

## Interação oceano-atmosfera em um ciclone extratropical no Atlântico Sudoeste: uma abordagem numérica em altíssima resolução

Ueslei Adriano Sutil<sup>1</sup>  
Luciano Ponzi Pezzi<sup>1</sup>  
Rita de Cássia Marques Alves<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE  
Caixa Postal 515 – 12227-010 – São José dos Campos - SP, Brasil  
uesleisutil@inpe.br; luciano@dsr.inpe.br

<sup>2</sup> Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS  
Av. Bento Gonçalves, 9500, 9151-970 – Porto Alegre - RS, Brasil  
rita.cma@terra.com.br

**Abstract.** This present study shows an unpublished research about heat fluxes patterns of the ocean-atmosphere interaction processes during the passage of an extratropical cyclone in the Atlantic Southwest in 02 to 05 of September 2006. The event created an intense storm surge in southern Brazil's coast with a great horizontal displacement of the tide. A system of coupled regional models of the ocean and atmosphere (ROMS+WRF) and a regional atmospheric model (WRF) was used to simulate the extratropical cyclone event. A brief evaluation of the simulated output was made by comparing the simulated air temperature, wind speed and sea level pressure data with *in situ* (weather station) data. This comparison showed that both models have some bias (mainly wind), but the simulated output showed quite satisfactory results, allowing a good analysis of ocean-atmosphere interaction processes. The simulated thermal gradient increases the ocean's heat fluxes to the atmosphere in the cold sector of the extratropical cyclone and, through the convergence of low levels winds, the humidity is transported to higher atmospheric levels, producing high amounts of water precipitation. The coupled system models showed a greater ability to simulate the intensity and trajectory of the extratropical cyclone, compared within the atmospheric model simulation.

**Palavras-chave:** meteorologia, oceanografia, modelagem numérica, meteorology, oceanography, numerical modeling

### 1. Introdução

O Atlântico Sudoeste é caracterizado por sua alta variabilidade climática, espacial e temporal. Nesta região a circulação oceânica superficial é composta pela Corrente do Brasil (CB), que é quente e salina e flui para o sul, a Corrente das Malvinas (CM), que é fria e menos salina e flui para o norte e a Corrente Costeira do Brasil (CCB) que também flui para o norte sobre a plataforma continental. A CCB é uma corrente cuja extensão do transporte e o limite de ocorrência dependem do regime dos ventos e da descarga do Rio da Prata (Souza e Robinson, 2004). A região conhecida como Confluência Brasil-Malvinas (CBM) é caracterizada pelo encontro destas duas correntes e apresenta intensos gradientes meridionais e zonais de temperatura e salinidade (Pezzi et al., 2005; 2009) que modulam a estabilidade da Camada Limite Atmosférica Marinha (CLAM). No lado norte da CBM, sobre águas mais quentes, a CLAM torna-se instável e mais turbulenta, intensificando os ventos em superfície através do processo de mistura vertical, diminuindo o cisalhamento vertical do vento, transferindo mais momentum para a superfície, e conseqüentemente apresentando fluxos de calor mais intensos do que na região sul da CBM. Nesta região caracterizada por águas mais frias a CLAM encontra-se mais estável, o cisalhamento vertical do vento é aumentado e ventos mais fracos junto à superfície com fluxos de calor menores são encontrados (Pezzi et al., 2005; Pezzi et al., 2016).

O Atlântico Sudoeste é uma região de formação de Ciclones Extratropicais (CE) que afetam a América do Sul, mais especificamente próximo ao Golfo de São Matias e a foz do

Rio da Prata (Gan e Rao, 1991) e próximo à costa sul do Brasil como já estudado por Hoskins e Hodges (2005).

Modelos acoplados do oceano e atmosfera são utilizados devido sua eficiência em representar mecanismos que controlam a intensificação de CE. Pullen et al. (2015) compararam simulações de um modelo atmosférico com um acoplado oceano-atmosfera do furacão Catarina, que atingiu na costa sul do Brasil em 2004. Eles mostraram que o modelo acoplado fornece uma melhor representação da trajetória descrita pelo fenômeno quando comparado com a simulação utilizando somente o modelo atmosférico. Este fato é também apresentado nos resultados do nosso trabalho.

