AVALIAÇÃO DE DUAS PARAMETRIZAÇÕES DE DIFUSÃO TURBULENTA EM UM EVENTO DE LINHA DE INSTABILIDADE UTILIZANDO O MODELO ATMOSFÉRICO RAMS

Shirley Marques Lima

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DA COORDENAÇÃO DOS PROGRAMAS DE PÓS-GRADUAÇÃO DE ENGENHARIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL.

Aprovada por:

Prof. Otto Corrêa Rotunno Filho, Ph.D.

Prof. Isimar de Azevedo Santos, D.Sc.

Prof. Cláudio Freitas Neves, Ph.D.

Prof. Edilson Marton, D.Sc.

Dr. Gustavo Carlos Juan Escobar, D.Sc.

Prof. Wallace Figueiredo Menezes, D.Sc.

RIO DE JANEIRO, RJ – BRASIL MARÇO DE 2004

LIMA, SHIRLEY MARQUES

Avaliação de Duas Parametrizações de Difusão Turbulenta em Um Evento de Linha de Instabilidade Utilizando o Modelo Atmosférico RAMS [Rio de Janeiro] 2004.

XIX, 134 p. 29,7 cm (COPPE/UFRJ, M.Sc., Engenharia Civil, 2004)

Tese – Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE

- 1. Linha de Instabilidade
- 2. Modelagem Atmosférica
- 3. Difusão Turbulenta

I. COPPE/UFRJ II. Título (série)

Dedico esta Tese aos meus pais Elisiário e Maria Eunice e ao meu namorado Edcarlos.

AGRADECIMENTO

Aos meus pais, Elisiário e Maria Eunice, pela minha formação, pelo amor e apoio ilimitados.

Ao meu namorado, Edcarlos, por aceitar minha ausência em diversas ocasiões com paciência e compreensão.

Ao meu irmão Wagner, pelo cuidado e acolhimento em sua casa no período de conclusão deste trabalho.

Aos professores Otto e Isimar, minha eterna gratidão pelo apoio e dedicação durante a elaboração desta tese.

À professora Justi, pelo incentivo e apoio desde a minha chegada à UFRJ.

Ao professor Pedro Dias, pelas sugestões valiosíssimas.

A minha grande amiga Gilmara, por ter viabilizado a entrega desta dissertação aos membros da banca examinadora.

Ao colega Igor, por estar sempre disponível para ajudar a solucionar problemas relativos à instalação e funcionamento do modelo RAMS.

Aos colegas do Laboratório de Hidrologia, Joecila, Leandro e Celso por terem ajudado na formatação do texto.

Aos amigos do Alerta Rio pelo incentivo durante a realização deste trabalho.

Aos colegas do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, em especial à Kelen, ao Gustavo, ao João Gerd, à Adma, ao Paulo Kubota, ao André, ao Tiago e ao Nando pelo companheirismo. Às bibliotecárias do CCMN (UFRJ), em especial à Cláudia e Conceição e do CPTEC (INPE), em particular à Alice e à Valdirene, pela atenção e ajuda. Ao Laboratório de Prognósticos em Mesoescala (LPM) e à Furnas Centrais Elétricas S.A., por me proporcionarem o engajamento no grupo de pesquisa.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, em particular ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, pelo apoio na fase final deste trabalho.

Neste espaço, peço licença aos leitores deste trabalho, principalmente aos não religiosos, para transcrever uma oração que muito me confortou principalmente na fase de conclusão desta tese, em momentos em que me encontrei triste por estar longe da minha família, do meu namorado e dos meus amigos.

Um certo dia decidi colar esta mensagem na parede do meu quarto e sempre que sentia a solidão e a depressão querendo se aproximar, lia esta mensagem:

"Mas tu, quando orares, entra no teu aposento e fechando a tua porta, ora a Teu Pai que está em oculto; e teu Pai, que vê secretamente, te recompensará. E orando não useis de vãs repetições, como os gentios que pensam que por falarem serão ouvidos. Porque vosso Pai sabe o que vos é necessário, antes de vós lho pedirdes. Portanto vós orareis assim:

PAI NOSSO

QUE ESTAIS NO CÉU, SANTIFICADO SEJA O VOSSO NOME; VENHA A NÓS O VOSSO REINO, SEJA FEITA A VOSSA VONTADE, ASSIM NA TERRA COMO NO CÉU; O PÃO NOSSO DE CADA DIA NOS DAI HOJE E PERDOAI-NOS AS NOSSAS OFENSAS ASSIM COMO NÓS PERDOAMOS A QUEM NOS TEM OFENDIDO; E NÃO NOS DEIXEIS CAIR EM TENTAÇÃO, MAS LIVRAI-NOS DO MAL. AMÉM." Resumo da Tese apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M.Sc.)

AVALIAÇÃO DE DUAS PARAMETRIZAÇÕES DE DIFUSÃO TURBULENTA EM UM EVENTO DE LINHA DE INSTABILIDADE UTILIZANDO O MODELO ATMOSFÉRICO RAMS

Shirley Marques Lima

Março / 2004

Orientadores: Otto Corrêa Rotunno Filho Isimar de Azevedo Santos

Programa: Engenharia Civil

O estudo de sistemas convectivos de mesoescala (SCM's) e dos fenômenos associados a esses sistemas tem se tornado freqüente, uma vez que os SCM's atingem, muitas vezes, regiões do globo economicamente importantes. Neste trabalho, procurouse detectar sinais da ocorrência de ventos intensos e precipitação associados a uma linha de instabilidade pré-frontal. A abordagem metodológica incluiu o emprego do modelo *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS) - V.4.3. Mais especificamente, investigou-se a importância dos esquemas de parametrização de Mellor-Yamada e deformação anisotrópica para difusão turbulenta e seus efeitos nas condições atmosféricas. A qualidade dos prognósticos de precipitação e ventos intensos foi avaliada para um evento ocorrido em 07 de setembro de 2002 na região da bacia do rio Paraíba do Sul.

Os resultados indicaram que o esquema de deformação anisotrópica apresentou valores de umidade específica do ar menores, para o ambiente em níveis baixos e médios da atmosfera, do que a parametrização segundo Mellor-Yamada. De modo geral, ambos os métodos conseguiram, de forma satisfatória, simular aspectos sinóticos referentes ao evento analisado, além de apresentarem indicativos associados à formação da linha de instabilidade.

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.)

EVALUATION OF TWO TURBULENT DIFFUSION PARAMETERIZATIONS IN A CASE OF SQUALL LINE USING THE ATMOSPHERIC MODEL RAMS

Shirley Marques Lima

March / 2004

Advisors: Otto Corrêa Rotunno Filho Isimar de Azevedo Santos

Department: Civil Engineering

The study of mesoscale convective systems (MCS) and their associated phenomena has been increasingly addressed, since MCS often hit economically important regions of the world. The present work attempts to detect signs of intense wind velocities and precipitation associated to a prefrontal squall line. The methodological approach included the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) – V.4.3. More specifically, it was investigated the importance of the parameterization schemes of Mellor-Yamada and anisotropic deformation for turbulent diffusion and its effects on the atmospheric conditions. The quality of forecasting precipitation and intense winds was evaluated for an event that occurred on September $7^{\text{th}}_{--,2}$ 2002 at Paraiba do Sul river watershed.

The results indicated that the anisotropic deformation scheme presented lower water contents in the air for the environment at low and middle atmospheric levels in comparison to Mellor-Yamada parameterization scheme. In the main, both methods achieved a representative simulation scenario for the synoptic characteristics of the analyzed event, including the indications associated to the prefrontal squall line.

ÍNDICE

_AGRADECIMENTO	iv
RESUMO	vii
ABSTRACT	viii
LISTA DE FIGURAS	xi
LISTA DE TABELAS	xvi
LISTA DE ABREVIATURAS	xvii
LISTA DE SÍMBOLOS	xviii
_1INTRODUÇÃO	1
_2FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	4
_2.1Sistemas Convectivos de Mesoescala	4
2.1.1 - Células Isoladas	7
2.1.2 - Multicélulas	11
_2.1.3Supercélulas	14
_2.2Linhas de Instabilidade	14
_2.3Ambientes Favoráveis à formação de Sistemas Convectivos	
2 4- Aspectos Gerais de Camada Limite e Turbulência	18
2.4.1 - Camada Limite	
2.4.2 - Turbulência	
2.4.2.1Geração e Manutenção da Turbulência A	tmosférica
2 4 2 2 - Os Efeitos da F	stabilidade
25	5000111000
2.4.2.3 - Aproximação de flux	o gradiente
27	0
2.4.2.4Aproximação de mistura turbulenta e pert	fis de vento
_2.4.2.5Energia Cinética 30	Turbulenta
2.5- Difusão Turbulenta no RAMS	21
2.5-1 - Difusão Turbulenta Regundo Mellor e Vamada	
2.5.1 - Drusao Furbulenci Segundo Menor e Furbulancia 2.5.2 - Parametrização de Turbulência por Deformação Anisotrónic	
	u
3. METODOLOGIA	
3.1- O Modelo RAMS	40
3 2- Experimentos com o Modelo RAMS	
3 3- Dados de Reanálise do NCEP	τ2 ΔΔ
3.4- Dados para verificação	
· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	

_4DESCRIÇÃO GERAL DA BACIA	. 46
_5APRESENTAÇÃO DE RESULTADOS	. 52
-5.1 - Descrição geral do caso-	. 53
_5.3 Resultados relevantes obtidos nas simulações na grade de 27 km	. 73
_5.4Análise em Mesoescala	. 83
_6CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	104
_REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	107
_APÊNDICE A - MODELAGEM ATMOSFÉRICA	117
_APÊNDICE B - EQUAÇÕES DO MODELO RAMS	126
_APÊNDICE C - REPORTAGENS SOBRE O EVENTO DO DIA 07/09/2002	129
_APÊNDICE D – PARÂMETROS E ÍNDICES EM UMA SONDAGEM	132

LISTA DE FIGURAS

- Figura 2.1 Célula convectiva isolada em estágio de desenvolvimento.
- Figura 2.2 Nuvem em estágio de maturidade.
- Figura 2.3 Correntes descendentes avançam junto ao solo como uma cunha fria.
- Figura 2.4 Cumulunimbus em fase de dissipação.
- Figura 2.5 Esquema da estrutura elétrica de uma nuvem cumulunimbus; sinais positivos e negativos indicam a polaridade da carga.
- Fig. 2.6 Modelo de estruturas eletrostáticas: (a) no interior da nuvem; (b) entre a nuvem e a superfície.
- Figura 2.7 Esquema de uma tempestade multicelular.
- Figura 2.8 Estrutura elétrica e a evolução de descargas atmosféricas em uma tempestade multicelular na fase madura (a) e (b) e no estágio de dissipação em (c) e (d).
- Figura 2.9 Espessura da camada limite entre os centros de alta e baixa pressão em superfície. As setas finas indicam subsidência, a seta vertical representa movimento ascendente e as setas brancas na horizontal indicam regiões de movimentos divergentes associados à alta pressão e convergentes relativos à baixa pressão.
- Figura 2.10 Brisas de montanha e de vale.
- Figura 2.11 Brisas terrestre e marítima.

- Figura 2.12 Escalas espacial e temporal características de sistemas de micro e mesoescala.
- Figura 2.13 Perfil do vento.
- Figura 3.1 Configuração de um sistema de previsão de tempo a curto prazo.
- Figura 3.2 Mapa de localização das plataformas de coletas de dados (PCD's) do INPE na bacia do rio Paraíba do Sul.
- Figura 4.1 Mapa de localização da bacia do rio Paraíba do Sul.
- Figura 4.2 Mapa político-administrativo da bacia do rio Paraíba do Sul.
- Figura 4.3 Distribuição das classes de vegetação e uso do solo.
- Figura 4.4 Concentração e principais usos da água.
- Figura 4.5 Vista do rio Paraíba do Sul, trecho médio.
- Figura 5.1 Velocidade do vento máximo registrado nas estações de Paraibuna, Cunha e São José do Barreiro.
- Figura 5.2 Chuva acumulada registrada nas estações de Paraibuna, Cunha e São José do Barreiro.
- Figura 5.3 Temperatura do ar nas estações de Paraibuna, Cunha e São José do Barreiro, TMC e TMCD.
- Figura 5.4 Umidade relativa do ar nas estações de Paraibuna, Cunha e São José do Barreiro, URC e URCD.

- Figura 5.5 Temperatura do ar nas estações de Paraibuna, Cunha e São José do Barreiro.
- Figura 5.6 Imagens do satélite GOES 8 no canal do infravermelho do dia 07/092002 às (a) 03 TMG, (b) 09 TMG, (c) 12 TMG e (d) 15 TMG.
- Figura 5.7 Análise das 18 TMG de 06/09/2002 para os campos de (a) vento em m/s em superfície e temperatura potencial equivalente em K em 850 hPa, (b) pressão reduzida ao nível médio do mar em hPa e razão de mistura em superfície em g/kg, (c) linha de corrente e magnitude em m/s em 250 hPa, (d) vento em m/s e temperatura do ar em °C na superfície, (e) vento em m/s e umidade relativa em 700 hPa e (f) vento em m/s e umidade relativa em 500 hPa.
- Figura 5.8 Análise das 00 TMG de 07/09/2002 para os campos de (a) vento em m/s em superfície e temperatura potencial equivalente (K) em 850 hPa, (b) pressão reduzida ao nível médio do mar em hPa e razão de mistura em superfície em g/kg, (c) linha de corrente e magnitude em m/s em 250 hPa, (d) vento em m/s e temperatura do ar em °C na superfície, (e) vento em m/s e umidade relativa em 700 hPa e (f) vento em m/s e umidade relativa em 500 hPa.
- Figura 5.9 Análise das 06 TMG de 07/09/2002 para os campos de (a) vento em superfície e temperatura potencial equivalente em 850 hPa, (b) pressão reduzida ao nível médio do mar e razão de mistura em superfície, (c) linha de corrente e magnitude em 250 hPa, (d) vento e temperatura do ar em superfície, (e) vento e umidade relativa em 700 hPa e (f) vento e umidade relativa em 500 hPa.
- Figura 5.10 Análise das 12 TMG de 07/09/2002 para os campos de (a) vento em m/s em superfície e temperatura potencial equivalente (K) em 850 hPa, (b) pressão reduzida ao nível médio do mar em hPa e razão de mistura em superfície em g/kg, (c) linha de corrente e magnitude em m/s em 250 hPa, (d) vento em m/s e temperatura do ar em °C na superfície, (e) vento

e umidade relativa em 700 hPa e (f) vento e umidade relativa em 500 hPa.

