

Primeiro Relatório de Atividades de Mestrado

Período de março a outubro de 2007

*Estudo numérico da evolução da camada de mistura oceânica do
Atlântico equatorial utilizando o modelo GOTM*

Aluno

Udo Tersiano Skielka

Orientador

Jacyra Soares

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

Setembro de 2007

Projeto de Pesquisa de Mestrado: Estudo numérico da evolução da camada de mistura oceânica no Atlântico equatorial utilizando o modelo GOTM

A seguir é feita a descrição do projeto de pesquisa com implicações, objetivos, metodologia e o cronograma a ser seguido no próximo período de execução do plano de mestrado.

1.1. Introdução

O oceano Atlântico tropical ocupa uma bacia relativamente estreita, limitada por continentes, onde existe intensa convecção e subsidência. A posição e a intensidade da convecção sobre o oceano são sensíveis às mudanças da temperatura da superfície do oceano (TSO). A temperatura da superfície do oceano Atlântico tropical, por sua vez, está relacionada às anomalias climáticas regionais e ao deslocamento da zona de convergência intertropical (ZCIT) como mostrado por Wainer and Soares (1997); Moura and Shukla (1981); Mechoso et al. (1990); Hastenrath (1991); entre outros.

No Atlântico tropical o sistema de ventos alíseos de nordeste e sudeste são separados pela ZCIT. Os movimentos da zona de convergência atmosférica são tais que a ZCIT sempre permanece sobre as águas de superfície mais quentes. Quando essa zona de intensa convergência - em resposta ao aquecimento da temperatura da superfície do mar do hemisfério norte - se desloca para o norte, os alíseos de sudeste cruzam o equador e se intensificam. A ZCIT alcança sua posição mais ao norte durante agosto e setembro quando se estende além de 10° N. Entre março e abril, quando as águas da camada de mistura oceânica do norte esfriam e as do sul esquentam, a ZCIT retorna a sua posição mais ao sul

do equador (Wang and Carton, 2003). Quando a ZCIT está na sua posição mais ao sul é que ocorrem as chuvas na região NE do Brasil.

No Atlântico equatorial a inclinação zonal da termoclina ocorre praticamente em fase com os ventos de superfície. A termoclina é relativamente zonal durante a primeira metade do ano quando os ventos ao longo do equador são fracos e apresenta uma inclinação pronunciada durante o resto do ano (Philander, 1990).

Os fatores que controlam o gradiente meridional da temperatura da superfície do oceano (TSO) foram explorados por Carton et al. (1996), que identificaram como central o papel das variações do calor latente associadas com as flutuações da velocidade do vento de superfície.

Chang et al. (2000) sugerem que a região noroeste do Atlântico tropical apresenta intenso “feedback” positivo entre a mudança nos ventos e a mudança na TSO: o enfraquecimento dos ventos gera a uma redução no resfriamento por calor latente levando a altos valores de TSO que, por sua vez, levam a um maior enfraquecimento dos ventos. Em contraste, eles encontraram que a região nordeste do Atlântico tropical está associada com uma zona de “feedback” negativo. Entretanto, de acordo com Wang and Carton (2003) a maioria dos modelos de circulação geral da atmosfera produzem calor latente excessivo como consequência de erros associados ao prognóstico da umidade da camada limite atmosférica.

Este estudo pretende investigar numericamente o papel dos fluxos turbulentos de superfície na geração da camada de mistura oceânica (CMO). Serão estudados 2 cenários, o primeiro quando a ZCIT está na sua posição mais ao norte (em torno de agosto-setembro) e

o segundo quando ela ocupa sua posição mais ao sul (em torno de março-abril). Serão investigados dois locais ao longo do equador, um em 35⁰W e o outro em 23⁰W.

