

**AJUSTE TOPOGRÁFICO DO CAMPO DO VENTO NA CLP  
DA REGIÃO DA ESTAÇÃO ANTÁRTICA BRASILEIRA  
COMANDANTE FERRAZ (EACF)**

Mariana Fadigatti Picolo

Orientador: Prof. Dr. Jacyra Soares

MONOGRAFIA EXAME DE QUALIFICAÇÃO

MARÇO 2015

Laboratório de Interação Ar-Mar

Departamento de Ciências Atmosféricas

Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas

Universidade de São Paulo

## Resumo

A obtenção do campo de vento é importante para estudos de interação superfície atmosfera e de estudos de impactos ambientais. Na região Antártica a topografia exerce grande influência no campo de vento, sendo que medidas observacionais podem não representar o campo de vento adequadamente. O objetivo deste trabalho é utilizar duas rotinas numéricas para gerar o campo de vento na região da Estação Antártica Brasileira Comandante Ferraz . Para isso serão utilizados dados de velocidade e direção do vento, topografia e altura da camada limite. Através de cinco testes utilizando uma topografia Gaussiana foi possível observar o efeito da topografia no escoamento. Em casos que a altura da camada limite planetária pode interceptar a topografia foi observado que o escoamento é forçado a contornar a montanha. Observou-se que a intensidade do escoamento é menor em regiões mais baixas do terreno e é compensado por uma intensidade maior nas partes mais altas devido à conservação de massa.

# Sumário

<b>Resumo</b>	<b>ii</b>
<b>1 Introdução</b>	<b>1</b>
1.1 Objetivos . . . . .	1
<b>2 Região de estudo e dados utilizados</b>	<b>2</b>
<b>3 Rotinas de ajuste do campo do vento</b>	<b>7</b>
3.1 Rotina 1- Anderson (1971) . . . . .	7
3.2 Rotina 2- Dickerson (1978) . . . . .	10
<b>4 Resultados</b>	<b>13</b>
4.1 Teste1 . . . . .	13
4.2 Teste2 . . . . .	14
4.3 Teste3 . . . . .	16
4.4 Teste4 . . . . .	17
4.5 Teste5 . . . . .	18
<b>5 Discussão</b>	<b>19</b>
<b>Refêrencias Bibliográficas</b>	<b>20</b>



# Capítulo 1

## Introdução

A região Antártica é importante no sistema climático global, afetando principalmente o hemisfério sul. Segundo King and Turner (1997) a Antártica é o sumidouro de calor do hemisfério sul e portanto exerce um considerável controle sobre a circulação da atmosfera em médias e altas latitudes. A Antártica possui uma elevação média da superfície maior que 2 km (Meriwether, 1988). Na região, ventos são fortemente afetados pela topografia local e medidas em um único local podem não dar uma boa imagem do campo de vento em superfície (King and Turner 1997).

Segundo Parish and Cassano (2003a) ventos catabáticos são reconhecidos como uma das variáveis climáticas chave dos baixos níveis na região antártica e estão relacionados com o resfriamento radiativo da baixa atmosfera. Grande parte da discussão sobre os ventos da Antártica está relacionada à forçante catabática (por exemplo, Ball 1960; Mather and Miller 1966; Parish 1984; Parish and Bromwich 1987). As regiões costeiras são zonas baroclínicas ativas e de acordo com Parish and Cassano (2003b) os ventos de superfície são resultados da combinação da influência catabática e sinótica.

A obtenção do campo de vento, importante para vários estudos de interação superfície atmosfera e de estudos de impactos ambientais, é limitada em razão de medidas espacialmente esparsas, particularmente em regiões com relevo acidentado (Veleda, 2001). Medidas micrometeorológicas realizadas a 5 metros do nível da superfície, por exemplo, são representativas de uma área circular de raio igual a 500 metros em torno do local da medida (Oliveira, 1991). Porém, em áreas em que o terreno varia significativamente, o vento medido em um único local pode não representar adequadamente o vento na região a sua volta, pois as regiões com topografia complexa podem causar grandes modificações nos escoamentos de larga e meso escalas (Veleda, 2001).

Um modo simples de reproduzir campos de mesoescala em terreno complexo seria o desenvolvimento de modelos diagnósticos, capazes de reproduzir campos meteorológicos de mesoescala com grande resolução e detalhes (Mass and Dempsey, 1985).

Neste projeto serão utilizados dois modelos diagnósticos propostos por Anderson (1971) e Dickerson (1978), os quais assumem restrições físicas como conservação de massa e atmosfera incompressível, o que reduz a divergência do escoamento.

### 1.1 Objetivos

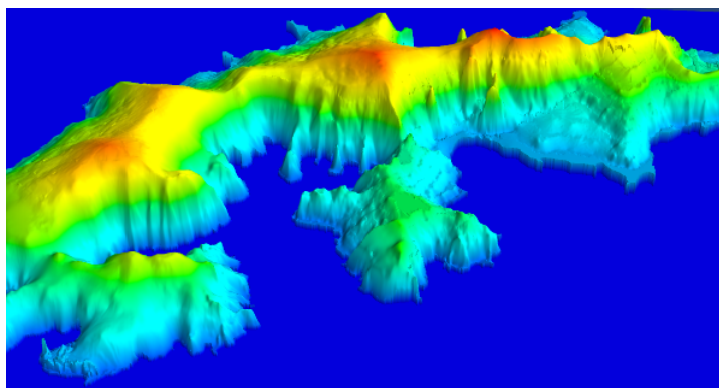
O objetivo geral do trabalho é estudar o escoamento do vento na região da Estação Antártica Brasileira Comandante Ferraz. Mais especificamente os objetivos são:

- Analisar velocidade e direção do vento durante dezembro de 2014 e janeiro de 2015 na estação em três diferentes níveis
- Utilizar duas rotinas numéricas diagnósticas e bidimensionais propostas por Anderson (1971) e Dickerson (1978) para analisar o escoamento do vento com a topografia.

## Capítulo 2

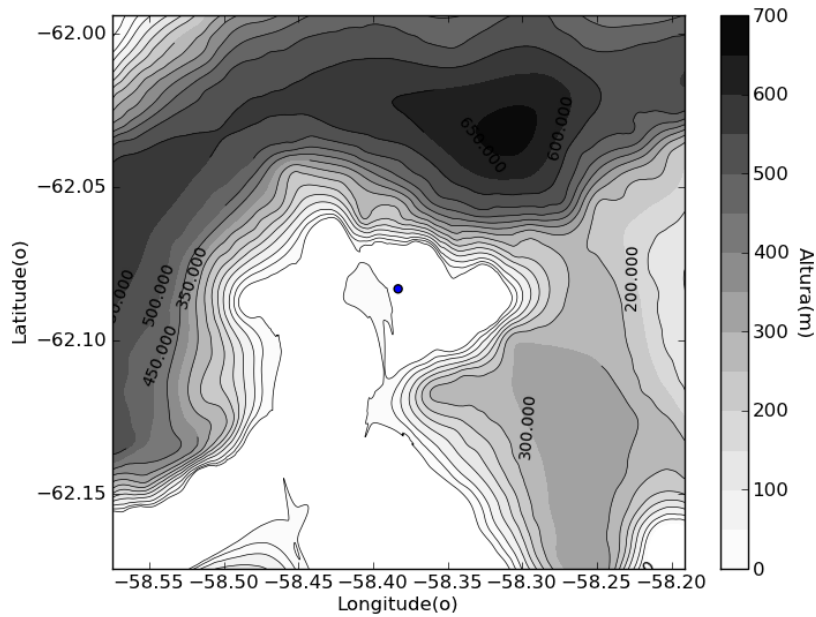
### Região de estudo e dados utilizados

A estação brasileira Comandante Ferraz ( $62^{\circ}05'S, 058^{\circ}23'W$ ) está localizada na Baía do Almirantado, Ilha do Rei George e está a 20m acima do nível do mar. A ilha do Rei George, de acordo com Braun et al (2001) é uma das regiões mais visitadas e mais densamente populosa na Antártica. Na região os ventos predominantes são de oeste. Segundo Baines and Fraedrich (1989) ventos médios mensais entre  $50^{\circ}S$  e  $65^{\circ}S$  são predominantemente de oeste. Em geral, o clima pode ser caracterizado como quente e úmido com temperaturas médias no verão acima de  $0^{\circ}C$  (Bintanja, 1995). Ainda de acordo com Bintanja (1995), a rápida sucessão de sistemas de baixa pressão se movendo para leste transportam ar relativamente quente e úmido para a costa. A topografia ilha Rei George é mostrada na figura 2.1



**Figura 2.1:** *Topografia da ilha Rei George. Mapa adaptado do modelo digital de terreno de Braun et al. (2001)*

A figura 2.2 mostra a topografia ao redor da EACF. A resolução espacial é de 400 m e a grade horizontal é de 20 km x 20 km. O ponto azul representa a estação.



