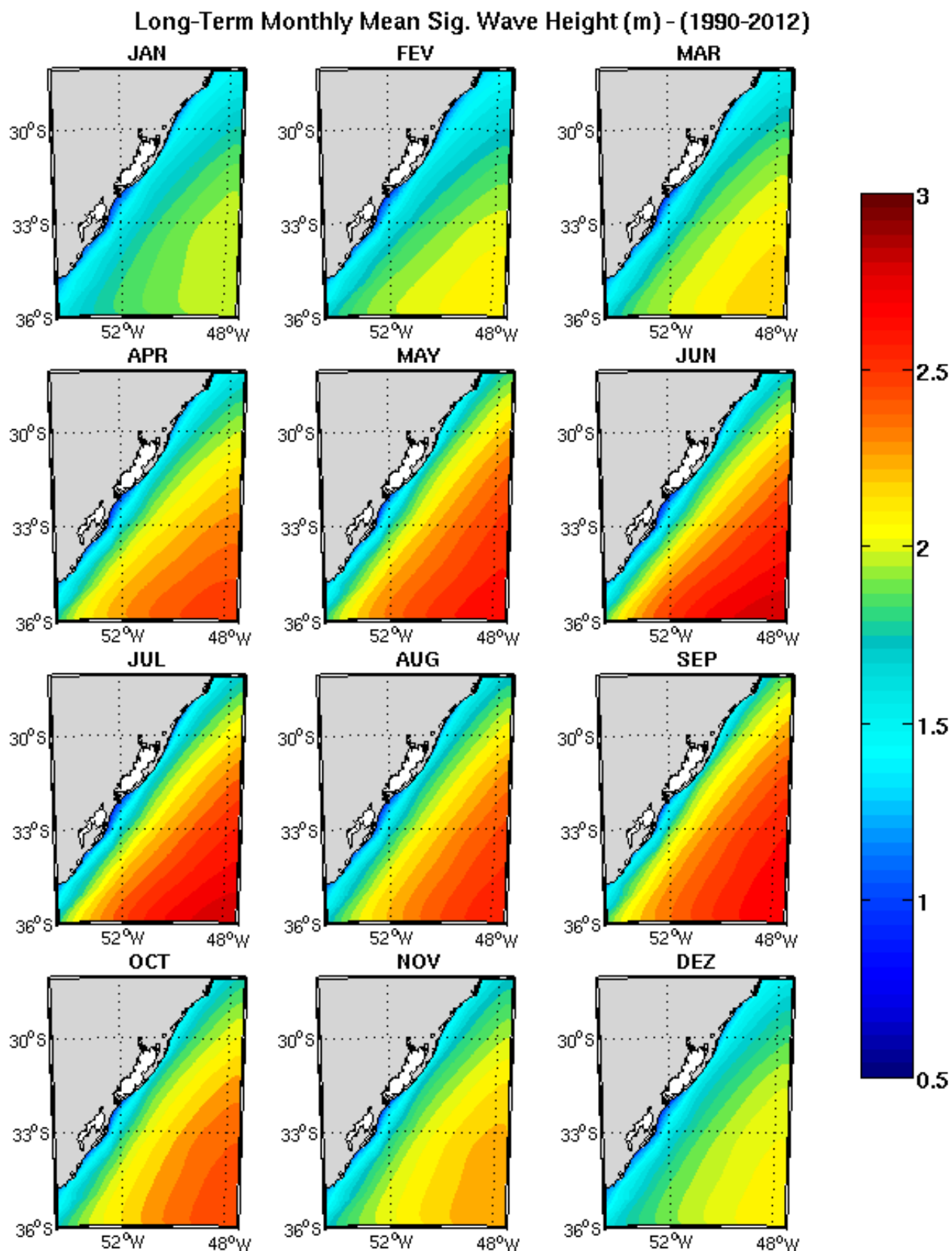


Figura 4.21: Mapas de médias mensais de longo-termo (1990-2012) de altura sig. sobre a PCS, como obtido com nossos experimentos na grade de plataforma.

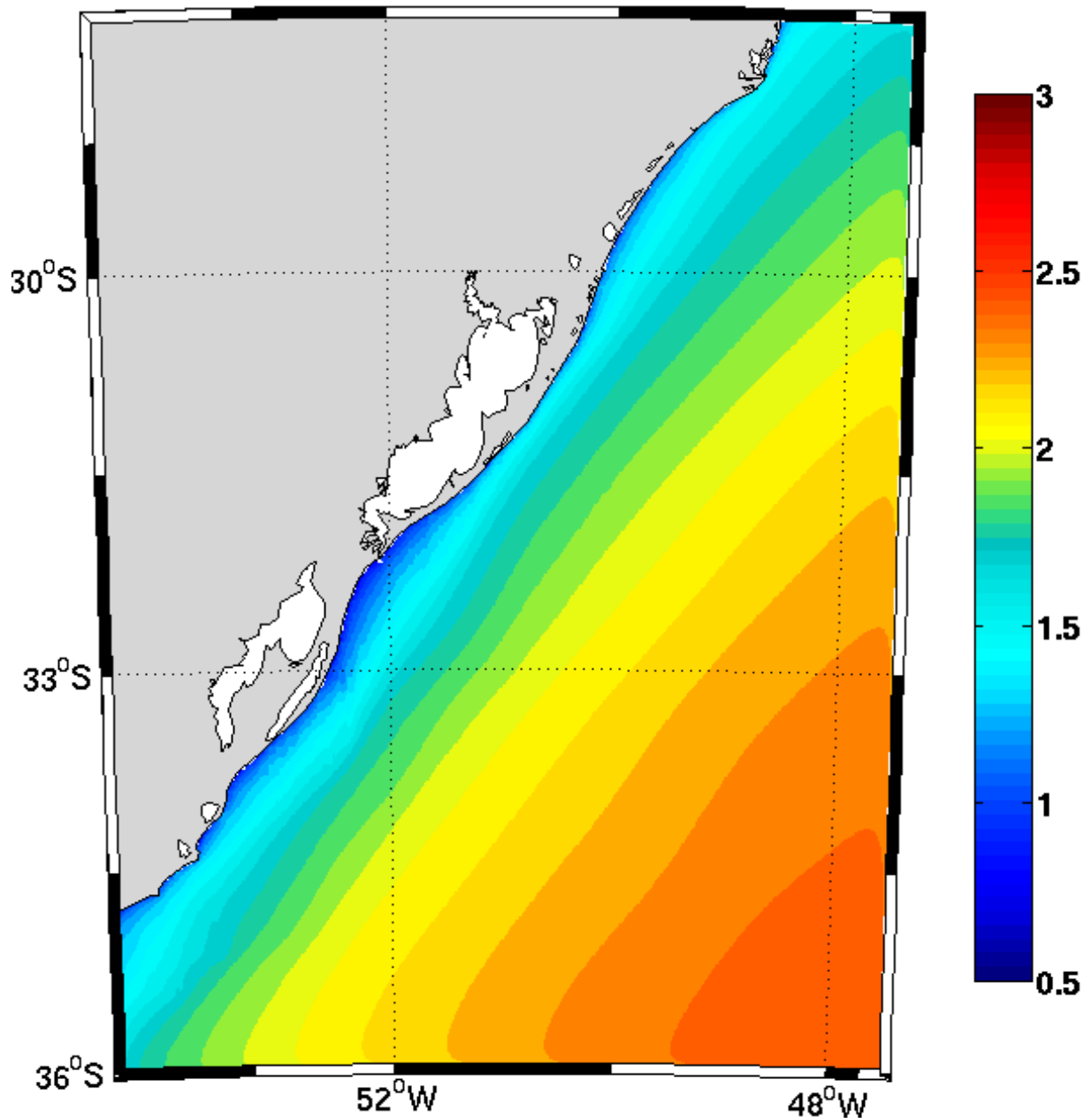
**Long-Term Mean Sig. Wave Height (m) - (1990-2012)**

Figura 4.22: Mapa de média de longo-termo (1990-2012) de altura sig. sobre a PCS, como obtido com nossos experimentos na grade de plataforma.

Finalmente, apresentamos na Figura 4.22 a média de longo-termo (1990-2012) de altura sig. sobre a PCS, a qual define a distribuição média de energia de onda. Máxima energia é encontrada costa afora no canto sudeste da grade, onde atinge até 2,4 m de altura sig., e mínimas são encontradas perto da costa.

Gradientes ao longo da plataforma de energia de onda perto da costa já são vistos nesta resolução, com maior energia localizada ao largo dos cabos e da projeção costeira norte e apenas secundariamente da projeção costeira sul. Por outro lado o mínimo de energia é encontrado entre projeções costeiras em Rio Grande (32,5°S) e secundariamente entre cabos e projeções costeiras.

As declividades da p. média e externa não se refletem neste padrão de energia já que nenhuma diferença foi encontrada entre as energias médias sobre as partes norte e sul da PCS, além de um pequeno decréscimo das maiores ondas para norte. Perto da costa, entretanto, sobre profundidades mais rasas que 40 m o padrão de energia segue os contornos batimétricos após considerável queda na energia causada por fricção com o fundo.

O nível médio de base ou a isóbata a partir da qual é esperado que as ondas tenham forte influência sobre o transporte de sedimentos no fundo é uma feição importante de dinâmica costeira, já que pode ser usada para definir o limite inferior de uma antepraia dominada por ondas.

Esta profundidade pode ser indiretamente inferida da distribuição de energia de onda média descrita tanto quanto transporte de sedimento de fundo pode ser considerado proporcional à fricção exercida pelo fluido. Assim, baseado em nossos resultados, sugerimos os 40 m como o nível médio de base atual e consequentemente o limite inferior da antepraia atual da PCS.

Esta conclusão está de fato em concordância com os achados de Almeida et al. (1999) que definiram como 36 m o limite externo ou oceânico do chamado perfil de equilíbrio na parte norte da PCS. Eles tomaram os poucos dados então disponíveis e usaram na função empírica descrita em Hallermeier (1981 a,b) e Birkemeier (1985), a qual leva em conta a altura sig. e período de ondas junto com o diâmetro médio do sedimento.

Além disso, este limite em 40 m é de fato coincidente com o limite inferior aproximado do cinturão costeiro de sedimentos arenosos cobrindo a PCS, como descrito nos mapas de composição de sedimentos superficiais (e.g. Martins and Urien, 1977; Corrêa et al., 1996; Figueiredo Jr and Tessler, 2004).

Nesse sentido, podemos também afirmar que esta falta geral de sedimentos mais finos próximos da costa age então como um indicador da elevada tensão de cisalhamento exercida pelo fluido no fundo dessa região rasa e assim corrobora com a definição da isóbata de 40 m como o limite inferior atual da antepraia da PCS.

### **4.3 Condições de onda na antepraia da PCS**

Por simplicidade e praticidade podemos subdividir a antepraia da PCS (Figura 4.23) em apenas três regiões distintas. Dois campos de bancos de areia com diferentes características estão localizados próximos de cada projeção costeira, assim definindo as duas primeiras regiões as quais são separadas entre si acerca de 32,5°S em Rio Grande. Como consequência, entre o centro da projeção costeira norte e o Cabo de Santa Marta uma terceira região sem bancos de areia pode ser definida.