- Figura 5.11 Análise das 18 TMG de 07/09/2002 para os campos de (a) vento em superfície e temperatura potencial equivalente em 850 hPa e(b) pressão reduzida ao nível médio do mar em hPa e razão de mistura em superfície.
- Figura 5.12 Campos de pressão ao nível médio do mar (hPa) e razão de mistura para o dia 06/09/2002 às 18 TMG: (a) análise, (b) Mellor-Yamada e (c) deformação anisotrópica.
- Figura 5.13 Campos de pressão ao nível médio do mar e razão de mistura para o dia 07/09/2002 às 00 TMG: (a) análise, (b) Mellor-Yamada e (c) deformação anisotrópica.
- Figura 5.14 Campos de vento em superfície (m/s) e temperatura potencial equivalente em 850 hPa para o dia 07/09/2002 às 06 TMG: (a) análise, (b) Mellor-Yamada e (c) deformação anisotrópica.
- Figura 5.15 Campos de vento e umidade relativa em 700 hPa para o dia 07/09/02002 às 06 TMG: (a) análise, (b) Mellor-Yamada e (c) deformação anisotrópica.
- Figura 5.16 Campos de vento e umidade relativa em 700 hPa para o dia 07/09/02002 às 12 TMG: (a) análise, (b) Mellor-Yamada e (c) deformação anisotrópica.
- Figura 5.17- Taxa de precipitação (mm/h) simulada por (a) Mellor-Yamada para o dia 06/09/2002 às 18 TMG; (b) deformação anisotrópica para o dia 06/09/2002 às 18 TMG; (c) Mellor-Yamada no dia 07/09/2002 às 00 TMG, (d) deformação anisotrópica para o dia 07/09/2002 às 00 TMG, (e) Mellor-Yamada para o dia 07/09/2002 às 06 TMG; (f) deformação anisotrópica para o dia 07/09/2002 às 06 TMG; (g) Mellor-Yamada para o dia 07/09/2002 às 12 TMG e (h) deformação anisotrópica para o dia 07/09/2002 às 12 TMG

- Figura 5.18 Imagem do radar de São Paulo do dia 7 de setembro de 2002 nos horários locais de (a) 00:07h, (b) 01:07h, (c) 02:37h, (d) 03:12h, (e) 03:47h, (f) 04:27h, (g) 05:37h e (h) 06:37h.
- Figura 5.19 Sondagem atmosférica: (a) para o dia 06/09/2002 às 12 TMG Estação do Campo de Marte (SP), (b) para o dia 06/09/2002 às 12 TMG Estação do Galeão (RJ), (c) para o dia 07/09/2002 às 12 TMG Estação do Campo de Marte (SP) e (d) para o dia 07/09/2002 às 12 TMG Estação do Galeão (RJ).
- Figura 5.20 Campo de vento em superfície do dia 07/09/2002 simulado pelo modelo RAMS com a grade de 9km de resolução utilizando a parametrização de (a) Mellor-Yamada às 05 TMG, (b) deformação anisotrópica às 05 TMG, (c) Mellor-Yamada às 06 TMG, (d) deformação anisotrópica às 06 TMG, (e) Mellor-Yamada às 07 TMG, (f) deformação anisotrópica às 07 TMG, (g) Mellor-Yamada às 08 TMG e (h) deformação anisotrópica às 08 TMG.
- Figura 5.21 Campo de vento em 700 hPa do dia 07/09/2002 simulado pelo modelo RAMS com a grade de 9km de resolução utilizando a parametrização de (a) Mellor-Yamada às 05 TMG, (b) deformação anisotrópica às 05 TMG,
 (c) Mellor-Yamada às 06 TMG, (d) deformação anisotrópica às 06 TMG,
 (e) Mellor-Yamada às 07 TMG, (f) deformação anisotrópica às 07 TMG,
 (g) Mellor-Yamada às 08 TMG e (h) deformação anisotrópica às 08 TMG.
- Figura 5.22 Taxa de precipitação (mm/h) simulada para o dia 07/09/2002 por (a) Mellor-Yamada às 03 TMG; (b) deformação anisotrópica às 03 TMG; (c) Mellor-Yamada às 04 TMG, (d) deformação anisotrópica às 04 TMG, (e) Mellor-Yamada às 05 TMG; (f) deformação anisotrópica às 05 TMG; (g) Mellor-Yamada às 06 TMG, (h) deformação anisotrópica às 06 TMG, (i) Mellor-Yamada às 07 TMG; (j) deformação anisotrópica às 07 TMG; (l) Mellor-Yamada às 08 TMG e (m) deformação anisotrópica às 08 TMG.

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1	Definição de um complexo convectivo de mesoescala baseada em
	imagens de satélite no infravermelho.

- Tabela 3.1Configuração espacial e temporal das simulações.
- Tabela 3.2Dimensão da grade vertical das simulações.
- Tabela 3.3Parametrizações básicas utilizadas nas simulações.

LISTA DE ABREVIATURAS

CCM	Complexo Convectivo de Mesoescala.
CISK	Condicional Instability of Second Kind.
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.
PCD	Plataforma de Coleta de Dados.
RAMS	Regional Atmospheric Modeling System.
SAISP	Sistema de Alerta a Inundações da Cidade de São Paulo.
SCM	Sistema Convectivo de Mesoescala.
TMC	Temperatura Média Climática
TMCD	Temperatura Nédia Climática adicionada do Desvio
TMG	Tempo Médio de Greenwich.
URC	Umidade Relativa Climática
URCD	Umidade Relativa Climática adicionada do Desvio

LISTA DE SÍMBOLOS

<i>a</i>	constante empírica.
A_{-n-}	constantes empíricas.
<i>B</i> _{-<i>n</i>-}	constantes empíricas.
C_{-n-}	constantes empíricas.
CS _{-X}	_coeficientes de ajuste.
\mathcal{CS}_{-Z}	_coeficientes de ajuste.
$\overleftrightarrow{D_{ij}}$	componente i, j do tensor de deformação média.
$ D_{-h-} $	magnitude do tensor deformação na horizontal.
$ D_{-\nu-} $	magnitude do tensor deformação na vertical.
е	energia cinética turbulenta.
g	gravidade.
G_{-u}	_gradiente vertical da componente zonal.
G_{-v}	-gradiente vertical da componente meridional.
G_{-m}	_gradiente vertical do momentum.
G_{-h}	_gradiente vertical do calor.
H(N)	contribuição de convecção na produção de turbulência.
K_{-e}	difusividade turbulenta vertical para a energia cinética.
K_{-m-}	difusividade turbulenta vertical para o momentum.
K_{-h-}	difusividade turbulenta vertical para o calor.
- K _{mij} _	coeficiente de difusividade turbulenta para o momentum i na direção j.
$K_{\phi i}$	coeficiente de difusividade turbulenta para o escalar ϕ na direção i.
K_{-mh}	coeficiente de difusividade turbulenta para o momentum na horizontal.
K_{-mv}	coeficiente de difusividade turbulenta para o momentum na vertical.
- $K_{\phi h}$	coeficiente de difusividade turbulenta para o escalar na horizontal.
$K_{\phi v}$	coeficiente de difusividade turbulenta para o escalar na vertical.
K_{-a}	constante definida pelo usuário do modelo.
l	escala de comprimento turbulento.
LI	linha de instabilidade.
Ν	freqüência de flutuação.
P_{-b}	_produção de flutuação.

Ps	produção de cisalhamento.
Ri	número de Richardson.
S_{-m-}	difusividade turbulenta para o momentum.
S_{-h}	_difusividade turbulenta para o calor.
S_{-e-}	constante empírica.
t	tempo.
u	componente x da velocidade (zonal).
$\overline{u_i'u_j'}$	fluxo turbulento transportando o momentum u_{-j-} através do momentum
u_ _{i.}	
$\overline{u_i'}\phi'$	fluxo turbulento transportando o escalar ϕ através do momentum u _{-i}
v	componente y da velocidade (meridional).
W	componente z da velocidade (ascendente).
x	distância na direção leste.
у	distância na direção norte.
Z	distância na direção para cima.
Z_0_	comprimento de rugosidade.
Δx	espaçamento de grade na direção x.
Δy	espaçamento de grade na direção y.
Δz	espaçamento de grade na direção z.
З	termo de dissipação.
Θ	temperatura potencial
\varTheta_{-v}	_temperatura potencial virtual.
κ	constante de Von Karman.
$ ho_{-0-}$	densidade do ar no estado básico.
ϕ	escalar.

1. INTRODUÇÃO

A meteorologia é a ciência que estuda a atmosfera e o movimento da água no ar em seus diferentes estados, enquanto que a hidrologia é a ciência que enfatiza o estudo da distribuição e a ocorrência de água no solo e sob a superfície da terra. Ambas ciências estão envolvidas no ciclo hidrológico, movimento contínuo de todas as formas de água.

A hidrometeorologia compreende, principalmente, os balanços hídricos e energéticos que se verificam entre a atmosfera e a superfície terrestre, a termodinâmica da atmosfera, o mecanismo das perturbações meteorológicas, a física e a distribuição espaço-temporal das precipitações. A avaliação dos recursos hídricos disponíveis, dos impactos causados pela transformação do meio ambiente sobre os recursos e o projeto e operação de obras hidráulicas tem sido objeto de ação conjunta de hidrólogos e meteorologistas.

No caso de projetos hídricos para múltiplos usos, que incluem a geração de energia elétrica, abastecimento d' água, irrigação, controle de cheias, navegação, entre outros, os conhecimentos hidrometeorológicos são fundamentais para a operação hidráulica eficiente dos reservatórios. A estimativa de chuvas intensas, com a correspondente previsão de cheias, aliada a uma maior compreensão dos fenômenos meteorológicos causadores dessas precipitações sobre as bacias fornecem mais segurança à tomada de decisões operativas e permitem obter maiores benefícios a partir dos recursos econômico-financeiros disponíveis.

Os sistemas de alerta de chuvas intensas tornam-se de extrema importância nas grandes metrópoles, pois visam prover os centros urbanos com um mecanismo capaz de facultar, ao poder público e à população em geral, a adoção de medidas preventivas emergenciais direcionadas à mitigação das conseqüências negativas decorrentes dos prováveis acidentes (BELASSIANO et al., 2000).

Do mesmo modo, a aplicação da meteorologia no setor elétrico é de fundamental importância para as atividades de planejamento, construção, operação e manutenção dos sistemas de geração, transmissão e distribuição de energia (GEWEHR, 1996). SARAIVA et al. (2003) menciona a importância de dados meteorológicos confiáveis, além das previsões de tempo e clima, imagens de satélite e alertas meteorológicos e cita ainda que um exemplo dessas aplicações são os alertas de temporais que permitem, às

equipes de manutenção e de controle de cheias, uma programação das escalas de plantões.

A ocorrência de tempestades pode ocasionar a incidência de descargas atmosféricas no sistema de distribuição de energia elétrica ou na sua vizinhança, e, conseqüentemente, causar danos materiais em equipamentos e interrupções de energia aos consumidores.

Este trabalho, em particular, foi iniciado a partir do projeto de pesquisa "Sistema Integrado de Simulação Numérica da Atmosfera e de Avaliação de Prognóstico de Tempo, para a bacia do rio Paraíba do Sul", desenvolvido pelo departamento de Meteorologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro em conjunto com o departamento de Hidrologia de Furnas Centrais Elétricas S. A. Esse projeto foi criado devido ao interesse de Furnas na utilização dos conhecimentos meteorológicos com o objetivo de prevenir ou minimizar os prejuízos materiais e perdas humanas provenientes de tempos severos, por vezes, associados à ocorrência de precipitações intensas, rajadas de vento, granizos, entre outros.

Alguns casos tempo severo ocorrem devido à aproximação de um sistema frontal, que é responsável pelo desprendimento de células convectivas associadas a mecanismos de propagação à frente do sistema como um todo, gerando, assim, a chamada linha de instabilidade pré-frontal. As linhas de instabilidade desempenham importante papel no regime de chuvas no sudeste do Brasil. Vários estudos têm sido realizados com o objetivo de entender melhor este sistema, que em muitos casos, podem causar danos à população, principalmente nos centros urbanos (SILVA PAIVA e MENEZES, 2000).

A modelagem atmosférica é uma poderosa ferramenta para a realização de previsão de tempo. Porém é um processo que deve estar em contínua evolução para atender às necessidades dos diversos usuários, necessitando de investimentos em pesquisas e na qualificação de pessoal.

Para que os modelos numéricos possam fornecer previsões de tempo com qualidade é necessário que sejam realizados testes e ajustes, isto é, sejam feitas simulações de casos a fim de verificar se o modelo foi ou não capaz de captar sinais ou indicativos de determinado evento. Os resultados obtidos em tais simulações são uma resposta das interações entre os diferentes processos atmosféricos percebidos pelo modelo numérico. Desta forma, a melhoria da parametrização dessas interações, conseqüentemente, favorecem ao aumento da qualidade dos resultados. Neste sentido, a presente dissertação procura colaborar na criação e desenvolvimento de subsídios para uma melhoria da previsão de sistemas meteorológicos que atingem a região da bacia do rio Paraíba do Sul, devido a sua importância no contexto nacional.

Mais especificamente, o objetivo deste trabalho é investigar a importância da parametrização da difusão turbulenta e seus efeitos nas condições atmosféricas e avaliar se o modelo *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS) - V.4.3. seria capaz de simular sinais ou apresentar indicativos associados à linha de instabilidade pré-frontal para o evento ocorrido em 07 de setembro de 2002, que causou grandes transtornos em parte dos estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais.

No próximo capítulo, será apresentada uma revisão sobre os sistemas convectivos de mesoescala, ressaltando o sistema classificado como linha de instabilidade, que desempenha importante papel no regime de chuvas no sudeste do Brasil. Além disso, nesse mesmo capítulo, serão abordados aspectos gerais de camada limite e turbulência.

No Capítulo 3, será exposta a metodologia empregada nesta tese, incluindo o modelo atmosférico RAMS e, especialmente, as características básicas dos experimentos realizados.

O Capítulo 4 fará uma descrição geral da bacia do rio Paraíba do Sul, região de grande importância no contexto nacional em que também foram observados ventos intensos e chuvas, em associação à passagem de uma linha de instabilidade pré-frontal.

No Capítulo 5, será realizada uma análise do caso do dia 07 de setembro de 2002, abordando aspectos dinâmicos e termodinâmicos relativos ao sistema frontal e ao sistema de mesoescala que atuavam na região. Além disso, serão apresentados os resultados obtidos a partir de simulações do evento, onde foram testadas duas parametrizações de difusão turbulenta disponíveis no modelo atmosférico RAMS. A primeira parametrização é conhecida por esquema de Mellor-Yamada, a qual avalia o coeficiente de mistura a partir do prognóstico de energia cinética turbulenta, e enquanto a segunda é denominada por esquema de deformação anisotrópica, que parametriza a mistura turbulenta a partir da deformação do fluido. Finalmente, no Capítulo 6, serão apresentadas as conclusões e recomendações deste trabalho.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1- Sistemas Convectivos de Mesoescala

A dinâmica das regiões tropicais é pouco conhecida devido à falta de observações e, sobretudo pela complexidade dos fenômenos tropicais. A região até fins dos anos sessenta despertara pouco interesse nos pesquisadores, até então concentrados em pesquisas nas regiões temperadas. Esses estudos, em latitudes temperadas, levaram ao desenvolvimento da teoria quase-geostrófica, que forneceu a base para a compreensão da dinâmica de sistemas sinóticos em latitudes médias. Infelizmente, ainda não existe uma teoria unificada que descreva a dinâmica tropical. A atmosfera da região tropical é acoplada a de latitudes médias, deste modo, a previsão a médio e longo prazo dos movimentos atmosféricos em latitudes temperadas necessita de uma boa previsão nos trópicos.

Uma característica marcante da convecção é sua organização em diversas escalas espaciais. Observa-se desde células isoladas da ordem de poucas centenas de metros até grandes aglomerados convectivos da ordem de milhares de quilômetros com ciclos de vida da ordem de dias e compostos por diferentes tipos de nuvens. O estudo do ciclo de vida dos sistemas convectivos, baseando-se na estrutura morfológica interna dos aglomerados de nuvens, são de grande importância na atmosfera. Os sistemas convectivos são responsáveis pela maior parte da precipitação nos trópicos e em várias localidades de latitudes médias durante a estação quente.

De acordo com MENEZES (1998), a severidade associada a alguns sistemas convectivos de mesoescala (SCM's) pode causar grandes devastações em áreas agrícolas, assim como em cidades, visto que, muitas vezes, são observados fenômenos destruidores como fortes ventanias, precipitações elevadíssimas, granizo, micro explosões e até tornados associados a esses sistemas. A precipitação associada é normalmente mais intensa e severa que a provocada por sistemas frontais, podendo causar enchentes e fortes danos em áreas com inadequadas infra-estruturas de drenagem. O granizo pode destruir plantações inteiras, causando prejuízos econômicos incalculáveis. Ressalte-se ainda a componente humana em questão, onde tempestades desse tipo podem tirar a vida ou ferir uma grande quantidade de pessoas.

A estrutura e a evolução de sistemas de mesoescala de convecção profunda, que serão tratados, neste texto, simplesmente por sistemas convectivos (SC), têm sido

estudadas mais extensivamente na parte central dos Estados Unidos, onde existe disponível uma inigualável concentração de instrumentação meteorológica de superfície, particularmente radares de chuva (FUJITA, 1955) e perfiladores de vento.

A estrutura interna em um SC varia significativamente com o tipo de sistema e com a fase do seu ciclo de vida. Na fase inicial, o sistema convectivo é composto quase que exclusivamente por células convectivas, isto é, com baixas temperaturas de brilho, da ordem de 220K e com altos valores de reflectância, maiores que 0,7 (MACHADO et al., 1998). Na fase madura, fase na qual o sistema se mantém pela maior parte do tempo, o sistema é composto por diferentes partes: uma parte convectiva, representando aproximadamente 20% da cobertura total; uma parte chamada de transição, composta por nuvens estratiformes; e, finalmente, uma grande capa de nuvens cirrus, cobrindo aproximadamente 52% da cobertura total (MACHADO et al., 1998).