A camada de mistura oceânica é a região superior do oceano com espessura de poucos a várias centenas de metros, onde a densidade é aproximadamente a mesma da superfície. Essa definição é verdadeira para regiões onde não haja troca significativa de água fresca entre o oceano e o ar acima (evaporação ou chuva), pois essa troca pode gerar um intenso contraste de salinidade. A CMO existe graças a mistura turbulenta causada pela tensão de cisalhamento e pelas ondas de superfície. Um efeito da mistura é tornar mais homogênea as propriedades da água do mar (temperatura e salinidade) e, portanto, a densidade. A profundidade da CMO depende, entre outros fatores, da estabilidade da água do mar e da energia fornecida pelo vento. Quanto maior a estabilidade da água de superfície, menor a mistura e mais rasa é a CMO. A estabilidade das águas mais superficiais é determinada basicamente pelos fluxos turbulentos de superfície. Muitos processos físicos (por ex., trocas turbulentas de calor, momento e gases entre o oceano e a atmosfera), químicos (por ex., dissolução do CO₂ proveniente da atmosfera) e biológicos (por ex., produção de fitoplâncton) ocorrem na CMO, fazendo dessa camada uma componente chave para estudos climáticos, de poluição marinha e de produtividade biológica, entre outros. Dessa forma, entender os mecanismos e quantificar a magnitude dos fluxos turbulentos da superfície é crucial para a melhoria dos modelos prognósticos de oceano e atmosfera.

Existem alguns processos no oceano que não podem ser separados com exatidão dos processos turbulentos. Entre esses processos estão as ondas curtas não lineares que interagem com a turbulência de maneira ainda não totalmente entendida. Por exemplo, ondas curtas de superfície ao se quebrarem geram turbulência. Elas também são

responsáveis pela circulação de Langmuir (Thorpe, 2004). O mesmo é verdade para ondas internas que interagem com a turbulência de várias formas, não havendo uma separação clara entre energia cinética da onda interna e energia cinética turbulenta. Atualmente existem teorias sendo exploradas na tentativa de parametrizar esses processos e incorporá-los em modelos de turbulência (Burchard, 2002b). A consideração desses processos em modelos oceânicos, entretanto, não é um procedimento padrão.

A quebra de ondas externas ocorre quando a velocidade das partículas da crista da onda excede a velocidade da onda e é criada uma estratificação estatisticamente instável. Ao se quebrarem essas ondas geram turbulência.

Comparadas às ondas de superfície, as ondas internas são muito mais complexas mas, do ponto de vista turbulento, a dinâmica dessas ondas não deveria ser desprezada porque a dissipação de ondas internas cria mistura. Existem dois mecanismos principais de dissipação de ondas internas: instabilidade de Keilvin-Helmholtz e quebra de ondas internas. A quebra das ondas internas ocorre de maneira similar a das ondas externas. Instabilidade de Kelvin- Helmholtz (ou cisalhamento) ocorre quando o cisalhamento médio local aumenta, de forma que o número de Richardson local cai abaixo do número de Richardson gradiente ($\sim 0,25$), produzindo regiões turbulentas na crista da onda interna.

Os mecanismos físicos da circulação de Langmuir são mais complicados (Thorpe, 2004) e não serão incorporados ao modelo de turbulência utilizado neste trabalho.

O interesse maior deste projeto de pesquisa é estudar os mecanismos físicos mais importantes na geração da camada de mistura oceânica e, para tanto, será utilizado o modelo unidimensional (GOTM, *General Ocean Turbulence Model*). Este modelo tem sido

extensivamente usado e testado em estudos de turbulência de processos oceânicos (Burchard and Petersen, 1999; Burchard et al., 2002; Burchard and Beckers, 2004; Burchard, 2001e 2002a,b; Axell and Liungman, 2001; Mellor, 2001; Baument and Peters, 2000; Bolding et al., 2002; entre outros). Modelos unidimensionais são relativamente mais simples e permitem investigar mecanismos físicos, nem sempre muito claros em modelos mais complexos (bi e tri dimensionais).

1.1.1. Região de estudo e dados

Pretende-se investigar dois locais, ao longo do equador, onde existem bóias PIRATA (*Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic*). O primeiro local se encontra em $(0^{\circ}, 35^{\circ}\text{W})$ e o segundo em $(0^{\circ}, 23^{\circ}\text{W})$, conforme ilustrado na Figura 1.