Os bancos de areia na antepraia sul são grandes feições morfológicas marcadas por sua grande curvatura e por sua abertura para sul. Eles estão presentes na antepraia inferior entre 12 e 30 m com alturas entre 4 e 10 m, larguras entre 2 e 8 km e comprimentos de até 40 km.

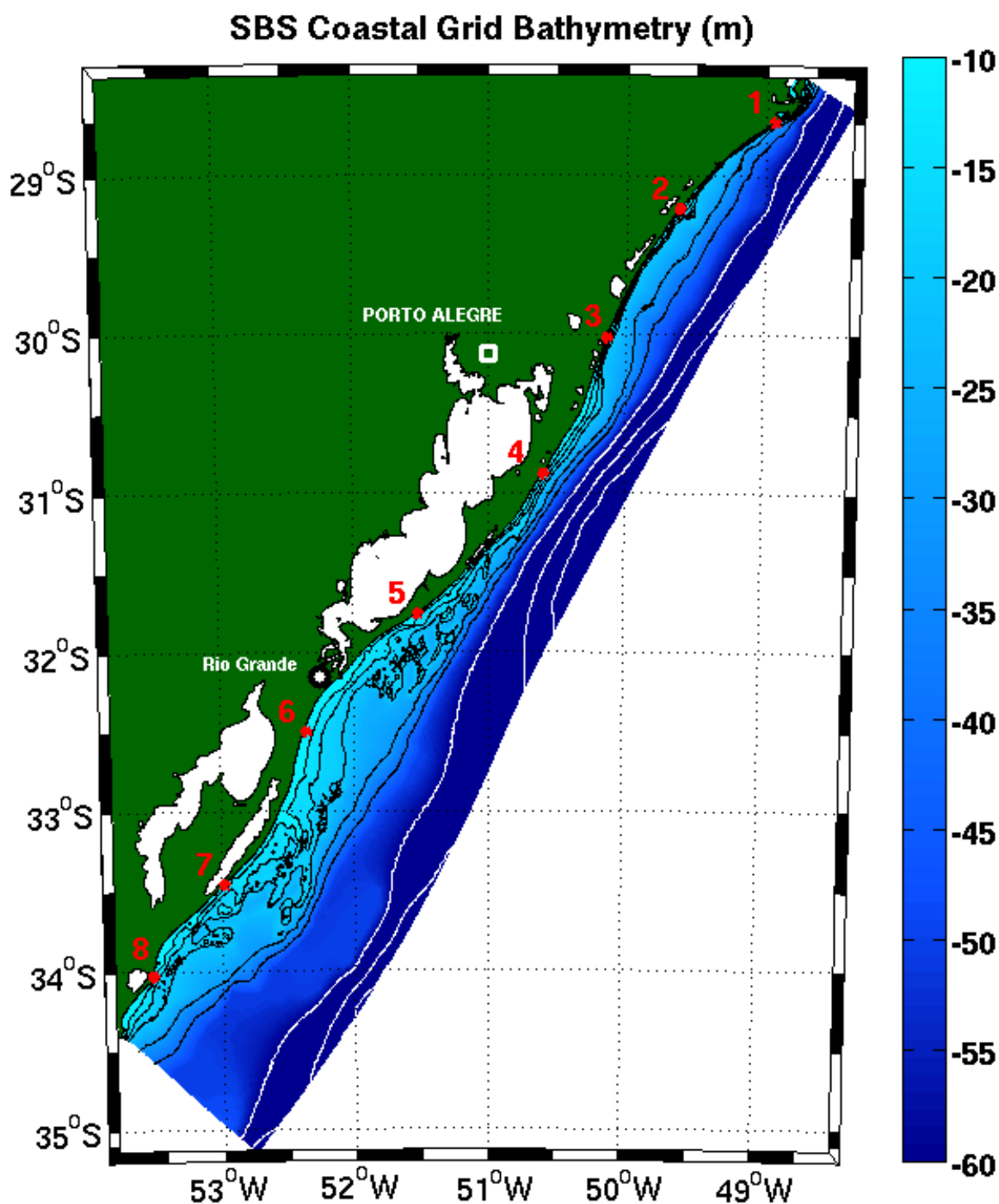


Figura 4.23: Batimetria (m) da grade costeira curvilinear mostrando os oito pontos escolhidos para análise de espectros na antepraia superior ao longo da isóbata de 6 m (asteriscos). Isolinhas pretas são para 12, 16, 20, 30 e 40 m e isolinhas brancas são para 60, 80, e 100 m.

Alguns desses bancos são conectados à antepraia superior e alguns não são. O banco mais proeminente, chamado Albardão (33°S), não só está conectado mas também mostra uma orientação ortogonal à costa com seu topo atingindo apenas 7 m à 20 km da costa.

Os bancos de areia na antepraia central apresentam dimensões similares quando comparados aos bancos do sul mas com muito mais descontinuidades. Por outro lado, eles são na maioria lineares e alinhados com a orientação geral NE/SW da costa. Eles também são algumas vezes



conectados obliquamente à antepraia superior mas com dimensões muito menores que o banco do Albardão.

De qualquer forma, ambos campos de bancos estão bem dentro da antepraia e assim estão presentemente submetidos a ação de ondas, o que significa que representam uma obstrução marcante à propagação de energia até a costa.

De forma a definir a distribuição geral de energia de onda sobre a antepraia, mostramos na Figura 4.24 os quatro mapas de médias de longo-termo (1990-2012) de altura sig. sobre a PCS como obtidas com nossos resultados nos quatro experimentos na grade costeira de maior resolução, detalhados no capítulo 3. Nos quatro experimentos é possível ver a considerável queda de energia de onda em profundidades menores que 40 m com o padrão de energia aproximadamente seguindo os contornos batimétricos.

Embora os valores absolutos dos gradientes de energia ao longo da costa variem, o posicionamento dos máximos e mínimos nos quatro experimentos costeiros são virtualmente idênticos àqueles da grade de plataforma, i.e. maiores valores são vistos acerca dos cabos e projeções costeiras enquanto menores são vistos entre eles. A resolução aumentada, contudo, permite-nos melhorar essa afirmação reconhecendo que o Cabo Polônio e especialmente a projeção costeira sul estão sob menor energia de ondas do que o Cabo de Santa Marta e a projeção costeira norte, em uma relação mais direta com a largura local da antepraia.

Nos experimentos três e quatro (sem vento), cuja validação quantitativa já apontou uma redução de energia de onda, os mapas de média mostram como esta redução de energia ocorre sobre toda a grade ao invés de apenas sobre a antepraia. Nos experimentos dois e quatro (com menor atrito), por outro lado, é possível quantificar o aumento nas médias de alturas de onda sobre a antepraia em relação aos experimentos um e três (com atrito padrão).

Desejando apontar o significado desses valores de alturas de onda mostramos na Figura 4.25 os quatro mapas de médias de longo-termo de altura sig. relativa de onda sobre a PCS (i.e. a altura sig. dividida pela profundidade local). Nessa figura fica clara a separação geomorfológica entre a enorme antepraia inferior (em dois tons de azul claro) e as maiores declividades da pequena antepraia superior e do banco do Albardão (em tons de vermelho, laranja e verde). Além disso, é importante notar que tal classificação se sustenta nos quatro experimentos, mesmo diante da redução de energia nos experimentos sem vento ou do aumento de energia nos experimentos com menor atrito.

Daqui em diante, para a análise de espectros no espaço e tempo do clima de ondas da antepraia da PCS nós usamos os resultados do experimento dois na grade costeira, uma vez que atingiu a melhor validação no capítulo 3.

Na Figura 4.26 mostramos então os espectros de potência médios de longo-termo para os oito pontos na antepraia superior escolhidos de norte para sul ao longo da isóbata de 6 m (Figura 4.23, asteriscos vermelhos). O achado mais marcante é a quase total refração observada entre os prévios espectros bimodais costa afora e estes espectros da antepraia superior que são encontrados como ondas de ESE/SSE com aumentada importância da onda SE e em um espectro quase unimodal, o que está em absoluta concordância com as medições locais.



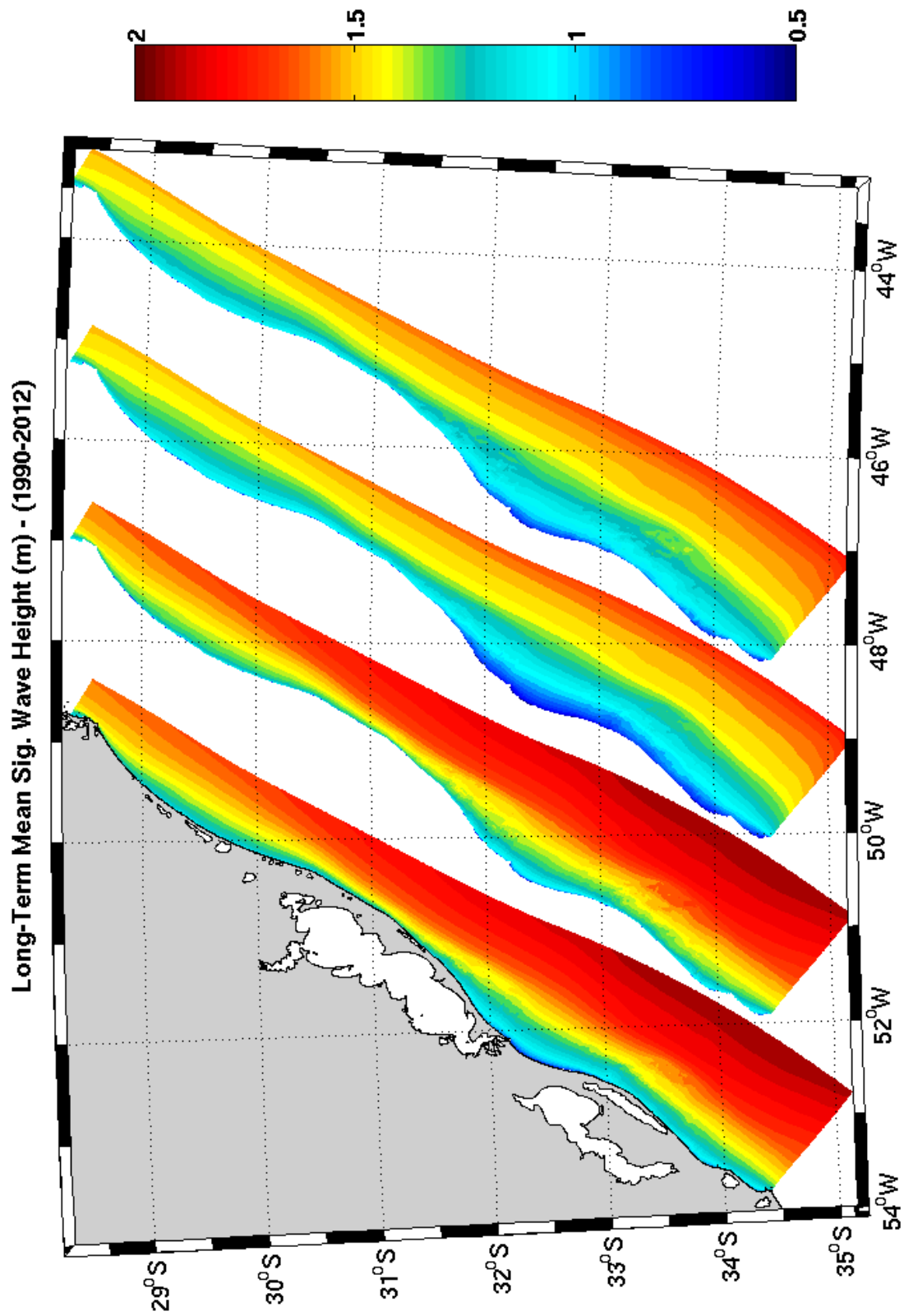


Figura 4.24: Mapas de média de longo-termo (1990-2012) de altura sig. sobre a PCs, como obtido com nossos experimentos na grade costeira. Experimentos um a quatro são mostrados respectivamente da esquerda para a direita.