A estrutura de correntes ascendentes e descendentes em escala convectiva além de estar relacionada com o tio de evolução de uma tempestade, freqüentemente também implica no grau de severidade e destruição que esta pode causar em superfície. Grande parte dos eventos de ventania associados a tempestades, são provenientes de correntes descendentes em escala convectiva. Essas correntes descendentes tanto são geradas por movimentos compensatórios na circulação interna da tempestade, quanto pela evaporação da chuva proveniente do sistema, que provoca um resfriamento do ar em níveis médios forçando-o a descer (MENEZES, 1998).

Embora as partes convectivas representem apenas 20% da área total, estas contribuem com aproximadamente 50% do total de precipitação. GAMACHE e HOUZE (1983) mostram que 80% da água líquida encontrada nas partes de transição e cirrus dos aglomerados de nuvens são advectados pelas partes convectivas, e os 20% restantes são gerados por uma circulação em mesoescala. Se, por outro lado, esses sistemas são extremamente dependentes das forçantes iniciais, durante o ciclo de vida, eles adquirem uma circulação própria, gerada pela liberação de calor latente e pelos efeitos radiativos da cobertura de nuvens.

Numerosos experimentos com aviões têm sido realizados (PLANCK 1969), contendo registro de observações por satélites de alta resolução temporal e espacial (MARTIN e SUOMI, 1972; MADDOX, 1980). Uma massa de informações tornaria possível a modelagem teórica detalhada que identificasse as características essenciais desses sistemas e como eles são formados e interagem com seu ambiente de grande escala (ZHANG e FRITSCH, 1988; TRIPOLI e COTTON 1989; MONCRIEFF, 1992).

Contudo, a variabilidade das estruturas de SC de mesoescala e organizações espaciais estão fortemente relacionadas com a forçante meteorológica de grande escala (HOUZE et al., 1990). Nesse sentido, comparações de dados observados de SC sob diferentes circunstâncias permitem melhorar a compreensão de convecção e os processos que conduzem a sua organização em mesoescala (HOUZE 1977; GAMACHE e HOUZE, 1982, 1983; MAPES e HOUZE, 1992; MACHADO e ROSSOW, 1993).

Embora tenha havido numerosos experimentos de campo (MACHADO e ROSSOW, 1993), a maioria é limitada no tempo e no espaço e contém poucas ocorrências de SC. Recentemente, o experimento TOGA COARE (Tropical Ocean and Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment) obteve uma extensiva série de quatro meses de observações de SC sobre o oceano tropical no Pacífico oeste (CHEN et al., 1996). Adicionalmente, juntamente com o programa GATE [GARP (Global Atmospheric Research Program) Atlantic Tropical Experimente] e séries de dados das ilhas Marshall, as observações do TOGA COARE de sistemas convectivos (SC) sobre oceanos tropicais estão sendo extensivamente estudadas. Alguma atenção tem sido dada aos SC sobre o continente tropical, como é o caso de VELASCO e FRITSCH (1987), DESBOIS et al. (1988), DUVEL (1989, 1990), MACHADO e ROSSOW (1993). Poucos estudos sobre SC têm sido conduzidos na média latitude da América do Sul, com um regime meteorológico similar à parte central dos Estados Unidos (VELASCO e FRITSCH, 1987). Um extensivo experimento meteorológico na Amazônia (Large-scale Biosphere-Atmosphere - LBA) fornece dados similares ao TOGA COARE para uma das principais concentrações de convecção tropical sobre o continente.

Vários tipos de sistemas foram estudados na década de 70 e início dos anos 80, definindo-se diferentes tipos de SC tais como: linhas de instabilidade (HOUZE, 1977), instabilidade não linear (TOLLERUD e ESBENSEM, 1985) e complexos convectivos de mesoescala - CCM (MADDOX, 1980). Na década de 90, os estudos sobre a estrutura da convecção voltaram a ser extensivamente realizados. Pode-se citar os trabalhos de MILLER e FRITSHCH (1991) sobre os CCM no Pacífico Oeste, LAING e FRITSCH (1993) sobre CCM na África, MAPES e HOUZE (1992) sobre CCM na Austrália, MACHADO et al (1992) sobre características de organização dos sistemas convectivos e MACHADO et al. (1998) sobre o ciclo de vida de sistemas convectivos na América do Sul e do Norte.

Os sistemas convectivos ocorrem em uma variedade de formas. Eles exibem uma área contínua de precipitação, que pode ser parcialmente estratiforme e parcialmente convectiva. Na próxima seção, serão apresentadas algumas características de alguns tipos de tempestades.

2.1.1 - Células Isoladas

Os sistemas convectivos, conhecidos por tempestades em cumulunimbus isolados, ocorrem tipicamente no período de verão em virtude de circulações locais em mesoescala, formando-se com mais freqüência, próximos a encostas de montanhas. De acordo com WEISMAN e KLEMP (1986), esses sistemas possuem tempo de vida curto, entre 30 e 50 minutos de duração sendo de difícil previsão e detecção. O radar meteorológico é praticamente a única ferramenta capaz de identificá-los. Mesmo com tempo de vida curto, esses sistemas podem ocasionar intensidade de precipitação significativa.

Uma das principais características que distingue o cumulunimbus é que sua porção superior é, geralmente, composta de gelo, distribuída em uma região conhecida como bigorna, enquanto sua porção inferior exibe a forma de uma torre.

O estágio de desenvolvimento da nuvem é caracterizado por movimentos ascendentes conforme mostrado na Figura 2.1.



Figura 2.1 – Célula convectiva isolada em estágio de desenvolvimento (VIANELO E ALVES, 1991).

Ao atingir os níveis médios mais secos, ocorre o processo de evaporação e resfriamento do ar. Este, por estar mais denso, passa a ter movimento descendente (Figura 2.2), atingindo a superfície em forma de rajadas de vento, como apresentado na Figura 2.3.



Figura 2.2 - Nuvem em estágio de maturidade (VIANELLO e ALVES, 1991).



Figura 2.3 – Correntes descendentes avançam junto ao solo como uma cunha fria (VIANELO e ALVES, 1991).

Depois de algum tempo, a nuvem atinge a etapa de dissipação, como se observa na Figura 2.4. Cessando a provisão de água, a intensidade da chuva diminui e a nuvem dissipa-se. Nos baixos níveis pode desfazer-se em porções irregulares, enquanto no topo dá origem, freqüentemente, a nuvens cirriformes.

11111111 8°C •Chuvat •Neve ↔Cristais de gelo Q 15 30pes seg.

Figura 2.4 - Cumulunimbus em fase de dissipação (VIANELO e ALVES, 1991).

Por outro lado, as descargas atmosféricas são de grande importância no setor elétrico, visto que podem causar transtornos ao sistema de distribuição de energia. As descargas atmosféricas freqüentes não ocorrem até o topo da nuvem atingir o nível acima de -15 a -20_°_C, ou seja, acima de 7 km, aproximadamente (HOUZE, 1993). As descargas atmosféricas no interior da nuvem ocorrem inicialmente e em alta freqüência por vários minutos. As descargas atmosféricas entre a nuvem e a superfície são menos freqüentes que as descargas no interior da nuvem.

A descarga atmosférica é uma manifestação do fato que a tempestade está eletrificada, isto é, cargas positivas e negativas separam-se na região de nuvens. A descarga atmosférica é a transferência de carga de uma região de uma nuvem a outra ou entre a nuvem e a superfície da Terra. A estreita faixa em que a iluminação dos raios ocorre é aquecida rapidamente para aproximadamente 30.000 K (HOUZE, 1993). A pressão, nessa região, é aumentada em torno de duas ordens de magnitude. A região de alta pressão, então, expande-se rapidamente no ar do entorno e cria uma onda de choque e uma onda de som. A Figura 2.5 mostra uma típica distribuição de carga no cumulunimbus.



Figura 2.5 – Esquema da estrutura elétrica de uma nuvem cumulunimbus; sinais positivos e negativos indicam a polaridade da carga (Adaptado de HOUZE, 1993).

O mecanismo pelo qual os cumulunimbus tornam-se eletrificados tem sido uma ativa área de pesquisa. Um dos mecanismos aparentemente importante é a transferência de cargas que ocorre quando as partículas de graupel, produzidas nas regiões de fortes correntes ascendentes, colidem com menores partículas de gelo. Tem sido mostrado em laboratório que a polaridade da transferência de carga nas colisões é dependente da temperatura e da quantidade de água líquida.

A descarga atmosférica entre nuvens no estágio inicial do cumulunimbus transfere carga da região negativa para a zona positiva superior (Figura 2.6a). A descarga atmosférica entre a nuvem e a superfície, que ocorre no estágio maduro da tempestade, geralmente transfere as cargas da região negativa para a superfície (Figura 2.6b). Mais raramente as cargas positivas são transferidas para a superfície.



Fig. 2.6 - Modelo de estruturas eletrostáticas (HOUZE, 1993): (a) no interior da nuvem; (b) entre a nuvem e a superfície.

A importância de tempestades oriundas de células isoladas em termos de precipitação e prejuízos é relativamente pequena. A célula isolada de cumulunimbus

torna-se mais importante quando deixa de ser isolada e passa a fazer parte de uma estrutura de multicélulas.

2.1.2 - Multicélulas

Uma tempestade ordinariamente simples consiste de um padrão de células em vários estágios de desenvolvimento (Figura 2.7). Segundo HOUZE (1993), as células no estágio inicial consistem de vigorosas correntes ascendentes, onde hidrometeoros estão em rápido crescimento. As células maduras têm correntes ascendentes e descendentes ativas, a última coincidindo com a ocorrência de precipitação. As células em dissipação contêm apenas correntes descendentes e precipitação estratiforme.

A Figura 2.8 mostra a estrutura elétrica de uma tempestade multicelular. Uma hipotética, mas típica, tempestade é mostrada nos quatro estágios sucessivos. Na primeira fase (Figura 2.8a), existem duas células maduras na tempestade. Cada uma das células mostra a distribuição de cargas similares à apresentada na Figura 2.5.

Assim como na Figura 2.6a, a descarga inicial ocorre no interior da nuvem e transfere cargas negativas para a região positiva superior. No caso de multicélulas, porém, é possível algumas descargas viajarem da região negativa de uma célula para a parte superior positiva de uma célula vizinha. Na segunda fase (Figura 2.8b), os raios ocorrem principalmente após o período inicial de descargas que ocorrem no interior da nuvem, carregando cargas da região negativa para a superfície da Terra. Na terceira fase (Figura 2.8c), a bigorna tornou-se mais extensa, e as descargas que ocorrem no interior da nuvem penetram nela a partir da principal região da tempestade. Também nesta fase, uma das células se dissipou e tornou-se uma estrutura estratiforme característica dessa fase de desenvolvimento da célula.

Na quarta fase (Figura 2.8d), as descargas no interior da nuvem, na horizontal, ocorrem entre a área principalmente negativa de uma célula ainda ativa e uma região de carga positiva situada no mesmo nível da célula em dissipação. Ocasionalmente, a célula em dissipação pode produzir descarga positiva para a superfície que remove a carga positiva deste nível.



Figura 2.7 – Esquema de uma tempestade multicelular (HOUZE, 1993).



Figura 2.8 – Estrutura elétrica e a evolução de descargas atmosféricas em uma tempestade multicelular na fase madura (a) e (b) e no estágio de dissipação em (c) e (d) (HOUZE, 1993).

Os sistemas multicelulares podem ser classificados como:

• complexos convectivos de mesoescala (CCM's)

Os SCM's do tipo complexos convectivos de mesoescala (CCM's) não atingem a região sudeste com freqüência. Entretanto, muitas vezes, eles organizam sistemas frontais que se aproximam da região, provocando uma intensificação da convecção associada à frente e, conseqüentemente, um aumento substancial da precipitação.

Os parâmetros para identificar tais sistemas estão apresentados na Tabela 2.1 Esta classificação foi usada para identificar grandes sistemas convectivos de mesoescala sobre o globo.

Tabela 2.1 - Definição de um complexo convectivo de mesoescala (CCM) baseada em imagens de satélite no infravermelho (adaptada de MADDOX, 1980).

Critério	Características Físicas
Tamanho	A – Camada de nuvens com temperatura de brilho do infravermelho
	continuamente $\leq -32^{\circ}C \text{ com área} \geq 100.000 \text{ km}^2$.
	D Desião do muyono friça interno à definido coimo com
	B – Região de nuvens irias interna a definida acima com
	temperatura $\leq -52^{\circ}C$ com área ≥ 50.000 km ² .
Duração	As definições de tamanho A e B devem ser observadas por um
	período de ≥ 6 horas.
Máxima	A camada de nuvens frias contígua (temperatura $\leq -32^{\circ}C$) atinge o
extensão	maior tamanho.
Forma	A excentricidade (eixo menor / eixo maior) $\ge 0,7$ no momento de
	maior extensão.
Início	Ocorre quando as definições de tamanho A e B são inicialmente
	observadas.
Término	Ocorre quando as definições de tamanho A e B não são mais
	observadas.

• linhas de instabilidade

Linha de instabilidade é qualquer linha não frontal de banda estreita de tempestade ativa ou banda de atividade convectiva na atmosfera (HANE, 1986).

• banda de precipitação

O termo banda de precipitação não possui uma definição muito bem estabelecida. O termo pode ser definido como a estrutura completa incluindo nuvens e precipitação associada com uma área de chuva suficientemente alongada em que uma orientação possa ser determinada. A definição é muito geral e, desta forma, inclui linha de instabilidade. Para diferenciar entre linha de instabilidade e banda de precipitação, geralmente, considera-se banda de precipitação como uma estrutura associada à fraca convecção ou ausência de convecção (HANE, 1986).

2.1.3 - Supercélulas

Um outro tipo de estrutura de cumulunimbus é a tempestade devido à supercélula, que é muito mais rara e muito mais violenta. As tempestades associadas a supercélulas são notórias pela ocorrência de granizos e tornados.

O termo supercélula refere-se ao fato que, embora esse tipo de tempestade tenha aproximadamente o mesmo tamanho de uma tempestade multicelular, sua estrutura, movimentos do ar e processos de precipitação são dominados por um único sistema de circulação na escala da tempestade, consistindo de um gigante par de correntes ascendente e descendente.

Detalhes da estrutura dinâmica e termodinâmica associados a esse sistema podem ser encontrados em HOUZE (1993) e WEISMAN e KLEMP (1984,1986).

2.2- Linhas de Instabilidade

O tipo de sistema convectivo classificado como linha de instabilidade tem sido estudado tanto para latitudes médias como para latitudes tropicais.

As linhas de instabilidade desempenham importante papel no regime de chuvas no sudeste do Brasil. A sua identificação em cartas sinóticas é praticamente impossível. No entanto, o radar meteorológico apresenta-se como uma excelente ferramenta no propósito de identificá-las e acompanhar seus mecanismos de desenvolvimento.

Embora diferentes condições dinâmicas e termodinâmicas favoreçam o aparecimento de sistemas convectivos de mesoescala, um ponto em comum é a forte convergência, em baixos níveis, que precede a sua formação (FRANK, 1970). No caso das linhas de instabilidade, a marcante organização das células convectivas favorece o suprimento de ar quente e úmido, e o forte cisalhamento vertical do vento separa as regiões de correntes ascendentes e descendentes. Este sistema possui mecanismos de propagação própria, que é a convergência ao longo da frente de rajada, formada pelas correntes descendentes geradas pela evaporação da chuva proveniente do próprio sistema.

A instabilidade condicional do segundo tipo (*CISK*) explica como a convecção se organiza em função da convergência de umidade na camada limite. A convecção e os movimentos em grande escala interagem de forma construtiva. O processo ocorre da seguinte forma: o calor latente liberado na convecção produz uma queda de pressão em baixos níveis. Essa queda de pressão produz convergência, a qual favorece o processo de convecção, e esse processo, por sua vez, realimenta o sistema fornecendo o calor necessário para a manutenção da perturbação em grande escala. O processo entra em decaimento com a redução da umidade disponível no ambiente.

Segundo VIANELLO e ALVES (1991), sistemas frontais podem associar-se a uma formação local de células convectivas profundas, provocando a ocorrência de tempestades e ventos intensos. As ondulações frontais permitem a formação de pequenas depressões barométricas, ao longo das quais linhas de instabilidade se desenvolvem e deslocam-se em geral de oeste para leste na dianteira de uma onda frontal. Alguns casos de tempestade acontecem devido à aproximação de um sistema frontal, que é responsável pelo desprendimento de células convectivas associadas a mecanismos de propagação à frente do sistema como um todo, gerando assim a chamada linha de instabilidade pré-frontal.