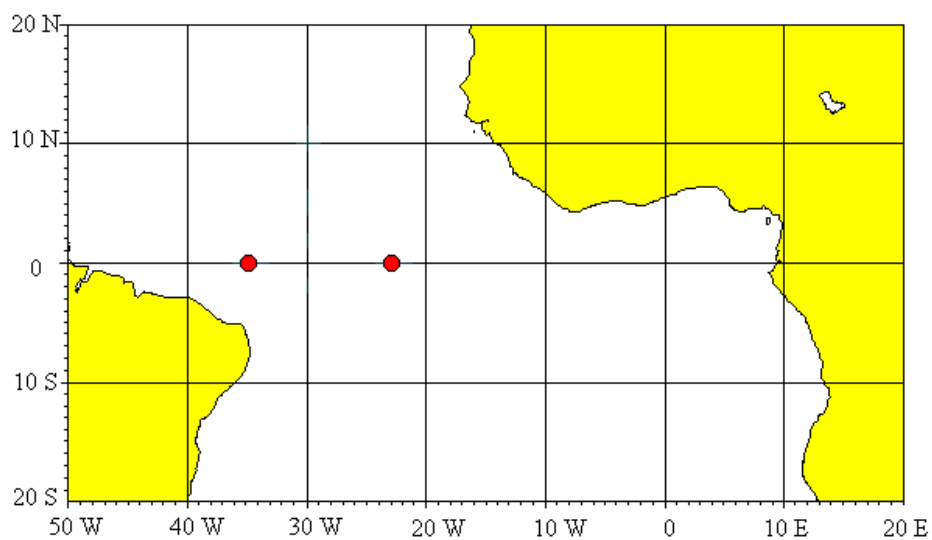


Figura 1: Localização das bóias PIRATA, cujos dados serão utilizados no trabalho.

A tabela 1 resume os dados e os períodos de observação disponíveis nas duas bóias; esses dados podem ser obtidos livremente no endereço: http://www.pmel.noaa.gov/tao/data_deliv/deliv-pir.html.

<p>Tabela 1: Períodos de observação das variáveis (médias diárias) nas Bóias PIRATA.</p>	

Pretende-se também complementar o estudo com dados de outras fontes disponíveis na Internet, como por exemplo, os dados do “*NCEP reanalysis*” (http://wesley.ncep.noaa.gov/ncep_data/index.html) e do “*Electronic Atlas of WOCE Data (eWOCE)*”, o qual pode ser obtido em <http://www.awi-bremerhaven.de/GEO/eWOCE/>.

1.2. Objetivos

O objetivo geral deste Projeto é investigar numericamente, com o modelo GOTM, a evolução da camada de mistura oceânica sobre o equador. Ênfase será dada aos diferentes regimes de vento predominantes na região. A CMO será simulada em dois locais ao longo do equador, em 35⁰W e 23⁰W, onde existem dados meteorológicos e oceanográficos das bóias PIRATA.

Como objetivos específicos pretende-se:

- (a) Testar diferentes parametrizações utilizadas no GOTM;
- (b) Investigar a importância relativa dos termos turbulentos no desenvolvimento da CMO nos diferentes cenários;
- (c) Investigar o papel do vento na geração de ECT na CMO;
- (d) Estudar a evolução do balanço de energia sobre o oceano, com especial ênfase no fluxo turbulento de calor latente;
- (e) Utilizar algumas parametrizações simples, disponíveis no código do GOTM, para simular os efeitos das ondas curtas de superfície e internas;
- (f) Compreender os mecanismos físicos mais relevantes ao desenvolvimento da turbulência da CMO para os diferentes locais e cenários investigados.

1.3. Metodologia

No trabalho será utilizado o modelo unidimensional GOTM desenvolvido por uma equipe de modeladores de oceano com o objetivo de simular com precisão os processos de troca verticais turbulentas nos ambientes marinhos onde a mistura turbulenta tem um papel chave (Burchard, 2002b). Desde abril de 1999, o código do modelo pode ser obtido livremente, junto com forçantes e dados para validação, no *web site* <http://www.gotm.net>.