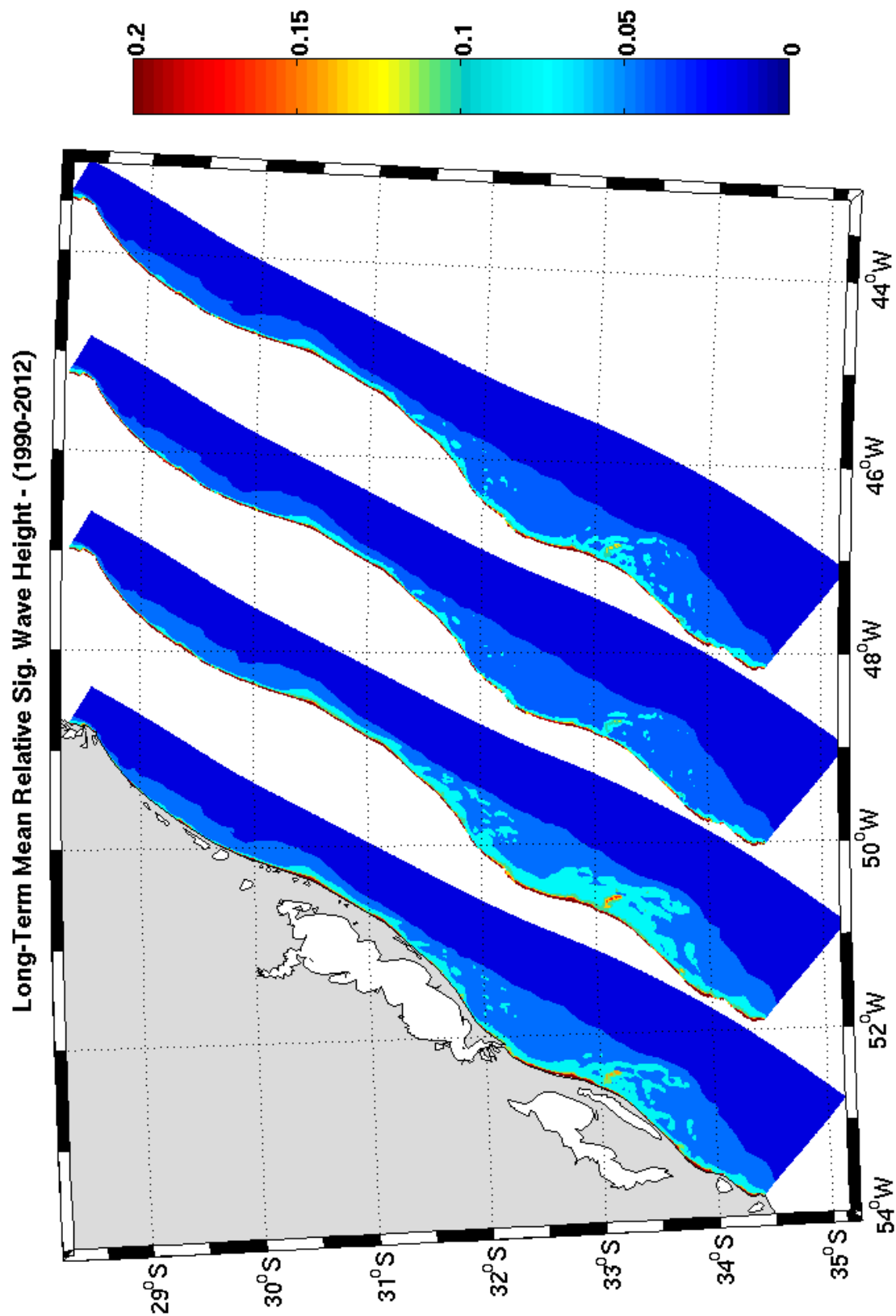


Figura 4.25: Mapas de média de longo-termo (1990-2012) de altura sig. relativa sobre a PCS, como obtido com nossos experimentos na grade costeira. Experimentos um a quatro são mostrados respectivamente da esquerda para a direita.

Estes resultados mostram como a larga e rasa antepraia da PCS é responsável por uma intensa refração das ondas ( $> 45^\circ$ ), assim forçando-as a chegar ao sistema praias com muito pequeno ângulo de ataque ( $< 10^\circ$ ) em relação à normal à costa. A importante consequência para dinâmica sedimentar é direta, uma vez que a chamada deriva litorânea é considerada proporcional a este ângulo (e.g. Komar, 1998), e deverá ser lidada em futuros experimentos usando cálculos de transporte de sedimentos.

Os oito espectros podem ser separados em pontos norte com maiores potências de onda (um a quatro) e pontos sul com menores potências de onda (cinco a oito). Assim, enquanto a potência média mostrou um menor e suave decréscimo para norte com padrões espaciais que não seguem as isóbatas, a potência média na antepraia superior, pelo contrário, varia abruptamente diminuindo da metade norte para a sul, em clara resposta as declividades gerais da p. média.

Isto é porque durante eventos de maior energia considerável fricção com o fundo pode ocorrer bem ao largo, fazendo a energia dessas ondas diminuir diferencialmente entre as partes norte e sul da p. média, assim afetando as larguras da antepraia e também a potência média na antepraia superior. Significa que, mesmo que estas declividades não estejam refletidas nos padrões de energia ou potência de costa afora, ainda assim representam um importante fator na variabilidade ao longo da costa por permitir uma diferenciação norte/sul da atenuação das ondas maiores.

Este achado corrobora com a afirmação prévia que a energia média das ondas atingindo a antepraia superior da PCS parece ser inversamente proporcional a largura da antepraia, a qual é influenciada pela declividade da p. média. Isto nos leva à importante conclusão de que a herança geológica, expressa através da largura da antepraia e da declividade da p. média, podem de fato muitas vezes ser mais importantes para gerar variabilidade de onda do que as variações ao longo da costa da potência costa afora.

Além disso, outra feição que chama atenção na Figura 4.26 é a similaridade entre os espectros dos pontos 1, 5 e 7, os quais apresentam um claro foco de ondas SSE. Esse achado é diretamente relacionado com orientação da costa já que estes três pontos são normais a SSE e são posicionados ao sul do cabo norte e de ambas projeções costeiras, respectivamente.

Fortemente acreditamos que este fenômeno é causado por uma janela na propagação de onda até a costa. Uma vez que quanto maior a refração maior é também a distância viajada pela onda, podemos esperar que a maximização do atrito sobre ondas refratadas e, por outro lado, uma minimização do atrito sobre as ondas pouco refratadas, as quais viajam menores distâncias. A consequência imediata é que ondas normais à costa atingem a costa com maior energia do que ondas chegando em ângulo.

Estes três pontos, portanto, devem ser comparados com os pontos 6 e 8 (normais a ESE) e secundariamente com ponto 2 (normal a SE), já que estes são posicionados imediatamente ao norte do cabo sul e de ambas projeções costeiras. Da mesma forma como nos pontos 1, 5 e 7, as ondas normais também mostram aumento de energia, embora com menor intensidade. As ondas SSE, neste caso, são muito reduzidas ou inexistentes, indicando o efeito de bloqueio causado pelos cabos e projeções costeiras através da indução de refração à sotavento.

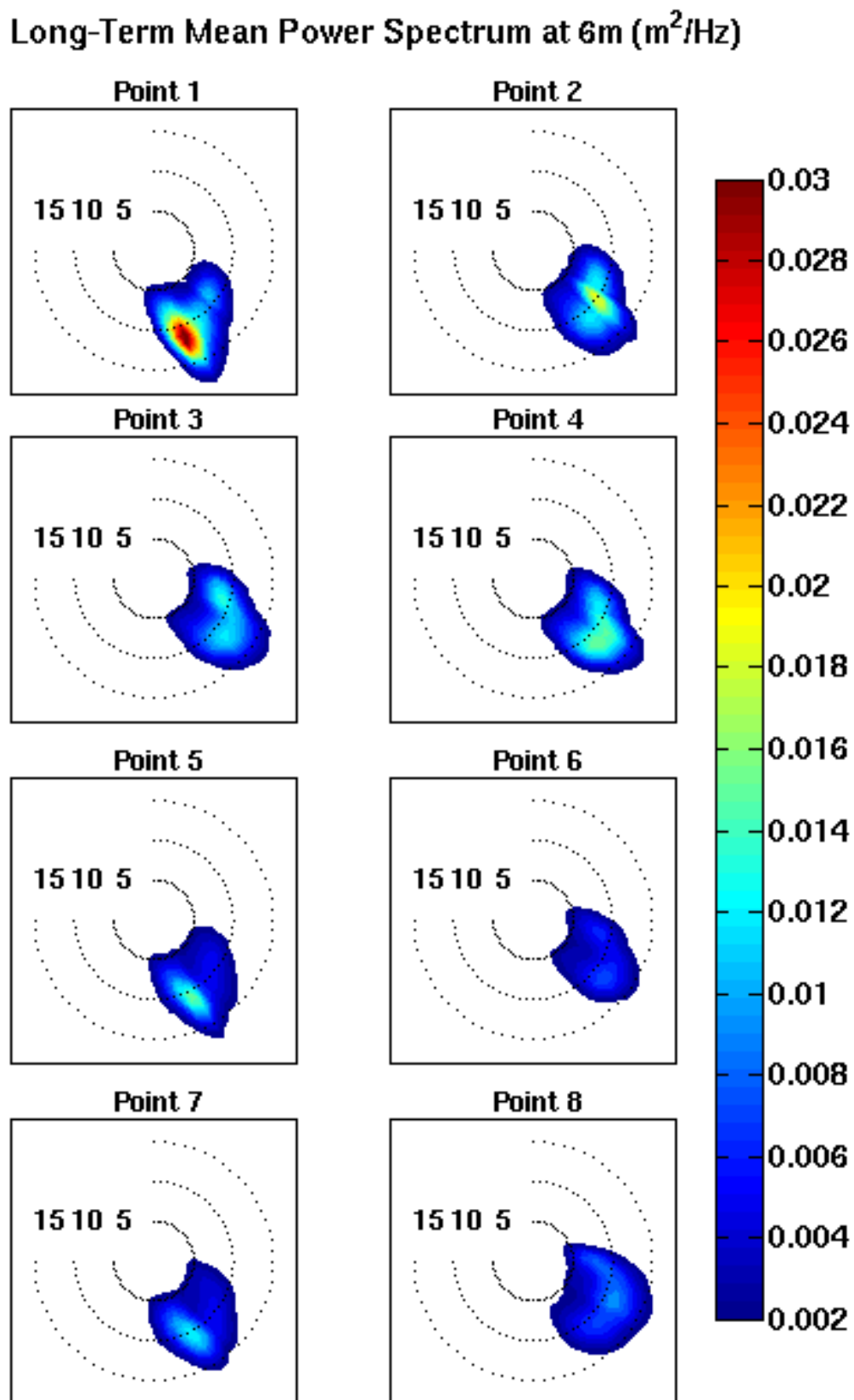


Figura 4.26: Média de longo-termo (1990-2012) do espectro de potência de onda ( $m^2/Hz$ ) como obtido com nosso experimento numero 2 na grade costeira curvilínea, para os oito pontos selecionados na antepraia superior (6 m).