Adicionalmente, WEISMAN e KLEMP (1984, 1986) mostraram que a formação e o desenvolvimento de sistemas de mesoescala devem-se, em grande parte, ao ambiente em que a tempestade está imersa.

2.3- Ambientes Favoráveis à formação de Sistemas Convectivos

MENEZES e SILVA DIAS (1996) utilizaram o modelo RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) para simular um caso de tempestade severa ocorrida na cidade de Itu em São Paulo no ano de 1991, que provocou bastante destruição. O objetivo principal dos autores foi mostrar e validar a simulação numérica da evolução de mesoescala do caso ocorrido, em termos do posicionamento e intensidade da estrutura convectiva em forma alinhada. Na tentativa de diagnosticar uma causa para a formação do sistema de mesoescala simulado, experimentos paralelos foram realizados, e o que mais chamou atenção para os autores foi um experimento no qual a topografia do modelo foi retirada. Entretanto, na ausência da topografia, continuou-se observando a formação de nebulosidade na região do centro de baixa pressão, porém o sistema de mesoescala que invadiu o estado de São Paulo não se formou na simulação. Isso significa que a topografia deve ter sido um fator fundamental na formação do sistema de mesoescala, enquanto que o sistema em escala sinótica, devido a baroclinia, não sofreu alterações tão significativas em relação à topografia. Este resultado também foi verificado por INAZAWA (1998), mostrando que a modelagem numérica também é uma ferramenta que pode ser bastante útil no diagnóstico de possíveis causas para a formação e evolução de sistemas de mesoescala.

MENEZES e SILVA DIAS (1998a) realizaram, ainda, simulações numéricas onde procuraram simular o ambiente em mesoescala, assim como em escala convectiva, associados ao caso de tempestade severa ocorrido na cidade de Ribeirão Preto (SP) em 1994.

Por outro lado, MENEZES et al. (2000) estabeleceram comparações entre quatro casos de tempestades no Rio de Janeiro, visando avaliar as condições ambientais, principalmente termodinâmicas, que poderiam estar associadas com a propagação dos sistemas. Notaram que os sistemas convectivos de mesoescala que atingem o Rio de Janeiro têm uma forte tendência de se formarem em regiões que apresentam convergência de umidade em uma camada, em geral entre 1000 hPa e 850 hPa e que o deslocamento desses sistemas é fortemente influenciada pela direção média do vento entre os níveis baixos e médios da atmosfera, sendo que as células convectivas associadas às tempestades tendem a se deslocar nesta mesma direção. A direção média é bem representada pela direção do vento em 700 hPa. A presença de ar seco em níveis
médios também é um fator que se mostrou importante para promover o redesenvolvimento de células convectivas e a propagação do sistema como um todo.

NASCIMENTO (2000) analisou o ambiente sinótico associado à ocorrência de um aglomerado convectivo sobre o sul do Brasil. Nesse caso, os aglomerados convectivos não atingiram um grau de organização que os classificassem como complexo convectivo de mesoescala (CCM) ou linha de instabilidade (LI). Qualitativamente, o ambiente sinótico que levou ao seu desenvolvimento concordou bem com as condições descritas para os CCM's, mas ficou claro que a oferta de umidade na região, com razão de mistura apresentando valor máximo pouco acima de 10g/kg, não atingiu um valor comparável ao observado no desenvolvimento daqueles sistemas em que valores variam de 14 a 16g/kg nas proximidades da região de gênese (MADDOX, 1983; SCOLAR e FIGUEIREDO, 1990).

SILVA PAIVA e MENEZES (2000) e MENEZES e SILVA DIAS (1998b) compararam dois eventos distintos com o objetivo de verificar os padrões de escala sinótica e de mesoescala, associados à ocorrência de tempestades e chuvas intensas. No primeiro, foram analisados dois casos de chuvas intensas no Rio de Janeiro, do ponto de vista observacional, associados a linhas de instabilidade formadas principalmente pela convergência de massa e de umidade em baixos níveis, onde o deslocamento dos sistemas ocorreu devido ao fluxo de noroeste observado em níveis médios. O segundo trabalho comparou as simulações numéricas de dois casos de tempestades ocorridos em São Paulo, formadas em ambientes diferentes em relação ao perfil do cisalhamento do vento.

Apesar desses sistemas serem mais comuns no verão, SIAS e SILVA DIAS (2002) analisaram um evento de precipitação extrema ocorrido na cidade de São Paulo nos dias 30 e 31 de julho de 1989. O caso analisado pode ser considerado uma anomalia em termos de precipitação para o inverno na região sudeste. Esse evento foi responsável por um acumulado de chuva de 230 mm num período de seis dias, quando a média do mês climatológica é de 33 mm. Os resultados mostram a importância dos jatos de baixos níveis no estágio inicial do sistema convectivo de mesoescala que atuou sobre a região sudeste durante esse evento.

Esses estudos mostraram que o cisalhamento vertical do vento, assim como a umidade em baixos níveis, são dois fatores bastante importantes no que diz respeito ao tipo de evolução que uma tempestade sofrerá. Dependendo dessas variáveis atmosféricas, a tempestade poderá se intensificar ou decair.

2.4- Aspectos Gerais de Camada Limite e Turbulência

2.4.1 - Camada Limite

STULL (1988) define camada limite como a região da troposfera que é diretamente influenciada pela presença da superfície terrestre, e que responde às forçantes de superfície com uma escala de tempo cerca de uma hora ou menos. Estas forçantes incluem atrito por fricção, evaporação e transpiração, transferência de calor, emissão de poluentes e modificações do escoamento induzidas pela superfície. A espessura da camada limite é bastante variável no tempo e no espaço, com amplitudes de centenas de metros a poucos quilômetros.

Segundo PEIXOTO (1992), a espessura da camada limite varia consideravelmente de algumas dezenas de metros a um ou dois quilômetros, dependendo da rugosidade da superfície, da topografia, da natureza da cobertura de vegetação, da intensidade do vento, da taxa de aquecimento e de resfriamento da superfície, da advecção de calor e de umidade, dos movimentos verticais, entre outros fatores. Sobre o continente, a espessura da camada limite varia com o período do dia em resposta aos ciclos diurnos de aquecimento e resfriamento. Em dia claro, o aquecimento da superfície continental e o conseqüente processo de mistura vertical levam ao aumento da espessura da camada limite, observando um máximo no período da tarde. À noite, o resfriamento radiativo da superfície inibe o processo de mistura, conseqüente mente reduzindo a profundidade da camada limite.

Segundo STULL (1988), sobre o continente e oceanos, a camada limite, geralmente, é mais fina em regiões de alta pressão que em regiões de baixa pressão. A subsidência e a divergência horizontal em baixos níveis associada à alta pressão sinótica movem o ar da camada limite para fora da região de alta em direção às regiões de baixa pressão (Figura 2.9). As profundidades mais rasas estão freqüentemente associadas a regiões com ausência de nuvens.

Em regiões de baixa pressão, os movimentos ascendentes carregam o ar da camada limite da superfície para altitudes maiores. Essas situações dificultam a definição do topo da camada limite. Sobre as superfícies continentais, em regiões de alta pressão, a camada limite tem uma estrutura bem definida associada ao ciclo diurno. As três principais componentes dessa estrutura são a camada de mistura, também conhecida como camada limite convectiva, a camada residual e a camada limite estável

ou camada limite noturna. Quando nuvens estão presentes na camada de mistura, essa camada é subdivida em uma camada de nuvem e uma camada sub-nuvem.



Figura 2.9 – Espessura da camada limite entre os centros de alta e baixa pressão em superfície. As setas finas indicam subsidência, a seta vertical representa movimento ascendente e as setas brancas na horizontal indicam regiões de movimentos divergentes associados à alta pressão e convergentes relativos à baixa pressão (Adaptado de STULL, 1988).

As nuvens interagem fortemente com a camada limite planetária e o processo de mistura que ocorre nessa região pode ter um substancial efeito no desenvolvimento das nuvens. E estas, por outro lado, podem ter um importante papel na camada limite planetária através de processos como condensação, evaporação, radiação, correntes descendentes e precipitação (HOUZE, 1993).

O aquecimento solar desigual entre o Equador e os pólos, o continente e oceanos, montanhas e vales, entre outros, modifica as condições do tempo. A forma como essa energia é transformada, como é transportada de um lugar a outro e como as mudanças de energia afetam os movimentos atmosféricos e a condição de tempo resultante devem ser consideradas.

Variações geográficas podem modificar o escoamento na camada limite e, em alguns casos, gerar circulações em conjunto com ciclos de aquecimento diurno.

Segundo STULL (1988), o aquecimento de montanhas pela radiação solar durante o dia e o resfriamento radiativo durante a noite produz efeitos importantes na circulação gerada localmente. Se o ar próximo à montanha possui temperatura diferente que o ar ambiente na mesma altitude no centro de um vale, então, as forças de flutuação geram uma circulação. VIANELLO e ALVES (1991) explicam que durante as horas de incidência solar, as encostas de uma montanha e o ar em contato se aquecem mais

rapidamente que o ar localizado nas camadas mais afastadas da superfície. O ar deslocase encosta acima durante o dia e em direção ao vale durante a noite, como mostrado na Figura 2.10. Se o terreno possui configuração tal que existam vales convergentes, o ar poderá canalizar-se, resultando em brisas de vale mais fortes que as de montanha. Os ventos de montanha e de vale estão, em geral, sobrepostos ao regime geral dos ventos. Em dias calmos, os ventos de montanha e de vale podem se manifestar pela presença de nuvens do tipo cumulus, que se formam sobre as montanhas durante o dia e dissipam-se à tarde.



Figura 2.10 - Brisas de montanha e de vale (VIANELLO e ALVES, 1991).

VIANELLO e ALVES (1991) explicam ainda o mecanismo de brisas marítimas e terrestres. Segundo os autores, durante o dia, o vento sopra do mar para a terra e, em sentido contrário, durante a noite. Na presença de topografia, tais brisas podem associarse a outros mecanismos de circulação, resultando em modificações substanciais das condições atmosféricas. A Figura 2.11 mostra a estrutura geral das brisas. Pela manhã, a diferença de temperatura entre a terra e o mar é pequena, resultando em um escoamento praticamente nulo. A medida em que a superfície continental se aquece, há a formação de uma região de baixa pressão sobre a terra. Neste caso, a força devida ao gradiente de pressão horizontal determina um escoamento à superfície, do mar para a terra. Na região continental aquecida, a convecção dá origem a uma corrente ascendente. Por continuidade de massa, fecha-se uma célula de circulação, caracterizando um escoamento da terra para o mar, em níveis superiores da camada e uma corrente, descendente sobre o mar. À noite, em razão do maior resfriamento continental, em relação ao oceano, inicia-se a formação de um novo contraste térmico, desta vez o mar permanecendo mais aquecido que o continente. O mecanismo se inverte, ocorrendo a formação de uma célula de circulação, em que os ventos em altos níveis soprarão do mar para a terra e, em baixos níveis, da terra para o mar.



Figura 2.11 – Brisas terrestre e marítima (VIANELLO e ALVES, 1991).

A inclusão de processos físicos como fluxos da camada limite, mistura vertical pela convecção úmida e seca, formação de nuvens e precipitação e a interação dos campos de nuvens e radiação, requer que os processos relevantes de escala sub-grade sejam representados em termos de modelos dos campos previstos. A aproximação de processos não resolvidos em termos de variáveis determinadas é referida como parametrização. É, provavelmente, a área mais difícil e controvertida da modelagem climática e da modelagem das condições atmosféricas (HOLTON, 1992).

A Figura 2.12 mostra um esquema de classificação para fenômenos meteorológicos como uma função de suas escalas de tempo e espaço horizontal. Fenômenos como a turbulência com escala espacial menor que 3 km e com escala de tempo em torno de 1 hora são classificados em microescala segundo STULL (1988).

Segundo PERKEY (1986), uma importante consideração para a modelagem numérica é a relação entre as escalas de movimento que são resolvidas pelo modelo e aquelas que são muito menores para serem resolvidas apropriadamente. A determinação das escalas de movimento que são resolvidas e aquelas que não são é uma função do intervalo da grade do modelo. Alguns conceitos básicos sobre modelagem atmosférica podem ser consultados no Apêndice A desta dissertação.

Muitos estudos têm procurado um maior entendimento desses processos com a finalidade de agregar valores à previsão numérica, auxiliando os centros de previsão de tempo e clima.

CHIBA (2001), por exemplo, verificou o desempenho do modelo RAMS em simular um evento de precipitação associado às linhas de instabilidade observadas sobre Rondônia, com ênfase nos critérios utilizados pelo modelo em acionar a parametrização convectiva.

SISMANOGLU (1997), por sua vez, avaliou a qualidade dos prognósticos horários e diários da taxa de evapotranspiração na região do Triângulo Mineiro utilizando o modelo RAMS.

RESCHKE (1996) investigou a influência do desmatamento no balanço de radiação e nos fluxos de calor sensível e calor latente em Rondônia utilizando o modelo de circulação geral da atmosfera (MCGA) com os dados do projeto ARACOS (*Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study*).

Seguindo esta linha, o presente estudo tem por objetivo configurar o modelo *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS) – versão 4.3 a fim de investigar a importância da parametrização da difusão turbulenta e seus efeitos nas condições atmosféricas e avaliar a qualidade dos prognósticos de precipitação e ventos intensos. Em especial, foi investigado se o modelo atmosférico RAMS seria capaz de simular sinais ou apresentar indicativos da ocorrência de ventos intensos e de precipitação associados à linha de instabilidade pré-frontal para o evento ocorrido em 7 de setembro de 2002 na região da bacia do rio Paraíba do Sul.



ESCALA DE TEMPO

Figura 2.12 – Escalas espacial e temporal características de sistemas de micro e mesoescala (Adaptada de STULL, 1988).

2.4.2 - Turbulência

O cisalhamento do vento aumenta os movimentos em uma escala molecular e cria vórtices ou turbilhões. Os vórtices transferem momentum e energia horizontalmente e verticalmente. Quanto maior o cisalhamento, maior é a transferência de momentum e de energia. A turbulência consiste de muitos vórtices de diferentes tamanhos agindo simultaneamente. Logo, o cisalhamento do vento gera turbulência.

Segundo JACOBSON (2000), obstáculos na superfície, como montanhas, árvores, entre outros, defletem o ar. O ar defletido aumenta o cisalhamento do vento. Tal cisalhamento e turbulência resultantes são conhecidos como cisalhamento e turbulência mecânicos. Na maioria dos casos, a turbulência gerada a partir de obstáculos está confinada na camada limite.

Enquanto obstáculos criam turbulência mecânica, o aquecimento da superfície gera turbulência térmica. A turbulência mecânica é mais importante na camada da superfície e a turbulência térmica é mais importante na camada de mistura.

A turbulência térmica aumenta o efeito da turbulência mecânica, pois favorece o desenvolvimento de turbilhões a maiores alturas, aumentando assim, a sua habilidade para trocar o ar entre a superfície e a camada de mistura.

A alta freqüência de ocorrência da turbulência, próximo à superfície, é uma das características que torna a camada limite diferente das demais regiões da atmosfera. Fora da camada limite, a turbulência é principalmente observada próxima a correntes de jato, onde intensos cisalhamentos do vento podem criar turbulência em ar claro (STULL, 1988).

Em modelos numéricos, os efeitos do cisalhamento mecânico e a flutuação na aceleração de uma parcela de ar são modelados como efeitos sub-grades e simulados com termos de divergência de fluxo turbulento para o momentum. Esses termos são derivados da aceleração local, equação da continuidade para o ar e a decomposição de Reynolds.

23

2.4.2.1 - Geração e Manutenção da Turbulência Atmosférica

PEIXOTO (1992) menciona algumas propriedades importantes do fluxo turbulento. Segundo ele, o fluxo turbulento é caracterizado por movimentos irregulares e caóticos com grande amplitude de escalas turbulentas de forma que a aleatoriedade é uma essencial característica desse tipo de fluxo. Visto que o campo de velocidade é muito variável no tempo e no espaço, há também valores elevados de vorticidade.

