

RELATÓRIO FINAL

Período: 1/7/2011 a 31/1/2012

Bolsa de Iniciação Científica: Processo 2011/07994-6

Parametrização de nuvens rasas não precipitantes

Bolsista: Albert George Daviet Franco (no. USP 7160691)

Orientador: Henrique de Melo Jorge Barbosa

Laboratório de Física da Atmosfera

Departamento de Física Aplicada

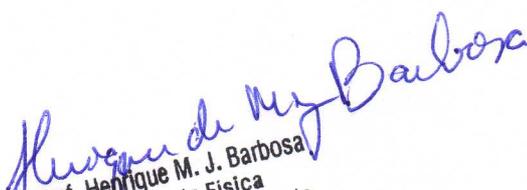
Instituto de Física

Universidade de São Paulo

10 de abril de 2012


Albert George D. Franco

1


Prof. Henrique M. J. Barbosa
Instituto de Física
Universidade de São Paulo

1 Resumo do plano inicial e das etapas já descritas em relatórios anteriores

1.1 Resumo do plano inicial

Assim como a maioria dos modelos globais utilizados pelo IPCC, o Modelo Brasileiro do Sistema Climático Global (MBSCG) falha em reproduzir o ciclo diurno da precipitação sobre a Amazônia (Figuroa et al., 2010), mesmo usando o estado da arte na parametrização de convecção profunda (Grell and Dévényi, 2002). Pesquisas em andamento indicam que este problema se deve a representação inadequada das nuvens rasas que surgem logo pela manhã e têm um papel muito importante na redução da quantidade de radiação que atinge a superfície, no transporte de água para a baixa troposfera e no consequente atraso no disparo da convecção profunda (Figuroa et al., 2011). Representar adequadamente o ciclo diurno nos modelos de previsão de tempo e clima é muito importante pois, segundo Raupp and Silva Dias (2009, 2010), é a injeção de energia em alta frequência na atmosfera (ciclo diurno) que excita os modos de oscilação mais lentos. Os autores mostraram que se um modelo climático não reproduz o ciclo diurno nas zonas de convergência e na Amazônia, também não irá reproduzir as escalas de variabilidade mais lentas, e.g., El Niño, Madden Julian ou PDO.

Este projeto de iniciação científica irá iniciar o bolsista na área de física da atmosfera através da abordagem da modelagem numérica computacional dos processos físicos. O bolsista estudará a teoria de fluxo de massa usada nas parametrizações de convecção rasa, além de computação e métodos numéricos. O bolsista também realizará simulações simplificadas em 1 dimensão com o esquema de convecção rasa Souza (1999). Este esquema, baseado na teoria da máquina térmica (Renno and Ingersoll, 1996), está atualmente funcionando no MBSCG (Figuroa et al., 2010) e no Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System (BRAMS) (Freitas et al., 2009; Souza, 1999). O bolsista testará a sensibilidade da parametrização a modificações em parâmetros físicos e também na resolução espacial e temporal. Uma etapa importante será a comparação com os dados experimentais. Serão usados os resultados do BOMEX (Davidson, 1968), já bastante discutidos na literatura científica, e também resultados do projeto Temático Fapesp CHUVA. O bolsista será estimulado a participar de alguma das campanhas de campo e a fazer o curso teórico e prático oferecido pelo projeto.

1.2 Etapas já descritas em relatórios anteriores

Por se tratar do primeiro relatório, não há etapas cumpridas anteriormente. Contudo, salientamos que por iniciativa do bolsista, foram cursadas as disciplinas de introdução as ciências atmosféricas, métodos estatísticos e climatologia I.

2 Resumo do que foi realizado no período a que se refere o relatório

Os estudos foram iniciados a partir do estudo de dois livros tomados como base na introdução às ciências atmosféricas e na modelagem computacional dos fenômenos físicos envolvidos, mais especificamente os livros “Atmospheric Science” de John M. Wallace & Peter J. Hobbs e “Fundamentals of Atmospheric Modeling” Mark Z. Jacobson. Além dos livros base, foram estudados textos e artigos clássicos na literatura da modelagem atmosférica, tendo como principais autores A. P. Siebesma, Renno Ingersoll e a Nota Técnica do programa shallow de autoria do Professor e Orientador H. M. J. Barbosa.

Concomitantemente, foi necessário o desenvolvimento na capacitação do uso de ferramentas computacionais vitais ao desenvolvimento do estudo, contemplando noções do sistema operacional linux e seu ambiente shell/bash, utilização da ferramenta emacs de edição de textos, aprendizado da linguagem de programação FORTRAN-90, criação de códigos script, leitor de arquivos binários GRADS na exibição e análise dos resultados obtidos pelas rotinas de programação.

Entre dezembro/2011 e janeiro/2012, as primeiras simulações do caso BOMEX foram feitas. Como a descrição do caso segundo a intercomparação em Siebesma et al. (2003) especifica apenas o perfil de temperatura potencial equivalente, $\theta_l(z)$, e a umidade específica, $q(z)$, foi necessário fazer um programa para calcular os valores de temperatura e densidade em função da pressão. Este desenvolvimento bem como os resultados das primeiras simulações estão detalhados na seção a seguir.