A consequência é que nos espaços entre cabos e projeções costeiras, onde menores energias de onda são encontradas (Figuras 4.22 e 4.24), há uma marcada assimetria norte/sul com maiores energias ao norte por causa dessa janela de refração.

Implicações para a evolução costeira serão tratadas em um futuro experimento, mas esse padrão de assimetria norte/sul se ajusta muito ao posicionamento relativo dos diferentes tipos de barreiras costeiras holocênicas, como descrito em Dillenburg et al. (2009).

No todo, é possível afirmar que a fricção com o fundo desempenha papel maior na diferenciação de onda ao longo da antepraia da PCS tanto agindo sobre diferentes quantidades de refração quanto agindo sobre diferentes larguras de antepraia. Nesse sentido, estes resultados permitem-nos definir a orientação de linha de costa, a largura da antepraia e as declividades da p. média como fatores chave na determinação do espectro de potência que atinge a costa da PCS.

Para a análise temporal desses resultados apresentamos nas Figuras 4.27 e 4.28 a distribuição de longo-termo da média anual do espectro, integrado nas frequências, para os oito pontos escolhidos na antepraia superior. A brusca diferença norte/sul de potência ao longo da costa é novamente clara com os pontos norte na Figura 4.27 mostrando tons de vermelho e laranja que não aparecem nos pontos sul (Figura 4.28). As altas variações interanuais de potência seguem de perto as variações previamente encontradas nos espectros da p. média com claro aumento de ondas ESE durante anos de La-Niña.

Estas figuras mostram a concentração de potência algumas vezes ocorrendo em uma linha reta por todo o experimento, com diferentes direções para pontos adjacentes como nos pontos 1 e 2, que não ocorrem nos pontos 3 e 4 (Figura 4.27). No ponto 1, temos a máxima potência claramente centrada em  $160^\circ$  com ocorrências de  $130^\circ$ , enquanto no ponto 2 temos a máxima na direção normal ( $130^\circ$ ), mas em grande similaridade com os pontos 3 e 4, também temos ondas de  $120^\circ$  e  $140^\circ$ .

Os pontos 5 e 7 também mostram estas concentrações de potência alinhadas na direção normal, enquanto a ausência de energia de SSE é clara nos pontos 6 e 8 com atenuação extrema das ondas de ESE e SE no ponto 6 (Figura 4.28). Os dois centros estão agora aproximadamente em  $130^\circ$  e  $155^\circ$  para os pontos 5 e 7, enquanto no ponto 6 estes estão em  $100^\circ$  e  $130^\circ$ . No ponto 8 as ondas SSE parecem totalmente bloqueadas e os centros estão em  $90^\circ$  e  $120^\circ$ .

Estes resultados reforçam o papel da orientação da linha de costa mostrando que as ondas encontradas costa afora que vêm de ENE ( $70^\circ$ ) e SSW ( $190^\circ$ ) são agora encontradas refratadas em até  $60^\circ$  como nos pontos 1 e 5 (para ondas ENE) e nos pontos 3 e 6 (para ondas SSW). Pela mesma razão, vale notar como o ponto mais ao sul recebe o mínimo da potência SSW de costa afora enquanto o ponto mais ao norte recebe o máximo dessa potência, em total oposição ao que poderia ser intuitivamente esperado, já que a potência de SSW decresce para norte.

Como mencionamos antes, a média anual de potência de onda pode apresentar considerável alisamento de informações em um sistema dominado por escala sinótica e por isso apresentamos nas Figuras 4.29 e 4.30 a distribuição de longo-termo (1990-2012) da média mensal do espectro, integrado nas frequências, para os oito pontos escolhidos na antepraia superior.

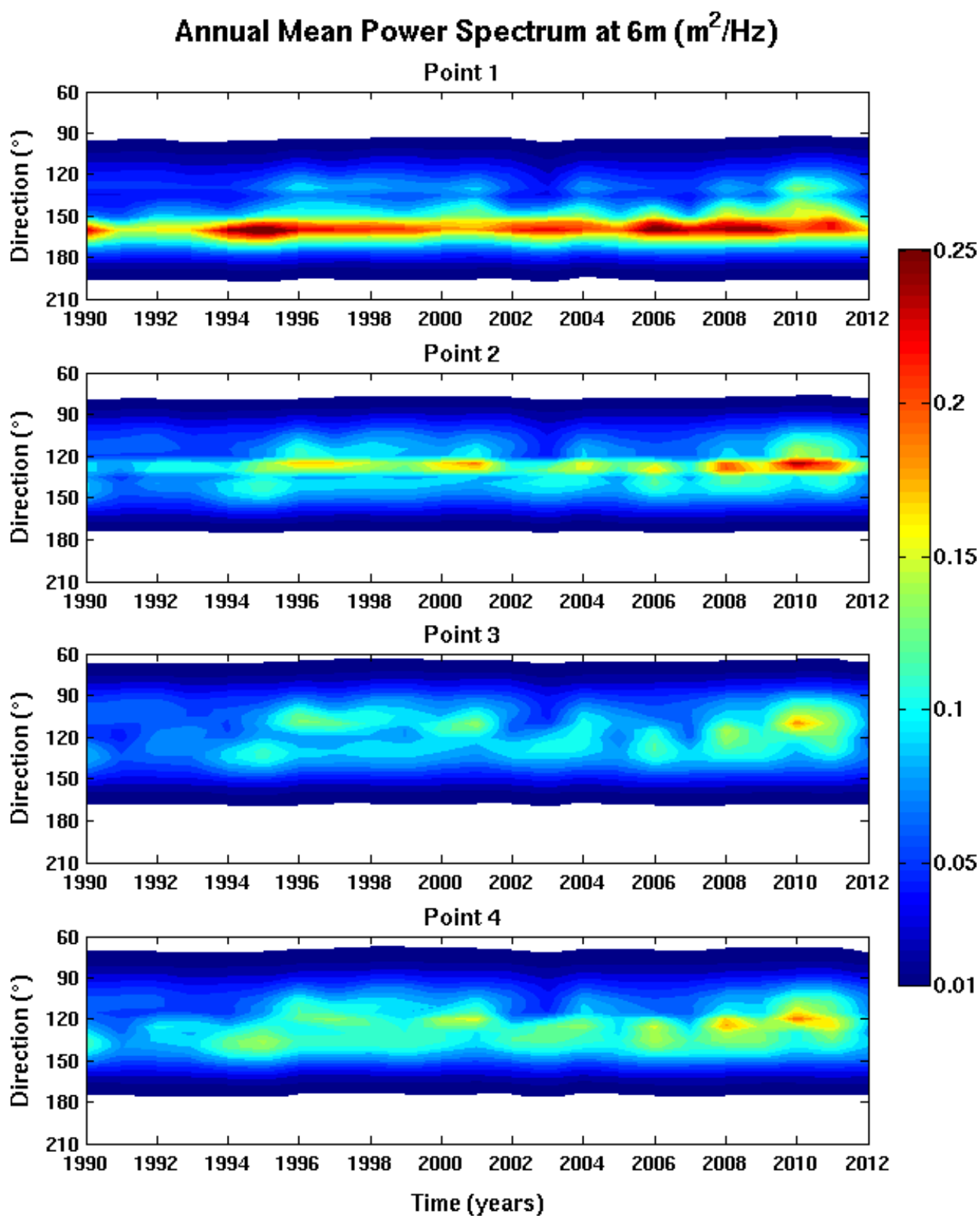


Figura 4.27: Distribuição de longo-termo (1990-2012) da média anual do espectro de potência de onda ( $m^2/Hz$ ), integrado nas frequências, como obtido com nossos experimentos na grade costeira curvilínea, para os pontos 1 (acima) a 4 (abaixo) na antepraia superior (6 m).

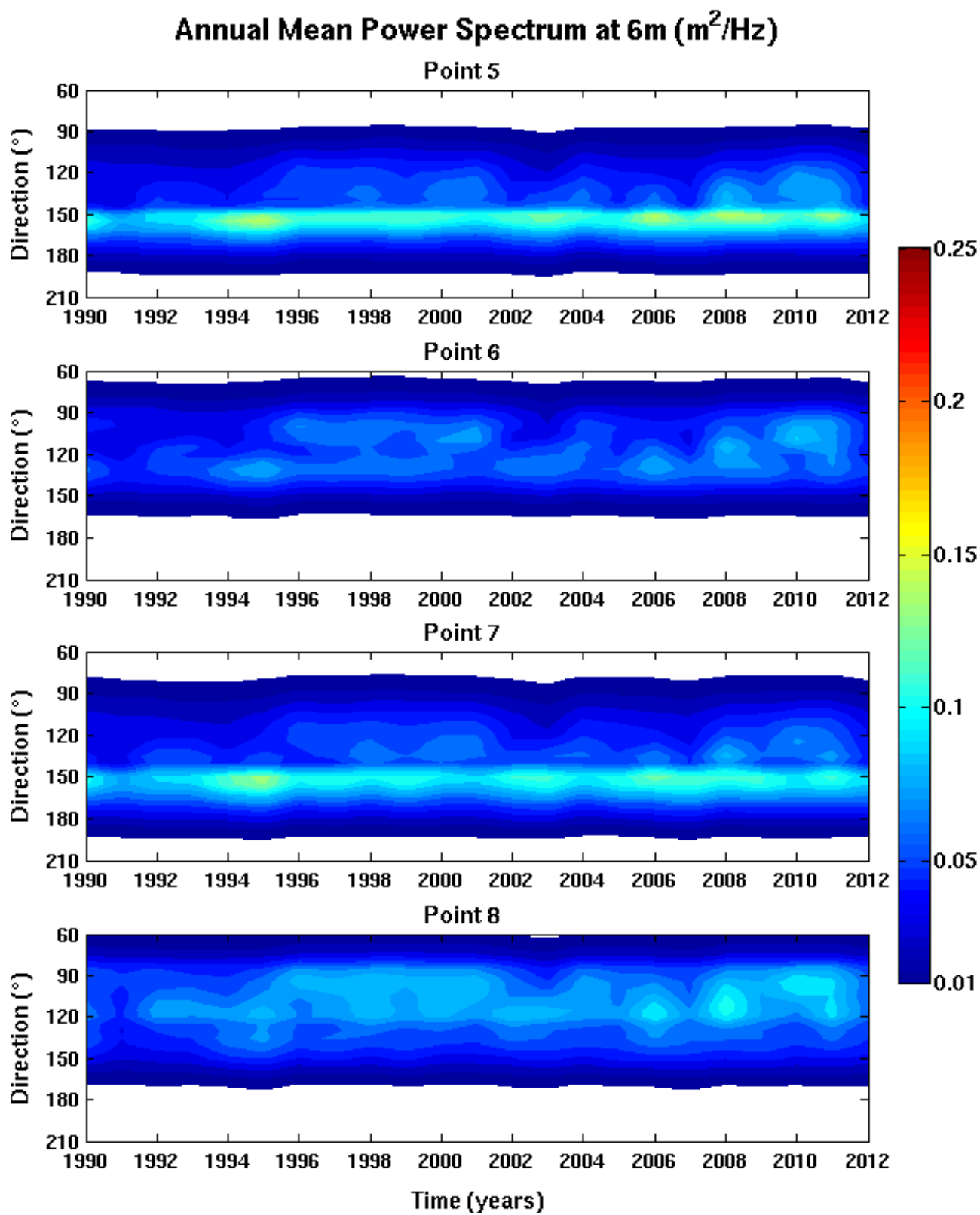


Figura 4.28: Distribuição de longo-termo (1990-2012) da média anual do espectro de potência de onda ( $m^2/Hz$ ), integrado nas frequências, como obtido com nossos experimentos na grade costeira curvilínea, para os pontos 5 (acima) a 8 (abaixo) na antepraia superior (6 m).

