

Universidade de São Paulo  
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas  
Departamento de Ciências Atmosféricas

CAIO JORGE RUMAN

**Caracterização numérica do balanço de energia na  
superfície durante condições de verão na região da  
estação Antártica Brasileira**

São Paulo

2015



CAIO JORGE RUMAN

**Caracterização numérica do balanço de  
energia na superfície durante condições de  
verão na região da estação Antártica  
Brasileira**

Dissertação de mestrado apresentada ao  
departamento de Ciências Atmosféricas do  
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências  
Atmosféricas da Universidade de São Paulo como  
requisito parcial para obtenção do título de  
Mestre em Ciências.

Área de concentração: Meteorologia

Orientadora: Profa. Dr<sup>a</sup>. Jacyra Soares

São Paulo

2015

III

# Agradecimentos

Primeiramente, gostaria de agradecer a minha orientadora Jacyra Soares, pela orientação na minha carreira científica desde a graduação. Sem ela eu não teria chegado até aqui, nem realizado todas as conquistas que vieram junto com essa parceria.

Aos professores do IAG por seu excelente trabalho na educação dos alunos.

Aos alunos, funcionários e professores do Lab. Micro.

Ao pessoal da seção de informática e o Prof. Dr. Maxsuel, pela ajuda no ensinamento de configurar e instalar o modelo WRF.

A todos os funcionários do IAG e colegas de turma do Mestrado.

Ao CNPq pelo suporte financeiro (Processo 131881/2013-2).

A minha família pelo apoio em todas as minhas decisões, desde o início da graduação em Meteorologia e especialmente ao Pécio, pelo apoio incondicional e por se manter ao meu lado nos momentos difíceis ao longo do Mestrado.

*“I had a dream when I was 22 that someday I would  
go to the region of ice and snow and go on and on  
till I came to one of the poles of the Earth”*

Ernest Shackleton

*“Why then do we feel this strange attraction for these Polar  
Regions, a feeling so powerful and lasting, that when we return  
home we forget the mental and physical hardships, and want  
nothing more than to return to them?”*

Jean-Baptiste Charcot

## Resumo

Este trabalho tem como objetivo a caracterização numérica do balanço de energia na superfície (BES) em condições de verão na região da estação Antártica Brasileira Comandante Ferraz (EACF). Para este fim, foram utilizados dados coletados *in situ* de dois projetos: dados do período de 19 a 24 de fevereiro de 2012 no âmbito do projeto ETA (Estudo da turbulência Antártica) e dados do projeto meteorologia na EACF do período de 2000-2010. Realizaram-se também simulações numéricas utilizando o modelo *Weather Research & Forecasting* (WRF). Calculou-se a média da temperatura do ar, umidade relativa do ar e velocidade do vento para o verão, utilizando-se os dados do projeto meteorologia na EACF, comparada em seguida com a média dos dados do projeto ETA. Desse modo, verificou-se que o período de estudo corresponde a um período de verão médio. Constatou-se que no período de estudo a região apresenta temperaturas predominantemente negativas, entre -4 e 0 °C, devido a advecção de ar frio de sudeste e ventos predominantes de leste, de até 10 ms<sup>-1</sup>. Os ventos mais fracos ocorreram no período noturno, o que faz com que a região apresente ventos catabáticos oriundos da geleira a norte e nordeste da estação, que são uma circulação geográfica fraca, desaparecendo com a presença de ventos mais fortes. O balanço de energia em superfície foi então estimado, utilizando os valores de  $R_n$  e  $G$  obtidos diretamente e  $H$  e  $LE$  estimados utilizando o método aerodinâmico do perfil, seguindo a teoria de similaridade de Monin-Obukhov (TSMO).  $R_n$  é a principal fonte de energia da região, dominado pelo termo  $OC\downarrow$  durante o dia, enquanto que o termo  $OL\uparrow$  é o principal responsável pela perda de energia no período noturno. A energia disponível na superfície ( $R_n$ ) durante o dia é utilizada para o aquecimento do solo ( $G$ ), aquecimento da atmosfera ( $H$ ) e evaporação da água em superfície ( $LE$ ). No período diurno,  $G$  é uma ordem de grandeza menor que  $R_n$  e durante a noite é uma fonte de energia para a atmosfera, de até 25 Wm<sup>-2</sup>. Da estimativa do *footprint* para  $H$  e  $LE$ , concluiu-se que no período noturno a influência do oceano próximo é significativa, refletindo nos valores de  $H$  e  $LE$  com características de oceano. Apesar de a região não possuir superfície homogênea e as condições climáticas não serem ideais para a validade da TSMO, durante o período diurno a teoria consegue descrever os fluxos de  $H$

e  $LE$  com o resíduo uma ordem de grandeza menor. As simulações utilizando o WRF foram utilizadas para analisar o BES em três pontos na ilha do Rei George, representando três tipos de superfície: solo exposto (P1), gelo/neve (P2) e água do mar (P3). A comparação estatística dos dados coletados *in situ* com os valores simulados para o ponto P1 mostra que o modelo consegue simular as principais características da região com erros pontuais, como considerar a região mais fria e superestimar  $OC\downarrow$ . O BES nos pontos P2 e P3 estão de acordo com o encontrado na literatura, representando as principais características do BES sobre o gelo e o oceano. Desse modo, conclui-se que o modelo WRF é uma excelente ferramenta para simulações numéricas de alta resolução em regiões subantárticas.

## Abstract

The main objective of this work is the numerical characterization of the surface energy balance (SEB) during summer conditions in the region of the Brazilian Antarctic Station. This work uses data collected *in situ* from two projects: data from the period of February 19<sup>th</sup> to February 24<sup>th</sup> of 2012, from the project ETA (*Estudo da Turbulência Antártica*) and data of the project *meteorologia na EACF*, from 2000-2010. Numerical simulations were realized using the numerical model Weather Research & Forecast (WRF). The mean air temperature, relative humidity of air and wind velocity were calculated for the summer period from the data of the project *meteorologia na EACF*, which was compared with the mean data of the ETA project. Thereby, it was verified that study period correspond to an average summer period. In the period of study, the air temperature is predominantly negative, ranging from -4 to 0 °C, due the advection of cold air from southeast. The most common wind comes from the east, assuming values up to 10 ms<sup>-1</sup>. Calm winds were observed during nighttime, which triggers katabatic winds coming from the glacier from north and northwest. In the region of study, this type of wind is considered a weak geography circulation, disappearing in the presence of strong winds. The SEB was then estimated, using  $R_n$  and  $G$  obtained directly and  $H$  and  $LE$  estimated, following the profile method and the similarity theory of Monin-Obukhov (STMO).  $R_n$  is the main source of energy to the region, dominated by  $OC\downarrow$  during daytime, while  $OL\uparrow$  is the main responsible for energy loss in nighttime. The energy available at the surface ( $R_n$ ) during daytime is used for heating the soil ( $G$ ), heating the atmosphere ( $H$ ) and evaporating the water at the surface ( $LE$ ). On daytime,  $G$  is an order of magnitude lower than  $R_n$  and during nighttime it is a source of energy to the atmosphere, from up to 25 Wm<sup>-2</sup>. The footprint of  $H$  and  $LE$  were estimated, showing that at nighttime the influence of the nearby ocean is significant, reflected at the values of  $H$  and  $LE$ , which is similar of those on the ocean. Despite the lack of land homogeneity and harsh weather conditions, situations where the STMO is not ideal, during daytime it can describe the fluxes of  $H$  and  $LE$  with a residue of the SBE one order of magnitude lower. The numerical simulations using the model WRF were used to study the SEB in three points of the King George Island, representing three types of surface: exposed soil (P1), ice/snow (P2) and seawater



(P3). The statistical comparison of the data collected *in situ* with the simulated values for the point P1 shows that the model can simulate the main characteristics of the region with occasional errors, considering the region colder and overestimating  $OC\downarrow$ . The SEB for the points P2 and P3 are in accordance with the literature review, representing the main characteristics of the SEB over ice and ocean. Therefore, the WRF model is an excellent tool to study sub Antarctic regions using high-resolution simulations.

## Lista de figuras

- Figura 1:** Localização da EACF, Ilha do Rei George com as áreas descobertas de gelo em marrom e a península Keller. O quadrado vermelho indica a EACF. Imagens adaptadas de SCAR Antarctic Digital Database (<http://www.add.scar.org/>) e Google Earth. .... 6
- Figura 2:** Topografia da ilha do Rei George com os três pontos investigados marcados com círculos vermelhos: a EACF (P1), a região ao norte da EACF (P2) e a região sobre a baía do Amirantado (P3). Mapa adaptado do modelo de terreno digital de Braun *et al.* (2001a). .... 7
- Figura 3:** Carta de pressão ao nível do mar para (a) 21 de fevereiro e (b) 24 de fevereiro, ambas para 12Z (8h00 local). Setas verdes indicam a posição da EACF. Setas vermelhas indicam a advecção de ar frio. Imagens editadas a partir de cartas de pressão do Centro de Hidrografia da Marinha – Serviço Meteorológico Marinho. .... 16
- Figura 4:** Meteograma utilizando as médias de 5 min, com (a) temperatura do ar a 2m (linha azul), umidade específica do ar a 2m (linha vermelha) e temperatura do solo a 5cm (linha verde), (b) radiação líquida, (c) pressão atmosférica e (d) módulo da velocidade (pontos pretos) e direção do vento (vetor vermelho). Dados coletados pelos instrumentos instalados na torre micrometeorológica instalada na EACF. .... 17
- Figura 5:** Componentes do balanço de energia ( $Wm^{-2}$ ) para o período estudado. Os fluxos turbulentos de calor sensível (linha azul) e latente (linha verde) foram obtidos pela TSMO, o termo resíduo ( $I$  – tracejado em preto) através da equação 22 e  $Rn$  (linha vermelha) e  $G$  (linha preta) foram medidos diretamente. .... 19
- Figura 6:** Variação temporal horária média de 19 de fevereiro a 24 de fevereiro de 2012 das componentes do balanço de energia medidas *in situ* ( $Rn$  – linha vermelha e  $G$  – linha preta), calculadas usando a TSMO ( $H$  – linha azul e  $LE$  – linha verde) e o resíduo ( $I$  – linha cinza). .... 20
- Figura 7:** a) Histograma dos valores de  $z_0$  para a EACF, estimados durante o cálculo do BES utilizando a TSMO. b) Previsão do *footprint* (linha vermelha) e fluxo cumulativo normalizado ou o alcance efetivo (linha preta) para a região da EACF. .... 21

<b>Figura 8:</b> Área do <i>footprint</i> para o ponto P1. O círculo vermelho possui 1000 m de raio, mostrando a área em que 60% dos fluxos medidos se originam e o círculo amarelo possui 257 m de raio, mostrando o local que é mais sensível às observações da torre. Imagem adaptada do Google Earth.....	22
<b>Figura 9:</b> Configuração (a) do domínio utilizado no WRF, com três grades aninhadas, d01, d02 e d03, centrado em (62°05'10" S, 58°23'37" W) na grade d01 e (b) níveis de altura utilizados pelo modelo para a localização da EACF.....	23
<b>Figura 10:</b> Domínio d03, mostrando a grade horizontal utilizada, de 1km de resolução. Os pontos alterados para superfície sem gelo estão marcados. Os círculos vermelhos indicam os três pontos de estudo, P1, P2 e P3. ....	24
<b>Figura 11:</b> Resultados numéricos de $T_{AR}$ (linha azul), $T_{SOLO}$ (linha verde), $q$ (linha vermelha), $V$ (linha preta) e direção do vento (vetor vermelho) para a EACF, o ponto P1. As linhas com símbolos representam os valores coletados <i>in situ</i> . ....	27
<b>Figura 12:</b> Resultados numéricos de $T_{AR}$ (linha azul), $T_{SOLO}$ (linha verde), $q$ (linha vermelha), $V$ (linha preta) e direção do vento (vetor vermelho) para o ponto P2. ....	28
<b>Figura 13:</b> Resultados numéricos de $T_{AR}$ (linha azul), $TSM$ (linha verde), $q$ (linha vermelha), $V$ (linha preta) e direção do vento (vetor vermelho) para o ponto P3. ....	28
<b>Figura 14:</b> Componentes do balanço de energia, em $Wm^{-2}$ , para o período estudado para a) a EACF, com medidas obtidas <i>in situ</i> para $R_n$ (linha vermelha) e $G$ (linha preta), obtidas através da TSMO para $H$ (linha azul) e $LE$ (linha verde) e o resíduo calculado $I$ (linha cinza), e resultados obtidos numericamente com o modelo WRF para o ponto b) P1, c) P2 e d) P3. Para os resultados obtidos pelo modelo, a linha cinza representa o termo $\Delta Q$ , o saldo de energia em superfície. ....	32
<b>Figura 15:</b> Saldo de onda curta (OCnet) calculado numericamente pelo WRF para 5 localidades na baía do almirantado. Linha vermelha (EACF), linha preta: 4km a oeste da EACF, linha azul: 2km a leste da EACF e linha verde a 7km ao sul da EACF.....	33
<b>Figura 16:</b> Variação diurna média das componentes do balanço de energia: $R_n$ (vermelho), $G$ (preto), $H$ (azul) e $LE$ (verde). As linhas cheias representam os valores calculados numericamente pelo modelo WRF para o período de 19 a 24 de fevereiro, para a região da EACF, onde $\Delta Q$ , em cinza, é o saldo de energia em	

superfície. As linhas com símbolos indicam os valores obtidos *in situ* utilizando instrumentos ( $R_n$  e  $G$ ) e a TSMO ( $H$  e  $LE$ ), onde  $I$ , em cinza, é o resíduo. .... 34

**Figura 17:** Variação diurna média das componentes do balanço de energia:  $R_n$  (vermelho),  $G$  (preto),  $H$  (azul),  $LE$  (verde) e  $\Delta Q$  (cinza), calculadas numericamente pelo modelo WRF para o período de 19 a 24 de fevereiro, para o ponto P2, na geleira ao Norte da EACF. .... 35

**Figura 18:** Variação diurna média das componentes do balanço de energia:  $R_n$  (vermelho),  $G$  (preto),  $H$  (azul),  $LE$  (verde) e  $\Delta Q$  (cinza), calculadas numericamente pelo modelo WRF para o período de 19 a 24 de fevereiro, para o ponto P3. .... 35

## Lista de tabelas

<b>Tabela 1:</b> Regiões escolhidas para estudo, com seu símbolo, sua localização, altura e tipo de solo. ....	6
<b>Tabela 2:</b> Descrição e especificações dos sensores utilizados no estudo. Valores de acurácia e intervalo de operação retirados dos manuais de cada instrumento, disponíveis no site do fabricante. ....	10
<b>Tabela 3:</b> Temperatura do ar, umidade relativa e velocidade do vento médias e desvio padrão para o período de verão 2000-2010 e o período de 19 a 24 de fevereiro de 2012. ....	14
<b>Tabela 4:</b> Número de pontos de grade (horizontal x vertical), resolução espacial, tamanho do domínio e resolução temporal para os experimentos numéricos realizados. ....	22
<b>Tabela 5:</b> Configurações usadas nos testes do modelo WRF. ....	25
<b>Tabela 6:</b> Valores de RMSE, MBE e Corr obtidos com a execução do modelo para $T_{ar}$ , $OL_{\downarrow}$ , $OC_{NET}$ , $P$ , $T_{SOLO}$ , $ V $ , $q$ , $H$ e $LE$ . ....	26

## Sumário

Lista de figuras.....	X
Lista de tabelas.....	XIII
1. Introdução.....	1
1.1 O balanço de energia .....	2
1.2 Modelagem numérica.....	3
1.3 Objetivos.....	4
1.4 Região de Estudo .....	5
2. Fundamentação teórica.....	7
3. Dados Utilizados.....	10
3.1 Dados do projeto ETA – 19 a 24 de fevereiro de 2012 .....	10
3.2 Dados de 2000-2010 .....	11
3.3 Verificação de dados espúrios.....	11
4. O modelo Weather Research & Forecasting (WRF).....	12
5. Resultados.....	14
5.1 Condições Meteorológicas .....	14
5.1.1 Condições meteorológicas médias .....	14
5.1.2 Condições meteorológicas do período estudado .....	15
5.1.3 Estimativa do balanço de energia.....	18
5.2 Comparação entre os resultados numéricos e os coletados <i>in situ</i> .....	22
5.3 Resultados numéricos .....	27
5.3.1 Condições meteorológicas .....	27
5.3.2 Balanço de energia.....	29
6. Conclusões.....	36
7. Sugestões para trabalhos futuros .....	38
8. Referências bibliográficas .....	39

# 1. Introdução

A Antártica está localizada na área do globo terrestre ao sul de 60°S e é dividida em três partes morfológicas: a Antártica Leste, a Antártica Oeste e a península Antártica. A Antártica é um sorvedouro de calor, atuando sobre a circulação atmosférica em latitudes altas e médias do hemisfério sul e exercendo influência no clima do cone sul da América do Sul e do Brasil (Haymussi, 1999; Khan et al., 1998; Gillet et al., 2006). A península Antártica é uma barreira estreita e montanhosa, estendendo-se em direção ao norte até a latitude 63°S, incluindo as ilhas próximas, como o arquipélago das ilhas Shetlands, onde se localiza a ilha do Rei George, estudada neste trabalho. Devido a sua extensão norte-sul, a península Antártica exerce importante influência na circulação atmosférica e oceânica do hemisfério sul, funcionando como uma barreira para a circulação zonal (King e Turner, 1997).

Sendo a região mais preservada do planeta e também uma das mais vulneráveis às mudanças ambientais globais, alterações no meio ambiente Antártico, sejam eles naturais ou causados pelo homem, têm o potencial de provocar impactos biológicos e socioeconômicos que podem afetar o sistema terrestre como um todo. Por ser parte integrante e essencial do sistema ambiental global, a região Antártica não só exporta sinais climáticos, afetando o clima global, mas também importa esses sinais, sofrendo suas consequências. Por essa razão, a pesquisa científica nas regiões polares é de grande importância ambiental e econômica, contribuindo para compreensão das alterações climáticas e ambientais observadas nestas regiões.