**Figura 2.2:** Topografia da região ao redor da EACF (ponto azul). Dados obtidos em: <http://nsidc.org/api/metadata?id=nsidc-0082>

Serão utilizados dados de vento (velocidade e direção) para os meses de dezembro de 2014 e janeiro de 2015 obtidos na EACF pelo projeto ETA (Estudo da Turbulência na Antártica) em três diferentes níveis e armazenados como médias de 5 minutos. A descrição do sensor utilizado para medir velocidade e direção do vento é mostrada na tabela 2.1

**Tabela 2.1:** Descrição do sensor instalado na EACF

Sensor		Range	Acurácia	Altura (m)
Anemômetro RMYoung Modelo:05103	velocidade	0-100 m/s	$\pm 0,3 m/s$	5,25
	direção	0 – 360°	$\pm 3^0$	2,20
				10,1

Disponível em: <http://www.youngusa.com/products/7/5.html>

As figuras 2.3 e 2.4 mostram a velocidade e direção do vento a 10,1 m na estação para os meses de dezembro e janeiro. Como os dois trabalhos que apresentam as rotinas estudadas não especificam uma determinada altura em que o vento deve ser medido, será utilizado os valores a 10 m. Porém, para as três alturas o vento é bem próximo, apenas a velocidade é um pouco maior para 10 m. O máximo em dezembro de 2014 ocorreu no mesmo dia (10/12 às 15:45) para as três alturas, no entanto é igual a 22,74 m/s no nível de 2,20 m e igual a 24,21 m/s no nível de 10,1 m. O máximo em janeiro foi no dia 23/01 às 3:00 e foi de 18,58 m/s no nível de 10,1 m, 18,01 m/s no nível de 5,25 e 17,37 m/s no nível de 2,20 m. Os dados são medidos em horário local, ou seja, coincide com o horário de Santiago no Chile, sem considerar o horário de verão, sendo então UTC-4.

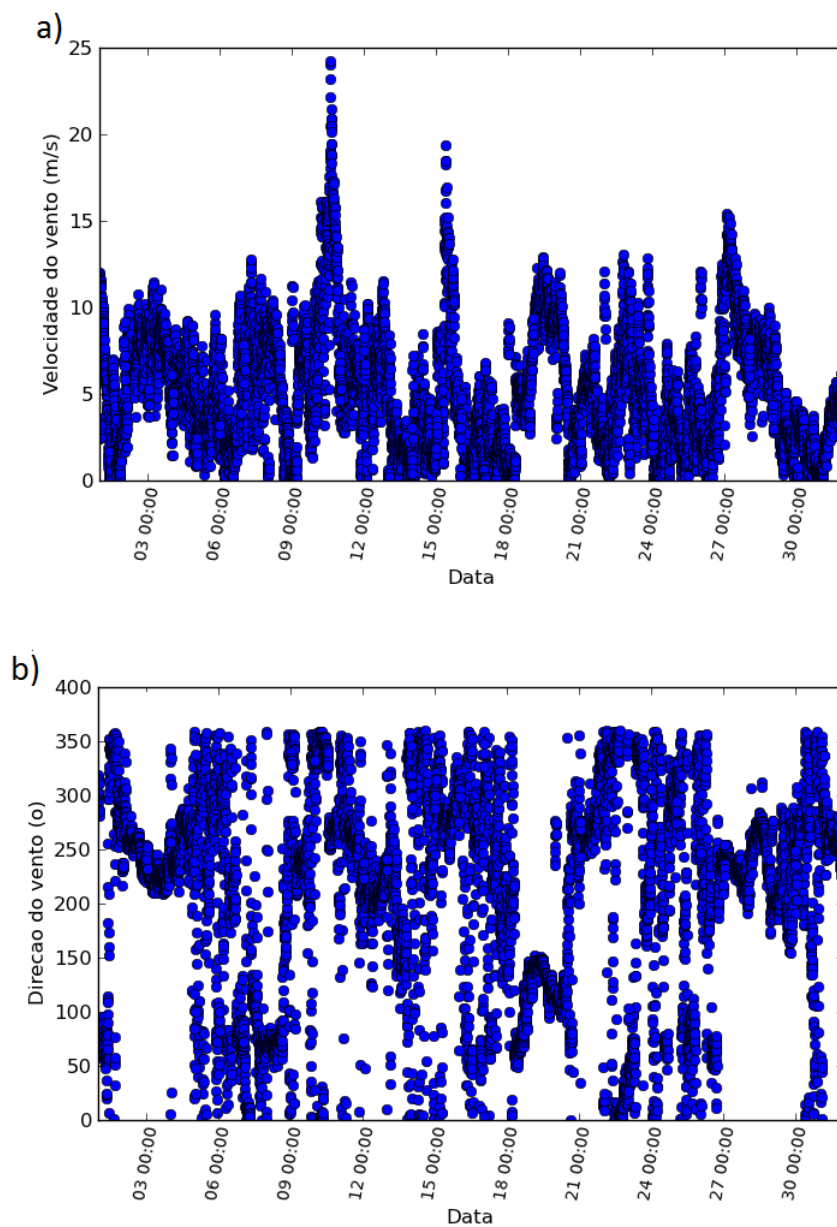
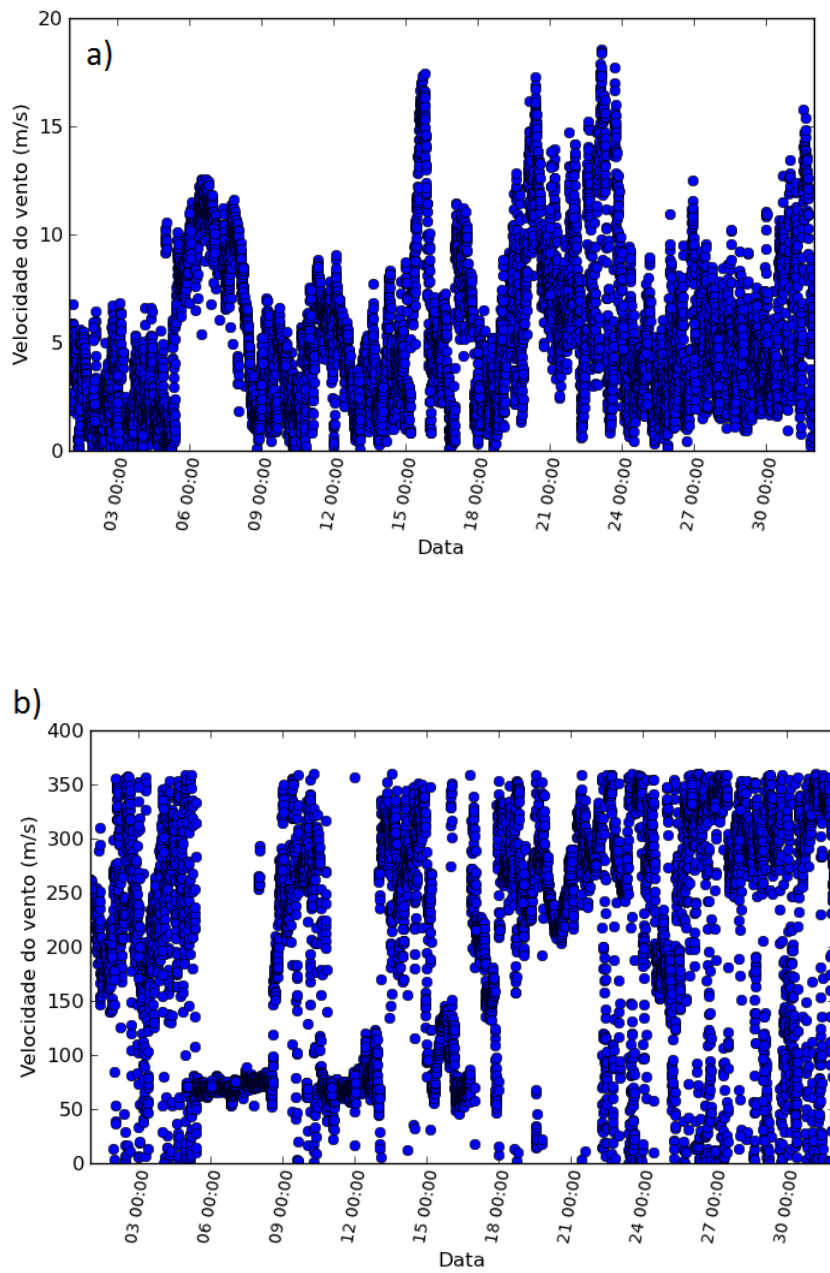


