

A INFLUÊNCIA DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR NA  
SIMULAÇÃO COMPUTACIONAL DA CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA NA  
REGIÃO COSTEIRA DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Ian Cunha D'Amato Viana Dragaud

Dissertação de Mestrado apresentada ao  
Programa de Pós-graduação em Engenharia  
Civil, COPPE, da Universidade Federal do Rio  
de Janeiro, como parte dos requisitos necessários  
à obtenção do título de Mestre em Engenharia  
Civil.

Orientador(es): Renato Nascimento Elias

Luiz Paulo de Freitas Assad

Rio de Janeiro  
Setembro de 2014

A INFLUÊNCIA DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR NA  
SIMULAÇÃO COMPUTACIONAL DA CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA NA  
REGIÃO COSTEIRA DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Ian Cunha D'Amato Viana Dragaud

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO INSTITUTO ALBERTO  
LUIZ COIMBRA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA DE ENGENHARIA  
(COPPE) DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE  
DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE  
EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL.

Examinada por:

---

Prof. Renato Nascimento Elias, D.Sc.

---

Luiz Paulo de Freitas Assad, D.Sc.

---

Prof. Edilson Marton, D.Sc.

---

Prof. Luiz Claudio Gomes Pimentel, D.Sc.

---

Prof. Marcio Cataldi, D.Sc.

RIO DE JANEIRO, RJ – BRASIL

SETEMBRO DE 2014

Dragaud, Ian Cunha D'Amato Viana

A Influência da Temperatura da Superfície do Mar na Simulação Computacional da Circulação Atmosférica na Região Costeira do Estado do Rio de Janeiro/Ian Cunha D'Amato Viana Dragaud – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2014.

VIII, 115 p.: il.; 29,7 cm.

Orientadores: Renato Nascimento Elias

Luiz Paulo de Freitas Assad

Dissertação (mestrado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Civil, 2014.

Referências Bibliográficas: p. 91-98.

1. Simulação Computacional. 2. Temperatura da Superfície do Mar. 3. Ressurgência Costeira. I. Elias, Renato Nascimento *et al.* II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Civil. III. Título.

## AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus por ter me concedido saúde e tudo o que precisei durante todo este período.

Este trabalho não teria sido realizado se não fosse à ajuda que recebi de muitas pessoas.

Gostaria de agradecer aos meus orientadores Dr. Renato Nascimento Elias e Dr. Luiz Paulo de Freitas Assad, por todos os ensinamentos e por topar desenvolver este estudo.

Agradeço a toda à equipe do LAMCE, o coordenador Dr. Luiz Landau, à Mônica, o Sérgio, a dona Eleonor e todos os outros.

Gostaria de agradecer também a toda a equipe do NUMA, a qual eu convivo todos os dias e que ajudaram muito na confecção do documento, Hatsue, Carina, Raquel, Lívia, Elisa, Luísa e Andressa.

Agradeço a toda a equipe de modelagem atmosférica do Projeto Azul, pela enorme ajuda no desenvolvimento da dissertação, Márcio Cataldi, Nilton Moraes, Maurício Soares, Rafael Rangel e Fernanda Facina.

Também gostaria de agradecer ao Francisco Albuquerque, por ter me ajudado muito na parte teórica. O Rodrigo Carvalho e a Rosa Paes, por toda a ajuda na questão das estimativas de TSM por sensores a bordo de satélites.

Agradeço também as pessoas que eu convivo fora da universidade, minha família e amigos, por todo o apoio que elas me deram. Agradeço a minha mãe Rita, meu pai Ricardo, minhas irmãs Ivy e Isis, minha madrinha Aline e minhas tias, tios, primos. A galera que mora comigo, o Adriano, Rhaoni e Geovani.

Resumo da Dissertação apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M.Sc.)

A INFLUÊNCIA DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR NA  
SIMULAÇÃO COMPUTACIONAL DA CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA NA  
REGIÃO COSTEIRA DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Ian Cunha D'Amato Viana Dragaud

Setembro/2014

Orientadores: Renato Nascimento Elias

Luiz Paulo de Freitas Assad

Programa: Engenharia Civil

Neste estudo, é investigada a influência da temperatura da superfície do mar na simulação computacional do comportamento dinâmico e termodinâmico da atmosfera, especificamente do vento e da temperatura em baixos níveis, na região costeira do Estado do Rio de Janeiro. Para isso, foram realizadas simulações computacionais utilizando condições de contorno da temperatura da superfície do mar com diferentes resoluções espaciais e provenientes de duas fontes: uma proveniente de resultados de simulações numéricas e outra proveniente de estimativas por sensores a bordo de satélites. Foram utilizados dados medidos em estações meteorológicas e em uma boia meteoceanográfica, tanto para caracterizar as condições atmosféricas e oceanográficas durante o período, como para avaliação dos resultados das simulações. O período de estudo compreendeu os dias 24, 25 e 26 de janeiro de 2014, no qual foi verificada a ocorrência de ressurgência costeira na região de Cabo Frio - RJ. Foi observado sobre a região marinha costeira e a região oceânica que a temperatura do ar em dois metros teve influência da TSM. Os resultados efetivamente demonstram que o escoamento atmosférico foi influenciado pelas variações de TSM observadas na região estudada.

Abstract of Dissertation presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.)

THE INFLUENCE OF SEA SURFACE TEMPERATURE IN COMPUTER  
SIMULATION OF ATMOSPHERIC CIRCULATION IN THE COASTAL REGION  
OF STATE OF RIO DE JANEIRO

Ian Cunha D'Amato Viana Dragaud

September/2014

Advisors: Renato Nascimento Elias

Luiz Paulo de Freitas Assad

Department: Civil Engineering

In this study, we investigated the influence of sea surface temperature in computer simulation of the dynamic and thermodynamic behavior of the atmosphere, specifically wind and temperature at low levels, in the coastal region of the State of Rio de Janeiro. Computer simulations were performed using boundary conditions of sea surface temperature with different spatial resolutions and derived from two sources: one from outputs of numerical simulations and other estimates from a sensors on board satellites. We used data measured at weather stations and at a buoy, both to characterize the atmospheric and oceanographic conditions during the period, as for the evaluation of the simulation results. The study period comprised the 24th, 25th and January 26th, 2014, which was observed the occurrence of the coastal upwelling of Cabo Frio - RJ. Was observed on the coastal marine area and the oceanic region that the air temperature at two meters was influenced by the TSM. The results effectively demonstrate that the atmospheric flow was influenced by variations in SST observed in the studied region.

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	<b>1</b>
<b>1.1. Objetivos</b> .....	<b>3</b>
<b>1.1.1. Objetivo geral</b> .....	<b>3</b>
<b>1.1.2. Objetivos específicos</b> .....	<b>3</b>
<b>2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b> .....	<b>4</b>
<b>2.1. A estrutura vertical da troposfera</b> .....	<b>4</b>
<b>2.2. Fluxos na interface e na camada superficial atmosférica</b> .....	<b>5</b>
<b>2.3. Padrões da circulação atmosférica na região costeira do Estado do Rio de Janeiro</b> .....	<b>10</b>
<b>2.3.1. Circulações relacionadas aos sistemas de grande escala e aos sistemas sinóticos</b> .....	<b>10</b>
<b>2.3.2. Circulação de brisas marítima e terrestre</b> .....	<b>13</b>
<b>2.4. A ressurgência costeira de Cabo Frio</b> .....	<b>17</b>
<b>2.5. Interações entre a temperatura da superfície do mar e o vento na região de Cabo Frio</b> .....	<b>21</b>
<b>2.6. Estimativas de temperatura da superfície do mar por sensores a bordo de satélites</b> .....	<b>22</b>
<b>3. MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	<b>24</b>
<b>3.1. Modelos numéricos</b> .....	<b>25</b>
<b>3.1.1. O <i>Global Forecasting System model</i></b> .....	<b>25</b>
<b>3.1.2. O modelo <i>Weather Research and Forecasting</i></b> .....	<b>25</b>
<b>3.1.2.1. Esquemas de parametrização</b> .....	<b>27</b>
<b>3.1.2.2. Configurações</b> .....	<b>28</b>
<b>3.1.2.2.1. O domínio e as resoluções espaciais</b> .....	<b>28</b>
<b>3.1.2.2.2. Esquemas de parametrizações</b> .....	<b>30</b>
<b>3.1.2.2.1. <i>Revised MM5 surface layer scheme</i></b> .....	<b>31</b>
<b>3.2. A estimativa da temperatura da superfície do mar</b> .....	<b>38</b>
<b>3.3. Dados meteorológicos e oceanográficos</b> .....	<b>42</b>
<b>3.3.1. Dados de estações meteorológicas do INMET</b> .....	<b>42</b>
<b>3.3.2. Dados da boia meteoceanográfica</b> .....	<b>44</b>
<b>3.4. Experimentos numéricos</b> .....	<b>47</b>
<b>3.4.1. Definição do período de estudo</b> .....	<b>47</b>
<b>3.4.2. Descrição dos experimentos</b> .....	<b>48</b>
<b>3.4.3. Pontos da grade numérica comparados</b> .....	<b>49</b>
<b>4. RESULTADOS E DISCUSSÕES</b> .....	<b>50</b>
<b>5. CONCLUSÕES</b> .....	<b>88</b>
<b>6. REFERÊNCIAS</b> .....	<b>91</b>
<b>ANEXO A: Inserção de campos externos ao GFS como condições de contorno</b> ...	<b>99</b>

## LISTA DE SIGLAS

<b>ARW</b>	Advanced Research WRF
<b>ACAS</b>	Água Central do Atlântico Sul
<b>ASAS</b>	Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul
<b>AVHRR</b>	Advanced Very High Resolution Radiometer)
<b>CLA</b>	Camada Limite Atmosférica
<b>CSA</b>	Camada da Superfície Atmosférica
<b>E</b>	Este
<b>GFS</b>	Global Forecast System
<b>GHR SST</b>	Group for High Resolution Sea Surface Temperature
<b>INMET</b>	Instituto Nacional de Meteorologia
<b>MODIS</b>	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
<b>MUR</b>	Multi-sensor Ultra-high Resolution
<b>N</b>	Norte
<b>NE</b>	Nordeste
<b>O</b>	Oeste
<b>RTG SST HR</b>	Real-Time Global Sea Surface Temperature, High-Resolution
<b>S</b>	Sul
<b>TSM</b>	Temperatura da Superfície do Mar
<b>TSM MUR</b>	Temperatura da Superfície do Mar Multi-sensor Ultra-high Resolution
<b>WRF</b>	Weather Research and Forecasting

## INTRODUÇÃO

A plataforma continental ao largo do Estado do Rio de Janeiro, em especial próximo do município de Cabo Frio, reserva fenômenos oceanográficos de extremo interesse científico. Possui em sua extensão regiões com intensos gradientes térmicos na superfície do mar (Figura 1), associados a feições oceanográficas importantes para determinação das condições ambientais na região, podendo-se destacar o fenômeno da ressurgência costeira de Cabo Frio (Calil, 2009, Franchito *et al.*, 1996; Ribeiro *et al.* 2011; Rodrigues e Lorenzetti, 2001; Torres Jr, 1995) e o vórtice de Cabo Frio, associado ao meandramento da Corrente do Brasil (Mano *et al.*, 2009).

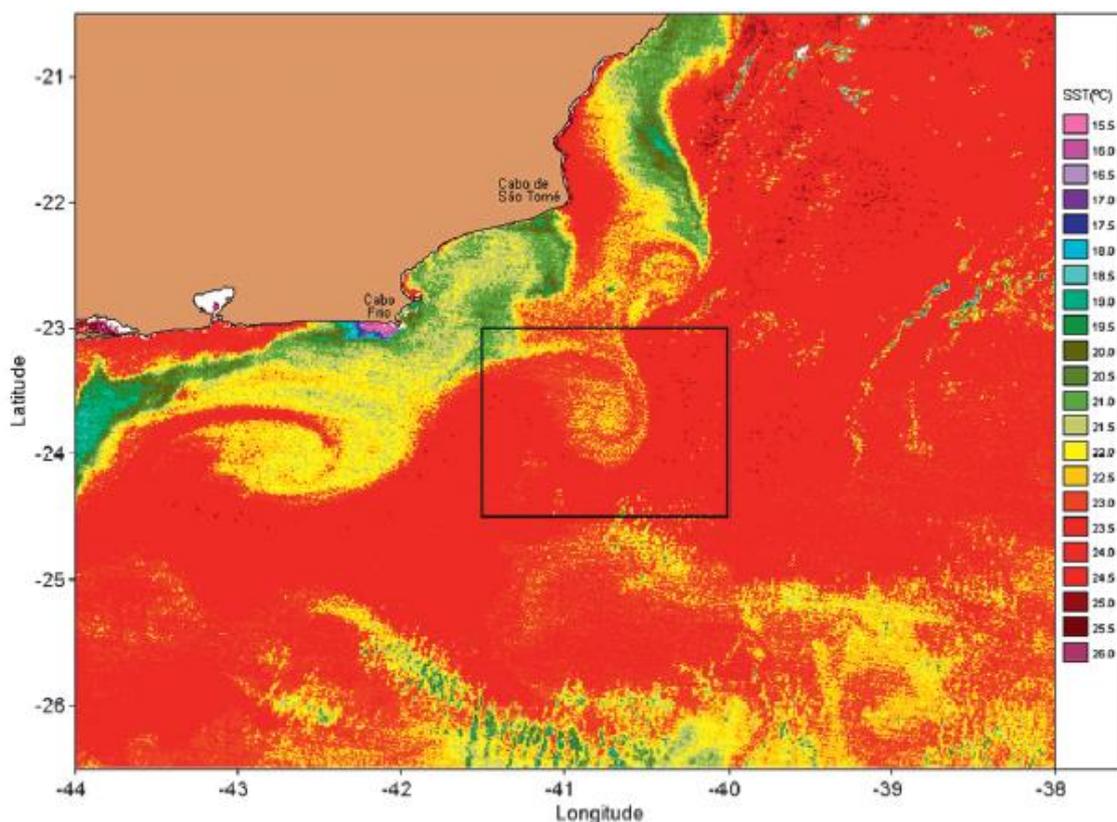


Figura 1: Temperatura da superfície do mar. O retângulo destaca o vórtice de Cabo Frio (Fonte: NOAA (<http://www.nsof.class.noaa.gov>) apud Mano *et al.*, 2009).

A interação dos gradientes de temperatura da superfície do mar (TSM) com a atmosfera tem sido alvo de estudos (O'Neill *et al.* 2010), que em sua maioria destacam os impactos desta influência no escoamento atmosférico em superfície (Castelão, 2012; Song *et al.* 2009). Diversas metodologias são aplicadas nestes estudos, sendo utilizados

desde dados medidos *in-situ* (Song *et al.*, 2004), estimativas de sensoriamento remoto (Castelão, 2012; Song *et al.* 2009), e a modelagem numérica da atmosfera e do oceano (O'Neill *et al.* 2010; Ribeiro *et al.*, 2011; Song *et al.* 2009).

Em muitas situações em que os modelos são aplicados, as condições de contorno não são adequadas para representar de maneira satisfatória os processos de interação oceano-atmosfera que ocorrem em escalas menores (por exemplo, a mesoescala) (Song *et al.* 2009). Para uma melhor representação dos processos de interação ar-mar em modelos numéricos de previsão de tempo é necessário que se utilize condições de contorno da TSM com maior resolução espacial (Song *et al.* 2009).

Para o Estado do Rio de Janeiro, especialmente a região de Cabo Frio, alguns estudos foram realizados abordando a interação da temperatura da superfície do mar com a atmosfera (Castelão, 2012; Franchito *et al.*, 1996; Ribeiro *et al.* 2011). Levando em consideração que diversos campos de TSM estimados por sensores a bordo de satélites ou provenientes de modelagem oceânica são gerados operacionalmente por diversas instituições, e que estes campos podem ser utilizados como condição de contorno em modelos numéricos da atmosfera, uma investigação muito importante é a influência ou impacto da TSM na previsão numérica da atmosférica.

Neste estudo, é investigada a influência da TSM oriunda de diferentes fontes, na simulação computacional da circulação atmosférica e da temperatura do ar próxima da superfície, na região costeira do Estado do Rio de Janeiro. Foram realizadas simulações computacionais da atmosfera, nas quais os resultados foram comparados com dados provenientes de estações meteorológicas e de uma boia meteoceanográfica. Os resultados efetivamente demonstram que o escoamento atmosférico foi influenciado pelas variações de TSM observadas na região estudada.

Na Seção 1.1 é descrito o objetivo geral e os objetivos específicos deste estudo. Na Seção 2, é abordada a fundamentação teórica, onde estão descritos artigos de interesse para este estudo, e conceitos que auxiliam na interpretação dos resultados obtidos. Na Seção 3 são descritos os materiais e métodos utilizados, como os modelos numéricos, os dados medidos usados na avaliação dos resultados, a estimativa de TSM por sensores a bordo de satélites, os experimentos numéricos e o período de estudo. Na Seção 4 são apresentados os resultados e discussões, e na Seção 5 são apresentadas as conclusões. No anexo A contam informações sobre a Inserção de campos externos ao GFS como condições de contorno.

## **1.1. Objetivos**

### **1.1.1. Objetivo geral**

O objetivo geral do presente estudo é investigar a influência da temperatura da superfície do mar na simulação computacional da circulação atmosférica e da temperatura do ar próxima da superfície, na região costeira do Estado do Rio de Janeiro.

### **1.1.2. Objetivos específicos**

1 - Implementação do modelo *Weather Research and Forecasting* para a região de estudo.

2- Utilização de condições de contorno da TSM externas aos resultados do *Global Forecast System*.

## **2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA**

Nesta seção é descrita a fundamentação teórica para os principais assuntos abordados neste estudo, como conceitos associados à estrutura vertical da atmosfera, fluxos na interface e na camada superficial atmosférica, padrões da circulação atmosférica na região costeira do Estado do Rio de Janeiro, a ressurgência costeira de Cabo Frio, interações entre a TSM e o campo de ventos na região de Cabo Frio, e estimativas de TSM por sensores a bordo de satélites.

### **2.1. A estrutura vertical da troposfera**

De acordo com Stull (1988), a superfície Terrestre é um contorno da atmosfera. Processos de transporte na superfície modificam os primeiros 100 a 3000m da troposfera, criando o que é chamado de camada limite (Figura 2.1). A porção da troposfera a partir desta altura é chamada de atmosfera livre. A Camada Limite Atmosférica (CLA) pode ser definida como a parte da troposfera que é diretamente influenciada pela presença da superfície da Terra. A CLA é modificada devido à fricção pelo arrasto, evaporação e transpiração das plantas, transferência de calor, emissão de poluentes, entre outros fatores. A região mais baixa da CLA, correspondente a 10% do seu volume, é chamada de Camada da Superfície Atmosférica (CSA).

Como descrito por Stull (1988), sobre os oceanos, a altura da CLA varia de forma relativamente lenta no espaço e tempo, devido em geral à pequena variação diurna da TSM causada pela mistura no topo do oceano e a grande capacidade térmica da água. A maior parte das variações da altura da CLA sobre os oceanos são causadas por processos sinóticos e em mesoescala de movimento vertical e advecção de diferentes massas de ar sobre a superfície do mar. Exceções a essas pequenas variações da altura da CLA podem ocorrer em regiões com intensos gradientes de TSM.

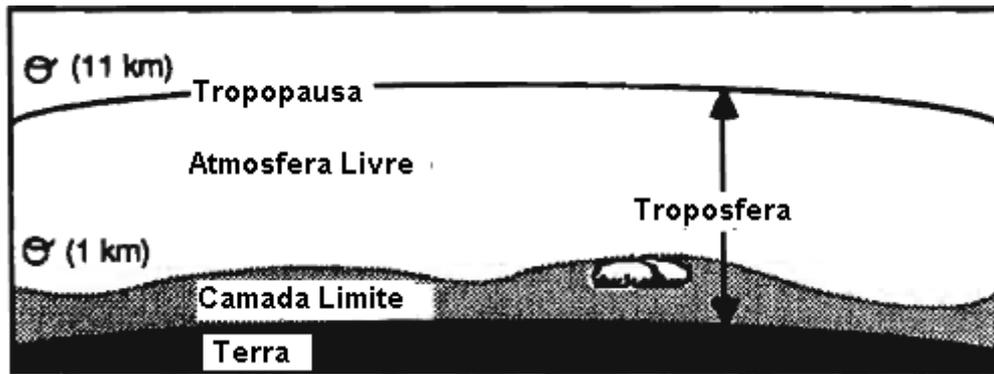


Figura 2.1: Divisão da troposfera entre a Camada Limite e a Atmosfera Livre. Fonte: Adaptado de Stull (1988).

## 2.2. Fluxos na interface e na camada superficial atmosférica

Os seguintes aspectos relacionados aos fluxos na CSA são descritos de acordo com Stull (1988). O escoamento atmosférico, ou vento, pode ser dividido em uma porção média e a flutuação em torno da média, chamada de turbulência. Através da interface entre o oceano ou continente e os primeiros milímetros de ar na atmosfera, o transporte de uma propriedade é realizado por processos moleculares. Somente após haver essa transferência o escoamento atmosférico pode iniciar o transporte de momento, calor e outros constituintes para níveis mais altos da atmosfera. Na atmosfera, acima dos primeiros centímetros de altura, a contribuição molecular é tão pequena em comparação ao transporte turbulento que pode ser negligenciada.

A seguir, será descrita a forma como a transferência de uma propriedade (por exemplo, momento, calor, e outros) entre o oceano ou continente e atmosfera pode ser parametrizada. O fluxo pode ser definido como o deslocamento de uma propriedade por uma área no tempo. Na interface (oceano ou continente e atmosfera), é assumido que o fluxo vertical  $F_{\xi}$  de uma variável  $\xi$  é governado pela diferença desta variável através da interface. Na Equação (2.1) é apresentado o cálculo do fluxo através da interface.

$$F_{\xi} = \rho U_T (\xi_{topo} - \xi_{base}) \quad (2.1)$$

Onde  $U_T$  representa a velocidade de transporte através da interface,  $\xi_{topo}$  e  $\xi_{base}$  são os valores da variável imediatamente acima e abaixo da interface e  $\rho$  é a densidade do ar.

A velocidade de transporte é usualmente parametrizada como a Equação (2.2):

$$U_T = C_D * U \quad (2.2)$$

Onde  $U$  é a velocidade média do vento horizontal na altitude  $z$  acima da superfície, e  $C_D$  é chamado de coeficiente de transferência *bulk*, função das características da superfície.

Pode-se então representar os fluxos superficiais turbulentos de momento, calor sensível e calor latente, utilizando-se o método de transferência *bulk*, como segue:

$$F_{\xi} = \rho C_D * U (\xi_{topo} - \xi_{base}) \quad (2.3)$$

As forças que atuam em uma partícula podem ser de duas classes. A primeira, chamada de força de superfície, agrega as forças originadas pelo contato direto da partícula com o meio circundante, por exemplo, contato com partículas vizinhas, ação do vento na superfície livre, ação do fundo, etc. A segunda classe agrupa as forças de campo, que atuam sem contato direto, por exemplo, a força “peso”.

Na Figura 2.2 está representado um esboço das forças de contato na direção  $x$  atuantes em um elemento de volume infinitesimal. As forças são representadas pelas tensões multiplicadas pelas respectivas áreas do plano de atuação. Verifica-se que há dois tipos de tensões: as normais de tração e/ou compressão, representadas por  $\sigma_{xx}$ , e as tensões de atrito tangenciais às faces, no caso  $\tau_{yx}$  e  $\tau_{zx}$ . Todas as tensões dependentes de movimentos, isto é, tensões dinâmicas, são representadas pela letra  $\tau$ . O primeiro índice refere-se ao plano de atuação e o segundo à direção da tensão, e.g.:  $\tau_{yx}$  indica tensão atuando no plano perpendicular ao eixo  $y$ , na direção  $x$ .

Por conta disso, as tensões normais são divididas em duas partes, uma existente mesmo em situação estática e outra só existente em situação dinâmica. No caso da direção  $x$  pode-se escrever  $\sigma_{xx} = p - \tau_{yx}$ , onde  $p$  é a pressão hidrostática.

Na Figura 2.2 as forças atuantes nas faces direita, posterior e superior, foram obtidas por expansão em série de Taylor, a partir dos valores nas faces esquerda, frontal e inferior, respectivamente.

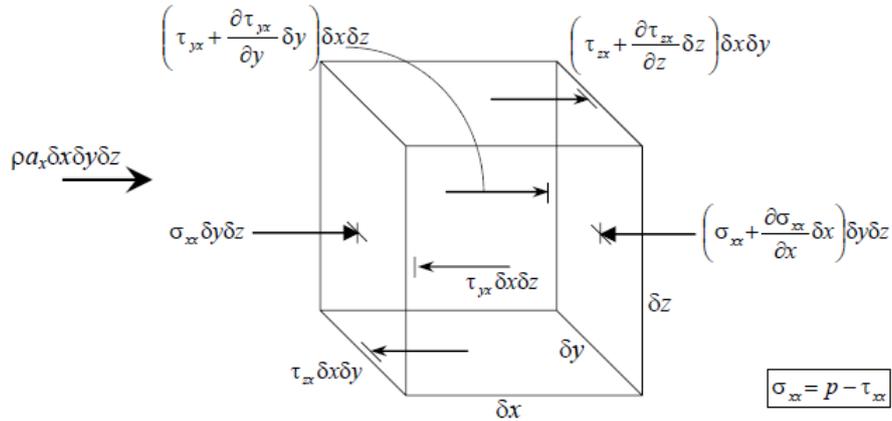


Figura 2.2: Esquema das forças atuantes na direção x. As forças de contato são representadas pelo produto de tensões com áreas do plano de atuação e as forças de campo por  $\rho a_x \delta x \delta y \delta z$ . Os tipos de seta (representando vetores) evidenciam diferentes tipos de força. As forças nas demais direções são semelhantes.

A partir da definição da tensão, pode-se definir uma escala de velocidade, chamada de velocidade de fricção,  $u_*$ , que varia em função da tensão tangencial:

$$u_* = \left( \frac{\tau}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2.4)$$

Na Equação (2.5) é apresentado o cálculo da velocidade de fricção no plano z.

$$u_*^2 = \left[ \left( \frac{\tau_{zx}}{\rho} \right)^2 + \left( \frac{\tau_{zy}}{\rho} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2.5)$$

Podemos definir também escalas da temperatura ( $\theta_*$ ) e da umidade ( $q_*$ ) na camada superficial atmosférica, definidas por:

$$\theta_* = \frac{Q}{u_*} \text{ e } q_* = \frac{R}{u_*} \quad (2.6) \text{ e } (2.7)$$

Onde  $Q$  e  $R$  representam os fluxos turbulentos verticais de calor e umidade, respectivamente. Estas escalas serão utilizadas na teoria da similaridade descrita a diante nesta seção.

Taylor (1916) demonstrou que a fricção do vento sobre a superfície Terrestre pode ser estimada a partir de observações do vento em diferentes alturas acima da superfície. Utilizando a escala da velocidade (Equação 2.4) como uma medida da tensão associada ao arrasto na superfície, podemos definir que:

$$u_*^2 = C_d * U^2 \quad (2.8)$$

Onde  $U^2$  é a velocidade do vento próximo à superfície.

Para a transferência de momento,  $C_d$  é chamado de coeficiente de arrasto. Genericamente este ainda é um coeficiente de transferência *bulk*.

Considerando os fluxos na CSA, utilizaremos a seguinte notação:

$$(\xi_{topo} - \xi_{base}) = (\xi_a - \xi_g) \quad (2.9)$$

Onde  $\xi_a$  corresponde a valores da variável na camada superficial atmosférica e  $\xi_g$  corresponde a valores da variável no solo.

Considerando a velocidade do vento no solo nula, tem-se que  $U_g = 0$  e os fluxos superficiais turbulentos de momento, calor sensível e calor latente, podem ser representados na CSA utilizando o método de transferência *bulk* (Equação 2.3) respectivamente pelas equações (2.10), (2.11) e (2.12):

$$\tau = \rho * C_d * U(U_a - U_g) = \rho * C_d * U(U_a - 0) = \rho * C_d * U^2 \quad (2.10)$$

$$H = C_h * U(\rho c_p \theta_a - \rho c_p \theta_g) \quad (2.11)$$

$$LH = C_q * U(\rho ML_s q_a - \rho ML_s q_g) \quad (2.12)$$

Os fluxos próximos da superfície podem então ser parametrizados utilizando a teoria da similaridade de Monin-Obukhov. Obukhov (1946) *apud* Foken (2006) assumiu que os seguintes parâmetros descrevem a turbulência atmosférica:  $\frac{g}{T_0}$  ( $g$  é a aceleração

da gravidade e  $T_0$  é a temperatura na superfície),  $u_*$  (velocidade de fricção), e  $\frac{H}{\rho c_p}$  ( $H$  é o fluxo de calor cinemático,  $c_p$  é o calor específico do ar a pressão constante, e  $\rho$  é a densidade do ar).

A partir destes parâmetros Monin e Obukhov (1954) estabeleceram uma escala de comprimento  $L$  e de temperatura  $T_*$ , que podem ser escritas da seguinte forma:

$$L = -\frac{u_*^3}{k \frac{g}{T_0} \rho c_p} H; \quad (2.13)$$

$$T_* = -\frac{1}{k u_*} \frac{q}{\rho c_p} \quad (2.14)$$

Onde o sinal negativo e a constante  $k$  de von Kármán foram introduzidos por conveniência.  $L$  é conhecido como comprimento de Obukhov.

Usando análise dimensional e o teorema de Buckingham PI, Monin e Obukhov (1954) encontraram as seguintes relações adimensionais (Foken, 2006):

$$\frac{kz}{u_*} \frac{du_a}{dz} \text{ e } \frac{z}{\theta_*} \frac{d\theta}{dz} \quad (2.15) \text{ e } (2.16)$$

Monin e Obukhov (1954) propuseram então que estas relações adimensionais do campo médio de velocidades ( $u_a$ ) e temperaturas ( $\theta$ ) fossem definidas em função dos parâmetros que descrevem a turbulência atmosférica, e da coordenada vertical ( $z$ ). A única combinação adimensional a partir de  $\frac{H}{\rho c_p}$ ,  $u_*$ ,  $\frac{g}{T_0}$  and  $z$  is  $z/L$ , resultou em:

$$\frac{kz}{u_*} \frac{du}{dz} = \Phi_m \left( \frac{z}{L} \right); \quad (2.17)$$

$$\frac{kz}{\theta_*} \frac{d\theta}{dz} = \Phi_h \left( \frac{z}{L} \right); \quad (2.18)$$

O cisalhamento do vento e a velocidade de fricção ( $u_*$ ) nas Equações (2.17) e (2.18) são calculados por experimentos de campo e a partir destes valores pode-se determinar  $\Phi_m$  e  $\Phi_h$  (Jacobson, 2005).

Como descrito por Jimenez *et al.* (2012), a teoria de similaridade de Monin–Obukhov é amplamente utilizada para calcular os fluxos na superfície. Esta teoria

também fornece informação dos perfis das variáveis dentro da CSA, utilizados para diagnosticar variáveis meteorológicas nas alturas observadas tipicamente, como o vento em dez metros, e a temperatura e umidade em dois metros. Uma limitação da teoria, contudo, são as funções de similaridade ( $\Phi_{h,m}$ ), determinadas empiricamente e utilizadas para calcular os fluxos e perfis verticais.

A parametrização da CSA utilizada neste estudo é descrita na metodologia (Seção 3.1.2.2.1), de acordo com Jimenez *et al.* (2012). Esta parametrização utiliza a teoria de similaridade de Monin–Obukhov para calcular os coeficientes de transferência *bulk* nas equações do fluxo de momento, calor sensível e calor latente na superfície

### **2.3. Padrões da circulação atmosférica na região costeira do Estado do Rio de Janeiro**

A seguir serão descritas as principais características da circulação atmosférica na região costeira do Estado do Rio de Janeiro, associadas à grade escala, a escala sinótica e à escala local.

#### **2.3.1 Circulações relacionadas aos sistemas de grande escala e aos sistemas sinóticos**

A análise de cartas sinóticas com a representação do campo de pressão à superfície do globo, muitas vezes, revela a presença de uma ou mais isóbaras fechadas, delimitando uma área onde a pressão é maior do que em qualquer outro ponto a sua volta. Tais núcleos de pressão mais elevada são denominados centros de alta pressão, centros anticiclônicos ou, simplesmente, anticiclones. Como descrito por Degola (2013), os anticiclones subtropicais, ou altas semipermanentes, são observados próximos às latitudes de 30° nas regiões oceânicas e consistem em extensas áreas de ar subsidente seco e com temperaturas elevadas. Sobre o Oceano Atlântico Sul existe um anticiclone semipermanentes à superfície, chamado de Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), com origem na circulação geral da atmosfera. Degola (2013) utilizou um algoritmo para identificar mês-a-mês a localização do ASAS nos dados do

Era-Interim ECMWF(*European Centre for Medium-Range Weather Forecast*) no período de 1989-2010. Durante este período, a variação latitudinal e a pressão central do ASAS apresentaram um comportamento sazonal atingindo latitudes mais a norte e maiores pressões nos meses de inverno e latitudes mais a sul e menores pressões nos meses de verão. Já a variação longitudinal do centro do ASAS não mostrou um comportamento dependente das estações do ano. Nos meses de março a setembro, o anticiclone demonstrou uma grande variabilidade da sua posição longitudinal, enquanto de outubro até fevereiro, o ASAS esteve sempre próximo a uma região fixa no oceano Atlântico Sul na longitude próxima de 5°W. Na Figura 2.3 observa-se que, no inverno austral, o ASAS situa-se mais para o norte. Já no verão austral, a alta se enfraquece e se desloca para o sul, atingindo maiores latitudes. Ito (1999) e Machel *et al.* (1998) *apud* Degola (2013) descreveram variações longitudinais do ASAS (movimento leste-oeste) com período de seis meses, com sua posição mais a leste ocorrendo em outubro e abril e a posição mais a oeste, em julho, agosto e de janeiro a março. Quando há passagem de uma frente fria, é observado um deslocamento zonal do ASAS em direção a leste.