O objetivo deste trabalho é simular e analisar o comportamento dos fluxos de calor na interface ar-mar durante a ocorrência e passagem de um intenso CE formado em setembro de 2006 que atingiu o Sul do Brasil e a costa sudoeste do Atlântico Sul. Conforme Parise et al. (2009) este CE gerou uma intensa ressaca no litoral da costa sul do Brasil, com um grande deslocamento horizontal da maré, o que acabou motivando o estudo neste trabalho.

## 2. Metodologia de trabalho

Neste trabalho foi utilizado o sistema de modelagem numérica Coupled Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment-Transport (COAWST) (Warner et al., 2010). O COAWST é composto pelo modelo atmosférico Weather Research and Forecasting (WRF) (Skamarock et al., 2008) e pelo modelo oceânico Regional Ocean Modeling System (ROMS) (Shchepetkin e McWilliams, 2005). As trocas de informações entre os dois modelos são feitas pelo Model Coupling Toolkit (Larson et al., 2005). Os passos de tempo para o WRF e para o ROMS foram 20 e 90 segundos, respectivamente. Durante a simulação, o estresse do vento e o fluxo de calor líquido gerado pelo WRF e a TSM pelo ROMS são trocados a cada 3600 segundos. A simulação foi realizada para o período de 01 de agosto a 10 de setembro de 2006.

O domínio do modelo estende-se das latitudes 15 °S a 50 °S e longitudes 65 °O e 25 °O. A grade do WRF possui 6 km de resolução espacial e 44 níveis verticais que seguem o relevo do terreno a partir do nível do mar até 100 mb. A grade do ROMS possui aproximadamente 9 km de resolução espacial e 30 níveis verticais com mais alta resolução próximo à superfície oceânica. O domínio espacial foi desenhado para representar o CE estudado, tendo em vista que ele formou-se sobre o continente entre o sul do Brasil e a Argentina e seguiu sua trajetória de oeste para leste.

As condições iniciais e de contorno para o WRF foram obtidas através do Global Forecast System (GFS) (NCEP Environmental Modeling Center, 2004) que possui 28 km de resolução espacial e 6 horas de resolução temporal. Nesta simulação o WRF utiliza a Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) (Reynolds et al., 2007), que tem resolução espacial de 0,25°. Para o ROMS as condições iniciais e de contorno foram obtidas do Simple Ocean Data Assimilation (SODA)(Carton e Giese, 2008), que possui 55,5 km de resolução espacial e resolução temporal mensal.

Foram realizadas duas simulações. Uma delas utilizou o modelo acoplado ROMS+WRF (COAWST, daqui para frente). A outra utilizou somente o modelo atmosférico (WRF, daqui para frente). A componente atmosférica de ambos os experimentos utilizou as mesmas configurações de grade, condições iniciais, de contorno e parametrizações físicas.

Com a finalidade de comparar o comportamento do modelo com dados independentes, utilizou-se o Climate Prediction Center Morphing Technique (CMORPH) do National Center for Environmental Prediction (NCEP) do National Ocean and Atmosphere Administration (NOAA), descrito em Joyce et al. (2004). Esta base de precipitação é uma mistura de dados derivados de sensores microondas e infravermelho. Este conjunto de dados possui resolução espacial de 0,25° x 0,25° e temporal a cada 30 minutos. Outra base utilizada foi o Climate

Forecast System (CFSR) (Saha et al. 2010) do NCEP. Este banco de dados possui resolução espacial de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  e está disponível a cada 6 horas. Nestas comparações, também se utilizou dados *in situ* de três estações meteorológicas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). Elas localizam-se nos municípios de Rio Grande ( $-32^\circ03'$  e  $-52^\circ11'$ ), Torres ( $-29^\circ21'$  e  $-49^\circ43'$ ), e Florianópolis ( $-27^\circ36'$  e  $-48^\circ36'$ ) (Figura 2) para o período de 27 de agosto a 08 de setembro de 2006 a cada 06 horas. As variáveis utilizadas foram o vento a dez metros, a pressão ao nível médio do mar e a temperatura do ar a 2 metros.