O conhecimento do balanço de radiação e dos fluxos verticais turbulentos de calor, massa e momento, sobre diferentes superfícies, são importantes para estudos diagnósticos e prognósticos de mudanças climáticas e monitoramento ambiental. O objetivo primeiro deste projeto é investigar numericamente o balanço de energia na superfície em condições médias de verão na região da estação Antártica Brasileira, na Ilha Rei George.

A acessibilidade da ilha do Rei George e sua representatividade para as condições subantárticas, faz com que a região seja de grande interesse para pesquisa. A

região possui bases de pesquisa de 11 países, realizando investigações científicas nas mais diversas áreas.

O presente trabalho divide-se em duas partes: uma realizando um estudo com dados coletados *in situ* e a outra utilizando os resultados numéricos do modelo *Weather Research & Forecast* (WRF). Na primeira parte foram utilizados os dados coletados *in situ* pela torre meteorológica do projeto ETA, localizada na estação Antártica Comandante Ferraz (EACF), com o intuito de realizar uma análise das condições meteorológicas do período. Em seguida, realizou-se um estudo do balanço de energia em superfície (BES), utilizando os dados coletados de radiação líquida e fluxo de calor no solo com os fluxos de calor sensível e de calor latente estimados segundo a teoria de similaridade de Monin-Obukhov utilizando o método aerodinâmico do perfil.

A segunda parte consistiu na utilização do modelo WRF para realizar um estudo do BES em outras regiões de interesse na ilha do Rei George. Foi realizada uma comparação dos resultados numéricos do WRF com os dados coletados *in situ*, de modo a verificar a acurácia do modelo na região de estudo. Foram escolhidos então três pontos na ilha para realizar o estudo do BES, representando os tipos de superfície presentes na região: solo exposto, na EACF, um ponto sobre a geleira ao norte da EACF e um ponto sobre a baía do Almirantado, ao sul da EACF.

A Estação Antártica brasileira foi vítima de um incêndio nas primeiras horas do dia 25 de fevereiro de 2012. O presente trabalho foi afetado profundamente por este evento, pois os instrumentos utilizados para a coleta de dados terminaram de ser instalados no dia 19 de fevereiro ao meio dia. Devido a isso, o período de estudo limitou-se da metade do dia 19 até a noite do dia 24 de fevereiro, momentos antes do incêndio.

## **1.1 O balanço de energia**

Em termos simples, o balanço de energia é o resultado da diferença entre a energia recebida por uma superfície e a energia por ela perdida e a armazenada. Há uma força externa, a energia fornecida pelo sol, com os outros termos sendo a resposta a essa força (Stull, 1988).



Fluxos turbulentos de calor sensível e calor latente são importantes e eficientes trocas de energia entre a superfície e a camada limite planetária. A principal fonte de energia para esses fluxos turbulentos é a radiação de onda curta proveniente do Sol. Através desta troca eficiente de calor e umidade, a turbulência na camada limite planetária modera o microclima perto da superfície, tornando-a habitável. (Arya, 2001). Um bom conhecimento das trocas de calor na superfície da região Antártica é um pré-requisito para um bom entendimento do clima regional e de larga escala Antártico e de eventuais mudanças climáticas (Broeke *et al.* 2006).

Estudos de Bintanja (1995), Braun e Hock (2004), Braun *et al.* (2001b) e Braun *et al.* (2004) foram feitos na região sobre o BES, porém limitaram-se ao estudo do BES dos glaciares presentes na ilha do rei George. Choi *et al.* (2008) realizou um estudo do BES em uma região não glaciada na ilha do Rei George utilizando o método direto, porém sem medidas de fluxo de calor no solo.

Estudos de fluxos turbulentos realizados na região da península Antártica não utilizaram o método aerodinâmico do perfil e sim o método bulk (Bintanja, 1995; Braun *et al.*, 2004; Schneider, 1999;). Este trabalho é, portanto, um dos primeiros a estimar o balanço de energia em superfície utilizando essa metodologia na região.

## **1.2 Modelagem numérica**

Modelos climáticos globais vêm recebendo melhorias nos últimos anos e, com o auxílio de supercomputadores, conseguem lançar produtos melhores, com resoluções maiores. Esses modelos são bons o suficiente para reproduzir os aspectos do clima em larga escala, porém ainda não conseguem representar detalhes regionais, como circulações locais e a influência da topografia no clima local.

Essas características regionais são capturadas com o uso de modelos de mesoescala, utilizando-se da técnica de “*downscaling*”, em que informações são passadas em cascata, de escalas mais altas para escalas menores. O *downscaling* é baseado no fato que climas regionais são condicionados, mas não completamente determinados, por eventos de larga escala (Bromwich *et al.* 2005). As informações dos eventos sinópticos que alimentam os modelos de mesoescala provém de

modelos climáticos globais e reanálises, como o *Global Forecast System* (GFS) e o ERA-Interim. A qualidade das simulações regionais depende do realismo da representação dos aspectos sinópticos pelos modelos climáticos globais (Wang *et al.*, 2004). Quando bem representados, simulações regionais consistentemente melhoram os detalhes espaciais e temporais de simulações climáticas quando comparados com modelos climáticos globais. Utilizando-se uma resolução adequada, essas simulações conseguem reproduzir os detalhes climáticos regionais em superfície, como a influência da topografia, lagos, regiões costeiras e vários tipos de superfícies terrestres.

O modelo *Weather Research & Forecasting* (WRF) é um modelo de domínio público e está disponível gratuitamente para uso da comunidade. Ele é projetado para ser o que há de mais avançado na simulação numérica atmosférica. É portátil e eficiente nas plataformas de computação paralela e é atualizado constantemente. O WRF é adequado para utilização numa vasta gama de aplicações em escalas espaciais que vão de metros a milhares de quilômetros (<http://wrf-model.org/>), sendo extensamente utilizado em simulações de alta resolução.

O uso de modelos numéricos em altas latitudes apresenta desafios únicos, pois as condições polares normalmente não são bem representadas pelas parametrizações disponíveis, já que em seu desenvolvimento elas não priorizam essas regiões (Hines e Bromwich, 2008). Devido a esse fato, o grupo de meteorologia polar do centro de pesquisa polar Byrd da Ohio State University iniciou, em 2006, uma série de modificações no modelo WRF, a que se denominou Polar WRF. Entretanto, nas últimas versões do WRF, incluindo a utilizada neste trabalho, as principais modificações polares foram implementadas na versão principal, fazendo com que a diferença entre as duas versões seja mínima (Kilpeläinen *et al.*, 2012; Ruman, 2014).

### **1.3 Objetivos**

Levando-se em conta a importância da região estudada, este trabalho tem como objetivo principal a caracterização numérica do balanço de energia na superfície durante condições de verão na região da estação Antártica Brasileira Comandante Ferraz. Para realizar esse estudo, foram definidos objetivos específicos:

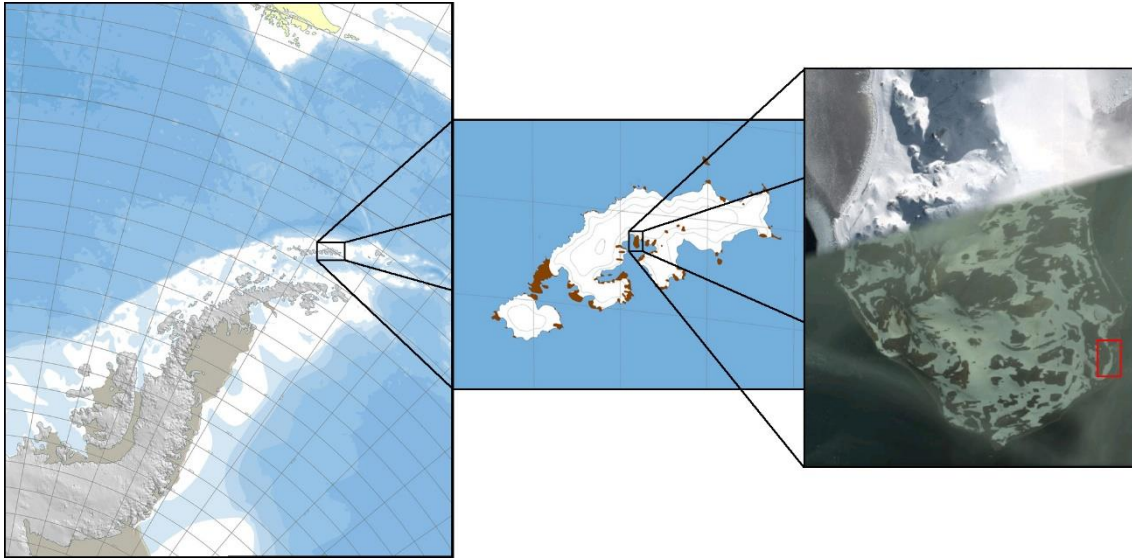
- Estudo das variáveis meteorológicas obtidas *in situ* pelo projeto ETA no período de estudo;
- Implementação do modelo WRF para a região de estudo;
- Caracterização do ciclo diurno do BES em pontos estratégicos da ilha do Rei George, utilizando os dados do projeto ETA e os resultados gerados pelo modelo;

Com essas informações, poderemos ter uma compreensão melhor do balanço de energia em superfície na região da EACF.

## 1.4 Região de Estudo

A Estação Antártica Comandante Ferraz (EACF, 62°05'10" S, 58°23'37" W) está situada 135 km ao norte da península Antártica (**Figura 1**), na Baía do Almirantado, Ilha do Rei George, Ilhas Shetlands do Sul. O clima na região é caracterizado como sendo relativamente quente e úmido em relação à Antártica continental e extremamente variável devido à alta frequência de sistemas de baixa pressão que se movem para leste (Sinclair, 1994; Simmonds e Keay, 2000). Aproximadamente 93% da ilha é permanentemente coberta por gelo (Simões *et al.*, 1999).

A EACF está situada na península Keller, na base de um morro de 265 m. A oeste e ao norte da península existem geleiras de cerca de 700 m acima do nível do mar (Braun *et al.*, 2001a), que protegem a região dos frequentes ventos de oeste. As geleiras causam ventos do tipo foehn na região da baía do almirantado, o que faz com que a região tenha menos nuvens e seja relativamente mais quente que o lado oeste da ilha (Bintanja, 1995). Ventos foehn são ventos quentes e secos, gerados quando o ar desce uma montanha, comprimindo-se e aquecendo-se à taxa adiabática seca. Esse aquecimento pode ser pronunciado caso o ar tenha perdido umidade pela formação de nuvens ou chuva ao subir a encosta da montanha. (Ahrens, 2009)



**Figura 1:** Localização da EACF, Ilha do Rei George com as áreas descobertas de gelo em marrom e a península Keller. O quadrado vermelho indica a EACF. Imagens adaptadas de SCAR Antarctic Digital Database (<http://www.add.scar.org/>) e Google Earth.

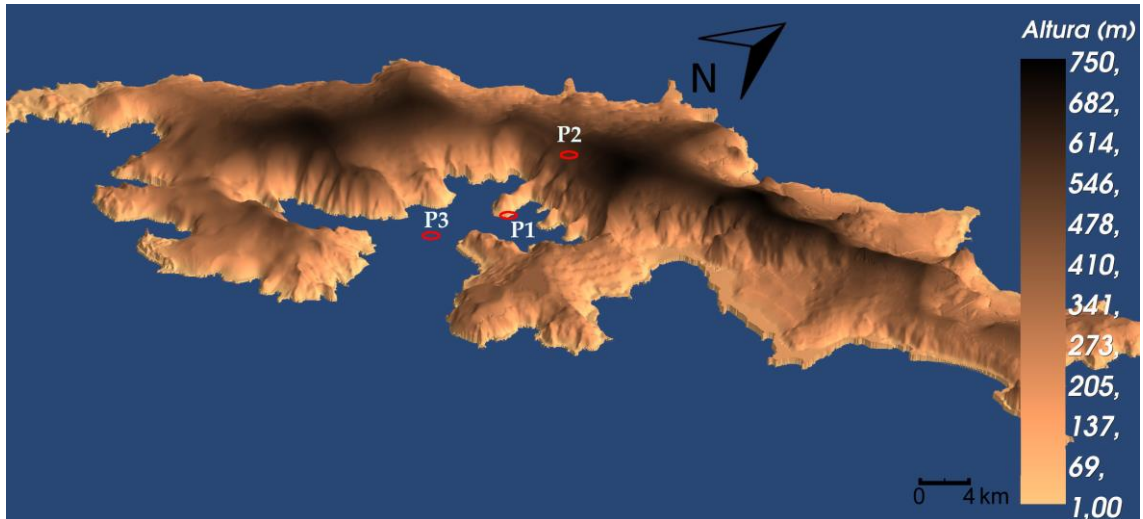
Três pontos sobre a região de estudo serão investigados: um ponto na localização da EACF, um ponto ao sul da EACF, na baía do Almirantado e um ponto ao norte da EACF, sobre a geleira (**Figura 2**). A **Tabela 1** descreve os três pontos estudados, com sua altura acima do nível do mar, latitude, longitude e tipo de solo.

Os pontos foram escolhidos de modo a estudar os três tipos de terrenos presentes na ilha do Rei George no período de verão: solo exposto (P1), gelo e neve (P2) e água no estado líquido (P3).

**Tabela 1:** Regiões escolhidas para estudo, com seu símbolo, sua localização, altura e tipo de solo.

	Símbolo	Lat (°)	Lon (°)	Altura (m)	Tipo de solo
<b>EACF</b>	P1	-62.086	-58.394	20	Solo exposto
<b>Norte da EACF</b>	P2	-62.029	-58.396	574	Neve e Gelo
<b>Sul da EACF</b>	P3	-62.138	-58.431	0	Água

Sobre a geleira foi escolhido um ponto abaixo do cume e mais perto da baía do Almirantado, de modo que fosse possível verificar o início dos ventos catabáticos em direção a EACF, quando estes estiverem presentes.



**Figura 2:** Topografia da ilha do Rei George com os três pontos investigados marcados com círculos vermelhos: a EACF (P1), a região ao norte da EACF (P2) e a região sobre a baía do Amirantado (P3). Mapa adaptado do modelo de terreno digital de Braun *et al.* (2001a).

## 2. Fundamentação teórica

Neste trabalho foi adotada a convenção que os fluxos do balanço de energia, ou seja, os fluxos de calor sensível ( $H$ ), calor latente ( $LE$ ), calor no solo ( $G$ ) e de radiação líquida ( $Rn$ ) são positivos quando orientados no sentido positivo da coordenada vertical  $z$ . A equação do balanço de energia em uma superfície ideal, ou seja, uma superfície com pouco relevo, homogênea, extensa e opaca a radiação, em uma camada fina infinitesimal, pode ser escrita como (Stull, 1988):

$$Rn = G - (H + LE) \quad (1)$$

Onde  $Rn$  é definido por:

$$Rn = OC \uparrow + OC \downarrow + OL \uparrow + OL \downarrow \quad (2)$$

Sendo  $OC \downarrow$  a radiação de onda curta incidente na superfície,  $OC \uparrow$  a radiação de onda curta refletida pela superfície,  $OL \downarrow$  a radiação de onda longa emitida pela atmosfera incidente na superfície e  $OL \uparrow$  a radiação de onda longa emitida pela superfície para a atmosfera.

Os fluxos em uma superfície ideal são simplificados, de modo a serem considerados somente os fluxos verticais de energia.

Os fluxos de  $Rn$  e  $G$  foram obtidos *in situ* enquanto  $H$  e  $LE$  foram estimados utilizando um método indireto, o método aerodinâmico do perfil. Este método ajusta curvas teóricas dos perfis verticais de velocidade, temperatura e umidade

específica seguindo a teoria de similaridade de Monin-Obukhov (TSMO). A TSMO assume os fluxos como constantes na camada limite superficial (Monin e Obukhov, 1954), horizontalmente homogêneos e quase estacionários, com as trocas moleculares insignificantes em comparação às trocas turbulentas e ignorando os efeitos da força de Coriolis na camada limite superficial (Arya, 2001).

A TSMO somente é válida em situações em que os ventos não estão calmos, quando a escala característica da velocidade ( $u_*$ ) não é zero (Stull, 1988), sobre condições de bom tempo e em locais de terrenos homogêneos, para satisfazer as condições de homogeneidade horizontal e quase estacionaridade (Arya, 2001).

Na TSMO os gradientes verticais da velocidade horizontal média ( $\bar{u}$ ), temperatura potencial média ( $\bar{\theta}$ ) e umidade específica média ( $\bar{q}$ ) são funções do parâmetro de estabilidade adimensional  $\zeta = \frac{z}{L}$ :

$$\Phi_M \left( \frac{z}{L} \right) = \frac{\kappa z}{u_*} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (3)$$

$$\Phi_H \left( \frac{z}{L} \right) = \frac{\kappa z}{\theta_*} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \quad (4)$$

$$\Phi_E \left( \frac{z}{L} \right) = \frac{\kappa z}{q_*} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \quad (5)$$

Onde  $k = 0.4$  é a constante de Von Karman,  $\theta_*$  a escala característica de temperatura,  $q_*$  a escala característica de umidade específica e  $L$  o comprimento de Obukhov.