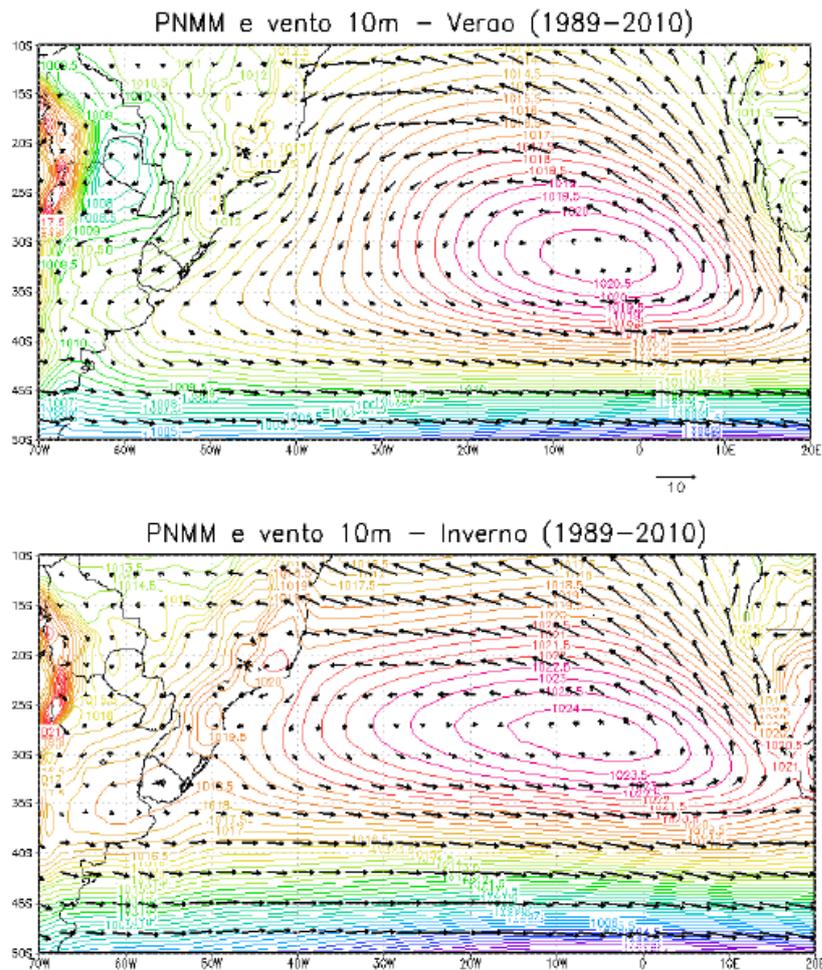


Figura 2.3: Campos médios sazonais para o período de 1989-2010 das variáveis da PNMM (hPa) e do vento a 10m (m/s) (Fonte: Degola, 2013).

A circulação atmosférica na região está relacionada ainda com os distúrbios meteorológicos característicos das latitudes médias (passagens de sistemas frontais). Stech e Lorenzetti (1992) utilizando modelagem numérica descreveram um modelo conceptual para o comportamento do vento durante a passagem de uma frente fria sobre a região sudeste do Brasil. No setor quente da frente, a velocidade média do vento é de  $5 \text{ ms}^{-1}$ , rotacionando no sentido anti-horário com a aproximação da frente, a partir da direção predominante de nordeste. Imediatamente após a passagem da frente fria, o ar escoia na direção sudoeste no setor frio, com uma velocidade média de  $8 \text{ ms}^{-1}$ , rotacionando no sentido anti-horário de sudoeste para nordeste aproximadamente um dia após a passagem da frente fria.

Na região sudeste do Brasil, as frentes frias se propagam de sudoeste para nordeste, produzindo uma rotação da direção do vento no sentido anti-horário, com período de aproximadamente 1 dia e meio para a rotação completa (Stech e Lorenzetti, 1992).

De acordo com Silva (1997), quando o ASAS está localizado sobre o mar próximo ao litoral Sudeste, tende a induzir um escoamento em escala sinótica predominantemente de componente de Nordeste em Cabo Frio. A componente principal de Nordeste quando combinada com o efeito de brisa, influenciará no comportamento das componentes de ENE e NNE. No próximo tópico será descrita em maior detalhe a circulação de brisa.

### **2.3.2 Circulação de brisas marítima e terrestre**

A causa fundamental das brisas marítimas e terrestres é a diferença de temperatura entre o ar sobre o continente e o ar sobre o oceano. Elas são feições características da circulação em regiões litorâneas ou próximas a grandes reservatórios de água. Durante o dia, com a radiação solar incidente, a superfície do continente é aquecida e o calor é transferido para a camada de ar adjacente. De modo análogo, a camada de ar sobre o oceano se aquece, porém com menor intensidade devido a maior capacidade térmica da água. Com o decorrer do dia, este processo de aquecimento diferenciado gera massas de ar com densidades diferentes, criando assim uma instabilidade que atinge um determinado ponto crítico, com a massa de ar mais densa sobre o oceano, invadindo o continente (brisa marítima). À noite, o continente e o oceano resfriam-se através da perda radiativa, que será mais intensa sobre o continente, devido também a maior capacidade térmica da água. Assim, este processo de resfriamento dá origem a um escoamento de ar proveniente do continente que invade o oceano (brisa terrestre).

Franchito *et al.* (1998) utilizaram dados de vento em dez metros medidos em uma estação meteorológica em Cabo Frio e dados de TSM medidos na costa de Cabo Frio, ambos com frequência horária, para realizar um estudo observacional da interação entre a ressurgência costeira e os ventos locais em Cabo Frio. O período de análise corresponde a dez anos, entre 1 de janeiro de 1971 e 31 de dezembro de 1980. Nota-se a predominância de ventos de NE em quase todos os meses (exceto de abril a junho) e a

modificação do vento nos horários da tarde, se tornando mais zonais e intensos (Figura 2.4).

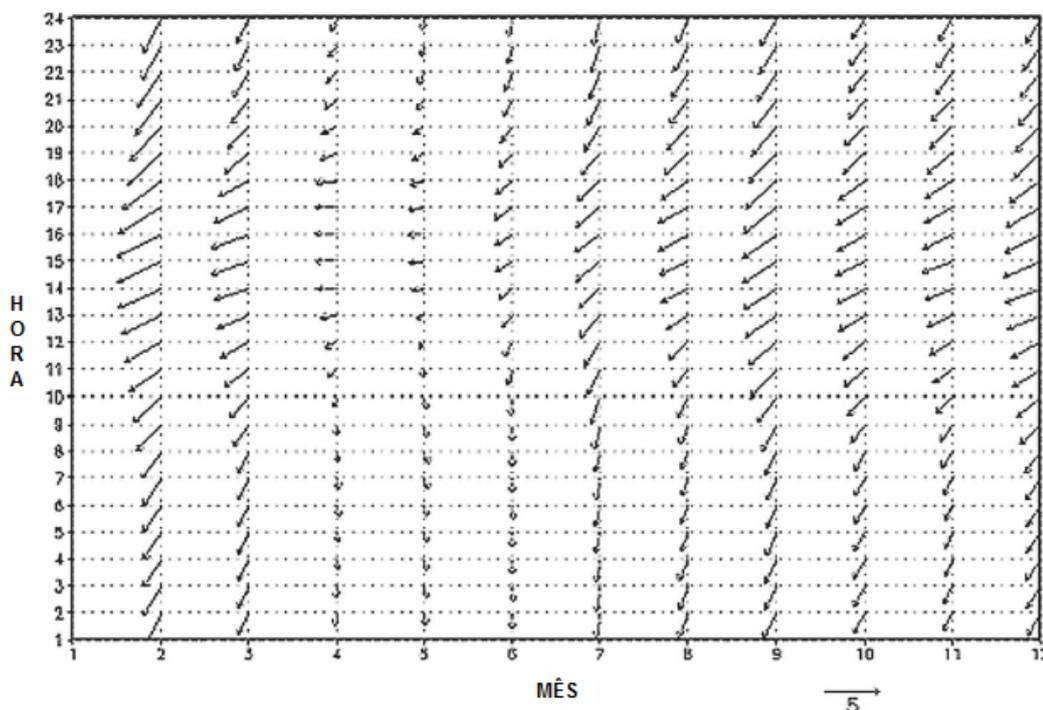


Figura 2.4: Média horária do vetor de vento ( $\text{ms}^{-1}$ ) para cada mês do ano (Fonte: Adaptado de Franchito *et al.*, 2008).

Silva (1997) utilizou dados obtidos na estação meteorológica de Álcalis ( $22^{\circ}53'S$ ,  $42^{\circ}02'W$ ) Município de Arraial do Cabo, no período de 1965 a 1980, com amostragem horária e realizou análises do vento para os períodos diurno e noturno, para todo o período de observação, e para os períodos diurno e noturno, separadamente, para o inverno e para o verão. Os ventos mais frequentes da região têm direção predominante de NE, com 20,9% das observações; a segunda frequência tem direção predominante dos ventos de NNE com 18,6% e a terceira frequência de ENE com 15,5% das observações. A direção menos frequente é a direção de NW com 0,7% das observações.

Utilizando o modelo numérico *Regional Atmospheric Modeling System*, Silva (1997) demonstrou que o atrito entre o vento e o continente causa um desvio no escoamento básico a partir da região a oeste de Cabo Frio. Isto ocorre porque a orientação da linha de costa a partir deste ponto sofre uma inflexão. Sendo assim, o fluxo atmosférico tende a sofrer uma rotação no sentido horário (ciclônica) acompanhando a linha de costa.

Pimentel *et al.* (2011) utilizaram dados horários de direção e intensidade dos ventos observados em oito estações meteorológicas automáticas de superfície, em diferentes localidades da região metropolitana do Rio de Janeiro entre os anos de 2000 e 2007 para caracterizar o regime de vento próximo à superfície nos setores Oeste, Centro-Sul e Leste da região metropolitana do Rio de Janeiro. Como descrito pelos autores, a composição total dos ventos para a estação de Santa Cruz (SBSC), localizada próximo à Baía de Sepetiba, revelou um padrão bem definido nas direções sudoeste e nordeste, com ventos máximos de aproximadamente  $9 \text{ ms}^{-1}$  (Figura 2.5). Com relação ao ciclo diário, os períodos da tarde e da noite contribuem mais efetivamente para a direção sudoeste, enquanto que a madrugada e a manhã contribuem para a direção nordeste (Figura 2.5). Este padrão de vento indica uma marcante modulação pelo mecanismo de brisa marítima-terrestre, apresentando direção da circulação perpendicular à orientação do litoral. Os autores ressaltam que os resultados observacionais diferiram significativamente de resultados numéricos obtidos a partir da modelagem atmosférica regional, como por exemplo o Atlas Eólico do Estado do Rio de Janeiro (2002) entre outros trabalhos. A estação do aeroporto Santos Dumont, próximo à entrada da Baía de Guanabara, apresenta em sua composição total um padrão norte-sul. Com relação ao ciclo diário, os períodos da tarde e da noite contribuem mais efetivamente para os ventos do quadrante sul, atingindo 35% das observações no período da tarde e com ventos de até  $15 \text{ ms}^{-1}$  (Figura 2.6). Já os períodos da madrugada e da manhã estiveram mais associados aos ventos do quadrante norte (Figura 2.6).

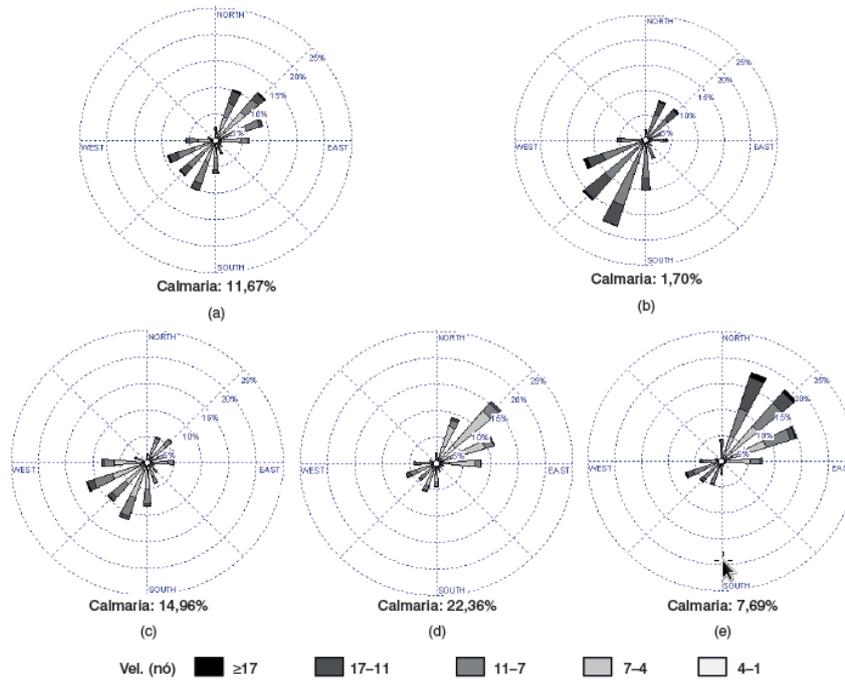


Figura 2.5: Distribuição de frequência dos ventos para a estação Santa Cruz, referentes a: (a) composição total e períodos (b) tarde, (c) noite, (d) madrugada, (e) manhã (Fonte: Pimentel *et al.*, 2011).

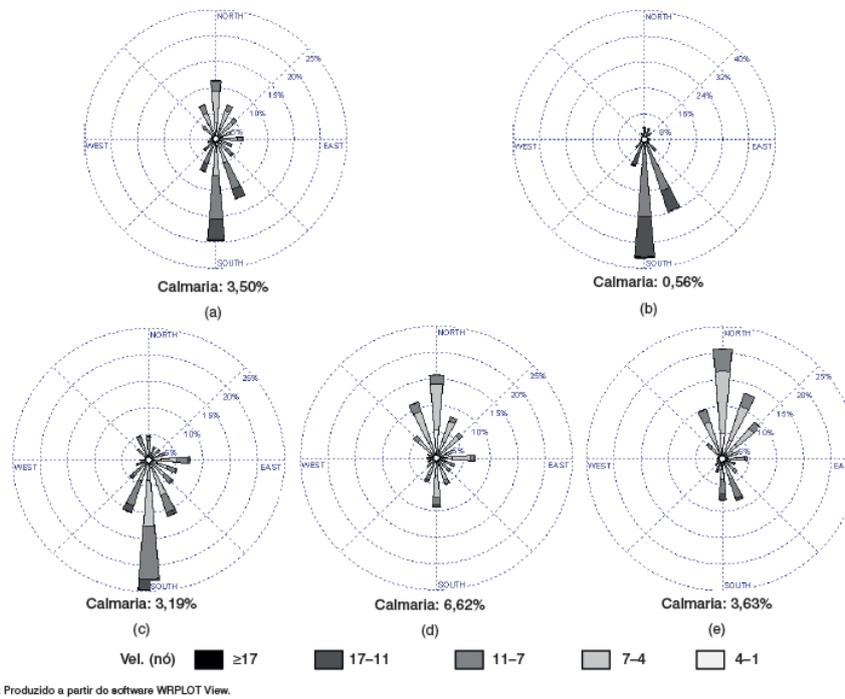


Figura 2.6: Distribuição de frequência dos ventos para a estação Santos Dumont, referentes a: (a) composição total e períodos (b) tarde, (c) noite, (d) madrugada, (e) manhã (Fonte: Pimentel *et al.*, 2011).

## 2.4. A ressurgência costeira de Cabo Frio

O termo “Ressurgência” é utilizado para designar o movimento ascendente no oceano de águas de camadas inferiores, capaz de carrear nutrientes para a zona eufótica (região na qual a incidência luminosa consegue penetrar na coluna d’água). A ressurgência é caracterizada pelo afloramento de águas frias antes localizadas em camadas mais profundas do oceano. Ekman (1905) demonstrou analiticamente que o efeito da força de *Coriolis* sobre a circulação superficial oceânica gerada pelo vento causa um transporte médio integrado na coluna d’água sobre influência direta do vento, a  $90^\circ$  do vento. A ocorrência do processo de ressurgência está diretamente associada ao processo físico conhecido como “Transporte de *Ekman*” (Smith, 1968). O divergente horizontal associado a esse transporte é responsável por movimentos verticais na base da camada que sofre influência do vento, chamada de camada de *Ekman* (Figura 2.7). Esse mecanismo de movimento vertical é conhecido como bombeamento de *Ekman*, e é o responsável por ressurgências e subsidências na coluna d’água, sendo proporcional ao rotacional da tensão de cisalhamento do vento na superfície do oceano (Smith, 1968; Gill, 1982). Na Figura 2.7 está ilustrado um esquema de uma seção através do oceano e da atmosfera no hemisfério Sul. Na atmosfera, a tensão de cisalhamento do vento representa uma circulação ciclônica, induzindo divergência horizontal no oceano associada ao transporte de Ekman. Esta divergência gera um bombeamento de Ekman em direção à superfície.

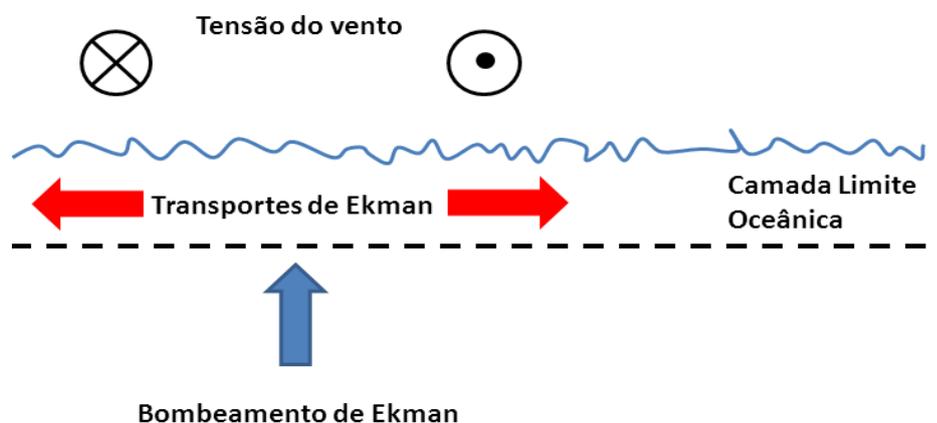


Figura 2.7: Esquema de uma seção através do oceano e da atmosfera no hemisfério Sul. (Fonte: Adaptado de Gill, 1982).

Como descrito por Calil (2009) o processo de ressurgência ocorre na região costeira devido à divergência gerada pela presença da costa e, em oceano aberto devido ao rotacional do campo de tensão de cisalhamento do vento na superfície do oceano, que pode causar divergências ou convergências horizontais na camada de *Ekman*. Sendo assim, de acordo com a teoria de *Ekman*, a atuação de um campo de vento paralelo à costa gera um transporte médio na camada de *Ekman* com direção perpendicular à orientação da costa. Dependendo da posição da costa em relação ao vento e do hemisfério em que se encontra, esse movimento será em direção à costa, gerando um aumento no nível do mar junto à mesma e um processo de subsidência, ou no caso contrário, em direção ao largo, gerando uma redução do nível do mar e um processo de ressurgência na região.

Na literatura, usualmente é chamada de região de Cabo Frio a região que abrange diversos municípios como Araruama, Armação dos Búzios, Arraial do Cabo e Cabo Frio. O aparecimento de águas frias na região de Cabo Frio ocorre principalmente nos períodos de primavera e verão, e tem sido associado a um processo de ressurgência costeira, usualmente chamado de "ressurgência de Cabo Frio" (Calil, 2009). Este fenômeno, tão marcante para a região, está registrado no nome "Cabo Frio", que consta de cartas náuticas portuguesas desde o século XVI (1506), resultado da expedição do navegador florentino Américo Vespúcio ao litoral do Rio de Janeiro (Torres Jr, 1995).

Características particulares da região de Cabo Frio fazem com que águas frias sejam encontradas de forma rotineira na região oceânica costeira. Em relação à geometria da costa e à batimetria, a costa sudeste brasileira apresenta variações importantes, sendo observadas grandes variações na largura da plataforma. Na região de Cabo Frio, a presença de um cabo proeminente é acompanhada por uma variação abrupta na orientação da linha de costa e, além disso, há um intenso gradiente batimétrico, onde por exemplo, a isóbata de 100m é encontrada a 7km da costa (Figura 2.8) (Rodrigues e Lorenzetti, 2001). O estreitamento da plataforma continental na região de Cabo Frio faz com que águas frias subsuperficiais, normalmente encontradas mais distantes da costa, possam ser encontradas mais próximas (Paiva, 1993 *apud* Calil, 2009), favorecendo a ocorrência do processo de ressurgência.

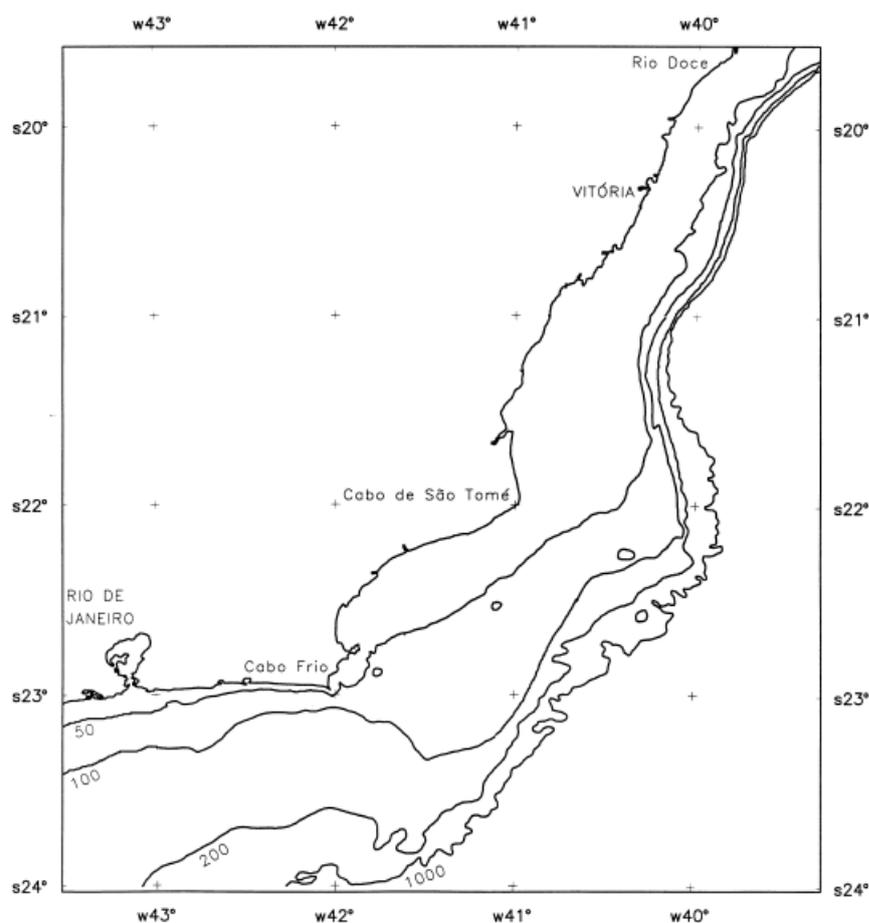


Figura 2.8: Plataforma continental sudeste do Brasil com as isóbatas de 50, 100, 200 e 1000 m (Fonte: Rodrigues e Lorenzetti, 2001).

De acordo com Rodrigues e Lorenzetti (2001), frequentemente são observadas células e plumas da ressurgência ao sul de Cabo Frio, Cabo de São Tomé e próximo de Vitória. Porém, o sinal mais forte (menores temperaturas da superfície do mar) ocorre próximo a Cabo Frio devido à ressurgência costeira, que é um fenômeno marcante desta região e por esta razão a maioria dos estudos deste fenômeno têm sido realizados nesta área.

De acordo com Lorenzetti e Gaeta (1996), plumas de águas ressurgidas com origem em Cabo Frio, e com extensões de até 400 km, já foram identificadas. Nestes casos, a água ressurgida é advectada para sudoeste e alcança posições próximas à Ilha de São Sebastião - SP. Um aumento gradual da TSM pode ser observado na direção de Cabo Frio para São Paulo, provavelmente devido à mistura e ao aquecimento solar.

Entende-se por massa d'água os corpos de água definidos por valores característicos de temperatura e salinidade, que ocupam uma posição definida na coluna d'água oceânica e que apresentam história comum de formação. A ressurgência costeira na região de Cabo Frio é caracterizada como a subida para níveis superficiais da massa d'água denominada como Água Central do Atlântico Sul (ACAS), resultante da ação local de sistemas atmosféricos (Torres Jr, 1995; Leandro Calil, 2009).

A ACAS é a massa d'água que aflora próximo da costa da região de Cabo Frio (Miranda, 1985; Valentin; André e Jacob 1987; Campos *et al.*, 1995) e foi caracterizada por Sverdrup (1942) com temperaturas que variam entre 6°C e 18°C, e salinidades entre 34.5 e 36. Esta massa d'água é formada por afundamento das águas na região da Convergência Subtropical, e subsequente espalhamento ao longo da superfície de densidade adequada a seu ajustamento hidrostático (Silveira *et al.*, 2000). De acordo com a compilação de trabalhos feita por Silveira *et al.* (2000), a ACAS entra como parte do Giro Subtropical, circula com as correntes do Atlântico Sul e Benguela, e atinge a costa da América do Sul transportada pela Corrente Sul Equatorial, fluindo para sul abaixo da latitude de 22°S.

A presença da ACAS na plataforma continental é influenciada pelo meandramento da Corrente do Brasil (Campos *et al.*, 2000), pela morfologia da costa e a batimetria (Rodrigues e Lorenzetti, 2001).

Na Figura 2.9 está representado um esquema de uma seção através do oceano e da atmosfera, ilustrando a região de Cabo Frio-RJ em uma situação com predomínio de ventos associados tipicamente ao ASAS. Na atmosfera, a tensão de cisalhamento do vento induz divergência horizontal no oceano associada ao transporte de Ekman. Esta divergência gera um bombeamento de Ekman em direção à superfície.

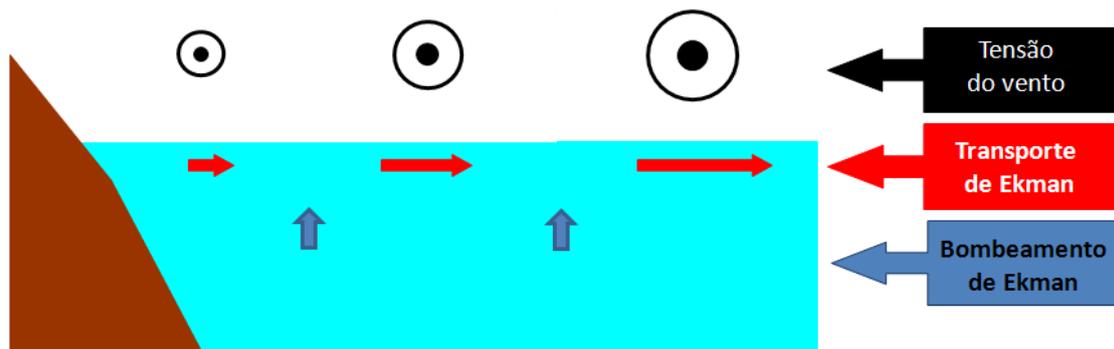


Figura 2.9: Esquema de uma seção através do oceano e da atmosfera ilustrando a região de Cabo Frio-RJ.

## 2.5. Interações entre a temperatura da superfície do mar e o vento na região de Cabo Frio

De acordo com Tanaka (1977), devido aos movimentos verticais oceânicos em áreas costeiras serem ocasionados principalmente pela influência dos ventos, a intensidade da ressurgência e suas características variam em cada local e conforme a época do ano, em função principalmente da velocidade, direção e duração dos ventos.

O efeito da ressurgência costeira na circulação de brisa marítima em Cabo Frio e a retroalimentação da brisa marítima na ressurgência de Cabo Frio foi investigado por Franchito *et al.* (1998). Estes autores utilizaram um modelo atmosférico tridimensional com a TSM constante e homogênea. Foram realizados quatro experimentos, simulando as estações do verão, outono, inverno e primavera. Foi verificado que o vento possui comportamento de brisa e é mais intenso próximo da costa. A brisa marítima é mais intensa durante a primavera e verão, e menos intensa no outono e inverno. Os autores observaram também que durante todos os períodos a brisa marítima se inicia próxima da costa. Comparando os resultados para a primavera e outono, foi observado que a brisa marítima se inicia mais cedo durante a primavera, com defasagem de uma hora.

Ribeiro (2011) utilizou um modelo acoplado atmosférico-oceânico para investigar a interação entre a ressurgência costeira e a brisa marítima em Cabo Frio - RJ. Dois experimentos foram realizados com o modelo acoplado: um com um campo inicial de TSM, representativo da ocorrência de ressurgência costeira; e o outro com um campo

constante e homogêneo de TSM de 26°C. Os resultados representaram que a ressurgência não intensifica a brisa.

Através de estimativas de satélites, Castelão (2012) estudou a variabilidade da tensão de cisalhamento do vento e da TSM ao largo de Cabo Frio. O autor concluiu que o rotacional da tensão de cisalhamento do vento na superfície do oceano está correlacionado com a TSM e com o vento perpendicular aos gradientes de TSM. Castelão (2012) sugeriu que os ventos predominantemente de nordeste são menos intensos próximos à costa, sobre águas frias provenientes da ressurgência, gerando anomalias negativas do rotacional da tensão de cisalhamento do vento.

## **2.6. Estimativas de temperatura da superfície do mar por sensores a bordo de satélites**

Como descrito por Freitas (2014) a TSM pode ser estimada por radiômetros orbitais operando na faixa do infravermelho termal, entre 3-4  $\mu\text{m}$  e 10-12  $\mu\text{m}$  e de micro-ondas, entre 3 e 50 mm. A TSM estimada por infravermelho apresenta como vantagem a alta resolução espacial com, aproximadamente, 1km no nadir, além de longa série de dados com mais de 20 anos. Como desvantagem, a TSM estimada por infravermelho é limitada pela cobertura de nuvem. A TSM estimada por micro-ondas tem menor resolução espacial (~25km), porém, não é limitada pela cobertura de nuvens (Chin *et al.*, 2013).

Diversas missões satelitais, tanto geoestacionárias quanto polares, equiparam radiômetros termais operando no infravermelho termal ou nas micro-ondas passivas, dando origem a um grande número de bases de dados com diferentes resoluções temporais, espaciais e radiométricas (Freitas, 2014).

De acordo com Matos *et al.* (2009), um importante desafio que se coloca as bases de dados globais de TSM é a acurácia na representação de feições dinâmicas, com acentuado gradiente horizontal de temperatura, tais como os encontrados em regiões de frentes termais. A região de ressurgência nas proximidades de Cabo Frio e a frente interna da Corrente do Brasil (CB), nas proximidades da quebra da plataforma continental, onde o gradiente de TSM pode chegar a 0,3°C/km (Lorenzetti *et al.* 2008) são alguns exemplos destas áreas na costa sudeste brasileira. Imprecisões na representação da TSM, seja por efeito de cobertura de nuvens para os sensores operando

no infravermelho termal, ou causadas pela baixa resolução espacial para os radiômetros de micro-ondas, podem contribuir para uma representação inadequada ou o mascaramento de algumas feições oceanográficas presentes na região (Matos *et al.*, 2009).

Alguns produtos de TSM são gerados a partir da composição de diferentes sensores e satélites operando em diferentes faixas espectrais. Neste contexto foi criado o Grupo para Temperatura da Superfície do Mar de Alta Resolução (*Group for High Resolution Sea Surface Temperature* (GHRSSST) ([www.ghrsst.org](http://www.ghrsst.org)). Esse grupo criou padrões de armazenamento e distribuição das bases de dados, fornecendo subsídios para grupos de pesquisa gerarem novas bases de dados multissensores.

Matos *et al.* (2009) compararam duas bases de dados de TSM de alta resolução espacial ( $<1^\circ$ ) e temporal (diária), a fim de verificar similaridades e diferenças entre as mesmas e indicar qual delas pode melhor representar as feições oceânicas presentes na costa sudeste-sul brasileira, entre as latitudes de  $18^\circ\text{S}$  e  $29^\circ\text{S}$  e longitudes de  $32^\circ\text{W}$  a  $50^\circ\text{W}$ . Um dos conjuntos de dados comparados por Matos *et al.* (2009) é a base de dados de TSM diários produzida pelo *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), provenientes da análise *Real-Time Global Sea Surface Temperature, High-Resolution* (RTG\_SST\_HR), de resolução espacial de  $0,083^\circ$  (aprox. 10 km). A outra base de dados de TSM diária utilizada é proveniente da base *Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis* (OSTIA) disponibilizada pelo *United Kingdom Meteorological Office*, através do projeto GHRSSST, de resolução espacial de  $0,05^\circ$  (aprox. 6 km) (Stark *et al.*, 2007). Matos *et al.* (2009) verificaram que a diferença entre as duas bases é acentuada principalmente nos meses mais frios, enquanto nos meses de verão os resultados encontrados são bastante parecidos, excetuando-se pela região de ressurgência de Cabo Frio.

### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia do presente estudo consiste na investigação da influência da TSM na simulação computacional da circulação atmosférica e da temperatura do ar próxima da superfície, na região costeira do Estado do Rio de Janeiro. Para tal, foi utilizado o modelo numérico atmosférico WRF, com o núcleo dinâmico ARW. Na Seção 3.2.1 há uma descrição do modelo WRF e as configurações utilizadas neste estudo. Além disso, foram analisados dados meteorológicos e oceanográficos descritos na Seção 3.3.

Os modelos regionais necessitam de condições iniciais e de contorno, geralmente provenientes de modelos globais. Neste estudo, são utilizados os resultados do *Global Forecast System* (GFS) como condições iniciais e de contorno, descritos na Seção 3.1.1. Devido às variações de TSM associadas a processos regionais costeiros não serem representadas pelos campos do GFS e com o intuito de uma melhor representação espacial da TSM, buscou-se uma base de dados de estimativas de TSM com alta resolução espacial, a qual é descrita na Seção 3.2.

Ao largo de Cabo Frio, a ocorrência de eventos de ressurgência é responsável pelo desenvolvimento e manutenção de intensos gradientes de TSM. Por este motivo, buscou-se analisar um período com a ocorrência de ressurgência costeira na região de Cabo Frio. Para definir o período de estudo, foram analisados dados de uma boia meteoceanográfica localizada na região costeira do município de Arraial do Cabo-RJ, na qual eventos de ressurgência de Cabo Frio podem ser identificados. A determinação do período analisado é descrita na Seção 3.4.1.

Dados de vento e temperatura do ar, medidos pela boia meteoceanográfica e por estações meteorológicas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) foram utilizados para comparação com os resultados do modelo WRF no domínio de maior resolução espacial. Os pontos da grade numérica comparados são descritos na seção 3.4.3.

Foram realizadas duas simulações numéricas da atmosfera, que se diferenciam apenas pela condição de contorno da TSM. A descrição destes dois experimentos é realizada na Seção 3.4.

### 3.1. Modelos numéricos

#### 3.1.1. O *Global Forecasting System model*

O *Global Forecasting System model* (GFS) é um modelo de previsão numérica do tempo desenvolvido pelo *National Centers for Environment Prediction* (NCEP). Este modelo é executado 4 vezes ao dia (00, 06, 12, 18 Z), sendo disponibilizadas previsões a cada 3 horas, igualmente espaçadas em 0.5 de longitude/latitude e 27 níveis na vertical. O GFS é um modelo acoplado, composto pelos componentes atmosférico, oceânico, terrestre e de gelo marinho. Informações sobre os modelos utilizados pelo GFS foram descritos por Saha *et al.* (2010).

O *Global Data Assimilation System* (GDAS) é o sistema utilizado pelo GFS para dispor dados observados em grade, com o intuito de inicializar previsões do tempo utilizando dados observados. Dados observados em superfície, coletados por balões, perfis do vento, medidos por boias, observações de radar, estimativas de satélite, são dispostos pelo GDAS em uma grade com 3 dimensões.

No primeiro tempo de simulação do modelo WRF os resultados do GFS são utilizados como condições iniciais e de contorno, e nos tempos seguintes, são utilizados apenas como condições de contorno. Como as previsões do GFS tem resolução temporal de 3 horas, são calculadas tendências, definidas como:

$$U_t = \frac{U_{3h} - U_{0h}}{3h}$$

O que levaria um ponto da grade a partir do valor inicial para um valor no momento seguinte, durante 3 horas de simulação (Skamarock, 2008).