A grande difusividade dos fluxos turbulentos implica uma alta habilidade para misturar propriedades eficientemente, o que é provavelmente uma das mais importantes características do fluxo turbulento. Em convecções mais organizadas, como é o caso de nuvens cumulus, a troca por turbulência é responsável por transferência de momentum, calor, vapor de água, CO₋₂- e vários poluentes na camada limite atmosférica. A alta difusividade da turbulência é também a causa de um aumento de atrito por fricção próximo à superfície.

Os fluxos turbulentos são sempre dissipativos. Visto que o cisalhamento por viscosidade realiza deformação, a energia cinética é continuamente dissipada na energia interna. Sendo assim, a fim de impedir o rápido decaimento da turbulência, a energia tem de ser suprida quase continuamente. O suprimento de energia para as flutuações turbulentas ocorre durante uma conversão de energia potencial na transferência direta de energia do fluxo médio, ou em uma transferência indireta de turbulências de grande escala por um processo de cascata na qual a energia é transferida progressivamente para turbulências em escalas menores. As flutuações turbulentas, por outro lado, passarão sua energia para escalas menores do movimento até a viscosidade molecular tornar-se dominante. Assim, o balanço de energia cinética para movimentos turbulentos pode ser escrito de forma geral como:

$$\rho \frac{d}{dt} \quad K_t = S + B - D + T \tag{2.1}$$

onde o termo do lado esquerdo é a taxa da variação de energia cinética turbulenta (K_t). No lado direito da equação, tem-se:

$$S = -\overline{\rho} \overrightarrow{wv} \cdot \frac{\partial \overline{v}}{\partial z}$$
(2.2)

que representa a taxa de produção de K_t em termos de cisalhamento do vento médio,

$$B = -\overline{w\rho}g \tag{2.3}$$

que é a taxa de produção de K_t pelas forças de flutuação,

$$D = -\overline{\tau} \cdot \frac{\partial v}{\partial z} \tag{2.4}$$

que é a taxa de dissipação por viscosidade de K_t , e T é a taxa de transferência da energia cinética da turbulência com escalas de tempo e espaço que não estão incluídas em K_t .

2.4.2.2 - Os Efeitos da Estabilidade

A estabilidade do ambiente influencia fortemente as trocas verticais de energia e momentum e conseqüentemente a distribuição vertical do vento na camada limite. Em presença de cisalhamento do vento, é mais apropriado usar um parâmetro de estabilidade dinâmica, como por exemplo, o número de Richardson.

O número de Richardson R_i pode ser definido como a razão da destruição da energia cinética turbulenta pelas forças de flutuação (-B) e a produção do cisalhamento do fluxo (S):

$$R_{i} = -B/S = \overline{w'\rho'}g\left(-\overline{\rho}\overline{w'v'}\cdot\frac{\partial\overline{v}}{\partial z}\right)^{-1}$$
(2.5)

ou em termos de temperatura potencial θ :

$$R_{i} \approx \overline{w} \overline{\theta} g \left(\overline{\theta} \overline{w} \overline{v} \cdot \frac{\partial \overline{v}}{\partial z} \right)^{-1}$$
(2.6)

Assumindo uma simples relação de gradiente do fluxo, pode-se escrever:

e

$$\overline{w'\theta'} = -K_h \frac{\partial\theta}{\partial z}$$
(2.7)

$$\overline{wv'} = -K_m \frac{\partial \overline{v}}{\partial z},$$
(2.8)

onde, K_{-h-} é o coeficiente de difusão turbulenta térmica e K_{-m-} é o coeficiente de difusão turbulenta de momentum. Substituindo as Equações 2.7 e 2.8 na Equação 2.6 e assumindo que $K_{-h-} = K_{-m,-}$ encontra-se a expressão mais comum para o número de Richardson;

$$R_i = \frac{g}{\overline{\theta}} \frac{\partial \theta}{\left(\partial \overline{v} / \partial z\right)^2}$$
(2.9)

O número de Richardson tem o mesmo sinal da estabilidade estática, mas uma melhor medida de intensidade de turbulência. Fornece ainda um critério para a existência ou não de turbulência em caso de fluxo estratificado estavelmente $(\partial \overline{\theta}/\partial z > 0)$. Uma simples exigência para a manutenção de turbulência sob condições estaticamente estáveis é que a taxa de produção pelo cisalhamento do vento (S) deve ser igual ou maior que a taxa de destruição pelas forças de flutuação (-B), isto é $R_i \leq 1$.

Contudo, na obtenção dessa condição, a dissipação viscosa da energia turbulenta não foi considerada. Se os efeitos da viscosidade forem incluídos, o valor crítico de R_{-i-} , o qual marca a transição de um regime laminar para um regime turbulento, é menor que 1. De acordo com observações, o valor crítico do número de Richardson R_{-ic-} é aproximadamente igual a 0,25. Quando o número de Richardson é negativo, o fluxo é claramente turbulento, enquanto que, para grandes valores positivos de R_{-i-} , a turbulência tende a estar fraca e em decaimento.

2.4.2.3 - Aproximação de fluxo gradiente

Na camada limite de mistura, a turbulência no cisalhamento turbulento na direção do fluxo pode, então, ser expressa como:

$$\tau = -K_m \rho \frac{\partial \bar{v}}{\partial z},\tag{2.10}$$

onde K_{-m} é o coeficiente de difusão turbulenta do momentum ou coeficiente de viscosidade turbulenta. A quantidade K_{-m} é análoga a viscosidade molecular cinemática v. As duas componentes da equação (2.10) são então:

$$\tau_{zx} = -K_m \rho \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right) \tag{2.11}$$

$$\tau_{zy} = -K_m \rho \left(\frac{\partial \overline{\nu}}{\partial z} \right) \tag{2.12}$$

O valor do coeficiente de difusão turbulenta K_{-m-} é muitas ordens de magnitude maior que v, mostrando o predomínio das trocas turbulentas sobre as moleculares. Deve-se ressaltar que as difusividades turbulentas não são propriedades do fluido, mas dependem da natureza do fluxo turbulento o qual varia de um fluxo para outro e de um lugar para outro.

2.4.2.4 - Aproximação de mistura turbulenta e perfis de vento

Na superficie do solo, a velocidade do vento é nula. Na camada da superficie, cuja espessura é de aproximadamente entre 50 a 300 metros da atmosfera adjacente à superficie, a velocidade do vento aumenta logaritmicamente com a altura, criando cisalhamento do vento, como pode se observado na Figura 2.13.



Figura 2.13 – Perfil do vento (Adaptada de STULL, 1988).

No modelo de comprimento de mistura da turbulência, assume-se que um elemento de fluido no nível z move-se em uma distância l, adquirindo sua velocidade de forma que, na altura z+l, é reabsorvido perdendo todos os traços de seus movimentos originais. Então,

$$u' = \overline{u}(z+l) = -l\frac{\partial u}{\partial z}$$
(2.13)

Assumindo que a turbulência é isotrópica, isto é, a magnitude das flutuações da velocidade é a mesma em todas as direções,

$$\left|w'\right| \approx \left|u'\right| = l \left|\frac{\partial \overline{u}}{\partial z}\right| \tag{2.14}$$

tal que

$$\overline{u'w'} = l^2 \left| \frac{\partial \overline{u}}{\partial z} \right| \frac{\partial \overline{u}}{\partial z}$$
(2.15)

e

$$\tau_{zx} = \rho l^2 \left| \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right| \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$$
(2.16)

Então, a relação com o coeficiente de difusão turbulenta, comparando-se a Equação (2.16) com a Equação(2.11), é

$$K_m = l^2 \left| \frac{\partial u}{\partial z} \right| \tag{2.17}$$

Considerando um caso idealizado de uma superfície uniforme em uma camada limite que esteja em equilíbrio neutro de forma que o fluxo de momentum possa ser assumido como constante com a altura ($\tau_{zx} = \tau_0$), a Equação (2.16) sugere, então, que

$$\left|\frac{\partial \overline{u}}{\partial z}\right| = \frac{1}{l} \sqrt{\frac{|\tau_0|}{\rho}}$$
(2.18)

ou

_

. _.

$$\left|\frac{\partial \overline{u}}{\partial z}\right| = \frac{u_*}{l} \tag{2.19}$$

onde

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}} \tag{2.20}$$

é chamada de velocidade de atrito. Assumindo que a escala dos elementos de mistura seja proporcional ao espaço disponível de forma que l varie proporcionalmente com a altura, $l = \kappa z$, onde κ é a constante de Von Kármán, a integração dessa equação com respeito a z leva a um perfil logarítmico para a variação do vento com a altura

$$|u(z)| = \frac{1}{\kappa} u_* \ln \frac{z}{z_0}$$
(2.21)

onde a constante de integração z_{-0-} é a altura da superfície onde u = 0. A constante z_{-0-} é conhecida como comprimento de rugosidade. O valor do comprimento de rugosidade depende da natureza do terreno e deve ser determinado empiricamente.

2.4.2.5 - Energia Cinética Turbulenta

A energia cinética turbulenta é uma das mais importantes variáveis na micrometeorologia, pois é uma medida da intensidade da turbulência. Essa variável está diretamente associada ao transporte de momentum, calor e umidade na camada limite. A energia cinética turbulenta é também, às vezes, usada como um ponto de referência para aproximações de difusão turbulenta.

A usual definição de energia cinética (EC) é EC = 0,5 m M_{-}^2 , onde m é a massa e $M^2 = \overline{U}^2 + \overline{V}^2 + \overline{W}^2$. Quando se tratar com um fluido como o ar, é mais conveniente usar energia cinética por unidade de massa, ou seja, 0,5 M_{-}^2 .

É conveniente separar a energias cinética do fluido em uma porção associada com o vento médio (ECM) e uma porção associada com a turbulência (ECT).

$$\frac{ECM}{m} = \frac{1}{2} \left(\overline{U}^2 + \overline{V}^2 + \overline{W}^2 \right)$$
(2.22)

$$e = \frac{1}{2} \left(u^{2} + v^{2} + w^{2} \right)$$
(2.23)

onde *e* representa energia cinética turbulenta instantânea por unidade de massa. Variações rápidas no valor de e com o tempo podem ser observadas. A média desses valores instantâneos pode ser definida como uma média de energia cinética turbulenta:

$$\frac{ECT}{m} = \frac{1}{2} \left(\overline{u^2} + \overline{v^2} + \overline{w^2} \right) = \overline{e}$$
(2.24)

Os termos individuais na equação de balanço de energia cinética turbulenta descrevem processos físicos que geram a turbulência. O balanço relativo desses processos determina a habilidade do fluxo manter a turbulência ou tornar-se turbulento e então indicam a estabilidade do fluxo.

A equação do balanço de energia cinética é expresso por:

$$\frac{\partial \overline{e}}{\partial t} + \overline{U_j} \frac{\partial \overline{e}}{\partial x_j} = + \delta_{i3} \frac{g}{\overline{\theta_v}} \left(\overline{u_i' \theta_v'} \right) - \underbrace{\overline{u_i' u_j'}}_{iV} \frac{\partial \overline{U_i}}{\partial x_j} - \underbrace{\frac{\partial \left(\overline{u_j' e} \right)}{\partial x_j}}_{V} - \underbrace{\frac{1}{\overline{\rho}} \frac{\partial \left(\overline{u_i' p'} \right)}{\partial x_i} - \underbrace{\varepsilon}_{VII}}_{VI} - \underbrace{\varepsilon}_{VII}$$
(2.25)

termo I - representa a tendência da ECT;

termo II - descreve a advecção da ECT pelo vento médio;

termo III - é o termo de produção ou consumo de flutuação;

termo IV - é o termo de produção ou perda de turbulência mecânica;

termo V - representa o transporte da ECT;

- termo VI é um termo de correlação com a pressão que descreve como a ECT é redistribuída pelas perturbações de pressão;
- termo VII representa a dissipação devido à viscosidade da ECT, isto é, a conversão da ECT em calor.

Analisando os termos acima, conclui-se que a turbulência é dissipativa. O termo VII é um termo de perda que sempre existe quando a ECT é diferente de zero. Fisicamente, significa que a turbulência tende a decrescer e a desaparecer com o tempo, a não ser que possa ser gerada localmente ou transportada. Então, a ECT não é uma quantidade conservada. A camada limite pode ser turbulenta apenas se existirem processos físicos gerando a turbulência.

2.5- Difusão Turbulenta no RAMS

É amplamente conhecido que diferentes parametrizações de turbulência têm impactos diferentes nos prognósticos de precipitação dos modelos numéricos, devido ao tratamento diferenciado da "camada limite planetária" (CLP) a qual alimenta a convecção (HONG et al., 1996; JANJIC, 1994; MCCUMBER and PIELKE, 1981; MLAVER et al., 1997; TRIPOLI and COTTON, 1982; WALKO et al. 1995).

Na atmosfera, a energia é transferida pelos processos convectivos e/ou de mistura. Esses processos ocorrem em escalas muito pequenas para serem resolvidos por modelos de mesoescala e por isso devem ser parametrizados. Os termos de viscosidade e difusão estão conectados às forças em escalas maiores, tais como as forças de inércia, advectiva e gravitacional.

Devido à alta influência das características da superfície na camada limite, tornase imprescindível uma modelagem adequada tanto nas equações do momentum quanto nas equações referentes às trocas de calor e umidade entre a superfície e a baixa troposfera. As equações do modelo atmosférico RAMS incluem termos de covariância, representando os fluxos turbulentos de massa, calor e momentum, e promediadas por médias de Reynolds. A parametrização desses fluxos segue o esquema de fechamento denominado de Teoria K, pela qual as covariâncias dos fluxos turbulentos na escala subgrade são funções de gradientes verticais das grandezas tomadas na escala da grade do modelo, tendo como coeficientes de proporcionalidade o coeficiente de viscosidade turbulenta (K_{-m-}) para os processos cinemáticos e o coeficiente de difusão turbulenta (K_{-m-}) para os processos térmicos e hídricos. O RAMS parametriza estes coeficientes em função do cisalhamento do vento (produção mecânica de energia cinética turbulenta) e da taxa de variação na vertical da temperatura potencial virtual que vem a ser a produção ou perda da flutuação, isto é, a conversão de energia potencial em energia cinética turbulenta (SANTOS,1998).

O modelo RAMS versão 4.3 possui quatro formas distintas de parametrização da difusão turbulenta. A escolha mais apropriada passa pela relação entre as escalas horizontal e vertical do modelo, dentre outros requisitos. Nesta seção, será feita uma breve discussão das parametrizações que serão testadas neste trabalho: o esquema segundo Mellor e Yamada, a qual avalia o coeficiente de mistura a partir do prognóstico de energia cinética turbulenta e o esquema definido como deformação anisotrópica, que parametriza a mistura turbulenta a partir da deformação do fluido.

2.5.1 - Difusão Turbulenta Segundo Mellor e Yamada

A técnica desenvolvida por MELLOR e YAMADA (1982) é um esquema de nível 2,5 com modificações para um caso de turbulência crescente. Os campos de vento (u e v), temperatura potencial (θ) e a energia cinética turbulenta (e) são fornecidos pelos campos prognósticos do RAMS. Esse esquema é baseado na equação prognóstica para a energia cinética turbulenta, que é resolvida no modelo meteorológico.

A energia cinética turbulenta, e, é definida como:

$$e = 0.5(\overline{u'^{2}} + \overline{v'^{2}} + \overline{w'^{2}})$$
(2.26)

A equação prognóstica é dada por

$$\frac{\partial e}{\partial t} = -u\frac{\partial e}{\partial x} - v\frac{\partial e}{\partial y} - w\frac{\partial e}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x}\left(K_e\frac{\partial e}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(K_e\frac{\partial e}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_e\frac{\partial e}{\partial z}\right) + P_s + P_b + \varepsilon$$
(2.27)

onde P_s é o termo de produção de cisalhamento

$$P_{s} = K_{m} \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^{2} + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^{2} \right]$$
(2.28)

e P_b é o termo de produção de flutuação

$$P_b = -\frac{g}{\theta} K_h \frac{\partial \theta_v}{\partial z}$$
(2.29)

A expressão do termo de dissipação (ε) é dado por:

$$\varepsilon = a_e \frac{e^{\frac{3}{2}}}{l} \tag{2.30}$$

As difusividades turbulenta vertical para momentum, calor e energia cinética turbulenta são calculadas por:

$$K_m = S_m l \sqrt{2e} \tag{2.31}$$

$$K_h = S_h l \sqrt{2e} \tag{2.32}$$

$$K_e = S_e l \sqrt{2e} \tag{2.33}$$

O vento e a temperatura entram nesses cálculos na forma de gradientes verticais adimensionais:

$$G_u = \frac{1}{\sqrt{2e}} \frac{\partial u}{\partial z}$$
(2.34)

$$G_{\nu} = \frac{1}{\sqrt{2e}} \frac{\partial \nu}{\partial z}$$
(2.35)

$$G_m = G_u^2 + G_v^2$$
 (2.36)

$$G_h = -\frac{g}{\theta} \frac{l^2}{2e} \frac{\partial \theta}{\partial z}$$
(2.37)

A escala de comprimento turbulento, l, é proposta por MELLOR e YAMADA (1982)

$$l = \frac{\kappa(z+z_0)}{1+\kappa(z+z_0)l_{\infty}}$$
(2.38)

$$l_{\infty} = 0.1 \frac{\int_{0}^{l} z \sqrt{e} dz}{\int_{0}^{l} \sqrt{e} dz}$$
(2.39)

onde κ é a constante de Von Karman e z_{-0} é o comprimento de rugosidade.