Definindo o limite inferior como o parâmetro de rugosidade  $z_0$ , adicionando correções em relação a estabilidade e integrando verticalmente as equações (3), (4) e (5), obtém-se:

$$\bar{u}(z) = \left( \frac{u_*}{k} \right) \left\{ \ln \left( \frac{z}{z_0} \right) - [\psi_M(\zeta) - \psi_M(\zeta_0)] \right\} \quad (3)$$

$$\bar{\theta}(z) = \theta_0 + \alpha \left( \frac{\theta_*}{k} \right) \left\{ \ln \left( \frac{z}{z_0} \right) - [\psi_H(\zeta) - \psi_H(\zeta_0)] \right\} \quad (4)$$

$$\bar{q}(z) = q_0 + \alpha \left( \frac{q_*}{k} \right) \left\{ \ln \left( \frac{z}{z_0} \right) - [\psi_E(\zeta) - \psi_E(\zeta_0)] \right\} \quad (5)$$

Onde  $\psi_M$ ,  $\psi_H$  e  $\psi_E$  são os parâmetros de estabilidade, retirados de Paulson (1970). Eles variam segundo a estabilidade da atmosfera e para  $\zeta \geq 0$ , que define a condição estável temos:

$$\psi_M = -\beta_1 \zeta \quad (6)$$

$$\psi_H = \psi_E = -\beta_2 \zeta \quad (7)$$

E para  $\zeta < 0$ , que define a condição convectiva temos:

$$\psi_M = \ln \left[ \left( \frac{1+\Phi_M^2}{2} \right) \left( \frac{1+\Phi_M}{2} \right)^2 \right] - 2 \tan^{-1}(\Phi_M) + \frac{\pi}{2} \quad (8)$$

$$\psi_H = \psi_E = \ln \left[ \left( \frac{1+\Phi_H}{2} \right)^2 \right] \quad (9)$$

Onde:

$$\Phi_M = (1 - \gamma_1 \zeta)^{1/4} \quad (10)$$

$$\Phi_H = (1 - \gamma_2 \zeta)^{1/2} \quad (11)$$

Neste trabalho as constantes  $\alpha = 1$ ,  $\beta_1 = \beta_2 = 5$  e  $\gamma_1 = \gamma_2 = 15$ , para o intervalo  $-1 < \zeta < 1$ , assumiram valores segundo Businger-Dyer-Pandolfo (Dyer, não publicado; Businger, 1966, 1988; Pandolfo, 1966).

Através das curvas teóricas dos perfis verticais, foi obtido  $u_*$ ,  $\theta_*$  e  $q_*$ , usadas para as estimativas de  $H$  e  $LE$  usando as seguintes expressões (Arya, 2001):

$$H = -\rho c_p u_* \theta_* \quad (12)$$

$$LE = -\rho L_t u_* q_* \quad (13)$$

Onde  $\rho$  é a densidade do ar no nível da superfície,  $c_p$  o calor específico a pressão constante,  $L_t$  o calor latente de vaporização da água. Os valores de  $H$  e  $LE$  foram estimados numericamente a cada 5 min usando um programa em FORTAN cedido pelo grupo de micrometeorologia (Oliveira *et al.*, 2012) e em seguida realizou-se uma média móvel de 1h.

### 3. Dados Utilizados

Serão utilizadas duas bases de dados, a do projeto ETA (Codato *et al.*, 2013), do período de 19 a 24 de fevereiro de 2012 e a do projeto “Meteorologia na EACF”, do período de 2000-2010 (Setzer e Aquino, 2001).

#### 3.1 Dados do projeto ETA – 19 a 24 de fevereiro de 2012

Os dados utilizados nesse trabalho, de temperatura do ar ( $T_{AR}$ ), umidade relativa do ar ( $UR$ ) e velocidade do vento ( $V$ ) em 3 níveis de altura, pressão ( $P$ ), componentes do balanço de radiação na superfície, fluxo de calor no solo e temperatura do solo ( $T_{SOLO}$ ) foram obtidos *in situ* entre 19 e 24 de fevereiro de 2012, pelo projeto ETA. Os sensores utilizados, com sua acurácia e intervalo de operação, estão descritos na Tabela 2.

**Tabela 2:** Descrição e especificações dos sensores utilizados no estudo. Valores de acurácia e intervalo de operação retirados dos manuais de cada instrumento, disponíveis no site do fabricante.

Sensor	Modelo	Variável	Acurácia	Intervalo de operação	Altura (m)
Termistor e transdutor capacitivo (Vaisala)	CS215	Temperatura do ar Umidade relativa do ar	$\pm 0.9^{\circ}\text{C}$ $\pm 4\%$	$-40^{\circ}$ a $70^{\circ}\text{C}$	1.85
					6.45
					10.16
Anemômetro (RM Young)	05103	Velocidade do vento Direção do vento	$\pm 0.3 \text{ ms}^{-1}$ $\pm 3$ graus	$0-100 \text{ ms}^{-1}$	2.25
					5.31
					10.56
Fluxímetro (Hukseflux)	HFP01	Fluxo de calor no solo	$+5\%/-15\%$	$-30^{\circ}$ a $70^{\circ}\text{C}$	-0.05
Termistor (Campbell)	107	Temperatura do solo	$\pm 0.5^{\circ}\text{C}$	$-35^{\circ}$ a $50^{\circ}\text{C}$	-0.05
Saldo Radiômetro e unidade de aquecimento e ventilação (Kipp-Zonen)	CNR4 + CNF4	$OC \downarrow, OC \uparrow,$ $OL \downarrow$ e $OL \uparrow$	$\pm 10\%$	$-40^{\circ}$ a $80^{\circ}\text{C}$	3.4
Pressão (Vaisala)	PTB110	Pressão	$\pm 0.3\text{hPa}$ a $20^{\circ}\text{C}$	Vários intervalos	1.35



As observações foram obtidas a uma frequência de 0.2 Hz e armazenadas como médias de 5 minutos. Mais detalhes dos equipamentos utilizados podem ser encontrados em Codato *et al.* (2013).

Para estimar  $LE$  necessita-se da umidade específica, que foi calculada através das equações descritas em Wagner e Prub (2002) e Wallace e Hobbs (2006).

Os instrumentos estão localizados na torre sul, a sudoeste da EACF. Características relevantes quanto à localização da torre incluem: estar a 16 m de altura em relação ao nível do mar, estar a 32 m ao sul do lago sul, que possui uma superfície aproximada de 80 m<sup>2</sup> e estar a 120 metros da baía do Almirantado. As distâncias foram estimadas utilizando o mapa topográfico de Mendes *et al.* (2012).

### **3.2 Dados de 2000-2010**

Para as condições médias de temperatura do ar, umidade do ar, velocidade e direção do vento foi usada a série temporal do período de 2000-2010 disponível na Internet no endereço: <http://antartica.cptec.inpe.br>. Os dados foram coletados a 20 m acima do nível do mar e estavam disponíveis como médias horárias.

### **3.3 Verificação de dados espúrios**

Devido as condições severas do ambiente Antártico, é necessário realizar uma filtragem nos dados. Os sensores estão sujeitos a diversos fatores externos, como a formação de gelo (icing e rime) sobre os sensores, variação da voltagem recebida pelo datalogger e interferência entre os componentes da coleta de dados, para todos os instrumentos instalados na torre. Os sensores de radiação estão sujeitos a dois fatores extras: o ângulo zenital baixo na região que causa sombreamento em determinadas épocas do ano (Broeke *et al.*, 2003) e reflexão múltipla devido ao solo com alto albedo e a base das nuvens (Aoki *et al.*, 2002).

Os dados foram então submetidos a uma análise visual, realizando um gráfico simples com os dados brutos, a procura de valores incompatíveis com a realidade. Exemplos desses valores encontrados incluem pressão atmosférica de 501 hPa e a velocidade do vento assumindo o valor de 7999 ms<sup>-1</sup>. Constatou-se que a interferência entre os componentes da coleta de dados foi a principal causa de dados espúrios para a velocidade do vento nos dois primeiros níveis, que

assumiam valores impossíveis. Como o modelo de datalogger utilizado (CR5000) não possui o número de portas necessárias para a instalação dos 3 anemômetros, utilizou-se um extensor, de nome LLAC4, para que fosse possível a instalação de todos os instrumentos. Analisando os dados, descobriu-se que os sensores instalados no extensor assumiam o valor de  $7999 \text{ ms}^{-1}$  esporadicamente, afetando 3% dos dados coletados. O sensor instalado diretamente no datalogger não assumiu valores impossíveis em nenhum momento. Os dados de radiação foram mais afetados pela reflexão múltipla e pelo baixo ângulo zenital. Foi feito um filtro para os dados de velocidade do vento e pressão atmosférica, removendo esses valores. Os dados de radiação afetados pela reflexão múltipla foram excluídos da análise, utilizando como filtro os valores da transmissividade para dias de céu claro (Ruman, 2012). Devido à existência do morro localizado a noroeste da torre na qual os instrumentos estão instalados, os sensores de radiação ficam sob sua sombra quando o ângulo zenital solar é menor que  $8^\circ$ , o que ocorre no pôr do sol e em um período do inverno. Esse fato foi considerado como uma peculiaridade da região e os dados foram mantidos.

Desse modo, utilizando os procedimentos descritos acima, foram filtrados 3% dos dados de velocidade do vento, relativos a interferência entre os componentes de coleta de dados e 1% dos dados de radiação referentes a reflexão múltipla, de um total de 1605 linhas de dados. Somente 2 valores incompatíveis com as condições locais foram encontrados para a pressão atmosférica.

## **4. O modelo Weather Research & Forecasting (WRF)**

O WRF possui três partes principais: um sistema de pré-processamento (*WRF Preprocessing System* – WPS), um sistema de assimilação de dados (*WRF Data Assimilation* – WRF-DA) e um sistema dinâmico de solução das equações (*Advanced Research WRF dynamic solver* – ARW).

O WPS prepara os dados de entrada para o ARW, através de três programas principais: o geogrid, que define o domínio das simulações e interpola os dados relativos a topografia no domínio, o ungrib, que extrai os dados de outros modelos para serem usados no WRF e o metgrid, que realiza a interpolação horizontal dos dados de entrada nos domínios da simulação.

O sistema dinâmico de solução das equações, o ARW, é a parte principal do modelo, responsável pela interpolação vertical dos dados e resolução das equações que o governam.

As equações do WRF são formuladas usando uma coordenada vertical de pressão hidrostática seguindo o terreno ( $\eta$ ) e utiliza as equações de Euler em forma de fluxo. O modelo resolve a forma perturbada dessas equações, nas quais as forçantes incluem os termos de Coriolis, termos de mistura e parametrizações físicas. O topo do modelo é uma superfície de pressão constante e ele utiliza como grade horizontal a grade "C" de Arakawa deslocada. Os modos meteorologicamente significantes, lentos e de baixa frequência são integrados usando Runge-Kutta de terceira ordem. Para os modos acústicos de alta frequência e ondas de gravidade, é usado um modo de integração de divisão de tempo com passos pequenos.

As equações sem adição de umidade e sem estar no estado perturbado são:

$$\partial_t U + (\nabla \cdot \mathbf{V}u) - \partial_x(p\varphi_\eta) + \partial_\eta(p\varphi_x) = F_U \quad (14)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot \mathbf{V}v) - \partial_y(p\varphi_\eta) + \partial_\eta(p\varphi_y) = F_V \quad (15)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot \mathbf{V}w) - g(\partial_\eta p - \mu) = F_W \quad (16)$$

$$\partial_t \theta + (\nabla \cdot \mathbf{V}\theta) = F_\theta \quad (17)$$

$$\partial_t \mu + (\nabla \cdot \mathbf{V}) = 0 \quad (18)$$

$$\partial_t \varphi + \mu^{-1}[(\nabla \cdot \mathbf{V}\varphi) - gW] = 0 \quad (19)$$

E a relação diagnóstica do inverso da densidade e a equação de estado:

$$\partial_\eta \varphi = -\alpha\mu \quad (20)$$

$$p = p_0 \left( R_d \theta / p_0 \alpha \right)^\gamma \quad (21)$$

Sendo  $\mu = p_{hs} - p_{ht}$ , onde  $p_{hs}$  e  $p_{ht}$  são as componentes hidrostáticas da pressão na superfície e no topo da atmosfera, respectivamente.  $\partial_k$  representa a derivada parcial em relação a  $k$ ,  $\mathbf{V} = \mathbf{v}\mu = (U, V, W)$ , com  $\mathbf{v} = (u, v, w)$  sendo a covariância da velocidade nas duas direções horizontais e na vertical,  $\theta$  a temperatura potencial,  $\theta = \mu\theta$ ,  $\varphi$  o geopotencial,  $p$  a pressão e  $\alpha = 1/\rho$ . Mais detalhes podem ser encontrados em Skamarock *et al.* (2008).

## 5. Resultados

Nesta seção serão apresentados os resultados obtidos através dos dados coletados *in situ* e os resultados numéricos do modelo WRF.

Primeiramente foi feita uma investigação das condições meteorológicas da região de estudo, seguido do estudo do BES. De posse desse conhecimento, foi realizada uma comparação dos resultados coletados *in situ* com os resultados do modelo, verificando se o modelo consegue representar a região de estudo, de modo a utilizá-lo para o estudo do balanço de energia nos pontos de interesse da ilha do Rei George. Posteriormente, foi realizado o estudo numérico com o modelo WRF para os três pontos de interesse (figura 2), em que foi feita uma investigação das condições meteorológicas, finalizando com o estudo do BES, com o intuito de compreender as principais características de cada ponto de estudo.

### 5.1 Condições Meteorológicas

#### 5.1.1 Condições meteorológicas médias

Foram calculadas as condições médias de verão - considerando os meses de dezembro, janeiro e fevereiro de 2000 a 2010 – da velocidade do vento, da temperatura e umidade relativa do ar (Tabela 3) e comparadas com os dados de 19 a 24 de fevereiro de 2012, com o objetivo de verificar se esses dias de fevereiro são representativos das condições médias de verão.

**Tabela 3:** Temperatura do ar, umidade relativa e velocidade do vento médias e desvio padrão para o período de verão 2000-2010 e o período de 19 a 24 de fevereiro de 2012.

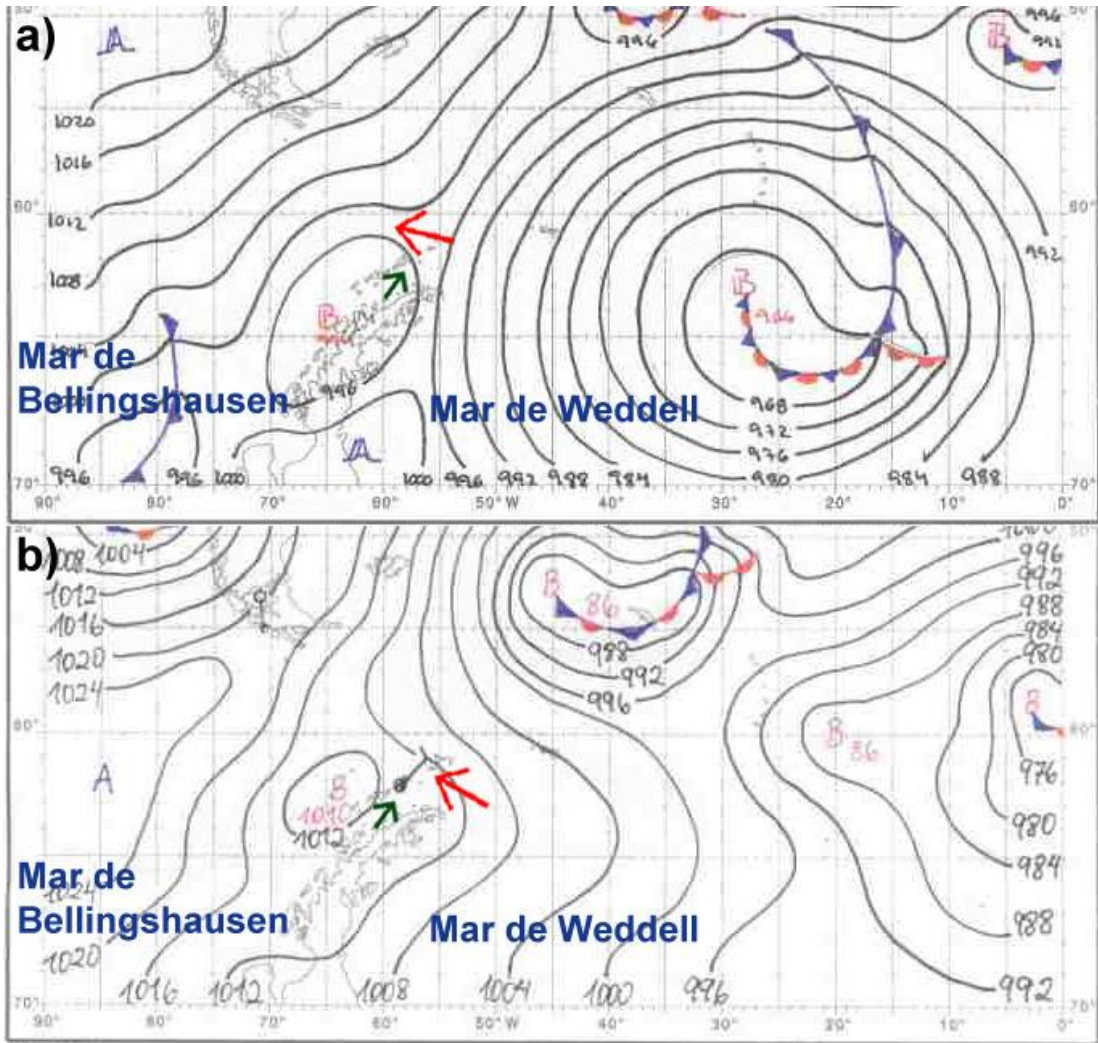
	Verão (DJF) – 2000-2010	19 a 24 de fevereiro de 2012
Temperatura do ar (°C)	$2 \pm 2$	$-2 \pm 2$
Umidade relativa do ar (%)	$89 \pm 8$	$74 \pm 10$
Velocidade do vento ( $\text{ms}^{-1}$ )	$6 \pm 4$	$5 \pm 4$

Baseado na Tabela 3 é possível concluir que o período estudado no mês de fevereiro é representativo das condições médias de verão na região estudada.

### 5.1.2 Condições meteorológicas do período estudado

O período de estudo começa com uma advecção de ar quente de oeste, da metade do dia 19 ao dia 20, com ventos de  $4 \text{ ms}^{-1}$ , alta nebulosidade e temperaturas em ascensão, sem um ciclo diurno aparente, começando em  $-4^{\circ}\text{C}$  até atingir  $2^{\circ}\text{C}$  no dia 20. A temperatura do solo não apresenta variação devido à cobertura de neve, que foi depositada nos dias anteriores. O dia 20 é caracterizado pelo derretimento dessa neve. A umidade específica ( $q$ ) varia entre 2 e  $2.5 \text{ g kg}^{-1}$ .