#### 3.1.2. O modelo *Weather Research and Forecasting*

De acordo com Skamarock *et al.* (2008) o modelo atmosférico WRF (*Weather Research and Forecasting*) é um modelo de previsão numérica do tempo, desenvolvido tanto para fins de pesquisa quanto operacionais, por uma série de instituições e agências governamentais norte-americanas, tais como *National Center for Atmospheric Research*

(NCAR), *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), *Forecast Systems Laboratory* (FSL), *Air Force Weather Agency* (AFWA), *Naval Research Laboratory*, *Oklahoma University* e *Federal Aviation Administration* (FAA). O código do modelo é aberto e foi desenvolvido para ser flexível, portátil e eficiente em ambientes de computação paralela.

O modelo WRF pode ser utilizado em aplicações de diferentes escalas espaciais, desde alguns metros até milhares de quilômetros. Há a possibilidade de utilização de sistemas avançados de assimilação de dados, modelos dirigidos de qualidade do ar, acoplamento oceano-atmosfera e simulações idealizadas (<http://www.wrf-model.org/index.php>).

De acordo com Skamarock (2005), no sistema de modelagem WRF existem dois núcleos dinâmicos: o Nonhydrostatic Mesoscale Model (NMM) e o Advanced Research WRF (ARW). Neste estudo foi utilizado o núcleo ARW, no qual as equações de Euler são integradas considerando escoamento do ar como se fosse fluido compressível e não hidrostático, utiliza um sistema de coordenada vertical  $\eta$  que segue a topografia, e grade C de Arakawa. Skamarock (2005) fornece em mais detalhes as diferenças e as características entre os dois núcleos.

Como descrito por Skamarock (2008) o sistema de modelagem WRF é dividido nos módulos de pré-processamento (WRF Preprocessing System - WPS), processamento e pós-processamento. O WPS é um conjunto de três programas que tem o objetivo de preparar as condições iniciais e de contorno, além de adequar as informações de posicionamento, resolução da grade e o tipo de projeção cartográfica para o programa *real*. Os três programas que compõem o WPS são: *geogrid*, *ungrib* e *metgrid*. Cada um dos programas realiza um estágio da preparação: o *geogrid* define os domínios do modelo e interpola os dados de terreno para as grades; o *ungrib* extrai campos meteorológicos no formato GRIB; e o *metgrid* interpola horizontalmente os campos extraídos pelo *ungrib* para as grades do modelo, definidas pelo *geogrid*. A interpolação dos campos meteorológicos para os níveis verticais  $\eta$  do modelo WRF é realizada pelo programa *real*. Finalmente, os arquivos gerados pelo *real.exe* são lidos pelo *wrf.exe*, que é o modelo propriamente dito. O pós-processamento produz arquivos no formato *dat* e *ctl* com visualização direta com o programa Grid Analysis and Display System (GrADS), um popular visualizador de arquivos de dados meteorológicos.

### 3.1.2.1. Esquemas de parametrização

Para representação dos processos sub-grade no modelo WRF são utilizados esquemas físicos de parametrizações, divididos em várias categorias, cada uma contendo diversas opções. A seguir serão listadas estas categorias e outras informações, com ênfase nos esquemas físicos relevantes para este estudo. A descrição será feita de acordo com Skamarock *et al.* (2008).

As categorias físicas disponíveis no WRF são: (1) microfísica, (2) parametrização de cumulus, (3) camada limite atmosférica, (4) modelo da camada superficial atmosférica e de superfície terrestre (física da superfície), e (5) radiação. Estas parametrizações físicas interagem entre si através das variáveis de estado do modelo (temperatura potencial, umidade, vento, etc.) e suas tendências, e através de fluxos na superfície.

O esquema de radiação é o primeiro a ser utilizado, devido à necessidade dos fluxos radiativos nos esquemas de superfície. Posteriormente, é utilizado o esquema da camada superficial atmosférica e em seguida o esquema de superfície terrestre. Os esquemas de superfície também necessitam da precipitação dos esquemas de microfísica e cumulus, mas esta é gerada a partir do passo de tempo seguinte. O esquema da camada limite é inicializado posteriormente aos esquemas de superfície, devido à necessidade dos fluxos de calor e umidade na superfície. Antes do primeiro passo de tempo do modelo os esquemas físicos são inicializados. Nos parágrafos a seguir são descritas em maior detalhe as interações entre os esquemas da CSA, superfície terrestre e CLA, como descrito por Skamarock *et al.* (2008).

O esquema da CSA calcula a velocidade de fricção e os coeficientes de transferência bulk que permitem realizar cálculos dos fluxos de calor e umidade na superfície pelo esquema da superfície terrestre e cálculos do fluxo de momento na superfície pelo esquema da CLA. Sobre superfícies cobertas por água, os fluxos na superfície e os campos diagnósticos são calculados no próprio esquema da CSA. Este fornecem informações da superfície, dependentes da estabilidade atmosférica.

O esquema da superfície terrestre utiliza informações atmosféricas do esquema da CSA, forçante radiativa do esquema de radiação, e precipitação do esquema de microfísica e convecção, juntamente com informações internas das variáveis de estado do solo e propriedades da superfície solo-atmosfera, para fornecer fluxos de calor e umidade sobre pontos terrestres e de gelo marinho. Estes fluxos fornecem a condição de

contorno no nível mais baixo, necessárias para os cálculos do transporte vertical realizado pelo esquema da CLA. Os modelos de superfície terrestre atualizam as variáveis de estado do solo, que incluem a temperatura do terreno (*skin temperature*), perfil da temperatura do solo, perfil da umidade do solo e cobertura de neve. Não há interação horizontal entre os pontos vizinhos no modelo de superfície terrestre e desta forma pode ser considerado como um modelo de uma dimensão para cada ponto continental do domínio.

O esquema da CLA é responsável por estimar os fluxos verticais sub-grade, devido a transportes turbulentos em toda a coluna atmosférica, não apenas na camada limite. Os fluxos superficiais são fornecidos pelos esquemas da CSA e da superfície terrestre. O esquema da CLA determina os perfis do fluxo e então, fornece tendências atmosféricas de temperatura, umidade (incluindo nuvens) e momento horizontal em toda a coluna atmosférica.

### **3.2.2. Configurações**

A seguir serão apresentadas as configurações do modelo WRF utilizadas neste estudo. Serão apresentados os domínios, as resoluções das grades numéricas, e também os esquemas de parametrização utilizados.

#### **3.1.2.2.1. O domínio e as resoluções espaciais**

Foram utilizados três domínios, sendo o primeiro o mais abrangente, com resolução horizontal de 27km, e os outros dois aninhados, com resoluções horizontais de 9km e 3km, decaindo na proporção de 3:1 (Figura 3.1). Os três domínios foram aninhados utilizando interação direcional (“*one-way*”), onde os fluxos entre os domínios ocorrem apenas dos domínios com maior dimensão para os domínios com menor dimensão. Todos os domínios foram configurados com 35 níveis na vertical. Para representar o contorno da superfície terrestre, foi utilizado o conjunto de categorias de uso do solo baseado na classificação de uso do solo Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), do International Geosphere-Biosphere Programme e modificado para o modelo de solo Noah (Wang *et al.*, 2014).

O domínio com maior resolução horizontal abrange quase todo o Estado do Rio de Janeiro e compreende uma ampla área marítima que inclui a plataforma continental. A definição do domínio foi feita de forma com que a região de Cabo Frio estivesse localizada no centro, o mais longe possível da borda, onde o resultado possui maior influência das condições de fronteira.

A dimensão do domínio foi determinada de forma a englobar uma região marítima onde são comumente localizados os maiores gradientes de TSM associados à ressurgência. Também foi levado em consideração que a água ressurgida pode ser advectada por correntes oceânicas para a região costeira a oeste do Estado do Rio de Janeiro. Possivelmente até a Baía de Ilha Grande e a Baía de Sepetiba, como descrito por Lorenzetti e Gaeta (1996). Por este motivo, o contorno oeste do domínio de maior resolução horizontal foi definido até a região da Baía de Ilha Grande (Figura 3.1).

As análises dos campos de vento e temperatura neste estudo foram realizadas apenas para o domínio de maior resolução horizontal (3 km).

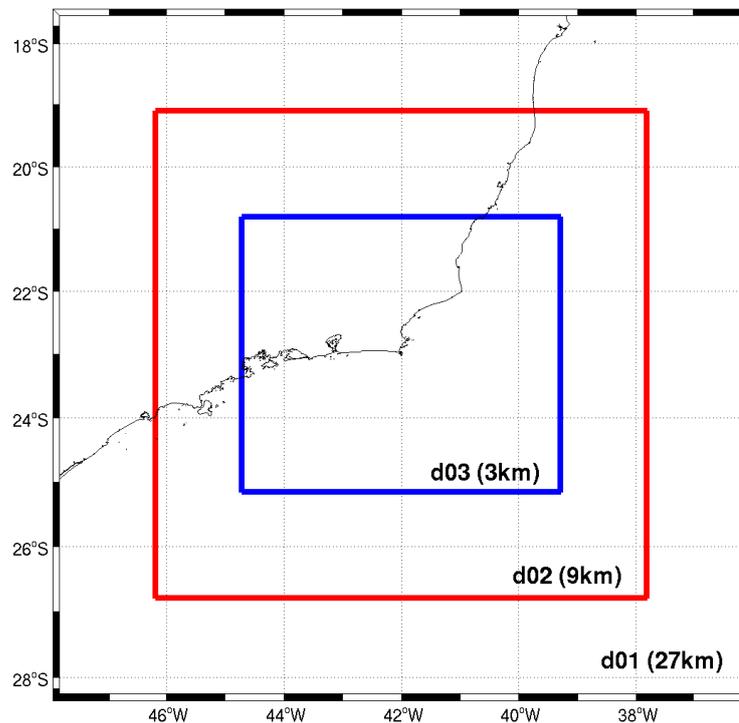


Figura 3.1: Domínios utilizados nas simulações com o modelo WRF.

### 3.1.2.2.2. Esquemas de parametrizações

As parametrizações físicas utilizadas neste estudo estão citadas na Tabela 1.

Tabela 1: Parametrizações físicas utilizadas no modelo WRF.

<b>Categoria</b>	<b>Opção</b>	<b>Referência</b>
Microfísica	WSM 3	Hong <i>et al.</i> (2004)
Radiação de Onda Longa	RRTM	Mlawer <i>et al.</i> (1997)
Radiação de Onda Curta	Dudhia	Dudhia (1989)
Camada Superficial Atmosférica	Revised MM5 Monin-Obuckov	Jimenez <i>et al.</i> (2012)
Superfície terrestre	Noah-MP	Niu <i>et al.</i> (2011) Yang <i>et al.</i> (2011)
Cumulus	Betts-Miller-Janjic	Janjic (1994)
Camada Limite	Grenier-Bretherton-McCaa	(Grenier e Bretherton, 2001)

Neste estudo foi utilizado o conjunto de categorias de uso do solo baseado na classificação de uso do solo MODIS, o que impõe a utilização do esquema de parametrização do solo *Noah land surface model with multiparameterization options* (Noah-MP), descrito por Niu *et al.*(2011) e Yang *et al.* (2011).

Foi utilizado o esquema de parametrização da CLA Grenier-Bretherton-McCaa. Este esquema combina um modelo de fechamento turbulento de 1,5 ordem com entranhamento no topo da CLA (Grenier e Bretherton, 2001). Song *et al.* (2009) e O'Neill *et al.* (2010) utilizaram o modelo WRF com o esquema de CLA Grenier-Bretherton-McCaa para investigar a influência da TSM na circulação atmosférica superficial. Song *et al.* (2009) comparou os resultados do WRF com os esquemas de CLA disponíveis na versão por eles utilizada e verificaram que este esquema foi o que obteve melhor resultado. No modelo WRF, este esquema da CLA está associado ao esquema da camada superficial atmosférica *Revised MM5 surface layer scheme* (Jimenez *et al.*, 2012).

A diferença entre as duas simulações realizadas no presente estudo foi apenas a condição de contorno da TSM. No modelo WRF, os fluxos sobre a superfície do mar

são calculados pelo esquema de parametrização da CSA e no caso do fluxo de calor sensível, a TSM é utilizada diretamente na sua estimativa. Por este motivo, a parametrização da CSA está descrita em maiores detalhes a seguir. Seguindo a notação utilizada por Jimenez *et al.* (2012),  $\theta_g$  significa a temperatura da superfície, que no caso da superfície do mar significa a TSM.

### 3.1.2.2.1. Revised MM5 surface layer scheme

Este esquema de parametrização será descrito a partir do artigo de Jimenez *et al.* (2012). Alguns conceitos apresentados foram descritos em maior detalhe na Fundamentação teórica Seção 2.2. Jimenez *et al.* (2012) realizaram uma investigação com a proposta de melhorar a formulação do WRF para a CSA. Seguindo o artigo de Jimenez *et al.* (2012), primeiramente será descrita a atual formulação do WRF para a CSA (MM5 similarity), e posteriormente será descrita a formulação revisada (Revised MM5 Scheme).

No modelo WRF a CSA é assumida como a primeira camada vertical, na qual os fluxos na superfície são parametrizados utilizando coeficientes adimensionais de transferência bulk, como apresentados nas Equações (2.10), (2.11) e (2.12). As Equações (3.1), (3.2) e (3.3) a seguir representam as parametrizações dos fluxos na superfície de acordo com a notação utilizada por Jimenez *et al.* (2012).

$$\tau = \rho u_*^2 = \rho C_d U^2 \quad (3.1)$$

$$H = \rho c_p u_* \theta_* = -\rho c_p h C_h U (\theta_a - \theta_g) \quad (3.2)$$

$$LH = \rho L_e u_* q_* = L_e \rho M C_q U (q_g - q_a) \quad (3.3)$$

Onde  $\tau$ ,  $H$  e  $LH$  são os fluxos de momento, calor sensível, e calor latente respectivamente;  $\theta_*$  e  $q_*$  são as escalas da temperatura e umidade, respectivamente;  $\rho$  é a densidade do ar na camada superficial;  $c_p$  é capacidade de calor específico à pressão constante;  $U$  é a velocidade do vento próximo da superfície;  $L_e$  é o calor latente de vaporização;  $M$  é a disponibilidade de umidade do solo;  $\theta_a$  e  $\theta_g$  são as temperaturas potenciais do ar e do solo, respectivamente;  $q_g$  é a umidade específica saturada no solo;

$q_a$  é a umidade específica na camada superficial; e  $C_d$ ,  $C_h$ , e  $C_q$  são os coeficientes de transferência bulk adimensionais para momento, calor, e umidade, respectivamente.

A teoria de similaridade de Monin-Obukhov é utilizada pra calcular os coeficientes de transferência *bulk* nas Equações (3.1), (3.2) e (3.3). Como descrito na Seção 2.2, o cisalhamento do vento e o gradiente da temperatura potencial adimensionais são usualmente expressos pelas Equações (2.17) e (2.18).

Para calcular os coeficientes de transferência bulk nos fluxos de momento (Equação 3.1), calor sensível (Equação 3.2) e latente (Equação 3.3), Jimenez (2012) utilizou a teoria de similaridade de Monin-Obukhov, com a constante de von Kármán  $k=0.4$  e  $u_a$  como sendo a velocidade do vento em um nível  $z$ . Integrando as equações (2.17 e 2.18) na vertical, temos:

$$du = \Phi_m \left( \frac{z}{L} \right) \frac{u_* dz}{k z}$$

$$\int_{z_0}^z du = \frac{u_*}{k} \int_{z_0}^z \Phi_m \left( \frac{z}{L} \right) \frac{dz}{z}$$

$$u_z - u_{z_0} = \frac{u_*}{k} \int_{z_0}^z \Phi_m \left( \frac{z}{L} \right) \frac{dz}{z}$$

Considerando que  $z_0$  é a altura acima da superfície onde o vento decai a zero, então  $u_{z_0} = 0$  e  $u_a$  é a velocidade do vento no nível  $z$ , então  $u_z = u_a$ :

$$u_a = \frac{u_*}{k} \int_{z_0}^z \Phi_m \left( \frac{z}{L} \right) \frac{dz}{z}$$

$$u_a = \frac{u_*}{k} \left[ \ln \left( \frac{z}{z_0} \right) - \Psi_m \left( \frac{z}{L} \right) + \Psi_m \left( \frac{z_0}{L} \right) \right] \quad (3.4)$$

O desenvolvimento realizado para integrar a velocidade pode ser aplicado na integração da temperatura, contudo, a temperatura no nível  $z_0$  não é nula. Dessa forma:

$$(\theta_a - \theta_g) = \frac{\theta_*}{k} \left[ \ln \left( \frac{z}{z_0} \right) - \Psi_m \left( \frac{z}{L} \right) - \Psi_m \left( \frac{z_0}{L} \right) \right] \quad (3.5)$$

$\Psi_{m,h}$  são as funções de similaridade para momento e calor integradas seguindo a definição abaixo:

$$\Psi_{m,h} \left( \frac{z}{L} \right) \equiv \int_0^{z/L} [1 - \Phi_{m,h}(\xi)] \frac{d\xi}{\xi}$$

Explicitando  $C_d$  na Equação (3.1),  $C_d = \frac{u_*^2}{U^2}$  e a assumindo que  $U = u_a$ , temos que  $C_d = \frac{u_*^2}{u_a^2}$ .

Utilizando  $u_a$  a partir da Equação (3.4) e negligenciando a contribuição de  $\Psi_m(z_0/L)$ , tem-se:

$$\begin{aligned} C_d &= \frac{u_*^2}{\left( \frac{u_*}{k} \left[ \ln \left( \frac{z}{z_0} \right) - \Psi_m \left( \frac{z}{L} \right) \right] \right)^2} = \frac{u_*^2 (k^2 / u_*^2)}{\left( \left[ \ln \left( \frac{z}{z_0} \right) - \Psi_m \left( \frac{z}{L} \right) \right] \right)^2} \\ &= \frac{k^2}{\left( \left[ \ln \left( \frac{z}{z_0} \right) - \Psi_m \left( \frac{z}{L} \right) \right] \right)^2}, \end{aligned} \quad (3.6)$$

Analogamente, combinando a Equação (3.2) com a (3.4), e negligenciando a contribuição de  $\Psi_m(z_0/L)$ , é possível obter os coeficientes bulk para o calor sensível:

$$C_h = \frac{k^2}{\left[ \ln \left( \frac{z}{z_0} \right) - \Psi_m \left( \frac{z}{L} \right) \right] \left[ \ln \left( \frac{z}{z_0} \right) - \Psi_h \left( \frac{z}{L} \right) \right]}, \quad (3.7)$$

As funções de similaridade integradas são calculadas de acordo com quatro regimes de estabilidade (Zhang e Anthes, 1982) definidas em termos do número de Richardson *bulk*:

$$Ri_b = \frac{g}{\theta_a} z \frac{\theta_{va} - \theta_{vg}}{U^2}, \quad (3.8)$$

Onde  $g$  é a aceleração gravitacional,  $\theta_{va}$  é a temperatura potencial virtual do ar na CSA, e  $\theta_{vg}$  é a temperatura potencial virtual do solo. Para impedir  $Ri_b$  excessivamente altos, um limite inferior de  $0.1 \text{ ms}^{-1}$  é aplicado para  $U$ .

O primeiro regime,  $Ri_b \geq 0.2$ , é associado a condições estáveis (à noite), quando não há turbulência.

$$\Psi_m = \Psi_h = -10 \ln\left(\frac{z}{z_0}\right), \quad (3.9)$$

O segundo,  $0 < Ri_b < 0.2$ , corresponde a um regime de turbulência mecânica amortecida, onde

$$\Psi_m = \Psi_h = -5Ri_b \frac{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)}{1.1 - 5Ri_b}, \quad (3.10)$$

O terceiro regime,  $Ri_b = 0$ , está associado à convecção forçada:

$$\Psi_m = \Psi_h = 0, \quad (3.11)$$

E o quarto regime,  $Ri_b < 0$ , está associado com a convecção livre:

$$\Psi_m = 2 \ln\left(\frac{1+x}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) - 2 \tan^{-1}x + \frac{\pi}{2}, \quad (3.12)$$

$$\Psi_h = 2 \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) \quad (3.13),$$

Onde  $x = [1 - 16(z/L)]^{1/4}$  e o parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov:

$$\frac{z}{L} = k \frac{g}{\theta_a} z \frac{\theta_*}{u_*^2} \quad (314)$$

é calculado usando a velocidade de fricção,  $u_* = kU[\ln(\frac{z}{z_0}) - \Psi_m(z/L)]$ , e a escala de temperatura,  $\theta_* = k(\theta_a - \theta_g)/[\ln(z/z_0)\Psi_h(z/L)]$ , proveniente do passo de tempo anterior.

O vento, temperatura, e umidade são diagnosticados nas alturas típicas de observação (vento em dez metros, e umidade e temperatura em dois metros) utilizando as equações adimensionais integradas, assumindo que  $u_*$ ,  $\theta_*$  e  $q_*$  são constantes com a altura. Utilizando a Equação (3.4) para obter uma expressão para o vento em 10m ( $z = 10$ ) e dividindo pela forma geral da mesma Equação (3.4) leva a seguinte equação, na qual não há a dependência da velocidade de fricção ( $u_*$ ):

$$u_{10m} = u_a \frac{\ln(\frac{10}{z_0}) - \Psi_m(\frac{10}{L})}{\ln(\frac{z}{z_0}) - \Psi_m(\frac{z}{L})}$$

Um procedimento análogo é utilizado para obter uma expressão para a temperatura em 2 metros.

$$\theta_{2m} = \theta_g + (\theta_a - \theta_g) \frac{\ln(\frac{2}{z_0}) - \Psi_h(\frac{2}{L})}{\ln(\frac{z}{z_0}) - \Psi_h(\frac{z}{L})}$$

A seguir serão citadas as modificações propostas por Jimenez *et al.* (2012) para a revisão da formulação para a CSA. Para maiores informações, consultar o artigo de Jimenez *et al.* (2012). A primeira modificação foi introduzida para fornecer uma formulação mais adequada da teoria da similaridade para situações de fortes condições instáveis/estáveis. A seguinte função é utilizada para calcular as funções de similaridade integradas.

$$\Psi_{h,m} = \frac{\Psi_{Kh,m} \left(\frac{z}{L}\right) + \left(\frac{z}{L}\right)^2 \Psi_{Ch,m} \left(\frac{z}{L}\right)}{1 + \left(\frac{z}{L}\right)^2} \quad (3.15)$$

$$\Psi_{Ch,m} = \frac{3}{2} \ln \left( y^2 + y + \frac{1}{3} \right) - \sqrt{3} \arctan \left( 2y + \frac{1}{\sqrt{3}} \right) + \pi/3$$

Onde  $y = [1 - \alpha_{h,m}(z/L)]^{1/3}$  e  $\alpha_m = 10$  e  $\alpha_h = 34$  (Grachev *et al.*, 2000).

$\Psi_{Kh}$  representa a contribuição das funções do tipo Kansas (Paulson, 1970) e  $\Psi_{Ch}$  representa a contribuição da convecção. Maiores detalhes em Fairall *et al.* (1996).

Para a parte estável, a formulação proposta por (Cheng and Brutsaert, 2005) é adotada. As funções  $\Psi$  propostas por (Cheng and Brutsaert, 2005) são:

$$\Psi_m = -a \ln \left\{ \frac{z}{L} + \left[ 1 + \left( \frac{z}{L} \right)^b \right]^{\frac{1}{b}} \right\}, \quad (3.16)$$

$$\Psi_h = -c \ln \left\{ \frac{z}{L} + \left[ 1 + \left( \frac{z}{L} \right)^d \right]^{\frac{1}{d}} \right\}, \quad (3.17)$$

Com  $a = 6,1$ ;  $b = 2,5$ ;  $c = 5,3$ , e  $d = 1,1$ . Estas funções são válidas para toda as condições de estabilidade de neutra a muito estável. Maiores detalhes para as derivações das funções em (Cheng and Brutsaert, 2005).

Uma pequena modificação na definição dos coeficientes de transferência *bulk* Equações (3.6) e (3.7) foram introduzidos:

$$C_d = \frac{k^2}{\left[ \ln \left( \frac{z+z_0}{z_0} \right) - \Psi_m \left( \frac{z+z_0}{L} \right) + \Psi_m \left( \frac{z}{L} \right) \right]^2}, \quad (3.18)$$

$$C_h = \frac{k^2}{\left[ \ln \left( \frac{z+z_0}{z_0} \right) - \Psi_m \left( \frac{z+z_0}{L} \right) + \Psi_m \left( \frac{z_0}{L} \right) \right] \left[ \ln \left( \frac{z+z_0}{z_0} \right) - \Psi_h \left( \frac{z+z_0}{L} \right) + \Psi_h \left( \frac{z_0}{L} \right) \right]}, \quad (3.19)$$

Onde os termos extra  $\Psi_m\left(\frac{z_0}{L}\right)$  e  $\Psi_h\left(\frac{z_0}{L}\right)$  foram negligenciados anteriormente nas Equações (3.6) e (3.7) devido aos baixos valores de  $z/L$  e, portanto, a contribuição de  $\frac{z_0}{L}$  pôde ser negligenciada. Contudo, quando altos valores de  $z/L$  são permitidos, a contribuição se torna mais importante.

O número de Richardson (Equação 3.8) deve ser substituído por:

$$Ri_b = \frac{z}{L} \frac{\ln\left(\frac{z+z_0}{z_0}\right) - \Psi_h\left(\frac{z+z_0}{L}\right) + \Psi_h\left(\frac{z_0}{L}\right)}{\left(\left[\ln\left(\frac{z+z_0}{z_0}\right) - \Psi_m\left(\frac{z+z_0}{L}\right) + \Psi_m\left(\frac{z_0}{L}\right)\right]\right)^2} \quad (3.20)$$

Os passos para a nova formulação pode ser resumida como segue. Primeiro,  $Ri_b$  é calculado utilizando a Equação (3.8). Então, um valor de  $Z/L$  consistente é obtido pela integração da Equação (3.20). Este valor de  $Z/L$  define a estabilidade atmosférica e é utilizado para calcular o valor das funções  $\Psi_{h,m}$  (Equações 3.15, 3.16 e 3.17) necessários para calcular os coeficientes de transferência *bulk* (Equações 3.18 e 3.19). Finalmente, os valores dos fluxos são calculados (Equações 3.1, 3.2 e 3.3) e as variáveis são diagnosticadas próximas da superfície. A seguir são apresentadas as Equações para o cálculo do vento em 10 metros (3.21) e a temperatura do ar em 2 metros (3.22) na formulação revisada por Jimenez *et al.* (2012).

$$u_{10m} = u_a \frac{\ln\left(\frac{10+z_0}{z_0}\right) - \Psi_m\left(\frac{10+z_0}{L}\right) + \Psi_m\left(\frac{z_0}{L}\right)}{\ln\left(\frac{z+z_0}{z_0}\right) - \Psi_m\left(\frac{z+z_0}{L}\right) + \Psi_m\left(\frac{z_0}{L}\right)}, \quad (3.21)$$

$$\theta_{2m} = \theta_g + (\theta_a - \theta_g) \frac{\ln\left(\frac{2+z_0}{z_0}\right) - \Psi_h\left(\frac{2+z_0}{L}\right) + \Psi_h\left(\frac{z_0}{L}\right)}{\ln\left(\frac{z+z_0}{z_0}\right) - \Psi_h\left(\frac{z+z_0}{L}\right) + \Psi_h\left(\frac{z_0}{L}\right)}, \quad (3.22)$$

### 3.2. A estimativa da temperatura da superfície do mar

No intuito de uma melhor representação espacial da TSM utilizada como condição de contorno, buscou-se uma base de dados de estimativas de TSM com alta resolução espacial. Como descrito na Seção 3.1.2, o programa *ungrib* extrai campos meteorológicos no formato GRIB. Desta forma, estimativas de TSM neste formato já estão prontas para serem utilizadas no pré-processamento das condições iniciais e de contorno. Como sugestão do tutorial *OnLine* do modelo WRF, pode-se utilizar a *Real-Time Global, SST High-Resolution* (RTG\_SST\_HR) como uma boa base de dados de TSM e que já possui arquivos no formato GRIB.

Como descrito por Matos *et al.* (2009), esta base de dados foi gerada a partir da demanda da comunidade científica, principalmente dos sistemas de modelagem e previsão atmosférica e oceânica, por dados de resolução espacial mais alta. As estimativas de TSM são obtidas a partir dos dados dos radiômetros AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) dos satélites NOAA 17 e NOAA 18, que operam na faixa do infravermelho termal e são processados utilizando um algoritmo desenvolvido em conjunto com o Joint Center for Satellite Data Assimilation (JCSDA). Além dos dados de satélite, o processamento ainda inclui dados *in situ* provenientes de navios de oportunidade, boias fixas e boias de deriva.

Como descrito na Seção 2.6, a RTG\_SST\_HR não possui boa representação das águas frias na área da ressurgência costeira na costa sudeste brasileira (Matos *et al.*, 2009). Como já mencionado por Matos (2009) e também em uma análise prévia dessa base de dados realizada neste estudo, é notável observar que o fenômeno da ressurgência costeira ao largo do Estado Rio de Janeiro é representado pela RTG\_SST\_HR apenas ocorrendo entre Cabo Frio(RJ) e Ilha Grande (RJ). Dessa forma, buscou-se outra base de dados para representar a TSM nas simulações.

O *Group for High Resolution Sea Surface Temperature* (GHRSSST) ([www.ghrsst.org](http://www.ghrsst.org)), disponibiliza diversas bases de dados de TSM com alta resolução espacial, gerados a partir da composição de diferentes sensores e satélites operando em diferentes faixas espectrais. Neste estudo é utilizada a *Multi-sensor Ultra-high Resolution Sea Surface Temperature* (TSM MUR), uma das bases de TSM do GHRSSST, adquirida através do sítio <http://mur.jpl.nasa.gov/>.

De acordo com Chin *et al.* (2013) o objetivo do projeto MUR é produzir uma TSM não limitada pela cobertura de nuvens, com aproximadamente 1km de resolução e

intervalo diário, resultado da análise de diversos produtos. Este produto é o resultado da fusão objetiva de dados de temperatura de diferentes sensores, tanto operando no infravermelho (AVHRR E MODIS) quanto micro-ondas (WindSat e AMSR-E). Até o momento, são usados apenas dados coletados no período noturno para evitar o aquecimento solar diurno da superfície do mar.

O GHRSSST define alguns tipos de TSM, e embora o princípio possa ser diferente, todos são conhecidos por estimar a TSM. Por exemplo, a temperatura da “superfície” estimada por sensores no infravermelho e no micro-ondas tem significados diferentes. Sensores no micro-ondas estimam a temperatura da sub-película (1mm de profundidade no oceano), em profundidades no oceano um pouco maiores do que a estimativa da película (1 $\mu$ m) por sensores no infravermelho

Como observado por Freitas (2014) através de análises do produto de TSM MUR, as ilhas costeiras (ex. Florianópolis, Ilhabela, Ilha Grande) e trechos de terra mais estreitos, como a restinga da Marambaia, não são mascarados, contendo pixels com valores de TSM indevidamente.

Freitas (2014) realizou uma validação da TSM MUR por meio de comparação com boias de deriva na região da costa leste, sudeste e sul brasileira. Também foi realizada uma análise sazonal da TSM MUR média entre os anos de 2003 e 2012. A média sazonal de TSM MUR pode ser vista na Figura 3.2. Como verificado por Freitas (2014), sazonalmente, a TSM é maior no verão, atingindo o mínimo no inverno. A temperatura decresce, em todas as estações, em direção ao sul. Sobre a plataforma continental, a temperatura é ligeiramente menor que na região mais profunda, sendo que próximo aos Cabo Frio, Cabo de São Tomé e Cabo de Santa Marta, esta diferença é mais acentuada. Sobre a plataforma sul encontram-se as maiores diferenças entre verão-inverno, ultrapassando os 10°C.

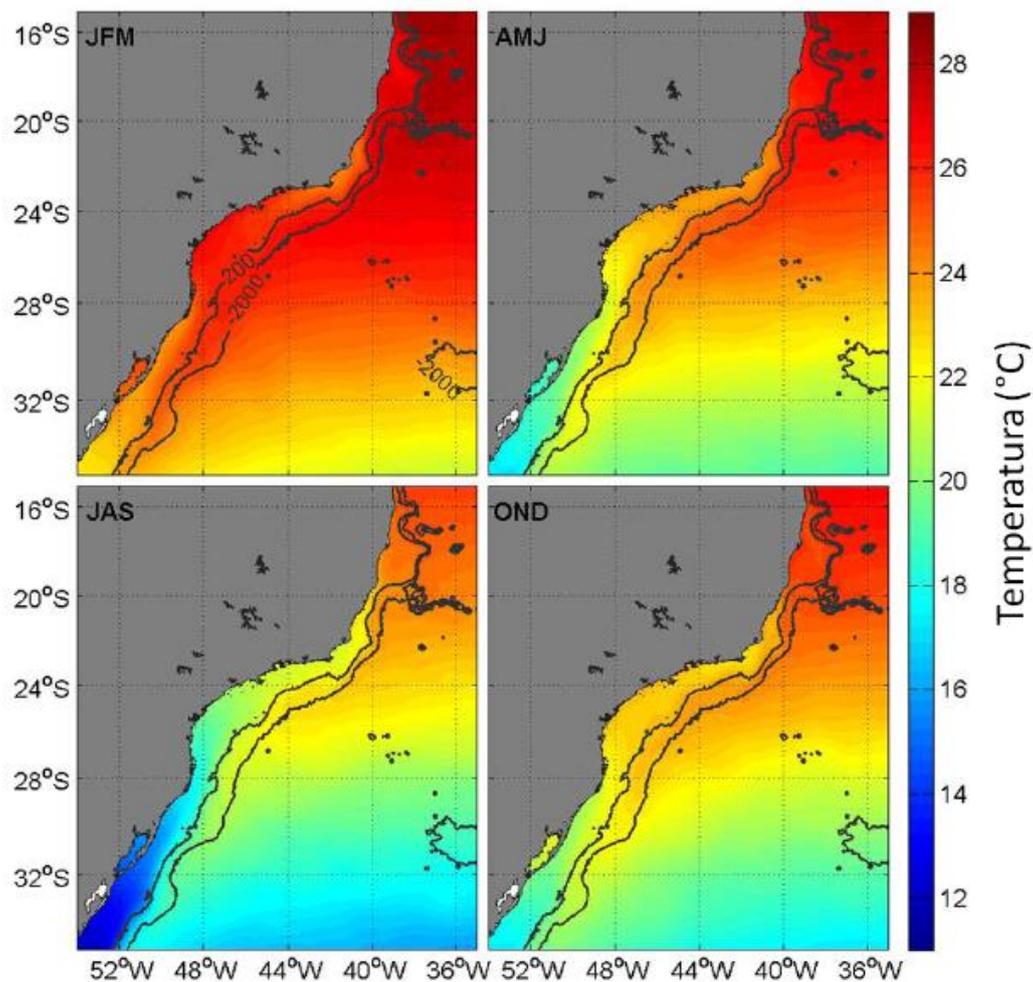


Figura 3.2: Médias sazonais de TSM MUR representando as estações do ano na área de estudo. A) janeiro, fevereiro e março. B) abril, maio e junho. C) julho, agosto e setembro. D) outubro, novembro e dezembro. As isóbatas são de 200m e 2000m, com a profundidade indicada na figura a) (Fonte: Freitas, 2014).