### 3. Resultados e Discussão

Para avaliar o resultado das simulações com o WRF e o COAWST, foi utilizado o Diagrama de Taylor (Taylor, 2001), que fornece informações de correlação, desvio padrão normalizado e a Raiz do Erro Quadrático Médio Normalizado (RMSE-N) para avaliar os dados simulados pelo COAWST e o WRF em relação às três estações meteorológicas do INMET. Para isto, utilizou-se dados de vento a dez metros de altura (V10), pressão ao nível médio do mar (PNMM) e temperatura do ar a 2 metros (Tar) (Figura 1).

Os dados simulados pelo COAWST apresentam correlação entre 0,8 e 0,97 e desvio padrão entre 0,25 e 0,78 para os dados de Tar e PNMM enquanto que os dados simulados pelo WRF apresentam correlação entre 0,73 e 0,96 e desvio padrão entre 0,25 e 0,78. V10 apresentou correlação de 0,1 e 0,47 e desvio padrão entre 0,77 e 1,33 na simulação com o COAWST, enquanto que os dados do WRF apresentaram correlação entre 0,1 e 0,3 e desvio padrão entre 1,22 e 1,31. Santos-Alamillos et al. (2013) comentaram que discrepâncias encontradas em simulações com o WRF podem ser sensíveis tanto a topografia do terreno quanto a resolução horizontal utilizada.

A Figura 1 revela que ambas as simulações apresentam alguns erros e diferenças em relação às observações, principalmente no vento a superfície. Porém, percebe-se também que as simulações do COAWST e WRF produzem simulações bastante razoáveis quando se analisam a PNMM, Tar e as das condições oceânicas, durante a passagem do CE. Permitindo dessa forma que se faça uma análise com mais detalhes do fenômeno em estudo (CE) bem como as questões relativas a interação oceano-atmosfera.

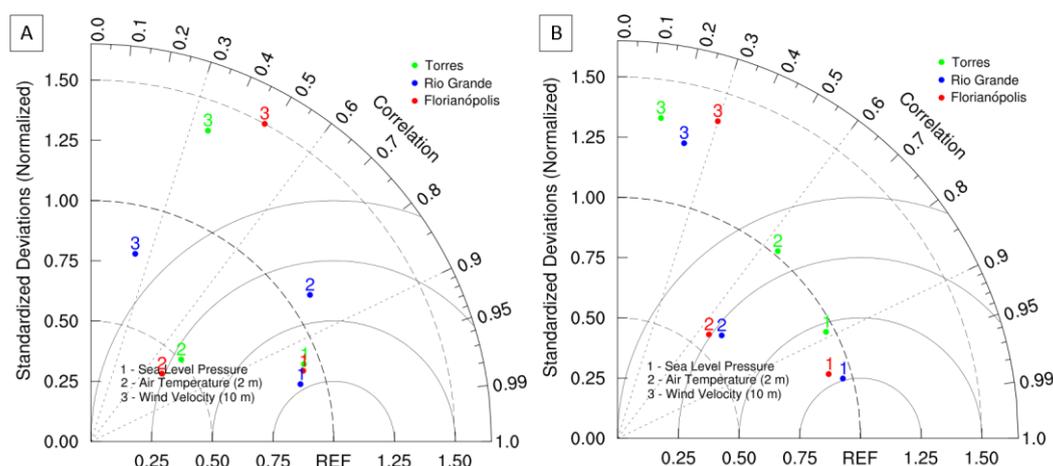


Figura 1. Diagramas de Taylor comparando a Pressão ao Nível Médio do Mar, Temperatura do Ar e Velocidade do Vento da simulação gerada pelo COAWST (A) e WRF (B) com as estações meteorológicas de Torres (Verde), Rio Grande (Azul) e Florianópolis (Vermelho).

A ciclogênese começa sobre o continente no dia 02 de setembro de 2006 as 00Z em 850 hPa com FCL de  $45 \text{ W/m}^2$  para ambas as simulações e no CFSR (Figura não apresentada).

A não observação de um cavado e baixa advecção de vorticidade na ciclogênese, aliada a uma alta instabilidade baroclínica em níveis inferiores da atmosfera classifica o CE como sendo do tipo A, de acordo com o estudo de Pettersen e Smebye (1971). Gan e Rao (1991) sugerem que a intensa baroclinia em níveis inferiores é o mecanismo dominando na ciclogênese de CE na região.