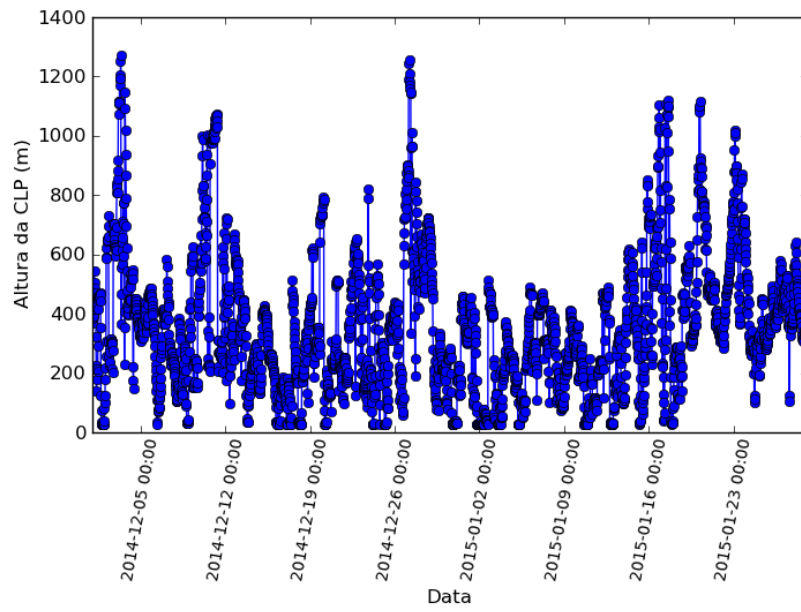
Figura 2.3: Velocidade (a) e direção (b) do vento a 10 m para dezembro de 2014.





**Figura 2.4:** Velocidade (a) e direção (b) do vento a 10 m para janeiro de 2014.

Os valores de altura da CLP obtidos foram gerados pelo modelo WRF (Weather Research and Forecasting) para dezembro e janeiro pelo MEIS da Slovenia, o horário dos dados era UTC-3, no entanto, o horário local é UTC-4, então foi feita uma correção para o horário local. Os valores, no entanto, não estão fisicamente consistentes com o local (figura 2.5)



**Figura 2.5:** *Altura da CLP para os meses de dezembro de 2014 e janeiro de 2015.*

Estes valores precisam ser melhores avaliados para serem utilizados nas rotinas.

## Capítulo 3

### Rotinas de ajuste do campo do vento

Nesta seção serão descritas as rotinas utilizadas na realização do projeto de pesquisa.

#### 3.1 Rotina 1- Anderson (1971)

Será chamada para referência de A71. Este modelo considera conservação de massa e atmosfera incompressível e assume um movimento vertical limitado superiormente pelo topo da CLP e inferiormente pelos contornos topográficos. A altura da CLP é somada acima de cada ponto da topografia, portanto ela acompanha os contornos topográficos, simulando condições em que o escoamento sempre passará por cima das elevações topográficas. O modelo integra a equação da continuidade entre a superfície e o topo da CLP. A equação da continuidade para um escoamento incompressível é:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3.1)$$

$$\nabla_H \cdot \vec{V}_H(x, y, z) = -\frac{\partial w(x, y, z)}{\partial z} \quad (3.2)$$

Onde,  $u$ ,  $v$  e  $w$  são as componentes horizontais e vertical do vento nas direções  $x$ ,  $y$  e  $z$ , respectivamente. Integrando ( 3.2) entre a superfície  $h(x,y)$  e o nível superior da CLP  $H$ :

$$\int_{h(x,y)}^H \nabla_H \cdot \vec{V}_H(x, y, z) dz = - \int_{h(x,y)}^H \frac{\partial w(x, y, z)}{\partial z} dz \quad (3.3)$$

$$\int_{h(x,y)}^H \nabla_H \cdot \vec{V}_H(x, y, z) dz = -w(x, y, H) + w(x, y, h) \quad (3.4)$$

$$(3.5)$$

Aplicando-se a regra de Leibnitz ao lado esquerdo da equação ( 3.3) e assumindo que  $w(x, y, H) = 0$  tem-se:

$$\nabla_H \int_{h(x,y)}^H \vec{V}_H(x, y, z) dz - \nabla_H H \cdot \vec{V}_H(x, y, H) + \nabla_H h(x, y) \cdot \vec{V}_H(x, y, h(x, y)) = w(x, y, h(x, y)) \quad (3.6)$$

Definindo a média vertical de uma variável  $A(x, y, z)$ :

$$\overline{A(x, y, z)} = \int_{h(x,y)}^H \frac{A(x, y, z)}{(H - h(x, y))} dz \quad (3.7)$$

Aplicando a definição acima, considerando que a divergência é nula e que  $H \gg h$  em ( 3.6) :

$$\nabla_H \left[ \overline{\vec{V}_H(x, y)(H)} \right] = \nabla_H h(x, y) \cdot \vec{V}_H(x, y, h(x, y)) \quad (3.8)$$

Para um fluido incompressível e irrotacional, deve existir uma função potencial:

$$\vec{V}_H(x, y) = \frac{\partial \phi}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial \phi}{\partial y} \vec{j} \quad (3.9)$$

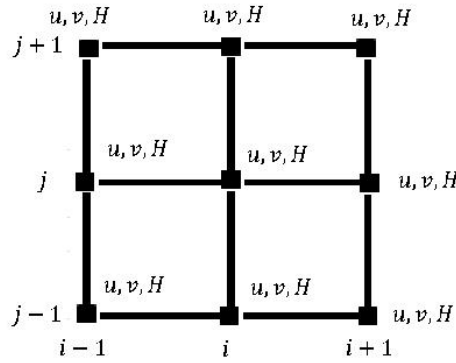
Sendo  $\phi$  a função potencial do escoamento induzido topograficamente. Aplicando em ( 3.8 ) :

$$\frac{\partial \phi^2}{\partial x} + \frac{\partial \phi^2}{\partial y} = \frac{1}{H} \vec{V}_H(x, y, h(x, y)) \cdot \nabla_H h(x, y) \quad (3.10)$$

A equação ( 3.10 ) (equação de Poisson) representa a função potencial bidimensional do campo de vento influenciado pela topografia. Discretizando o lado direito da equação ( 3.10 ) em diferenças finitas:

$$\vec{V}_H \cdot \nabla_H h = \frac{u_{obs}(i, j)(h(i+1, j) - h(i-1, j))}{x(i+1) - x(i-1)} + \frac{v_{obs}(i, j)(h(i, j+1) - h(i, j-1))}{y(j+1) - y(j-1)} \quad (3.11)$$

Sendo  $u_{obs}$  e  $v_{obs}$  as componentes do vento observado e  $i, j$  as posições dos pontos da grade "A" 3.1 de Arakawa (Messinger and Arakawa, 1982).