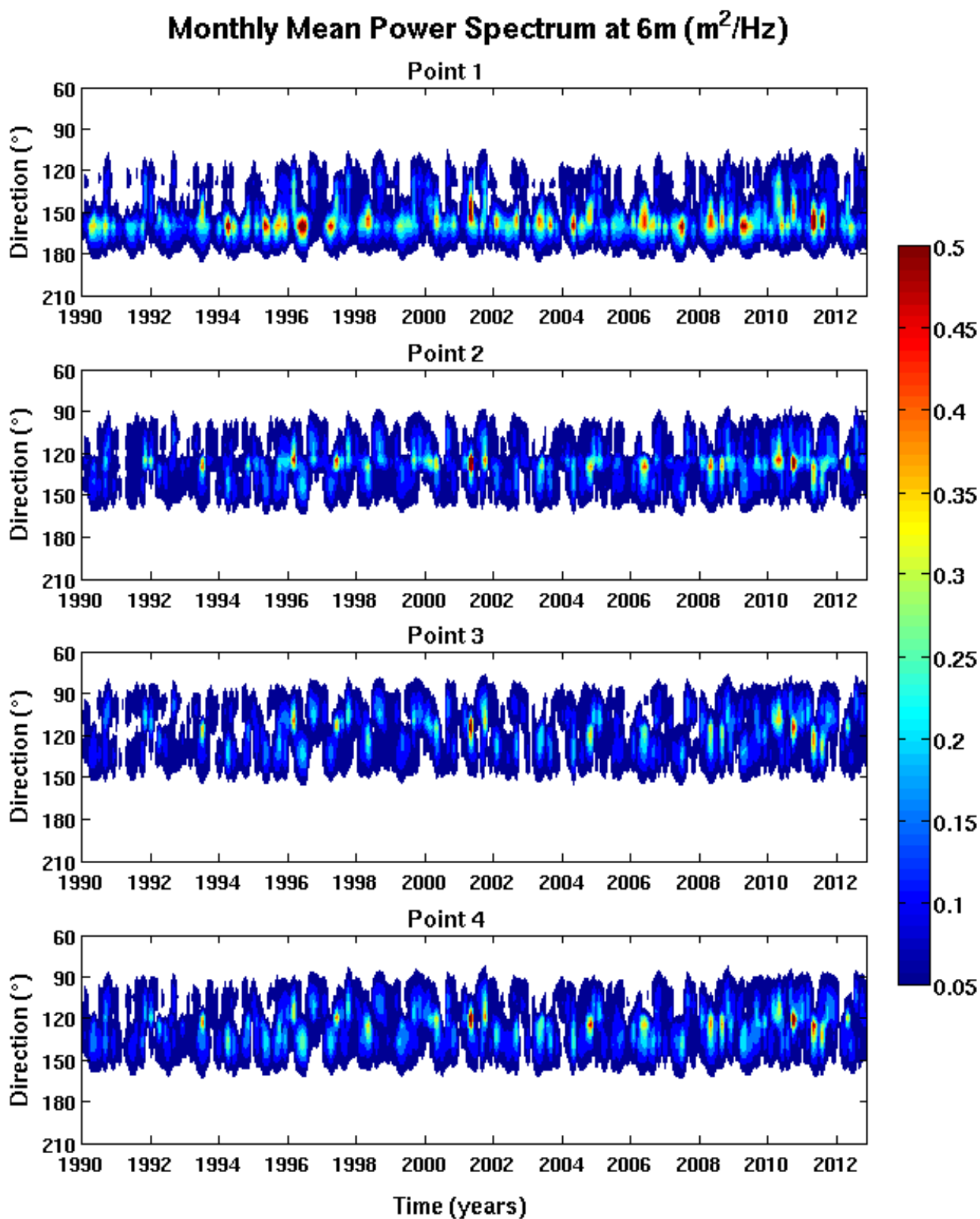


Figura 4.29: Distribuição de longo-termo (1990-2012) da média mensal do espectro de potência de onda ( $m^2/Hz$ ), integrado nas frequências, como obtido com nossos experimentos na grade costeira curvilínea, para os pontos 1 (acima) a 4 (abaixo) na antepira superior (6 m).



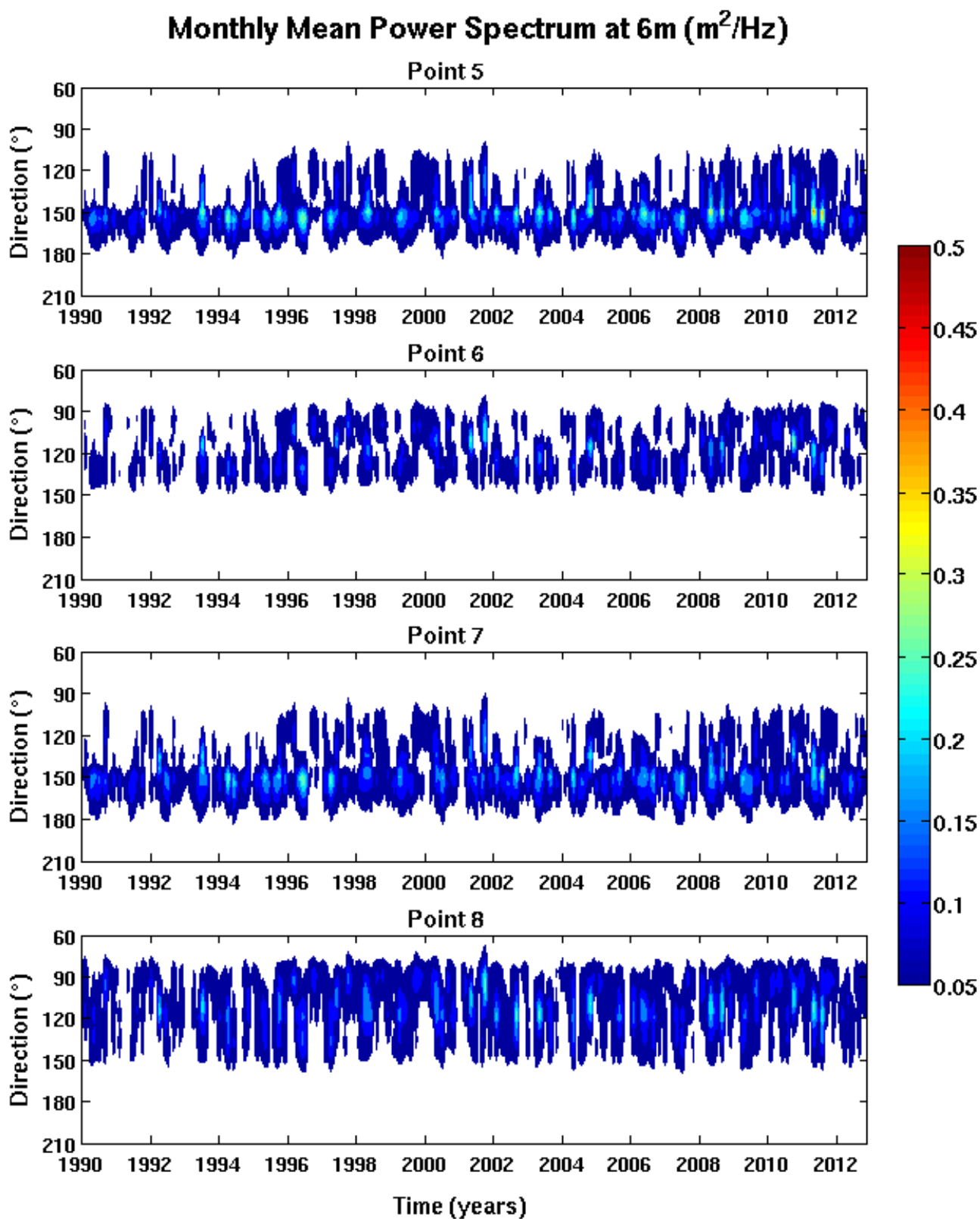


Figura 4.30: Distribuição de longo-termo (1990-2012) da média mensal do espectro de potência de onda ( $m^2/Hz$ ), integrado nas frequências, como obtido com nossos experimentos na grade costeira curvilínea, para os pontos 5 (acima) a 8 (abaixo) na antepira superior (6 m).

Estes resultados de maior resolução temporal nos mostra quão grande é a variabilidade dos eventos de onda na PCS. Em ambas figuras é possível ver que as potências de fato ocorrem como picos isolados nas direções favoráveis, e não em linhas como nas médias anuais. As diferenças norte/sul de potência são ainda bem claras assim como muito da assimetria entre pontos adjacentes e a máxima atenuação no ponto 6.

Além disso, é possível ver que o ponto 1 e especialmente os pontos 5 e 7 são muitas vezes abrigados das ondas de ESE e SE, as quais só aparecem com baixa potência durante anos de La-Niña. Por outro lado, nos pontos 6 e 8 as ondas SSE são quase inexistentes e até ondas E são vistas com potências significantes.

## 4.4 Considerações finais

Inicialmente, usamos nossos resultados de longo-termo de modelo para mostrar como a América do Sul bloqueia as ondas geradas pelos ventos oeste, que apenas tornam-se grandes dentro do A. Sul, caracterizando as plataformas do oeste e sudoeste do A. Sul com um clima de ondas médio de baixa energia. Menores períodos de pico de longo-termo também foram encontrados sobre e acerca da PCS indicando duas regiões de geração que resultam dos ventos da AAS e dos ventos dos ciclones extratropicais e sistemas frontais associados.