Também foi extraído o ponto de mínima pressão das duas simulações e dos dados do CFSR a cada 6 horas, do dia 02 de setembro as 00Z a 05 de setembro a 00Z (Figura não apresentada). Observou-se que o acoplamento entre o modelo oceânico e o atmosférico fornece uma melhor simulação do ambiente quando comparado com os dados do WRF. Apesar de ambas as simulações deslocarem a ciclogênese para nordeste, quando comparado com os dados do CFSR, a simulação do COAWST possui a trajetória melhor representada. O WRF a partir do dia 04 de setembro as 00Z desloca-se para nordeste, não seguindo a rota prevista pelo CFSR. O resultado é semelhante ao encontrado em Pullen et al. (2015), que demonstrou que o acoplamento entre um modelo oceânico e um atmosférico fornece resultados mais acurados.

O FCL, a direção e a velocidade do vento a 10 metros simulados pelo COAWST e WRF gerados para o dia 03 de setembro de 2006 são apresentados na Figura 2, dia em que a pressão central do CE foi mais baixa durante o evento, e no oceano o FCL teve o valor máximo. Em geral, quando comparado com os dados de reanálise do CFSR, os fluxos simulados pelo modelo acoplado foram mais realísticos que os fluxos simulados pelo modelo WRF.

No dia 03 de setembro, com a intensificação dos ventos em superfície devido ao gradiente de pressão horizontal, são encontrados intensos valores de FCL. No WRF os fluxos ultrapassam os  $550 \text{ W/m}^2$ , enquanto que o COAWST aponta  $500 \text{ W/m}^2$  próximo à costa região Sul do Brasil e Uruguai e o CFSR aponta um pico de FCL de  $600 \text{ W/m}^2$ , porém com uma extensa região com FCL entre  $400 \text{ W/m}^2$  e  $500 \text{ W/m}^2$ .

A diferença entre as simulações deve-se à troca das informações entre os modelos oceânico e atmosférico no COAWST, que fornece uma informação mais precisa para o FCL, principalmente no padrão que o FCL está distribuído no setor frio do CE entre  $45^\circ \text{S}$  a  $38^\circ \text{S}$  e  $56^\circ \text{O}$  a  $48^\circ \text{O}$  no COAWST, que possui um formato mais parecido com o CFSR do que o WRF. Na figura 2A e 2B é observado que os valores de TSM do COAWST são maiores do que no OISST para essa região, possuindo um papel chave no comportamento do FCL e demonstrando que a modelagem regional acoplada é um caminho promissor para a simulação do FCL na região. Apesar disto, quando comparado com o CFSR, o COAWST subestima os valores encontrados em  $30^\circ \text{S}$  e  $35^\circ \text{S}$  e  $51^\circ \text{O}$  a  $46^\circ \text{O}$  em até  $170 \text{ W/m}^2$ , possivelmente associado à condição inicial usada no COAWST que apresentou valores de TSM menores quando comparado com o OISST.

Durante o evento, a transferência do FCL para a atmosfera ocorre sobre as águas quentes da CB, como demonstrado por Pezzi et al. (2005; 2009; 2016). Os FC em superfície pré condicionam o ambiente, tornando-o mais suscetível ao desenvolvimento mais intenso do CE. Seus efeitos são sentidos na fase de maior desenvolvimento.

Para entender a relação entre a convergência dos ventos em baixos níveis, FCL e precipitação, foi elaborado uma seção meridional em  $45^\circ \text{O}$  para o dia 03 de setembro as 12Z (Figura 3).

Próximo a  $39^\circ \text{S}$  observa-se na zona central do CE uma forte convergência dos ventos em superfície que ascendem para níveis superiores da atmosfera. Entre  $35^\circ \text{S}$  e  $25^\circ \text{S}$  ocorrem os maiores valores de FCL observados, com valores médios de  $470 \text{ W/m}^2$  no COAWST e  $490 \text{ W/m}^2$  no WRF. Nesta área, os baixos valores de precipitação são devido a região estar sob influência do setor frio e seco do CE. Em contrapartida, é observado o oposto em  $45^\circ \text{S}$  a  $37^\circ \text{S}$  onde os altos índices de precipitação são devido ao ramo quente do CE, que produz precipitações máximas de 17 mm no COAWST e 18,5 mm no WRF.