**Figura 3.1:** grade "A" de Arakawa

A grade escolhida permite menor quantidade de cálculos computacionais, no entanto o erro de truncamento é maior. Discretizando o Laplaciano da função  $\phi$  em diferenças finitas:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \phi^2}{\partial x} + \frac{\partial \phi^2}{\partial y} &= \frac{1}{\Delta x_c} \left( \frac{\phi(i+1, j) - \phi(i, j)}{\Delta x_u} - \frac{\phi(i, j) - \phi(i-1, j)}{\Delta x_d} \right) \\ &+ \frac{1}{\Delta y_c} \left( \frac{\phi(i, j+1) - \phi(i, j)}{\Delta y_u} - \frac{\phi(i, j) - \phi(i, j-1)}{\Delta y_d} \right) = f(i, j) \end{aligned} \quad (3.12)$$

Onde:

$$\Delta x_u = x(i+1, j) - x(i, j) \quad (3.13)$$

$$\Delta x_d = x(i, j) - x(i-1, j) \quad (3.14)$$

$$\Delta x_c = x(i+1/2, j) - x(i-1/2, j) \quad (3.15)$$

$$\Delta y_u = y(i, j+1) - y(i, j) \quad (3.16)$$

$$\Delta y_d = y(i, j) - y(i, j-1) \quad (3.17)$$

$$\Delta y_c = y(i, j + 1/2) - y(i, j - 1/2) \quad (3.18)$$

$$(3.19)$$

Sendo  $f_{(i,j)}$  é a forçante, discretizada em diferenças finitas.

Agrupando os termos:

$$a\phi(i+1, j) + b\phi(i-1, j) + c\phi(i, j+1) + d\phi(i, j-1) + e\phi(i, j) = f_{(i,j)} \quad (3.20)$$

Onde a,b,c,d,e são os coeficientes da equação bidimensional de Poisson:

$$a = \frac{1}{\Delta x_c} \frac{1}{\Delta x_u} \quad (3.21)$$

$$b = \frac{1}{\Delta x_c} \frac{1}{\Delta x_d} \quad (3.22)$$

$$c = \frac{1}{\Delta y_c} \frac{1}{\Delta y_u} \quad (3.23)$$

$$d = \frac{1}{\Delta y_c} \frac{1}{\Delta y_d} \quad (3.24)$$

$$e = -\frac{1}{\Delta x_c} \left( \frac{1}{\Delta x_u} + \frac{1}{\Delta x_d} \right) - \frac{1}{\Delta y_c} \left( \frac{1}{\Delta y_u} + \frac{1}{\Delta y_d} \right) \quad (3.25)$$

$$(3.26)$$

O método da relaxação define um resíduo que, iterativamente, aproxima-se de zero, sendo:

$$a\phi_{i+1,j} + b\phi_{i-1,j} + c\phi_{i,j+1} + d\phi_{i,j-1} + e\phi_{i,j} - f_{i,j} = R_{i,j} \quad (3.27)$$

Sendo  $R_{(i,j)}$  é a diferença entre o campo inicial e a solução numérica (resíduo). Para calcular o campo a cada iteração utiliza-se:

$$\phi_{i,j}^{(n)} = \phi_{i,j}^{(n-1)} + \frac{\omega}{e} R_{i,j}^{(n)} \quad (3.28)$$

Onde,  $e$  é o coeficiente do ponto de grade em que se quer calcular a função  $\phi$  e  $\omega$  é chamado parâmetro de super-relaxação. O método de relaxação ou aproximação sucessiva é um procedimento no qual o campo inicial da solução é calculado e então progressivamente melhorado, até que seja atingido um nível aceitável de precisão (Holton, 1972).

A grade é dividida em pontos de grade pares e ímpares. Essa técnica é chamada de super-relaxação red and Black. O problema é que o erro cresce geralmente por um fator de 20 antes de ocorrer convergência (Press et al. 2007). Utiliza-se, então, aceleração de Chebyshev, em que se utiliza a grade dividida em pontos pares e ímpares e varia o valor de  $\omega$  em cada iteração como segue:

$$\omega^{(0)} = 1 \quad (3.29)$$

$$\omega_{impar} = \frac{1}{\left(1 - \frac{r^2}{4}\right)} \quad (3.30)$$

$$\omega_{par} = \frac{1}{\left(1 - \frac{r^2 \omega_{impar}}{4}\right)} \quad (3.31)$$

$$(3.32)$$

Onde  $r$  é o raio de convergência de Jacob e seu valor varia entre zero e um. Os valores são calculados, utilizando esta técnica, duas vezes para cada ponto de grade, no entanto o número de cálculos é o mesmo que se houvesse apenas uma passagem.

Após obter a função potencial  $\phi$  através do método da super relaxação, calcula-se as componentes do campo total de vento:

$$u(i, j) = \frac{(\phi(i+1, j) - \phi(i-1, j))}{x(i+1) - x(i-1)} \quad (3.33)$$

$$v(i, j) = \frac{(\phi(i, j+1) - \phi(i, j-1))}{y(j+1) - y(j-1)} \quad (3.34)$$

$$(3.35)$$

As componentes ajustadas à topografia são calculadas subtraindo o vento observado do vento total:

$$u_{rec}(i, j) = u(i, j) - u_{obs}(i, j) \quad (3.36)$$

$$v_{rec}(i, j) = v(i, j) - v_{obs}(i, j) \quad (3.37)$$

$$(3.38)$$

### 3.2 Rotina 2- Dickerson (1978)

Será chamada para referência de D78. O modelo utiliza a técnica variacional para ajustar o escoamento. Sasaki (1958) introduziu um método baseado no cálculo variacional que permite o ajuste de variáveis dependentes para satisfazer uma forte restrição ( $\varepsilon = 0$ , que será definido a seguir), enquanto que ao mesmo tempo modifica as observações por um ajuste mínimo (Dickerson, 1978). A análise variacional minimiza a diferença entre o campo ajustado e o observado, utilizando mínimos quadrados. Esta rotina aceita limites sólidos no interior do domínio estudado, simulando condições em que a altura da CLP está abaixo de algumas elevações topográficas, o que resulta em campos de escoamento horizontal forçados ao redor das elevações. O método utiliza mínimos quadrados para estimar a diferença entre o campo de vento ajustado observado. Também considera conservação de massa e atmosfera incompressível.

Para desenvolver a equação considera-se um volume de controle Euleriano, portanto considera-se um volume  $\delta x$ ,  $\delta y$ ,  $\delta z$  fixo em um sistema de coordenadas cartesianas. A variação  $\delta z$  corresponde a uma altura H (altura da CLP). Considera-se que o fluxo no plano xy da base é zero, que o volume está sobre uma superfície sólida. Existe entrada ou saída de massa na face superior do volume ao longo da componente z, ou seja, quando a altura H diminui há divergência de ar na coluna e há convergência quando H aumenta, para que ocorra conservação de massa. A taxa de entrada e saída de massa através das faces direita e esquerda da coluna é, para as componentes x e y:

$$[Hu] \delta y \delta z - \left[ Hu + \frac{\partial(Hu)}{\partial x} \delta x \right] \delta y \delta z = -\frac{\partial(Hu)}{\partial x} \delta x \delta y \delta z \quad (3.39)$$

$$[Hv] \delta x \delta z - \left[ Hv + \frac{\partial(Hv)}{\partial y} \delta y \right] \delta x \delta z = -\frac{\partial(Hv)}{\partial y} \delta x \delta y \delta z \quad (3.40)$$

Onde o primeiro termo à esquerda nas equações ( 3.39) representa a entrada de massa e o segundo representa a saída. Para a componente z, a saída de massa por unidade de área ocorre apenas na parte superior  $-w \delta x \delta y \delta z$ . A divergência de massa na coluna deve ser proporcional à variação da altura H, então:

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial(uH)}{\partial x} + \frac{\partial(vH)}{\partial y} + w = 0 \quad (3.41)$$

A equação ( 3.41) foi dividida por  $\delta x$ ,  $\delta y$ ,  $\delta z$ . Quando dados observados são incluídos na equação acima pode haver um resíduo:

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial(uH)_o}{\partial x} + \frac{\partial(vH)_o}{\partial y} + w_o = \varepsilon_o \quad (3.42)$$

Onde  $\varepsilon_o$  é o erro entre os dados observados e os valores obtidos do balanço de massa na equação (variável mencionada acima). Para minimizar o erro a função é integrada no domínio formando o funcional variacional:

$$I = \int_{x,y} [\alpha_1^2(U - U_o)^2 + \alpha_1^2(V - V_o)^2 + \alpha_2^2(w - w_o)^2] dx dy \quad (3.43)$$