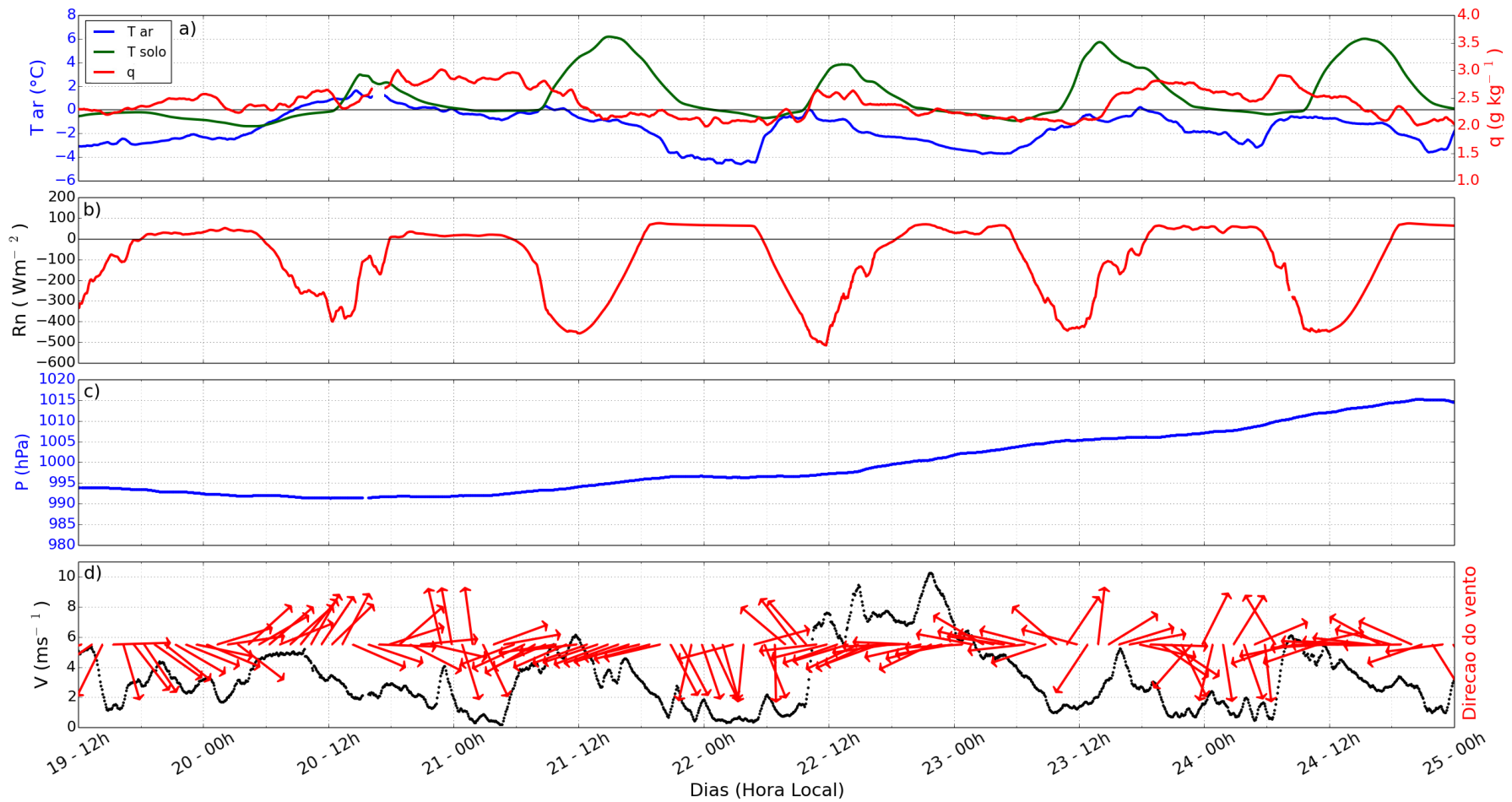
Do dia 21 ao dia 24, há advecção de ar frio de sudeste, devido à interação entre três fatores: o sistema de alta pressão que se aproxima pelo oeste, até que este fique sobre o mar de Bellingshausen, a cordilheira da península Antártica e sistemas de baixa pressão no mar de Weddel e Atlântico Sul (Figura 3). Essa configuração ocasiona um período de tempo bom, com pressão crescente, temperaturas que não ultrapassam  $0^{\circ}\text{C}$  (entre  $-4^{\circ}\text{C}$  e  $0^{\circ}\text{C}$ ) e ventos de leste, entre 0 e  $8 \text{ ms}^{-1}$ , ambos apresentando um ciclo diurno (figuras 4a e 4d). Ao se realizar uma análise de  $Rn$  (Figura 4b), os períodos após as 12h dos dias 21 e 24 podem ser caracterizados como sendo de céu claro, enquanto os dias 22 e 23 apresentaram nebulosidade no período da tarde. A temperatura do solo apresenta uma alta variação diurna, de  $-1^{\circ}\text{C}$  a  $6^{\circ}\text{C}$ , devido a quantidade de radiação solar recebida no período. A umidade específica não apresenta variação significativa, apresentando valores entre 2 e  $3 \text{ g kg}^{-1}$ .



**Figura 3:** Carta de pressão ao nível do mar para (a) 21 de fevereiro e (b) 24 de fevereiro, ambas para 12Z (8h00 local). Setas verdes indicam a posição da EACF. Setas vermelhas indicam a advecção de ar frio. Imagens editadas a partir de cartas de pressão do Centro de Hidrografia da Marinha – Serviço Meteorológico Marinho.

Nas noites em que a velocidade do vento é menor do que  $5 \text{ ms}^{-1}$ , nos dias 20, 21, 22 e 24 de fevereiro (Figura 4), verifica-se a presença de ventos catabáticos oriundos da geleira ao norte/noroeste da EACF. Esse é um tipo de vento gerado pela topografia, formando-se somente nas condições apresentadas, em que a perda radiativa resfria o ar próximo à superfície, que por ser mais frio é mais denso, provocando a descida da camada de ar, seguindo a montanha ou geleira (Wallace e Hobbs, 2006).

O vento catabático presente na região é uma circulação geográfica fraca, ou seja, eventos sinópticos ou de mesoescala modificam-no ou o eliminam, conforme verificado na noite do dia 23 de fevereiro, que foram registrados ventos de leste acima de  $7 \text{ ms}^{-1}$ .



**Figura 4:** Meteograma utilizando as médias de 5 min, com (a) temperatura do ar a 2m (linha azul), umidade específica do ar a 2m (linha vermelha) e temperatura do solo a 5cm (linha verde), (b) radiação líquida, (c) pressão atmosférica e (d) módulo da velocidade (pontos pretos) e direção do vento (vetor vermelho). Dados coletados pelos instrumentos instalados na torre micrometeorológica instalada na EACF.

### 5.1.3 Estimativa do balanço de energia

O BES foi estimado para a região da EACF, utilizando  $Rn$  e  $G$  obtidos *in situ* e  $H$  e  $LE$  estimados usando a TSMO. Para estimar  $H$  e  $LE$  foi usado um método iterativo que estima as escalas características utilizando as curvas teóricas da TSMO, calculando as equações de correção do efeito da estabilidade, que dependem do comprimento de Obukhov, que depende das escalas características, usando como critério de convergência o comprimento de Obukhov.

Como o método é iterativo, inicialmente assume-se as funções de correção do efeito de estabilidade iguais a zero. As escalas características são estimadas utilizando uma regressão linear nos dados obtidos *in situ*, que são utilizadas para o cálculo do comprimento de Obukhov e dos parâmetros de estabilidade. A partir desse ponto, as funções de correção do efeito da estabilidade são calculadas com os valores obtidos e o método repete-se até o erro, uma função do comprimento de Obukhov, ser menor ou igual a 0.1%. Após o método convergir, os fluxos são calculados utilizando as equações (12) e (13).

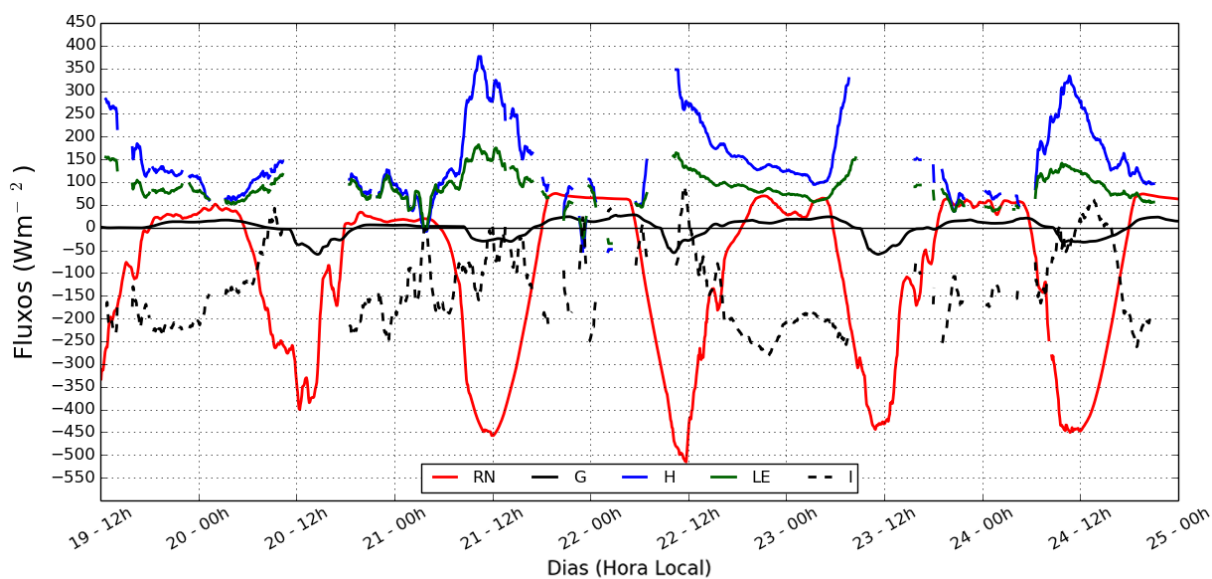
Como a região estudada não representa uma superfície ideal, possuindo topografia com relevo, não apresentando uma superfície homogênea, com superfícies variando de gelo, neve, solo exposto, água doce e água do mar, o que não atende a todos critérios de validade da TSMO, surgem problemas de fechamento na equação (1), representados pelo termo de resíduo, calculado segundo a equação 22. Este termo também pode incluir os fluxos de energia não associados a fontes locais, erros sistemáticos causados por observações e limitações na metodologia (Foken, 2008), mudança de fase do gelo na superfície e solo congelado (Oliveira *et al.*, 2012). O resíduo apresenta um valor alto, especialmente no período noturno.

$$I = -Rn + G - (H + LE) \quad (22)$$

A  $Rn$  é a principal fonte de energia da região e, como o verão possui dias longos devido à alta latitude, a energia disponível na superfície é alta. Nos dias nublados, a perda de energia radiativa pelo solo durante a noite é por volta de  $50 \text{ Wm}^{-2}$ , enquanto que nas noites de céu claro ela chega a  $75 \text{ Wm}^{-2}$  (Figura 5). A radiação de onda longa é a principal fonte de perda de calor na região.

O fluxo de calor no solo apresenta um fluxo em torno de  $-25$  e  $-50 \text{ Wm}^{-2}$  durante o dia e um fluxo menor que  $25 \text{ Wm}^{-2}$  durante a noite.

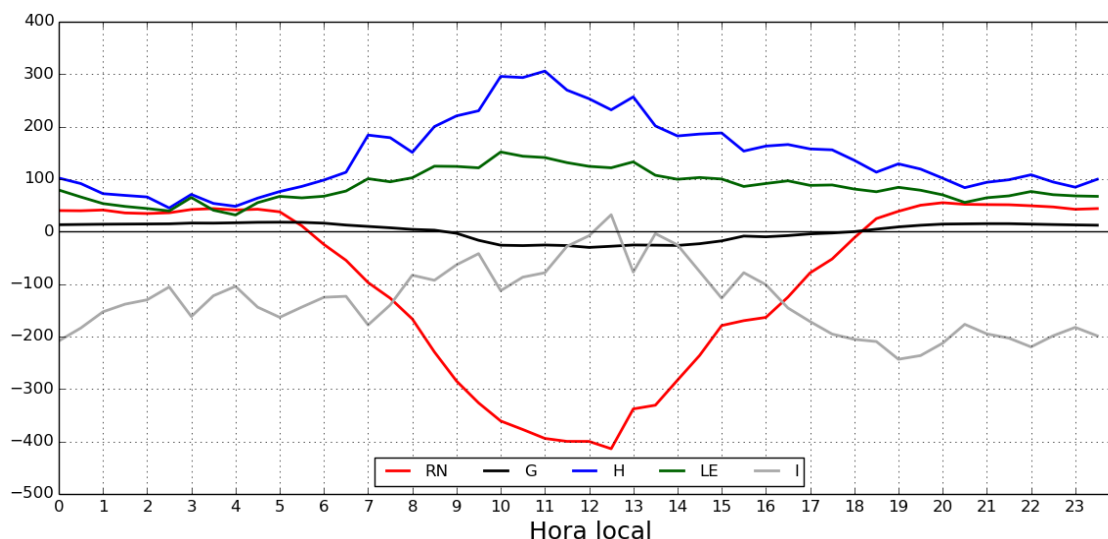




**Figura 5:** Componentes do balanço de energia ( $\text{Wm}^{-2}$ ) para o período estudado. Os fluxos turbulentos de calor sensível (linha azul) e latente (linha verde) foram obtidos pela TSMO, o termo resíduo ( $I$  – tracejado em preto) através da equação 22 e  $Rn$  (linha vermelha) e  $G$  (linha preta) foram medidos diretamente.

O método aerodinâmico do perfil apresentou resultados satisfatórios no período diurno nos dias 21, 22 e 24 de fevereiro, dias em que a houve pouca nebulosidade. Nos outros dias analisados, o método não convergiu durante boa parte do período diurno. Os fluxos de  $H$  e  $LE$  durante o período diurno possuem valores elevados, diretamente relacionados à alta quantidade de energia disponível ( $Rn$ ), que é usada para o aquecimento da atmosfera ( $H$ ) e evaporação da água no solo ( $LE$ ).

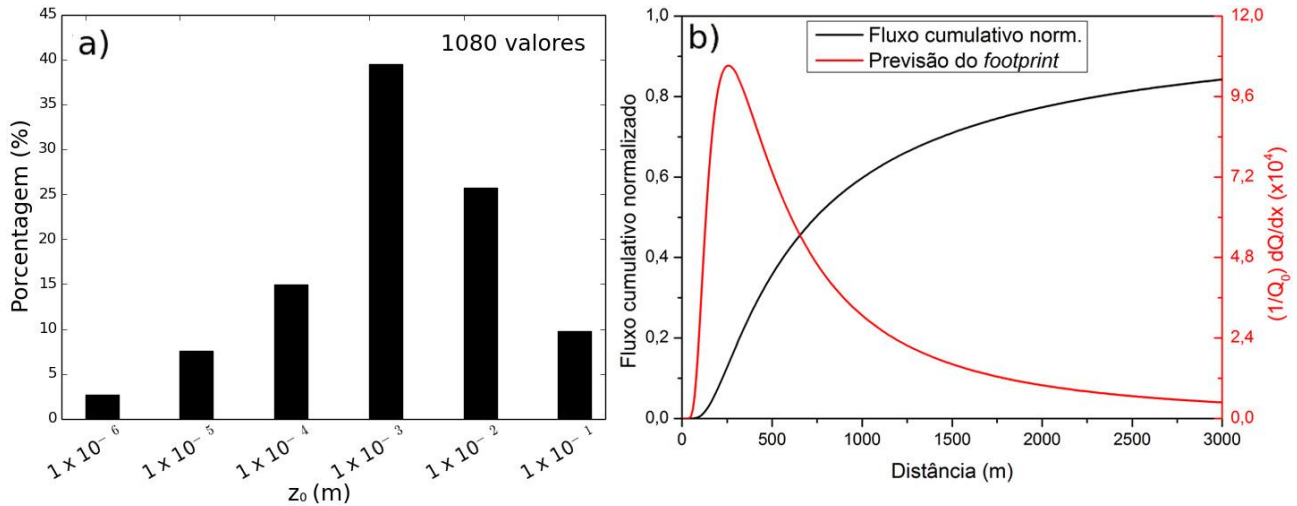
Realizando uma comparação com os resultados de Choi *et al.*, (2008), que realizou um estudo similar em uma região não glaciada no lado oeste da ilha do Rei George utilizando o método direto, temos que para um dia com grande quantidade de energia disponível, como o período estudado neste trabalho, o valor médio de  $H$  teve amplitude de  $-23$  à  $240 \text{ Wm}^{-2}$  e  $LE$  teve amplitude de  $5$  a  $83 \text{ Wm}^{-2}$ , valores menores que os estimados neste trabalho quando comparados com os valores médios (Figura 6).



**Figura 6:** Variação temporal horária média de 19 de fevereiro a 24 de fevereiro de 2012 das componentes do balanço de energia medidas *in situ* (RN – linha vermelha e G – linha preta), calculadas usando a TSMO (H – linha azul e LE – linha verde) e o resíduo (I – linha cinza).