O foco principal do GOTM é a obtenção de soluções para as versões unidimensionais das equações de transporte de momento, calor e sal. A componente chave ao resolver essas equações é o modelo de fechamento para estimar o fluxo turbulento dessas quantidades. O GOTM contém um vasto número de fechamentos turbulentos bem testados e implementados em seu código. Esses fechamentos vão desde simples expressões algébricas escritas para as difusividades turbulentas até o fechamento de segunda ordem onde é resolvida a equação da tensão de Reynolds (Burchard et al., 1999; Burchard, 2002b)

Neste trabalho será usado o modelo GOTM, versão κ - ϵ , onde se pretende testar diferentes rotinas e modelos de fechamentos. Ao final também serão utilizadas algumas parametrizações simples (já existentes no código do GOTM) para simular os efeitos das ondas de superfície e das ondas internas na turbulência da CMO (Burchard, 2002b).

1.3.1. Modelo GOTM, versão κ - ϵ

A seguir é descrito, sucintamente, o modelo GOTM, versão κ - ϵ , o qual utiliza as equações primitivas unidimensionais (Burchard and Beckers, 2004):

$$\frac{\partial u}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_t \frac{\partial u}{\partial z} \right) - fv = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_t \frac{\partial v}{\partial z} \right) + fu = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu'_t \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) = \frac{1}{c_p} \frac{\partial I}{\partial z} \quad (3)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu'_t \frac{\partial S}{\partial z} \right) = 0 \quad (4)$$

onde u , v , θ e S são, respectivamente, as componentes de velocidade nas direções x e y , a temperatura potencial e a salinidade. A coordenada vertical, z , varia do fundo em $z=-H$ até a superfície em $z=\zeta$. ν_t é a viscosidade turbulenta vertical; ν'_t é a difusividade turbulenta vertical; c_p é o calor específico a pressão constante; g , a aceleração da gravidade; f , o parâmetro de Coriolis e I é a radiação solar incidente. A inclinação da elevação da superfície $\left(\frac{\partial \zeta}{\partial x} \text{ e } \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right)$ deve ser prescrita neste tipo de modelo unidimensional.

A densidade potencial é obtida pela equação do estado:

$$\rho = \rho(\theta, S, \rho_0) \quad (5)$$

a qual pode ser calculada utilizando usando a equação de estado da UNESCO (Fofonoff and Millard, 1983) ou sua versão linearizada.

A equação para o empuxo, b $\left(b = -g \frac{\rho - \rho_0}{\rho_0} \right)$ é:

$$\frac{\partial b}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu'_t \frac{\partial b}{\partial z} \right) = 0 \quad (6)$$

A viscosidade (ν_t) e a difusividade (ν'_t) turbulentas podem ser calculadas utilizando um modelo de turbulência de duas equações, o modelo κ - ε , com energia cinética turbulenta (ECT), κ , e taxa de dissipação de ECT, ε (Burchard and Baumert, 1995; Burchard and Bolding, 2001). As duas equações prognósticas para κ e ε são:

$$\frac{\partial \kappa}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\nu_t}{\sigma_\kappa} \frac{\partial \kappa}{\partial z} \right) = P + B - \varepsilon \quad (7)$$

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\nu_t}{\sigma_\varepsilon} \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} \right) = \frac{\varepsilon}{\kappa} (c_{1\varepsilon} P + c_{3\varepsilon} B - c_{2\varepsilon} \varepsilon) \quad (8)$$

Com:

$$P = \nu_t M^2; \quad B = -\nu'_t N^2 \quad (9)$$

Os termos P e B podem ser entendidos, respectivamente, como produção/dissipação por cisalhamento e produção por empuxo. $\sigma_\kappa, \sigma_\varepsilon, c_{1\varepsilon}, c_{2\varepsilon}$ e $c_{3\varepsilon}$ são constantes empíricas. M^2 e N^2 são, respectivamente, a freqüência de cisalhamento ao quadrado e a produção por empuxo (freqüência de Brunt-Vaisala):

$$M^2 = \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2; \quad N^2 = \left(\frac{\partial b}{\partial z} \right)^2 \quad (10)$$