Sendo:  $U_o = (uH)_o$  é o fluxo de massa zonal observado,  $U = (uH)$  é o fluxo de massa zonal ajustado,  $V_o = (vH)_o$  é o fluxo de massa meridional observado,  $V = (vH)$  é o fluxo de massa meridional ajustado,  $w_o$  é a velocidade vertical observado (assumida como zero),  $\lambda$  é o multiplicador Lagrangiano (função dos erros observado).  $\alpha_i^2$  é o fator peso ou módulo de precisão de Gauss, está relacionado às velocidades horizontal e vertical e permite ajustar o erro atribuído a cada uma destas velocidades. É definido por:  $\alpha_i^2 = \frac{1}{2}\sigma_i^{-2}$ , onde  $\sigma_i^{-2}$  é a variância do erro do campo observado. Integrando o quarto termo na equação ( 3.43) em relação a x e y e somando com os outros termos:

$$I = \int_{x,y} \left[ \alpha_1^2(U - U_o)^2 + \alpha_1^2(V - V_o)^2 + \alpha_2^2(w - w_o)^2 + \lambda \left( \frac{\partial H}{\partial t} + w \right) - U \frac{\partial \lambda}{\partial x} - V \frac{\partial \lambda}{\partial y} \right] dx dy \quad (3.44)$$

A derivada com relação às componentes da velocidade deve ser nula para que o erro seja mínimo. Para a componente zonal:

$$\frac{\partial I}{\partial U} = 0 \rightarrow \int_{x,y} \left[ 2\alpha_1^2(U - U_o) - \frac{\partial \lambda}{\partial x} \right] dx dy = (U - U_o) - \frac{1}{2}\alpha_1^2 \frac{\partial \lambda}{\partial x} \quad (3.45)$$

Portanto:

$$U = U_o + \frac{\partial \tilde{\lambda}}{\partial x} \quad (3.46)$$

Onde:

$$\tilde{\lambda} = \frac{1}{2\alpha_1^2} \lambda \quad (3.47)$$

Analogamente para a componente meridional:

$$V = V_o + \frac{\partial \tilde{\lambda}}{\partial y} \quad (3.48)$$

Para a componente vertical:

$$\frac{\partial I}{\partial w} = 0 \rightarrow w + \frac{1}{\alpha_2^2} \lambda = 0 \quad (3.49)$$

$$w + \left( \frac{\alpha_i}{\alpha_2} \right)^2 \tilde{\lambda} = 0 \quad (3.50)$$

Derivando ( 3.46) em relação à x, ( 3.47) em relação à y e somando as duas com a ( 3.50) , tem-se:

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + w = \frac{\partial U_o}{\partial x} + \frac{\partial V_o}{\partial y} + \frac{\partial^2 \tilde{\lambda}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \tilde{\lambda}}{\partial y^2} - \left( \frac{\alpha_1}{\alpha_2} \right)^2 \tilde{\lambda} \quad (3.51)$$

Substituindo a equação ( 3.41) no lado esquerdo da equação ( 3.51) e rearranjando os termos:

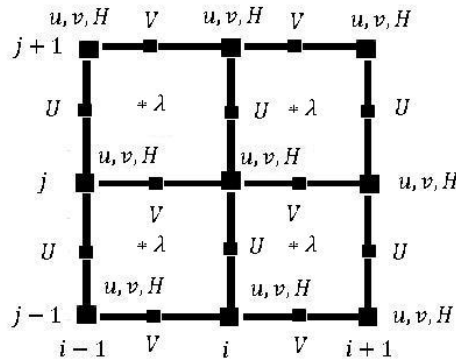
$$\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial^2 \tilde{\lambda}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \tilde{\lambda}}{\partial y^2} - \left( \frac{\alpha_1}{\alpha_2} \right)^2 \tilde{\lambda} + \frac{\partial U_o}{\partial x} + \frac{\partial V_o}{\partial y} = 0 \quad (3.52)$$

As equações analisadas são sensíveis aos valores escolhidos para  $\left(\frac{\alpha_1}{\alpha_2}\right)^2$ . Quando  $\left(\frac{\alpha_1}{\alpha_2}\right)^2$  tende a infinito, uma maior parte do erro associado a  $\varepsilon_o$  é transmitido diretamente ao campo de  $w$ . Quando  $\left(\frac{\alpha_1}{\alpha_2}\right)^2 \rightarrow 0$  o desequilíbrio inicial de massa é reduzido para zero apenas ajustando os fluxos horizontais (Dickerson, 1978). De acordo com Veleda (2001) quanto maior o espaçamento da grade, menor o efeito do gradiente topográfico, responsável pela divergência do escoamento, e portanto, menor é o ajuste na horizontal. O autor determinou os valores através de testes numéricos de forma que a velocidade vertical no topo do modelo fosse menor ou igual à escala do movimento vertical induzido pela superfície e o valor de  $\left(\frac{\alpha_1}{\alpha_2}\right)^2$  obtido foi da ordem de  $10^{-7}$  utilizando um espaçamento de 500 m. Dickerson (1978) determinou um valor da ordem de  $10^{-9}$  com espaçamento de grade de 150 m. Inicialmente iria-se usar, neste estudo, dados de topografia com espaçamento de grade de 400m, portanto iria-se usar os valores obtidos por Veleda (2001). No entanto, foi obtido novos dados com resolução espacial de 50 m, portanto será necessário testes numéricos para determinação dos valores a serem utilizados.

A solução numérica da equação é feita em diferenças finitas centradas no espaço. Utiliza-se, neste caso a grade "C" de Arakawa (Messinger and Arakawa, 1982), em que os fluxos são calculados entre os pontos de grade diminuindo o erro de truncamento.

No centro de cada grade é utilizado o método de super-relaxação "Red and Black" para o cálculo de  $\lambda$ :

$$\lambda_{i,j}^{(n)} = \lambda_{i,j}^{(n-1)} + \frac{\omega}{e} R_{i,j}^{(n)} \quad (3.53)$$



**Figura 3.2:** grade "C" de Arakawa

Esta rotina apresenta condição de contorno interna em que a topografia bloqueia o escoamento. Para satisfazer esta condição, a derivada normal de  $\lambda$  deve ser zero. As condições dos limites laterais da grade são satisfeitas para  $\lambda = 0$  ao redor da área estudada. Após, as componentes zonal e meridional do campo de vento são determinadas utilizando:

$$U = \frac{\partial \lambda}{\partial x} \quad (3.54)$$

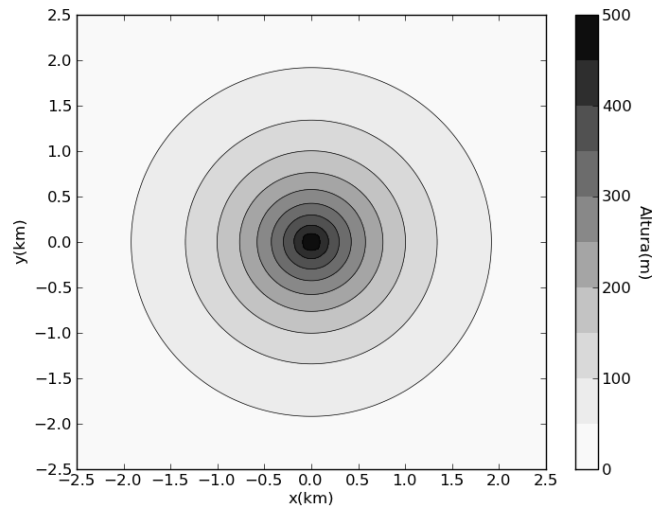
$$V = \frac{\partial \lambda}{\partial y} \quad (3.55)$$



## Capítulo 4

### Resultados

Primeiramente foram realizados cinco testes com as duas rotinas para investigar o efeito da topografia no escoamento e para mostrar que estas são sensíveis as variações de velocidade e altura da CLP. Foi também possível notar a diferença entre as duas rotinas de ajuste. Para a realização dos testes utilizou-se uma montanha Gaussiana com altura máxima de 500 m, mostrada na figura 4.1