No limite superior, as condições estáveis propostas por ANDRÉ et al. (1978) são dadas por:

$$l \le 0.75 \left[\frac{2e}{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}} \right]^{\frac{1}{2}}$$
(2.40)

A condição acima implica na restrição $G_h \ge -0.75^2$.

No esquema de nível 2.5, as funções S_{-m} e S_{-h-} , difusividades turbulentas adimensionais, dependem dos gradientes adimensionais do vento e da temperatura potencial:

$$S_{m} = \frac{A_{1} \{ 1 - 3C - 3A_{2} [B_{2} (1 - 3C_{1}) - 12A_{1}C - 3A_{2}] G_{h} \}}{1 - 3A_{2} (7A_{1} + B_{2})G_{h} + 27A_{1}A_{2}^{2}(4A_{1} + B_{2})G_{h}^{2} + 6A_{1}^{2} [1 - 3A_{2}(B_{2} - 3A_{2}G_{h}] G_{m}}$$
(2.41)

$$S_{h} = A_{s} \frac{1 - 6AS_{m1}G_{m}}{1 - 3A_{2}(4A_{1} + B_{2})G_{h}}$$
(2.42)

As constantes empíricas são valores atribuídos seguindo MELLOR e YAMADA, 1982: - $\{A_1, A_2, B_1, B_2, C_1, S_e, a_e\} = \{0,92;0,74;16,6;10,1;0,08;0,20;2^{2/3}/16,6\}$

2.5.2 - Parametrização de Turbulência por Deformação Anisotrópica

Os espaçamentos de grades configurados no modelo determinam as escalas espaciais das variáveis de campo prognósticas que podem ser resolvidas explicitamente e daquelas que não podem. A deformação anisotrópica é adequada para configurações em que a resolução horizontal é muito menor que a vertical.

A contribuição do transporte não resolvido pela escala do modelo, ou difusão turbulenta, às tendências das variáveis prognosticadas nesta escala, é dada pela convergência do fluxo turbulento:

$$\left(\frac{\partial \overline{u_j}}{\partial t}\right)_{TURB} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\rho_0 \overline{u_i' u_j'}\right)$$
(2.43)

e

$$\left(\frac{\partial \overline{\phi}}{\partial t}\right)_{TURB} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\rho_0 \overline{u_i \phi}\right)$$
(2.44)

onde ρ_0 é a massa específica do ar do estado básico, $u_i u_j$ é o fluxo turbulento transportando o momentum u_j através do momentum u_i , $\overline{u_i'\phi'}$ é o fluxo turbulento transportando o escalar ϕ através da velocidade u_i e i, j são índices que designam as três dimensões espaciais (1,2,3).

Os fluxos turbulentos são parametrizados utilizando a teoria do fluxo-gradiente (teoria K). A teoria K constitui um fechamento de primeira. ordem, na qual os fluxos turbulentos são proporcionais aos gradientes locais da correspondente quantidade média transportada. Nessa parametrização, os fluxos turbulentos de momentum ou tensor de Reynolds, são expressos por

$$\overline{u_i'u_j'} = -K_{m_{ij}} \left(\overrightarrow{D} \right)_{ij}$$
(2.45)

onde $K_{m_{ij}}$ é chamado coeficiente de difusividade turbulenta para o momentum i na direção j.

A simetria física apresentada pelo tensor de Reynolds

$$u_i u_j = u_j u_i$$
(2.46)

impõe a igualdade

$$K_{m_{ij}} = K_{mji} \tag{2.47}$$

e a seguinte expressão para o termo gradiente da quantidade média transportada

$$\left(\overrightarrow{D}\right)_{jj} = \frac{\partial \overrightarrow{u_i}}{\partial x_j} + \frac{\partial \overrightarrow{u_j}}{\partial x_i}$$
(2.48)

o qual é denominado o componente i, j do tensor de deformação média.

Os fluxos turbulentos de escalares são expressos de forma análoga

$$\overline{u_i'\phi'} = -K_{\phi_i} \frac{\partial\phi}{\partial x_i}$$
(2.49)

com K_{ϕ_i} o coeficiente de difusividade turbulenta para o escalar ϕ na direção *i*.

Segundo a discussão apresentada na documentação do RAMS 4.3, se o espaçamento de grade horizontal é muito maior que o vertical, não há necessidade de manter a simetria dos tensores de Reynolds entre as direções vertical e horizontal. Por outro lado, razões puramente de estabilidade numérica requerem valores para os coeficientes de difusividade na horizontal muito maiores que os verticais nessas configurações de grade. Desta forma, essa parametrização aplica as Equações 2.45, 2.47 e 2.48 para as direções horizontais, isto é, para *i*, *j*=1,2, impondo um único coeficiente de difusividade para o momentum na horizontal, isto é,

$$K_{m_{ij}} = K_{mh} \tag{2.50}$$

Na direção vertical, o fluxo turbulento de momentum é expresso na seguinte forma:

$$\overline{u_i u_j} = -K_{mv} \frac{\partial u_i}{\partial x_j}$$
(2.51)

com *i* e /ou j = 3 e um único coeficiente de difusividade de momentum na vertical K_{mv} .

Para os escalares, os coeficientes somente possuem distinção nas direções horizontal $K_{\phi h}$ e vertical $K_{\phi v}$, não importando o tipo de escalar sendo transportado, massa ou energia.

A parametrização utilizando deformação anisotrópica calcula os coeficientes de difusividade na horizontal baseado em SMAGORINSKY (1963), o qual relaciona os coeficientes com a taxa de deformação do fluido. O coeficiente de difusividade de momentum na horizontal é dado por

$$K_{mh} = (cs_x \Delta x)^2 |D_h| \tag{2.52}$$

onde cs_x é um coeficiente de ajuste previamente calibrado, Δx é o espaçamento de grade na horizontal, o qual é assumido como sendo o comprimento de mistura, ou seja, tamanho do maior turbilhão não resolvido.

O termo $|D_h|$ é a norma do tensor deformação na horizontal, dado por

$$\left|D_{h}\right| = \sqrt{2\left(\frac{\partial \overline{u}}{\partial x}\right)^{2} + 2\left(\frac{\partial \overline{v}}{\partial y}\right)^{2} + \left(\frac{\partial \overline{v}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{u}}{\partial y}\right)^{2}}$$
(2.53)

Na prática, esse coeficiente tem um valor mínimo imposto, expresso por

$$K_{mh_{mi}} = 0,0075K_a (\Delta x)^{4/3}$$
(2.54)

onde K_a é definido pelo usuário, sendo da ordem de 1.

SMAGORINSKY (1963) sugeriu que os termos de viscosidade podem, de certa forma, simular os efeitos de transferência de turbulência em pequena escala e, em particular, que a energia cinética removida do sistema por esses termos pode ser similar em quantidade e distribuição à energia removida pelo atrito interno no processo de cascata, ou seja, transferência existente entre processos de pequena escala para escala maior e vice-versa.

Os coeficientes de difusividade na vertical possuem correções para a influência de freqüência de Brunt-Vaisala (HILL, 1974) e do número de Richardson (LILLY, 1962). Lilly incluiu no cálculo do coeficiente de difusividade na vertical, uma dependência da estabilidade atmosférica através do número de Richardson, enquanto que Hill modificou a formulação de Smagorinsky para incluir a contribuição da convecção na produção de turbulência. Com base nestas formulações, o coeficiente de difusividade de momentum na vertical é parametrizado por

$$K_{mv} = (cs_z \Delta z)^2 [D_v] + H(N) f(R_i)$$
(2.55)

onde cs_z é um coeficiente de ajuste pré calibrado, Δz é o espaçamento de grade na direção vertical, correspondente ao tamanho do maior turbilhão não resolvido. O termo

$$\left|D_{\nu}\right| = \left[\left(\frac{\partial \overline{u}}{\partial z}\right) + \left(\frac{\partial \overline{\nu}}{\partial z}\right)^{2}\right]^{\frac{1}{2}}$$
(2.56)

é a magnitude do tensor deformação na vertical. H(N) é a contribuição de convecção na produção de turbulência, expressa em termos de freqüência de Brunt-Vaisala, como

$$N^{2} = \frac{g}{\overline{\theta}} \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial z}$$
(2.57)

e é dado por

$$H(N) = \sqrt{\max[0, -N^2]},$$
 (2.58)

intensificando a turbulência apenas em situação de estratificação instável. O termo f(Ri) é expresso por

$$f(Ri) = \sqrt{\max\left[0, 1 - \frac{K_{hv}}{K_{mv}}Ri\right]}$$
(2.59)

Nesta última expressão, $\frac{K_{hv}}{K_{mv}}$ é a razão entre o coeficiente de difusividade de calor e momentum, especificada pelo usuário, Ri é o número de Richardson gradiente definido por

$$Ri = \frac{\frac{g}{\overline{\theta}}\frac{\partial\theta}{\partial z}}{\left|D_{v}\right|^{2}}$$
(2.60)

Da Equação 2.51, observa-se que f(Ri) = 0, para

$$Ri \ge \frac{1}{\frac{K_{hv}}{K_{mv}}}$$
(2.61)

Os coeficientes de difusividade de escalares são calculados em função dos respectivos coeficientes de momentum por meio das seguintes relações

$$K_{\phi h} = K_{mh} \tag{2.62}$$

$$K_{\phi\nu} = 3K_{m\nu} \tag{2.63}$$

Da relação acima (Equação 2.63) e da expressão para f(Ri) (Equação 2.59), observa-se que a parametrização aciona a difusão turbulenta na vertical apenas nos pontos de grade onde Ri < 1/3.

3. METODOLOGIA

O uso integrado das informações meteorológicas convencionais e não convencionais, associado a um conhecimento dos mecanismos de formação de sistemas de precipitação em mesoescala, conhecimento este apoiado por resultados de modelos prognósticos, diagnósticos e estatísticos, é que forma a base para um eficiente sistema de previsão de tempo.



Figura 3.1 - Configuração de um sistema de previsão de tempo a curto prazo (Silva Dias, 1987).

A Figura 3.1 apresenta três estágios na previsão de tempo de curto prazo. Silva Dias (1987) refere-se ao primeiro estágio como sendo a fase na qual os padrões de precipitação observados por radar e satélite são observados e linearmente extrapolados. No segundo estágio, ocorre a extração de informações detalhadas dos campos de mesoescala de temperatura, umidade e vento em superfície e em altitude, recorrendo não só às redes de dados convencionais, mas também ao processamento de dados obtidos via satélite. Finalmente, o terceiro estágio é aquele onde se inicia o processamento das informações obtidas nos estágios anteriores no sentido de detectar a possível e eventual ocorrência de processos físicos que alterem o campo de interesse como, por exemplo, precipitação, vento, entre outros.

Neste contexto, será realizada uma análise do caso de ventos intensos associados a uma linha de instabilidade pré-frontal ocorrido na madrugada do dia 07 de setembro de 2002, abordando aspectos dinâmicos e termodinâmicos relativos ao sistema frontal e ao sistema de mesoescala que atuaram na região. Além disso, serão apresentados os resultados obtidos a partir de simulações do evento, onde foram testadas duas parametrizações de difusão turbulenta disponíveis no modelo atmosférico RAMS versão 4.3. A primeira parametrização é conhecida por esquema de Mellor-Yamada, a qual avalia o coeficiente de mistura a partir do prognóstico de energia cinética turbulenta, enquanto a segunda é denominada por esquema de deformação anisotrópica, que parametriza a mistura turbulenta a partir da deformação do fluido.

3.1- O Modelo RAMS

A modelagem numérica é uma ferramenta de grande importância tanto para prognosticar a formação e evolução de sistemas de mesoescala, assim como para diagnosticar e avaliar fatores ambientais dinâmicos e termodinâmicos associados (COTTON et al. 1982; FLATAU et al., 1989; PIELKE et al. 1992). Como já citado anteriormente, alguns trabalhos de modelagem numérica de sistemas convectivos de mesoescala foram desenvolvidos com o objetivo de estudar essas tempestades no Brasil e avaliar o tipo de ambiente favorável à sua formação e evolução, visando uma melhora de sua previsibilidade. Entre eles, estão os trabalhos de MENEZES (1998), MENEZES e SILVA DIAS (1998) e MENEZES e SILVA DIAS (1996), onde os autores avaliam o tipo de ambiente associado à formação e evolução de alguns casos de tempestades no estado de São Paulo. Uma grande vantagem da modelagem numérica é o fato de se obter campos meteorológicos com resolução espacial e temporal muito maior do que as informações disponíveis na rede sinótica.

A modelagem numérica apresenta-se hoje, como um poderoso método na pesquisa de variados fenômenos nos diversos campos do conhecimento, especialmente aqueles não reprodutíveis em condições controladas. Particularmente, nas Ciências Atmosféricas, empregam-se métodos computacionais para a solução numérica das equações que governam o comportamento dos fluidos em um espectro de movimentos que se estende dos turbulentos de pequena escala até aqueles de dimensão planetária. Na meteorologia, a modelagem numérica é amplamente utilizada, não apenas na pesquisa, mas também cotidianamente nos centros operacionais de previsão de tempo e análises climáticas.

Para este trabalho, foi escolhido o modelo atmosférico de mesoescala – RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*) como ferramenta para descrever as condições atmosféricas. O RAMS é um código numérico altamente versátil, desenvolvido por cientistas da Universidade do Colorado e pela divisão ASTER – *Mission Rearch Corporation* (WALKO E TREMBACK, 1993), para simular e prognosticar sistemas meteorológicos. Seus principais componentes são: (1) um modelo atmosférico que realiza as simulações; (2) um pacote de análise de dados que prepara os dados iniciais para o modelo atmosférico, a partir de dados meteorológicos observados, e (3) um pacote de pós-processamento.

O modelo atmosférico é construído em torno do conjunto completo das equações diferenciais parciais aplicadas à atmosfera na forma não linear, conforme apresentado no Apêndice B. São prognosticadas as variáveis componentes da velocidade u, v e w, a função de Exner (π), a temperatura potencial da água no estado líquido e/ou sólido, a razão de mistura de vapor de água, a razão de mistura de água total, de chuva e de gotículas e cristais de gelo. São diagnosticadas a temperatura potencial, a temperatura do ar e a pressão atmosférica.

São incluídas, ainda, parametrizações de processos físicos tais como: a difusão turbulenta (MANTON e COTTON, 1977; LOUIS, 1979); a radiação solar e terrestre (CHEN e COTTON, 1983; MAHER e PIELKE, 1977); a difusão de calor e umidade no solo (MAHRER e PIELKE, 1977; McCUMBER e PIELKE, 1981); TREMBACK e KESSLER, 1985); a interação atmosfera-vegetação (AVISSAR e MAHRER, 1988;

AVISSAR e PIELKE, 1989; LEE, 1982) e os processos úmidos de parametrização de cúmulos de grande escala e de microfísica de nuvens (TREMBACK, 1990).

As equações são resolvidas pelos métodos das diferenças finitas (HALTINER e WILLIANS, 1980) utilizando vários esquemas de diferenciação de forma a maximizar a eficiência numérica do código. Sumariamente, utiliza, para diferenciação no tempo, o esquema *leapfrog* com precisão de segunda e quarta ordem, aplicando *time-splitting* com relação aos termos responsáveis pela propagação de ondas acústicas. A integração é efetuada combinando-se o esquema avançado-retardado na horizontal e o esquema de Crank-Nicolson na vertical (PAEGLE, 1976). O operador advecção, na forma de fluxo, é integrado pelo esquema avançado de sexta ordem da seguinte forma: na vertical, utilizando o método de CROWLEY (1968) que não exige espaçamento constante na grade, e, na horizontal, se reduz à forma advectiva para espaçamento constante (TREMBACK et al., 1987). As parametrizações são integradas com o esquema avançado.