Mostramos então exemplos de padrões de ondas extremas induzidas pela presença de ciclones acerca das três distintas regiões de máxima ciclogênese sobre o oeste do A. Sul. Condições particulares de pré e pós-frontal também foram mostradas para caracterizar as mudanças sinóticas nas direções de vento.

Os espectros costa afora de longo-termo mostraram uma predominância das ondas SSE/SW com pico de potência entre S/SSW, gerado pelos ciclones e frentes, com um pico secundário de potência composto por ondas ENE/E que foram geradas pelos ventos pós-frontais, corroborando com a afirmativa que a PCS é essencialmente bimodal em direções de ondas. A potência de ondas S/SSW diminui para norte e a potência de ondas ENE/E secundariamente diminui para sul, permitindo-nos afirmar que a PCS esta localizada no encontro entre a influência dos westerlies e ciclones e a influência da AAS, pelo menos quanto a geração de ondas e em condições atmosféricas atuais.

A distribuição interanual como médias anuais mostrou mostrou um distinto aumento em potência ENE/E e secundariamente em ESE. A coincidência entre estes períodos de aumento e os picos conhecidos de La-Niña levou-nos à comparação entre os espectros de potência costa afora ENE/ESE e o índice de Oscilação Sul para os 23 anos dos experimentos. Comparação subjetiva e uma correlação de 0,667 permitiu-nos afirmar que a média anual de potência ENE/ESE, como obtido no modelo, é de fato modulado pelo El-Niño Oscilação Sul .

A distribuição interanual como médias mensais mostrou, como esperado, fortes variações mês a mês confirmando o natural alisamento de informação de uma média anual. Durante os invernos, é possível na quebra a ocorrência de ondas SW e até ondas W nos pontos ao sul. Maioria dos invernos mostrou de fato um padrão de dois maximos com um minimo no meio, o

que esta relacionado com a atmosfera atingindo equilíbrio acerca do solstício.

A distribuição intra-anual a cada seis horas mostrou um centro de ondas S/SSW ocorrendo centrado no inverno entre Abril e Setembro, mas especialmente no sul há ondas altas secundariamente no resto do ano também. Nessa resolução de tempo é claramente possível ver como algumas ondas ocorrem na quebra vindo do continente. Há também um centro ENE/E que ocorre mais nas primaveras em oposição às potências baixas encontradas durante o inverno. Maiores ondas SE ocorrem durante Abril e Maio e secundariamente durante as primaveras e são associadas aos ciclones.

O mapa de média de longo-termo de altura sig. sobre a PCS foi usado para definir a distribuição da energia média de onda. Gradientes de energia de onda perto da costa já são vistos na grade de plataforma, com maiores energias localizadas ao largo de ambos cabos e ao largo da projeção costeira norte e só secundariamente ao largo da projeção costeira sul. Por outro lado, energia mínima é encontrada entre projeções costeiras em Rio Grande (32,5 °S) e secundariamente entre cabos e projeções costeiras.

As declividades da p. média e externa não são refletidas neste padrão de energia já que pequena diferença foi encontrada entre as energias médias sobre a parte norte e sul da PCS. Próximo da costa, no entanto, em regiões mais rasas que 40 m o padrão de energia segue as isóbatas após considerável queda de energia de onda causada por fricção com fundo.

Baseado nestes resultados, sugerimos a isóbata de 40 m como o nível médio de base atual e conseqüentemente o limite inferior da antepraia atual da PCS. Nesse sentido, podemos afirmar que a ausência geral de sedimentos mais finos perto da costa age então como um indicador da elevada tensão exercida pelo fluido sobre o fundo e assim corrobora com a definição da isóbata de 40 m como o limite inferior atual da antepraia da PCS.

Nos quatro mapas de médias de longo-termo de altura sig. sobre a PCS, como obtidos com nossos resultados nos quatro experimentos na grade costeira de maior resolução, é possível ver esta considerável queda de energia de onda em regiões mais rasas que 40 m com o padrão de energia aproximadamente seguindo as isóbatas. A resolução aumentada, no entanto, permitiu-nos reconhecer que o Cabo Polonio e especialmente a projeção costeira sul estão sob menor energia média de onda do que Cabo de Santa Marta e a projeção costeira norte, em uma relação mais direta com a largura local da antepraia.

Os quatro mapas de médias de longo-termo de altura sig. relativa sobre a PCS então apontou o significado da altura média de onda obtida e deixou clara a separação geomorfológica entre a imensa antepraia inferior e as maiores declividades da pequena antepraia superior e do banco do Albardão.

Enquanto a potência média costa afora mostrou um pequeno e suave decréscimo para norte, a potência média na antepraia superior pelo contrário varia abruptamente decrescendo da metade norte para sul, em clara resposta às declividades da p. média. Isto é porque durante eventos de alta energia considerável fricção com fundo pode ocorrer bem costa afora fazendo a energia dessas ondas decrescer diferencialmente entre as partes norte e sul da p. média, assim afetando as larguras da antepraia e também a potência de onda média na antepraia superior.

Este achado corrobora com a afirmação prévia que a energia média das ondas atingindo a antepraia superior da PCS parece ser inversamente proporcional a largura da antepraia. Isto nos leva à importante conclusão de que a herança geológica, expressa através da largura da antepraia e da declividade da p. média, podem de fato muitas vezes ser mais importantes para gerar variabilidade de onda do que as variações ao longo da costa da potência costa afora.

O achado mais marcante é a quase total refração observada entre os prévios espectros bimodais costa afora e estes espectros da antepraia superior que são encontrados como ondas de ESE/SSE com aumentada importância da onda SE e em um espectro quase unimodal, o que esta em absoluta concordância com as medições locais. Estes resultados mostram como a larga e rasa antepraia da PCS é responsável por uma intensa refração das ondas ( $> 45^\circ$ ), assim forçando-as a chegar ao sistema praias com muito pequeno ângulo de ataque ( $< 10^\circ$ ) em relação à normal à costa.

Além disso, a similaridade entre os espectros de potência dos pontos de antepraia normais a SSE, os quais apresentam claro foco de ondas SSE e quase nenhuma onda ESE, junto com a similaridade entre os espectros de potência dos pontos de antepraia normais a ESE, onde as ondas SSE de maior energia são ausentes e as ondas de ESE são aumentadas, indicaram o efeito de bloqueio causado pelos cabos e projeções costeiras.

Fortemente acreditamos que este fenômeno é causado por uma janela na propagação de onda até a costa. Uma vez que quanto maior a refração maior é também a distância viajada pela onda, a consequência imediata é que ondas normais à costa atingem a costa com maior energia do que ondas chegando em ângulo.

A consequência final é que nos espaços entre cabos e projeções costeiras, onde menores energias de onda são encontradas, há uma marcada assimetria norte/sul com maiores energias ao norte por causa dessa janela de refração. Implicações para a evolução costeira serão tratadas em um futuro experimento, mas esse padrão de assimetria norte/sul se ajusta muito ao posicionamento relativo dos diferentes tipos de barreiras costeiras holocênicas, como descrito em Dillenburg et al. (2009).

No todo, é possível afirmar que a fricção com o fundo desempenha papel maior na diferenciação de onda ao longo da antepraia da PCS tanto agindo sobre diferentes quantidades de refração quanto agindo sobre diferentes larguras de antepraia. Nesse sentido, estes resultados permitem-nos definir a orientação de linha de costa, a largura da antepraia e as declividades da p. média como fatores chave na determinação do espectro de potência que atinge a costa da PCS.

# Capítulo 5

## Conclusão

Os padrões gerais do clima de ondas da PCS puderam ser de fato determinados aqui com o uso de modelos numéricos, permitindo a quantificação dos gradientes de onda sobre a PCS e a argumentação sobre as razões de sua existência.

Nesse sentido, diferentemente do inicialmente hipotetizado, os gradientes de energia de onda sobre a PCS não parecem ser diretamente relacionados às convergências ou divergências de ondas, respectivamente devido a geometria côncava ou convexa da costa, mas sim parecem relacionados à atenuação por fricção com o fundo, tanto agindo sobre diferentes quantidades de refração quanto agindo sobre diferentes larguras de antepraia. Assim, a orientação de linha de costa, a largura da antepraia e as declividades da p. média foram definidos aqui como fatores chave na determinação do espectro de potência de onda que atinge a costa da PCS.

No entanto, devido à intensas mudanças interanuais de potência das ondas geradas pela alta sinótica movendo-se para leste e pela alta subtropical média do Atlântico Sul, uma simples condição ou período que pudesse ser usado como campo climatológico em esforços de modelagem em escala de tempo geológica não pôde ser atingido. Até aqui, nossos resultados indicam a necessidade do uso de pelo menos dois períodos de forma a representar a variabilidade ENOS.

Este trabalho, portanto, é pensado como um primeiro passo para o entendimento da variabilidade atual do clima de ondas da PCS e seus impactos na evolução costeira. Futuros trabalhos devem atingir uma melhor validação do modelo e um modelo de transporte de sedimento esta correntemente sob implementação usando os resultados de onda obtidos aqui.

# Capítulo 6

## Referências

- ALMEIDA, L. E. S. B.; ROSAURO, N. L.; TOLDO JR., E. E.; GRUBER, N. L. S. 1999. Avaliação da profundidade de fechamento para o litoral norte do Rio Grande do Sul. XIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Belo Horizonte, 11p.
- AMBRIZZI, T.; HOSKINS, B. J. 1997. Stationary Rossby wave propagation in a baroclinic atmosphere. *Q. J. Royal Meteorological Society*, 123, 919-928.
- AMBRIZZI, T.; HOSKINS, B. J.; HSU, H. H. 1995. Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the austral winter. *J. Atmospheric Sciences*, 52, 3661-3672.
- ANDRADE, K. 2005. Climatologia e comportamento dos sistemas frontais sobre a América do Sul. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Brasil, 187 pp.
- ANGULO, R. J.; GIANNINI, P. C. F.; SUGUIO, K.; PESSENDA, L. C. R. 1999. Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna-Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid <sup>14</sup>C ages. *Marine Geology*, 159, 323-339.
- ANGULO, R. J.; LESSA, G. C.; SOUZA, M. C. 2006. A critical review of the Mid-to-Late Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, 25(5), 486-506.
- ARAÚJO, C. E. S.; FRANCO, D.; MELO, E.; PIMENTA, F. M. 2003. Wave Regime Characteristics of the Southern Brazilian Coast, Proc. COPEDEC VI, Colombo, Sri Lanka.
- BARLETTA, R. C. 2000. Efeito da interação oceano-atmosfera sobre a morfodinâmica das praias do litoral central do Rio Grande do Sul, Brasil. Dissertação de mestrado, Fundação Universidade Federal de Rio Grande (FURG), 134 p.