A viscosidade turbulenta para momento e a difusividade turbulenta para traçadores podem ser estimadas fazendo uso da relação de Kolmogorov-Prandtl (Bolding et al., 2002):

$$\nu_t = c_\mu \frac{k^2}{\varepsilon}, \quad \nu'_t = c'_\mu \frac{k^2}{\varepsilon} \quad (11)$$

As grandezas adimensionais, c_μ e c'_μ , são funções de estabilidade e contém os detalhes do fechamento turbulento de segunda ordem algébrico :

$$c_{\mu} = c_{\mu}(\alpha_M, \alpha_N), \quad c'_{\mu} = c'_{\mu}(\alpha_M, \alpha_N) \quad (12)$$

e

$$\alpha_M = M^2 \frac{k^2}{\varepsilon}, \quad \alpha_N = N^2 \frac{k^2}{\varepsilon} \quad (13)$$

A real estrutura das funções de estabilidade depende dos detalhes do fechamento utilizado.

Condições de contorno

É necessário fornecer condições de contorno inferior e de superfície para as equações de momento, calor, sal (Eqs. 1 a 4), ECT e dissipação (Eqs. 7 e 8).

Na superfície os fluxos turbulentos de momento e calor podem ser obtidos de duas formas (i) prescritos (como valores constantes ou lidos de um arquivo) ou (ii) estimados utilizando dados meteorológicos padrão (Fairall et al., 1996). Os parâmetros necessários para estimar os fluxos turbulentos são: temperatura da superfície do mar, temperatura do ar, umidade do ar e o vetor velocidade do vento.

Fluxos turbulentos de momento na superfície:

$$\tau_x = \rho_0 v_t \frac{\partial u}{\partial z}, \quad \tau_y = \rho_0 v_t \frac{\partial v}{\partial z} \quad \text{para } z = \zeta \quad (14)$$

Fluxo turbulento de calor total na superfície ($Q_{\text{tot}} = Q_E + Q_H + Q_B$)

$$\frac{Q_E + Q_H + Q_B}{\rho_0 c_p} = v'_t \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad \text{para } z = \zeta \quad (15)$$

onde, Q_E é o fluxo de calor latente, Q_H é o fluxo de calor sensível e Q_B é a radiação de onda longa emitida pelo oceano.

Para o fluxo turbulento de salinidade de superfície, que é determinado pelo fluxo de água fresca na superfície, é necessário calcular a diferença entre a evaporação (q_E) e a precipitação (q_P):

$$\frac{S(q_E - q_P)}{\rho_0(0)} = v'_t \frac{\partial S}{\partial z} \quad \text{para } z = \zeta \quad (16)$$

Para integrações por pouco tempo o fluxo de água fresca pode ser desprezado quando comparado ao fluxo de calor na superfície. Dessa forma, neste trabalho, o fluxo de salinidade será considerado desprezível.

Para as quantidades turbulentas utiliza-se, usualmente, como condição de fronteira, a “Lei da Parede”, tanto na superfície quanto no fundo. Para aplicações oceanográficas, é comum a aplicação de condições do tipo Dirichlet ou Neumann ou condições misturadas, derivadas da lei da parede. A condição de contorno de Dirichlet para κ e ε tem a seguinte forma:

$$\kappa(z') = \frac{u_*^2}{\sqrt{c_\mu^0}} \quad (17)$$

$$\varepsilon(z') = \frac{|u_*|}{\kappa(z' + z_0)} \quad (18)$$

onde u_* é a escala característica de velocidade, z' é a distância a fronteira e z_0 é a espessura da subcamada viscosa.