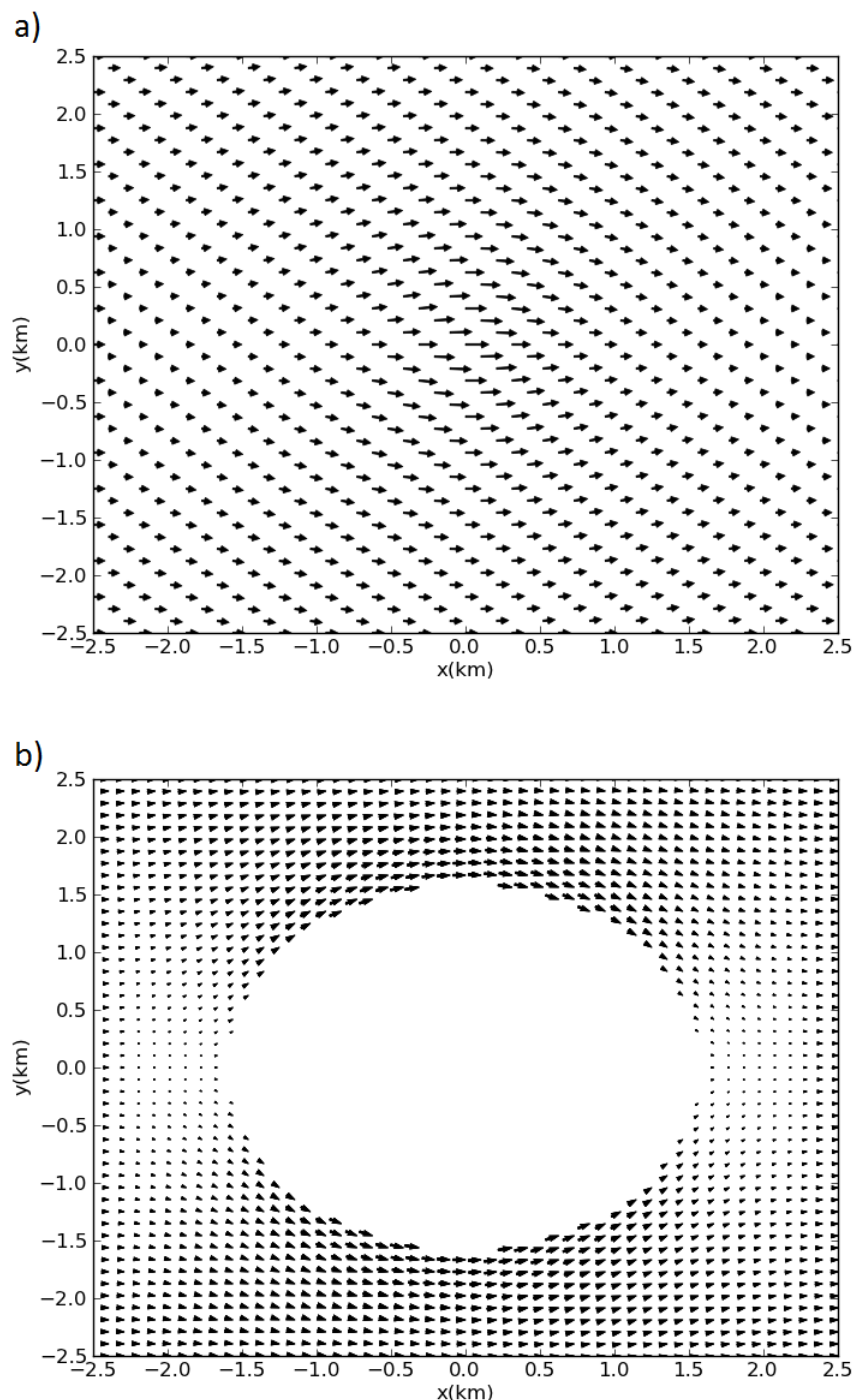


**Figura 4.1:** *Topografia Gaussiana com altura máxima de 500 m*

Foi utilizado uma grade de 5000 m em ambas as direções horizontais com 49 pontos de grade.

#### 4.1 Teste1

No primeiro teste as rotinas foram inicializadas com um campo de vento de 4 m/s de oeste com altura da CLP constante e igual a 200m. Na rotina D78 a taxa de entranchamento foi igual a zero. Como a montanha utilizada no experimento é simétrica a variação da direção do vento não altera os resultados obtidos.



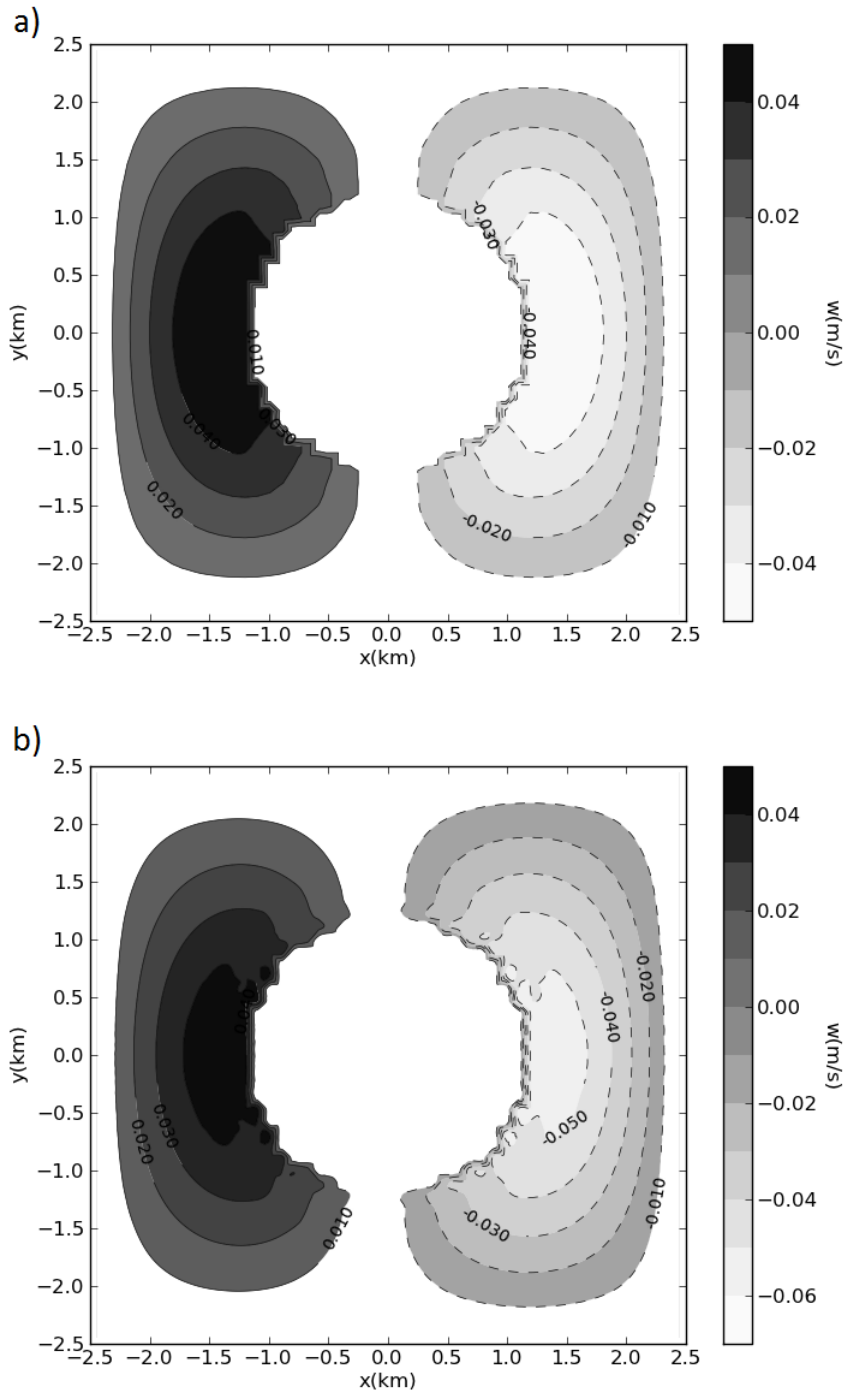
**Figura 4.2:** Campo de vento ajustado com vento inicial de 4m/s e altura da CLP igual a 200 m obtido através da rotina (a) A71 e (b) D78.

Com a rotina A71 o vento apresenta uma aceleração na região da montanha, sendo que o máximo vento encontrado foi de 7,5 m/s e o mínimo, nas áreas mais baixas foi de 2,5 m/s. Na rotina D78 é possível notar que a topografia intercepta o escoamento, sendo o valor mínimo zero. O máximo foi de 7,8 m/s na região em que o vento é forçado ao redor da montanha.