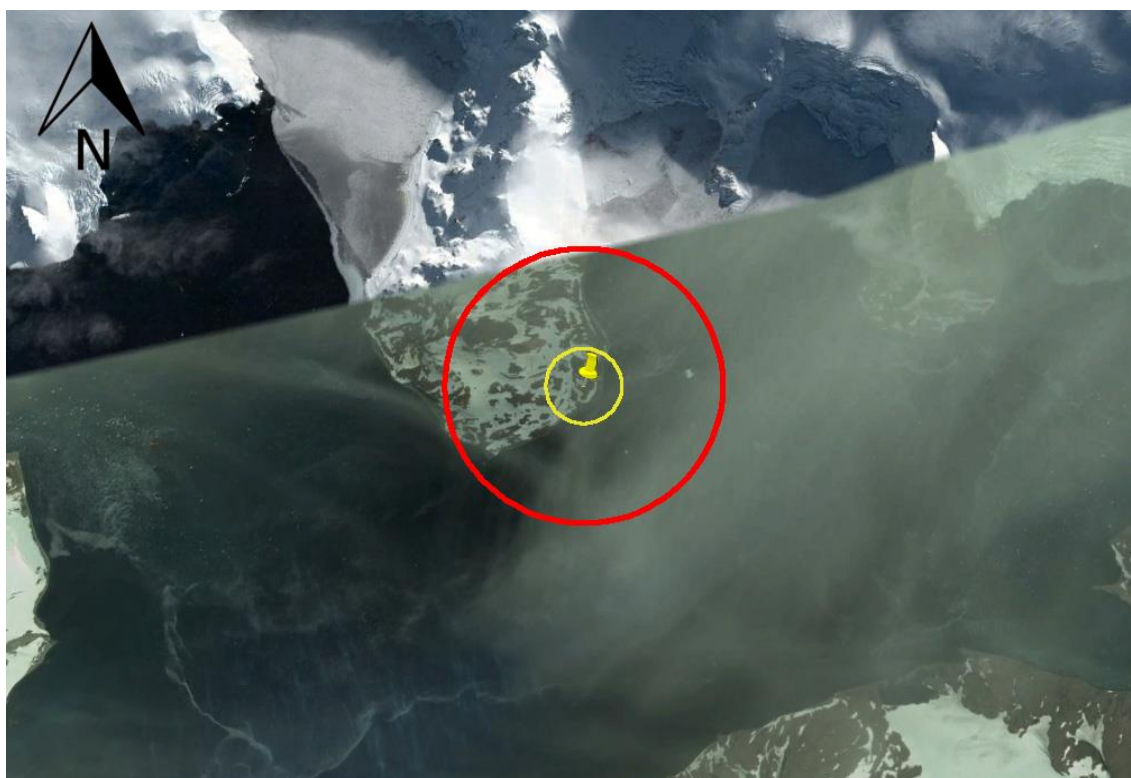
Foi realizada uma investigação do *footprint*, a extensão espacial e a contribuição de fontes a barlavento para as medidas de fluxos verticais observados a uma determinada altura (Leclerc e Tufell, 1990), para estimar a influência do oceano sobre as medidas de fluxos obtidas na EACF.

Para estimar o *footprint*, foram utilizadas as equações descritas por Schuepp *et al.* (1990) e utilizando os valores encontrados neste estudo. Os valores de  $u_*$  e  $z_0$  foram estimados pela TSMO durante o cálculo de H e LE. Para  $u_*$ , utilizou-se o valor de  $0.22 \text{ ms}^{-1}$ , estimado após o cálculo de uma média ponderada. Para  $z_0$  foi feito um histograma (Figura 7a) e o valor mais comum,  $z_0 = 0.001 \text{ m}$ , foi utilizado. Para condições neutras, o alcance efetivo do *footprint* foi que 60% dos fluxos medidos no local provém de uma distância de 1 km e o auge do *footprint*, ou seja, a área mais sensível às observações da torre é a uma distância de 257 m a barlavento (Figura 7b). Segundo o trabalho de Leclerc e Tufell (1990), em condições instáveis o *footprint* se contrai, enquanto que em condições estáveis ele se expande. A Figura 8 representa um campo de influência segundo um estado neutro, portanto neste estudo, que apresenta condições instáveis no período diurno, o *footprint* será menor, enquanto que no período noturno, com condições neutras e estáveis, ele será igual ou maior.



**Figura 7:** a) Histograma dos valores de  $z_0$  para a EACF, estimados durante o cálculo do BES utilizando a TSMO. b) Previsão do *footprint* (linha vermelha) e fluxo cumulativo normalizado ou o alcance efetivo (linha preta) para a região da EACF.

Durante a noite, os fluxos de  $H$  e  $LE$ , especialmente no dia 23, que é caracterizado por fortes ventos de leste, apresentam valores predominantemente positivos com características de oceano, pois a torre com os instrumentos está localizada a 120 m a leste do mar, uma distância menor que o *footprint* encontrado. Segundo a Figura 8, que mostra a área de influência do *footprint* no cálculo dos fluxos, mais de 50% da área do círculo de 1 km de raio é composta pelo oceano, ou seja, a influência do oceano sobre os instrumentos instalados na torre é representativa, com exceção dos períodos de ventos de norte, noroeste e oeste. O período noturno do dia 22, caracterizado por céu claro e com ventos predominantemente de norte, apresenta valores distintos dos outros dias quando o cálculo dos fluxos pela TSMO convergiu. Supõe-se que o método não convergiu em certos horários do período noturno devido aos ventos fracos, um dos limites da TSMO. Após a meia noite, no período em que o método convergiu, os valores de  $H$  e  $LE$  foram negativos. Supõe-se ainda que esse deve ser o funcionamento dos fluxos de calor sensível e de calor latente na região, em períodos de céu claro e vento fraco com direção contrária ao do oceano, para a que a região não sofra influência do mar próximo. Nos outros períodos em que há influência do oceano, supõe-se que os fluxos no período noturno sejam o que foi visto na figura 5, nas noites dos dias 20, 21, 23 e 24 de fevereiro.



**Figura 8:** Área do *footprint* para o ponto P1. O círculo vermelho possui 1000 m de raio, mostrando a área em que 60% dos fluxos medidos se originam e o círculo amarelo possui 257 m de raio, mostrando o local que é mais sensível às observações da torre. Imagem adaptada do Google Earth.

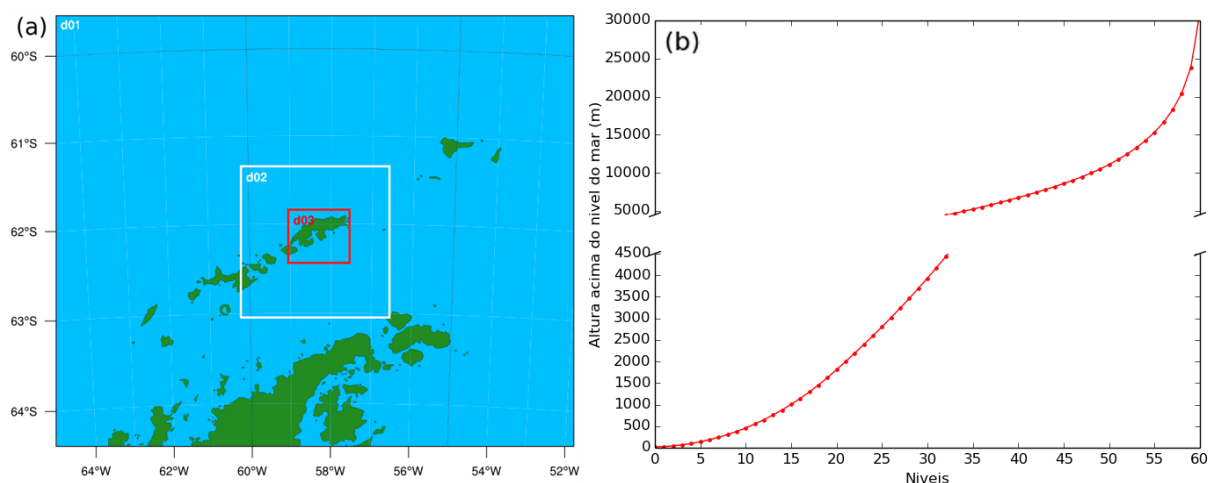
## 5.2 Comparação entre os resultados numéricos e os coletados *in situ*

Foram usadas três grades aninhadas, com o primeiro domínio centrado em ( $62^{\circ}05'10''S$ ,  $58^{\circ}23'37''W$ ), conforme Figura 9a. O domínio d01 engloba o Norte da península Antártica, as ilhas Shetlands do Sul e uma parte do estreito de Drake. O domínio d02 contém a ilha do rei George junto com uma larga faixa do oceano, enquanto que o domínio d03 foi escolhido de modo que ele tenha predominantemente terra firme, no caso a ilha do Rei George. A Tabela 4 descreve as resoluções espaciais e temporais usadas.

**Tabela 4:** Número de pontos de grade (horizontal x vertical), resolução espacial, tamanho do domínio e resolução temporal para os experimentos numéricos realizados.

	Pontos de grade	Resolução espacial horizontal	Tamanho do domínio	Resolução temporal
<b>Grade d01</b>	74 x 61	9 km	666 x 549 km	45 s
<b>Grade d02</b>	64 x 64	3 km	192 x 192 km	15 s
<b>Grade d03</b>	79 x 67	1 km	79 x 67 km	5 s

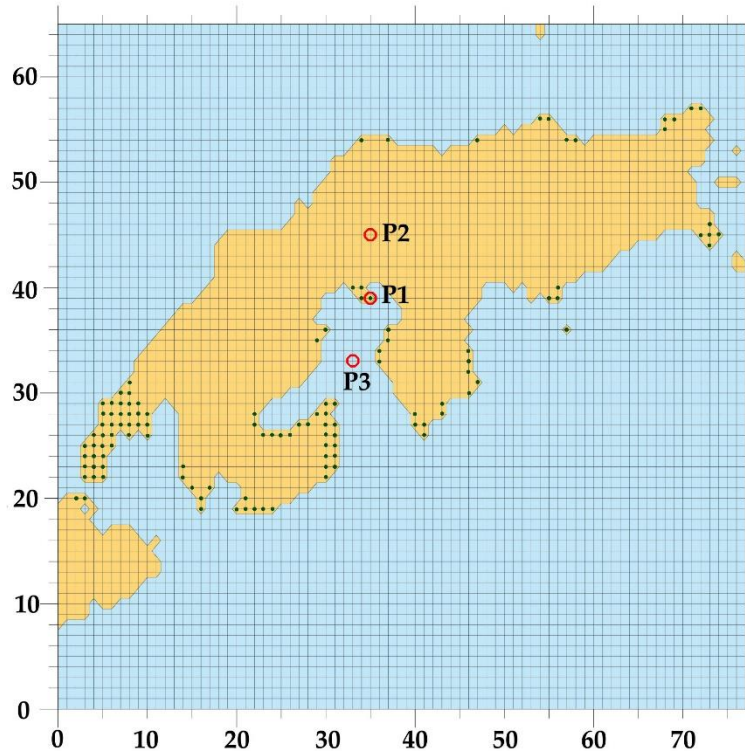
Foram definidos 61 níveis de altura vertical, sendo 15 deles abaixo de 1000 m (Figura 9b) e topo da atmosfera a 10 hPa, com amortecimento de velocidade vertical a partir de 7.5 km de altura para aumentar a robustez do modelo, eliminando reflexões no topo da atmosfera devido à tampa rígida do modelo.



**Figura 9:** Configuração (a) do domínio utilizado no WRF, com três grades aninhadas, d01, d02 e d03, centrado em (62°05'10" S, 58°23'37" W) na grade d01 e (b) níveis de altura utilizados pelo modelo para a localização da EACF.

As condições iniciais e de fronteira foram fornecidas pela base de dados do European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), através do produto *ERA-Interim* (Dee *et al.*, 2011), com resolução horizontal de aproximadamente 79 km em uma grade gaussiana reduzida e contendo dados para as 00, 06, 12 e 18 UTC. O *ERA-Interim* foi escolhido após testes iniciais e pesquisa bibliográfica (Bromwich *et al.*, 2011; Tastula *et al.*, 2012), que demonstram que este possui qualidade superior às outras bases de dados similares para as condições polares.

Para a topografia utilizou-se a base de dados *Radarsat Antarctic Mapping Project Digital Elevation Model Version 2 – RAMP DEM v2* (Liu *et al.*, 2001), com resolução de 200 m. Para a superfície do mar foi utilizado o produto *ERA-Interim*. Como o arquivo geográfico usado no modelo não contém as áreas em que não há gelo, essas áreas foram incluídas manualmente no arquivo geográfico do domínio 3 (Figura 10), utilizando o software *wtools* ([www.nusculus.com/wtools](http://www.nusculus.com/wtools)), que possibilita a visualização da grade do WRF no software *Google Earth* e permite a alteração das categorias de solo.



**Figura 10:** Domínio d03, mostrando a grade horizontal utilizada, de 1km de resolução. Os pontos alterados para superfície sem gelo estão marcados. Os círculos vermelhos indicam os três pontos de estudo, P1, P2 e P3.

Os resultados obtidos com o modelo foram comparados com os dados meteorológicos do projeto ETA, utilizando métodos estatísticos, o erro quadrático médio (*RMSE*), o viés médio (*MBE*) e o coeficiente de correlação de Pearson (*Corr*), (Onwuegbuzie et al., 2007), que são definidos como:

$$RMSE = \left( \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N d_i^2 \right)^{1/2} \quad (23)$$

$$MBE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N d_i \quad (24)$$

$$Corr = \frac{\sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum (x_i - \bar{x})^2 \sum (y_i - \bar{y})^2}} \quad (25)$$

Onde  $N$  é o número total de valores,  $d_i$  a diferença entre o valor observado e o valor estimado pelo modelo e  $\bar{x}$  e  $\bar{y}$  são as médias dos valores a serem correlacionados,  $x$  e  $y$ . O *MBE* provê informação do desempenho de longo prazo do modelo. Um valor positivo no *MBE* nos mostra o quanto o valor calculado foi superestimado e um valor negativo representa uma subestimação de um valor calculado. O teste *RMSE* provê informação do desempenho de curto prazo do modelo, pois ele permite uma comparação termo a termo do desvio real entre o valor medido *in situ* e o valor calculado pelo modelo (Halouani et al., 1993). Cada teste separadamente, entretanto,

pode não ser um indicador do desempenho do modelo, pois é possível ter um valor alto do RMSE e ao mesmo tempo, um valor baixo de *MBE* ou vice-versa (Targino *et al.*, 2002).

Diferentes parametrizações de microfísica, radiação de onda curta, radiação de onda longa, camada limite superficial (CLS), camada limite planetária (CLP), superfície terrestre e de nuvens cumulus foram testadas com o intuito de melhor representar os processos típicos da região de estudo (Seefeldt *et al.*, 2012, Bromwich *et al.*, 2013, e Kilpelainen *et al.*, 2012). Após diversas rodadas do modelo, chegou-se a configuração da Tabela 5, que foi usada para o estudo.

**Tabela 5:** Configurações usadas nos testes do modelo WRF.

	<b>Parametrização</b>
<b>Microfísica</b>	Milbrandt-Yau Double Moment 7-class scheme (MYDM7) [Milbrandt e Yau, 2005]
<b>Radiação de onda longa</b>	Rapid Radiative Transfer Model for GCM (RRTMG)
<b>Radiação de onda curta</b>	Rapid Radiative Transfer Model for GCM (RRTMG) [Clough <i>et al.</i> , 2005]
<b>CLS / CLP</b>	Similaridade ETA e Mellor-Yamada-Janjic (MYJ) [Mellor e Yamada, 1982 e Janjić, 1996, 2002]
<b>Superfície terrestre</b>	Rapid Update Cycle Land Surface Model (RUC - LSM) [Smirnova <i>et al.</i> , 1997, 2000]
<b>Parametrização de Cumulus</b>	Kain-Fritsch (Kain, 2004), Grade d01 e d02 apenas

Para o esquema de parametrização de cumulus foi usado o esquema Kain-Fritsch para a grade d01 e d02, deixando que os vórtices menores sejam resolvidos pelas outras parametrizações na grade d03.

Os resultados numéricos foram comparados estatisticamente (Tabela 6) com os valores de  $T_{AR}$ ,  $OL_{\downarrow}$ , saldo de radiação de onda curta ( $OC_{NET}$ ),  $P$ ,  $T_{SOLO}$ ,  $|\vec{V}|$ ,  $q$ ,  $LE$  e  $H$ . Os valores de  $T_{AR}$ ,  $OL_{\downarrow}$ ,  $P$ ,  $|\vec{V}|$  e  $q$  foram comparados diretamente com os dados obtidos *in situ* pelo projeto ETA. Os valores de  $LE$  e  $H$  foram comparados com os dados estimados através do método aerodinâmico do perfil e TSMO.

Os resultados numéricos possuem resolução igual ao menor passo de tempo utilizado, 5 segundos. Para realizar a comparação estatística, foram feitas médias de 5 minutos nos resultados numéricos para obter a mesma resolução dos dados coletados *in situ*.

De acordo com os valores de  $RMSE$ ,  $MBE$  e  $Corr$  mostrados na tabela 6, o modelo representou bem  $P$ ,  $T_{AR}$  e  $|\vec{V}|$ , com valores de  $MBE$  e  $RMSE$  pequenos em relação aos valores obtidos *in situ*. O  $MBE$  foi negativo para  $T_{AR}$  e positivo para  $P$  e  $|\vec{V}|$ . Vemos assim que o modelo subestima  $T_{AR}$  e superestima  $P$  e  $|\vec{V}|$ . O coeficiente de correlação foi alto para pressão e obteve-se um valor um pouco menor para  $T_{AR}$  e  $|\vec{V}|$ .

Os índices estatísticos de  $T_{SOLO}$ ,  $q$  e  $OC_{NET}$  apresentam ao menos um dos índices com valor de acordo com o grau de grandeza da sua variável, mostrando que apesar das variáveis terem sido bem representadas, apresentam problemas pontuais.

Os valores de  $RMSE$  e  $MBE$  para  $H$  e  $LE$  aparentam mostrar um problema na representação dessas duas variáveis, porém após uma comparação visual dos resultados, verificou-se que os valores simulados estão de acordo com os valores estimados, mas eles estão fora de fase.

Bromwich et al. (2013), em um trabalho sobre todo o continente antártico, apontou a dificuldade que o modelo WRF tem de representar a cobertura de nuvens e a  $OL\downarrow$  como a razão pela qual o modelo considera a região mais fria. Nesse trabalho, chegou-se à mesma conclusão, pois foi verificado que  $T_{AR}$  e  $T_{SOLO}$  foram modelados 0.9 e 2.5°C mais frios, respectivamente, e  $OL\downarrow$  apresenta um viés positivo, mostrando uma atmosfera mais fria do que os dados coletados.