A condição de contorno de Neumann para κ e ε tem a seguinte forma:

$$\frac{v_t}{\sigma_k} \frac{\partial \kappa}{\partial z} = 0 \quad (19)$$

$$\frac{v_t}{\sigma_\varepsilon} \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} = - (c_\mu)^{3/4} \frac{v_t}{\sigma_\varepsilon} \frac{\kappa^{3/2}}{\kappa(z' + z_0)} \quad (20)$$

Como condições de contorno inferior, para as componentes da velocidade horizontal é aplicada a condição de fronteira “no-slip”:

$$u = v = 0 \quad \text{para } z = -H \quad (21)$$

Para temperatura e salinidade é usada como condição de fronteira inferior, a condição de não fluxo:

$$v'_t \frac{\partial \theta}{\partial z} = v'_t \frac{\partial S}{\partial z} = 0 \quad \text{para } z = -H \quad (22)$$

Efeitos de ondas internas e de superfície

Com o intuito de investigar os efeitos das ondas internas e de superfície na CMO serão utilizadas algumas rotinas, já existentes no GOTM, que parametrizam esses efeitos.

O efeito da quebra das ondas de superfície pode ser incorporado utilizando, a expressão abaixo, como condição de contorno de superfície em substituição a expressão (19), conforme Craig and Banner (1994):

$$\frac{v_t}{\sigma_k} \frac{\partial \kappa}{\partial z} = c_\omega (u_*)^3 \quad \text{para } z = 0 \quad (23)$$

onde u_* é a escala característica de velocidade e c_ω é um parâmetro empírico que depende da “idade da onda”. Como condição de contorno inferior continua válida a expressão (19).

O efeito das ondas internas pode ser incorporado ao modelo somando ao termo de cisalhamento médio, M^2 , do termo de produção por cisalhamento (expressão 9) um termo de cisalhamento das ondas internas (relacionado a frequência de Brunt_vaisala, N^2):

$$P = \nu_t (M^2 + 0,7N^2) \quad (24)$$

Outras formas de incorporar os efeitos das ondas curtas na turbulência da CMO serão testadas no desenvolvimento deste projeto.

1.4. Discussão

O interesse maior desta pesquisa é investigar numericamente o papel dos fluxos de superfície, com ênfase no fluxo de momento e de calor latente, no desenvolvimento da camada de mistura oceânica em dois locais ao longo do equador, utilizando o modelo de turbulência unidimensional GOTM.

É importante salientar que o código de modelo GOTM assim como os dados das bóias PIRATA já se encontram no Laboratório de Ar-Mar do DCA da USP. O Grupo de Micrometeorologia, do qual faz parte o Laboratório de Ar-Mar, tem experiência na utilização de modelos de turbulência de fechamento de segunda ordem e de LES (*Large Eddy Simulation*) aplicados para a atmosfera (Oliveira et al., 2004; Marques Filho, 2004; Marques Filho et al. 2003; entre outros).

Esse projeto também beneficiará o projeto FluTuA (Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico) pois pretende-se, no futuro, quando já tivermos coletados dados, através do FluTuA no Arquipélago de São Paulo e São Pedro, aplicarmos esse modelo para aquele local.

1.5. Cronograma de execução

Atividades	Período
Cursos, pesquisa bibliográfica, familiarização com o código do GOTM.	Março de 2007 a março de 2008.
Exame de Qualificação.	Abril de 2008.
Realização das simulações, análise dos resultados e redação da dissertação.	Maior de 2008 a março de 2009.

2. Atividades realizadas

A seguir são mostradas as atividades realizadas durante o período de março a outubro de 2006.

2.1. Realização de cursos

Até setembro de 2007 foram concluídos 64% dos créditos necessários para apresentação da dissertação de mestrado, sendo que oito créditos, referentes a uma disciplina com término em agosto, aguardam avaliação final para liberação. Em dezembro, espera-se ter finalizado os créditos necessários para apresentação de dissertação (Figura 1).