## 4.2 Teste2

Este teste foi realizado utilizando as mesmas condições iniciais que o anterior. No entanto, foi variada a taxa de entranhamento de ar no topo do modelo para a rotina D78. A rotina A71 não utiliza esta variável. Foi considerado  $dH/dt = 0$  e  $dH/dt = 0,04\text{ m/s}$ , ou seja, que existe entranhamento

da atmosfera acima da CLP para dentro da CLP. Foi analisado o campo de velocidade vertical obtido com a rotina D78.

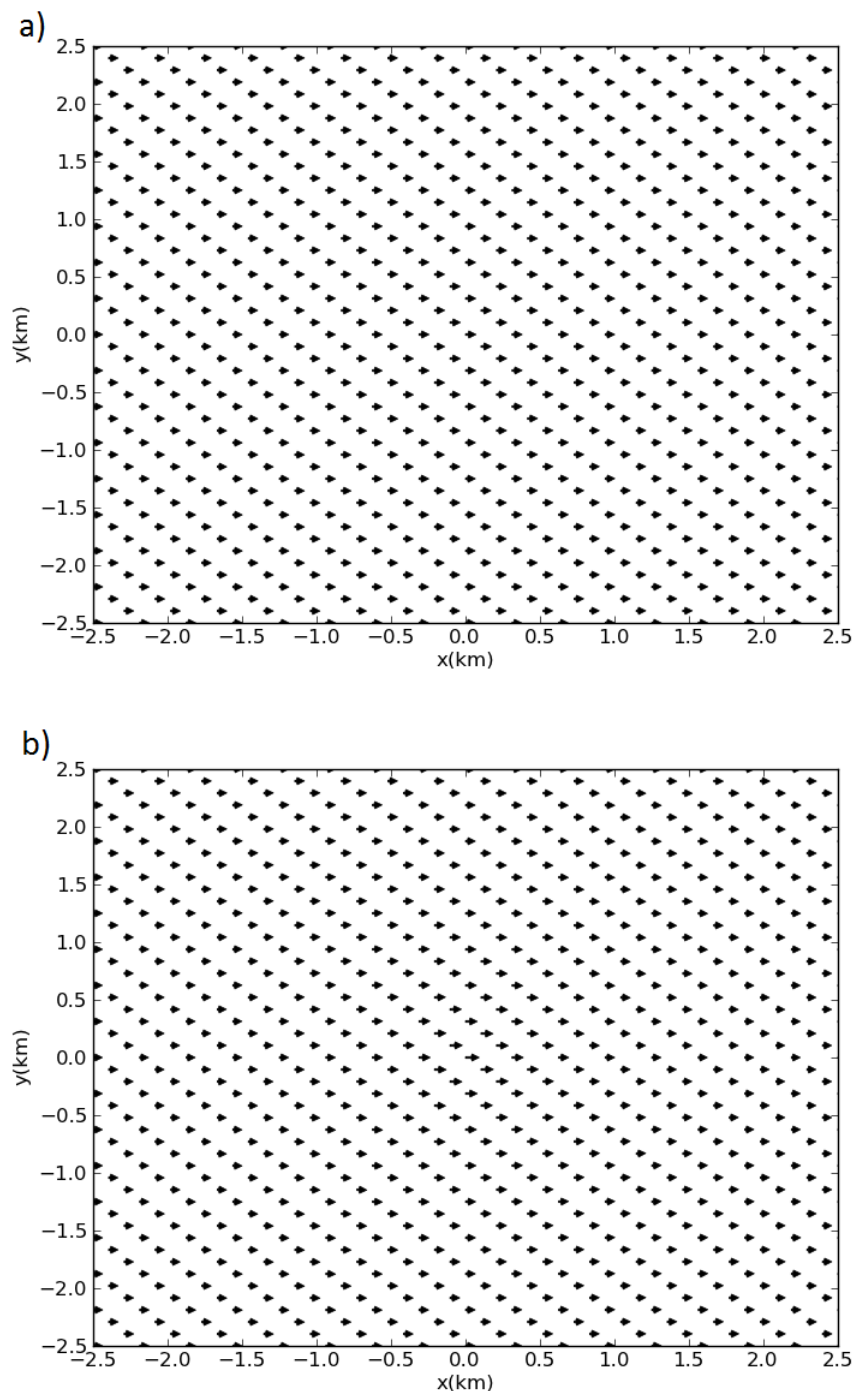


**Figura 4.3:** Campos de velocidade vertical para vento de oeste inicial de 4 m/s e altura da CLP de 200 m para (a)  $dH/dt = 0$  e (b)  $dH/dt = 0,04 \text{ m/s}$

A rotina D78 ajusta a massa, portanto, permite escoamento através do topo da CLP. Na figura 4.3 nota-se a diferença entre os valores de velocidade vertical entre os dois casos analisados. Quando a taxa de entranhamento é igual a zero, a velocidade positiva e negativa, ou seja, para cima e para baixo, possui os mesmos valores máximos e mínimos. No entanto, no caso em que a taxa de entranhamento é igual a  $0,04 \text{ m/s}$ , percebe-se que os valores negativos são mais intensos, ou seja, como existe entranhamento de ar no topo da CLP é verificado um escoamento para baixo.

### 4.3 Teste3

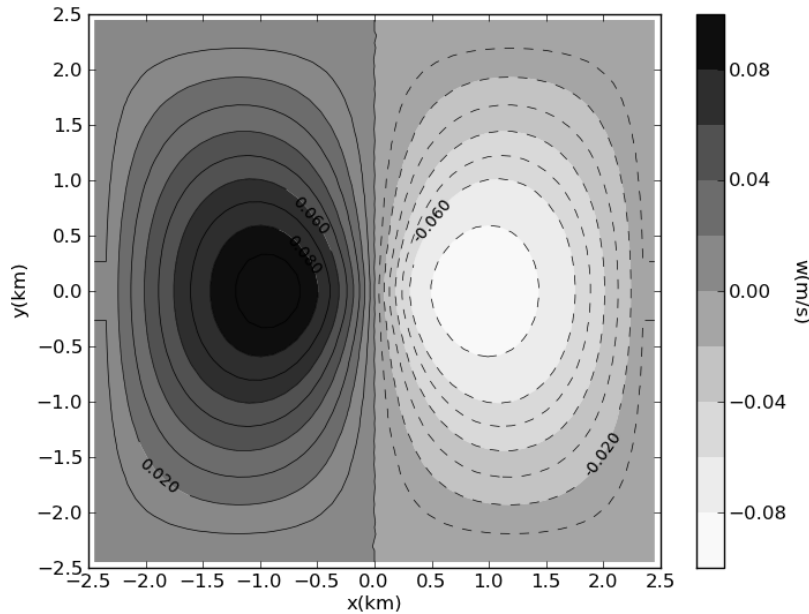
Para realizar este teste as rotinas foram inicializadas com um vento inicial de 4 m/s de oeste, como nos outros casos. Foi variado o valor da altura da CLP e neste caso usou-se uma altura de 2000 m. A taxa de entranhamento utilizada foi igual a zero.



**Figura 4.4:** Campo de vento ajustado com vento de oeste inicial de 4 m/s e altura da CLP igual a 2000 m obtido através da rotina (a) A71 e (b) D78

Neste caso o escoamento não apresenta grandes diferenças para as duas rotinas, pois a topografia não está interceptando a CLP. Os ventos obtidos neste caso são menos intensos do que no Teste1, devido ao aumento da altura da CLP. devido a conservação de massa. A velocidade máxima obtida pelas duas rotinas são diferentes, sendo igual a 4,4 m/s para a rotina A71 e 5,7 m/s para a rotina

D78. No caso da rotina D78 a altura da CLP é contada a partir de uma superfície plana, e na rotina A71 a altura da CLP é somada a altura da topografia, portanto a altura em que o escoamento passa é maior para a rotina A71, explicando porque a velocidade é menor.



**Figura 4.5:** Campo de velocidade vertical resultante do escoamento forçado pela topografia para um CLP de 2000 m e  $dH/dt = 0$

A figura 4.5 mostra o campo da velocidade vertical obtido pela rotina D78. Comparando com a figura 4.3 em que a altura da CLP era de 200 m, percebe-se que a velocidade neste caso é maior para compensar a divergência horizontal.