**Tabela 6:** Valores de  $RMSE$ ,  $MBE$  e  $Corr$  obtidos com a execução do modelo para  $T_{AR}$ ,  $OL\downarrow$ ,  $OC_{NET}$ ,  $P$ ,  $T_{SOLO}$ ,  $|\vec{V}|$ ,  $q$ ,  $H$  e  $LE$ .

	<b>RMSE</b>	<b>MBE</b>	<b>Corr</b>
<b><math>T_{AR}</math> (°C)</b>	1.6	-0.9	0.69
<b><math>OL\downarrow</math> (<math>Wm^{-2}</math>)</b>	46.5	36.0	0.29
<b><math>OC_{NET}</math> (<math>Wm^{-2}</math>)</b>	81.8	-25.3	0.93
<b>Pressão (hPa)</b>	0.74	0.55	0.99
<b><math>T_{SOLO}</math> (°C)</b>	4.2	-2.5	0.72
<b><math> \vec{V} </math> (<math>ms^{-1}</math>)</b>	2.1	0.1	0.67
<b><math>q</math> (<math>g\ kg^{-1}</math>)</b>	0.45	0.12	0.38
<b><math>H</math> (<math>Wm^{-2}</math>)</b>	116.7	-59.7	0.69
<b><math>LE</math> (<math>Wm^{-2}</math>)</b>	92.2	-20.8	0.58

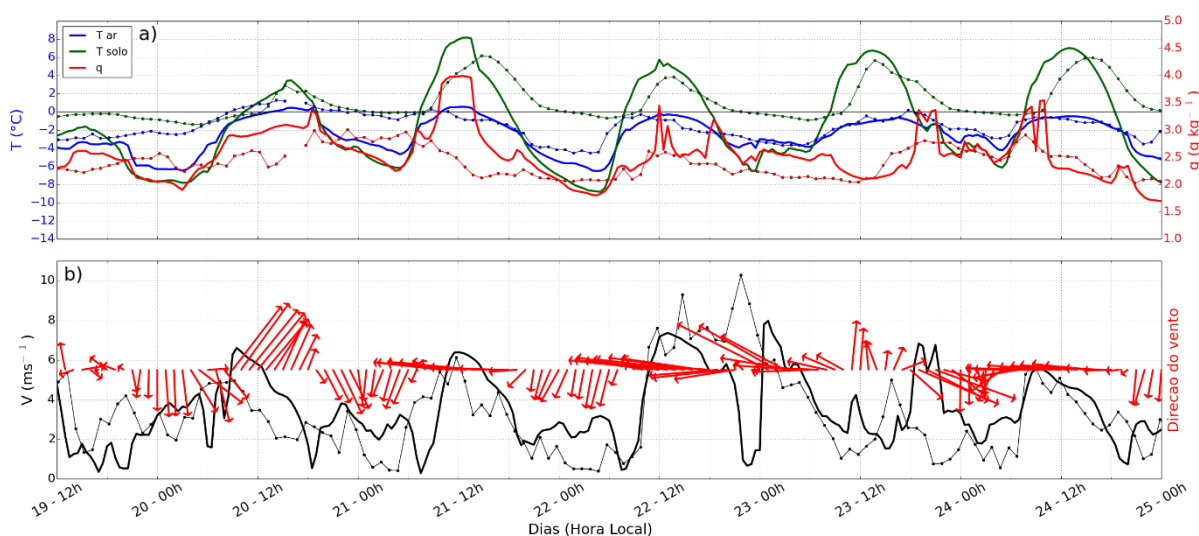
A região estudada foi bem representada pelo modelo e desse modo, os resultados do modelo serão utilizados para o estudo de outras localidades na ilha do Rei George em que não há dados coletados *in situ*, levando-se em conta que o modelo representa a região como sendo mais fria.



## 5.3 Resultados numéricos

### 5.3.1 Condições meteorológicas

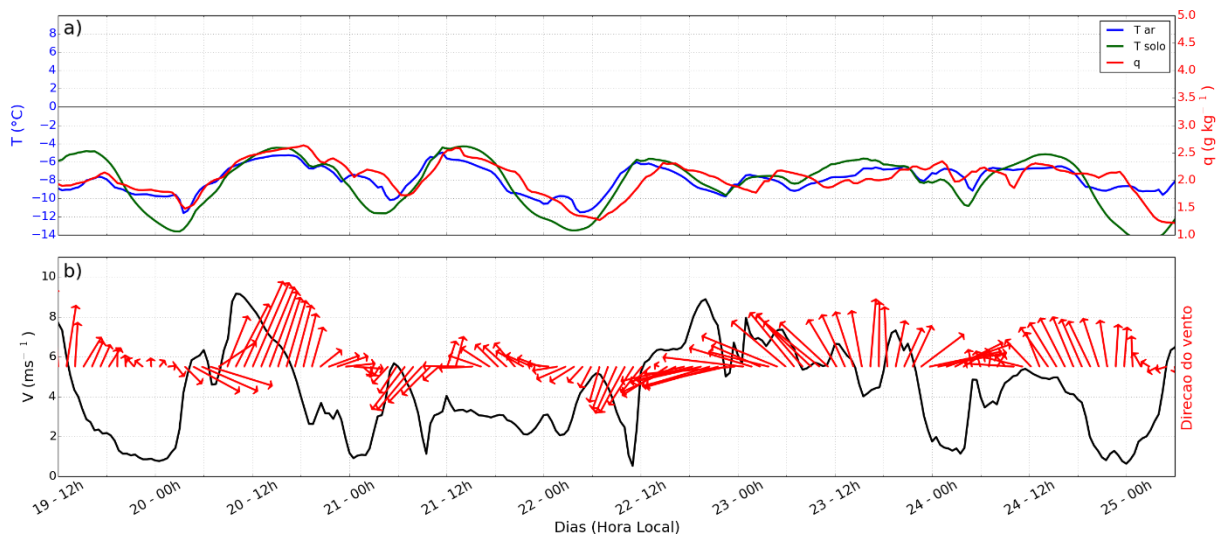
Realizando a comparação dos resultados numéricos no ponto P1 com os dados observados na EACF, observa-se que o modelo consegue representar as condições meteorológicas do local. Foi observado que a simulação do modelo apresenta o mesmo ciclo diurno encontrado nas medidas *in situ*, assim como a dependência da topografia para a direção dos ventos, quando os mesmos não sofrem influência de eventos sinóticos ou de mesoescala, observada pelos ventos catabáticos de direção de norte no período noturno. É importante considerar os fatores a seguir nos valores encontrados para o ponto P1 durante a análise do ponto P2 e P3, pois nesse local de estudo não há observações *in situ*:  $T$  apresentou um viés negativo para os três primeiros dias da análise,  $T_{SOLO}$  está fora de fase, com seu máximo ocorrendo 2 horas antes dos valores observados. Apresenta ainda um viés negativo no período noturno, enquanto que  $q$  possui um viés positivo e períodos de instabilidade numérica (Figura 11), provavelmente devido à mudança da categoria de solo no modelo.



**Figura 11:** Resultados numéricos de  $T_{AR}$  (linha azul),  $T_{SOLO}$  (linha verde),  $q$  (linha vermelha),  $V$  (linha preta) e direção do vento (vetor vermelho) para a EACF, o ponto P1. As linhas com símbolos representam os valores coletados *in situ*.

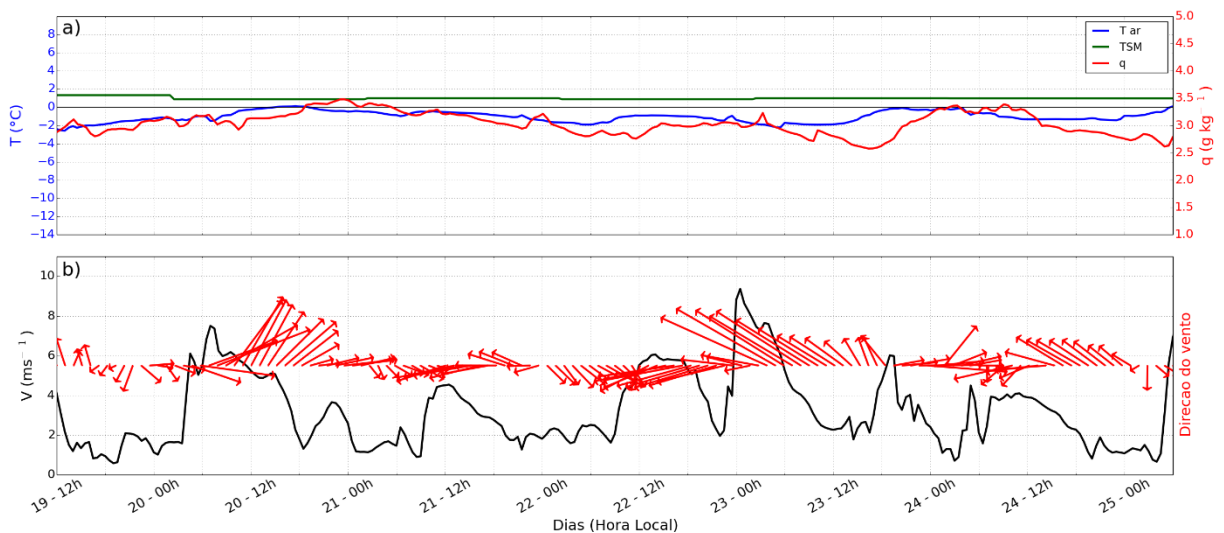
As condições meteorológicas da geleira ao norte da EACF (Figura 12) refletem a sua posição elevada, a 574 m acima do nível médio do mar, com temperaturas mais frias e maior intensidade do vento. É possível observar o início dos ventos catabáticos na noite dos dias 20, 21 e 22.  $T_{SOLO}$  apresenta valores menores que  $T$  durante o período noturno devido ao resfriamento radiativo. Durante a noite do dia 23  $T_{SOLO}$  se iguala a

$T$ , que está relacionado as frequentes nuvens baixas presentes sobre as geleiras (Braun *et al.*, 2004).



**Figura 12:** Resultados numéricos de  $T_{AR}$  (linha azul),  $T_{SOLO}$  (linha verde),  $q$  (linha vermelha),  $V$  (linha preta) e direção do vento (vetor vermelho) para o ponto P2.

O ponto P3, por estar sobre o oceano, apresenta uma pequena variação para  $T$  e  $q$ , com uma variação diurna de  $T$  de  $1\ ^{\circ}C$  e valores de  $q$  maiores em relação aos outros dois pontos analisados (Figura 13). A temperatura da superfície do mar ( $TSM$ ) não apresenta variação durante todo o período de estudo, com valor de  $1\ ^{\circ}C$ .



**Figura 13:** Resultados numéricos de  $T_{AR}$  (linha azul),  $TSM$  (linha verde),  $q$  (linha vermelha),  $V$  (linha preta) e direção do vento (vetor vermelho) para o ponto P3.

### 5.3.2 Balanço de energia

Como o modelo não apresenta como saída direta o valor de  $R_n$ , utilizou-se os valores da temperatura da camada superficial ( $T_{SKIN}$ ) e da emissividade ( $\epsilon$ ) fornecidos pelo modelo para calcular  $OL \uparrow$  utilizando:  $OL \uparrow = \sigma \epsilon T_{skin}^4$ , onde  $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^4$ . Desse modo, utilizando o valor de  $OL \uparrow$  calculado, junto com  $OC \uparrow$ ,  $OC \downarrow$  e  $OL \downarrow$  fornecidos pelo modelo,  $R_n$  foi calculado segundo a equação (2).

Foi feita a análise das componentes do BES para o período de estudo e o seu ciclo diurno médio, calculadas numericamente no período entre 19 e 24 de fevereiro para os três pontos de estudo (figura 2).

Para outros tipos de superfície presentes neste estudo, a equação (1) necessita de modificações, como o termo de armazenamento de energia no oceano e o termo do saldo de energia na superfície para superfícies cobertas de gelo ou neve. Em glaciologia o BES segue um padrão de sinais diferente, em que os fluxos assumem sinal positivo quando em direção à superfície coberta de gelo. Desse modo, para superfícies cobertas de gelo, utilizou-se a equação adaptada de Smirnova *et al.*, 2000:

$$R_n = G - (H + LE) - \Delta Q \quad (26)$$

A parametrização utilizada para superfície efetua o cálculo de diversos termos adicionais, como a energia disponível para sublimação ou deposição da neve sobre solo descoberto, a energia disponível para sublimação ou deposição de vapor d'água sobre a neve, o termo de energia disponível na camada de gelo/neve, o calor trazido para o solo por precipitação em fase líquida e a energia do derretimento de neve (Smirnova *et al.*, 2000), porém o modelo não os apresenta como saída padrão. Dessa forma, o termo  $\Delta Q$  da equação (26) foi calculado como o resíduo dos outros termos, que após o estudo prévio e análise das condições meteorológicas, estipulou-se que ele representa a energia disponível na superfície, podendo ser utilizada para o derretimento da neve ou mudança de suas características térmicas internas, como metamorfose da neve e aquecimento ou resfriamento da camada de neve.

Para o oceano, a equação do BES torna-se (Smith e Klinck, 2002):

$$R_n = -(H + LE) - \Delta Q \quad (27)$$

Onde  $\Delta Q$  é o termo de armazenamento de energia para o oceano.

O WRF utiliza um modelo simplificado para representação do oceano, verificado após consulta ao código fonte e o termo  $\Delta Q$  da equação (27) foi calculado como o resíduo dos outros termos.

A Figura 14 representa o BES calculado pelo WRF para os três locais de estudo, junto com o BES obtido utilizando a TSMO. No ponto P1, o dia 20, que tem como característica o derretimento da neve acumulada nos dias anteriores, apresenta o termo  $LE$  maior que o termo  $H$ , além de  $\Delta Q$  ser positivo, indicando a energia disponível para o derretimento do gelo. Nos outros dias,  $H$  apresenta valores superiores ao de  $LE$  e o termo  $\Delta Q$  possui valores próximos de 0. Os valores de  $LE$  altos do dia 21 e os picos dos dias 22 e 24 estão ligados à instabilidade de  $q$  (Figura 11) e foram desconsiderados da análise. É observado que  $G$ ,  $H$  e  $LE$  no ponto P1 estão fora de fase em relação aos valores obtidos com o fluxímetro e utilizando a TSMO.

Podemos supor que a discrepância encontrada nos valores no período noturno na comparação entre as Figura 14a e Figura 14b dá-se devido ao modelo representar o BES no ponto escolhido, enquanto que utilizando a TSMO os valores de  $H$  e  $LE$  representam uma área maior contra o vento, que inclui a baía do Almirantado. Durante o período diurno, quando a área do *footprint* é menor e representa uma região sem o contraste solo/oceano, os valores estão de acordo com os estimados numericamente pelo WRF.

Comparando  $Rn$  nos três pontos de estudo com os dados coletados na EACF, nota-se que para o ponto P1 o modelo representa o período diurno do dia 20 ao dia 24 como sendo de céu claro, enquanto que para o ponto P2  $Rn$  segue o mesmo padrão que os dados coletados na EACF, ou seja, períodos de céu claro após as 12h dos dias 21 e 24. Foi realizada uma investigação com os valores de  $OC_{NET}$  para outros locais na baía do Almirantado (Figura 15) e foi encontrado o mesmo resultado. Devido a isso, conclui-se que o WRF estima em excesso uma característica da região devido a sua topografia, que é a baixa nebulosidade na baía do Almirantado causada por ventos do tipo foehn.

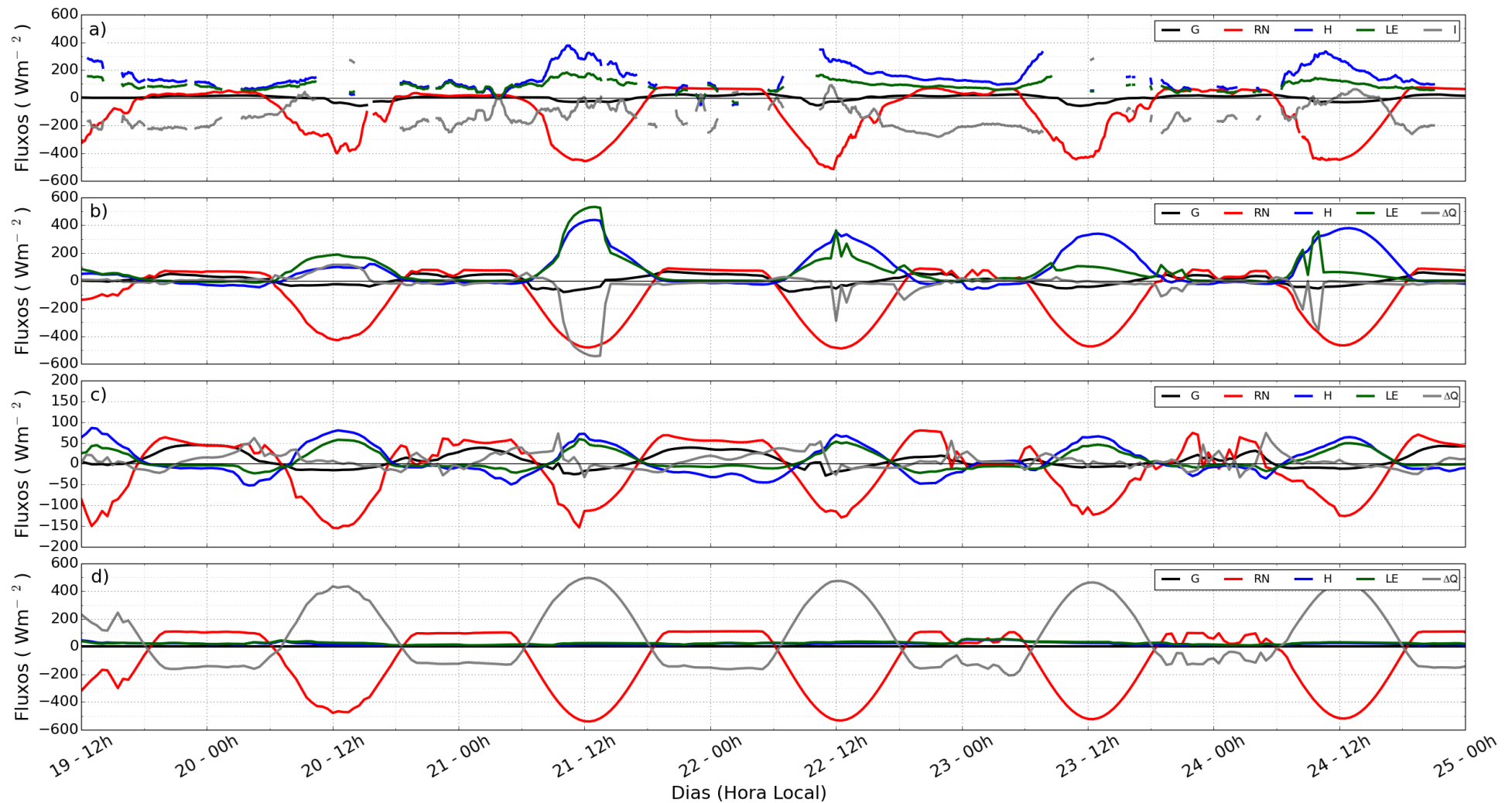
No ponto P2, entre as 3h e as 6h, no período de atmosfera mais estável do dia,  $H$  e  $LE$  assumem valores negativos, ou seja, a temperatura da superfície é menor que a temperatura da atmosfera, ela está se resfriando e há transporte de vapor d'água em direção à superfície. O oposto ocorre no período diurno, em que a temperatura da superfície está maior que a temperatura da atmosfera, o que leva a valores positivos

de  $H$ .  $LE$  apresenta valores positivos no período diurno, mostrando o transporte de vapor d'água em direção a atmosfera.