Sigla	Nome da Disciplina	Início	Término	Carga Hor.	Cred.	Freq.	Conc.	Exc.	Sit. Matric.
IOF5857-1	Dinâmica de Fluidos Geofísicos I	05/03/2007	27/05/2007	120	8	78.00	B	N	Concluída
IOF5841-5	Oceanografia Física	05/03/2007	27/05/2007	120	0	0.00	-	N	Matrícula cancelada
AGM5713-7	Dinâmica da Atmosfera I	06/03/2007	07/05/2007	90	6	81.00	B	N	Concluída
AGM5716-7	Termodinâmica da Atmosfera	06/03/2007	07/05/2007	90	6	88.00	B	N	Concluída
AGM5714-6	Dinâmica da Atmosfera II	08/05/2007	09/07/2007	90	6	95.00	A	N	Concluída
AGM5706-8	Meteorologia Sinótica	09/05/2007	10/07/2007	90	6	95.00	A	N	Concluída
PME5418-2	Modelagem de Turbulência para CFD	11/06/2007	02/09/2007	120	0	0.00	-	N	Aguardando avaliação
AGM5804-8	Micrometeorologia	06/08/2007	18/11/2007	150	0	0.00	-	N	Cursando
AGG5900-7	Preparação Pedagógica	28/08/2007	10/12/2007	15	0	0.00	-	N	Matrícula cancelada

Créditos mínimos exigidos	Para Exame de Qualificação	Para Depósito de Dissertação/Tese	Créditos obtidos	
Disciplinas:	33	50	Disciplinas:	32
Atividades Programadas:	0	0	Atividades Programadas:	0
Seminários:	0	0	Seminários:	0
Estágios:	0	0	Estágios:	0
Total:	33	50		32

Figura 1- quadros sobre a situação das disciplinas cursadas até final de setembro de 2007. Fonte: Sistema Fênix - USP.

3. Andamento do projeto de pesquisa de mestrado

Até o presente momento, os esforços se concentraram na interação de assuntos que implicam na motivação do projeto de pesquisa de mestrado através de pesquisas bibliográficas.

No presente momento (setembro de 2007), deu-se início ao processo de familiarização com o modelo GOTM através do manual deste (disponível no site www.gotm.net), da tese de doutorado de um dos autores do modelo (Burchard, 2002b), na qual contém todo o embasamento teórico e experimental do GOTM, e no estudo do código fonte. Com isso, espera-se realizar os primeiros testes com o modelo em novembro e, até a data de qualificação, espera-se ter obtido alguns resultados do estudo.

4. Participações e apresentações em eventos

Segue a relação de eventos científicos com participação e apresentação de trabalhos:

- Participação como ouvinte do III Workshop Internacional de Túneis de Vento – abril de 2007;
- Apresentação de painel no XII Simpósio de Iniciação Científica do IAG – maio de 2007;
- Apresentação de seminário sobre o projeto de mestrado para o Grupo de Micrometeorologia do IAG – maio de 2007;
- Apresentação de painel no VII Simpósio sobre Ondas e Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite – outubro de 2007.

5. Referências bibliográficas

- Axell, L. and O. Liungman, 2001: A one-equation turbulence model for geophysical applications: Comparison with data and the *k-epsilon* model. *Environmental Fluid Mechanics*, **1**, 71-106.
- Baumert, H. and H. Peters, 2000: Second-moment closures and length scales for weakly stratified turbulent shear flows. *J. Geophys. Res.*, **105**, 6453-6468.
- Bolding, K., H. Burchard, T. Pohlmann, and A. Stips, 2002: Turbulent mixing in the Northern North Sea: a numerical model study. *Cont. Shelf Res.*, **22**, 2707-2724.
- Burchard, H., 2001: Note on the q^2l equation by Mellor and Yamada [1982]. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 1377-1387.
- Burchard, H., 2002a: Energy-conserving discretisation of turbulent shear and buoyancy production. *Ocean Modelling*, **4**, 347-361.