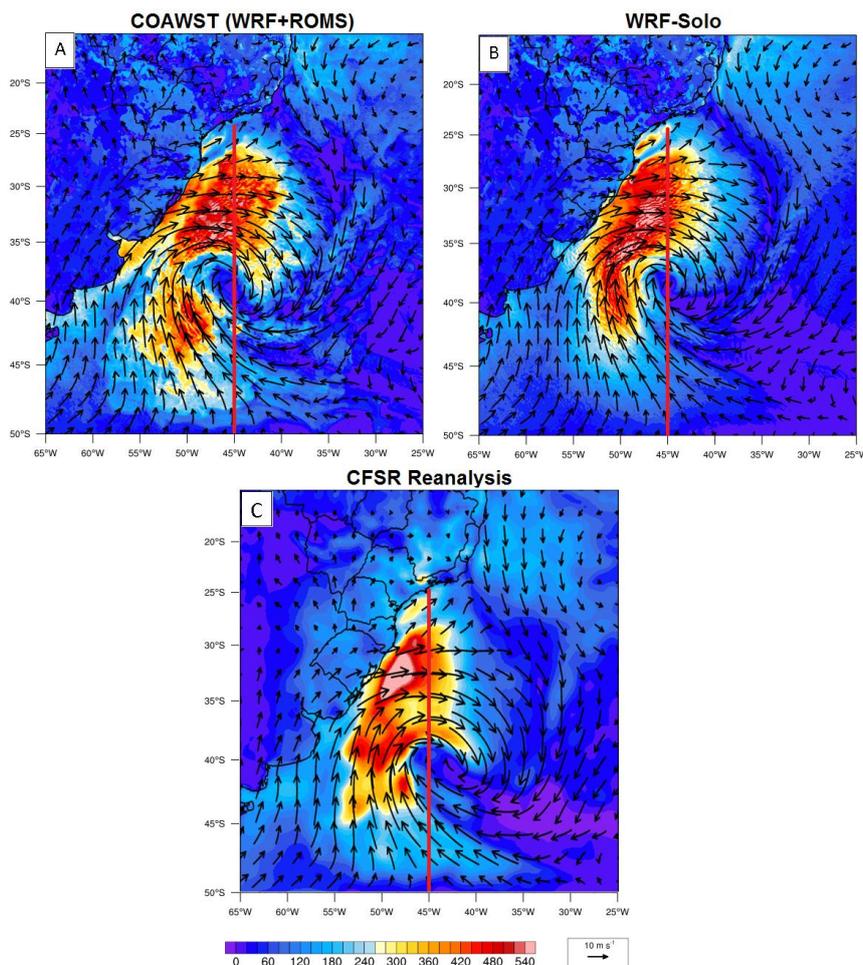


Figura 2. Fluxo de Calor Latente ( $\text{W}/\text{m}^2$ , sombreado) e Velocidade e Direção do Vento em 10 m ( $\text{m}/\text{s}$ , vetores), simulada pelo COAWST (A), pelo WRF (B) e do banco de dados do CFSR (C) para o dia 03 de setembro de 2006 as 12Z. A seção em vermelho representa o corte longitudinal em  $45^\circ\text{O}$  apresentado na figura 4.

Quando comparado os dados simulados com o CFSR, se observa o mesmo padrão encontrado nas simulações para a convergência dos ventos e FCL. Apesar disso, os FCL não ultrapassam  $437 \text{ W}/\text{m}^2$  e a convergência dos ventos no centro do CE é mais fraca, com valores máximos de  $-2.10^{-4} \text{ s}^{-1}$  enquanto que o COAWST e o WRF simularam um pico de  $-6.10^{-4} \text{ s}^{-1}$ . Esta diferença pode estar associada à resolução de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  da grade do CFSR.

Outro importante resultado encontrado está no dado de precipitação as 12Z. O CMORPH registra até 3,8 mm em uma região que possui picos de até 2 mm de chuva nas duas simulações, enquanto que na região em que ocorrem os maiores registros de chuva simulados, o mesmo não registra precipitação, caracterizando a inviabilidade de usar estes dados na análise deste estudo.