A acurácia da base de dados MUR foi avaliada por Freitas (2014) através da diferença e pela correlação com a TSM medida por derivadores. A avaliação do produto de MUR revelou uma boa representatividade da TSM na região de estudo, com diferença média de 0,088°C e desvio padrão de 0,319°C. Até o momento, ainda não há na literatura uma referência para a acurácia do produto MUR, sendo um resultado inédito obtido por Freitas (2014).

Como descrito por Freitas (2014), em virtude do mascaramento padrão de nuvens dos produtos TSM utilizados pela base MUR (CHIN *et al.*, 2013) associar *flags* de qualidade ruins para nuvens e ressurgências costeiras, a TSM MUR resultante superestima a temperatura nas zonas de ressurgência. Isto se deve ao caráter

intermitente do fenômeno de ressurgências costeiras, cuja duração de poucos dias muitas vezes não é capturada pela TSM Otimamente Interpolada (OI) de “Reynolds” que é gerada semanalmente e é utilizada no cálculo das TSM’s MODIS e AVHRR, utilizados pela base MUR. Um exemplo desta afirmação pode ser vista na Figura 3.3, onde há forte ressurgência costeira em Vitória, no Cabo de São Tomé e no Cabo Frio, com temperaturas abaixo de 18°C na TSM MODIS processada, enquanto a TSM MUR estima em >22°C a temperatura da mesma região.

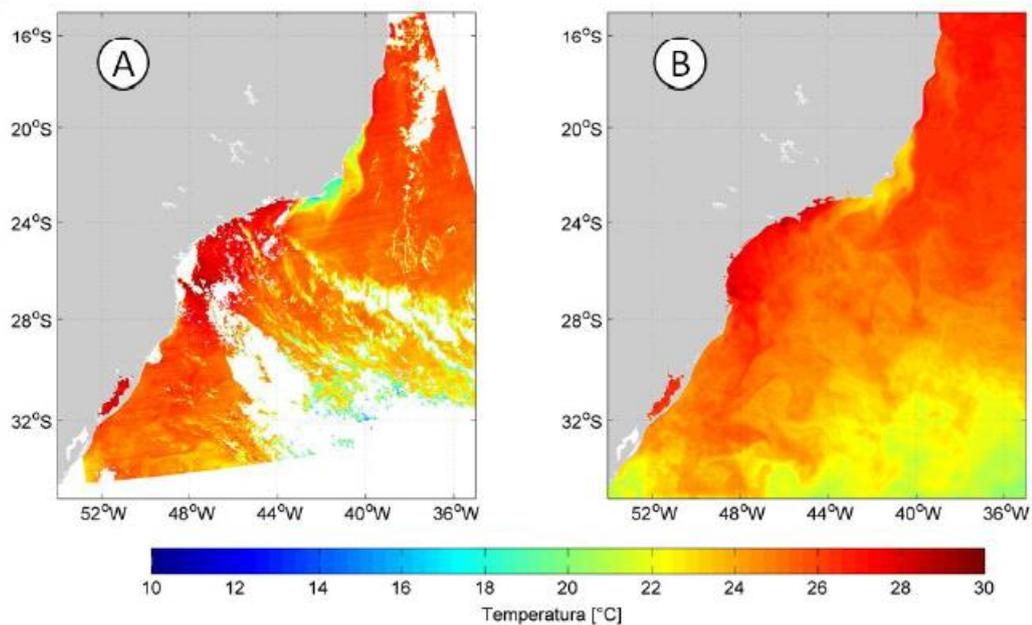


Figura 3.3: TSM do dia 31/12/2007 (A) estimada pelo MODIS/Aqua usando as passagens diurnas, após o pré-processamento e (B) produto MUR (Fonte: Freitas, 2014).

Ressalta-se que apesar de o produto MUR superestimar a TSM nas zonas de ressurgência, a representação espacial é coerente com o descrito na literatura, diferente do produto RTG\_SST\_HR. Pontos positivos do produto MUR em comparação com os produtos disponibilizados pelo GHRSSST são a alta resolução espacial e a cobertura temporal desde o ano de 2002.

### **3.3. Dados meteorológicos e oceanográficos**

A seguir são descritos dados de estações meteorológicas do INMET e de uma boia meteoceanográfica que foram utilizados para comparação com os resultados do modelo. Foram utilizados dados provenientes apenas de estações costeiras no Estado do Rio de Janeiro. Na Seção 3.4.3 estão ilustradas a localização das estações utilizadas e da boia meteoceanográfica.

#### **3.3.1. Dados de estações meteorológicas do INMET**

As estações meteorológicas automáticas do INMET coletam as informações meteorológicas (temperatura, umidade, pressão atmosférica, precipitação, direção e velocidade dos ventos, radiação solar) representativas da área em que está localizada. A cada hora, estes dados são integralizados e disponibilizados para serem transmitidos para o INMET. Para os valores eólicos, os relatórios meteorológicos usam valores médios de 10 minutos. Já para a temperatura o valor "instantâneo" usado em relatórios meteorológicos é a média de um minuto.

Na Tabela 2 estão listadas as estações meteorológicas do INMET das quais foram utilizados os dados, bem como suas respectivas coordenadas (Lat/Lon) e altitudes. Na Figura 3.4 estão ilustradas as localizações das estações meteorológicas do INMET, da boia meteoceanográfica e os pontos da grade numérica do modelo analisados. Uma descrição da boia meteoceanográfica e a definição dos pontos da grade numérica analisados são apresentadas nas próximas seções.

Foram analisados os dados das estações do INMET localizadas apenas na região costeira do domínio de maior resolução horizontal, já que sobre o continente, esta é a região mais influenciada pela TSM.

Tabela 2: Estações meteorológicas do INMET e as respectivas coordenadas (Lat/Lon) e altitudes.

Estação do INMET	Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude (m)
Marambaia	-23.050334	-43.595685	9
Forte de Copacabana	-22.988286	-43.190436	26
Arraial do Cabo	-22.975468	-42.021450	3
Macaé	-22.376318	-41.812053	25
São Tomé	-22.041647	-41.051871	7

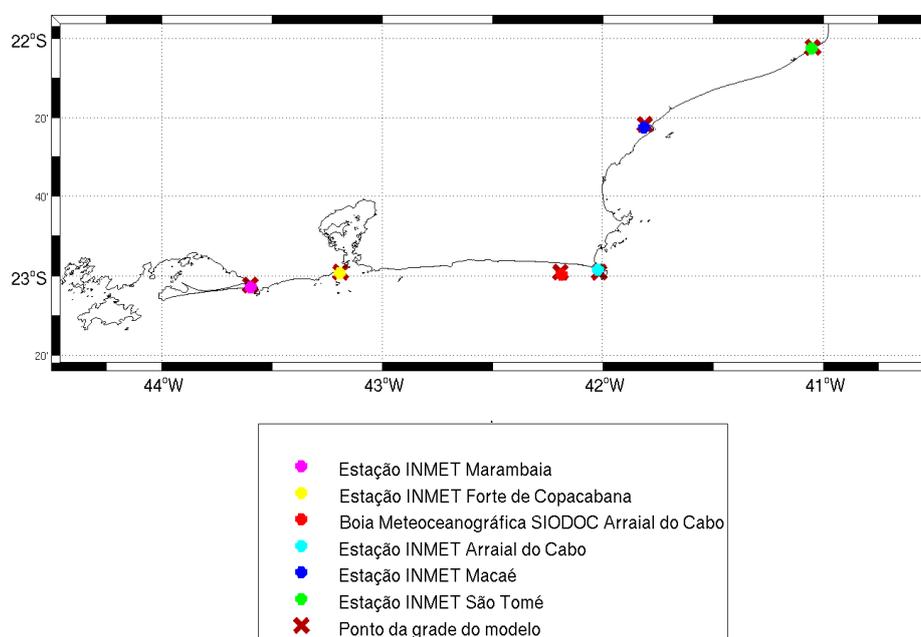


Figura 3.4: Localização das estações do INMET, da boia meteoceanográfica e os pontos da grade numérica do modelo analisados.

### 3.3.2. Dados da boia meteoceanográfica

O subprojeto Sistema Integrado de Obtenção de Dados Oceanográficos (SIODOC) que está inserido no projeto Sistemas de Obtenção de Dados Ambientais para Defesa (SIOCD) tem o objetivo de desenvolver sistemas integrados de obtenção, processamento e apresentação de dados meteorológicos e de acústica submarina da coluna d'água, do solo e subsolo marinhos, de uma área oceânica adjacente a Arraial do Cabo (RJ), com o emprego de uma boia meteoceanográfica com coleta contínua de dados, com transmissão em tempo real para uma estação em terra. A boia meteoceanográfica foi fundeada ao largo de Arraial do Cabo, aproximadamente na latitude -22.99 e longitude -42.18 (Figura 3.4), em 14/07/2013. Os dados são disponibilizados ao público pela *web*.

Os dados são disponibilizados em frequência horária, abrangendo o período de 15/07/2013 ao presente. A boia está equipada com instrumentos para medição de diversos parâmetros atmosféricos a 3m de altura e oceanográficos na superfície do mar e ao longo da coluna d'água (Figura 3.5). A velocidade do vento é medida pelo sensor Windsonic Gill, a temperatura da água na superfície pelo medidor Aanderaa 3919 e a temperatura da água ao longo do cabo pelo medidor SBE37-IM (Sea Bird).

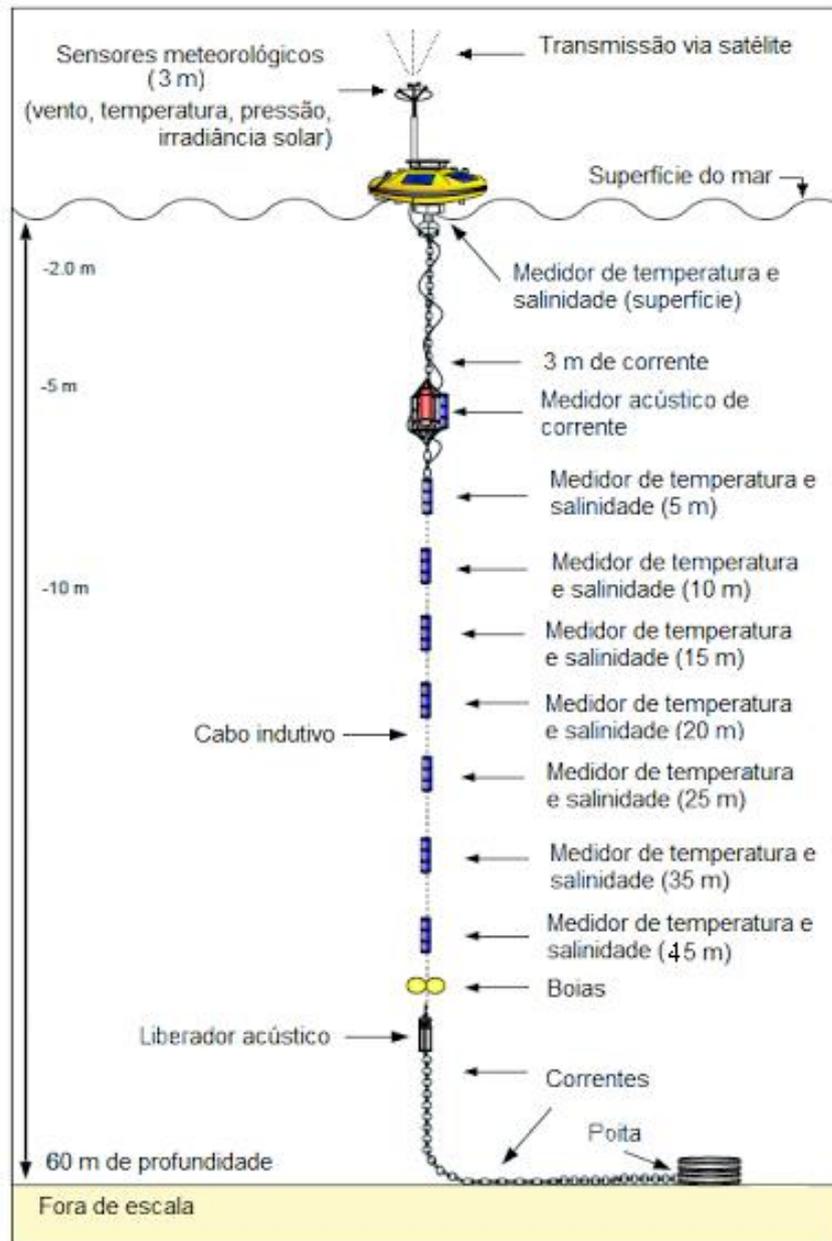


Figura 3.5: Esquema ilustrativo da boia meteoceanográfica fundeada ao largo de Arraial do Cabo – RJ. Fonte: Adaptação da figura obtida através de comunicação pessoal com o Dr. Rogério Candella.

A altura típica para a medição do vento é em 10 metros. Contudo, a medição do vento nesta boia é realizada em 3 metros. Utilizando a relação adimensional apresentada na Equação 2.15 e considerando-a constante, pode-se realizar uma integração entre  $z_0$  e  $z$  e chegar à seguinte equação:

$$u_a = \frac{u_*}{k} \left[ \ln \left( \frac{z}{z_0} \right) \right]$$

Onde  $k$  é a constante adimensional  $k$  de Von Karman,  $u_*$  é a velocidade de fricção,  $z$  é uma altura de referência e  $z_0$  é o comprimento de rugosidade.

Definindo um valor para a constante  $k$  e para o comprimento de rugosidade ( $z_0$ ), e considerando que na altura de 3 metros  $z$  é igual a 3, pode-se utilizar a velocidade do vento em 3 metros medido pela boia, na equação anterior, para calcular a velocidade de fricção ( $u_*$ ). Utilizando a velocidade de fricção calculada e considerando  $z$  igual a 10, pode-se estimar a partir desta mesma equação a velocidade do vento em 10 metros.

Utilizando o procedimento citado no parágrafo anterior, foi estimada a velocidade do vento medido pela boia em 3 metros, na altura de 10 metros. A constante adimensional  $k$  de Von Karman foi considerada igual a 0.4, seguindo Jimenez (2012). O comprimento de rugosidade sobre o oceano pode variar em função da agitação marítima. De acordo com Manwell (2002), o comprimento de rugosidade sobre o oceano tem valor de 0.20 para mar aberto em condição de calmaria e valor de 0.5 para mar agitado. Provavelmente, nos dias analisados, a condição não esteve de calmaria, mas também não chegou a um mar agitado. Definiu-se então um valor de comprimento de rugosidade igual a 0.3. Este valor é inferior ao de um mar agitado e superior ao valor referente à calmaria, porém mais próximo da calmaria.

### **3.4. Experimentos numéricos**

Simulando o período descrito na Seção 3.4.1. foram realizados dois experimentos numéricos. Na Seção 3.4.3 estão descritos os pontos da grade numérica para os quais foram extraídos resultados das simulações com o intuito de comparar com os dados descritos na Seção 3.3.

#### **3.4.1. Definição do período de estudo**

Neste estudo, buscou-se analisar um período com a ocorrência do processo de ressurgência costeira na região de Cabo Frio, caracterizada pelo afloramento da massa d'água ACAS. Para identificar a presença da ACAS, foram utilizados dados medidos pela boia meteoceanográfica descritos na Seção 3.3.2. Devido a um problema de incrustação, os dados de salinidade na superfície do mar medidos na boia meteoceanográfica apresentam problemas e desta forma, apenas dados de temperatura da água do mar foram utilizados para caracterizar o afloramento da ACAS.

A série de dados analisada compreendeu o período de 15/07/2013 a 31/01/2014. Foi verificado que o maior período no qual foram registrados continuamente valores de TSM entre 18 e 6°C, caracterizando a ocorrência de valores típicos de temperaturas para a ACAS de acordo com Sverdrup (1942), e desta forma caracterizando a ocorrência de ressurgência, compreendeu os dias 24, 25 e 26 de janeiro de 2014 (Figura 3.6). Este foi o período utilizado para simulação e análises.

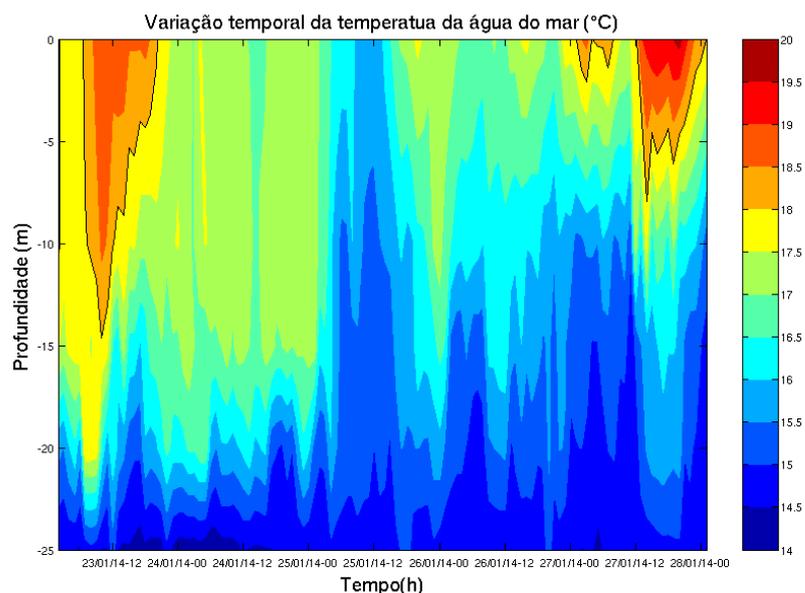


Figura 3.6: Variação temporal da temperatura da água do mar coletada por medidores em uma boia meteoceanográfica localizada ao largo de Arraial do Cabo – RJ em 22.99°S e 42.18°O. A isoterma de 18°C está ilustrada na cor preta. O intervalo de tempo ilustrado compreende o período estudado.

### 3.4.2. Descrição dos experimentos

Foram realizadas duas simulações numéricas da atmosfera, que se diferenciam apenas pela condição de contorno da TSM. Uma simulação foi realizada utilizando condições iniciais e de contorno provenientes apenas de resultados do GFS. Na outra simulação, a condição de contorno da TSM do GFS foi substituída pela estimativa de TSM MUR (descrita na Seção 3.2). O período de simulação compreendeu os dias 24, 25 e 26 de janeiro de 2014, como definido na seção anterior. No ANEXO A é descrito o processamento necessário para utilizar a TSM MUR como condição de contorno no modelo WRF.

Para análise dos resultados, foram desconsiderados os resultados das primeiras seis horas de simulação, devido à estabilização numérica nas primeiras horas.

### 3.4.3. Pontos da grade numérica comparados

Com exceção da estação de Macaé, todas as outras estações do INMET analisadas tiveram ponto da grade numérica mais próximo um ponto sobre a região marinha. Isso ocorreu porque a região considerada como terrestre (ilustrada na cor vinho) não ocupa a região delimitada pela linha de costa (ilustrada na cor branca) e então, diversos pontos que são continentais estão sobre a região considerada coberta por água. Para estas estações, o ponto analisado não foi apenas o mais próximo, mas sim o ponto mais próximo sobre a região considerada como terrestre. O exemplo mais marcante é o da estação do INMET de Arraial do Cabo (Figura 3.7), na qual o ponto mais próximo (ilustrado por um “x” de cor amarela) está sobre a região marinha. Para este ponto, a intensidade do vento em 10 metros simulado é mais intensa que o vento medido na estação. Sobre o ponto terrestre mais próximo (ilustrado por um “x” de cor verde) a intensidades do vento simulado é mais próxima da velocidade medida na estação (Figura 4.24).

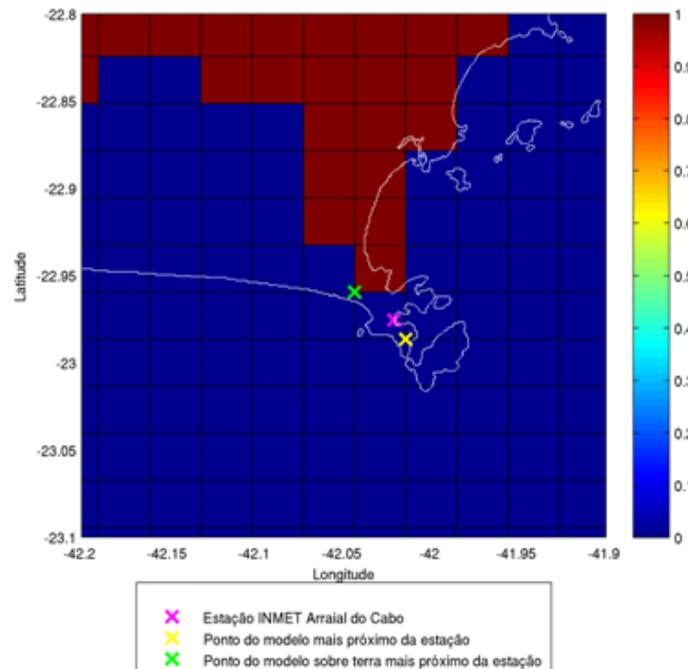


Figura 3.7: Região onde está localizada a estação do INMET de Arraial do Cabo. Pontos da superfície considerados como cobertos por água estão ilustrados pela cor azul (valor 0 na escala de cores). Pontos da superfície considerados terrestres estão ilustrados pela cor vinho (valor 1 na escala de cores).

#### **4. RESULTADOS E DISCUSSÕES**

A seguir, uma síntese das condições de tempo é realizada para o período de análise, através de uma análise sinótica das condições atmosféricas em superfície no período de 24 de janeiro de 2014 às 00Z a 27 de janeiro de 2014 às 00Z, para a região de estudo utilizando como base cartas de pressão ao nível do mar confeccionadas pela Marinha do Brasil (Figura 4.1 e Figura 4.2).

Pode-se observar que durante todo o período de análise a região de estudo esteve sobre a influencia do ASAS. Nota-se a atuação de um sistema frontal no litoral sul do Brasil ente os dias 25 e 26 e posteriormente o deslocamento em direção ao oceano. Contudo, apesar de este sistema frontal não ter se propagado até região sudeste do Brasil, a alta pós-frontal associada a este sistema influenciou a circulação atmosférica no sudoeste da região de estudo durante o dia 26.

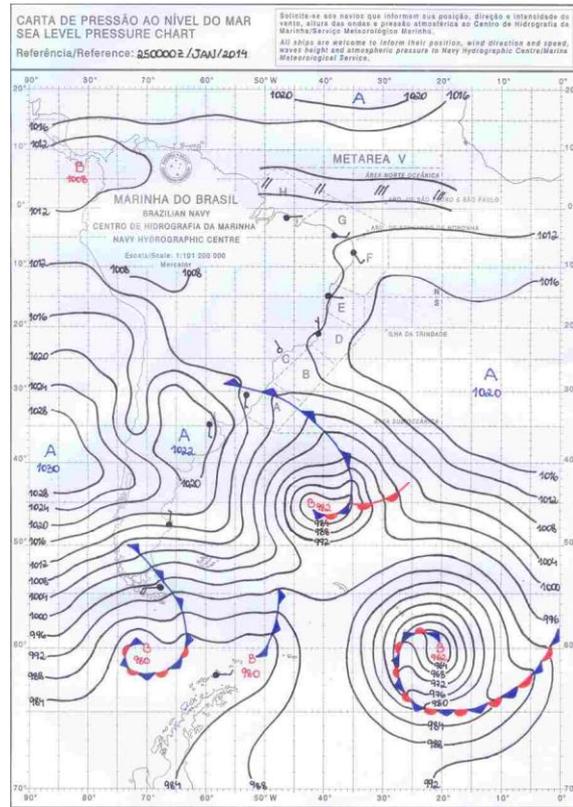
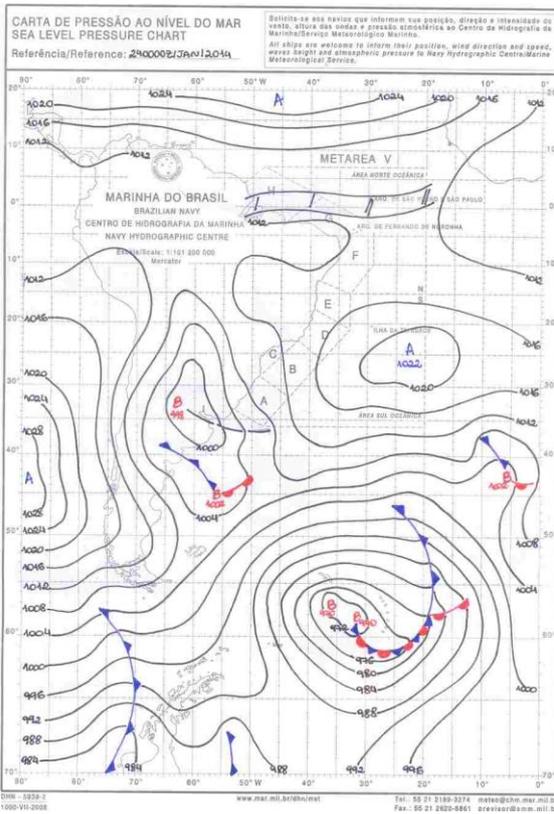


Figura 4.1: Carta de Pressão ao Nível do Mar do dia a) 24/01/2014 às 00Z e b) 25/01/2014 às 00Z – Fonte: Centro de Hidrografia da Marinha.

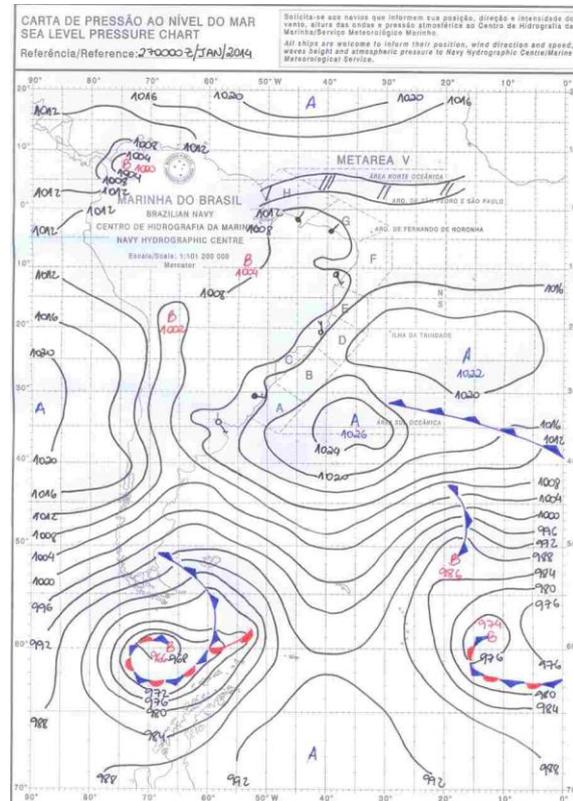
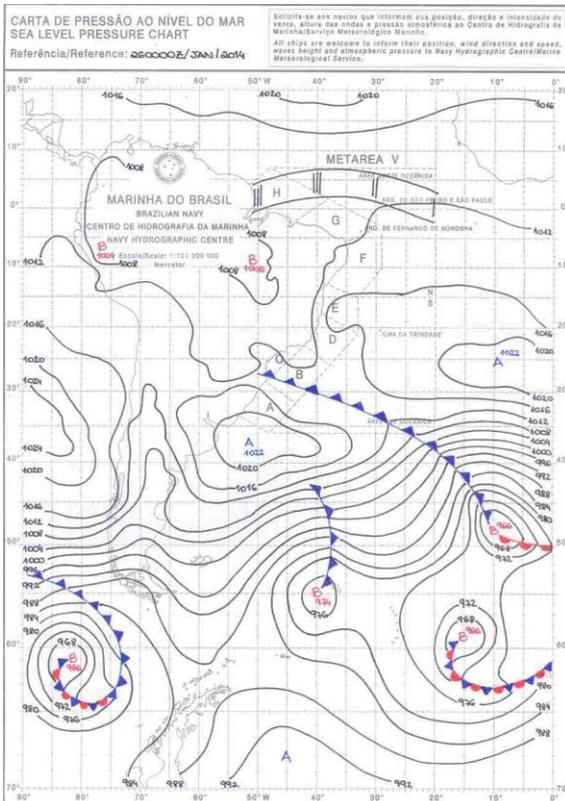
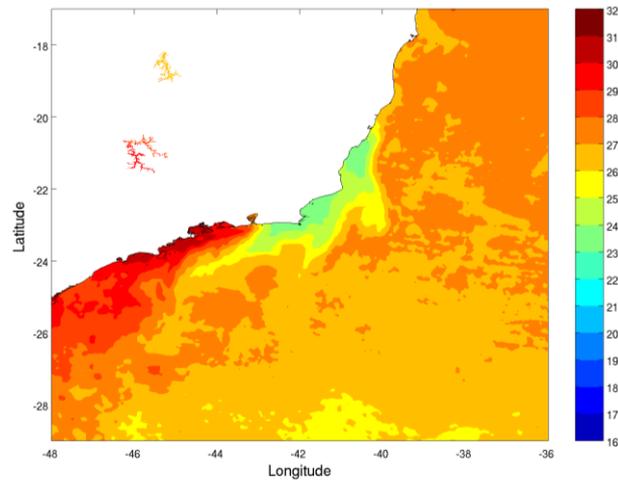


Figura 4.2: Carta de Pressão ao Nível do Mar do dia a) 26/01/2014 às 00Z e b) 27/01/2014 às 00Z – Fonte: Centro de Hidrografia da Marinha.

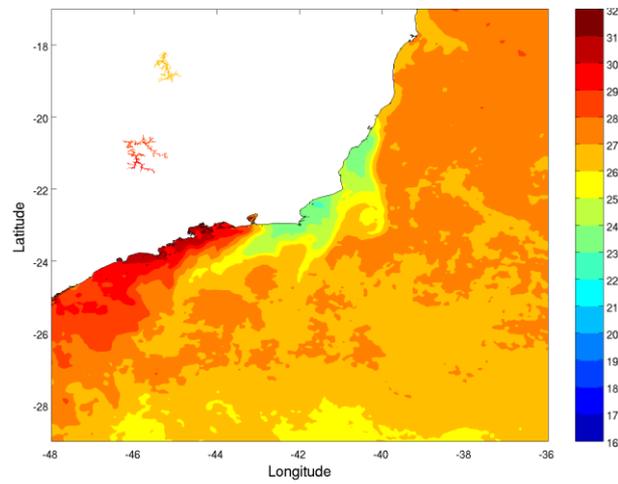
Para a representação do contorno sobre a superfície do mar, neste estudo foram utilizados campos de temperatura da superfície resultados do GFS e campos de TSM MUR. Os campos de TSM MUR são gerados na frequência diária, e na Figura 4.3 estão ilustrados os campos de TSM MUR no período estudado. Pode-se observar para todos os dias que os menores valores de TSM são encontrados sobre a região marinha costeira ao largo de Cabo Frio e também ao sul do Espírito Santo. É importante citar, como observado por Freitas (2014), que os valores de TSM MUR superestimam a TSM nas zonas de ressurgência. Pode ser observado nos campos de TSM MUR (Figura 4.3) para os dias 24, 25 e 26 de janeiro de 2014 que as menores temperaturas não ultrapassam 22°C e em comparação com os dados medidos pela boia meteoceanográfica (Figura 3.5) também verifica-se que a TSM MUR está superestimada na região de ressurgência de Cabo Frio no período analisado, em aproximadamente 6 a 8°C.

Na Figura 4.4 estão representadas as diferenças entre os campos de TSM MUR para os dias de simulação. Verificam-se regiões de dimensões consideráveis com valores de diferença alcançando 2°C. Este fato motivou a TSM não ser considerada constante durante as simulações. Dessa forma, a cada dia de simulação o campo de TSM é atualizado, sendo mantido constante da hora 00Z de um dia até a hora 00Z do outro dia.

a)



b)



c)

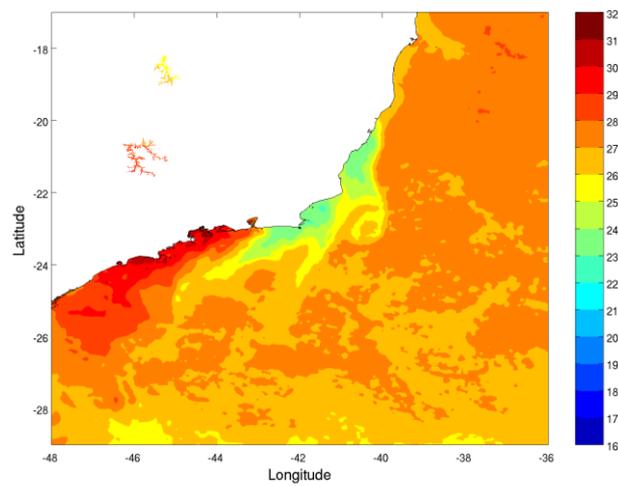
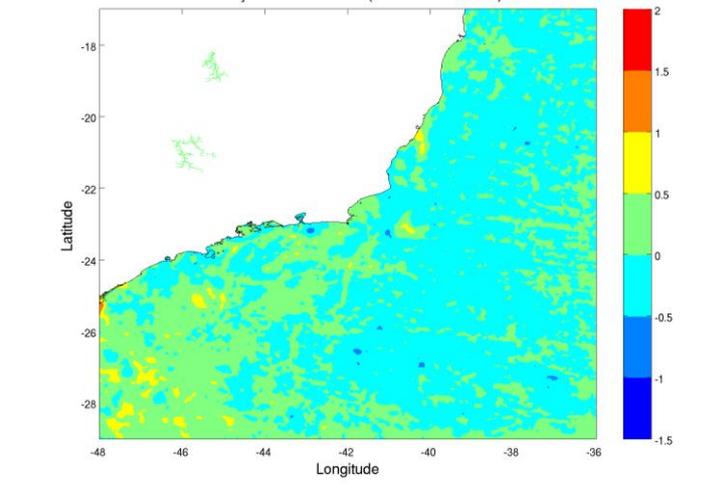
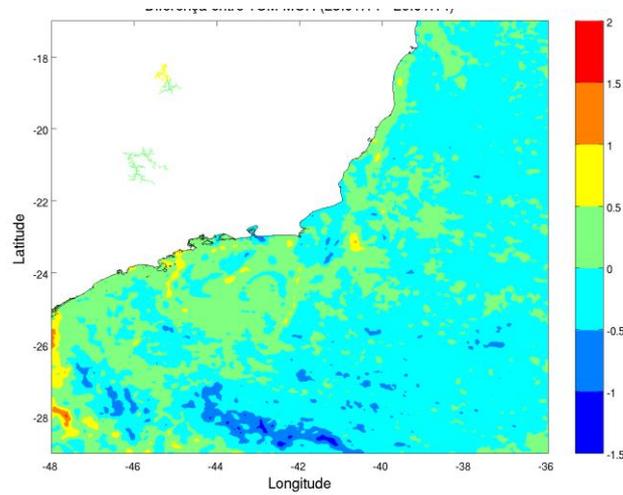


Figura 4.3: Campos de TSM MUR (°C) diários. a) 24/01/2014, b) 25/01/2014 e c) 26/01/2014.

a)



b)



c)

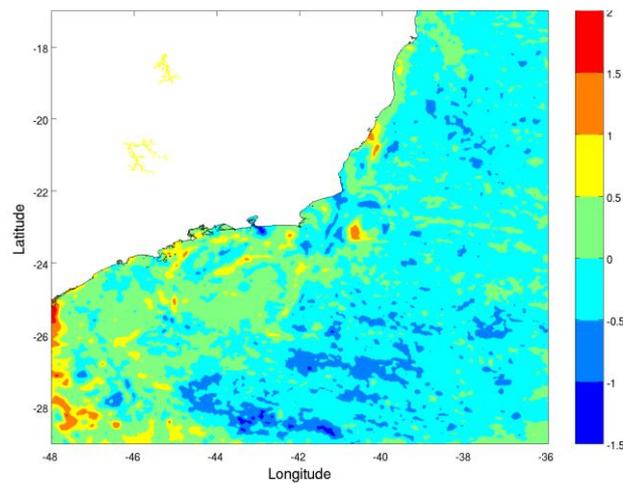
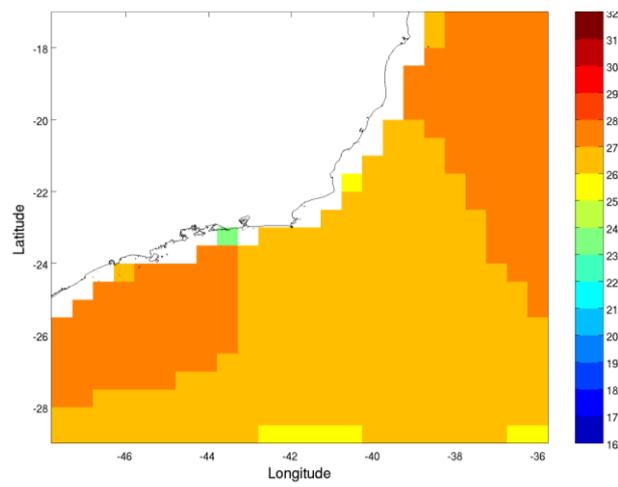


Figura 4.4: Diferenças entre os campos de TSM MUR ( $^{\circ}\text{C}$ ). A) dia 24/01/2014 menos dia 25/01/2014. b) dia 25/01/2014 menos dia 26/01/2014. c) dia 24/01/2014 menos dia 26/01/2014.