- BERBERY, E. H.; Nogués-Paegle, J. and Horel, J. D. 1992. Wavelike Southern Hemisphere extratropical teleconnections. *J. Atmospheric Sciences*, 49, 155-177.
- BIRKEMEIER, W. A. 1985. Field Data on Seaward Limit of Profile Change. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 111 (3): 598-602.
- BJORNSSON, H.; VENEGAS, S. A. 1997. A manual for EOF and SVD analyses of climate data. McGill University, CCGCR Report n 97-1, 52 pp.
- BOOIJ, N.; RIS, R. C.; HOLTHUIJSEN, L. H. 1999. A third generation wave model for coastal regions. Part 1: Model description and validation. *J. Geophys. Res.*, 104 (C4), 7649-7666.
- CALLIARI, L. J.; KLEIN, A. H. F. 1993. Características morfodinâmicas e sedimentológicas das praias oceânicas entre Rio Grande e Chuí, RS. *Pesquisas*, 20(1), 48-56.
- CALLIARI, L.J.; TOZZI, H.A.M.; KLEIN, A.H.F. 1998. Beach morphology and coastline erosion associated with storm surges in southern Brazil, Rio Grande to Chuí, RS. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 70 (2), 231-247.
- CAMPETELLA, C. M.; VERA, C. S. 2002. The influence of the Andes Mountains on the South American low-level flow. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1826.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. 2004. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *J. Climate*, 17, 88-108.
- CARVALHO, L. M. V; JONES, C.; SILVA DIAS, M. A. F. 2002. Intraseasonal large-scale circulations and mesoscale convective activity in tropical South America during TRMM-LBA campaign. *Journal of Geophysical Research*, 107(D20), 9-19.
- CASARIN, D. P.; KOUSKY, V. E. 1986. Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 01, 83-90.
- CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E. 2009. frentes frias sobre o brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; JUSTI DA SILVA, M. G.; SILVA DIAS, M. A. F. (eds), *Tempo e Clima no Brasil*, Ed. Oficina de Textos, São Paulo, Ch. 9, 353-374.
- CORRÊA, I. C. S; MARTINS, L. R. S.; KETZER, J. M. M.; ELIAS, A. R. D.; MARTINS, R. 1996. Evolução sedimentológica e paleogeográfica da plataforma continental sul e sudeste do Brasil. *Notas Técnicas, CECO/UFRGS*, 9: 51-61.
- CUCHIARA, D. C.; FERNANDES, E. H. L; STRAUCH, J. C.; WINTERWERP, J. C.; CALLIARI, L. J. 2009. Determination of the wave climate for the southern Brazilian shelf. *Continental Shelf Res.*, 29, 545-555.

- DEAN, R. G.; DALRYMPLE, R. A. 1991. *Water Wave Mechanics for Engineers and Scientists*. World Scientific, Singapore, 353 pp.
- DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; TOMAZELLI, L. J.; HESP, P. A.; CLEROT, L. C. P.; AYUP-ZOUAIN, R. N. 2009. The Holocene coastal barriers of Rio Grande do Sul. In: DILLENBURG, S. R.; HESP, P. A. (eds), *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Lecture Notes in Earth Sciences, Springer, Berlin, 107, 53-91.
- DILLENBURG, S. R.; TOMAZELLI, L. J.; CLEROT, L. C. P. 2003. Gradients of wave energy as the main factor controlling the evolution of the coast of Rio Grande do Sul in southern Brazil during the Late Holocene. In: *Proceedings of the 5th International Symposium on Coastal Engineering and Science of Coastal Sediment Process*. New York. American Society of Civil Engineers.
- DRAGANI, W.; CERNE, B.; CAMPETELLA, C.; POSSIA, N.; CAMPOS, M. I. 2013. Synoptic patterns associated with the highest wind-waves at the mouth of the Rio de la Plata estuary. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 1-13.
- DRAGANI, W.; GARAVENTO, E.; SIMIONATO, C.; NUÑEZ, M.; MARTÍN, P.; CAMPOS, M.I. 2008. Wave simulation in the outer Rio de la Plata estuary: an evaluation of SWAN model. *J. Waterw. Port Coastal Ocean Eng.* 134 (5), 299-305.
- FACHIN, S. 1998. *Caracterização do Perfil de Equilíbrio da Antepraia na costa do Rio Grande do Sul*. Dissertação de Mestrado, UFRGS, Porto Alegre, 114 p.
- FIGUEIREDO JR, A. G.; TESSLER, M. G. 2004. *Topografia e composição do substrato marinho da região Sudeste-Sul do Brasil*. Série Documentos REVIZEE/SCORE SUL. Instituto Oceanográfico USP. 64 pp.
- FIGUEROA, S. N.; SATYAMURTY, P.; SILVA DIAS, P. L. 1995. Simulations of the summer circulation over the South American region with an ETA coordinate model. *J. Atmospheric Sciences*, 52, 1573-1584.
- GAN, M. A. 1992. *Ciclogêneses e Ciclones sobre a América do Sul*. Tese de Doutorado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 225 pg.
- GAN, M. A.; RAO, B. V. 1991. Surface cyclogenesis over South America. *Monthly Weather Review*, 119, 1293-1302.
- GAN, M. A.; RAO, V. B. 1994. The influence of the Andes Cordillera on transient disturbances. *Monthly Weather Review*, 122, 1141-1157.
- GANDU, A. W.; SILVA DIAS, P. L. 1998. Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric circulation and subsidence. *J. Geophysical Research*, 103 (D6), 6001-6015.



- GARREAUD, R. D. 2000. Cold air incursions over Subtropical and Tropical South America: mean structure and dynamics. *Monthly Weather Review*, 127, 2823-2853.
- GARREAUD, R. D.; ACEITUNO, P. 2007. Atmospheric circulation over South America: Mean features and variability. In: *The Physical Geography of South America*. T. VEBLEN, K. YOUNG ; A. ORME (eds). Oxford University Press.
- GRUBER, N. L. S.; TOLDO JR., E. E.; BARBOZA, E. G.; NICOLODI, J. L. 2003. Equilibrium beach and shoreface profile of Rio Grande do Sul coast - south of Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 35, 253-259.
- GUIMARÃES, P. V.; FARINA, L.; TOLDO, E. E. 2014. Analysis of extreme wave events in the southern coast of Brazil *Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss.*, 2, 4363-4391.
- HALLERMEIER, R.J. 1981a. Seaward Limit of Significant Sediment Transport by Waves: An Annual Zonation for Seasonal Profiles. CETA 81-2, U.S. Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center, Fort Belvoir, VA.
- HALLERMEIER, R.J. 1981b. A Profile Zonation for Seasonal Sand Beach from Wave Climate. *Coastal Engineering*, 4: 253-277.
- HASHIMOTO, N. 1997. Analysis of the directional wave spectra from field data. *Advances in Coastal and Ocean Engineering*, v.3. LIU, P .L-F. (ed.). World Scientific, Singapore, 103-143.
- HENDON, H. H.; WHEELER, M.; ZHANG, C. 2007. Seasonal dependence of the MJO-ENSO Relationship. *J. Climate*, 20, 531-543.
- HENDON, H. H.; ZHANG, C.; GLICK, J. 1999. Interannual variation of the Madden-Julian oscillation during austral summer. *J. Climate*, 12, 2538-2550.
- HERDIES, D. L.; SILVA, A.; SILVA DIAS, M. A.; NIETO-FERREIRA, R. 2002. Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America. *J. Geophys. Research*, 107, 8075.
- HOELL, A.; BARLOW, M.; WHEELER, M. C.; FUNK, C. 2014. Disruptions of El Niño-Southern Oscillation Teleconnections by the Madden-Julian Oscillation. *Geophys. Res. Letters*, 41, doi:10.1002/2013GL058648.
- HOSKINS, B. J.; AMBRIZZI, T. 1993. Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. *J. Atmospheric Sciences*, 50, 1661-1671.
- HOSKINS, B. J.; HODGES, K. I. 2005. A New Perspective on Southern Hemisphere Storm Tracks. *J. Climate*, 18, 4108-4129.

- INGLE, J. C. 1966. The Movement of Beach Sand: An Analysis Using Fluorescent Grains. *Developments in Sedimentology*, v. 5. Amsterdam. Elsevier.
- JONES, C. AND CARVALHO, L. M. V. 2002. Active and break phases in the South American monsoon system. *Journal of Climate*, 15, 905-914.
- KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K.C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J; LEETMAA, A; REYNOLDS, R.; JENNE, R.; JOSEPH, D. 1996. The NCEP-NCAR 40 year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 437-471.
- KESSLER, W. S. 2001. EOF representations of the Madden-Julian oscillation and its connection with ENSO. *J. Climate*, 14, 3055-3061.
- KESSLER, W. S.; KLEEMAN, R. 2000. Rectification of the Madden-Julian Oscillation into the ENSO cycle. *J. Climate*, 13, 3560-3575.
- KODAMA, Y-M. 1992. Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: characteristics of subtropical frontal zones. *J. Meteorological Society of Japan*, 70, 813-835.
- KODAMA, Y-M. 1993. Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part II: Conditions of the circulations for generating the STCZs. *J. Meteorological Society of Japan*, 71, 581-610.
- KOMAR, P. D. 1998. *Beach Processes and Sedimentation*. 2nd edition. New Jersey, Prentice Hall, 544 pp.
- KOMEN, G. J.; CAVALERI, L.; DONELAND, M.; HASSELMANN, K.; HASSELMANN, S.; JANSSEN, P. A. E. M. 1994. *Dynamics and Modelling of Ocean Waves*. Cambridge University Press, 532 pp.
- LAU, W. K. M. 2005. El Niño Southern Oscillation connection. In: *Intraseasonal Variability in the Atmosphere-Ocean Climate System*, W. K. M. LAU AND D. E. WALISER (eds.), Praxis Publishing, 271-300.
- LIEBMANN, B.; MECHOSO, C. R. 2011. The South American Monsoon System. In: *The Global Monsoon System: Research and Forecast*. CHANG, C P.; Y. DING; N. C. LAU; R. H. JOHNSON; B. WANG AND T. YASUNARI (eds.). *World Scientific Series on Asia-Pacific Weather and Climate*, v 5, World Scientific Publication Company, 608 pp.
- LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N.; MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T.; GLICK, J. D. 1999.

- Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone. *J. Climate*, 12, 1877-1891.
- MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. 1994. Observations of the 40-50 day tropical oscillation - A review. *Monthly Weather Review*, 122, 814-837.
- MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T.; KILADIS, G.; LIEBMANN, B. 2002. Upper-air wave trains over the Pacific Ocean and wintertime cold surges in tropical-subtropical South America leading to freezes in southern and southeastern Brazil. *Theoretical and Applied Climatology*, 73, 223-242.
- MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; GRIMM, A. M.; MISRA, V. ; SILVA DIAS, P. L.; CAVALCANTI, I. F. A.; CARVALHO, L. M. V.; BERBERY, E. H.; AMBRIZZI, T.; VERA, C. S.; SAULO, A. C.; NOGUES-PAEGLE, J.; ZIPSER, E.; SETH, A.; ALVES, L. M. 2010. Review: Recent developments on the South American monsoon system. *International Journal of Climatology*.
- MARENGO, J. A.; SOARES, W. R.; SAULO, A. C.; NICOLINI, M. 2004. Climatology of the low level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalysis: Characteristics and temporal variability. *J. Climate*, 17, 2261-2280.
- MARSHALL, J.; PLUMB, R. A. 2008. Atmosphere, ocean and climate dynamics: an introductory text. *International Geophysics Series*, v. 93, Elsevier Academic Press, 319 pp.
- MARTINHO, C. T.; DILLENBURG, S. R.; HESP, P. A. 2009. Wave energy and longshore sediment transport gradients controlling barrier evolution in Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of Coastal Research*, 25, 285-293.
- MARTINS, L. R. 1967. Aspectos texturais e deposicionais dos sedimentos praias e eólicas da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. *Publicação especial n 13*. UFRGS, Brazil, 100 pp.
- MARTINS, L. R.; CORRÊA, I. C. 1996. Morphology and Sedimentology of Southwest Atlantic Coastal Zone and Continental Shelf from Cabo Frio (Brazil) to Peninsula Valdez (Argentina). UNESCO/MCT/CPRM Publication. Porto Alegre, Brazil, 74 pp.
- MARTINS, L. R.; URIEN, C. M. 1977. Atlas sedimentológico da Plataforma Continental do Rio Grande do Sul. *Série Mapas*, CECO/UFRGS.
- MAY, J. P.; TANNER, W. F. 1973. The littoral power gradient and shoreline changes. In: Coates, D. R. (ed.), *Publications in Geomorphology*. Binghamton. State University of New York, 43-60.
- MCPHADEN, M. J.; ZHANG, X.; HENDON, H. H.; WHEELER, M. C. 2006. Large scale dynamics and MJO forcing of ENSO variability, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L16702, doi:10.1029/2006GL026

- MO, K. C. 2000. Relationships between low-frequency variability in the Southern Hemisphere and sea surface temperature anomalies. *J. Clim.*, 13, 3599-3620.
- MO, K. C.; PAEGLE, J. N. 2001. The Pacific-South American modes and their downstream effects. *International Journal of Climatology*, 21, 1211-1229.
- MOON, J.-Y.; WANG, B.; HA, K.-J. 2011. ENSO regulation of MJO teleconnection, *Clim. Dyn.*, 37(5), 1133-1149, doi:10.1007/s00382-010-0902-3.
- MÜLLER, G. V.; AMBRIZZI, T. 2007. Teleconnection patterns and Rossby wave propagation associated to generalized frosts over southern South America. *Clim. Dyn.* 29, 633-645.
- MÜLLER, G. V.; AMBRIZZI, T. 2010. Rossby wave propagation tracks in southern hemisphere mean basic flows associated to generalized frosts over southern South America. *Atmósfera*, 23(1), 25-35.
- MURRAY, R. J.; SIMMONDS, I. 1991a. A numerical scheme for tracking cyclone centers from digital data. Part I: Development and operation of the scheme. *Aust. Meteor. Mag.*, 39, 155-166.
- MURRAY, R. J.; SIMMONDS, I. 1991b. A numerical scheme for tracking cyclone centers from digital data. Part II: Application to January and July general circulation model simulations. *Aust. Meteor. Mag.*, 39, 167-180.
- NECCO, G. V. 1982a. Behavior of the cyclonic vortices in the South American region during FGGE: Cyclogenesis. *Meteorologica*, 13, 7-20.
- NECCO, G. V. 1982b. Behavior of the cyclonic vortices in the South American region during FGGE: Tracks and developments. *Meteorologica*, 13, 21-34.
- NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K. C. 1997. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Mon. Weather Rev.*, 125, 279-291.
- NOGUÉS-PAEGLE, J.; BYERLE, L. A.; MO, K. C. 2000. Intraseasonal modulation of South American summer precipitation. *Mon. Weather Rev.*, 128, 837-850.
- NOGUÉS-PAEGLE, J.; MECHOSO, C. R.; FU, R.; BERBERY, E. H.; CHAO, W. C.; CHEN, T. C.; COOK, K.; DIAZ, A. F; ENFIELD, D.; FERREIRA, R.; GRIMM, A. M.; KOUSKY, V.; LIEBMANN, B.; MARENGO, J.; MO, K.; NEELIN, J.; PAEGLE, D J.; ROBERTSON, A. W.; SETH, A.; VERA, C. S.; ZHOU, J. 2002. Progress in Pan American CLIVAR research: Understanding the South American monsoon. *Meteorologica*, 27, 3-32.
- PAEGLE, J. 1998. A comparative review of South American low level jets. *Meteorologica*, 23, 73-81.

- PARISE, C. K.; CALLIARI, L. J.; KRUSCHE, N. 2009. Extreme storm surges in the south of Brazil: atmospheric conditions and shore erosion. *Brazilian J. Oceanography*, 57 (3), 175-188.
- PATTERSON, D. C.; BLAIR, R. J. 1983. Visually determined wave parameters. In: Sixth Australian Conference on Coastal and Ocean Engineering (Gold Coast), 151-155.
- PEZZA, A. B.; AMBRIZZI, T. 2003. Variability of Southern Hemisphere Cyclone and Anticyclone Behavior: Further Analysis. *J. Climate*, 16, 1075-1083.
- REBOITA, M. S. 2008. Ciclones Extratropicais sobre o Atlântico Sul: Simulação Climática e Experimentos de Sensibilidade. Tese de Doutorado em Meteorologia, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, IAG-USP, 359 pg.
- RIS, R. C.; HOLTHUIJSEN, L. H.; BOOIJ, N. 1999. A third-generation wave model for coastal regions. Part 2: Verification. *J. Geophys. Res.*, 104 (C4), 7667-7681.
- RUSU, E. 2011. Strategies in using numerical wave models in ocean/coastal applications. *Journal of Marine Science and Technology*, 19 (1), 58-75.
- SALIO, P.; NICOLINI, M.; SAULO, A. C. 2002. Chaco low-level jet events characterization during the austral summer season. *J. Geophysical Research*, 107, 4816.
- SARAIVA, J. M. B.; BEDRAN, C.; CARNEIRO, C. 2003. Monitoring of storm surges at Cassino Beach. *J. Coastal Res.*, SI 35, 323-331.
- SATYAMURTY, P.; FERREIRA, C. C.; GAN, M. A. 1990. Cyclonic Vortices over South América. *Tellus*, 42A, 194-201.
- SAULO, A. C.; NICOLINI, M.; CHOU, S. C. 2000. Model characterization of the South American low-level flow during the 1997-1998 spring-summer seasons. *Climate Dynamics*, 16, 867-881.
- SAULO, C.; RUIZ, J.; SKABAR, Y. G. 2007. Synergism between the Low-Level Jet and organized convection in its exit region. *Mon. Wea. Rev.*, 135, 1310-1326.
- SELUCHI, M. E.; GARREAUD, R. D.; NORTE, F. A.; SAULO, A. C. 2006. Influence of the subtropical Andes on Baroclinic Disturbances: A cold-front case study. *Monthly Weather Review*, 134, 3317-3335.
- SILVA DIAS, P. L. 2000. The role of latent heat release in the dynamics of the LLJs along the Andes. Preprints, Sixth Int. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Santiago, Chile, Amer. Meteor. Soc., 163-164.

- SILVESTRI, G. E.; VERA, C. S. 2003. Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America, *Geophys. Res. Lett.*, 30(21), 2115.
- SIMMONDS, I.; KEAY, K. 2000a. Variability of Southern Hemisphere Extratropical Cyclone Behavior, 1958-1997. *J. Climate*, 13, 550-561.
- SIMMONDS, I.; KEAY, K. 2000b. Mean Southern Extratropical Cyclone Behavior in the 40-Year NCEPNCAR Reanalysis. *J. Climate*, 13, 873-885.
- SINCLAIR, M. R. 1994. An Objective Cyclone Climatology for the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, 122, 2239-2256.
- SINCLAIR, M. R. 1995. A climatology of cyclogenesis for the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, 123, 1601-1619.
- SINCLAIR, M. R. 1997. Objective Identification of Cyclones and Their Circulation Intensity and Climatology. *Weather and Forecasting*, 12, 595-612.
- SOUZA, E. B.; AMBRIZZI, T. 2006. Modulation of the intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the Madden-Julian Oscillation. *Int. J. Climatol.*, 26 (13), 1759-1776.
- STRAUCH, J. C. 2001. Caracterização do Estado do Mar em Rio Grande. XIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Aracajú, SE.
- STRAUCH, J. C.; CUCHIARA, D. C.; TOLDO JR., E. E.; ALMEIDA, L. E. S. B. 2009. O Padrão das Ondas de Verão e Outono no Litoral Sul e Norte do Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 14 (4), 29-37.
- TALJAARD, J. J. 1967. Development, distribution and movement of cyclones and anticyclones in the Southern Hemisphere during IGY. *J. Appl. Meteor.*, 6, 973-987.
- TANG, Y.; YU, B. 2008. MJO and its relationship to ENSO. *J. Geophys. Res.*, 113, D14106, doi:10.1029/2007JD009230.
- THOMPSON, D. W. J.; WALLACE, J. M. 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: month-to-month variability. *J. Clim.*, 13, 1000-1016.
- TOLDO JR., E. E.; NICOLODI, J. L.; ALMEIDA, L. E. S. B.; CORRÊA, I. C. S.; ESTEVES, L. S. 2006. Coastal Dunes and Shoreface Width as a Function of Longshore Transport. *Journal of Coastal Research*, SI-39, 390-394.
- TOLMAN, H. L. 2002: User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 2.22. NOAA / NWS / NCEP / MMAB Tech. Note 222, 133 pp.

- TOLMAN, H. L.; BALASUBRAMANIYAN, B.; BURROUGHS, L. D.; CHALIKOV, D. V.; CHAO, Y. Y.; CHEN, H. S.; GERALD, V. M. 2002. Development and implementation of wind generated ocean surface wave models at NCEP. *Weather and Forecasting*, 17, 311-333.
- 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.
- TUCKER, M. J.; PITT, E. G. 2001. *Waves in ocean engineering*. Ocean engineering book series, v. 5. Elsevier, Amsterdam, 521 p.
- VAN LOON, H. A. 1965. Climatological Study of the Atmospheric Circulation in the Southern Hemisphere during the IGY, Part I: July 1957-31 March 1958. *J. Appl. Meteor.*, 4, 479-491.
- VERA, C. S.; VIGLIAROLO, P. K.; BERBERY, E. H. 2002. Cold season waves over subtropical South America. *Monthly Weather Review*, 130, 684-699.
- VERA, C.; HIGGINS, W.; AMADOR, J.; AMBRIZZI, T.; GARREAUD, R. D.; GOCHIS, D.; GUTZLER, O. D.; LETTENMAIER, D. ; MARENGO, J.; MECHOSO, C.; NOGUES-PAEGLE, J.; SILVA DIAZ, P.L.; ZHANG, C. 2006. Towards a unified view of the American Monsoon System. *Journal of Climate*, 19, 4977-5000.
- VILLWOCK, J. A.; TOMAZELLI, L. J.; LOSS, E. L.; DEHNHARDT, E. A.; HORN FILHO, N. O.; BACHI, F. A.; DEHNHARDT, B. A. 1986. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 04, 79-97.
- WAINER, I. J. 1963. Relatório Técnico-Análise e Previsão das Alturas de Onda em Tramandaí. UFRGS, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, IPH, Porto Alegre, 30 p.
- ZHANG, C. 2005. Madden-Julian oscillations. *Rev. Geophysics*, 43, RG2003, 1-36.
- ZHOU, J.; LAU, K. M. 1998. Does a monsoon climate exist over South America? *Journal of Climate*, 11, 1020-1040.