A análise sugere que a interação oceano-atmosfera desestabiliza a atmosfera, modificando o padrão dos campos de temperatura, pressão e vento. Inicialmente, devido a passagem de ar frio, o oceano perde calor para a atmosfera para manter o equilíbrio na CLAM, criando intensos gradientes de FCL nas duas simulações. A umidade proveniente do oceano aquece a CLAM, diminuindo ainda mais a pressão central do CE. A umidade na atmosfera que é convergida para o centro do CE é carregada para níveis superiores, causando sua precipitação.

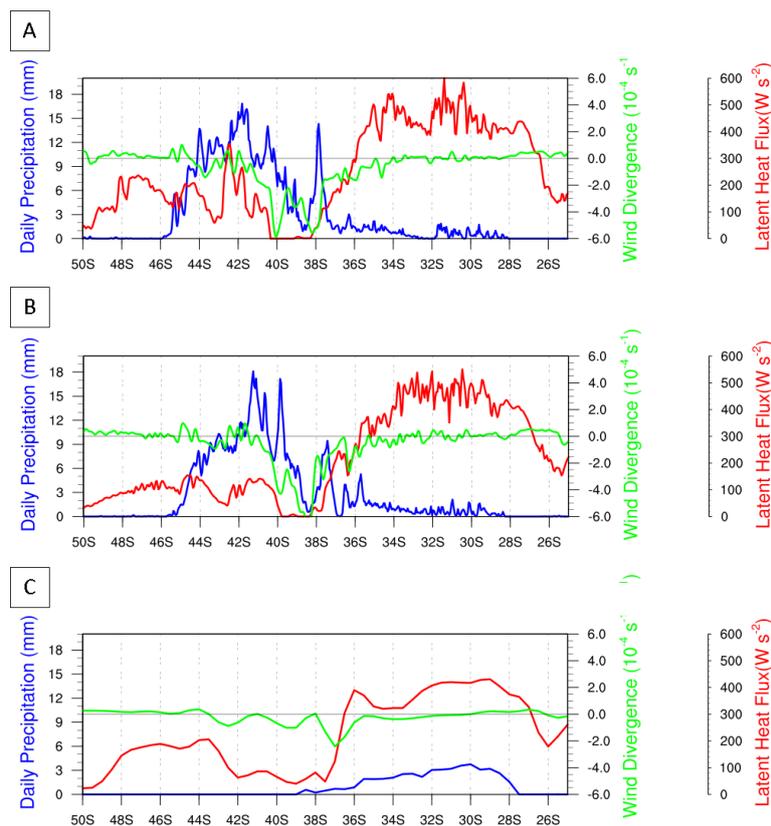


Figura 3. Corte meridional em 45 °S para o dia 03 de setembro de 2006 as 12Z. Fluxo de Calor Latente (Linha vermelha,  $W/m^2$ ), Precipitação diária acumulada (Linha azul, mm) e Divergência dos ventos em 10 m (Linha verde,  $10^{-4} s^{-1}$ ) para a simulação do COAWST (A), WRF (B). Na figura 6C o Fluxo de Calor Latente (Linha vermelha,  $W/m^2$ ) e Divergência dos ventos em 10 m (Linha verde,  $10^{-4} s^{-1}$ ) são provenientes do CFSR e a Precipitação diária acumulada (Linha azul, mm) foi retirada do CMORPH.

#### 4. Conclusões

Este trabalho mostrou a análise de um CE que se desenvolveu no Atlântico Sudoeste entre os dias 02 e 05 de setembro de 2006, através de uma simulação com o sistema de modelos acoplados COAWST e uma simulação com um modelo atmosférico (WRF). O principal foco foi dado à simulação e análise do comportamento dos fluxos de calor na interface ar-mar durante a ocorrência e passagem deste CE que se formou no Sul do Brasil e se deslocou para o Atlântico Sudoeste.