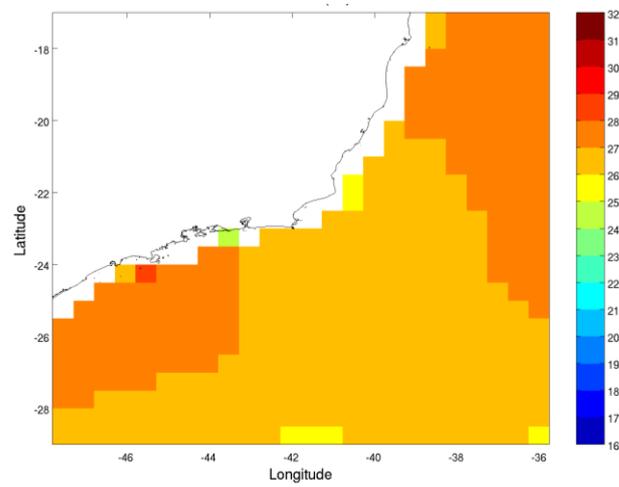
Em relação aos resultados do GFS, não é disponibilizado uma variável de TSM, havendo apenas uma variável para a temperatura em toda a superfície, tanto sobre a terra, quanto sobre a água. Contudo, é disponibilizada uma variável nomeada *Cover Land Sea*, que possui valores que diferenciam as regiões terrestres (valores iguais a 1) das regiões marítimas (valores iguais a zero). Dessa forma, a partir desta variável é possível identificar a região considerada como a superfície do mar, o que possibilita a análise da TSM nos arquivos do GFS. Nas figuras 4.5 a), b) e c) estão representadas as TSM's resultado do GFS referentes a cada dia de simulação. Observa-se em comparação com a TSM MUR (Figura 4.3) a ausência das temperaturas mais frias na região costeira ao largo do Estado do Rio de Janeiro e ao sul do Espírito Santo. É importante notar para todos os dias que o ponto de TSM mais fria nos campos do GFS está localizado entre a Baía de Guanabara e a Baía de Sepetiba, o que contrasta com as TSM's de valores significativamente mais altos nesta região nos campo de TSM MUR.

Os maiores valores de TSM MUR (Figura 4.3) estão localizados entre a Baía de Guanabara e o litoral do Estado de São Paulo. Em algumas regiões estes valores são maiores que 31°C. Comparando com os valores de TSM encontrados por Freitas (2014), os valores de TSM MUR observados são consideravelmente maiores. Esta questão motivou a realização de uma comparação destes valores com a média dos últimos 12 anos de TSM MUR. Na Figura 4.6 a), b) e c) estão representados os valores de diferença de TSM MUR para os dias 24, 25 e 26 de janeiro, entre o ano de 2014 e a média dos últimos 12 anos (compreendendo os anos de 2003 a 2014). Nota-se para todos os campos de diferença que a região costeira entre a Baía de Guanabara e o litoral do Estado de São Paulo apresenta valores positivos de até 5°C. Este fato demonstra que no período simulado as TSM's costeiras entre a Baía de Guanabara e o litoral do Estado de São Paulo estiveram maiores. Por outro lado, ao largo da região de Cabo Frio até o litoral sul do Espírito Santo, região onde são encontradas as menores TSM's, são observados valores até 2°C mais frios.

a)



b)



c)

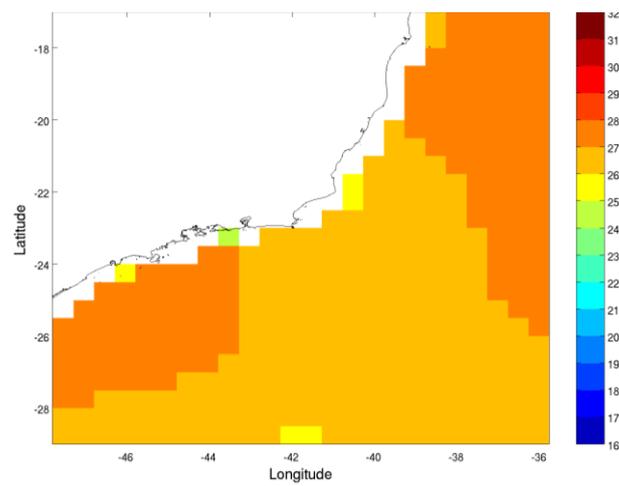
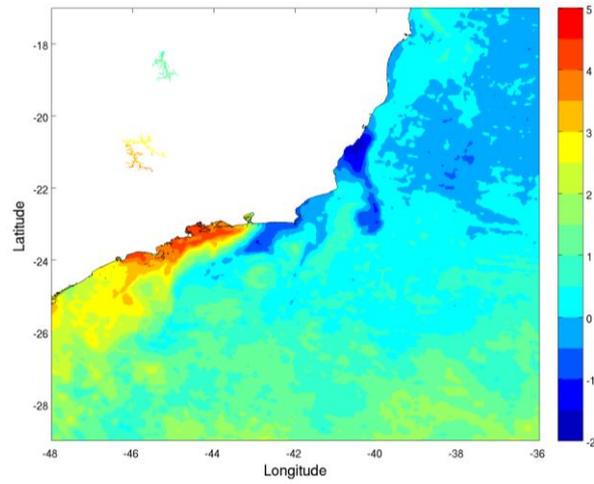
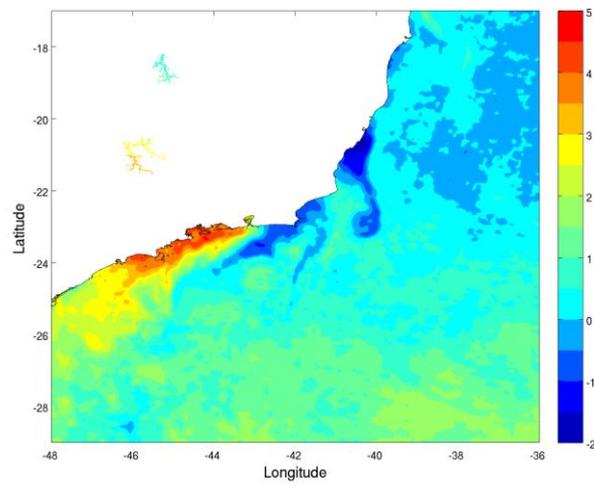


Figura 4.5: Campos de TSM do GFS (°C) às 00Z. a) 24/01/2014, b) 25/01/2014 e c) 26/01/2014.

a)



b)



c)

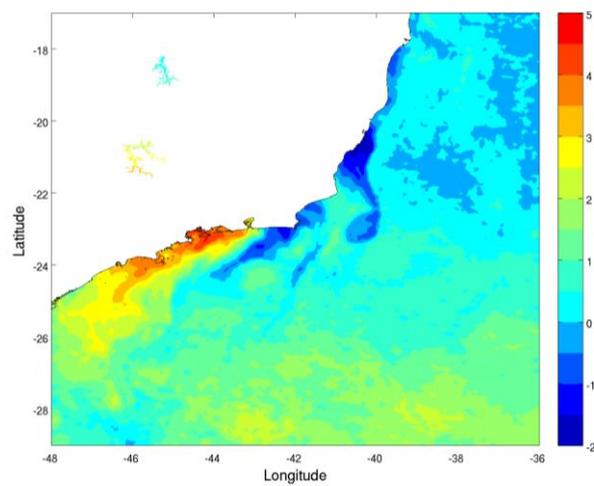


Figura 4.6: Diferenças entre os campos de TSM MUR (°C) referentes ao ano de 2014 e a média entre o período de 2003 a 2014 para os dias a) 24/01/2014, b) 25/01/2014 e c) 26/01/2014.

No modelo WRF, os campos ilustrados nas Figuras 4.3 e 4.5 são interpolados para a resolução horizontal utilizada em cada domínio (Figura 3.1). O WRF também possui uma variável (*LandMask*) com valores que diferenciam as regiões terrestres (valores iguais a 1) das regiões cobertas por água (valores iguais a zero). A região coberta por água não é apenas a região marítima. Grandes lagoas também são consideradas, como por exemplo, a Lagoa de Araruama que abrange diversos municípios da Região dos Lagos e a Lagoa Feia em Campos dos Goytacazes (Figura 4.7). Nota-se que a região continental entre a Lagoa de Araruama e o oceano não foi representada por valores terrestres. É importante ressaltar que toda a temperatura da região considerada coberta água (ilustrado na cor azul na Figura 4.7) está sendo considerada constante em cada dia de simulação, não apenas a TSM.

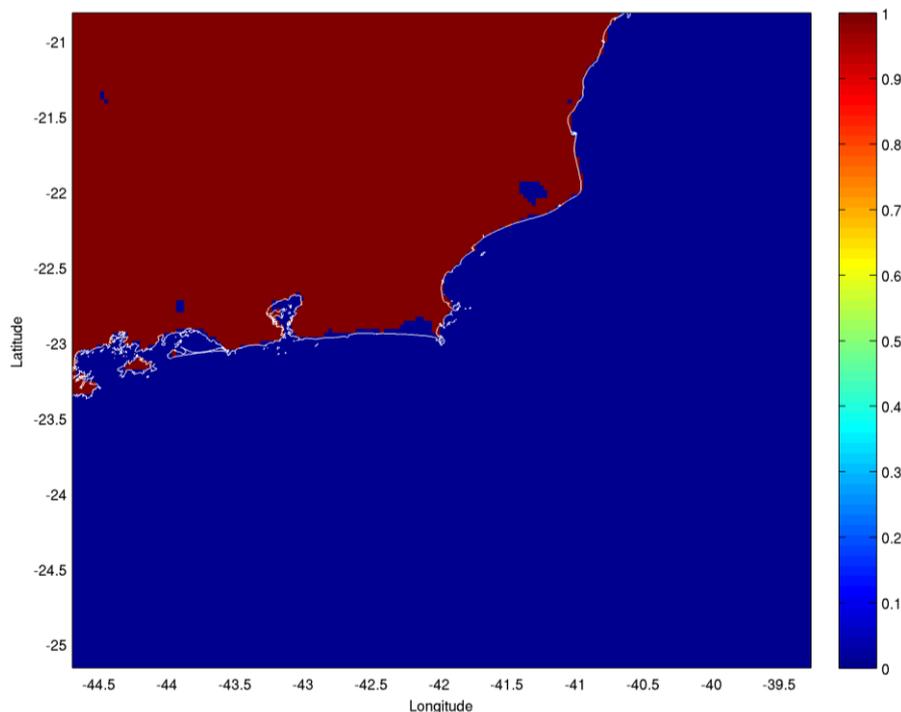
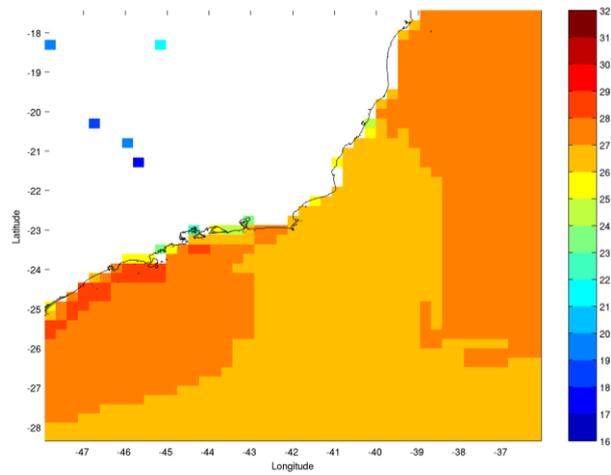


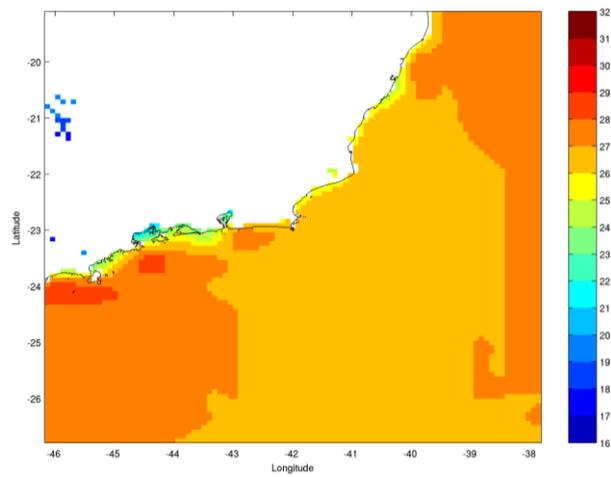
Figura 4.7: Variável *LandMask* resultado do *metgrid* na resolução horizontal de 3km. Pontos da superfície considerados cobertos por água estão ilustrados pela cor azul (valor 0 na escala de cores). Pontos da superfície considerados terrestres estão ilustrados pela cor vinho (valor 1 na escala de cores).

A Figura 4.8 ilustra o resultado da interpolação da TSM do GFS pelo *metgrid* para o dia 24/01/2014. O mesmo padrão espacial da TSM é observado para os dias 25 e 26/01/2014 (figuras não apresentadas neste texto). Nota-se que a região costeira entre a Baía de Guanabara e a Baía de Sepetipa é representada com menores valores de TSM's. Comparando com a Figura 4.5 pode-se observar que esta região com TSM's mais frias está com valores menores que o arquivo de TSM do GFS, o que é gerado pela interpolação com valores terrestres.

a)



b)



c)

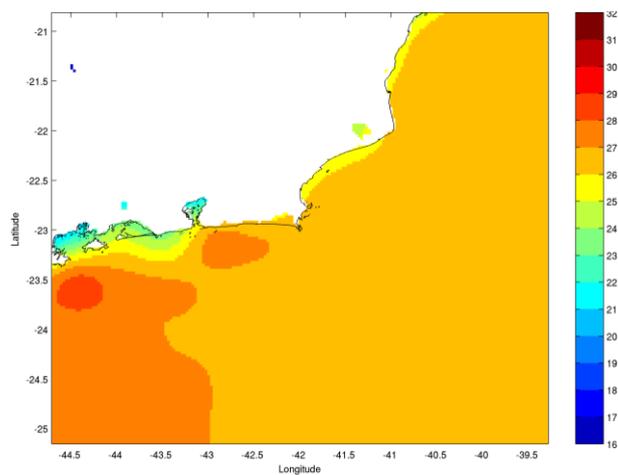
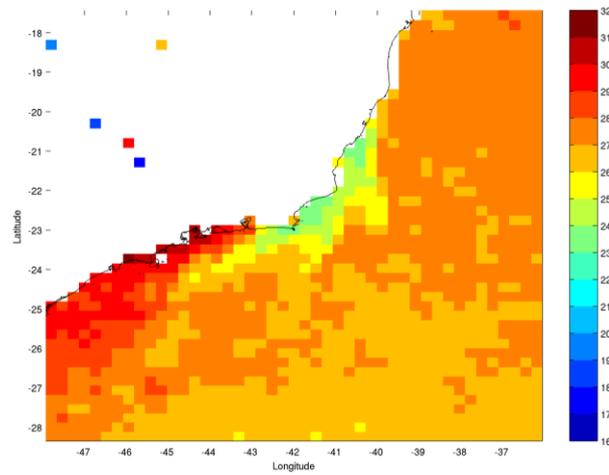


Figura 4.8: Campos de TSM do GFS (°C) resultados da interpolados pelo *metgrid* para o dia 24/01/2014 referentes aos domínios de resolução de a) 27km, b) 9km e c) 3km.

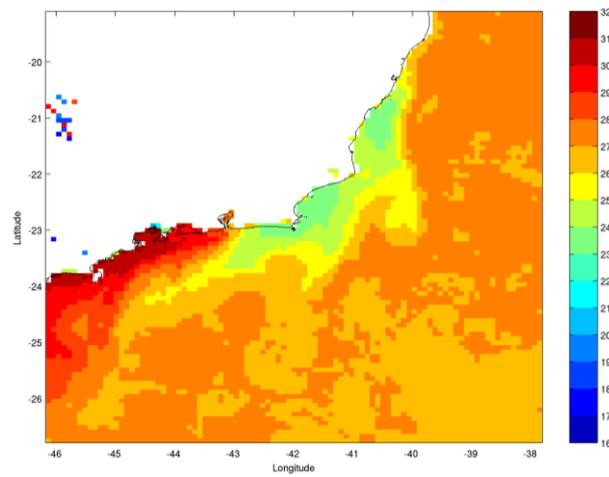
A Figura 4.9 ilustra o resultado da interpolação da TSM MUR pelo *metgrid* para o dia 24/01/2014. O mesmo padrão espacial da TSM é observado para os dias 25 e 26/01/2014 (figuras não apresentadas neste texto).

Podem ser observadas na Figura 4.10 as diferenças das condições de contorno da TSM entre a simulação com a TSM MUR e a simulação com a TSM do GFS. Verifica-se que as maiores diferenças são encontradas na região oceânica costeira entre a Baía de Guanabara e a Baía de Sepetiba. Isso ocorre porque os campos da TSM do GFS interpolado representaram valores de TSM até 11°C mais frios que os campos da TSM MUR. Já na região marinha costeira a leste da Baía de Guanabara até a região norte do domínio podem ser observados valores negativos de até 4°C, o que indica que o campo interpolado de TSM MUR representou valores menores valores de TSM nesta região em comparação com os campos de TSM do GFS. Comparando os valores das condições de contorno da TSM do GFS e da TSM MUR com os valores medidos pela boia meteoceanográfica, verifica-se que a TSM MUR este mais próxima do observado.

a)



b)



c)

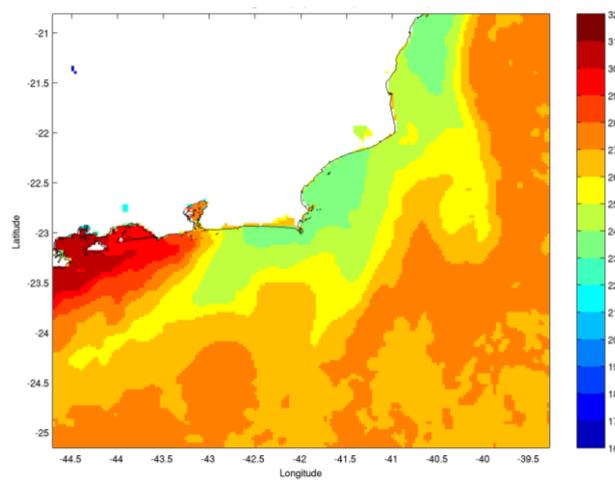
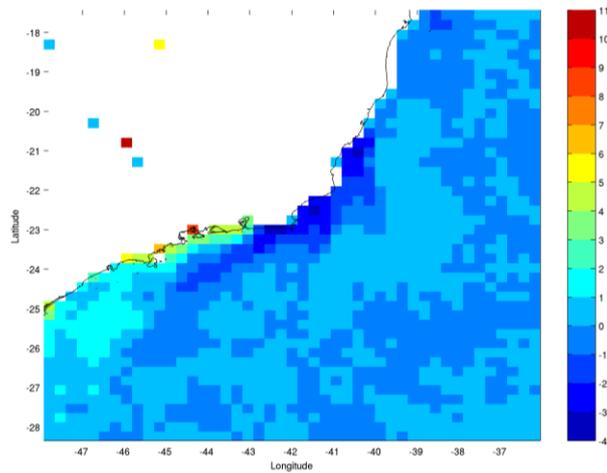
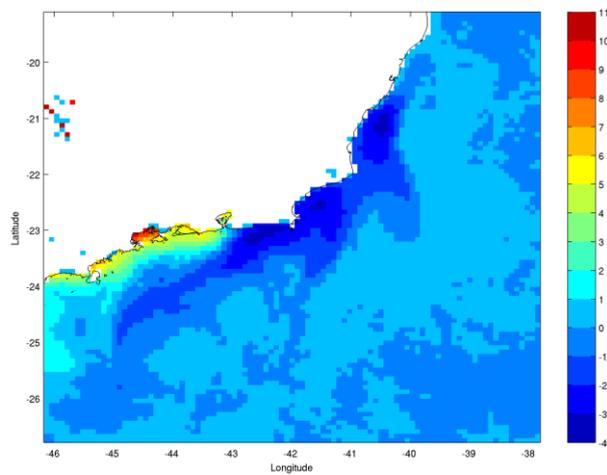


Figura 4.9: Campos de TSM MUR (°C) resultados da interpolados pelo *metgrid* para o dia 24/01/2014 referentes aos domínios de resolução de a) 27km, b) 9km e c) 3km.

a)



b)



c)

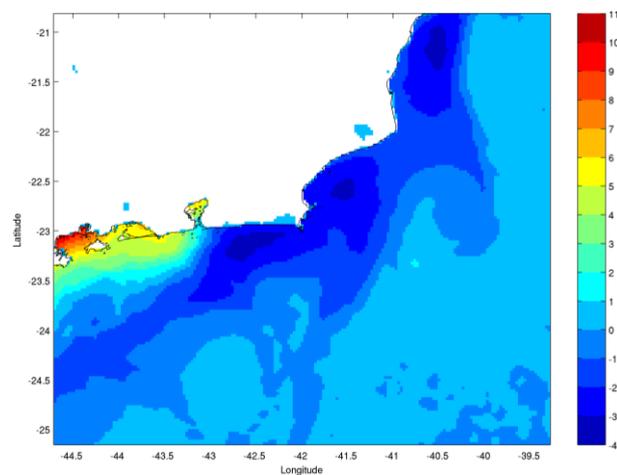


Figura 4.10: Campos de diferença (°C) entre a TSM interpolada MUR e a TSM interpolada do GFS para o dia 24/01/2014 referentes aos domínios de resolução de a) 27km, b) 9km e c) 3km.

Nas figuras 4.11 a 4.16 são apresentados os campos de temperatura da superfície, temperatura do ar em dois metros e vento em dez metros, resultados das simulações para o dia 25 de janeiro de 2014 nos horários das 06Z e 18Z.

Na região oceânica, a temperatura da superfície (Figuras 4.11 e 4.12) tem o comportamento já descrito para as Figuras 4.8, 4.9 e 4.10. No horário das 06Z (Figura 4.11 (a) e (b)), nota-se que a região continental possui baixas temperaturas características dos horários da madrugada. Observa-se na região da Baía de Sepetiba que a TSM MUR representou valores com intensidades entre 5°C e 7°C maiores que a TSM do GFS (Figura 4.11 (c)), o que aumentou o gradiente de temperatura terra-mar neste horário. Pode-se verificar na figura 4.11 (c) que a leste da Baía de Guanabara até a região costeira ao norte do domínio foram representadas menores temperaturas pela TSM MUR, o que diminuiu o gradiente de temperatura terra-mar em relação a simulação com TSM do GFS.

No horário das 18Z (Figura 4.12 (a) e (b)), pode-se notar que a região continental possui temperaturas mais altas, características dos horários da tarde. Para este horário pode-se observar (Figura 4.12 (c)) que a simulação com a TSM MUR representou um menor gradiente de temperatura terra-mar na região a oeste da Baía de Guanabara e um maior gradiente de temperatura terra-mar na região costeira a leste da Baía de Guanabara até o norte do domínio, em comparação com a simulação com TSM do GFS.

Nas Figuras 4.13 e 4.14 estão ilustrados os campos de temperatura do ar em dois metros para os horários das 06Z e 18Z respectivamente. Em relação às figuras 4.11 e 4.12, pode-se observar sobre o oceano, a influência da TSM na temperatura do ar em dois metros.

Pode-se observar nos campos de vento ilustrados nas Figuras 4.15 e 4.16, o padrão da circulação atmosférica imposto pelo ASAS, que induz em geral ventos de NE na região onde está compreendido o domínio. Este padrão é mais evidente sobre os oceanos, já que sobre o continente a topografia modifica o escoamento.

No horário das 6Z nota-se a presença da brisa terrestre na região da Baía de Sepetiba (Figuras 4.11 (a) e (b)). Nesta região, a brisa terrestre foi representada com maior intensidade na simulação com a TSM MUR (Figura 4.11 (b)), o que pode ser verificado pelos valores positivos de diferença entre as duas simulações (Figura 4.15 (c)). Na região da Baía de Sepetiba, a TSM MUR representou valores com intensidades

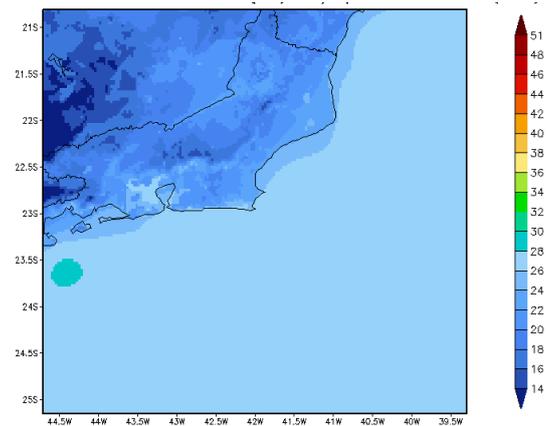
ente 5°C e 7°C (Figura 4.11 (a)) maiores que a TSM do GFS, o que aumentou o gradiente de temperatura terra-mar e provavelmente induziu o aumento da brisa terrestre nesta região na simulação com TSM MUR.

No horário das 18Z, nota-se para a costa S do Estado do Rio de Janeiro ventos tendendo a direção S-SE, enquanto na costa L do Estado nota-se que os ventos tentem a direção L-LNE (Figura 4.16 (a) e (b)). Verifica-se a partir destes resultados características de brisa marítima, já que o vento tende a ser perpendicular a linha de costa, na direção do mar para o continente. Apesar do gradiente de temperatura terra-mar ao largo da região de Cabo Frio ser maior na simulação com a TSM MUR no horário das 18Z (Figura 4.12 (b)), não foi observado um aumento da intensidade da brisa marítima nesta região.

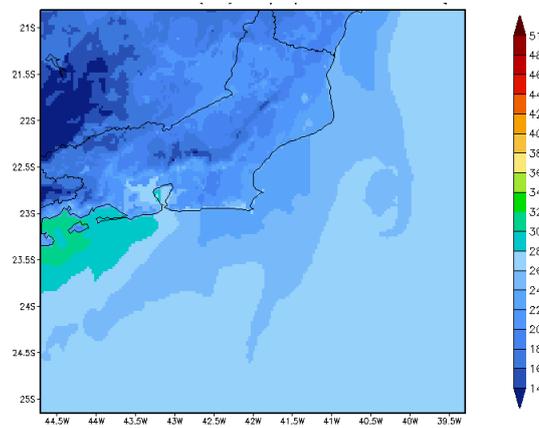
Pode-se observar nos campos de diferença da intensidade do vento nos horários das 06Z (Figura 4.11 (c)), 18Z (Figura 4.12 (c)) e em outros horários não apresentados neste texto, que em geral, sobre a região onde a TSM MUR representou valores menores que a TSM do GFS (diferença negativa de TSM na Figura 4.11 (c)) o vento esteve menos intenso.

Na literatura, diversos artigos abordam a interação entre a TSM e o vento em superfície para regiões marítimas costeiras e oceânicas. Trabalhos como o Lindzen e Nigan (1987) sugerem uma influência da TSM em gerar gradientes de pressão na atmosfera, que induzem o escoamento atmosférico. Outros autores sugerem que além deste efeito, modificações na TSM podem levar a mudança na estabilidade atmosférica e no cisalhamento do vento, o que modifica o escoamento atmosférico (Wallace *et al.*, 1989; Haynes *et al.*, 1989). São necessárias análises de outras variáveis e análises na coluna atmosférica, para um melhor entendimento da influência da TSM sobre o escoamento atmosférico no presente estudo.

a)



b)



c)

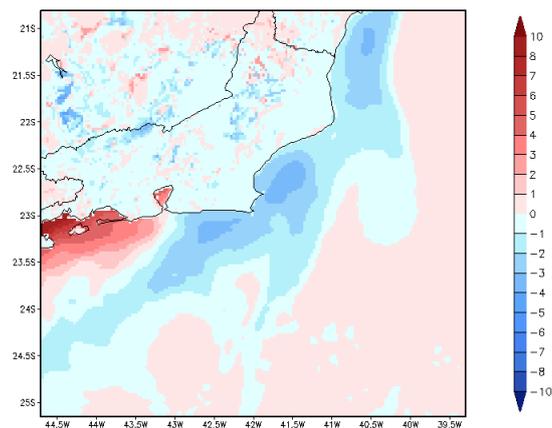
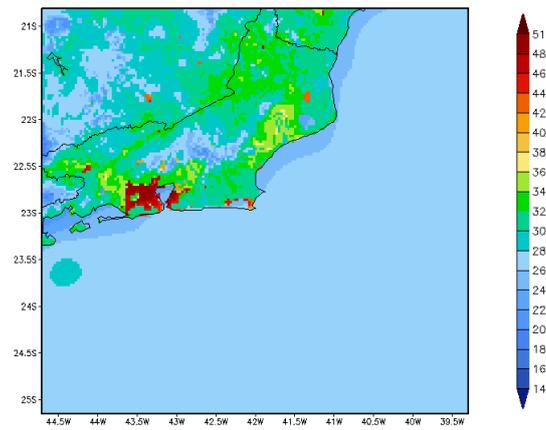
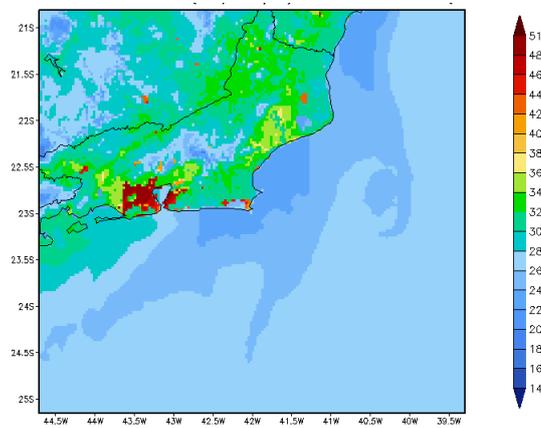


Figura 4.11: Campo de temperatura na superfície (°C) resultado do WRF para 06Z do dia 25/01. a) Simulação com TSM do GFS. b) Simulação com TSM MUR. c) Diferença da simulação com a TSM MUR menos a simulação com a TSM do GFS.

a)



b)



c)

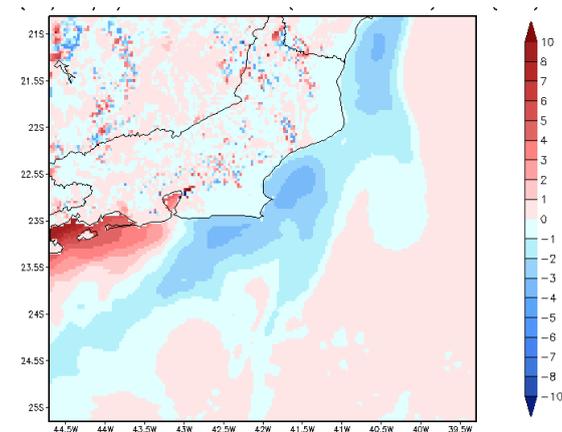
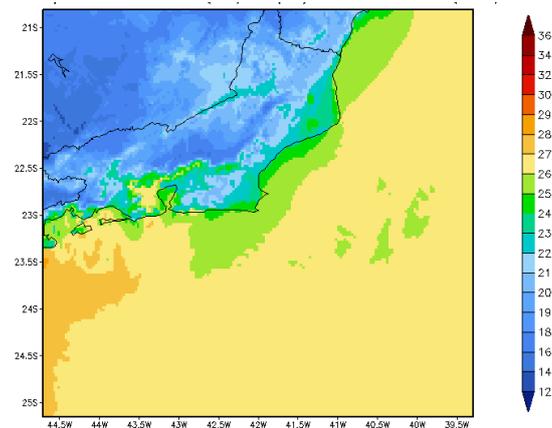
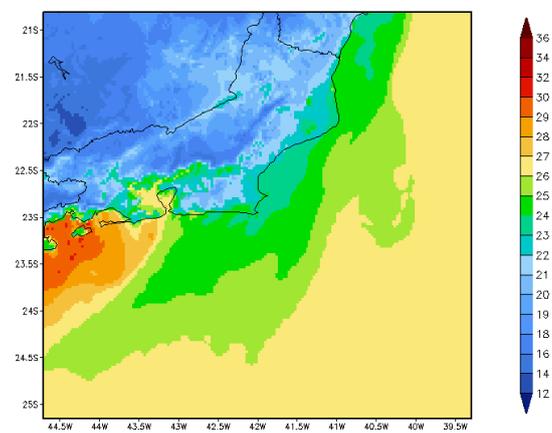


Figura 4.12: Campo de temperatura na superfície (°C) resultado do WRF para 18Z do dia 25/01. a) Simulação com TSM do GFS. b) Simulação com TSM MUR. c) Diferença da simulação com a TSM MUR menos a simulação com a TSM do GFS.

a)



b)



c)