- Burchard, H., 2002b: *Applied Turbulence Modelling in Marine Waters*, no. 100 in Lecture Notes in Earth Sciences, Springer.
- Burchard H. and H. Baumert, 1995: On the performance of a mixed-layer model based on the *k-epsilon* turbulence closure. *J. Geophys. Res.*, **100**, 8523-8540.
- Burchard, H and J-M Beckers, 2004: Non-uniform adaptive vertical grids in one-dimensional numerical ocean models. *Ocean Modelling*, **6**, 51-81.
- Burchard, H. and K. Bolding, 2001: Comparative analysis of four second-moment turbulence closure models for the oceanic mixed layer. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 1943-1968.
- Burchard, H. and O. Petersen, 1999: Models of turbulence in the marine environment - A comparative study of two-equation turbulence models. *J. Mar. Sys.*, **21**, 29-53.
- Burchard, H., K. Bolding and M.R. Villarreal, 1999: *GOTM – a general ocean turbulence model. Theory, applications and test cases*. Report EUR 18745 EM, European Commission, 103 pp.
- Burchard, H., K. Bolding, T. P. Rippeth, A. Stips, J. H. Simpson, and J. Sündermann, 2002: Microstructure of turbulence in the Northern North Sea: A comparative study of observations and model simulations. *Journal of Sea Research*, **47**, 223-238.
- Carton, J.A., X. Cao, B.S. Giese, and A. M. da Silva, 1996: Decadal and interannual SST variability in the tropical Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, 1165-1175.
- Chang, P., R. Saravanan, L. Ji, and G.C. Hegerl, 2000: The effect of local sea surface temperatures on atmospheric circulation over the tropical Atlantic sector. *J. Climate*, **13**, 2195-2216.
- Craig, P.D. and M.L. Banner, 1994: Modelling wave-enhanced turbulence in the ocean surface layer. *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, 2546-2559.
- Fairall, C.W., A.A. Grachev, A.J. Bedard, and R.T. Nishiyama 1996: *Wind, wave, stress, and surface roughness relationships from turbulence measurements made on R/P FLIP in the SCOPE experiment*. NOAA Tech. Memo ERL ETL-268, 37pp.
- Fofonoff, N.P. and R. C. Millard, 1983: Algorithms for the computation of fundamental properties of seawater. *Unesco technical papers in marine sciences*, **44**, 1-53.
- Hastenrath, S., 1991: *Climate Dynamics of the Tropics*. Kluwer Academic, 488 pp.
- Marques Filho, E.P., 2004: Investigação da CLP convectiva com modelo LES aplicado a dispersão de poluentes. Tese de Doutorado, Departamento de Ciências Atmosféricas, IAG-USP, 128 pp.

- Marques, E.P., A.P. Oliveira, H.A. Karam, e U. Rizza, 2003: Simulação Numérica do Transporte de um Poluente Inerte e Passivo na CLP Convectiva através de um modelo LES. *Revista Ciência e Natura*, **1**, 83-96.
- Mechoso, C.R., S.W. Lyons and J. A. Spahr, 1990: The impact of sea surface temperature anomalies in the rainfall over Northeast Brazil. *J. Climate*, **3**, 812-826.
- Mellor, G.L., 2001: One-dimensional, ocean surface layer modeling, a problem and a solution. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 790-803.
- Moura, A.D and J. Shukla, 1981: On the dynamics of droughts in Northeast Brasil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2635-2675.
- Oliveira, A. P.; J. Soares, H.A. Karam, M.M.R. Pereira and E.P. Marques Filho, 2004: Numerical modeling of the planetary boundary layer. *Engenharia térmica*, **5**, 74-83.
- Philander, S.G.H., 1990: *El Niño, La Niña and the Southern Oscillation*. Academic Press, 293 pp.
- Thorpe, S.A, 2004: RECENT DEVELOPMENTS IN THE STUDY OF OCEAN TURBULENCE. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **32**, 91-109.
- Wainer, I and J. Soares, 1997: North northeast rainfall and its decadal-scale relationship to wind stress and sea surface temperature. *Geophys. Res. Letters*, **24**, 277-280.
- Wang, J. and J. A. Carton, 2003: Modeling climate variability in the tropical Atlantic atmosphere. *J. Climate*, **16**, 3858-3876.