Tudo isso seguiu o cronograma do projeto, apresentado na tabela abaixo. Estão destacadas as etapas que foram cumpridas até o sétimo mês da bolsa, período a que se refere este relatório.

Tabela 1: Cronograma inicial para 12 meses de bolsa. Em * estão marcadas as etapas que seriam cumpridas nos primeiros 7 meses de bolsa.

Atividade	Período (bimestres)					
	1	2	3	4	5	6
Estudo da bibliografia fundamental	**	**	**	*o	oo	oo
Estudo de Fortran90 e Método numéricos		**	**			
Familiarização com o modelo/parametrização			**	*o		
Simulações em 1-D				*o	oo	
Comparação com BOMEX e CHUVA					oo	oo
Relatório final			**			oo

3 Detalhamento dos progressos realizados

Nesta seção, os progressos realizados durante o período coberto por este relatório são detalhados em subseções de acordo com as etapas previstas no cronograma (ver tabela).

3.1 Estudo da bibliografia fundamental

O estudo da bibliografia estava previsto para acontecer ao longo de toda a duração da bolsa. Nos primeiros sete meses, o estudo teve por base os livros de introdução às ciências atmosféricas e na modelagem computacional dos fenômenos físicos. O livro “Atmospheric Science” de John M. Wallace & Peter J. Hobbs deu uma visão geral sobre a física da atmosfera e maior atenção foi dada ao capítulo 3 sobre termodinâmica da atmosfera. Já de Jacobson (2005), foram estudados inicialmente os capítulos 2 e 3, que falam, respectivamente, sobre termodinâmica e discretização das equações de continuidade e termodinâmica. Foi com os métodos descritos nestes capítulos que se desenvolveu o programa para adaptar os dados de entrada do BOMEX para o programa shallow-cumulus.

Além dos livros base, foram estudados também textos e artigos clássicos na literatura da modelagem atmosférica, dentre eles: A. P. Siebesma Siebesma and Holtslag (1996); Siebesma et al. (2003), Renno Ingersoll Renno and Ingersoll (1996) e a Nota Técnica do programa shallow de autoria do Professor e Orientador H. M. J. Barbosa (Barbosa et al., 2011).

3.2 Estudo de Fortran90 e Método numéricos

Concomitantemente à etapa anterior, foi necessário o desenvolvimento na capacitação do uso de ferramentas computacionais vitais ao desenvolvimento do estudo, contemplando:

- noções do sistema operacional linux e seu ambiente shell/bash, utilização da ferramenta emacs de edição de programas - Aulas particulares com o orientador
- aprendizado da linguagem de programação FORTRAN-90 - Autodidata e aulas com o orientador
- criação de códigos script, leitor de arquivos binários GRADS na exibição e análise dos resultados obtidos pelas rotinas de programação - Autodidata
- desenvolvimento do programa para adaptar os dados de entrada - Autodidata com ajuda do orientador.

Nesta etapa, foi percebido como foi importante ter cursado disciplinas como ciências atmosféricas, métodos estatísticos, introdução a computação e cálculo numérico.



3.3 Inicialização do modelo/parametrização

Para fazer as simulações seguindo o BOMEX, foram utilizadas as referências: Siebesma et al. (2003) e <http://www.knmi.nl/~siebesma/gcss/bomexcomp.init.htm>. Foram escritas então subrotinas para inicializar os campos de temperatura potencial equivalente líquida, $\theta_l(z)$, umidade específica e vento, bem como as tendências de grande escala devido ao esfriamento radiativo e advecção horizontal de umidade. Por ser mais complicado, não foram incluídos o transporte pelo vento médio subsidente. As subrotinas que foram escritas encontram-se no apêndice.

Um problema encontrado foi justamente que Siebesma et al. (2003), especifica apenas o perfil de temperatura potencial equivalente, $\theta_l(z)$, e de umidade específica, $q(z)$, da seguinte forma:

$$q_l(z) = \begin{cases} 0 < z < 520 & 17.0 + (16.3 - 17.0)/(520) * z \\ 520 < z < 1480 & 16.3 + (10.7 - 16.3)/(1480 - 520) * (z - 520) \\ 1480 < z < 2000 & 10.7 + (4.2 - 10.7)/(2000 - 1480) * (z - 1480) \\ z > 2000 & 4.2 - 1.2E - 3 * (z - 2000) \end{cases}$$

e

$$\theta_l(z) = \begin{cases} 0 < z < 520 & 298.7 \\ 520 < z < 1480 & 298.7 + (302.4 - 298.7)/(1480 - 520) * (z - 520) \\ 1480 < z < 2000 & 302.4 + (308.2 - 302.4)/(2000 - 1480) * (z - 1480) \\ z > 2000 & 308.2 + 3.65E - 3 * (z - 2000) \end{cases}$$

enquanto o programa shallow-cumulus de Barbosa et al. (2011) precisa de valores de temperatura termodinâmica e razão de mistura em cada nível de pressão. Assim, foi necessário fazer um programa para calcular estes valores. Isto foi feito baseando-se nos capítulos 2 e 3 de Jacobson (2005). A subseção seguinte detalha o procedimento, e a subrotina para cálculo de T e P está no apêndice.