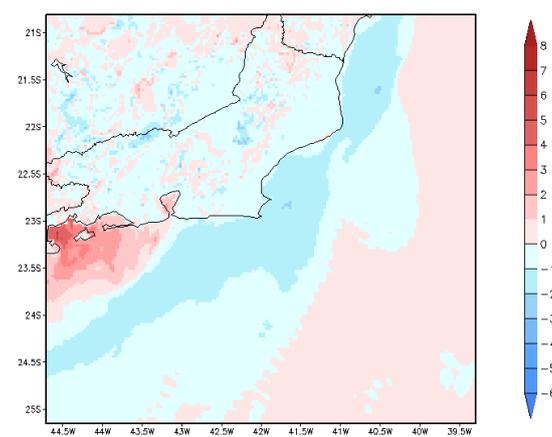
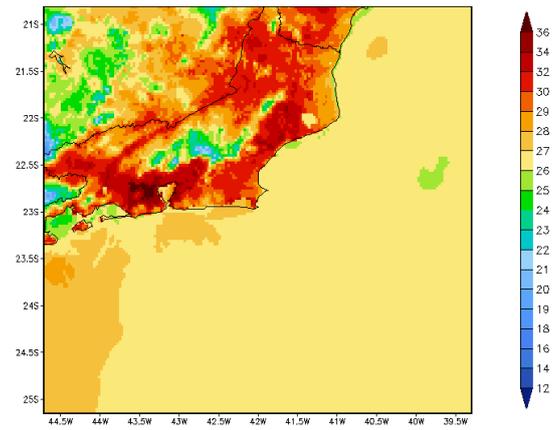
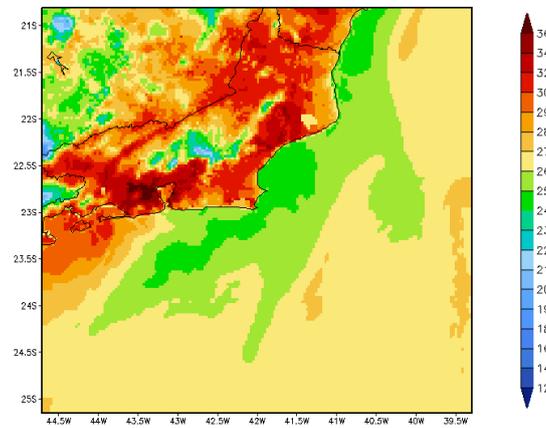


Figura 4.13: Campo de temperatura do ar em dois metros ( $^{\circ}\text{C}$ ) resultado do WRF para 06Z do dia 25/01. a) Simulação com TSM do GFS. b) Simulação com TSM MUR. c) Diferença da simulação com a TSM MUR menos a simulação com a TSM do GFS.

a)



b)



c)

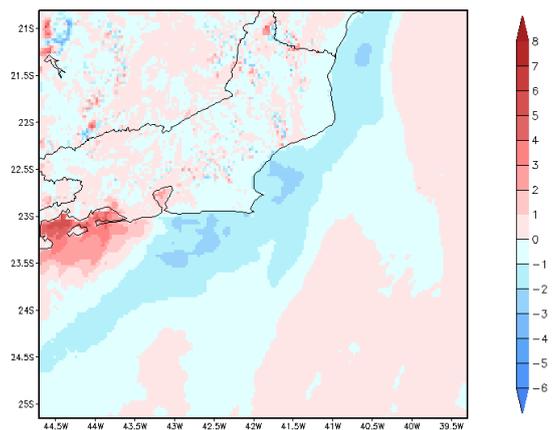
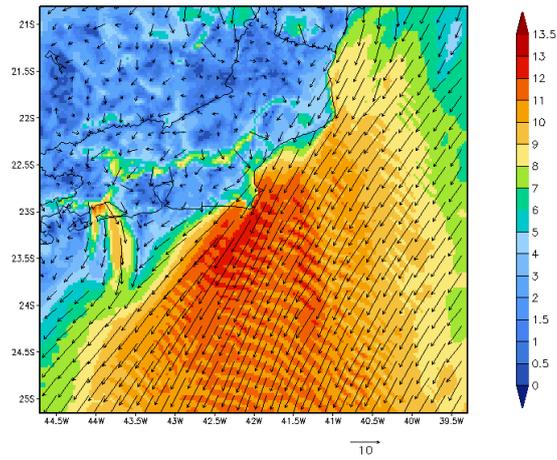
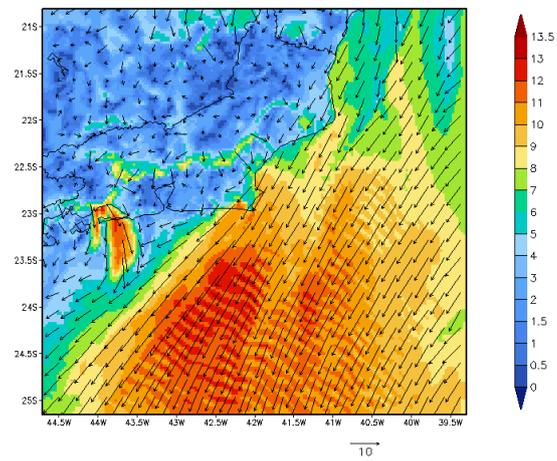


Figura 4.14: Campo de temperatura do ar em dois metros ( $^{\circ}\text{C}$ ) resultado do WRF para 18Z do dia 25/01. a) Simulação com TSM do GFS. b) Simulação com TSM MUR. c) Diferença da simulação com a TSM MUR menos a simulação com a TSM do GFS.

a)



b)



c)

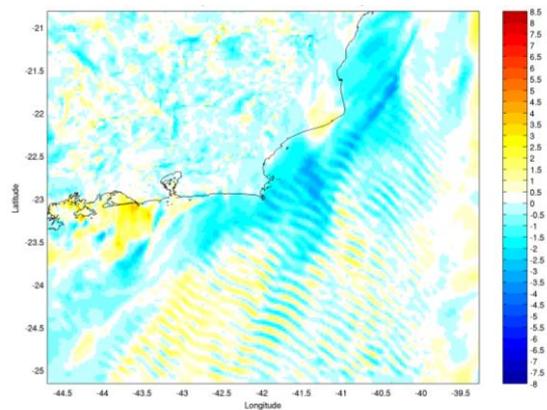
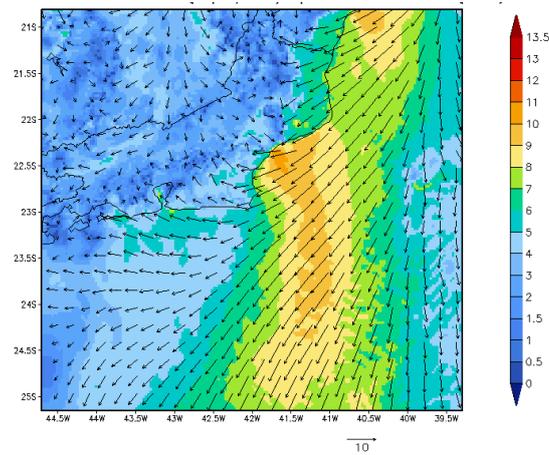
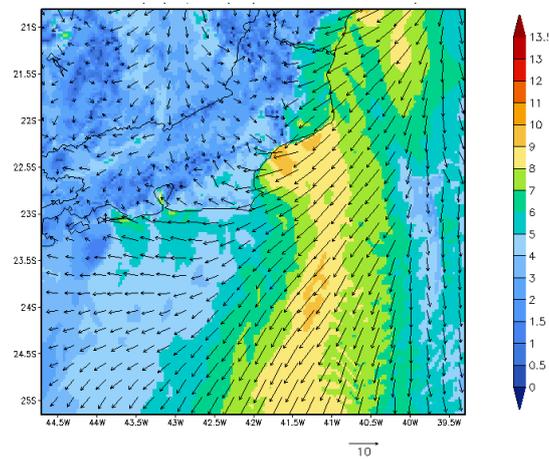


Figura 4.15: Campo de vento ( $\text{ms}^{-1}$ ) em 10 metros resultado do WRF para 00Z do dia 25/01. a) Simulação com TSM do GFS. b) Simulação com TSM MUR. c) Diferença da simulação com a TSM MUR menos a simulação com a TSM do GFS.

a)



b)



c)

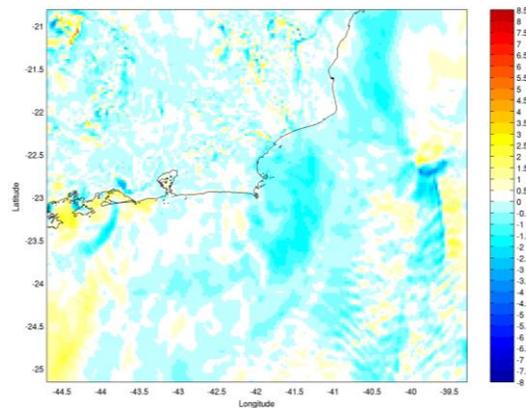


Figura 4.16: Campo de vento ( $\text{ms}^{-1}$ ) em 10 metros resultado do WRF para 18Z do dia 25/01. a) Simulação com TSM do GFS. b) Simulação com TSM MUR. c) Diferença da simulação com a TSM MUR menos a simulação com a TSM do GFS.

Os resultados de ambas as simulações foram comparados com dados de vento em 10 metros e de temperatura do ar em 2 metros medidos por estações meteorológicas do INMET e pela boia meteoceanográfica (Figura 3.8). Alguns pontos das séries temporais referentes aos dados medidos estão ausentes, devido à ausência ou problemas nos dados. Para comparação, foram extraídos resultados do modelo no ponto da grade numérica mais representativo do local onde o dado foi medido, como apresentado na Seção 3.4.3. Os vetores de vento em 10 metros (Figuras 4.17, 4.21, 4.25, 4.29, 4.33 e 4.37) possuem a mesma magnitude, de forma que apenas variam em função da direção do vento.

A direção do vento representada por vetores (Figuras 4.17, 4.21, 4.25, 4.29, 4.33 e 4.37) é útil para um melhor entendimento do ciclo diurno modulado pela brisa. Contudo, esta forma de representar a direção do vento dificulta a observação das diferenças entre os dados medidos e simulados, e entre os resultados das simulações.

Por este motivo, foram plotadas séries temporais da direção do vento (Figuras 4.19, 4.23, 4.27, 4.31, 4.35 e 4.39), na qual os valores variam entre  $0^\circ$  e  $360^\circ$ , na direção meteorológica. A desvantagem desta forma de analisar a direção do vento é quando a direção muda entre o primeiro e o quarto quadrante, fazendo a série variar entre os menores e os maiores valores, sem que haja grade variação da direção do vento.

A bóia meteoceanográfica em Arraial do Cabo constitui o único ponto sobre o oceano com medição de dados meteorológicos que se teve acesso neste estudo. Este ponto está sob influência direta das influências da TSM e por este motivo é o ponto de maior importância para comparação com os resultados das simulações.

Para os dados de vento medidos na bóia meteoceanográfica (Figuras 4.17 a 4.19), observa-se que a direção do vento esteve predominante do primeiro quadrante até as 13Z do dia 25, quando passou a ter direção predominante do segundo quadrante. A componente meridional do vento negativa principalmente no período da tarde não foi representada em ambas as simulações, como pode ser observado na Figura 4.17. Em relação à intensidade do vento (Figura 4.18), as simulações representaram uma variação diária semelhante à medida na bóia, mas com valores em geral inferiores. Comparando os resultados das simulações observa-se de forma geral menor intensidade do vento na simulação com a TSM MUR. Com relação à intensidade do vento (Figura 4.28), as simulações representaram uma variação diária semelhante à observada, mas com

valores inferiores. Comparando os resultados das simulações, nota-se que em geral a intensidade do vento na simulação com a TSM MUR esteve menor.

Para a estação do INMET de Arraial do Cabo (Figuras 4.21 a 4.23) observa-se quanto à direção do vento, comportamento semelhante ao descrito para a bóia. Para este ponto a componente meridional do vento negativa também não foi representada em ambas as simulações, como pode ser observado na Figura 4.21. Em relação a intensidade do vento, observa-se que esta foi bem representada por ambas às simulações.

Para a estação de Macaé (Figuras 4.25 a 4.27), observa-se que a direção do vento é predominante do primeiro quadrante, imposto pelo ASAS. Na parte da tarde, a direção do vento tende a ser de leste devido à presença da brisa marítima. Ambas as simulações representaram o ciclo diário da intensidade e direção do vento. Observa-se quanto a direção do vento que as simulações representaram a brisa marítima de leste nos dias 24 e 25. Contudo, nota-se que as simulações representam ventos da direção norte quando a direção foi medida de ESE no dia 26.

Para a estação de São Tomé (Figuras 4.29 a 4.31), observa-se que a direção do vento é do primeiro quadrante. Na parte da tarde, a direção do vento tende a ser de ENE e a noite de NNE, variação representada em ambas as simulações. É provável que esta variação diária do vento esteja associada a brisa, que não é tão aparente devido ao padrão do vento associado ao ASAS. Em relação à intensidade do vento (Figura 4.30), as simulações representaram o ciclo diário, com certa defasagem em relação ao dado medido. Foi observada pequena diferença de intensidade entre as simulações.

A estação do Forte de Copacabana registrou direções do vento bastante variadas durante o período analisado (Figuras 4.33 e 4.35). Apesar das simulações representarem a variação do vento associada à brisa, nota-se grande diferença em comparação com os valores medidos. Com relação à intensidade do vento, pode-se observar que as simulações representaram uma variação diária semelhante à observada, mas com defasagem de algumas horas principalmente nos dois últimos dias. (Figura 4.34). Comparando os resultados das simulações, nota-se que houve diferenças na direção do vento de até 100° em algumas horas (Figura 4.35), o que pode estar relacionado ao fato desta estação estar sob menor influência vento associado ao ASAS, em relação as estações mais a leste da costa do estado.

A estação de Marambaia (Figuras 4.37 a 4.39) registrou um padrão de vento que é em geral de norte no período da madrugada e manhã. No período da tarde e noite o vento tem direção predominante de SSE. As simulações representaram estas variações diárias do vento associadas às brisas marítima e terrestre. Contudo, no período da brisa marítima, quando a estação mediu ventos de direção SSE, as simulações representaram ventos de SE e ESE. Diferenças na direção do vento entre os dados medidos na região da Baía de Sepetiba e os resultados de simulações numéricas também foram mencionados por Pimentel *et al.* (2011). Com relação à intensidade do vento (Figura 4.38), as simulações representaram uma variação diária semelhante à observada.

Tratando da temperatura do ar em 2 metros, foi observado para todos os pontos que as simulações representam em geral bem o ciclo diário. A maior diferença entre as simulações e os dados medidos foi observada para boia meteoceanográfica (Figura 4.20), onde ambas as simulações representaram maiores temperaturas durante todo o período simulado. Neste ponto a temperatura medida chega a ser até 4°C menor que a temperatura representada na simulação com a TSM do GFS e 2°C menor que a temperatura representada na simulação com a TSM MUR. Este fato provavelmente está relacionado à influência dos baixos valores de TSM nesta região, associados processo de ressurgência, que influenciam a temperatura do ar em dois metros e são superestimados nas condições de contorno utilizadas. Importante lembrar que apesar de a TSM MUR representar valores de TSM menores que a TSM do GFS, os valores ainda subestimam a TSM medida, como observado em comparação com os dados da boia meteoceanográfica em Arraial do Cabo.

Em relação à estação de Arraial do Cabo (Figura 4.24), as simulações representaram maiores valores de temperatura do ar em comparação com o observado. Contudo, a simulação com a TSM MUR representou no ponto próximo a Arraial do Cabo durante todo o período menores valores de temperatura do ar, estando mais próximo do observado. Provavelmente o ar mais frio sobre o oceano, influenciado pelos baixos valores de TSM, é advectado para o continente, e desta forma a temperatura do ar em dois metros possui baixos valores em Arraial do Cabo. As temperaturas do ar simuladas superestimam o dado medido em Arraial do Cabo, possivelmente devido à questão discutida em relação à superestimação da temperatura do ar como no ponto da boia meteoceanográfica.

Para a estação de Macaé (Figura 4.28), observa-se intensidades da temperatura do ar simuladas semelhantes ao medido, contudo há uma defasagem no horário representado. Também nota-se uma defasagem dos resultados das simulações em relação ao dado para a estação de São Tomé (4.32). Contudo, as simulações subestimaram os valores medidos para esta estação.

Na estação de Copacabana, as maiores diferenças entre as simulações e os valores medidos são observadas em torno de 12Z (Figura 4.36). Nos outros horários, a intensidade dos valores é semelhante ao dado medido, contudo também nota-se uma defasagem. Para a estação de Marambaia, (Figura 4.40) as maiores diferenças entre as simulações e os valores medidos são observadas nos horários de menores temperaturas, chegando a 5°C de diferença.

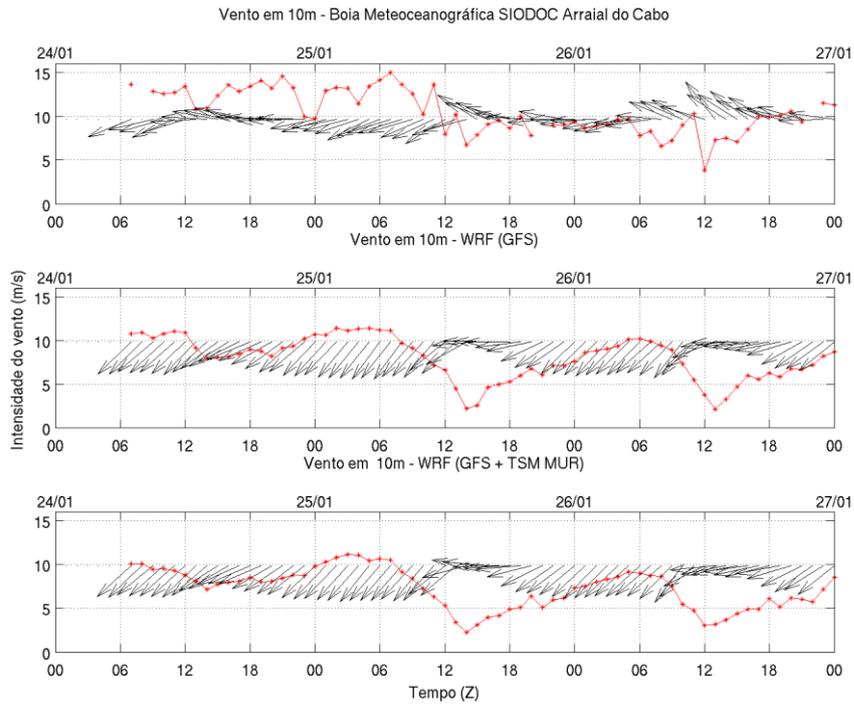


Figura 4.17: Série temporal da direção e intensidade do vento em 10 metros referentes a boia meteorológica em Arraial do Cabo (superior), Simulação com TSM do GFS (centro) e Simulação com TSM MUR (inferior).

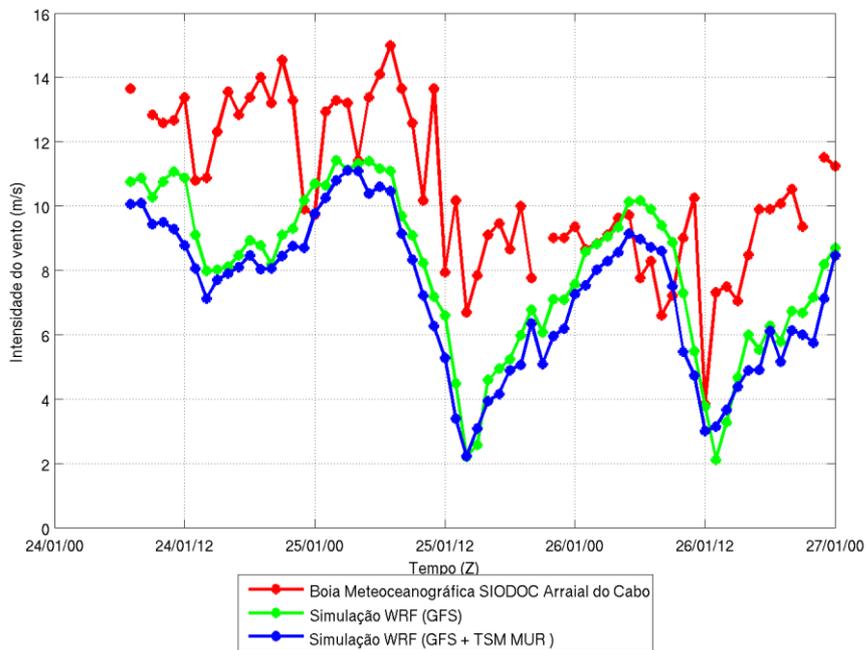


Figura 4.18: Série temporal da intensidade do vento medido pela boia meteorológica e das intensidades do vento simulado no ponto comparado (Figura 4.14).

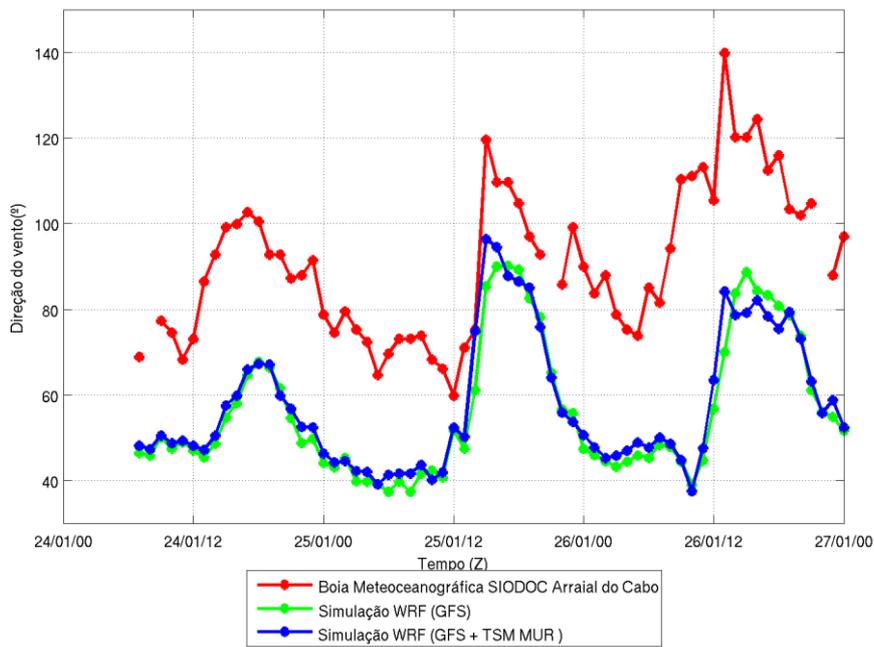


Figura 4.19: Série temporal da direção do vento medido pela boia meteoceanográfica e simulado no ponto ilustrado pelo x de cor verde (Figura 4.14).

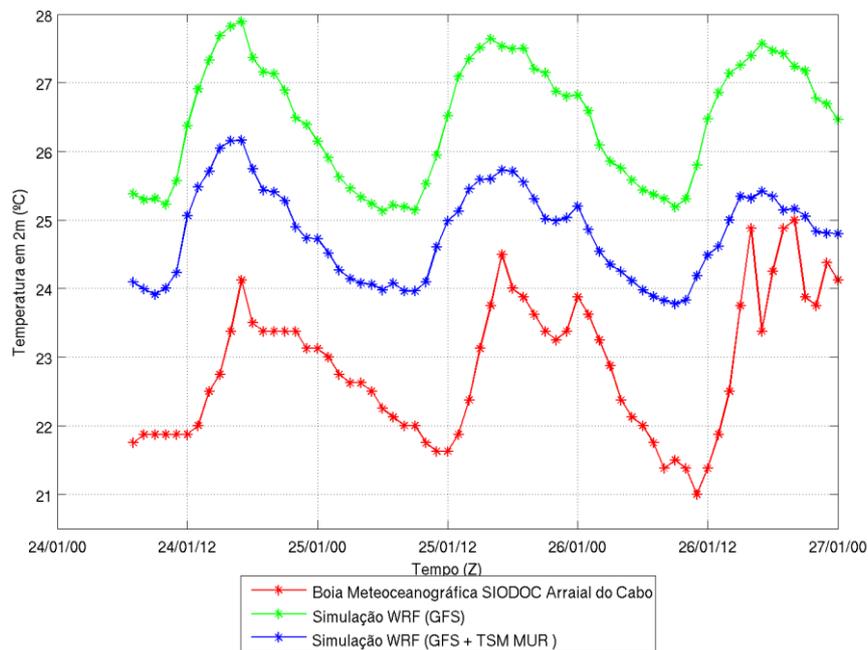


Figura 4.20: Série temporal da temperatura do ar em 2 metros medido pela boia meteoceanográfica em Arraial do Cabo e simuladas no ponto comparado (Figura 4.14).

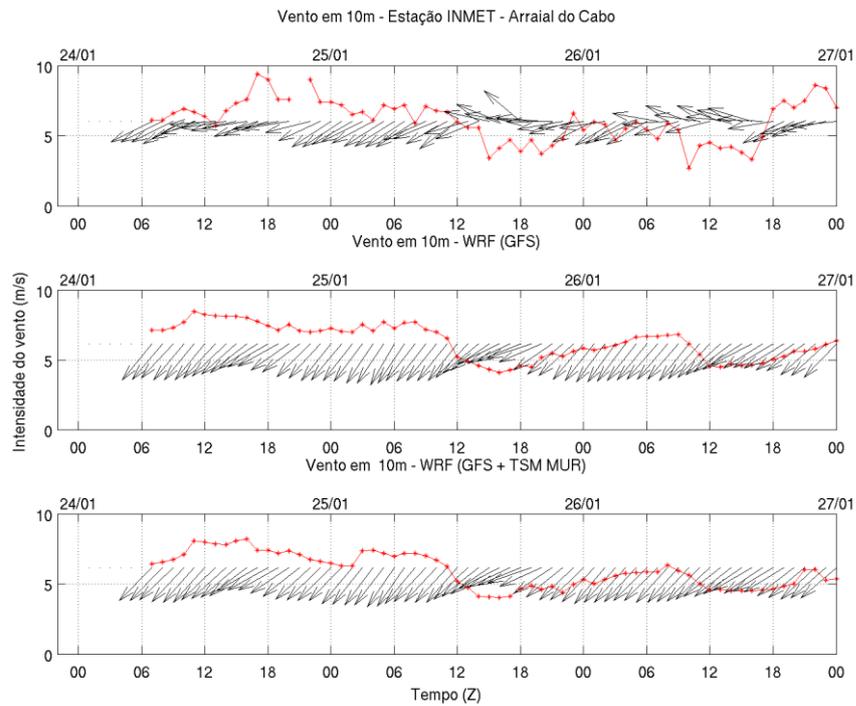


Figura 4.21: Série temporal da direção e intensidade do vento em 10 metros referentes a Estação do INMET de Arraial do Cabo (superior), Simulação com TSM do GFS (centro) e Simulação com TSM MUR (inferior).

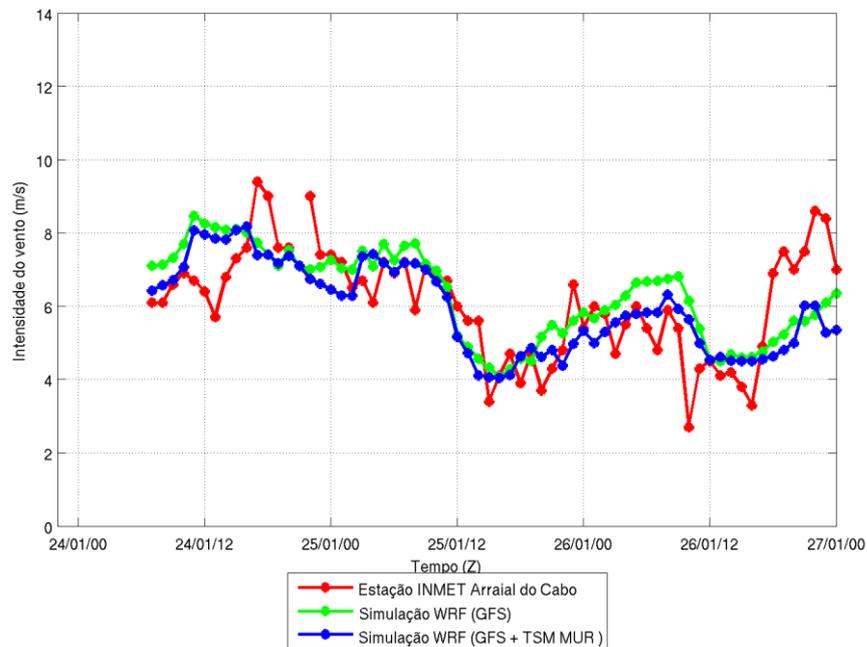


Figura 4.22: Série temporal da intensidade do vento medido pela estação do INMET de Arraial do Cabo e das intensidades do vento simulado no ponto ilustrado pelo x de cor verde (Figura 4.15).

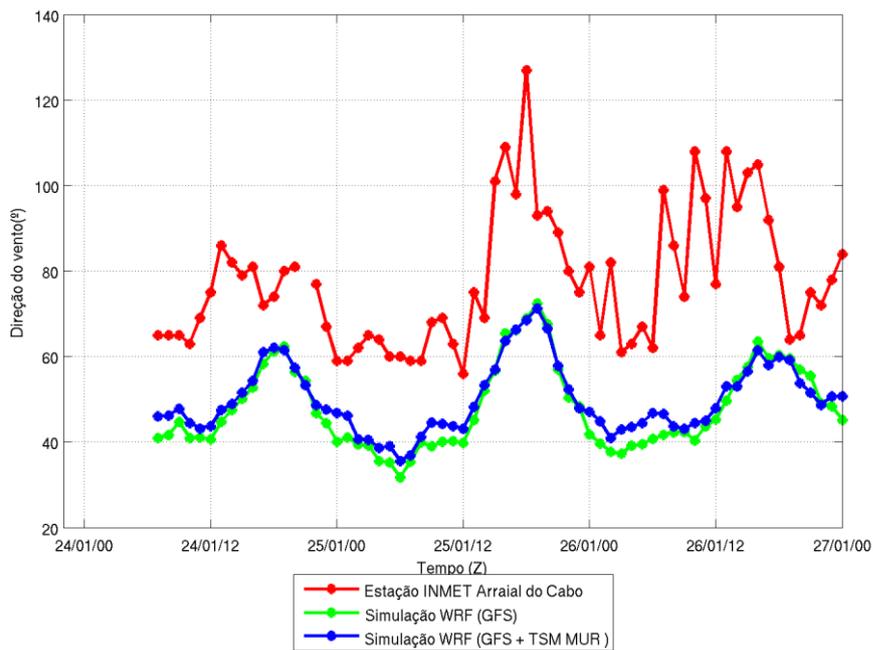


Figura 4.23: Série temporal da direção do vento medido pela estação do INMET de Arrai do Cabo e simulado no ponto ilustrado pelo x de cor verde (Figura 4.15).

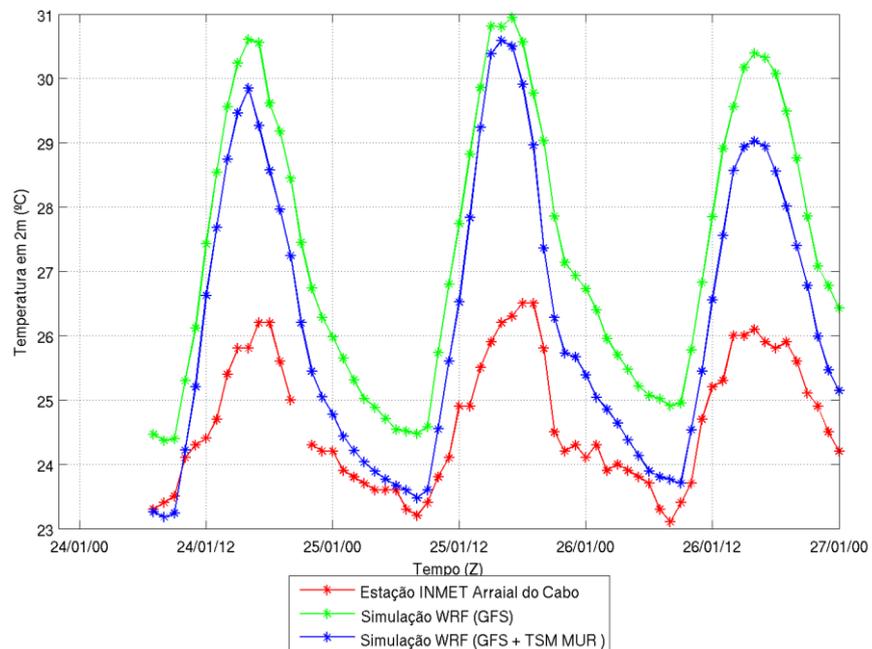


Figura 4.24: Série temporal da temperatura do ar em 2 metros medido pela estação do INMET de Arrai do Cabo e simulados no ponto comparado (Figura 4.14).

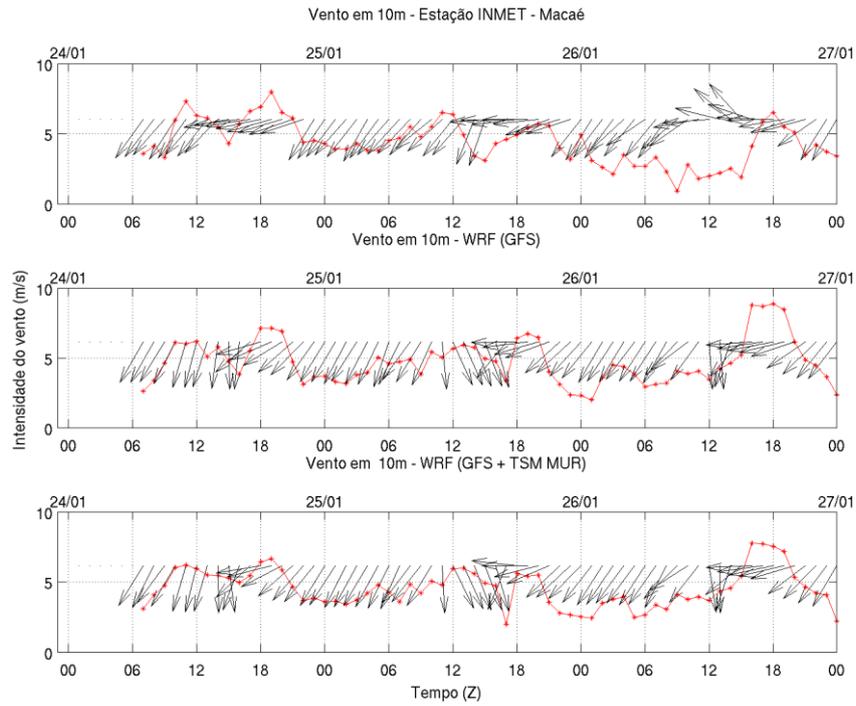


Figura 4.25: Série temporal da direção e intensidade do vento em 10 metros referentes a estação do INMET de Macaé (superior), Simulação com TSM do GFS (centro) e Simulação com TSM MUR (inferior).

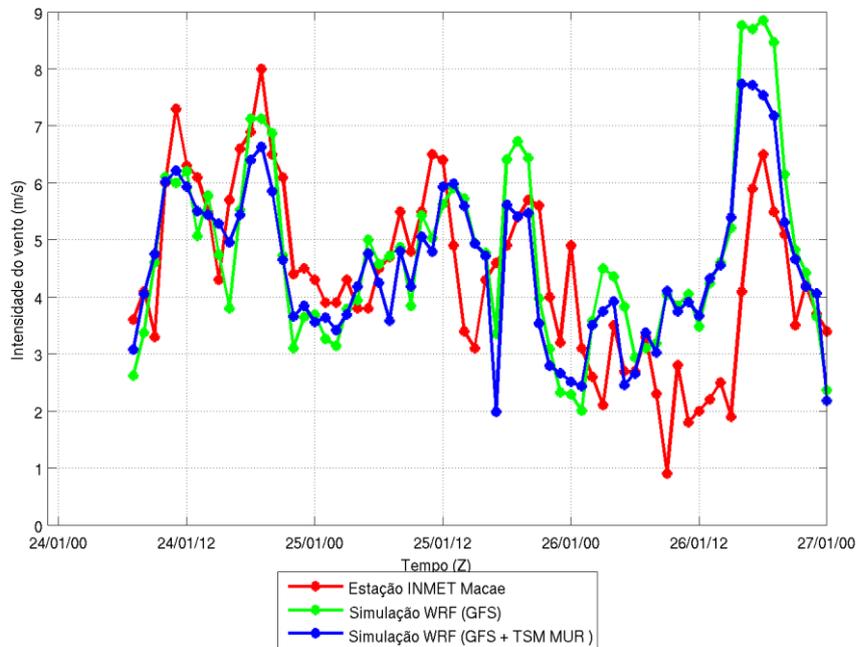


Figura 4.26: Série temporal da intensidade do vento medido pela estação do INMET de Macaé e das intensidades do vento simulado no ponto comparado (Figura 4.14)

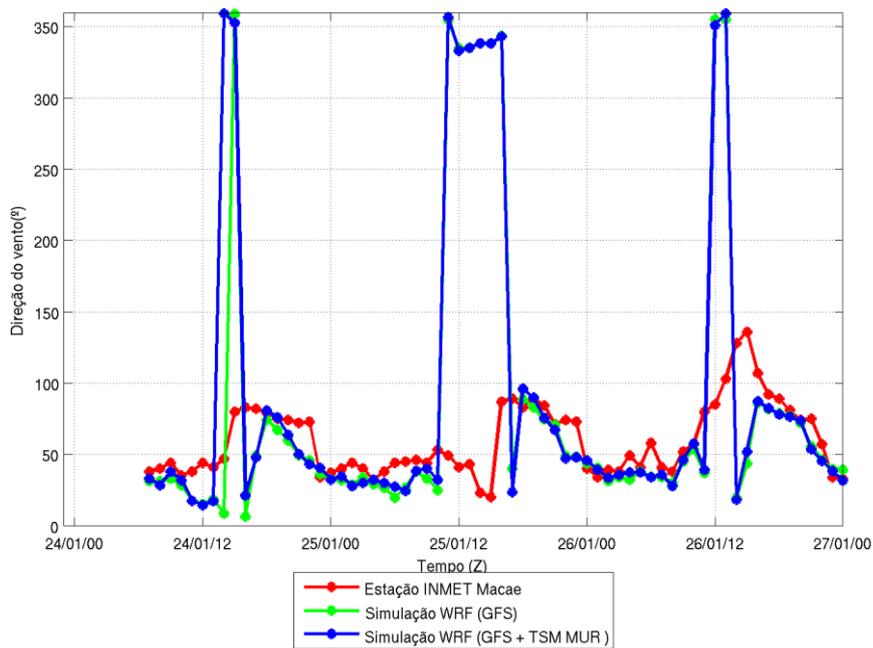


Figura 4.27: Série temporal da direção do vento medido pela estação do INMET em Macaé e simulado no ponto comparado (Figura 4.14).

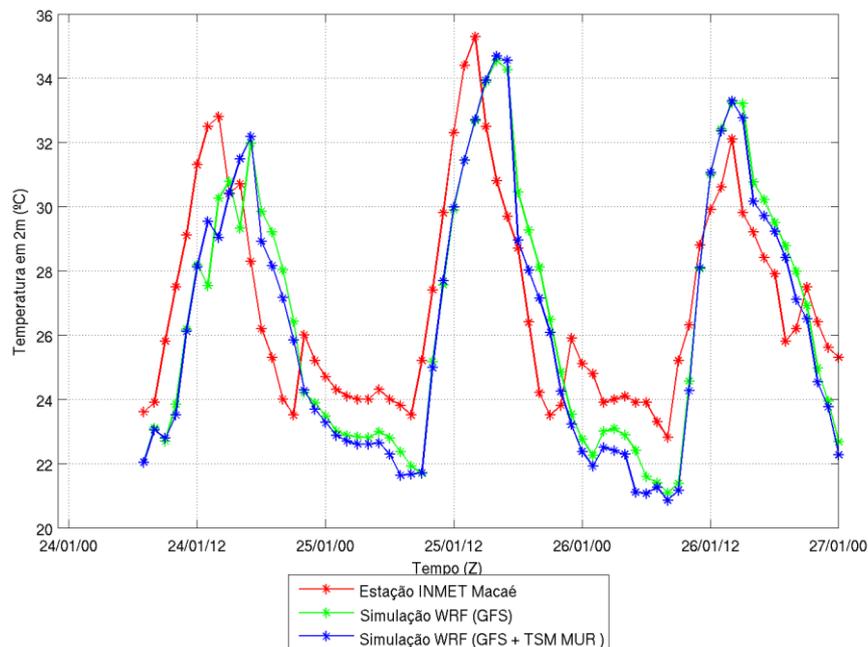


Figura 4.28: Série temporal da temperatura do ar em 2 metros medido pela estação do INMET de Macaé e simulados no ponto comparado (Figura 4.14).

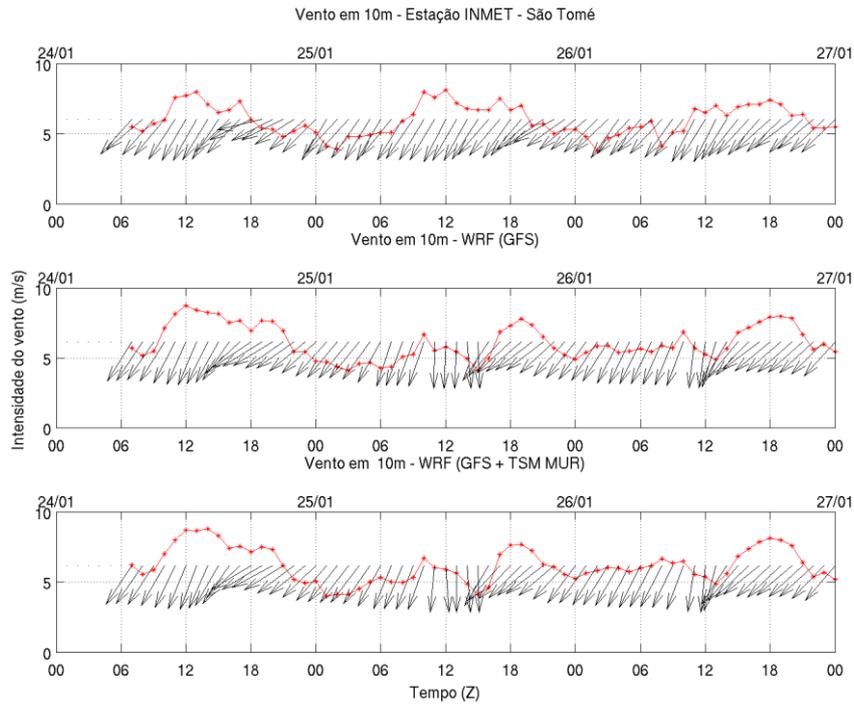


Figura 4.29: Série temporal da direção e intensidade do vento em 10 metros referentes a estação do INMET de São Tomé (superior), Simulação com TSM do GFS (centro) e Simulação com TSM MUR (inferior).

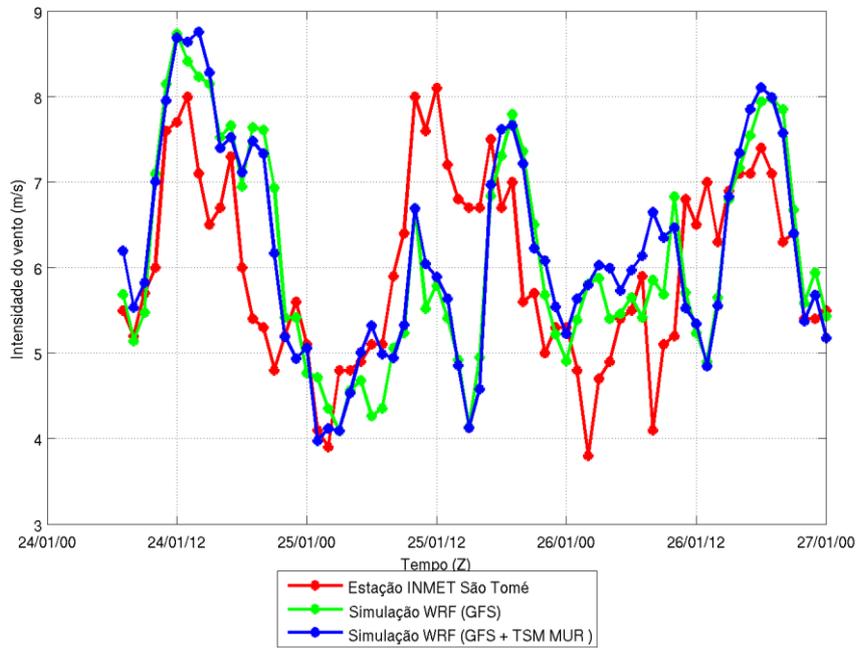


Figura 4.30: Série temporal da intensidade do vento medido pela estação do INMET de São Tomé e das intensidades do vento simulado no ponto comparado (Figura 4.14).

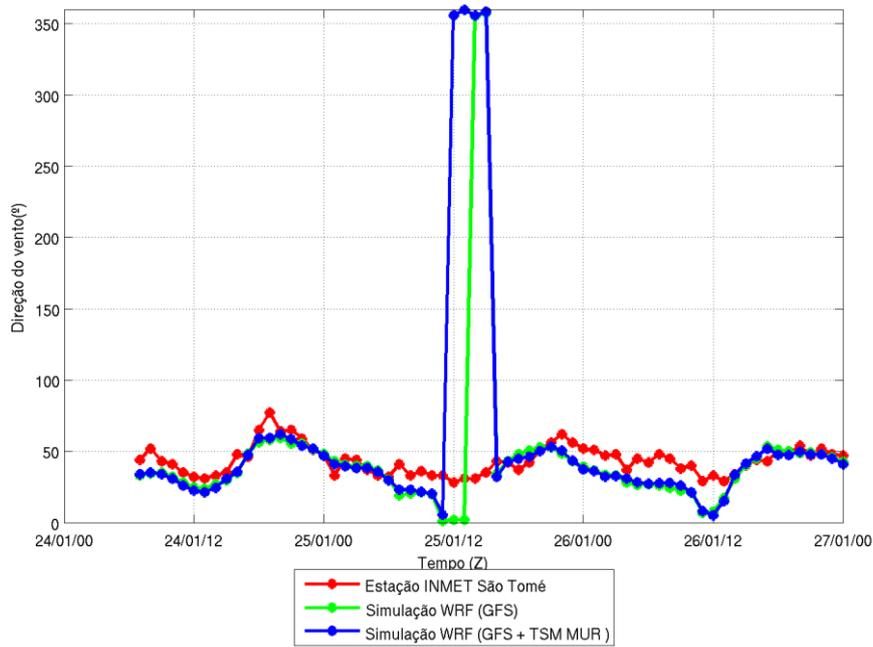


Figura 4.31: Série temporal da direção do vento medido pela estação do INMET em São Tomé e simulado no ponto comparado (Figura 4.14).

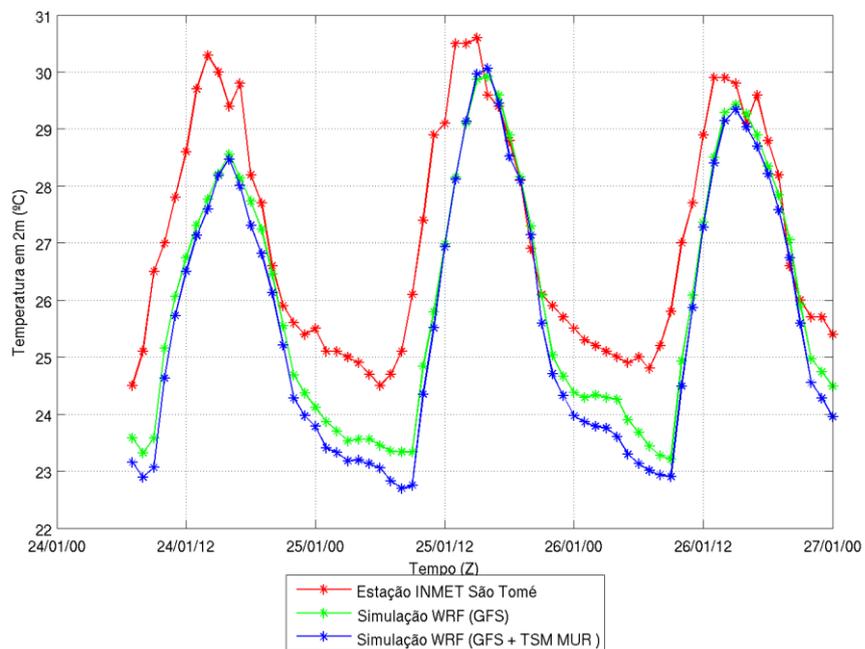


Figura 4.32: Série temporal da temperatura do ar em 2 metros medido pela estação do INMET de São Tomé e simulados no ponto comparado (Figura 4.14).

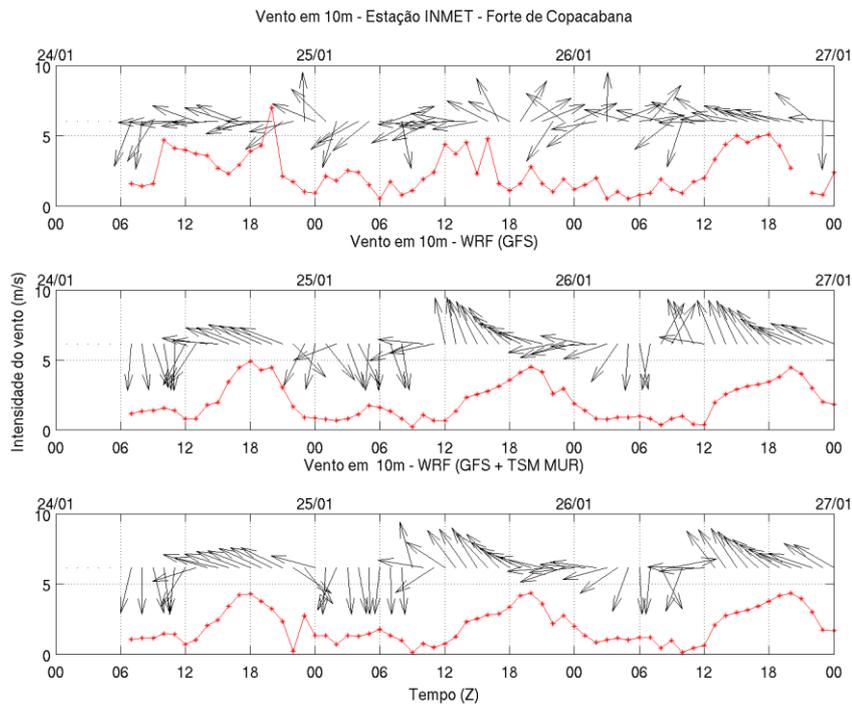


Figura 4.33: Série temporal da direção e intensidade do vento em 10 metros referentes a estação do INMET de Copacabana (superior), Simulação com TSM do GFS (centro) e Simulação com TSM MUR (inferior).

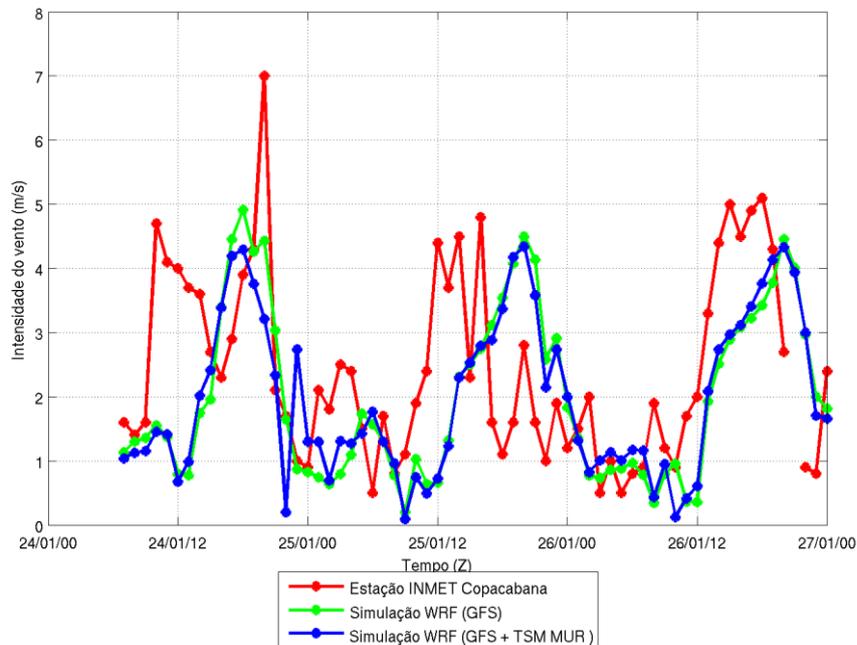


Figura 4.34: Série temporal da intensidade do vento medido pela estação do INMET de Copacabana e das intensidades do vento simulado no ponto comparado (Figura 4.14).

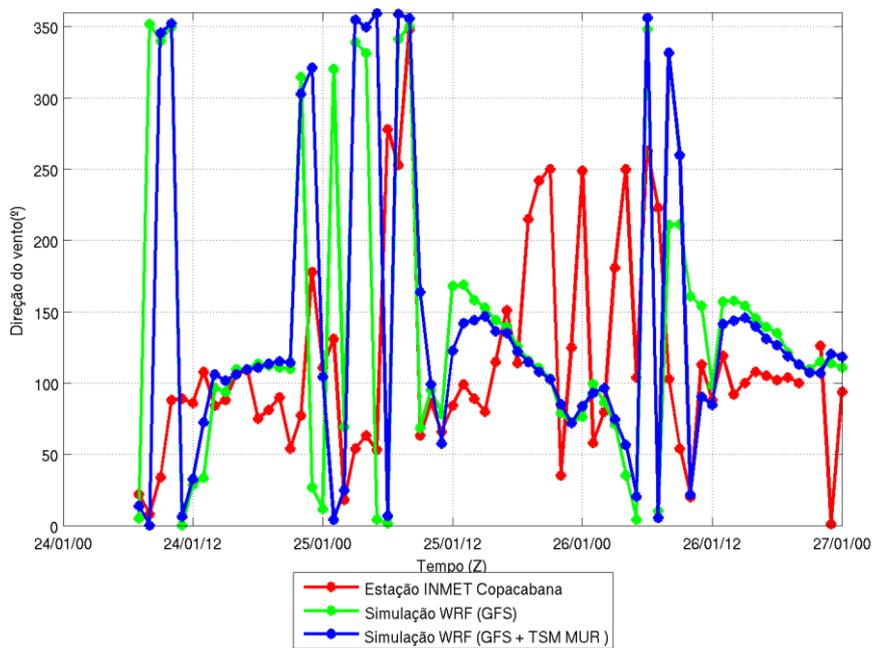


Figura 4.35: Série temporal da direção do vento medido pela estação do INMET em Copacabana e simulado no ponto comparado (Figura 4.14).

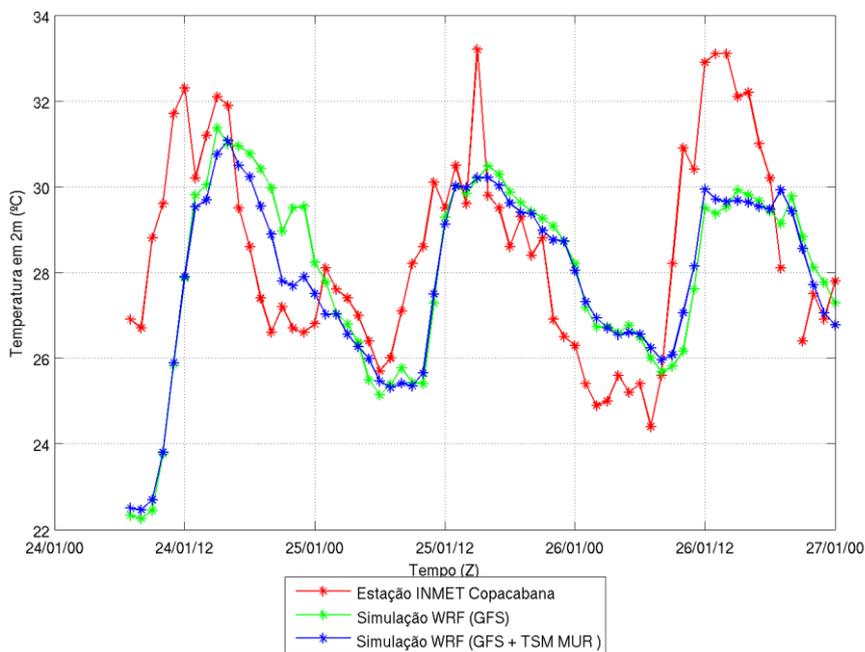


Figura 4.36: Série temporal da temperatura do ar em 2 metros medido pela estação do INMET de Copacabana e simuladas no ponto comparado (Figura 4.14).

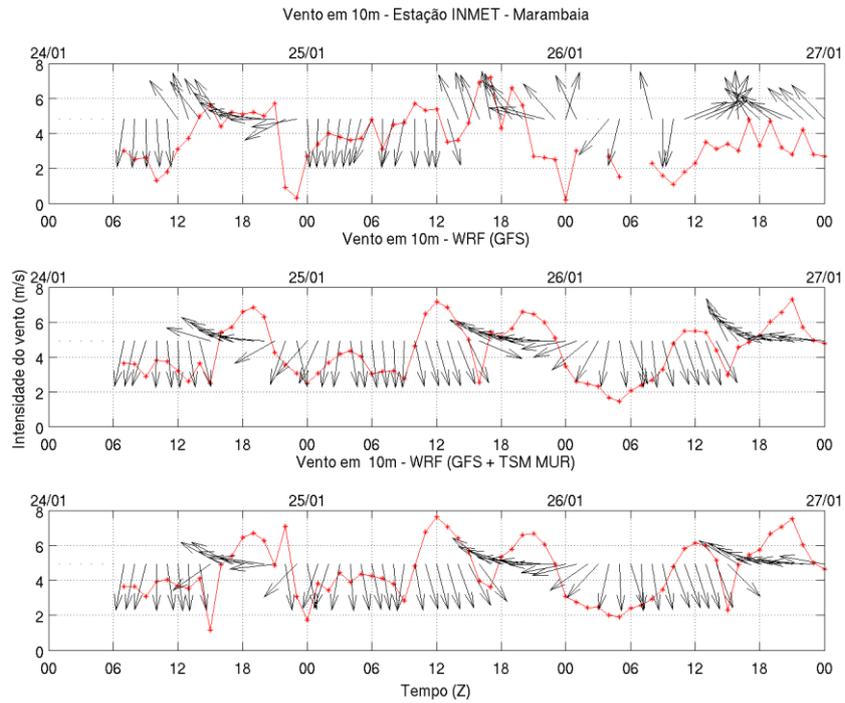


Figura 4.37: Série temporal da direção e intensidade do vento em 10 metros referentes a estação do INMET de Marambaia (superior), Simulação com TSM do GFS (centro) e Simulação com TSM MUR (inferior).

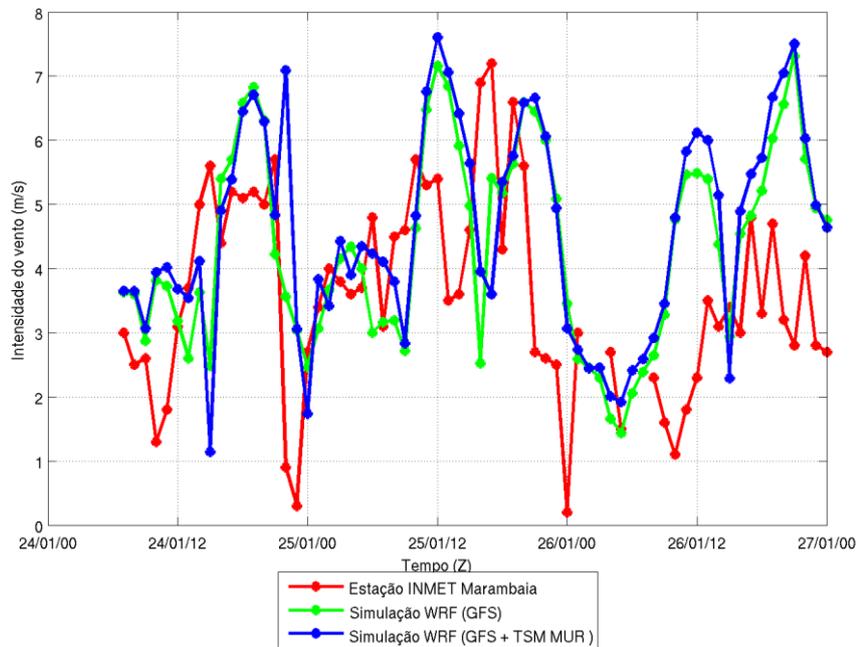


Figura 4.38: Série temporal da intensidade do vento medido pela estação do INMET de Marambaia e das intensidades do vento simulado no ponto comparado (Figura 4.14).

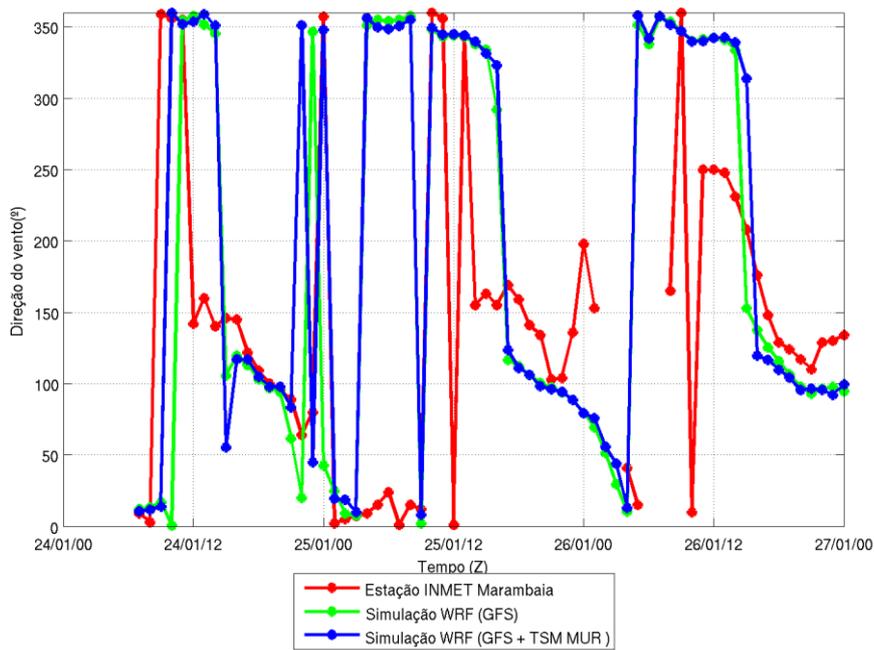


Figura 4.39: Série temporal da direção do vento medido pela estação do INMET em Marambaia e simulado no ponto comparado (Figura 4.14).

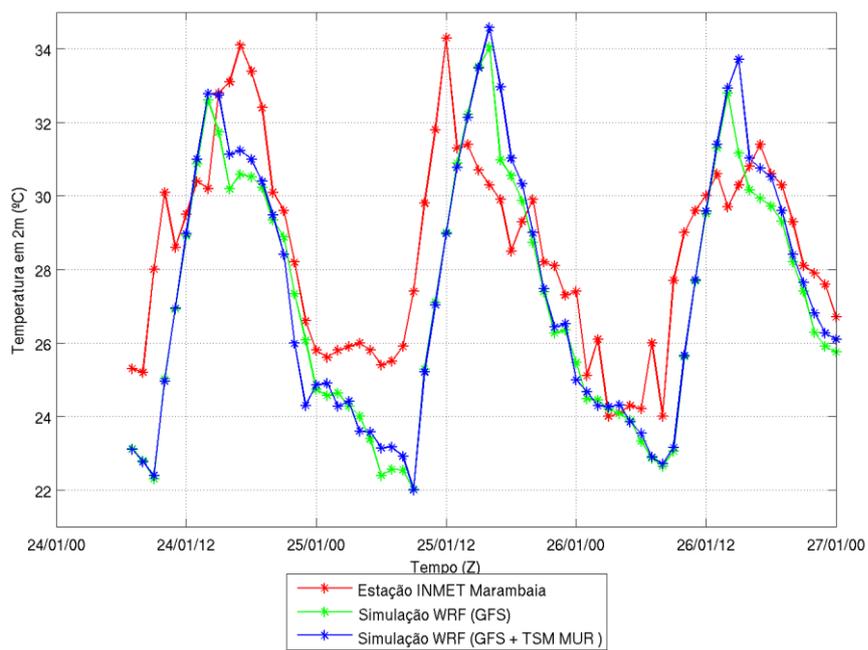


Figura 4.40: Série temporal da temperatura do ar em 2 metros medido pela estação do INMET de Marambaia e simuladas no ponto comparado (Figura 4.14).

## 5. CONCLUSÕES

Neste estudo, é investigada a influência da temperatura da superfície do mar na simulação computacional do comportamento dinâmico e termodinâmico da atmosfera, especificamente do vento e da temperatura em baixos níveis, na região costeira do Estado do Rio de Janeiro. Para isso, foram realizadas simulações computacionais nas quais a única diferença foi a condição de contorno da TSM. Em uma simulação foi utilizada a TSM do GFS e em outra simulação foi utilizada a TSM MUR. O período analisado compreendeu os dias 24, 25 e 26 de janeiro de 2014, no qual foi verificada a ocorrência do processo de ressurgência costeira na região de Cabo Frio.

Os resultados das simulações foram comparados com dados medidos por estações meteorológicas do INMET na região costeira do menor domínio e por uma boia meteoceanográfica localizada em na região marinha próxima a Arraial do Cabo.

Foi verificado através de uma comparação com os últimos 12 anos da TSM MUR que o período analisado apresentou TSM's até 5°C maiores na região da Baía de Sepetiba e na Baía de Ilha Grande.

Comparando os campos de TSM MUR e TSM do GFS, foi verificado que os campos do GFS representaram temperaturas maiores na região costeira a leste da Baía de Guanabara até a região norte do domínio, chegando a 4°C de diferença. Comparando a TSM medida pela boia meteoceanográfica, verifica-se que a TSM MUR este mais próxima do observado. Na região costeira a oeste da Baía de Guanabara, a TSM do GFS representou valores menores que a TSM MUR, chegando a ser 11°C menores.

Foi observado sobre a região marinha costeira e a região oceânica que a temperatura do ar em dois metros teve influência da TSM. Verificou-se para ambas as simulações características da brisa terrestre no horário da madrugada e brisa marítima no horário da tarde. Na região da Baía de Sepetiba, foi observado no horário da madrugada um aumento do gradiente de temperatura terra-mar e um aumento na intensidade da brisa terrestre na simulação com a TSM MUR em comparação com a simulação com a TSM do GFS. Ao largo da região de Cabo Frio no horário da tarde, apesar de ter sido representado um maior gradiente de temperatura terra-mar na simulação com a TSM MUR, não foi notado um aumento da brisa marítima. Sobre a região oceânica, verificou-se que o vento teve o padrão imposto pelo ASAS. Foi observado nos campos de diferença da intensidade do vento, que em geral, sobre a

região onde a TSM MUR representou valores menores que a TSM do GFS o vento esteve menos intenso.

Ambas as simulações representaram o ciclo diário da temperatura em dois metros e da intensidade e direção do vento. Para as estações de São Tomé, Macaé, Arraial do Cabo e a boia meteoceanográfica, verificou-se que o vento tem comportamento imposto pelo ASAS, com modulação da brisa marítima e terrestre. Para estas estações, verificou-se que os resultados das simulações não representaram a componente meridional negativa do vento, ocorrendo principalmente devido à brisa marítima. Em relação a direção do vento, observou-se pouca variação entre as simulações. Para as estações de Copacabana e Marambaia, notou-se variação da direção do vento associada as brisas continental e marítima. Na estação de Copacabana foi observada variação da direção do vento mais evidente entre as duas simulações, o que pode estar associado a esta estação ter menor influência do vento imposto pelo ASAS. Para a estação de Marambaia, notou-se que as simulações não representaram os ventos de SSE observados, representado apenas ventos de SE e ESE.

Comparando os dados de temperatura do ar em dois metros medidos na boia meteoceanográfica e na estação meteorológica do INMET de Arraial do Cabo com os resultados das simulações, foi verificado que a simulação com a TSM MUR representou temperaturas do ar menores que a simulação com a TSM do GFS, estando mais próximas dos valores observados, apesar de ainda superestima-los. Para as outras estações, não houve uma conclusão geral.

Cálculos de índices estatísticos podem ser utilizados para quantificar se os resultados das simulações com a TSM MUR estiveram mais próximos dos dados observados.

Comparando os resultados das simulações, foram observadas maiores diferenças da temperatura em dois metros e do vento em dez metros sobre a região marítima costeira e a região oceânica. Os resultados efetivamente demonstram que o escoamento atmosférico foi influenciado pelas variações de TSM observadas na região estudada.

Como sugestões para futuros trabalhos, são apontados:

- Estudos de outros casos com a metodologia aplicada.

- Investigação da influência da TSM na dinâmica da camada limite atmosférica para a região costeira do Estado do Rio de Janeiro.

- Estudos utilizando outros esquemas físicos de parametrização e/ou com outros produtos de estimativas de TSM.

## 6. REFERÊNCIAS

CALIL, E. L. M. *Variabilidade interanual da ressurgência de Cabo Frio – RJ*. Rio de Janeiro. 119 f. Dissertação de Mestrado em Engenharia Oceânica - COPPE/UFRJ. 2009.

CAMPOS, E. J. D., GONÇALVES, J. E., AND IKEDA, Y. “Water mass characteristics and geostrophic circulation in the South Brazil Bight: summer of 1991”, *J. Geophys. Res.*, 100(C9), 18 537–18 550. 1995.

CAMPOS, E.J.D., D. VELHOTE, E A.A.D. SILVEIRA “Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders”, *Geophysical Research Letters*, 27 (6), 751-754, 2000.

CASTELAO, R. M. “Sea surface temperature and wind stress curl variability near a cape”, *J. Phys. Oceanogr.*, 42, 2073–2087. 2012.