Estudos sobre o balanço de energia em geleiras na península Antártica normalmente não levam em conta o termo  $G$  (Schneider, 1999; Bintanja, 1995; Braun et al, 2004), pois ele é pequeno quando comparado com os outros termos do BES, além do fato que as temperaturas da camada de gelo apresentam uma variação pequena (Bintanja, 1995). Os resultados do modelo estimam  $G$  com valores não desprezíveis quando comparados com os outros termos do balanço de energia, com valores máximos de  $50 \text{ Wm}^{-2}$  durante a noite e  $-25 \text{ Wm}^{-2}$  durante o dia.

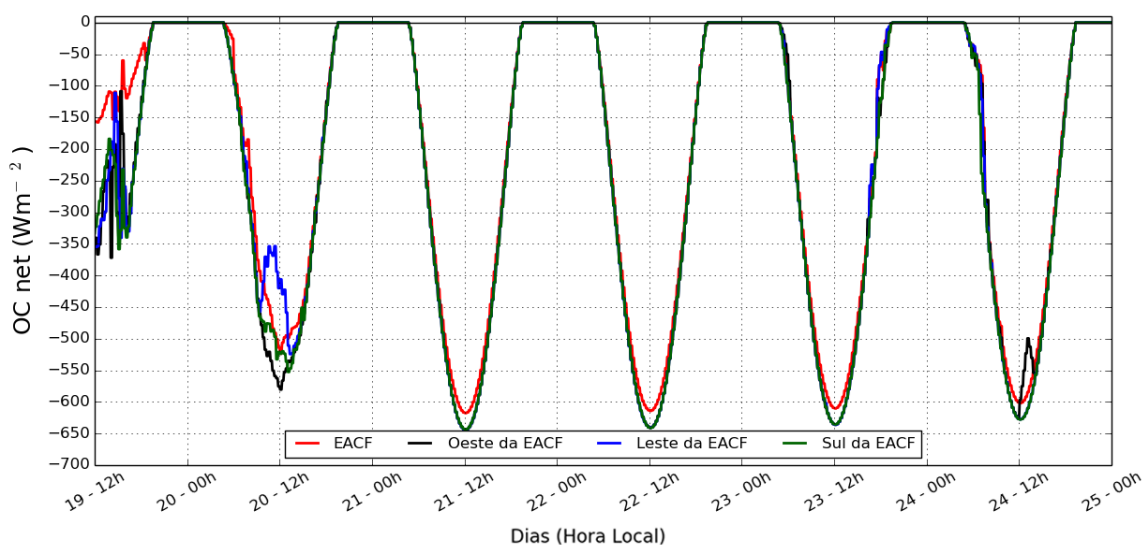
No período noturno, com a geleira recebendo mais energia de  $H$  e  $LE$  do que perde por  $G$  e  $Rn$ , o termo  $\Delta Q$  torna-se positivo, sendo essa energia disponível utilizada para o aquecimento da camada interna de neve, que pode ser visto comparando o horário que  $T_{SOLO}$  começa a aquecer (Figura 12a) com o horário que  $H$ ,  $LE$  e  $\Delta Q$  possuem seus maiores valores (Figura 14c). No período diurno, a partir das 11h, ocorre um balanço entre a energia que a geleira recebe de  $Rn$  e  $G$  com a energia que a geleira libera por  $H$  e  $LE$ , o que faz com que  $\Delta Q$  assumam valores próximos de 0.

Nas noites do dia 23 e 24, observa-se  $Rn = 0$ , devido à altitude da geleira e as frequentes nuvens baixas que ocorrem na região, que faz com que a diferença de temperatura entre a base das nuvens e a geleira seja pequena.



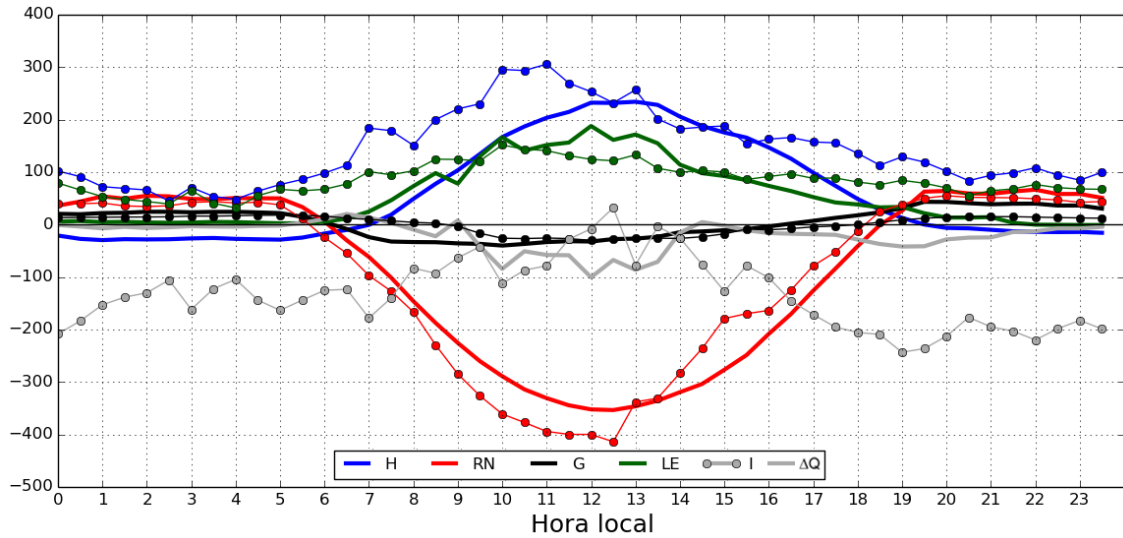
**Figura 14:** Componentes do balanço de energia, em  $\text{Wm}^{-2}$ , para o período estudado para a) a EACF, com medidas obtidas *in situ* para  $Rn$  (linha vermelha) e  $G$  (linha preta), obtidas através da TSMO para  $H$  (linha azul) e  $LE$  (linha verde) e o resíduo calculado  $I$  (linha cinza), e resultados obtidos numericamente com o modelo WRF para o ponto b) P1, c) P2 e d) P3. Para os resultados obtidos pelo modelo, a linha cinza representa o termo  $\Delta Q$ , o saldo de energia em superfície.

Para a baía do Almirantado,  $R_n$  é o termo dominante no balanço de energia, sendo a principal fonte de energia para a região do ponto P3 no período diurno, com valores de  $-500 \text{ Wm}^{-2}$  durante o dia e apresentando uma perda radiativa máxima de  $100 \text{ Wm}^{-2}$  no período noturno. Os termos  $H$  e  $LE$  apresentam valores uma ordem de grandeza menores quando comparados à  $R_n$ , entre  $10$  e  $50 \text{ Wm}^{-2}$ , sempre positivos, indicando transporte de água e calor em direção a atmosfera. O resultado final é um termo de armazenamento da ordem de grandeza de  $R_n$  durante todo o período.



**Figura 15:** Saldo de onda curta (OCnet) calculado numericamente pelo WRF para 5 localidades na baía do Almirantado. Linha vermelha (EACF), linha preta: 4km a oeste da EACF, linha azul: 2km a leste da EACF e linha verde a 7km ao sul da EACF.

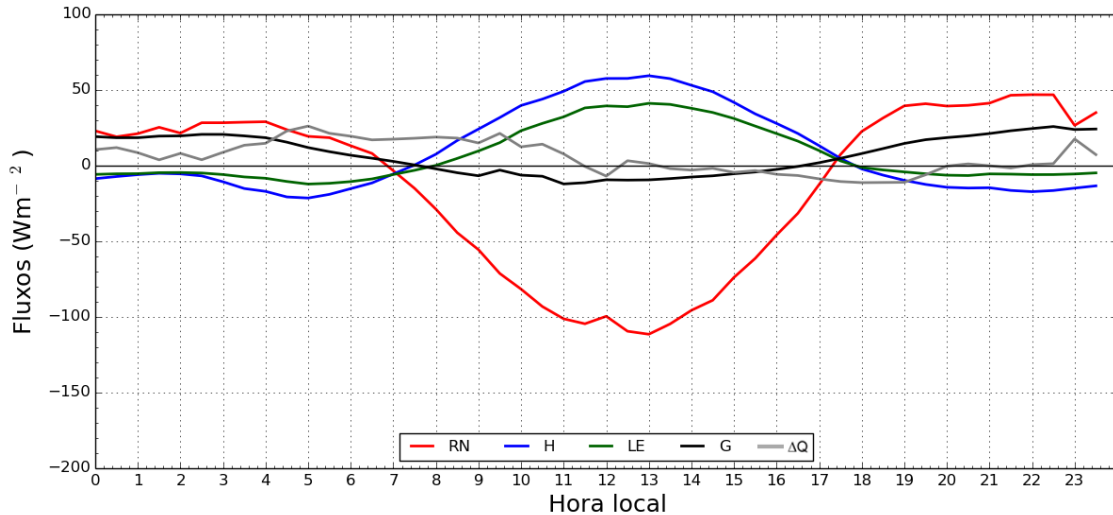
O ciclo diurno médio do BES para o ponto P1 (Figura 16) mostra a que o modelo é capaz de representar o BES para a região da EACF, com valores de acordo com os estimados pela TSMO, levando-se em conta que os valores numéricos de  $H$ ,  $LE$  e  $G$  estão fora de fase, com  $H$  e  $LE$  apresentando seu máximo 2 horas depois dos valores obtidos utilizando a TSMO. Os valores numéricos de  $G$ , com máximo 3 horas antes, está relacionado à  $T_{SOLO}$  também estar fora de fase. O WRF subestimou  $H$  e  $R_n$  em  $50 \text{ Wm}^{-2}$  e superestimou  $LE$  em  $50 \text{ Wm}^{-2}$ .  $G$  foi superestimado durante o período noturno. No período diurno, seu valor máximo está de acordo com os valores medidos com o fluxímetro.



**Figura 16:** Variação diurna média das componentes do balanço de energia:  $R_n$  (vermelho),  $G$  (preto),  $H$  (azul) e  $LE$  (verde). As linhas cheias representam os valores calculados numericamente pelo modelo WRF para o período de 19 a 24 de fevereiro, para a região da EACF, onde  $\Delta Q$ , em cinza, é o saldo de energia em superfície. As linhas com símbolos indicam os valores obtidos *in situ* utilizando instrumentos ( $R_n$  e  $G$ ) e a TSMO ( $H$  e  $LE$ ), onde  $I$ , em cinza, é o resíduo.

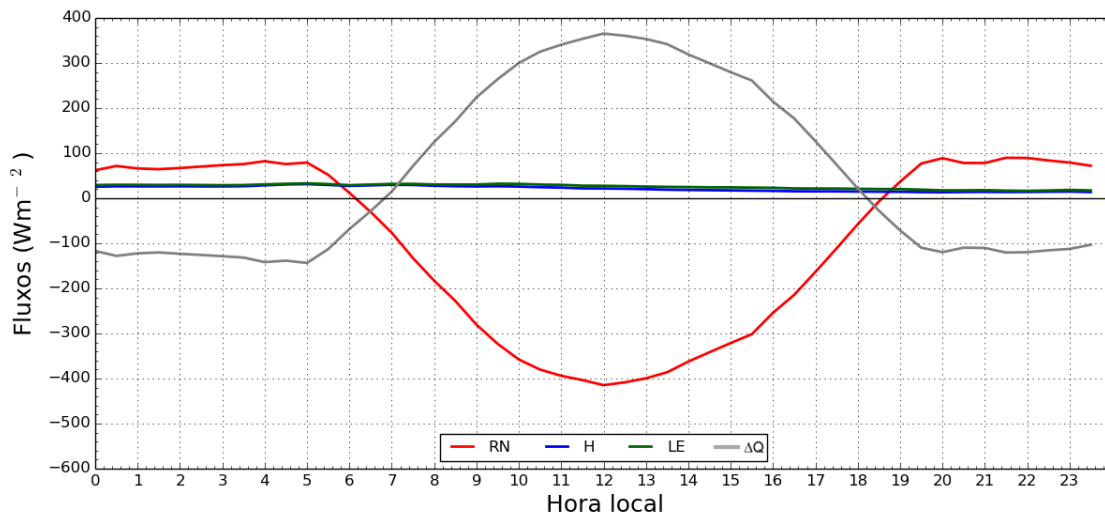
Para o ponto P2, o ciclo diurno do BES na geleira ao norte da EACF (Figura 17) apresenta intensidade reduzida devido ao alto albedo do solo, que reduz a quantidade de energia disponível na superfície e, por consequência, reduz  $H$  e  $LE$ . O estudo de Braun (2001) nas geleiras da ilha do Rei George, em um período com condições meteorológicas similares ao encontrado neste trabalho, obteve resultados que condizem com os encontrados na simulação numérica realizada pelo WRF, com o sinal dos termos do BES de acordo. Como o local estudado se encontra a 574 m acima do nível do mar, as temperaturas são predominantemente negativas e a ocorrência de derretimento no gelo é pequena, pois pode não haver energia necessária para levar a temperatura da camada de gelo ou neve a  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  e iniciar o processo de derretimento. Em localidades mais próximas ao nível do mar, as temperaturas são maiores e a ocorrência de derretimento do gelo faz que o BES se altere. Com a temperatura da superfície do gelo a  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  e a temperatura do ar positiva, situação comum no verão da ilha do Rei George, forma-se uma pequena camada estável, que faz com  $H$  e  $LE$  sejam negativos durante todo o dia (Schneider, 1999, Bintanja, 1995, Braun *et al.*, 2004).





**Figura 17:** Variação diurna média das componentes do balanço de energia:  $R_n$  (vermelho),  $G$  (preto),  $H$  (azul),  $LE$  (verde) e  $\Delta Q$  (cinza), calculadas numericamente pelo modelo WRF para o período de 19 a 24 de fevereiro, para o ponto P2, na geleira ao Norte da EACF.

Segundo o estudo de Smith e Klinck (2002), que calcularam o  $H$  e  $LE$  para uma região de mar aberto a oeste da península Antártica entre as latitudes  $64^\circ\text{S}$  e  $66^\circ\text{S}$ , encontraram para o verão valores médios de  $5 \pm 5 \text{ Wm}^{-2}$  para  $H$  e  $0 \pm 5 \text{ Wm}^{-2}$  para  $LE$ , valores abaixo dos encontrados na simulação numérica, entre  $20$  e  $30 \text{ Wm}^{-2}$  para  $H$  e  $LE$  (figura 18). Os resultados estimados numericamente para  $LE$  neste estudo estão de acordo com o resultado de Giovinetto *et al.* (1997), que estimaram um valor médio de  $LE = 17 \text{ Wm}^{-2}$ , para o período de verão uma área oceânica entre  $60^\circ$  e  $70^\circ \text{ S}$ .



**Figura 18:** Variação diurna média das componentes do balanço de energia:  $R_n$  (vermelho),  $G$  (preto),  $H$  (azul),  $LE$  (verde) e  $\Delta Q$  (cinza), calculadas numericamente pelo modelo WRF para o período de 19 a 24 de fevereiro, para o ponto P3.

## 6. Conclusões

Neste trabalho foi realizado o estudo do BES na região da ilha do Rei George, Antártica para um período de 6 dias de verão, de 19 a 24 de fevereiro de 2012. O BES foi estudado a partir de dados coletados *in situ* na EACF e utilizando o modelo WRF.

Foi feita uma análise das condições meteorológicas médias com os dados do projeto ETA nos dias de estudo, que foram comparadas com os dados médios de verão de 2000 a 2010 do projeto meteorologia na EACF. Concluiu-se que o período de estudo é representativo do verão em um desvio padrão. Os tipos de circulações atmosféricas mais frequentes no verão são as que trazem massas de ar quente de Norte e Oeste para a ilha do Rei George (Kejna, 1993). A principal parte do estudo neste trabalho ocorre durante a presença de advecção de ar frio sobre a região, que é menos comum para o verão, com uma frequência de 20% nos 4 anos de estudo (1986-1989) de Kejna (1993). O período inicial de estudo, em que há advecção de ar quente de oeste, apresenta como principal característica o derretimento da neve depositada nos dias anteriores.