3.3.1 Inicialização de T e P

Assumindo uma situação de equilíbrio hidroestático, temos a relação da pressão P em função da altura z é dada por:

$$dP = -\rho g dz. \quad (1)$$

Utilizando-se da expressão da *Lei dos Gases Ideais* para o ar seco: $P = \rho R_d T$; temos que a razão de (1) pela expressão acima nos fornece uma nova expressão da pressão em função da temperatura T e de sua altura z de uma parcela de ar:

$$\frac{dP}{P} = -\frac{g}{R_d} \frac{dz}{T}. \quad (2)$$

Se da equação (2) for suposto que a temperatura T é independente da altura, ou seja, considerando em primeira aproximação uma situação de equilíbrio térmico, será possível estimar P . Integrando-a de um intervalo definido entre duas regiões de interesse (interface-nível ou nível-interface), obteremos como resultado uma função que depende somente da altura relativa entre elas Δz e de uma temperatura da região inicial T_0 :

$$\ln \left(\frac{P}{P_0} \right) = -\frac{g}{R_d T_0} \Delta z$$

$$P = P_0 \exp \left(-\frac{g \Delta z}{R_d T_0} \right) \quad (3)$$

Assim, baseando-se somente nas condições iniciais das variáveis envolvidas (fornecidas ao nível do mar) e na temperatura potencial líquida θ_L (condições fornecidas por *BOMEX*), será possível estimar P e T nos demais níveis estudados.

Temos que temperatura potencial da água líquida é dada por (Siebesma):

$$\begin{cases} \theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^\kappa \\ \theta_L = \theta \exp \left(-\frac{L_0 q_l}{c_{pd} T} \right) \end{cases} \quad (4)$$

donde $\kappa = R_d/c_{pd}$. Como condição inicial adicional, podemos supor que não há água em forma líquida $q_l = 0$ (proposição por *BOMEX*), de forma que $q_t = q_v$. Disto, temos que a equação (4) se resume, para esse caso, à:

$$T = \theta_L \left(\frac{P}{P_0} \right)^\kappa \quad (5)$$

O *Lapse Rate* é definido como a variação da temperatura com a altura: $\Gamma = -\partial T/\partial z$. Se supormos que Γ é constante entre nossas duas regiões de interesse, i.e., entre uma nível atmosférico e uma interface adjacente¹, poderemos substituir nossa definição de derivadas parciais por diferenças finitas, ou seja, uma aproximação linear:

$$\Gamma = \frac{T_0 - T}{\Delta z} \quad (6)$$

Logo, se retornarmos à (2) com esta informação sobre a variação local da temperatura em função altura, poderemos remover a dependência com a altura através de uma simples troca de variável: $dz = -dT/\Gamma$. Segue o resultado obtido:

$$\ln \left(\frac{P}{P_0} \right) = \frac{g}{R_d \Gamma} \ln \left(\frac{T}{T_0} \right) \quad (7)$$

¹Note que tal aproximação linear só é válida pois estamos tratando de distâncias pequenas, uma vez que os objetos estudados encontram-se bem próximos entre si comparado ao comprimento total do perfil vertical. Para esse problema em específico, dada a resolução $dz = 40\text{m}$ do problema que pretendemos resolver, temos que elas distam uma da outra 20m.

Utilizando-se T_0 — a temperatura de uma camada inferior — e T — a estimativa obtida em (5) para uma camada superior — assim como o valor de Γ ; encontramos uma nova estimativa para o valor para P :

$$P = P_0 \exp \left(\frac{g}{R_d \Gamma} \ln \left(\frac{T}{T_0} \right) \right). \quad (8)$$

Adotando esse novo valor de P e retornando à (5), é possível repetir o que havia sido feito anteriormente e estimar um novo valor para T e Γ . Reiterando o processo iterativo até que ambos os valores converjam, teremos a melhor estimativa para essas variáveis.

$$T_0 \longrightarrow P_{(3)} \longrightarrow \underbrace{T_{(5)} \longrightarrow \Gamma_{(6)} \longrightarrow P_{(8)}}_{\text{Loop de convergência}}$$

3.4 Modificações no código

Segundo a descrição em Barbosa et al. (2011), a base da nuvem é encontrada levantando a parcela e procurando pelo nível de saturação. É então calculada a flutuação:

$$B = g \frac{T_{cv} - T_{ev}}{T_{ev}} \quad (9)$$

e verificado se a parcela atinge o nível de convecção livre, para então permitir que se forme a nuvem. Entretanto, também é feito um teste para o caso da parcela ter flutuação negativa na base, mas tenha energia cinética suficiente para atingir o nível de convecção livre. Neste caso, a integral da flutuação entre o chão e a base da nuvem era calculado segundo Albrecht et al. (1986) e Deardorff (1970) como

$$B_0 = \frac{4}{3} \left(gh \frac{(\overline{w'T'_v})_0}{T_0} \right)^{2/3} \quad (10)$$

Nós sugerimos de fazer a integração da equação (9) ao invés de utilizar a equação (10). A equação equação (9) também passou a ser utilizada para calcular CAPE, pois o cálculo antes era feito em função de outras variáveis, s_c e s_{ev} .