A grade utilizada na versão tridimensional é do tipo C de Arakawa descrita por MESINGER e ARAKAWA (1976). Todas as variáveis termodinâmicas e de umidade são calculadas nos pontos de grade, enquanto as componentes da velocidade u, v, w são obtidos em $\frac{1}{2} \Delta x$, $\frac{1}{2} \Delta y$ e $\frac{1}{2} \Delta z$, respectivamente.

O sistema de coordenadas vertical, sigma z, segue a topografia, (GAL-CHEN e SOMMERVILLE, 1975; CRANK, 1977; TRIPOLI e COTTON, 1982).

A versão 4.3 do modelo RAMS, ora utilizada, é não-hidrostática, o que é fundamental para simulações em mesoescala. O modelo foi inicializado e alimentado nas bordas com as reanálises do NCEP (*National Center for Environmental Prediction*).

3.2- Experimentos com o Modelo RAMS

No presente estudo, foram utilizadas duas grades; a primeira com menor resolução espacial (grade mãe) e a segunda, aninhada a esta (grade 2), centrada na bacia do Rio Paraíba do Sul, com resolução da ordem de três vezes maior, conforme apresentado nas Tabelas 3.1 e 3.2.

Foram realizados dois experimentos em grades tridimensionais, nos quais investigou-se, por meio de simulações numéricas, se o modelo conseguiria simular sinais ou indicativos do fenômeno, sendo a diferença entre as configurações dos experimentos a parametrização de turbulência utilizada pelo RAMS mostrados na Tabela 3.3.

Grade	Δx^*	Δy^*	Δt^*	Pontos em x	Pontos em y	Domínio
MÃE	27	27	60	80	80	Regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste do Brasil.
G 2	9	9	20	53	41	Vale do Paraíba (região de interesse)

Tabela 3.1: Configuração espacial e temporal das simulações.

*Medidas de espaço em km e tempo em segundos

Grade Mãe Grade 2 Números de Pontos em z 30 30 70 $\Delta z \min(m)$ 70 1200 1200 $\Delta z \text{ máximo (m)}$ Fator de crescimento 1,15 1,15 Topo do modelo (km) 16,7 16,7

Tabela 3.2: Dimensão da grade vertical das simulações.

A grade mãe é importante para verificar o poder de simulação de fenômenos de escala sinótica, tal como a frente fria, enquanto, com a grade 2, espera-se a simulação do sistema de mesoescala de interesse ou, minimamente, de seus sinais, caracterizado por ser um fenômeno de formação pré-frontal.

Tabela 3.3: Parametrizações básicas utilizadas nas simulações

Parametrização	Experimento 1	Experimento 2
Radiação	Chen, 1983	Chen, 1983
Convecção	Kuo modificada	Kuo modificada
Microfísica	completa de Flatau et al., 1989	completa de Flatau et al., 1989
Turbulência	Mellor e Yamada, 1982	Deformação Anisotrópica

3.3- Dados de Reanálise do NCEP

Uma das maiores dificuldades no desenvolvimento de pesquisa e melhorias nas previsões é a ausência ou baixa qualidade nos dados observados disponíveis. Com o objetivo de minimizar esse obstáculo, foi feito um esforço conjunto entre dois respeitados e conceituados centros de pesquisa, *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) e *National Center for Atmospheric Research* (NCAR). Reanálise é um conjunto de dados resultante dessa cooperação entre o NCEP e NCAR com o objetivo de formar uma base de dados de registros retroativos em um período de 50 anos de campos de análises atmosféricas global mantendo o sistema de assimilação dos dados invariável. Esse procedimento elimina as lacunas existentes devido a mudanças no sistema de assimilação operacional de dados, embora os dados da reanálise ainda sejam afetados pelas variações dos sistemas de observação (KALNAY et al, 1996; KISTLER, 2001). Neste trabalho, estes dados serão utilizados para inicializar e alimentar as bordas do modelo atmosférico RAMS.

3.4- Dados para verificação

A fim de verificar e validar os resultados, foram utilizados:

- dados com intervalo de 3 horas das estações automáticas do INPE do tipo PCD plataforma de coleta de dados - mostrado na Figura 3.2. A localização das estações meteorológicas é indicada pelos círculos vermelhos, enquanto que os círculos roxos e a sigla "HID" indicam estações hidrológicas.
- imagens do satélite GOES 8 no canal do infravermelho;
- imagens do tipo CAPPI (Constant Altitude Plan Position Indicator) do radar meteorológico do Sistema de Alerta a Inundações da Cidade de São Paulo (SAISP).



Figura 3.2 – Mapa de localização das plataformas de coletas de dados (PCD's) do INPE na bacia do rio Paraíba do Sul (INPE).

4. DESCRIÇÃO GERAL DA BACIA

A bacia do rio Paraíba do Sul está localizada em uma das mais importantes regiões industriais do país (Figura 4.1).



Mapa de Localização da Bacia do Paraíba do Sul

Figura 4.1 – Mapa de localização da bacia do rio Paraíba do Sul (CEIVAP, 2001).

A realidade atual da bacia é resultado de um processo histórico de ocupação marcado por diversos ciclos econômicos que se alternaram ao longo dos anos na região e no país (ciclo da caça ao índio, da mineração, da cana de açúcar, do café e o ciclo industrial). Sua extensão é de aproximadamente de 55.500 km², estendendo-se pelos territórios dos estados de São Paulo (13.900 km².), Rio de Janeiro (20.900 km².) e Minas Gerais (20.700 km².), abrangendo 168 municípios, conforme mostra o mapa político-administrativo da bacia na Figura 4.2.



Figura 4.2 – Mapa político-administrativo da bacia do rio Paraíba do Sul, (CEIVAP, 2001).

O percurso do rio Paraíba do Sul é de 1.137 km. O rio é formado pela confluência dos rios Paraitinga e Paraibuna. Sua foz é no oceano Atlântico no litoral norte do estado do Rio de Janeiro.

A população da bacia é estimada em 5.246.066 (IBGE, 2001) habitantes. A população abastecida pela água do rio Paraíba totaliza cerca de 12 milhões de pessoas, incluindo 8 milhões de habitantes da Região Metropolitana do Rio de Janeiro, cujo abastecimento é feito por intermédio da captação de 44 m³./s no rio Guandu e 5,5 m³./s no reservatório de Lajes, derivados de duas transposições da bacia do rio Paraíba do Sul. São retirados 160 m³./s diretamente do Paraíba pela estação elevatória de Santa Cecília e 20 m³./s da bacia do rio Piraí, utilizadas também para a geração de energia elétrica. A potência hidrelétrica instalada é de 1.020 MW, com possibilidade de gerar mais 800 MW.

A distribuição das classes de vegetação e uso do solo pode ser observada no mapa de cobertura vegetal na Figura 4.3.

A Figura 4.4 mostra a concentração e principais usos da água. Existem aproximadamente 5.400 indústrias e 6.000 propriedades rurais, com o total de 61 mil hectares de plantações irrigadas pelo rio Paraíba do Sul.

A situação de degradação atual da bacia não é nada animadora. Cerca de 1 bilhão de litros de esgotos sanitários, praticamente sem tratamento, são lançados diariamente no rio Paraíba, além dos efluentes industriais, muitas vezes tóxicos, e toda a espécie de lixo que a própria população atira em suas águas.

A alta diversificação climática é uma característica marcante na região sudeste do Brasil, considerando-se o regime das temperaturas. A região, localizada na zona tropical, está exposta à alta incidência de radiação solar, favorecendo, assim, à evaporação das enormes massas líquidas presentes e, posteriormente, dando origem ao processo de precipitação.

A região apresenta, ainda, os maiores contrastes morfológicos do Brasil. Essa característica do relevo local favorece a formação de nuvens convectivas, uma vez que atua no sentido de aumentar a turbulência do ar.

O clima da maior parte da região pode ser considerado subtropical quente (verões chuvosos e invernos secos). A temperatura média anual situa-se acima de 21_{-}^{0} -C, sendo a média anual de umidade do ar superior a 70%.



Figura 4.3 - Distribuição das classes de vegetação e uso do solo. (CEIVAP, 2001).



Figura 4.4 – Concentração e principais usos da água, (CEIVAP, 2001).

No trecho paulista da bacia, as precipitações mais significativas, bem como as maiores diferenças de precipitação, estão associadas às serras da Mantiqueira (1.300 a 2.000 mm anuais) e do Mar (1.300 a 2.800 mm anuais).

O efeito orográfico na geração da precipitação na região é bastante significativo, observando-se ainda que os maiores valores e maiores diferenças nos índices pluviométricos ocorrem na região da Serra do Mar. A explicação para tal fato é que, além do efeito orográfico, há a penetração de ar úmido proveniente do oceano.

O Vale do Paraíba, região situada entre as Serras do Mar e da Mantiqueira, conforme mostra a Figura 4.5, apresenta os mais baixos índices pluviométricos da bacia, entre 1200 e 1300 mm anuais. A distribuição de chuva é bastante uniforme. Os menores valores de totais anuais (1.200mm) são observados próximos às cidades de Paraibuna e Santa Branca.



Figura 4.5 – Vista do rio Paraíba do Sul, trecho médio (CEIVAP, 2001).

5. APRESENTAÇÃO DE RESULTADOS

Neste capítulo, será descrito e analisado o evento ocorrido na madrugada do dia 07 de setembro de 2002, o qual foi marcado pela ocorrência de ventos intensos, associados à passagem de uma linha de instabilidade pré-frontal, que atingiram cerca de 100 km/h, causando transtornos em várias regiões dos Estados de São Paulo, Rio de Janeiro e sul de Minas Gerais. A distribuição de energia foi interrompida em vários pontos dos estado do Rio de Janeiro e São Paulo, casas foram destelhadas, árvores arrancadas, enfim, houve grandes prejuízos materiais e sociais associados a esse evento, como pode ser verificado nas reportagens da época apresentadas no Apêndice C, justificando, assim, uma análise mais detalhada do evento.

A região do vale do Paraíba, uma das áreas mais atingidas pelo vendaval, apresenta, como característica marcante, o relevo local. Como foi visto anteriormente na seção 2.4, a orografia exerce importante influência na produção ou redução da turbulência. Nesse sentido, tentar-se-á verificar, no evento acima mencionado, se há diferenças significativas associadas à escolha da parametrização de difusão turbulenta segundo Mellor-Yamada ou utilizando a parametrização de deformação anisotrópica, ambas disponíveis no modelo RAMS V. 4.3.

Na próxima seção, será feita uma descrição geral do caso ocorrido, ressaltando suas principais características de causas e conseqüências.
5.1 - Descrição geral do caso

O evento de ventos intenso ocorrido na madrugada do dia 07 de setembro de 2002, em parte dos estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais, provocou diversos danos para a população. O vento forte deixou várias localidades sem energia durante várias horas, árvores foram derrubadas, casas foram destruídas, aeroportos ficaram fechados e o desfile comemorativo do Dia da Independência no Rio de Janeiro foi cancelado, conforme registrado pela imprensa (Apêndice C). A Figura 5.1 mostra dados das rajadas de vento medidas em três PCD's do INPE. A localização das estações está disponível na Figura 3.2. As estações de Cunha e de São José do Barreiro, ambas localizadas no vale do Paraíba, registraram em torno de 70 km/h. Na estação de Paraibuna, embora com menor intensidade, aproximadamente 40 km/h, nota-se que o vento máximo ocorrido foi observado no horário da passagem da linha de instabilidade.



Velocidade do vento máximo - setembro de 2002

Figura 5.1 – Velocidade do vento máximo registrado nas estações de Paraibuna (linha amarela), Cunha (linha vermelha) e São José do Barreiro (linha azul).

A precipitação é uma variável resultante das interações entre as demais variáveis, sendo de difícil previsão. Nesse evento, a precipitação associada não foi muito expressiva. Esse fato pode ser decorrente da evaporação de muita água de nuvem e de gotas de chuva associada ao ambiente estar relativamente seco em níveis médios da atmosfera. Tal condição favorece a ocorrência de intensas correntes descendentes como visto por MENEZES, SILVA PAIVA et al. (2000). Como mostrado na Figura 5.2, a plataforma de coleta de dados de São José do Barreiro apresentou o maior volume de chuva no período de 06 as 12 TMG (horário da passagem da linha frontal). Essa estação acumulou, nessas 3 horas, cerca de 16,0 mm.



Chuva acumulada - setembro de 2002

Figura 5.2 – Chuva acumulada registrada nas estações de Paraibuna (linha amarela), Cunha (linha vermelha) e São José do Barreiro (linha azul).

Durante o período da tarde do dia anterior ao evento, as temperaturas estavam elevadas na região. Na Figura 5.3, estão apresentados os dados de temperatura do ar nas estações de Paraibuna, Cunha e São José do Barreiro, além da temperatura do ar média climática às 18 TMG na estação de Taubaté (TMC) e da temperatura do ar média climática adicionada do desvio padrão às 18 TMG (TMCD) na estação de Taubaté.

Observa-se que as três plataformas de coleta de dados do INPE registraram temperaturas do ar às 18 TMG acima da média climática (TMC) para o mês de setembro, que é de 26,6°C na estação de Taubaté (LEMOS, 2000). Além disso, as estações de Paraibuna e São José do Barreiro superaram os valores da média climatológica adicionada do valor do desvio padrão. Vale ressaltar que a estação de Cunha encontra-se em região serrana, como mostrado no mapa de localização das pcd's (Figura 3.2). Isso explica os valores inferiores de temperatura do ar registrados nessa estação. Com a chegada do sistema frontal entre 12 e 15 TMG do dia 07, observa-se o declínio de temperatura do ar. Com a penetração da massa de ar frio e a atuação dos ventos de sudeste no dia 08 de setembro, as temperaturas ficaram amenas na região.



Temperatura do ar - setembro de 2002

Figura 5.3 – Temperatura do ar nas estações de Paraibuna (linha amarela), Cunha (linha vermelha) e São José do Barreiro (linha azul), TMC (linha rosa) e TMCD (linha verde).

A umidade relativa do ar em superfície medida pelas três estações estava abaixo da normal climática (URC) para as 18 TMG do mês de setembro, que é de 49,8% (LEMOS, 2000) durante a tarde anterior ao evento, como mostrado na Figura 5.4. Observa-se que as estações de Paraibuna e de São José do Barreiro apresentaram valores de umidade relativa do ar em torno do valor da média climatológica, segundo LEMOS (2000), com o desconto do desvio padrão (URCD) (31,4%). Os valores de umidade relativa elevaram-se no período do evento entre 06 e 12TMG do dia 07 devido às chuvas associadas à linha de instabilidade pré-frontal.



Figura 5.4 – Umidade relativa do ar nas estações de Paraibuna (linha amarela), Cunha (linha vermelha) e São José do Barreiro (linha azul), URC (linha rosa) e URCD (linha verde).

Analisando as temperaturas do ponto de orvalho observadas nas pcd's na Figura 5.5, observa-se que houve um declínio dessa variável devido à penetração da massa de ar seco e frio na retaguarda ao sistema frontal, após as 18 TMG do dia 07.



Temperatura do Ponto de Orvalho - setembro de 2002

Figura 5.5 – Temperatura do ar nas estações de Paraibuna (linha amarela), Cunha (linha vermelha) e São José do Barreiro (linha azul).

No período de desenvolvimento e deslocamento da linha de instabilidade no nordeste de São Paulo, no Rio de Janeiro e no sul de Minas Gerais, era observado, em termos sinóticos, um sistema frontal com orientação noroeste/sudeste que ingressou no sul do estado de SP às 06 TMG. Esse sistema, às 12 TMG, encontrava-se entre SP e sul do RJ e, às 18 TMG, localizava-se entre o norte do RJ e sul do ES. Um aspecto a ser ressaltado é a velocidade com que o sistema avançou pelos estados de SP e RJ. Como visto acima, em menos de 12 horas, o sistema cruzou os dois estados.