CHENG, Y., AND W. BRUTSAERT “Flux-profile relationships for wind speed and temperature in the stable atmospheric boundary layer”. *Bound.-Layer Meteor.*, 114, 519–538. 2005.

CHIN, T. M.; VAZQUEZ-CUERVO, J.; ARMSTRONG, E. M. “A multi-scale, high-resolution analysis of global sea surface temperature”, 2013. Disponível em: <<http://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/JPL-L4UHfnd-GLOB-MUR>>.

DEGOLA, T, S, D. *Impactos e variabilidade do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul sobre o Brasil no clima presente e em cenários futuros* .91p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2013.

DUDHIA, J. "Numerical study of convection observed during the Winter Monsoon Experiment using a mesoscale two-dimensional model". *J. Atmos. Sci.*, 46, 3077–3107. 1989.

EKMAN, V. W. "On the influence of the Earth's rotation on ocean currents" *Arkiv for Matematik Astronomy och Fysic*, v. 2, n. 11, pp. 1-55. 1905.

FAIRALL, C. W., E. F. BRADLEY, D. P. ROGERS, J. B. EDSON, AND G. S. YOUNG "Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean Global Atmosphere Coupled–Ocean Atmosphere Response Experiment. *J. Geophys. Res.*, 101 (C2), 3747–3764. 1996.

FOKEN, T. "50 years of the Monin-Obukhov similarity theory", *Boundary Layer Meteorol.*, 119(3), 431–447. 2006.

FRANCHITO, S.H.; RAO, V.B.; STECH, J.L.; LORENZZETTI, J.A. "The effect of coastal upwelling on the sea-breeze circulation at Cabo Frio, Brazil: a numerical experiment". *Annales Geophysicae* v.16, p. 866-881, 1998.

FRANCHITO, S. H.; ODA, T. O.; RAO, V. B. E; KAYANO, M. T. "Interaction between coastal upwelling and local winds at Cabo Frio, Brazil: an observational study" *J. appl. Met. Climatol.*, v. 47, p. 1590-1598, 2008.

FREITAS, L.. *Estudo da variabilidade de frentes oceânicas a partir de imagens de temperatura da superfície do mar na costa brasileira*, M.Sc. thesis, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2014.

GILL, A., *Atmosphere Ocean Dynamics*, 662 pp., Academic, San Diego, Calif. 1982.

GRACHEV, A. A., C. W. FAIRALL, AND E. F. BRADLEY “Convective profile constants revisited”. *Bound.-Layer Meteor.*, 94, 495–515. 2000.

GRENIER, H., AND CHRISTOPHER S. B. “A moist PBL parameterization for large-scale models and its application to subtropical cloud-topped marine boundary layers”. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 357–377. 2001.

HAYES, S. P., M. J. MCPHADEN, AND J. M. WALLACE “The influence of sea surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific: Weekly to monthly variability”, *J. Clim.*, 2, 1500– 1506. 1989.

HONG, S.-Y.; DUDHIA, J.; CHEN, S.-H. “A Revised Approach to Ice Microphysical Processes for the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation”, *Mon. Wea. Rev.*, 132, pp. 103–120. 2004.

JANJIC, Z. I. “The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer and turbulence closure schemes,” *Mon. Wea. Rev.*, 122, pp. 927–945, 1994.

JIMENEZ, P. A., JIMY DUDHIA, J. FIDEL GONZALEZ-ROUCO, JORGE NAVARRO, JUAN P. MONTAVEZ, AND ELENA GARCIA-BUSTAMANTE “A revised scheme for the WRF surface layer formulation”. *Mon. Wea. Rev.*, 140, 898–918. 2012.

LINDZEN, R. S., AND S. NIGAM “On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics”, *J. Atmos. Sci.*, 44(17), 2418–2436. 1987.

LORENZZETTI, J., STECH, J., MELLO FILHO, W., ASSIREU, A. “Satellite observation of Brazil Current inshore thermal front in the SW South Atlantic: space/time variability and sea surface temperatures”. *Continental Shelf Research* 29, 2061–2068. 2009.

MANO, M. F., A. M. PAIVA, A. R. TORRES, e A. L. G. A. COUTINHO “Energy Flux to a Cyclonic Eddy off Cabo Frio, Brazil”. *J. Phys. Oceanogr.*, 39(11),2999-3010. 2009.

MATOS, P. P. O. ; LORENZZETTI, J. A. ; PEZZI, L. P. ; PEREIRA, G. . *Estudo comparativo preliminar dos campos de temperatura da superfície do mar OSTIA e RTG-SST-HR para a costa SE Brasileira*. In: XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2009, Natal. Anais do Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2009, 2009. p. 6571-6577.

MIRANDA, L.B. “Forma da correlação T-S de massas de água das regiões costeira e oceânica entre o Cabo de São Tomé (RJ) e a Ilha de São Sebastião (SP), Brasil”. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, v.33 (2), p. 105-119. 1985.

MLAWER, E. J.; TAUBMAN, S. J.; BROWN, P. D.; IACONO, M. J.; CLOUGH, S. A. “Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave”. *J. Geophys. Res.*, 102 (D14), pp. 16663–16682. 1997.

MONIN, A.S. AND A.M. OBUKHOV “Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground”. *Tr. Akad. Nauk., SSSR Geophys. Inst.*, No. 24 (151), 1963-1987.

NIU, GUO-YUE, ZONG-LIANG YANG, KENNETH E. MITCHELL, FEI CHEN, MICHAEL B. EK, MICHAEL ARLAGE, ANIL KUMAR, KEVIN MANNING, DEV NIYOGI, ENRIQUE ROSERO, MUKUL TEWARI, UOULONG XIA “The

community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evaluation with local-scale measurements”. *J. Geophys. Res.*, 116, D12109. 2011.

O’NEILL, S. K. ESBENSEN, N. THUM, R. M. SAMELSON, AND D. B. CHELTON “Dynamical analysis of the boundary layer and surface wind responses to mesoscale SST perturbations”. *J. Climate*, 23, 559–581. 2010.

PIMENTEL, L.C.G.; MARTON, E.; SOARES da SILVA, M.; JOURDAN, P. “Caracterização do regime de vento em superfície na Região Metropolitana do Rio de Janeiro”. *Eng. Sanit. Ambient.*, v.19, n.2, pp. 121-132. 2014.

PAULSON, C. A.. “The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer”. *J. Appl. Meteor.*, 9, 857–861. 1970.

RIBEIRO, F.N.D., SOARES, J. AND OLIVEIRA, A.P. “The co-influence of the sea breeze and the coastal upwelling at Cabo Frio: A numerical investigation using coupled models”. *Braz. J. Oceanogr.*, 59(2): 131-144. 2011.

RODRIGUES, R.R.; LORENZZETTI, J.A. “A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling”. *Continental Shelf Research*, v.21, p. 371–394. 2001.

SAHA S, MOORTHY S, PAN H-L, WU X, WANG J, NADIGA S, TRIPP P, KISTLER R, WOOLLEN J, BEHRINGER D, LIU H, STOKES D, GRUMBINE R, GAYNO G, HOU Y-T, CHUANG H-Y, JUANG H-MH, SELA J, IREDELL M, TREADON R, KLEIST D, VAN DELST P, KEYSER D, DERBER J, EK M, MENG J, WEI H, YANG R, LORD S, VAN DEN DOOL H, KUMAR A, WANG W, LONG C, CHELLIAH M, XUE Y, HUANG B, SCHEMM J-K, EBISUZAKI W, LIN R, XIE P,

CHEN M, ZHOU S, HIGGINS W, ZOU C-Z, LIU Q, CHEN Y, HAN Y, CUCURULL L, REYNOLDS RW, RUTLEDGE G, GOLDBERG M. 2010. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 91: 1015–1057.

SILVA, A.S. *Influência da morfologia continental fluminense sobre as circulações locais na região de Cabo Frio (RJ)*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 124 p. pp. 1997.

SILVEIRA, I.C.A.; SCHIMIDT, A.C.K.; CAMPOS, E.J.D.; GODOI, S.S. & IKEDA, Y. “A Corrente do Brasil ao Largo da Costa Leste Brasileira”. *Revista Brasileira de Oceanografia*, 48 (2): 171-183. 2000.

SKAMAROCK, W., “Why is there more than one dynamical core in WRF? A technical perspective”. 2005.

SKAMAROCK, W.C., KLEMP, J.B., DUDHIA, J., GILL, D.O., BARKER, D.M., DUDA, M.G., HUANG, X.Y., WANG, W., POWERS, J.G. “A Description of the Advanced Research WRF Version 3”. NCAR Technical Note, NCAR/TN-475+STR. Mesoscale and Microscale Meteorology Division, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, USA. 2008.

SMITH, R.L. “Upwelling”. *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.*, 6: 11-46. 1968.

SONG, Q., T. HARA, P. CORNILLON, AND C. A. FRIEHE. A comparison between observations and MM5 simulations of the marine atmospheric boundary layer across a temperature front, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 21, 170– 178. 2004.

SONG, Q., T., D. B. CHELTON, S. K. ESBENSEN, N. THUM, AND L. W. O’NEILL. Coupling between sea surface temperature and low-level winds in mesoscale numerical models. *J. Climate*, 22, 146–164. 2009.

STARK JD, DONLON CJ, MARTIN MJ, MCCULLOCH ME. “OSTIA: An operational, high-resolution, real-time, global sea surface temperature analysis system”. In Oceans 2007–Europe .18–21 June 2007, Aberdeen, UK. IEEE. 2007.

STECH, J. L.; J. A. LORENZZETTI “The response of the South Brazil Bight to the passage of wintertime cold fronts”. *J. Geophys. Res.*, 97, 9507–9520. 1992.

STULL, R. B., 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers.

SVERDRUP, H.U.; JOHNSON, M. W. e FLEMING, R.H. *The Oceans*. New York. Prentice Hall, Inc., 1942.

TANAKA, K. *Simulação da Ressurgência Comparada com Dados Oceanográficos e de Sensores Remotos em Cabo Frio Locais*, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Tese (Mestrado), 1977.

TORRES JR, A.R., *Resposta da Ressurgência Costeira de Cabo Frio a Forçantes Locais*, M.Sc. thesis, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1995.

VALENTIN, J.L.; ANDRÉ, D.L.; JACOB, S.A. “Hydrobiology in the Cabo Frio (Brazil) upwelling: two-dimensional structure and variability during a wind cycle”. *Continental Shelf Research*, v.7 (1), p. 77-88. 1987.

WALLACE, J. M., T. P. MITCHELL, AND C. J. DESER. “The influence of sea surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific: Weekly to monthly variability”, *J. Clim.*, 2, 1492– 1499. 1989.

WEI WANG, CINDY BRUYÈRE, MICHAEL DUDA, JIMY DUDHIA, DAVE GILL, MICHAEL KAVULICH, KELLY KEENE, HUI-CHUAN LIN, JOHN MICHALAKES, SYED RIZVI, XIN ZHANG, JONATHAN D. BEEZLEY, JANICE L. COEN, AND JAN MANDEL, HUI-YA CHUANG, NICOLE MCKEE, TRICIA SLOVACEK, AND JAMIE WOLFF. WRF (ARW) Version 3 Modeling System User's Guide. Mesoscale & Microscale Meteorology Division, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, U.S.A., Jan. 2014;

[Disponível em <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/>]

YANG, Z.-L., G-Y. NIU, K. E. MITCHELL, F. CHEN, M. B. EK, M. BARLAGE, L. LONGUEVERGNE, K. MANNING, D. NIYOGI, M. TEWARI, AND Y. XIA “The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 2. Evaluation over global river basin”. J. Geophys. Res., 116, D12110. 2011.

ZHANG, D. L., AND R. A. ANTHES “A high-resolution model of the planetary boundary layer—Sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data”. J. Appl. Meteor., 21, 1594–1609. 1982.

## **ANEXO A: Inserção de campos externos ao GFS como condições de contorno no o modelo WRF**

Neste estudo, foram realizadas duas simulações numéricas utilizando resultados do GFS como condições iniciais e de contorno, descritos na Seção 3.1.1. Contudo, a condição de contorno da TSM foi alterada em uma destas simulações, na qual foram utilizados campos de TSM externos ao GFS. Maiores detalhes sobre os experimentos são descritos na Seção 3.4. Externamente ao GFS, foram utilizadas as estimativas de TSM MUR (descrita na Seção 3.2), fornecidas em arquivos no formato NetCDF.

Os dados do GFS são disponibilizados no formato GRIB2 e para serem interpolados pelo *metgrid* para as resoluções das grades utilizadas nas simulações, primeiramente precisam ser decodificados pelo programa *ungrib* em um simples formato intermediário. No caso da TSM MUR, os arquivos são disponibilizados no tipo de arquivo NetCDF e para serem utilizados nas simulações há a necessidade de realizar alguns procedimentos diferentes dos procedimentos utilizados com os arquivos do GFS, já que o *ungrib* lê apenas arquivos no formato GRIB.

Há algumas formas de utilizar no modelo WRF condições de contorno fornecidas no formato NetCDF. Esta etapa foi uma das maiores dificuldades na realização deste estudo e por este motivo neste anexo são descritas as principais tentativas e decisões tomadas para a inserção dos campos externos ao GFS como condições de contorno no o modelo WRF.

Uma possibilidade de transformar o tipo de arquivo de NetCDF para GRIB, é a utilização programas como o *Climate Data Operators* (CDO) (<https://code.zmaw.de/projects/cdo>) e o MATLAB (<http://www.mathworks.com/>). Alguns relatos de pesquisadores que utilizaram o CDO para transformar arquivos do tipo NetCDF para GRIB motivaram a primeira tentativa realizada. Após alguns testes, foi realizada a transformação do tipo de arquivo para GRIB com o CDO. Porém, o programa *ungrib* não foi executado com sucesso utilizando o arquivo após a transformação do tipo de arquivo. O uso do MATLAB veio na sequência, com o mesmo objetivo. Com esse programa, foi realizada a manipulação do arquivo em NetCDF. Porém, apesar de terem sido instaladas algumas bibliotecas no programa, para a manipulação de arquivos GRIB, não foi encontrada uma forma de salvar o arquivo para o formato GRIB.

A partir dos testes anteriores sem sucesso na transformação do formato do

arquivo de NetCDF para GRIB e a utilização no programa *ungrib*, iniciou-se a etapa que foi utilizada finalmente para a inserção dos campos de TSM no modelo WRF. Conforme descrito por Wang *et al.* (2014), se as condições iniciais e de contorno não estão disponíveis no formato GRIB Edition 1 ou GRIB Edition 2, o usuário é responsável por escrever estes dados em arquivos no formato intermediário. Seguindo a seção “Escrevendo Dados Meteorológicos para o Formato Intermediário” do Wang *et al.* (2014), utilizou-se o *Fortran 90* para escrever as estimativas de TSM MUR em arquivos no formato intermediário.

Primeiramente, a TSM MUR precisa ser lida e para isso foi adaptado o código `readGHRSSSTcore.f90` disponível no [sítio `ftp://mariana.jpl.nasa.gov/mur\_sst/tmchin/software/fortran/`](ftp://mariana.jpl.nasa.gov/mur_sst/tmchin/software/fortran/). O código adaptado está disponível a seguir:

```
module readGHRSSSTcore
```

```
!! This file contains two Fortran subroutines to
!! open and read GHRSSST L4 and L2P files:
!!
!! SST2WPS = read common (but not all) GHRSSST L4 variables and write WPS
intermediate file.
!! readL2Pcore = read common (but not all) GHRSSST L2P variables.
!!
!! Usage examples for these subroutines
!! and compiling information can be found in:
!!
!! ftp://mariana.jpl.nasa.gov/mur_sst/tmchin/software/fortran/
!!
!! These subroutines are meant for the users to edit and customize;
!! however, for the purpose of tracking and serving the subroutines,
!! PLEASE CHANGE THE NAMES OF THIS FILE AND THE SUBROUTINES
!! IF YOU EDIT THE CONTENTS OF THIS FILE.

!! 2011.04.30, Mike Chin, Version 0
!! 2014.05.23, modified by Mauricio Soares da Silva and Ian Dragaud
```

contains

!!

subroutine SST2WPS(ncfile, sst, lon, lat, time, mask, err, ice)

use netcdf

implicit none

character\*(\*), intent(in) :: ncfile  
real\*4, allocatable, optional, intent(out) :: sst(:,  
real\*4, allocatable, optional, intent(out) :: lon(:), lat(:)  
integer\*8, optional, intent(out) :: time  
integer\*1, allocatable, optional, intent(out) :: mask(:,  
real\*4, allocatable, optional, intent(out) :: err(:,  
real\*4, allocatable, optional, intent(out) :: ice(:,

integer :: ncid, nlon, nlat, ntime  
integer :: istat, varid, dimid, i,j, k  
integer\*2, allocatable :: int16(:,  
integer\*2 :: badpix  
real\*4 :: offset, rate, thefillvalue

parameter( thefillvalue = -1.) ! marker value for the bad pixels.

! open the netCDF file and obtain the fileID and main dimenstions.

istat = nf90\_open( trim(ncfile), nf90\_nowrite, ncid)  
if (istat /= nf90\_noerr) stop 'Error opening netCDF file'

```

! dimensions:
istat = nf90_inq_dimid(ncid, "lon", dimid)
if (istat /= nf90_noerr) stop 'Error finding "lon" dimension'
istat = nf90_inquire_dimension(ncid, dimid, len=nlon)
if (istat /= nf90_noerr) stop 'Error reading "lon" dimension'
istat = nf90_inq_dimid(ncid, "lat", dimid)
if (istat /= nf90_noerr) stop 'Error finding "lat" dimension'
istat = nf90_inquire_dimension(ncid, dimid, len=nlat)
if (istat /= nf90_noerr) stop 'Error reading "lat" dimension'
istat = nf90_inq_dimid(ncid, "time", dimid)
if (istat /= nf90_noerr) stop 'Error finding "time" dimension'
istat = nf90_inquire_dimension(ncid, dimid, len=ntime)
if (istat /= nf90_noerr) stop 'Error reading "time" dimension'

```

```

! time

```

```

if(present(time)) then
istat = nf90_inq_varid(ncid, "time", varid)
if(istat /= nf90_NoErr) stop 'Error finding variable "time"'
istat = nf90_get_var(ncid, varid, time)
if(istat /= nf90_NoErr) stop 'Error reading variable "time"'
end if

```

```

! lon

```

```

if(present(lon)) then
istat = nf90_inq_varid(ncid, "lon", varid)
if(istat /= nf90_NoErr) stop 'Error finding variable "lon"'
allocate(lon(nlon))
istat = nf90_get_var(ncid, varid, lon)
if(istat /= nf90_NoErr) stop 'Error reading variable "lon"'
end if

```

```

! lat

```

```

if(present(lat)) then
istat = nf90_inq_varid(ncid, "lat", varid)

```

```

if(istat /= nf90_NoErr) stop 'Error finding variable "lat"'
allocate(lat(nlat))
istat = nf90_get_var(ncid, varid, lat)
if(istat /= nf90_NoErr) stop 'Error reading variable "lat"'
end if

! sst
if(present(sst)) then
istat = nf90_inq_varid(ncid, "analysed_sst", varid)
if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error finding variable "sst"'
allocate(sst(nlon,nlat))
allocate(int16(nlon,nlat))
istat = nf90_get_var(ncid, varid, int16)
if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error reading variable "sst"'
istat = nf90_get_att(ncid, varid, '_FillValue', badpix)
if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error "sst: _FillValue"'
istat = nf90_get_att(ncid, varid, 'add_offset', offset)
if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error "sst: add_offset"'
istat = nf90_get_att(ncid, varid, 'scale_factor', rate)
if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error "sst: scale_factor"'
do j=1,nlat
do i=1,nlon
if( int16(i,j).eq.badpix ) then
sst(i,j)=thefillvalue
else
sst(i,j)=offset+rate*real(int16(i,j))
end if
end do
end do
deallocate(int16)
end if

! err
if(present(err)) then

```

```

istat = nf90_inq_varid(ncid, "analysis_error", varid)
if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error finding variable "err"'
allocate(err(nlon,nlat))
allocate(int16(nlon,nlat))
istat = nf90_get_var(ncid, varid, int16)
if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error reading variable "err"'
istat = nf90_get_att(ncid, varid, '_FillValue', badpix)
if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error "err: _FillValue"'
istat = nf90_get_att(ncid, varid, 'add_offset', offset)
if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error "err: add_offset"'
istat = nf90_get_att(ncid, varid, 'scale_factor', rate)
if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error "err: scale_factor"'
do j=1,nlat
do i=1,nlon
if( int16(i,j).eq.badpix ) then
err(i,j)=thefillvalue
else
err(i,j)=offset+rate*real(int16(i,j))
end if
end do
end do
deallocate(int16)
end if

! ice
if(present(ice)) then
istat = nf90_inq_varid(ncid, "sea_ice_fraction", varid)
if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error finding variable "ice"'
allocate(ice(nlon,nlat))
allocate(int16(nlon,nlat))
istat = nf90_get_var(ncid, varid, int16)
if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error reading variable "ice"'
istat = nf90_get_att(ncid, varid, '_FillValue', badpix)
if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error "ice: _FillValue"'

```

```

istat = nf90_get_att(ncid, varid, 'add_offset', offset)
if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error "ice: add_offset"'
istat = nf90_get_att(ncid, varid, 'scale_factor', rate)
if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error "ice: scale_factor"'
do j=1,nlat
do i=1,nlon
if( int16(i,j).eq.badpix ) then
ice(i,j)=thefillvalue
else
ice(i,j)=offset+rate*real(int16(i,j))
end if
end do
end do
deallocate(int16)
end if

! mask
if(present(mask)) then
istat = nf90_inq_varid(ncid, "mask", varid)
if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error finding variable "mask"'
allocate(mask(nlon,nlat))
istat = nf90_get_var(ncid, varid, mask)
if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error reading variable "mask"'
istat = nf90_get_att(ncid, varid, '_FillValue', badpix)
if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error "mask: _FillValue"'
do j=1,nlat
do i=1,nlon
if( mask(i,j).eq.badpix ) mask(i,j)=thefillvalue
end do
end do
end if

end subroutine

```

!!

```
subroutine readL2Pcore( ncfid, sst, lon, lat, time, dt, &  
                      bias, sigma, rjct, conf, prox)
```

```
use netcdf  
implicit none
```

```
character*(*),          intent(in) :: ncfid  
real*4,   allocatable, optional, intent(out) :: sst(:,  
real*4,   allocatable, optional, intent(out) :: lon(:,  
real*4,   allocatable, optional, intent(out) :: lat(:,  
integer*8,          optional, intent(out) :: time  
integer*2, allocatable, optional, intent(out) :: dt(:,  
real*4,   allocatable, optional, intent(out) :: bias(:,  
real*4,   allocatable, optional, intent(out) :: sigma(:,  
integer*1, allocatable, optional, intent(out) :: rjct(:,  
integer*1, allocatable, optional, intent(out) :: conf(:,  
integer*1, allocatable, optional, intent(out) :: prox(:,
```

```
integer :: ncid, ni, nj, ntime  
integer :: istat, varid, dimid, i, j, k  
integer*2, allocatable :: int16(:,  
integer*2          :: badpix  
real*4 :: offset, rate, thefillvalue
```

```
parameter( thefillvalue = -1.) ! marker value for the bad pixels.
```

```
! open the netCDF file and obtain the fileID and main dimensions.
```

```

istat = nf90_open( trim(ncfile), nf90_nowrite, ncid)
if (istat /= nf90_noerr) stop 'Error opening netCDF file'

! dimensions:
istat = nf90_inq_dimid(ncid, "ni", dimid)
if (istat /= nf90_noerr) stop 'Error finding "ni" dimension'
istat = nf90_inquire_dimension(ncid, dimid, len=ni)
if (istat /= nf90_noerr) stop 'Error reading "ni" dimension'
istat = nf90_inq_dimid(ncid, "nj", dimid)
if (istat /= nf90_noerr) stop 'Error finding "nj" dimension'
istat = nf90_inquire_dimension(ncid, dimid, len=nj)
if (istat /= nf90_noerr) stop 'Error reading "nj" dimension'
istat = nf90_inq_dimid(ncid, "time", dimid)
if (istat /= nf90_noerr) stop 'Error finding "time" dimension'
istat = nf90_inquire_dimension(ncid, dimid, len=ntime)
if (istat /= nf90_noerr) stop 'Error reading "time" dimension'

! time
if(present(time)) then
istat = nf90_inq_varid(ncid, "time", varid)
if(istat /= nf90_NoErr) stop 'Error finding variable "time"'
istat = nf90_get_var(ncid, varid, time)
if(istat /= nf90_NoErr) stop 'Error reading variable "time"'
end if

! lon
if(present(lon)) then
istat = nf90_inq_varid(ncid, "lon", varid)
if(istat /= nf90_NoErr) stop 'Error finding variable "lon"'
allocate(lon(ni,nj))
istat = nf90_get_var(ncid, varid, lon)
if(istat /= nf90_NoErr) stop 'Error reading variable "lon"'

```

```

end if

! lat
if(present(lat)) then
istat = nf90_inq_varid(ncid, "lat", varid)
if(istat /= nf90_NoErr) stop 'Error finding variable "lat"'
allocate(lat(ni,nj))
istat = nf90_get_var(ncid, varid, lat)
if(istat /= nf90_NoErr) stop 'Error reading variable "lat"'
end if

! sst
if(present(sst)) then
istat = nf90_inq_varid(ncid, "sea_surface_temperature", varid)
if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error finding variable "sst"'
allocate(sst(ni,nj))
allocate(int16(ni,nj))
istat = nf90_get_var(ncid, varid, int16)
if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error reading variable "sst"'
istat = nf90_get_att(ncid, varid, '_FillValue', badpix)
if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error "sst: _FillValue"'
istat = nf90_get_att(ncid, varid, 'add_offset', offset)
if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error "sst: add_offset"'
istat = nf90_get_att(ncid, varid, 'scale_factor', rate)
if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error "sst: scale_factor"'
do j=1,nj
do i=1,ni
if( int16(i,j).eq.badpix ) then
sst(i,j)=thefillvalue
else
sst(i,j)=offset+rate*real(int16(i,j))
end if
end do
end do
end do

```

```

deallocate(int16)
end if

! dt
if(present(dt)) then
  istat = nf90_inq_varid(ncid, "sst_dtime", varid)
  if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error finding variable "dt"'
  allocate(dt(ni,nj))
  istat = nf90_get_var(ncid, varid, dt)
  if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error reading variable "dt"'
  istat = nf90_get_att(ncid, varid, '_FillValue', badpix)
  if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error "dt: _FillValue"'
  do j=1,nj
  do i=1,ni
    if( dt(i,j).eq.badpix ) dt(i,j)=thefillvalue
  end do
  end do
end if

! bias
if(present(bias))then
  istat = nf90_inq_varid(ncid, "SSES_bias_error", varid)
  if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error finding variable "bias"'
  allocate(bias(ni,nj))
  allocate(int16(ni,nj))
  istat = nf90_get_var(ncid, varid, int16)
  if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error reading variable "bias"'
  istat = nf90_get_att(ncid, varid, '_FillValue', badpix)
  if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error "bias: _FillValue"'
  istat = nf90_get_att(ncid, varid, 'add_offset', offset)
  if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error "bias: add_offset"'
  istat = nf90_get_att(ncid, varid, 'scale_factor', rate)
  if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error "bias: scale_factor"'
  do j=1,nj

```

```

do i=1,ni
  if( int16(i,j).eq.badpix ) then
    bias(i,j)=thefillvalue
  else
    bias(i,j)=offset+rate*real(int16(i,j))
  end if
end do
end do
deallocate(int16)
end if

! sigma
if(present(sigma))then
  istat=nf90_inq_varid(ncid,"SSES_standard_deviation_error",varid)
  if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error finding variable "sigma"'
  allocate(sigma(ni,nj))
  allocate(int16(ni,nj))
  istat = nf90_get_var(ncid, varid, int16)
  if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error reading variable "sigma"'
  istat = nf90_get_att(ncid, varid, '_FillValue', badpix)
  if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error "sigma: _FillValue"'
  istat = nf90_get_att(ncid, varid, 'add_offset', offset)
  if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error "sigma: add_offset"'
  istat = nf90_get_att(ncid, varid, 'scale_factor', rate)
  if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error "sigma: scale_factor"'
  do j=1,nj
    do i=1,ni
      if( int16(i,j).eq.badpix ) then
        sigma(i,j)=thefillvalue
      else
        sigma(i,j)=offset+rate*real(int16(i,j))
      end if
    end do
  end do
end do

```

```

    deallocate(int16)
end if

if(present(rjct))then
    istat = nf90_inq_varid(ncid, "rejection_flag", varid)
    if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error finding variable "rjct"'
    allocate(rjct(ni,nj))
    istat = nf90_get_var(ncid, varid, rjct)
    if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error reading variable "rjct"'
end if

if(present(conf))then
    istat = nf90_inq_varid(ncid, "confidence_flag", varid)
    if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error finding variable "conf"'
    allocate(conf(ni,nj))
    istat = nf90_get_var(ncid, varid, conf)
    if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error reading variable "conf"'
end if

if(present(prox))then
    istat = nf90_inq_varid(ncid, "proximity_confidence", varid)
    if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error finding variable "prox"'
    allocate(prox(ni,nj))
    istat = nf90_get_var(ncid, varid, prox)
    if(istat/=nf90_NoErr) stop 'Error reading variable "prox"'
end if

end subroutine

end module

```

Posteriormente, foi criado um código onde foram declaradas variáveis referentes ao arquivo de TSM MUR e onde é escrito o arquivo no formato intermediário. Este código está disponível a seguir:

```
program SSTtoWPS
```

```
use readGHRSSSTcore
```

```
implicit none
```

```
character*120 :: ncfile, outfile
```

```
integer*4 :: nlon,nlat,xlev
```

```
integer*8 :: time
```

```
real*4, allocatable :: longitudes(:), latitudes(:)
```

```
real*4, allocatable :: gridded_sst(:,:)
```

```
real*4, allocatable :: analysis_error(:,:)
```

```
real*4, allocatable :: ice_concentration(:,:)
```

```
integer*1, allocatable :: grid_mask(:,:)
```

```
integer :: version=5 ! Format version (must =5 for WPSformat)
```

```
integer :: iproj=0 ! Code for projection of data inarray:
```

```
real :: xfcst=0 ! Forecast hour of data
```

```
real :: xlvl=200100.000000 ! Vertical level of data in 2-darray
```

```
real :: startlat=-89.9945, startlon=-179.9950 ! Lat/lon of point in array indicated by
```

```
!startloc string
```

```
real :: deltalat=0.01098633, deltalon=0.01098636 ! Grid spacing, degrees
```

```
real :: earth_radius=6367470.*.001 ! Earth radius, km
```

```
real, allocatable, dimension(:,:) :: slab ! The 2-d array holding the data
```

```
logical :: is_wind_grid_rel=.FALSE. ! Flag indicating whether winds are relative
```

```
!to source grid (TRUE)
```

```
!or relative to earth (FALSE)
```

```
character (len=8) :: startloc="SWCORNER" ! Which point in array is given by
```

```
!startlat/startlon; set either
```

```
! to 'SWCORNER' or 'CENTER '
```

```

character (len=9) :: field="SST"      ! Name of the field
character (len=24) :: hdate           ! Valid date for data YYYY:MM:DD_HH:00:00
character (len=25) :: units="K"      ! Units of data
character (len=32) :: map_source="MUR" ! Source model / originating center
character (len=46) :: desc="Sea Surface Temperature" ! Short description of data
character (len=13) :: datefile

write(*,*)
print*,'Puporse: convert SST file L4 from MUR to WPS intermediate file'
write(*,*)
print*,'Enter GHRSSST netCDF file name (within quatations "..."): '
read(5,*) ncfile
write(*,*)
print*,'Reading ',trim(ncfile)
write(*,*)

call SST2WPS( trim(ncfile), &
              gridded_sst, longitudes, latitudes, time)

! print array dimensions:
nlon=size(gridded_sst,1)
nlat=size(gridded_sst,2)
print*,'.. dimensions: ',size(longitudes),' x ',size(latitudes)
print*,'.. dimensions: ',nlon,' x ',nlat,' (double check!)'

! print some array values:
print*,'Time: ',time
print*,'Lon: ',longitudes(1),longitudes(nlon)
print*,'Lat: ',latitudes(1), latitudes(nlat)
print*,'SST: ',gridded_sst(1,1), gridded_sst(1,nlat), &
         gridded_sst(nlon,1),gridded_sst(nlon,nlat)
! print*,'Mask: ',grid_mask(1,1), grid_mask(1,nlat), &
!         grid_mask(nlon,1),grid_mask(nlon,nlat)
! print*,'Err: ',analysis_error(1,1), analysis_error(1,nlat), &

```

```

!           analysis_error(nlon,1),analysis_error(nlon,nlat)
!   print*,'Ice: ',ice_concentration(1,1),ice_concentration(1,nlat),&
!           ice_concentration(nlon,1),ice_concentration(nlon,nlat)

write(*,*)
print*,'Enter date intermediate file ( valid format YYYY:MM:DD_HH ):'
read(*,*)datefile
hdate=datefile//":00:00"
outfile="SST:"//hdate(1:13)
open(20,form='unformatted',convert='big_endian',file=outfile)

slab=gridded_sst
! 1) WRITE FORMAT VERSION
write(20) version

! 2) WRITE METADATA
! Projection = 0 (Cylindrical equidistant)
write(20) hdate, xfcst, map_source, field, &
           units, desc, xlv1, nlon, nlat, iproj
write(20) startloc, startlat, startlon, &
           deltalat, deltalon, earth_radius

! 3) WRITE WIND ROTATION FLAG
write(20) is_wind_grid_rel

! 4) WRITE 2-D ARRAY OF DATA
write(20) gridded_sst

! free the memory space:
deallocate(gridded_sst, longitudes, latitudes)
! deallocate(grid_mask, analysis_error, ice_concentration)

end program

```

Os arquivos no formato GRIB tipicamente contém mais campos que são necessários para inicializar o modelo WRF. Ambas as versões do formato GRIB usam diversos códigos para identificar as variáveis e níveis no arquivo de dados. O *ungrib* utiliza tabelas destes códigos, chamadas “Vtables”, para definir quais campos serão extraídos do arquivo no formato GRIB e escritos no formato intermediário. Alguns modelos numéricos já possuem Vtables prontas e disponibilizadas pelo programa *ungrib*. A Vtable correspondente ao GFS é a Vtable.GFS. Para atualizar a TSM durante a simulação e para uma correta inclusão do campo de TSM externo ao GFS, houve a necessidade de alterar a Vtable.GFS, reescrevendo na coluna “metgrid Name” a variável SKINTEMP para SST.

A TSM MUR é disponibilizada com frequência diária e desta forma os arquivos intermediários referentes a TSM também tem frequência diária. Contudo, neste estudo foi utilizada a frequência de atualização das condições de contorno do GFS de 3 em 3 horas. Esta diferença na frequência de disponibilidade entre as condições de contorno do GFS e TSM MUR gera um erro na execução do programa *metgrid*. Para evitar esta questão, foram criados arquivos intermediários de TSM repetidos, de forma a frequência ser a mesma que a dos arquivos do GFS. Após estas modificações, os arquivos intermediários de TSM MUR e dos resultados do GFS são interpolados horizontalmente pelo *metgrid* e a TSM foi atualizada diariamente.