3.5 Simulações em 1-D

Foram realizadas algumas simulações com o programa shallow_cumulus, que foi inicializado pelas subrotinas que estão no apêndice. O modelo foi integrado por 90 *min* com $\Delta T = 1 \text{ min}$. A figura 1 mostra a evolução temporal da umidade relativa do ambiente onde o campo de nuvens rasas esta inserido. São indicadas as posições da base, do topo e do nível de flutuação neutra.

O painel superior da figura 2 é o resultado de Barbosa et al. (2011) como apresentado no projeto de iniciação científica. O painel inferior são os resultados com o modelo



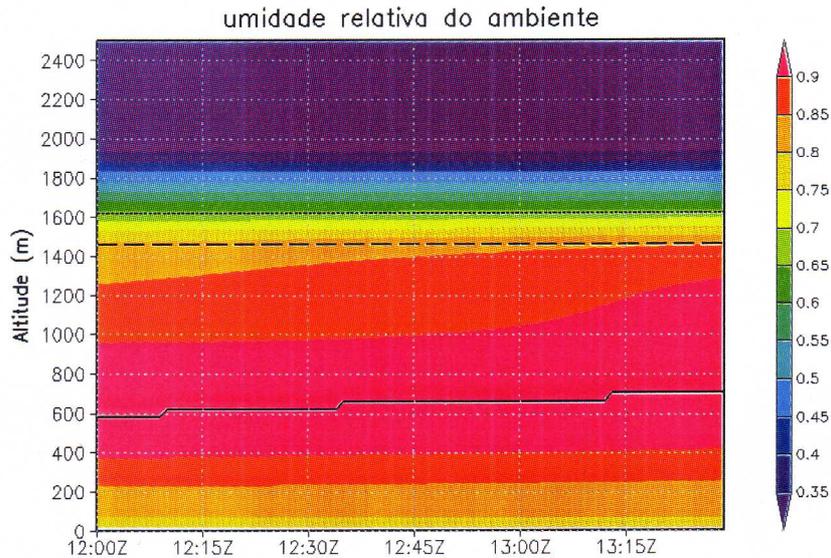


Figura 1: Umidade relativa do ambiente ao longo do tempo. As linhas cheia, tracejada e pontilhada indicam a posição do nível de condensação, de flutuação neutra e o topo da nuvem respectivamente.

modificado por este projeto, onde alguns bugs foram corrigidos. Há também a diferença de que o modelo foi integrado ao longo do tempo com pequenos “time-steps” ao invés de calculado para o perfil termodinâmico médio.

Comparando os resultados para o fluxo de massa, vemos que o novo cálculo do nível de convecção livre acertou a altura da base. Além disso, o cálculo do CAPE pela integração da flutuação corrigiu o valor excessivo para o fluxo de massa na base da nuvem. Entretanto, ainda há uma diferença significativa em relação aos resultados obtidos com modelos tipo LES. A comparação das outras figuras mostra que enquanto o efeito da nuvem rasa na parametrização “termina” no topo da nuvem (~ 1600 m), os modelos LES mostram um efeito extra entre 1500 e 2000 m. Talvez isso se dê pela evaporação das gotas no topo da nuvem, mas um estudo aprofundado foge ao escopo deste projeto de IC.

Por fim, a figura 3 mostra a taxa de aquecimento e de umidecimento calculada pela parametrização entre os minutos 1 e 90 da simulação. Vemos que os valores ainda são muito altos, atingindo -4 a 5 K/dia e -6 a 8 g/kg/dia respectivamente, se comparados com os resultados de Siebesma et al. (2003), que mostram -3 a 3 K/dia e -4 a 4 g/kg/dia. Entretanto, o resultado é muito melhor que o obtido por Barbosa et al. (2011) onde os valores chegavam a ± 30 K/dia ou ± 30 g/kg/dia (mostrado na figura 4).