#### 4.4 Teste4

Foram realizados testes para cinco valores da altura da CLP utilizando um vento inicial de 4 m/s de oeste. Para analisar foi encontrado o valor máximo de vento e sua posição.

**Tabela 4.1:** Velocidade máxima do vento para valores diferentes de altura da CLP com vento inicial de 4 m/s para as rotinas A71 e D78

Altura da CLP (m)	A71		D78	
	Velocidade máxima (m/s)	Posição na grade (km)	Velocidade máxima (m/s)	Posição na grade (km)
200	7.5	(0,0)	7.8	(-0.3, 1.5)
500	5.5	(0,0)	16.9	(0.4, -0.5)
1000	4.8	(0,0)	16.0	(0.1, 0)
1500	4.5	(0,0)	7.5	(0, 0)
2000	4.4	(0,0)	5.7	(0, 0)

No caso da rotina D78 os máximos valores de vento são encontrados nos contornos topográficos, pois o escoamento é forçado ao redor do obstáculo. Nos casos em que a altura da CLP não intercepta a topografia o vento máximo ocorre acima do ponto mais elevado. Nesta rotina a intensidade do escoamento é proporcional ao gradiente topográfico e enfraquece quanto maior for a altura da CLP. Para a rotina A71 nota-se que maior a altura da CLP menor a velocidade máxima (tabela 4.1). Novamente nota-se que a velocidade é maior para a rotina D78 do que para a rotina A71 quando a CLP não intercepta a topografia, pelo mesmo motivo descrito no teste 3. Percebe-se que no caso

em que a altura da CLP é igual a 1000 m, o espaço em que o vento irá fluir é metade de uma rotina para outra, portanto, a velocidade máxima é muito maior no caso em que este espaço é menor, na rotina D78.

#### 4.5 Teste5

Foram realizados cinco testes variando os valores do vento inicial e mantendo a altura da CLP constante e igual a 250m. Para esta altura a rotina D78 irá interceptar os contornos topográficos.

**Tabela 4.2:** *Velocidade máxima do vento para valores diferentes do vento inicial e altura da CLP de 200m para as rotinas A71 e D78*

Velocidade Inicial (m/s)	A71		D78	
	Velocidade máxima (m/s)	Posição na grade (km)	Velocidade máxima (m/s)	Posição na grade (km)
1.0	1.8	(0,0)	2.5	(0,-1.35)
2.0	3.5	(0,0)	4.9	(0,-1.35)
3.0	5.3	(0,0)	7.4	(0,-1.35)
4.0	7.0	(0,0)	9.8	(0,-1.35)
5.0	8.8	(0,0)	12.3	(0,-1.35)

Os máximos para a rotina A71 estão sempre no centro do domínio (tabela 4.2). Para a rotina D78 o máximo ocorre nos contornos da montanha onde a altura da CLP intercepta a topografia, pois o escoamento é forçado a passar ao redor da montanha.

## Capítulo 5

### Discussão

Neste trabalho testadas duas rotinas de escoamento sobre topografia utilizando uma topografia Gaussiana com alturas máxima de 500 m. Para isso variou-se a altura da CLP, a taxa de entranhamento e a velocidade inicial do vento. Na rotina D78 é possível a altura da CLP interceptar a topografia, na rotina A71 a altura da CLP é somada a altura da topografia, portanto nunca intercepta.

Quando a altura da CLP é menor que a altura da topografia é possível ver pela rotina D78 que o escoamento é forçado ao redor da montanha e é acelerado. Em condições que a altura da CLP é maior que a da topografia o campo de vento para as duas rotinas é semelhante, a velocidade é máxima no ponto mais alto do domínio e é menor nos pontos mais baixos indicando conservação de massa.

A diferença está nos valores da velocidade máxima obtida, sendo maior para a rotina D78, pois como neste caso a topografia é contada a partir de uma superfície plana a diferença de altura entre o ponto mais alto da montanha e a altura da CLP é menor que na outra rotina, por conservação de massa, o escoamento irá acelerar e a velocidade máxima será maior quanto menor a diferença das alturas.

A velocidade vertical obtida pela rotina D78 é maior para o caso em que a altura da CLP é igual a 2000 m do que quando esta é igual a 200 m. Este aumento ocorre para compensar a divergência horizontal que ocorre no caso em que altura da CLP está sempre acima da topografia.

Foram apresentados os dados que serão utilizados nas rotinas A71 e D78 para gerar o campo de vento. Os valores da altura da camada limite mostrados apresentam inconsistências físicas para a região, portanto será necessário uma melhor avaliação antes de utilizá-los nas rotinas.

A continuação do trabalho será:

- Obtenção em banco de dados, se possível, de alturas das CLP.
- Continuação do levantamento bibliográfico sobre ventos na região.
- Utilização das rotinas para condições de inverno e verão na região.
- Discussão de geração de turbulência mecânica.

#### **Agradecimentos**

A autora agradece a bolsa fornecida pela CAPES bem como o financiamento do projeto ETA pelo CNPq (processo 407/37/2013-0) e o suporte do INCT-APA.

## Referências Bibliográficas

- Anderson, G.E., 1971. Mesoscale influences on wind fields. *J. Appl. Meteor.*, 10, 377-386.
- Ball, F.K., 1960: Winds on the ice slopes of Antarctica. Antarctic Meteorology, *Proceedings of the Symposium in Melbourne, 1959*, Pergamon, 9-16.
- Baines, P. G., and K. Fraedrich, 1989: Topographic effects on the mean tropospheric flow patterns around Antarctica. *J. Atmos. Sci.*, 46, 3401-3415
- Bintanja R. 1995. The local surface energy balance of the Ecology Glacier, King George Island, Antarctica: measurements and modelling. *Antarct Sci* 7: 315-325.
- Braun, M., J. C. Simões, S. Vogt, U. F. Bremer, N. Blindow, M. Pfender, H. Saurer, F. E. Aquino, F. A. Ferron, 2001: An improved topographic database for King George Island: compilation, application and outlook. *Antarctic Science* 13(1) : 41-52
- Dickerson, M.H., 1978. MASCONE - A mass-consistent atmospheric flux model for regions with complex terrain. *J. Appl. Meteor.*, 17, 241-253.
- Holton, J.R., 1972. 2ª Ed. *An introduction to Dynamic Meteorology*, cap. 8.
- King, J. C., and J. Turner, 1997: *Antarctic Meteorology and Climatology*. Cambridge University Press, 409 pp
- Mather, K.B. and Miller G.S., 1966: Wind drainage off the high plateau of eastern Antarctica. *Nature*, 209, 281-284.
- Mass, C.F. and Dempsey D.P., 1985. A one-level mesoscale model for diagnostic surface winds in mountainous and coastal regions. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 1211.
- Meriwether, J. W. (1988). Atmospheric sciences in Antarctica. *Reviews of Geophysics*, 26(1), 41-43.
- Messinger, F. and Arakawa, A., 1982. Numerical Methods Used In Atmospheric Models. Vol.1. GARP Publications Series. N<sup>o</sup>.17.
- Oliveira, A. P., 1991. *Dinâmica da Camada Limite Planetária em Latitudes Tropicais e Subtropicais*. Relatório técnico. Departamento de Ciências Atmosféricas, USP.
- Parish, T.R. and Bromwich D.H., 1987: The surface wind field over the Antarctic ice sheets. *Nature*, 328, 51-54.
- Parish, T.R., 1984: A numerical study of strong katabatic winds over Antarctica. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 545-554.
- Parish T, Cassano J (2003a) Diagnosis of the katabatic wind influence on the wintertime Antarctic surface wind field from numerical simulations. *Mon Weather Rev.*, 131:1128-1139
- Parish T, Cassano J (2003b) The role of katabatic winds on the Antarctic surface wind regime. *Mon Weather Rev.*, 131:317-333
- Press, W.H., Teukolsky, S., Vetterling, W. and Flanner, B., 2007. *Numerical Recipes in Fortran - The art of Scientific Computing*. 3ª Ed, 1061-1064.
- Sasaki, Y., 1958 An Objective Analyses Based on the Variational Method. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Ser. 2., 36, No 3: 77-88.
- Veleda, D., 2001: *Ajuste do campo de vento sobre topografia complexa aplicado a um modelo de dispersão de poluentes*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo.