

Relatório de Pesquisa de Mestrado

Ajuste topográfico do campo do vento na CLP da região da Estação Antártica Brasileira Comandante Ferraz (EACF)

Mariana Fadigatti Picolo

Orientadora: Prof^a. Dra. Jacyra Soares

Relatório de Atividades

Abril/Setembro-2014

Laboratório de Interação Ar-Mar
Departamento de Ciências Atmosféricas
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Universidade de São Paulo

Sumário

1. Resumo do Projeto de Pesquisa.....	3
2. Objetivos.....	3
3. Região de Estudo e Dados Utilizados	3
4. Rotinas de Ajustes do Campo de Vento.....	4
4.1 Rotina 1- Anderson (1971)	5
4.2 Rotina 2- Dickerson (1978).....	8
5. Referências Bibliográficas	11
6. Outras Atividades	11
6.1 Disciplinas.....	11
6.2 Exame de Proficiência em Línguas	12
7. Atividades Futuras e Cronograma Completo	12

1. Resumo do projeto de pesquisa

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. Em regiões de terreno plano, o vento medido em uma torre pode ser representativo de uma determinada área ao seu redor.

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. 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 grande e meso escalas.

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

2. Objetivos

O objetivo geral do trabalho é estudar o escoamento do vento na região da Estação Antártica Brasileira Comandante Ferraz. Para realização deste estudo serão utilizadas duas rotinas numéricas diagnósticas e bidimensionais, (Anderson, 1971 e Dickerson, 1978).

3. Região de estudo e dados utilizados

Será investigada a região da Estação Antártica Brasileira Comandante Ferraz (EACF) localizada na Ilha Rei George ($62^{\circ}05'S$, $058^{\circ} 23'W$).

A topografia da região em que se localiza a EACF (Figura 1) induz circulações locais e interage com as circulações de meso e larga escalas, sendo portanto que o conhecimento dos padrões de circulação de vento contribuirá, inclusive, para o monitoramento dos possíveis impactos ambientais antrópicos na região.

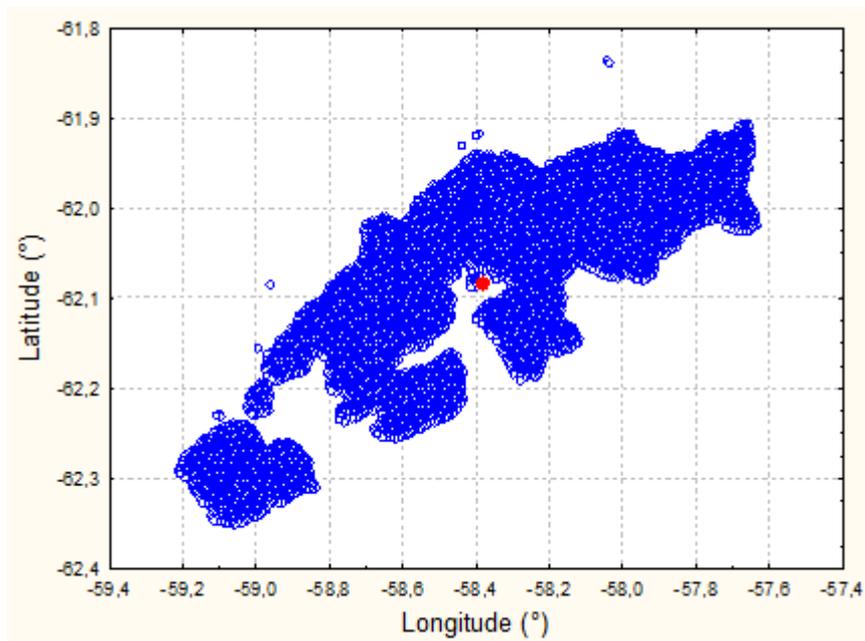


Figura 1- Localização da EACF (ponto vermelho).

Os dados de topografia utilizados apresentam uma resolução de 400 m (Figura 2) e altitudes que chegam a ultrapassar 500 m.

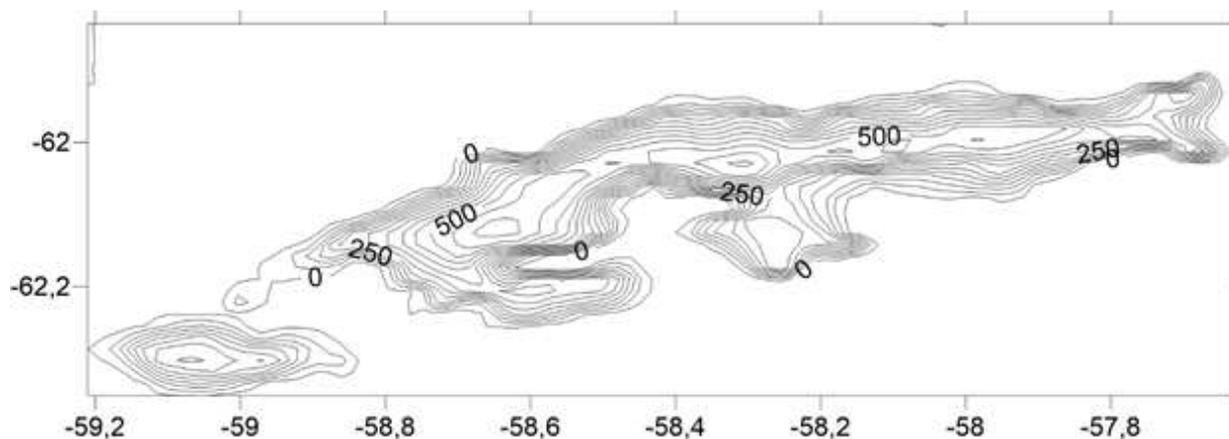


Figura 2- Isolinhas de altura da superfície (m).

Serão utilizados dados de velocidade do vento obtidos da EACF. A estação possui uma torre e os dados são obtidos por um anemômetro a cada 5 minutos em três níveis, 2 m, 5 m, 10 m. Serão utilizados também dados de altura da CLP.

4. Rotinas de ajuste do campo do vento

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

4.1 Rotina 1- Anderson (1971)

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:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (1)$$

Onde, u, v e w são as componentes horizontais e vertical do vento nas direções x, y e z, respectivamente. Sendo então:

$$\nabla_H \cdot \vec{V}_H(x, y, z) = -\frac{\partial w(x, y, z)}{\partial z} \quad (2)$$

Integrando (2) entre a superfície h(x,y) e o nível superior da CLP H:

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

Sendo o termo do lado direito calculado como:

$$\int_{h(x,y)}^H \nabla_H \cdot \vec{V}_H(x, y, z) dz = -w(x, y, H) + w(x, y, h) \quad (3)$$

Aplicando-se a regra de Leibnitz ao lado esquerdo da equação (3) e assumindo que $w(x, y, H) = 0$ tem-se:

$$\nabla_H \int_{h(x,y)}^H \vec{V}_H(x, y, z) dz - \nabla_H H \cdot \vec{V}_H(x, y, H) + \nabla_H h(x, y) \cdot \vec{V}_H(x, y, h(x, y)) = w(x, y, h) \quad (4)$$

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

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

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

$$\nabla_H \cdot \left[\overline{\vec{V}_H(x, y)}(H) \right] = \nabla_H h(x, y) \cdot \vec{V}_H(x, y, h(x, y)) \quad (5)$$

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

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

Sendo ϕ é a função potencial do escoamento induzido topograficamente. Aplicando em (5):

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} = \frac{1}{H} \vec{V}_H(x, y, h(x, y)) \cdot \nabla_H h(x, y) \quad (6)$$

A equação acima (equação de Poisson) representa a função potencial bidimensional do campo de vento influenciado pela topografia. Discretizando o lado direito da equação (6) em diferenças finitas:

$$\begin{aligned} & \vec{V}_H(x, y, h(x, y)) \cdot \nabla_H h(x, y) \\ &= \frac{u_{obs}(i, j)(h(i+1, j) - h(i-1, j))}{(x(i+1) - x(i-1))} \\ &+ \frac{v_{obs}(i, j)(h(i, j+1) - h(i, j-1))}{(y(j+1) - y(j-1))} \quad (7) \end{aligned}$$

Sendo u_{obs} e v_{obs} as componentes do vento observado e i, j as posições dos pontos da grade A de Arakawa (Messinger and Arakawa, 1982). A grade escolhida permite menor quantidade de cálculos computacionais, no entanto o erro de truncamento é maior. Discretizando o Laplaciano da função ϕ em diferenças finitas:

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} &= \frac{1}{\Delta x_c} \left(\frac{\phi(i+1, j) - \phi(i, j)}{\Delta x_u} - \frac{\phi(i, j) - \phi(i-1, j)}{\Delta x_d} \right) \\ &+ \frac{1}{\Delta y_c} \left(\frac{\phi(i, j+1) - \phi(i, j)}{\Delta y_u} - \frac{\phi(i, j) - \phi(i, j-1)}{\Delta y_d} \right) = f_{i,j} \quad (8) \end{aligned}$$

Onde:

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

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

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

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

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

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

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

Agrupando os termos:

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

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

$$a = \frac{1}{\Delta x_c} \frac{1}{\Delta x_u}, b = \frac{1}{\Delta x_c} \frac{1}{\Delta x_d}, c = \frac{1}{\Delta y_c} \frac{1}{\Delta y_d}, d = \frac{1}{\Delta y_c} \frac{1}{\Delta y_d}$$

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

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

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

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:

$$\phi_{i,j}^{(n)} = \phi_{i,j}^{(n-1)} + \frac{\omega}{e} R_{i,j}^n \quad (9)$$

Onde, e é o coeficiente do ponto de grade em que se quer calcular a função ϕ e ω 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 ω em cada iteração como segue:

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

$$\omega_{\text{ímpar}} = \frac{1}{\left(1 - \frac{r^2}{4}\right)}$$

$$\omega_{\text{par}} = \frac{1}{\left(1 - \frac{r^2 \omega_{\text{ímpar}}}{4}\right)}$$

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 ϕ através deste método descrito acima (super relaxação), calcula-se as componentes do campo total de vento:

$$u = \frac{\partial \phi}{\partial x} \text{ e } v = \frac{\partial \phi}{\partial y}$$

Discretizando em diferenças finitas tem-se:

$$u(i, j) = (\phi(i + 1, j) - \phi(i - 1, j)) / (x(i + 1) - x(i - 1))$$

$$v(i, j) = (\phi(i, j + 1) - \phi(i, j - 1)) / (y(j + 1) - y(j - 1))$$

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

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

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

4.2 Rotina 2- Dickerson (1978)

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). 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 δz corresponde a uma altura H (altura da CLP). Considera-se que o fluxo no plano xy da base é zero, 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 a 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 (componente x):

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

Para a componente y:

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

Onde o primeiro termo à esquerda nas equações acima 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:

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial(Hu)}{\partial x} + \frac{\partial(Hv)}{\partial y} + w = 0 \quad (9)$$

A equação acima foi dividida por $\delta x \delta y \delta z$.

Quando dados observados são incluídos na equação acima pode haver um resíduo:

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial(Hu)_0}{\partial x} + \frac{\partial(Hv)_0}{\partial y} + w_0 = \varepsilon_0$$

Onde ε_0 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:

$$I = \int_{x,y} \left[\alpha_1^2 (U - U_0)^2 + \alpha_1^2 (V - V_0)^2 + \alpha_2^2 (w - w_0)^2 + \lambda \left(\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + w \right) \right] dx dy \quad (10)$$

Sendo:

$U_0 = (uH)_0$ é o fluxo de massa zonal observado

$U = (uH)$ é o fluxo de massa zonal ajustado

$V_0 = (vH)_0$ é o fluxo de massa meridional observado

$V = (vH)$ é o fluxo de massa meridional ajustado

w_0 é a velocidade vertical observado (assumida como zero)

λ é o multiplicador Lagrangiano (função dos erros observado)

α_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 σ_i^{-2} é a variância do erro do campo observado.

A integral (equação 10) pode ser reescrita como:

$$I = \int_{x,y} \left[\alpha_1^2 (U - U_0)^2 + \alpha_1^2 (V - V_0)^2 + \alpha_2^2 (w - w_0)^2 + \lambda \left(\frac{\partial H}{\partial t} + w \right) - U \frac{\partial \lambda}{\partial x} - V \frac{\partial \lambda}{\partial y} \right] dx dy \quad (11)$$

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

$$\frac{\partial I}{\partial U} = 0 \rightarrow \int_{x,y} \left[2\alpha_1^2 (U - U_0) - \frac{\partial \lambda}{\partial x} \right] dx dy = 0$$

Portanto:

$$U = U_0 + \frac{\partial \tilde{\lambda}}{\partial x} \quad (12)$$

Onde,

$$\tilde{\lambda} = \frac{1}{2\alpha_i^2} \lambda$$

Analogamente para a componente V:

$$V = V_0 + \frac{\partial \tilde{\lambda}}{\partial y} \quad (13)$$

Para a componente vertical:

$$\begin{aligned} \frac{\partial I}{\partial w} = 0 &\rightarrow w + \frac{1}{2\alpha_2^2} \lambda = 0 \\ w + \left(\frac{\alpha_1}{\alpha_2}\right)^2 \tilde{\lambda} &= 0 \quad (14) \end{aligned}$$

Derivando (12) em relação à x, (13) em relação à y e somando as duas com a (14), tem-se:

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + w = \frac{\partial U_0}{\partial x} + \frac{\partial V_0}{\partial y} + \frac{\partial^2 \tilde{\lambda}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \tilde{\lambda}}{\partial y^2} - \left(\frac{\alpha_1}{\alpha_2}\right)^2 \tilde{\lambda} \quad (15)$$

Substituir a equação (9) no lado esquerdo da equação acima e rearranjando os termos:

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial^2 \tilde{\lambda}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \tilde{\lambda}}{\partial y^2} - \left(\frac{\alpha_1}{\alpha_2}\right)^2 \tilde{\lambda} + \frac{\partial U_0}{\partial x} + \frac{\partial V_0}{\partial y} = 0 \quad (16)$$

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 ε_0 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). Os valores que serão utilizados ainda não foram determinados.

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 λ :

$$\lambda_{i,j}^{(n)} = \lambda_{i,j}^{(n-1)} + \frac{\omega}{e} R_{i,j}^{(n)} \quad (17)$$

Esta rotina apresenta condição de contorno interna em que a topografia bloqueia o escoamento. Para satisfazer esta condição, a derivada normal de λ 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:

$$U = \frac{\partial \lambda}{\partial x}$$
$$V = \frac{\partial \lambda}{\partial y}$$

4. Referências Bibliográficas

- Anderson, G.E., 1971. Mesoscale influences on wind fields. *J. Appl. Meteor.*, **10**, 377-386.
- Dickerson, M.H., 1978. MASCON - 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*, caps. 4 e 8.
- Messinger, F. and Arakawa, A., 1982. Numerical Methods Used In Atmospheric Models. Vol. 1. *GARP Publications Series*. Nº.17.
- Press, W.H., Teukolsky, S., Vetterling, W. and Flanner, B., 2007. *Numerical Recipes in Fortran - The art of Scientific Computing*. 3ªEd, 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.; Soares J. e Karam H., 2000: *Campo do vento na Camada Limite Planetária sobre terreno complexo*. Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia. Rio de Janeiro. Outubro.
- 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.

5. Outras Atividades

6.1 Disciplinas

Durante o primeiro semestre (março/julho-2014) foram cursadas as disciplinas listadas na tabela 1.

Tabela1- Disciplinas cursadas.

Disciplinas	Créditos	Conceitos
AGM5713- Dinâmica da Atmosfera I	6	A
AGM5822-Radiação Atmosférica I	6	A
AGM5716- Termodinâmica da Atmosfera	6	A
AGM5714-Dinâmica da Atmosfera II	6	A

Foi obtido um total de 24 créditos.

Na tabela 2 são mostradas as disciplinas que estão sendo cursadas.

Tabela 2- Disciplinas em curso.

Disciplinas	Créditos
AGM5804-Micrometeorologia	10
AGM5801-Modelagem Numérica da Atmosfera	10

No final do semestre serão totalizados 44 dos 46 créditos necessários.

6.2 Exame de proficiência em línguas

Foi obtida a aprovação no exame de proficiência em inglês em 14/08/2014.

7. Atividades futuras e cronograma de atividades

Primeiramente será determinado se a resolução dos dados de topografia é realmente de 400 m. Após essa verificação a área de estudo (figura 1) será delimitada por um quadrado de dimensões ainda não determinadas para construir uma grade que terá o espaçamento da resolução dos dados de topografia. Serão realizados testes das rotinas utilizando uma montanha Gaussiana para permitir uma prévia avaliação dos efeitos da topografia no escoamento.

A tabela 3 mostra um cronograma das atividades já realizadas.

Tabela 3- Atividades já realizadas.

Atividades	Período
Conclusão de 24 créditos em disciplinas	Março/Junho-2014
Aprovação no Exame de Proficiência em Inglês	14/08/2014
Dedução e entendimento das equações e métodos utilizados nos modelos que serão estudados	Agosto/Setembro -2014
Leitura e atualização das referências bibliográficas	Abril-Setembro-2014
Obtenção dos dados de topografia	Setembro-2014

A tabela 4 mostra as atividades futuras.

Tabela 4- Atividades futuras.

Atividades Futuras
Determinação da precisão dos dados de topografia.
Determinação da grade que será utilizada nos modelos
Aplicação de testes nas rotinas
Continuação da leitura das referências bibliográficas
Conclusão de 44 créditos
Exame de qualificação

Os 44 créditos serão concluídos ao término do semestre (dezembro/2014). No próximo ano será realizado o exame de qualificação, no entanto não há uma data marcada.