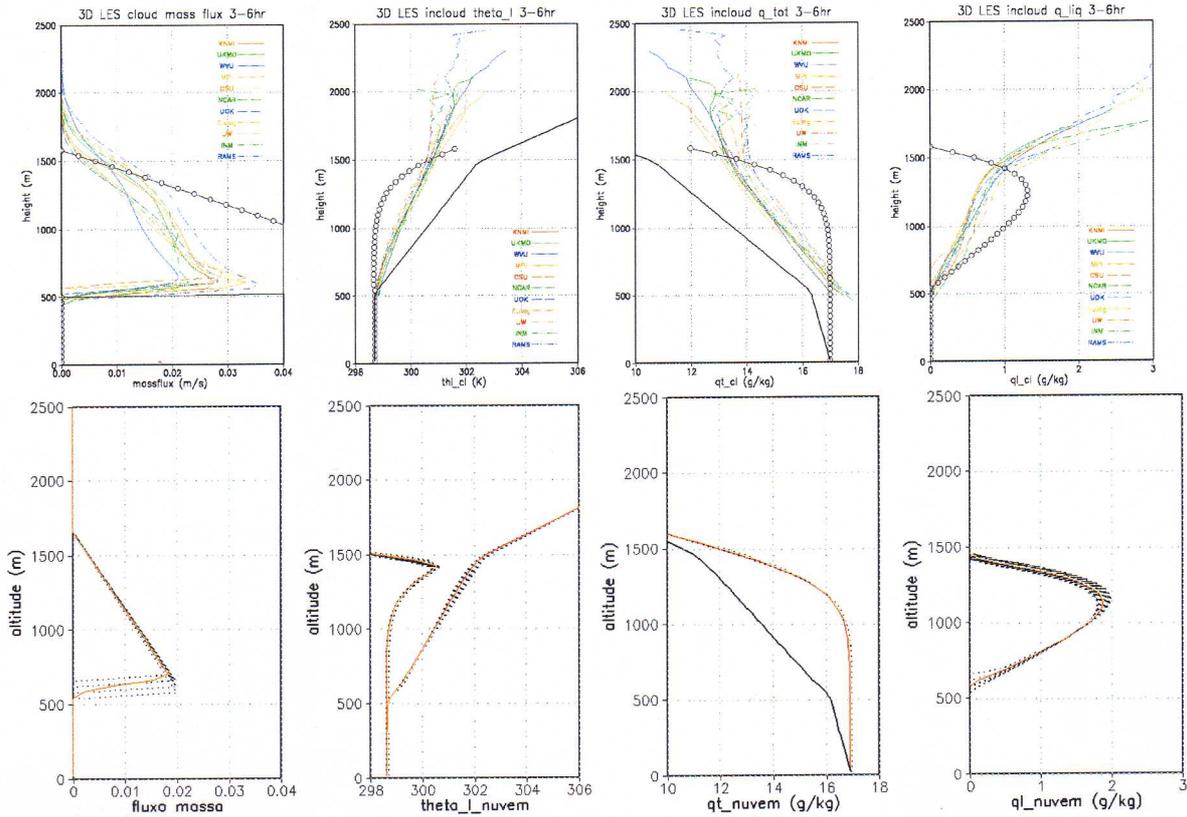


Figura 2: **Painel superior:** comparação entre os valores “in-cloud” calculados pelo esquema de convecção rasa original (Barbosa et al., 2011) e outros modelos (3D LES e SCM). O resultado da parametrização rasa foi calculado apenas uma vez com o perfil termodinâmico médio. **Painel inferior:** resultados da parametrização com as correções feitas neste trabalho, e fazendo uma integração no tempo com pequeno “time-step”.

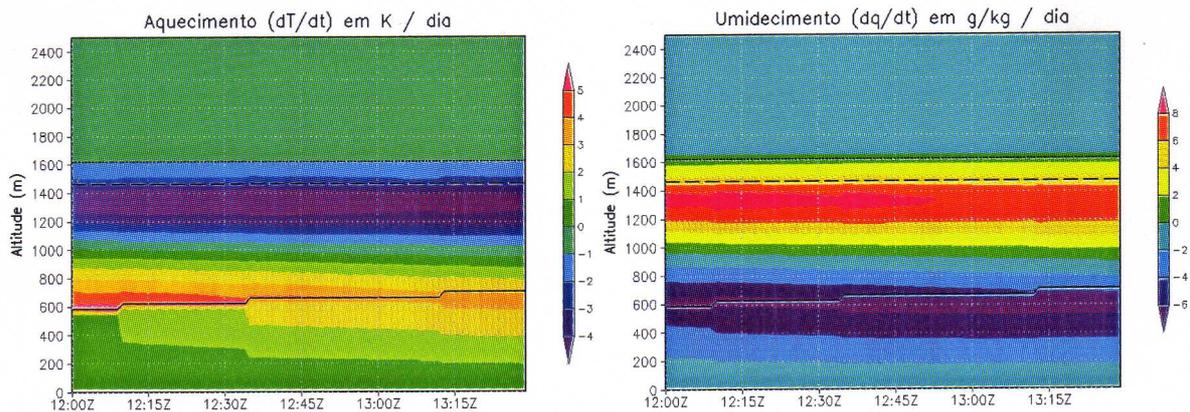


Figura 3: **Esquerda:** variação temporal da taxa de aquecimento calculada pela parametrização (K/dia) e **direita:** variação temporal da taxa de umidescimento. As linhas cheia, tracejada e pontilhada indicam a posição do nível de condensação, de flutuação neutra e o topo da nuvem respectivamente.

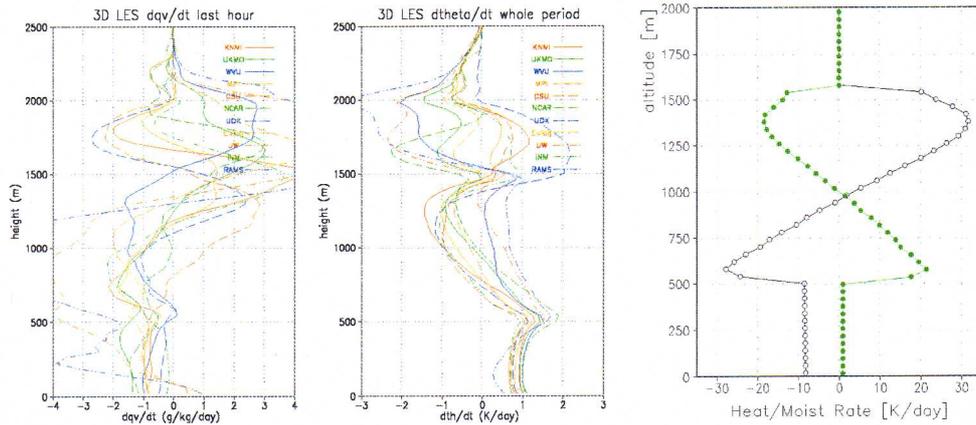


Figura 4: **Esquerda:** taxas de umedecimento e aquecimento calculada pelos modelos LES e SCM (Siebesma et al., 2003) e **direita:** resultado anterior com o programa shallow-cumulus (Barbosa et al., 2011).