A modelagem regional acoplada é um caminho promissor na obtenção de resultados sobre os processos de interação que ocorrem entre o oceano e a atmosfera. Destaca-se neste trabalho o ineditismo em simular um CE na região sudoeste do Atlântico Sul fazendo uso da modelagem numérica regional acoplada aonde se empregou altíssima resolução espacial. Esta técnica possibilita que a TSM seja simulada pelo sistema acoplado (COAWST), fornecendo assim uma troca ativa de informações entre os modelos, enquanto que no modelo atmosférico WRF, a TSM passiva não sofre influência das variáveis atmosféricas.

A simulação com o COAWST apresentou diferenças quando comparado com o WRF. A avaliação dos dados simulados registrou um viés importante no vento simulado pelos modelos em comparação com dados *in situ*. Porém, como demonstrado por Santos-Alamillos et al. (2013), podem ocorrer variações no campo de vento a 10 metros devido a sensibilidade à topografia do terreno bem como a resolução horizontal de grade utilizada. Cabe salientar

também que a precipitação simulada quando comparada com o CMORPH não apresenta uma relação direta para comparação e a análise neste estudo.

De modo geral, não houve grandes modificações na estrutura e intensidade do ciclone, somente na trajetória. O COAWST simulou de modo mais realístico o ponto de pressão mínima em relação ao WRF, quando ambos são comparados com o CFSR. A simulação hidrodinâmica oceânica e consequentemente sua TSM que é passada ao WRF tem um impacto direto na modulação da CLAM e vice-versa. Aliado a isto ainda tem a alta resolução da TSM simulada pelo COAWST, comparada a OISST.

Destaca-se ainda, a diferença observada entre os FCL simulados que superestimam os valores em comparação ao CFSR, com valores máximos sobre a CB, onde o WRF apontou um máximo de  $600 \text{ W/m}^2$  e  $580 \text{ W/m}^2$  no COAWST. Isto pode estar relacionado ao fato dos modelos regionais estarem utilizando uma altíssima resolução horizontal em suas grades comparados ao CFSR. Porém de um modo geral os modelos representam bem a magnitude destes fluxos, quando são comparados com fluxos medidos *in situ* em altíssima frequência por Pezzi et al. (2016) na CCB na Plataforma Continental Sul Brasileira. As medidas de Pezzi et al. (2016) mostradas na Figura 8 deles, foram feitas atravessando o gradiente termal que existe entre a CB e a CCB e em sua maioria feitas na ausência de sistemas atmosféricos de meso escala. Porém no final do transecto realizados por eles, foi amostrada uma situação pós-frontal na presença de ventos intensos e de uma advecção térmica fria causados por um CE que tinha passado algumas horas antes. Isto fez com que os fluxos de calor fossem bastante aumentados, chegando a valores muito próximos dos encontrados aqui, pelos modelos regionais quando simulam o CE. A diferença encontrada nos FCL entre os modelos regionais também pode estar relacionada ao fato do oceano ser ativo no COAWST, o que possibilita a representação de fenômenos oceânicos de mesoescala que no OISST não estão presentes. Este é o caso de vórtices oceânicos vistos na simulação do COAWST próximos a região da CBM e também em frentes termais mais acentuadas, como no caso da CB/CCB.

Neste estudo ficou evidente a importância do Atlântico Sudoeste na região próxima à costa do sul do Brasil e Uruguai que influenciou de forma decisiva na geração dos FCL durante a passagem e intensificação do ciclone. Muito provavelmente este seja o seu papel na maioria das ciclogêneses que ocorrem nesta região. Desta forma, fica claro que muito estudo ainda precisa ser feito sobre os mecanismos de geração dos fluxos de calor em superfície. Em complemento a esta atividade, sugere-se que mais observações *in situ* e em alta resolução temporal e espacial sejam feitas para se estudar estes processos assim como feito em Pezzi et al. (2016), pois esta é a única forma de se obter mais confiabilidade em relação ao trabalho que as parametrizações físicas utilizadas em modelos numéricos regionais estão fazendo.

## Agradecimentos

Esta é uma contribuição do projeto “Estudos Avançados em Oceanografia de Médias e Altas Latitudes” do Edital CAPES Ciências do Mar II no. 43/2013, AUXPE 1992/2014.

## Referências Bibliográficas

Carton, J. A.; Giese, B. S. A reanalysis of ocean climate using Simple Ocean Data Assimilation (SODA). **Monthly Weather Review**, v. 136, p. 2999-3017, 2008.