O método aerodinâmico do perfil foi utilizado para estimar o BES e seu *footprint* foi estimado segundo os estudos de Leclerc e Tufell (1990) e Schuepp *et al.* (1990). A área de estudo, situada em uma península na baía do Almirantado, próxima do mar, faz com que o mesmo exerça influência nos fluxos de  $H$  e  $LE$ . Na análise do *footprint*, concluiu-se que durante o período diurno os fluxos são representativos da região da península Keller, que fica descoberta de gelo e neve durante o verão. No período noturno, a área do *footprint* se expande, o que faz com que os fluxos calculados apresentem influência do oceano quando os ventos não são de oeste, de noroeste ou de norte.

No período diurno, assumindo fechamento do balanço de energia em superfície e utilizando os valores médios encontrados neste trabalho, obteve-se que 62.5% da energia disponível ( $R_n$ ) é utilizada para o aquecimento da atmosfera ( $H$ ), 32% é usada para evaporação de água ( $LE$ ) e 5.5% é usada para o aquecimento do solo ( $G$ ). No período noturno, a radiação de onda longa é a principal responsável pela perda de energia, chegando a  $75 \text{ Wm}^{-2}$  em noites de céu claro e  $50 \text{ Wm}^{-2}$  em noites nubladas.

Em certos períodos diurnos em que a presença de nuvens foi maior, o método aerodinâmico do perfil não convergiu. Como uma das premissas para o uso da TSMO são locais com terreno homogêneo e apresentando tempo bom, situações que não são encontradas na região de estudo, já era esperado que o método utilizado apresentasse algumas dificuldades. Apesar de seus limites, nos períodos em que o método convergiu, ele consegue descrever os fluxos de calor sensível e calor latente na região de estudo.

Para a realização dos experimentos numéricos, foi feito um estudo para verificar qual a melhor configuração do domínio de modo a melhor representar o norte da península Antártica. Foi utilizada uma resolução de 1 km para o menor domínio, que foi escolhido de forma a ter mais regiões de terra firme do que oceano. Em seguida, uma pesquisa foi feita com o WRF para definir quais seriam as parametrizações e as condições iniciais e de contorno mais adequadas para a região da ilha do Rei George. Após diversas rodadas do modelo, foram escolhidas as parametrizações da Tabela 5 e a base de dados do ERA-Interim como condições iniciais e de contorno para realizar o estudo numérico.

Com a configuração de alta resolução utilizada, o WRF foi capaz de representar as condições meteorológicas e as características da região, como a circulação dependente da topografia, os ventos catabáticos e a menor nebulosidade na baía do Almirantado, apesar de superestimar essa última característica. Com a comparação estatística realizada, as melhores variáveis representadas pelo WRF foram  $P$ ,  $T_{AR}$  e  $|\vec{V}|$ , seguida de  $T_{SOLO}$ ,  $q$ ,  $OC_{NET}$ , que apresentaram pequenos desvios em relação aos valores obtidos pela torre micrometeorológica, no caso uma maior amplitude para  $T_{SOLO}$ ,  $OC_{NET}$  com valores acima do observado localmente e  $q$  apresentando períodos de instabilidade.  $H$  e  $LE$  possuem valores diurnos condizentes com os estimados localmente, porém estão fora de fase.  $OL\downarrow$  foi a variável meteorológica que apresentou mais problemas, devido a problemas conhecidos com a representação da cobertura de nuvens para a região Antártica.

Sobre a geleira ao norte da EACF, o BES representado pelo modelo está de acordo com a representação encontrada na literatura para a região (Bintanja e Broeke, 1995; Braun *et al.*, 2001b; Braun *et al.*, 2004; Braun e Hock, 2004). Após o estudo dos resultados numéricos e revisão bibliográfica, conclui-se que a topografia e a cobertura do terreno exercem importante papel no BES. O solo exposto na ilha

do Rei George no período de verão possui um albedo menor do que o solo coberto por neve (Ruman, 2012), o que altera a quantidade de energia disponível em superfície. O papel da topografia ocorre devido à variação de temperatura com a altura. No período de verão, o mais comum são as temperaturas positivas. Desse modo, a superfície do gelo que está a derreter não passa de 0°C e forma-se uma camada estável rasa sobre as regiões cobertas de gelo, com fluxos de  $H$  e  $LE$  negativos durante o dia. Em regiões mais altas, com a temperatura do ar negativa, esta camada estável sobre o gelo não ocorre e o BES é diferente, com  $H$  e  $LE$  positivos.

O BES obtido nesse trabalho sobre a baía do almirantado é condizente com valores encontrados na literatura (Launiainen e Vihma, 1994; Giovinetto *et al.*, 1997; Smith e Klinck, 2002), com valores pequenos de  $H$  e  $LE$ , em alguns casos podendo ser desprezados quando comparados com  $R_n$ , sendo de uma a duas ordens de grandeza menores.

## **7. Sugestões para trabalhos futuros**

Como o balanço de energia em superfície de uma geleira varia consideravelmente com a altitude (Braun e Hock, 2004), também sugere-se estender o estudo para diversos pontos ao longo da altura da geleira, para verificar essa variação e se o modelo consegue representá-la corretamente.

As parametrizações utilizadas neste trabalho foram escolhidas após vários testes entre conjuntos de parametrizações. Sugere-se utilizar esses resultados para verificar a sua eficácia na previsão do tempo para a região da EACF, com o intuito de auxiliar os pesquisadores e o trabalho da Marinha do Brasil na região Antártica.

De posse de dados de sondagens atmosféricas, sugere-se realizar um estudo numérico do perfil vertical da atmosfera sobre a EACF e de outros locais de interesse na região da ilha do Rei George, para verificar como o modelo WRF simula a camada limite planetária em uma região subantártica.

Uma característica presente na baía do Almirantado é sua temperatura relativamente mais elevada e a presença de menos nuvens quando comparado com as regiões externas. Utilizando-se de modelos de mesoescala de alta

resolução, sugere-se uma investigação numérica para verificar se o modelo é capaz de representar essa característica da ilha do Rei George.

## 8. Referências bibliográficas

Ahrens, C. D., 2009: *Meteorology Today, An introduction to weather, climate, and the environment*. 9ª Edição. Brooks/Cole.

Aoki, T., T. Aoki, M. Fukabori e T. Takao, 2002: Characteristics of UV-B irradiance at Syowa Station, Antarctica: Analyses of the measurements and comparison with numerical simulations, *J Meteorol Soc Jpn*, 80(2), 161-170, doi:10.2151/jmsj.80.161.

Arya, S. P., 2001: *Introduction to Micrometeorology*, volume 79. Academic Press

Bintanja, R., 1995: The local surface energy balance of the Ecology Glacier, King George Island, Antarctica: measurements and modelling, *Antarctic Science* 7(3): 315-325

Bintanja, R. e M. R. van den Broeke, 1995: The surface energy balance of Antarctic snow and blue ice, *J. of Applied Meteorology*, 34:902-926

Braun, M., 2001: Ablation on the ice cap of King George Island (Antarctica), *Doctoral thesis*.

Braun, M., J. C. Simões, S. Vogt, U. F. Bremer, N. Blindow, M. Pfender, H. Saurer, F. E. Aquino e F. A. Ferron, 2001a: An improved topographic database for King George Island: compilation, application and outlook. *Antarctic Science* 13(1): 41-52

Braun, M., H. Saurer, S. Vogt, J. C. Simões e H. Gobmann, 2001b: The influence of large-scale Atmospheric circulation on the surface energy balance of the king george island ice cap. *Int. J. Climatol.* 21: 21-36.

Braun, M., H. Saurer e H. Gobmann, 2004: Climate, energy fluxes and ablation rates on the ice cap of King George Island. *Pes. Antárt. Bras.* 4: 87-103

Braun, M. e R. Hock, 2004: Spatially distributed surface energy balance and ablation modelling on the ice cap of King George Island (Antarctica). *Global and Planetary Change*, 42: 45-58

- Broeke, M. van den, D. As, C. Reijmer e R. Wal, 2003: Assessing and improving the quality of unattended radiation observations in Antarctica, *J. Atmos. Oceanic.*, 21(9), 1417-1431.
- Broeke, M. van den, C. Reijmer, D. van As e B. W. Boot, 2006: Daily cycle of the surface energy balance in Antarctica and the influence of clouds, *Int. J. Climatol.*, 26: 1587–1605. doi: 10.1002/joc.1323
- Bromwich, D. H., L. Bai, and G. G. Bjarnason, 2005: High-Resolution Regional Climate Simulations over Iceland Using Polar MM5. *Mon. Wea. Rev.*, 133, 3527–3547.
- Bromwich, D. H., J. P. Nicolas e A. J. Monaghan, 2011: An assessment of precipitation changes over Antarctica and the Southern Ocean since 1989 in contemporary global reanalyses, *J. Climate*, 24, 4189–4209.
- Bromwich, D. H., F. O. Otieno, K. M. Hines, K. W. Manning e E. Shilo, 2013: Comprehensive evaluation of polar weather research and forecasting model performance in the Antarctic, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 274–292, doi:10.1029/2012JD018139.
- Businger, J. A., 1966: Transfer of momentum and heat in the planetary boundary layer. Proceedings of the Symposium on Arctic Heat Budget and Atmospheric Circulation. The Rand Corporation, pp 305-332.
- Businger, J.A., 1988: A note on the Businger-Dyer profiles. *Boundary-Layer Meteorol.* 42, 145-151
- Clough, S.A., M.W. Shephard, E.J. Mlawer, J.S. Delamere, M.J. Iacono, K. Cady-Pereira, S. Boukabara e P.D. Brown, 2005: Atmospheric radiative transfer modeling: a summary of the AER codes, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.*, 91, 233-244.
- Codato, G., J. Soares, A. P. de Oliveira, A. C. L. Targino e C. J. Ruman, 2013: Observational Campaigns of the Project “Study of Turbulence in Antarctica”, *Annual Activity Report 2012*, doi:10.4322/apa.2014.088.

- Dee, D. P. et al, 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, Vol. 137: 553-597, DOI: 10.1002/qj.828.
- Foken, T., 2008: The energy balance closure problem: An overview. *Ecol. Appl.*, 18(6), 1351-1367.
- Gillet, N. P., Kell, T. D. e Jones, P. D., 2006: Regional climate impacts of the Southern Annular Mode. *Geophysical Research Letters*, v.33, n. L23704, p.1-4.
- Giovinetto, M. B., Yamazaki, K., Wendler, G., Bromwich, D. H., 1997: Atmospheric net transport of water vapor and latent heat across 60° S, *J. Geophys. Res.*, Vol 102 D10, 11171-1179.
- Halouani, N., C. T. Nguyen e D. Vo-Ngoc, 1993: Calculation of monthly average global solar radiation on horizontal surfaces using daily hours of bright sunshine. *Solar Energy* 50 (3), 247–258.
- Haymussi, H, 1999: Estudo das interações climáticas entre a região Antártica e o sul do Brasil, *Dissertação (Mestrado)* - Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas.
- Hines, K. M. e D. H. Bromwich, 2008: Development and Testing of Polar Weather Research and Forecasting (WRF) Model. Part I: Greenland Ice Sheet Meteorology. *Mon. Wea. Rev.*, 136, 1971–1989.
- Janjić, Z. I., 1996: The surface layer in the NCEP Eta Model, Eleventh Conference on Numerical Weather Prediction, Norfolk, VA, 19–23 August; *Amer. Meteor. Soc.*, Boston, MA, 354–355.
- Janjić, Z. I., 2002: Nonsingular implementation of the Mellor-Yamada level 2.5 scheme in the NCEP Meso model, *NCEP Off. Note 437*, 61 pp., NCEP, Camp Springs, Md.
- Kain, J. S., 2004: The Kain-Fritsch convective parameterization: An update, *J. Appl. Meteorol.*, 43, 170–181
- Kejna, M. 1993: Types of atmospheric circulation in the region of H. Arctowski Station (South Shetland Islands) in the years 1986-1989, *XX Polar Symposium*, 369-378

- Khan, V. M., Kim. I. S, J. M. Saraiva, 1998: A relação entre as anomalias de TSM no Hemisfério Sul com as anomalias de precipitação no Sul do Brasil, X Congresso Brasileiro de Meteorologia.
- Kilpeläinen, T., T. Vihma, M. Manninen, A. Sjöblom, E. Jakobson, T. Palo and M. Maturilli, 2012: Modelling the vertical structure of the atmospheric boundary layer over Arctic fjords in Svalbard. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 138
- King, J. C. e J. Turner, 1997: *Antarctic Meteorology and Climatology*, Atmospheric and Space Science Series, Cambridge University Press.
- Launiainen, J. e Vihma, T., 1994: On the Surface Heat Fluxes in the Weddell Sea, in *The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment*, eds O. M. Johannessen, R. D. Muench and J. E. Overland, *American Geophysical Union*, Washington, D. C.. doi: 10.1029/GM085p0399
- Leclercq, M. Y., G. W. Thurtell, 1990: Footprint prediction of scalar fluxes using a markovian analysis, *Boundary-Layer Meteorology* **52**: 247-258
- Liu, H., K. Jezek, B. Li e Z. Zhao., 2001: Radarsat Antarctic Mapping Project Digital Elevation Model Version 2. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center.
- Monin A. S. e Obukhov A. M., 1954: Basic Laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere. *Akad. Nauk. SSSR Geofiz. Inst. Tr.* 24, 151
- Mellor, G.L. e T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 851-875.
- Mendes Junior, C. W., N. Dani, J. Aragon-Neto, J. C. Simões, L. F. Velho, R. R. Ribeiro, I. Parnow, U. F. Bremer, E. S. Fonseca Junior e H. J. B. Erwes, 2012: A new topographic map for Keller Peninsula, King George Island, Antarctica. *Pesquisa Antártica Brasileira* 5: 105-113
- Milbrandt, J. A. e M. K. Yau, 2005: A multimoment bulk microphysics parameterization. Part I: Analysis of the role of the spectral shape parameter. *J. Atmos. Sci.*, 62, 3051–3064.



- Oliveira, A. P., J. Soares, G. Codato, A. C. L. Targino e C. J. Ruman, 2012: Energy balance at the surface in the King George Island - Preliminary results of ETA project, *Annual Activity Report 2011*, doi:10.4322/apa.2014.059
- Onwuegbuzie, A., L. Daniel e N. Leech, 2007: Pearson product-moment correlation coefficient. In N. Salkind (Ed.), *Encyclopedia of measurement and statistics*. (pp. 751-756). Thousand Oaks, CA: SAGE Publications, Inc.
- Pandolfo, J., 1966: Wind and temperature profiles for a constant flux boundary layer in lapse conditions with a variable eddy conductivity to eddy viscosity ratio. *J. Atmos. Sci.* 23 , 495- 502.
- Paulson, C. A., 1970: The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric layer, *J. Applied Met.* 9, 857-861
- Ruman, C. J., 2012: Estudo das propriedades radiométricas na região Antártica, *Relatório final de atividades de iniciação científica*
- Ruman, C. J., 2014: Caracterização numérica do balanço de energia na superfície durante condições de verão na região da estação Antártica Brasileira. *Monografia de qualificação*.
- Schuepp, P. H., M. Y. Leclerc, J. I. Macpherson e R. L. Desjardins, 1990: Footprint prediction of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation, *Boundary-Layer Meteorology* 50: 355-373
- Schneider, C., 1999: Energy balance estimates during the summer season of glaciers of the Antarctic Peninsula, *Global and Planetary Change* 22, 117–130
- Setzer, A. e F. E. Aquino, 2001: Projeto CNPq/Proantar: Meteorologia na Estação Antártica Com. Ferraz, 2001-2003
- Simmonds, I. e K. Keay, 2000: Mean Southern Hemisphere Extratropical Cyclone Behavior in the 40-Year NCEP–NCAR Reanalysis. *J. Climate*, 13, 873–885
- Simões, J. C., U. F. Bremer, F. E. Aquino e F. A. Ferron, 1999: Morphology and variations of glacial basins in the King George Island ice field, Antarctica. *Annals of Glaciology* 29: 220-223.

- Sinclair, M. R., 1994: An Objective Cyclone Climatology for the Southern Hemisphere. *American Meteorological Society*, Vol 122. 2239-2256.
- Smirnova, T. G., J. M. Brown e S. G. Benjamin, 1997: Performance of different soil model configurations in simulating ground surface temperature and surface fluxes. *Mon. Wea. Rev.* 125, 1870-1884.
- Smirnova, T. G., J. M. Brown e D. Kim, 2000: Parameterization of cold-season processes in the MAPS land-surface scheme. *J. Geophys. Res.*, 105, 4077–4086
- Smith, A. D. e J. M. Klinck, 2002: Water properties on the west Antarctic Peninsula continental shelf: a model study of effects of surface fluxes and sea ice. *Deep-Sea Research II* 49, 4863–4886.
- Stull, R. B., 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers. 666pp
- Targino, A. C. e J. Soares, 2002: Modeling surface energy fluxes for Ipero ,SP, Brazil: an approach using numerical inversion, *Atmospheric Research* 63 (2002) 101–121
- Tastula, E., T. Vihma e E. L. Andreas, 2012: Evaluation of Polar WRF from Modeling the Atmospheric Boundary Layer over Antarctic Sea Ice in Autumn and Winter, *American Meteorology Society*, Vol 140. 3919-3935
- Wagner W. and A. Prub, 2002: The IAPWS Formulation 1995 for the Thermodynamic Properties of Ordinary Water Substance for General and Scientific Use, *Journal of Physical and Chemical Reference Data*, Volume 31, Issue 2, pp. 387535.
- Wallace, J. M. e P. V. Hobbs, 2006: *Atmospheric Science: An introductory Survey*, Second edition, Academic Press, p. 406
- Wang Y., L. R. Leung, J. L. McGregor, D-K. Lee, W-C. Wang, Y. Ding e F. Kimura, 2004: Regional climate modelling: progress, challenges, and prospects. *J. Meteorol. Soc. Japan* 82:1599–1628