4 Dificuldades

A interpretação dos resultados físicos da modelagem física foi um dos maiores problemas encontrados. Tal dificuldade pode ser explicada pela necessidade de um conhecimento abrangente de áreas fundamentais da física, das quais a física atmosférica se apodera. Diferentemente do que ocorre em alguns projetos de iniciação científica, em que o aluno é exposto a uma nova área de conhecimento e deve adquirir um conhecimento específico para executar suas tarefas, esse projeto exigiu o conhecimento (ou aprendizado) de todas as peças integrantes do modelo físico-matemático utilizado, podendo-se citar: termodinâmica, mecânica hamiltoniana/lagrangiana aplicada a fluidos, ferramentas de cálculo que sejam aplicadas a processos computacionais, entre outros. Como muitas vezes a abordagem das leituras escolhidas (principalmente os artigos científicos) não explicavam completamente as equações que estavam dentro do código fonte do modelo, foi adotado como leitura mais aprofundada da Nota Técnica, assim como de obras abordando tópicos mais específicos necessários na interpretação dos resultados a serem utilizados.

5 Objetivos Propostos no Projeto de IC

O principal objetivo deste projeto era iniciar o bolsista na área de física da atmosfera através da abordagem da modelagem numérica computacional dos processos físicos. Os objetivos específicos que seriam alcançados pelo aluno durante este projeto de iniciação científica eram:

1. Estudar os artigos e textos clássicos e aprender sobre modelagem numérica da atmosfera e parametrizações de convecção;

2. Estudar a teoria de fluxo de massa, como aplicada aos cumulus não precipitantes;
3. Realizar simulações simplificadas em 1 dimensão e compará-las com os resultados de experimentos como BOMEX(Davidson, 1968) e CHUVA²;
4. Testar a sensibilidade da parametrização 1-D a modificações em parâmetros físicos e também na resolução espacial e temporal.

Os itens 1 e 2 foram cumpridos, e parte do item 3. Assim, apesar do encerramento da bolsa depois de 7 meses, pode-se dizer que o projeto foi desenvolvido a contento.

Referências

- Albrecht, B. A., V. Ramanathan, and B. A. Boville, 1986: The effects of cumulus moisture transports on the simulation of climate with a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **43** (21), 2443–2462.
- Barbosa, H. M. J., S. N. Figueroa, and E. P. Souza, 2011: Parametrização de cumulus rasos no mcga cptec. Tech. rep., INPE, in prep.
- Davidson, B., 1968: The barbados oceanographic and meteorological experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*
- Deardorff, J., 1970: Convective velocity and temperature scales for the unstable planetary boundary layer and for rayleigh convection. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 1211–1213.
- Figueroa, S. N., H. M. J. Barbosa, P. S. Dias, and J. P. Bonatti, 2010: Numerical simulation of the south american monsoon system by cptec climate agcm. *AGU 2010 - Meeting of the Americas*, Eos Trans. AGU, 91(26), Meet. Am. Suppl., Abstract A34B-07.
- Figueroa, S. N., H. M. J. Barbosa, P. S. Dias, and E. P. Souza, 2011: Diurnal cycle of precipitation in the amazon simulated by cptec climate agcm. Tech. rep., INPE, in prep.
- Freitas, S. R., K. M. Longo, M. F. A. Silva Dias, R. Chatfield, P. L. Silva Dias, P. Artaxo, M. O. Andreae, G. Grell, L. F. Rodrigues, A. L. Fazenda, and J. Panetta, 2009: The coupled aerosol and tracer transport model to the brazilian developments on the regional atmospheric modeling system (catt-brams). part 1: Model description and evaluation. *Atmos. Chem. Phys.*, **9**, 2843–2861.
- Grell, G. A. and D. Dévényi, 2002: A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophys. Res. Lett.*, **29** (14).

²<http://chuvaproject.cptec.inpe.br/portal/>



Jacobson, M. Z., 2005: *Fundamentals of Atmospheric Modeling*. 2d ed., Cambridge University Press.

Raupp, C. F. M. and P. Silva Dias, 2009: Resonant wave interactions in the presence of a diurnally varying heat source. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 3165.

Raupp, C. F. M. and P. L. Silva Dias, 2010: Interaction of equatorial waves through resonance with the diurnal cycle of tropical heating. *Tellus A*.

Renno, N. O. and A. P. Ingersoll, 1996: Natural convection as a heat engine: A theory for CAPE. *J. Atmos. Sci.*, **53** (4), 572–585.

Siebesma, A. P. and A. A. M. Holtslag, 1996: Model impacts of entrainment and detrainment rates in shallow cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **53** (6), 2354–2364.

Siebesma, A. P. et al., 2003: A large eddy simulation intercomparison study of shallow cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **60** (10), 1201–1219.

Souza, E. P., 1999: Estudo teórico e numérico da relação entre convecção e superfícies heterogêneas na região amazônica. Ph.D. thesis, Universidade de São Paulo.

A Código Fonte

```
#####
#####
!  INITIALIZATION ROUTINES
!  REFERENCE:
!      HTTP://WWW.KNMI.NL/~SIEBESMA/GCSS/BOMEXCOMP.INIT.HTM
#####
#####

#####
!SUBROUTINE: zonal_wind()
!AUTHOR: Albert (davier@if.usp.br)
!PURPOSE: Computes the zonal wind following the BOMEX case description given by
! Siebesma, A. P. et al., 2003: A large eddy simulation intercomparison study of shallow
! cumulus convection. J. Atmos. Sci., 60 (10), 1201-1219.
#####
subroutine zonal_wind(alt, u, nx, nz)
  USE Constants, ONLY : r8
  IMPLICIT NONE
  INTEGER, INTENT(in) :: nx, nz
  REAL(KIND=r8), INTENT(in), DIMENSION(nx,nz)::alt
```

```

REAL(KIND=r8), INTENT(out), DIMENSION(nx,nz)::u
INTEGER :: i,k
do i=1,nx
  do k=1,nz
    if(alt(i,k)<700.)then
      u(i,k)=-8.75
    else
      u(i,k)=-8.75+1.8E-3*(alt(i,k)-700.)
    endif
  enddo
enddo
end subroutine zonal_wind

```

```

#####
!SUBROUTINE: vertical_wind()
!AUTHOR: Albert (daviet@if.usp.br)
!PURPOSE: Computes the vertical wind following the BOMEX case description given by
! Siebesma, A. P. et al., 2003: A large eddy simulation intercomparison study of shallow
! cumulus convection. J. Atmos. Sci., 60 (10), 1201-1219.
#####
subroutine vertical_wind(alt, w, nx, nz)

```

```

  USE Constants, ONLY : r8
  IMPLICIT NONE
  INTEGER, INTENT(in) ::nx, nz
  REAL(KIND=r8), INTENT(in), DIMENSION(nx,nz)::alt
  REAL(KIND=r8), INTENT(out), DIMENSION(nx,nz)::w
  INTEGER :: i,k
  do i=1,nx
    do k=1,nz
      if(alt(i,k)<1500.)then
        w(i,k)=-((0.0065*alt(i,k)/1500.)_r8)
      elseif(alt(i,k)<2100.)then
        w(i,k)=-0.0065*(1-(alt(i,k)-1500.)/(2500.-1500.))
      elseif(alt(i,k)>=2100.)then
        w(i,k)=0._r8
      endif
      w(i,k)=w(i,k)/1000._r8
    enddo
  enddo
end subroutine vertical_wind

```

```

#####
!SUBROUTINE: calc_thetal()
!AUTHOR: Albert (daviet@if.usp.br)
!PURPOSE: Computes theta_l following the BOMEX case description given by
! Siebesma, A. P. et al., 2003: A large eddy simulation intercomparison study of shallow
! cumulus convection. J. Atmos. Sci., 60 (10), 1201-1219.
#####

```



```

#####
subroutine calc_thetal(alt, theta, nx, nz)
  USE Constants, ONLY : r8
  IMPLICIT NONE
  INTEGER, INTENT(in) :: nx,nz
  REAL(KIND=r8), INTENT(in), DIMENSION (nx,nz)::alt
  REAL(KIND=r8), INTENT(out), DIMENSION (nx,nz)::theta
  INTEGER :: i,k

  do i=1,nx
    do k=1,nz
      if(alt(i,k)<520.)then
        theta(i,k)=298.7
      elseif(alt(i,k)<1480.)then
        theta(i,k)=298.7+(302.4-298.7)/(1480.-520.)*(alt(i,k)-520.)
      elseif(alt(i,k)<2000.)then
        theta(i,k)=302.4+(308.2-302.4)/(2000.-1480.)*(alt(i,k)-1480.)
      elseif(alt(i,k)>=2000.)then
        theta(i,k)=308.2+3.65E-3*(alt(i,k)-2000.)
      endif
    enddo
  enddo

end subroutine calc_thetal

```

```

#####
!SUBROUTINE: calc_qt()
!AUTHOR: Albert (daviet@if.usp.br)
!PURPOSE: Computes total water following the BOMEX case description given by
! Siebesma, A. P. et al., 2003: A large eddy simulation intercomparison study of shallow
! cumulus convection. J. Atmos. Sci., 60 (10), 1201-1219.
#####
subroutine calc_qt(alt, qt, nx, nz)
  USE Constants, ONLY : r8
  IMPLICIT NONE
  INTEGER, INTENT(in) :: nx,nz
  REAL(KIND=r8), INTENT(in), DIMENSION (nx,nz)::alt
  REAL(KIND=r8), INTENT(out), DIMENSION (nx,nz)::qt
  INTEGER :: i,k

  do i=1,nx
    do k=1,nz
      if(alt(i,k)<520.)then
        qt(i,k)=17.0+(16.3-17.)/(520.)*alt(i,k)
      elseif(alt(i,k)<1480.)then
        qt(i,k)=16.3+(10.7-16.3)/(1480.-520.)*(alt(i,k)-520.)
      elseif(alt(i,k)<2000.)then

```



```

        qt(i,k)=10.7+(4.2-10.7)/(2000.-1480.)*(alt(i,k)-1480.)
    elseif(alt(i,k)>=2000.)then
        qt(i,k)=4.2-1.2E-3*(alt(i,k)-2000.)
    endif
    qt(i,k)=max(qt(i,k)/1000., 0._r8)
enddo
enddo
end subroutine calc_qt

```

```

#####
!SUBROUTINE: dt_rad()
!AUTHOR: Albert (daviet@if.usp.br)
!PURPOSE: Computes the large scale tendency on temperature due to radiation. Follows
! the BOMEX case description given by
! Siebesma, A. P. et al., 2003: A large eddy simulation intercomparison study of shallow
! cumulus convection. J. Atmos. Sci., 60 (10), 1201-1219.
#####
subroutine dt_rad(alt, dtdt, pres, nx, nz)

```

```

    USE Constants, ONLY :&
        r8,      &
        p0_pa,  &
        kappa
    IMPLICIT NONE
    INTEGER, INTENT(in) ::nx, nz
    REAL(KIND=r8), INTENT(in), DIMENSION(nx,nz)::alt, pres
    REAL(KIND=r8), INTENT(out), DIMENSION(nx,nz)::dtdt
    INTEGER :: i,k
    do i=1,nx
        do k=1,nz
            if(alt(i,k)<1500.)then
                dtdt(i,k)=-2.315e-5
            elseif(alt(i,k)<2500.)then
                dtdt(i,k)=-2.315e-5*(1-(alt(i,k)-1500._r8)/(2500._r8-1500._r8))
            elseif(alt(i,k)>=2500.)then
                dtdt(i,k)=0._r8
            endif

            dtdt(i,k) = dtdt(i,k)*(pres(i,k)/p0_pa)**kappa
        enddo
    enddo
end subroutine dt_rad

```

```

#####
!SUBROUTINE: dq_trans()
!AUTHOR: Albert (daviet@if.usp.br)
!PURPOSE: Computes the large scale tendency on humidity due to advection. Follows
! the BOMEX case description given by

```



! Siebesma, A. P. et al., 2003: A large eddy simulation intercomparison study of shallow
! cumulus convection. J. Atmos. Sci., 60 (10), 1201-1219.

!#####

```
subroutine dq_trans(alt, dqdt, nx, nz)
  USE Constants, ONLY : r8
  IMPLICIT NONE
  INTEGER, INTENT(in) :: nx, nz
  REAL(KIND=r8), INTENT(in), DIMENSION(nx,nz)::alt
  REAL(KIND=r8), INTENT(out), DIMENSION(nx,nz)::dqdt
  INTEGER :: i,k
  do i=1,nx
    do k=1,nz
      if(alt(i,k)<300.)then
        dqdt(i,k)= -1.2e-8
      elseif(alt(i,k)<500.)then
        dqdt(i,k)= -1.2e-8*(1-(alt(i,k)-300._r8)/(500._r8-300._r8))
      elseif(alt(i,k)>=500.)then
        dqdt(i,k)=0._r8
      endif
    enddo
  enddo
end subroutine dq_trans
```

!#####

!SUBROUTINE: initial_convergence()
!AUTHOR: Albert (daviet@if.usp.br)
!PURPOSE: Numerical computation of T and P one level above current determined level.
! It is assumed a constant temperature in between, and does a hidrostatic integration.
! Because both T and P are unkwon, it repeats the process until the changes are smaller
! than epsilon.

!#####

```
subroutine initial_convergence (dz, temp_sup, temp_inf, press_sup, press_inf, theta, gamma)
```

USE Constants

IMPLICIT NONE

REAL(KIND=r8), INTENT(in) :: dz, temp_inf, press_inf, theta

REAL(KIND=r8), INTENT(out):: temp_sup, press_sup, gamma

REAL(KIND=r8) :: aux,epsilon

epsilon=1._r8

temp_sup=temp_inf !suposelly temperature constant in the middle between'en both

gamma=0._r8

press_sup=press_inf*exp(-grav*dz/(2*Gasr*temp_inf)) !first estimative for pressure

do while (epsilon>1.e-4) !melhor fazer uma relação direta ou razão/fracionada



```
aux=temp_sup
temp_sup=theta*(press_sup/p0_pa)**kappa
epsilon=abs(aux-temp_sup)
aux=gamma
gamma=(temp_inf-temp_sup)*2/dz
epsilon=epsilon+abs(aux-gamma)
aux=press_sup
press_sup=press_inf*exp(grav*log(temp_sup/temp_inf)/(gasr*gamma))
epsilon=epsilon+abs(aux-press_sup)
end do
end subroutine initial_convergence
```