Gan, M.; Rao, V. B. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, v. 18, p. 4108-4129, 1991.

Hoskins, B. J.; Hodges, K. I. A New on Southern Hemisphere Storm Tracks. **Journal of climate**, v. 18, p. 4108-4129, 2005.

- Joyce, R. J.; Janowiak, J. E.; Arkin, P. A.; Xie, P. CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. **Journal of Hydrometeorology**, v. 05, p. 487-503, 2004.
- Larson, J.; Jacob, R.; Ong, E. The Model Coupling Toolkit: a new FORTRAN90 toolkit for building multiphysics parallel coupled models. **Internacional Journal of High Performance Computing Applications**, v. 19, n. 03, p. 277-292, 2005.
- NCEP Environmental Modeling Center. **The GFS Atmospheric Model**. Washington: NOAA/NCEP/Environmental Modeling Center Office Note, 2003, 14 p.
- Parise, C. K.; Calliari, L. J.; Krush, N. Extreme storm surges in the south of Brazil: atmospheric conditions and shore erosion. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 57, p. 175-188.
- Pettersen, S.; Smebye, S. J. On the development of extratropical cyclones. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 97, n. 414, p. 457-482, 1971.
- Pezzi, L. P.; Souza, R. B.; Farias, P. C.; Acevedo, O.; Miller, A. J. Air-sea interaction at the Southern Brazilian continental shelf: In situ observations. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 121, p. 01-35, 2016.
- Pezzi, L. P.; Acevedo, O.; Wainer, I.; Mata, M. M. Multiyear measurements of the oceanic and atmospheric boundary layers at the Brazil-Malvinas confluence region. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, p. 01-19, 2009.
- Pezzi, L. P.; Souza, R. B.; Dourado, M. S.; Garcia, C. A. E.; Mata, M. M. Silva Dias, M. A. F. Ocean-Atmosphere in situ observations at the Brazil-Malvinas Confluence Region. **Geophysical Research Letters**, v. 30, p. 01-04, 2005.
- Pullen, J.; Allard, R.; Seo, H. Miller, A. J.; Chen, S.; Pezzi, L. P.; Chu, P.; Smith, T. Coupled ocean-atmosphere forecasting at short and medium time scales. In: Pinardi, N.; Lemanusiaux, P.; Brink, K. **The science of Ocean Prediction, The Sea**, sub judice, cap. 23, 2016, p. 01-44.
- Reynolds, R. W.; Richard, W.; Smith, T. M.; Liu, C.; Chelton, D. B.; Casey, K. S.; Schlax, M. G. Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature. **Journal of Climate**, v. 20, p. 5473-5496, 2007.
- Saha, S.; Moorthi, S; Pan, H. L.; et. al. NCEP Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) 6-hourly Products, January 1979 to December 2010. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 90, n. 08, p. 1015-1057, 2010.
- Santos-Alamillos, F. J.; Pozo-Vázquez, D.; Ruiz-Arias, J. A.; Lara-Fanego, V.; Tovar-Pescador, J. Analysis of WRF Model Wind Estimate Sensitivity to Physics Parameterization Choice and Terrain Representation in Andalusia (Southern Spain). **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 52, p. 1592-1609, 2013.
- Shchepetkin, A. R.; McWilliams, J. C. The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. **Ocean Modelling**, v. 13, n. 09, p. 347-40, 2005.
- Skamarock, W. C.; Klemp, J. B.; Dudhia, J.; Gill, D. O.; Barker, D. M.; Wang, W.; Powers, J. G. **A Description of the Advanced Research WRF Version 2**. Boulder: NCAR Technical Notes, 2005, p. 88.
- Souza, R. B.; Robinson, I. S. Lagrangian and satellite observations of the Brazilian Coastal Current. **Continental Shelf Research**, v. 24, n. 2, p. 241-262, 2004.
- Taylor, K. E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, p. 7183-7192, 2001.
- Warner, J. C.; Sherwood, C. R.; Signell, R. P.; Harris, C.; Arango, J. G. Development of a three dimensional, regional, coupled wave, current, and sediment transport model. **Computers and Geosciences**, v. 34, p. 1284-1306, 2010.