5.2 - Descrição Sinótica do Evento

Imagens de Satélite

As imagens de satélite GOES 8 no canal do infravermelho cedidas pelo INPE (Figura 5.6) ilustram que a frente fria não foi a responsável pelos fortes ventos observados na madrugada do dia 7 de setembro de 2002.

Às 03 TMG do dia 07 de setembro de 2002, o sistema frontal encontrava-se na região sul do Brasil, entre os estados de Santa Catarina e Paraná, como visto na Figura 5.6a. Nesse mesmo horário, nuvens convectivas podiam ser observadas em grande parte das regiões norte e centro-oeste.

Na imagem referente às 9 TMG (Figura 5.6b), fortes rajadas de vento já haviam assolado o município do Rio de Janeiro. Contudo, a frente fria ainda não havia chegado à cidade. Apesar das imagens de satélite da Figura 5.6 não apresentarem resolução suficiente para detectar sistemas de escala menores como o caso de linha de instabilidade, podia ser verificado, nesse horário, que a frente fria atuava nos estados de Mato Grosso do Sul, Paraná e sul do São Paulo.

As 12 TMG, o sistema frontal encontrava-se entre o estado de São Paulo e sul do Rio de Janeiro e sul de Minas Gerais. Observando a imagem de satélite desse horário, nota-se nebulosidade pré-frontal cobrindo o Rio de Janeiro. Nessa imagem (Figura 5.6c), verifica-se que o sistema começa a enfraquecer sobre o continente.

No horário das 15 TMG, o sistema frontal podia ser observado sobre o Rio de Janeiro e no centro-sul de Minas Gerais, como mostrado na Figura 5.6d.



Figura 5.6 – Imagens do satélite GOES 8 no canal do infravermelho do dia 07/092002 às (a) 03 TMG, (b) 09 TMG, (c) 12 TMG e (d) 15 TMG. Fonte: INPE.

Situação Sinótica no dia 06/09/2002 às 18 TMG

O campo de análise de vento em superfície e temperatura potencial equivalente (theta-e) em 850 hPa, gerados a partir dos dados de reanálise do NCEP, mostrava a frente fria , que é definida como uma região de confluência do vento e encontro de massas de ar com diferentes características (tonalidade em vermelho indica massa de ar quente e úmida e tonalidade em azul representa a massa de ar frio e seco), localizada entre o RS, SC e sudoeste do PR às 18 TMG do dia 6 de setembro de 2002, como mostrado na Figura 5.7a.

O campo de pressão reduzida ao nível médio do mar, apresentado na Figura 5.7b, mostrava o centro de baixa com valor de 1006 hPa associado ao sistema frontal. Nessa mesma figura, através do campo de razão de mistura em superfície, pode se verificar uma região de máximo valor de umidade disponível, fornecendo suporte termodinâmico ao sistema frontal.



Figura 5.7 – Análise das 18 TMG de 06/09/2002 para os campos de (a) vento em m/s em superfície e temperatura potencial equivalente em K em 850 hPa e (b) pressão reduzida ao nível médio do mar em hPa e razão de mistura em superfície em g/kg.

Nesse mesmo horário, notou-se que o sistema frontal estava localizado a leste do cavado em 250 hPa , a qual é uma região dinamicamente favorável à convecção (Figura 5.7c).

A Figura 5.7d mostra o gradiente de temperatura do ar em superfície na região frontal e ressaltando que a região do vale do Paraíba e o Rio de Janeiro estavam em uma área sob a atuação de uma massa de ar quente e com fluxo do vento com orientação de noroeste e norte.



Figura 5.7 – Análise das 18 TMG de 06/09/2002 para os campos de (c) linha de corrente e magnitude em m/s em 250 hPa e (d) vento em m/s e temperatura do ar em °C na superfície.

O campo da análise de umidade relativa em 700 hPa, mostrado na Figura 5.7e, indicava com muita clareza que o ambiente, em níveis médios, estava seco na região onde a linha de instabilidade pré-frontal se deslocaria algumas horas mais tarde.

A umidade relativa em 500 hPa não apresentou uma contribuição significativa para a formação e desenvolvimento da linha de instabilidade nesse horário, como mostrado na Figura 5.7f.



Figura 5.7 – Análise das 18 TMG de 06/09/2002 para os campos de (e) vento em m/s e umidade relativa em 700 hPa e (f) vento em m/s e umidade relativa em 500 hPa.

Situação Sinótica no dia 07/09/2002 às 00 TMG

O sistema frontal às 00TMG do dia 07 de setembro de 2002 encontrava-se posicionado entre os estados de Santa Catarina e Paraná, como pode ser observado pelos campos de temperatura potencial equivalente e pela confluência dos ventos em 850 hPa (Figura 5.8a).

O sistema de baixa pressão associado à frente fria deslocou-se ligeiramente para leste em direção ao oceano, conforme mostrado na Figura 5.8b. O campo de análise da razão de mistura indica que há umidade disponível em superfície no oeste do Estado do Paraná favorecendo a convecção na região frontal.



Figura 5.8 – Análise das 00 TMG de 07/09/2002 para os campos de (a) vento em m/s em superfície e temperatura potencial equivalente (K) em 850 hPa e (b) pressão reduzida ao nível médio do mar em hPa e razão de mistura em superfície em g/kg.

Na Figura 5.8c, observa-se que o sistema frontal permanecia a leste do eixo do cavado em 250 hpa, ou seja, continuava sendo uma região favorável à convecção.

A temperatura do ar continuava elevada durante a noite do dia 06/09/2002 na maior parte da região sudeste, como pode ser visto na Figura 5.8d. A região litorânea, como é o caso do Rio de Janeiro, apresenta temperaturas mais amenas devido à influência marítima. Podia ser observados a massa de ar frio e o vento de quadrante sul na retaguarda do sistema frontal (Figura 5.8d).



Figura 5.8 – Análise das 00 TMG de 07/09/2002 para os campos de (c) linha de corrente e magnitude em m/s em 250 hPa e (d) vento em m/s e temperatura do ar em °C na superfície.

Na Figura 5.8e, permanece sendo notável o ambiente seco em níveis médios na região de estudo desta dissertação, indicando uma condição favorável à ocorrência de ventos intensos em superfície.

A umidade relativa em 500 hPa, mostrada na Figura 5.8f não contribuiu expressivamente para a ocorrência de ventos intensos que poucas horas mais tarde atingiria a região do Vale do Paraíba e sul de MG. A secagem do ambiente nesse nível foi mais significativa em parte do estado do Rio de Janeiro.



Figura 5.8 – Análise das 00 TMG de 07/09/2002 para os campos de (e) vento em m/s e umidade relativa em 700 hPa e (f) vento em m/s e umidade relativa em 500 hPa.

Vale relembrar que, nos próximos dois horários a serem analisados, foram o período de atuação da linha de instabilidade pré-frontal que atingiu parte dos estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Espírito Santo.

Situação Sinótica no dia 07/09/2002 às 06 TMG

Às 06 TMG do dia 07/09/2002, o sistema frontal encontrava-se com maior atividade no oceano, mas ainda causava instabilidades no centro-sul do estado de São Paulo. Na Figura 5.9a, nota-se que a confluência dos ventos no continente estava menos intensa que nos horários anteriormente descritos. Deve-se ressaltar que, nesse horário, algumas células convectivas associadas a linha de instabilidade pré-frontal já haviam se desenvolvido no nordeste do estado de SP, incluindo a capital paulista. Ainda na Figura 5.9a, verifica-se que a massa de ar quente e úmida continuava a atuar no vale do Paraíba, RJ e sul de MG.

O cavado em superfície associado ao sistema frontal podia ser observado, como mostra a Figura 5.9b. O campo de razão de mistura apresentado nessa figura indica que, em superfície, havia umidade disponível na região afetada pela passagem da linha de instabilidade pré-frontal.



Figura 5.9 – Análise das 06 TMG de 07/09/2002 para os campos de (a) vento em superfície e temperatura potencial equivalente em 850 hPa e (b) pressão reduzida ao nível médio do mar e razão de mistura em superfície.

Verifica-se, pelo campo de análise de linhas de corrente em 250 hPa na Figura 5.9c, que a posição do sistema de baixa pressão já não estava tão favorável à intensificação do sistema como observado nos horários anteriores.

A Figura 5.9d indica que as temperaturas do ar em superfície permaneciam elevadas na região do vale do Paraíba fornecendo suporte termodinâmico para a formação e desenvolvimento de sistema em escalas menores que o sistema frontal.



Figura 5.9 – Análise das 06 TMG de 07/09/2002 para os campos de (c) linha de corrente e magnitude em 250 hPa e (d) vento e temperatura do ar em superfície.

A umidade relativa em 700 hPa mostrada na Figura 5.9e apresentou um aumento com relação aos horários anteriormente descritos. Esse fato poderia ser justificado pela ocorrência da chuva associada à passagem da linha de instabilidade préfrontal.

O campo de análise de umidade relativa em 500 hpa apresentada na Figura 5.9f também aumentou no Rio de Janeiro nesse horário comparando-se com o horário anterior.



Figura 5.9 – Análise das 06 TMG de 07/09/2002 para os campos de (e) vento e umidade relativa em 700 hPa e (f) vento e umidade relativa em 500 hPa.

Situação Sinótica no dia 07/09/2002 às 12 TMG

Às 12 TMG do dia 07 de setembro de 2002, o sistema frontal já se encontrava enfraquecido entre o estado de São Paulo e o sul do Rio de Janeiro, como pode ser verificado pela redução da área de abrangência da massa de ar quente e úmida e pela fraca confluência dos ventos no continente apresentadas na Figura 5.10a. Nota-se também que a massa de ar frio e seco localizada na retaguarda do sistema frontal avançou pelo continente.

A redução da intensidade da frente fria no continente pode ser confirmada pelo aumento expressivo do valor da pressão, comparado com os horários anteriores (Figura 5.10b). A razão de mistura em superfície, também apresentada nessa figura, estava relativamente elevada na zona frontal, em especial no Rio de Janeiro.



Figura 5.10 – Análise das 12 TMG de 07/09/2002 para os campos de (a) vento em m/s em superfície e temperatura potencial equivalente (K) em 850 hPa e (b) pressão reduzida ao nível médio do mar em hPa e razão de mistura em superfície em g/kg.

O eixo do cavado em altos níveis já não fornecia suporte dinâmico ao sistema frontal no continente, conforme mostrado na Figura 5.10c.

O campo de análise da temperatura do ar em superfície apresentado na Figura 5.10d mostrava uma redução desta variável associada ao menor aquecimento diurno aliado à ocorrência de chuva que, nesse horário, era principalmente do tipo estratiforme.



Figura 5.10 – Análise das 12 TMG de 07/09/2002 para os campos de (c) linha de corrente e magnitude em m/s em 250 hPa e (d) vento em m/s e temperatura do ar em °C na superfície.

As Figuras 5.10e e 5.10f mostram o gradiente de umidade relativa nos níveis de 700 hPa e em 500 hPa que estavam associados ao sistema frontal.



Figura 5.10 – Análise das 12 TMG de 07/09/2002 para os campos de (e) vento e umidade relativa em 700 hPa e (f) vento e umidade relativa em 500 hPa.

A fim de reforçar o fato que os ventos intensos que atingiram parte dos estados de São Paulo, Rio de Janeiro e sul de MG durante a madrugada do dia 07 de setembro de 2002 estavam associados à linha de instabilidade e não ao sistema frontal, pode se verificar, através da Figura 5.11, que os ventos em baixos níveis da atmosfera apresentaram componente de quadrante sul, apenas entre o período das 12 TMG e 18 TMG do dia 07/09/2002.



Figura 5.11 – Análise das 18 TMG de 07/09/2002 para os campos de (a) vento em superfície e temperatura potencial equivalente em 850 hPa e (b) pressão reduzida ao nível médio do mar em hPa e razão de mistura em superfície.

5.3 - Resultados relevantes obtidos nas simulações na grade de 27 km

O acompanhamento e aferição da qualidade e performance do modelo podem ser realizados comparando-se resultados de simulações com análises, imagens de satélite, produtos de radar dados medidos em estações, entre outros.

Como visto no Capítulo 3, foram realizadas simulações com o modelo atmosférico RAMS utilizando duas parametrizações de difusão turbulenta disponíveis no modelo atmosférico RAMS V4.3: Mellor – Yamada e deformação anisotrópica.

O modelo foi inicializado com os dados de reanálise do NCEP do dia 06. -de setembro de 2002 às 00 TMG. O período simulado foi de 06 a 08 de setembro de 2002. As características básicas dos experimentos podem ser verificadas nas Tabelas 3.1, 3.2 e 3.3 do presente trabalho.

De forma geral, ambas as parametrizações conseguiram simular satisfatoriamente as características sinóticas do evento.

Comparando-se os campos da análise com os resultados obtidos a partir da parametrização utilizando a difusão de turbulência segundo Mellor-Yamada e a parametrização de deformação anisotrópica para os dias 06/09/2002 às 18 TMG e 07/09/2002 às 00 TMG, apresentados nas Figuras 5.12 e 5.13, verifica-se que ambas as simulações conseguiram posicionar corretamente o sistema de baixa pressão na região do sistema frontal.

A diferença mais significativa apresentada pelas simulações foi a secagem do ambiente em níveis baixos e médios da atmosfera.

Este fato pode ser observado fazendo a comparação entre a análise e os campos de razão de mistura simulados do dia 06/09/2002 às 18 TMG na maior parte de Minas Gerais e norte do estado de São Paulo. No dia 07/09/2002 às 00TMG a região central de Minas Gerais permanece relativamente seca de acordo com as simulações. Para esse mesmo horário, a parametrização de Mellor-Yamada captura melhor que a parametrização de deformação anisotrópica os sinais de ambiente relativamente mais úmido na região litorânea das regiões sul e sudeste e no oeste do Paraná (Figuras 5.12.-e 5.13).



Figura 5.12 – Campos de pressão ao nível médio do mar (hPa) e razão de mistura para o dia 06/09/2002 às 18 TMG (a) análise, (b) Mellor-Yamada e (c) deformação anisotrópica.



Figura 5.13 – Campos de pressão ao nível médio do mar e razão de mistura para o dia 07/09/2002 às 00 TMG: (a) análise, (b) Mellor-Yamada e (c) deformação anisotrópica.

A confluência dos ventos em 850 hPa na região frontal foi bem simulada por ambas as parametrizações, como pode ser verificado na Figura 5.14. Porém, a secagem do ambiente também é bastante notável quando o campo de análise da temperatura potencial equivalente, apresentado na Figura 5.14, é comparado com as simulações dessa variável às 06 TMG do dia 07/09/2002. Nota-se que a região quente e úmida mostrada na análise é bastante reduzida nas simulações, como pode ser verificado em todo o estado de São Paulo e grande parte de Minas Gerais. Por outro lado, há um aumento da área de atuação da massa de ar frio e seco que, como indicado pela análise, encontrava-se sobre o sul do Paraná, enquanto que, pelas simulações, essa massa de ar já penetrou em grande parte deste estado.

Nos níveis médios da atmosfera, essa condição de secagem também se confirma, como pode ser observado nos horários das 06 e das 12 TMG principalmente sobre os estados de São Paulo e Minas Gerais, mostrados nas Figuras 5.15 e 5.16

Essa secagem do ambiente apresenta-se ligeiramente mais intensa na simulação utilizando a parametrização de deformação anisotrópica como pôde ser observado em todos os campos onde esta condição foi observada.



Figura 5.14: Campos de vento em superfície (m/s) e temperatura potencial equivalente em 850 hPa para o dia 07/09/2002 às 06 TMG: (a) análise, (b) Mellor-Yamada e (c) deformação anisotrópica.



Figura 5.15 – Campos de vento e umidade relativa em 700 hPa para o dia 07/09/02002 às 06 TMG: (a) análise, (b) Mellor-Yamada e (c) deformação anisotrópica.



Figura 5.16: Campos de vento e umidade relativa em 700 hPa para o dia 07/09/02002 às 12 TMG: (a) análise, (b) Mellor-Yamada e (c) deformação anisotrópica.

Como já mencionado anteriormente, a precipitação associada a esse evento não foi muito expressiva na região do vale do Paraíba e no Rio de Janeiro. Como se pode notar na sequência da Figura 5.17, os testes realizados com a parametrização de difusão de turbulência segundo Mellor-Yamada e referente à deformação anisotrópica simularam a precipitação associada ao sistema frontal. A tendência de secagem do ambiente em níveis baixos e médios da atmosfera, observada na discussão anterior, parece não ter influenciado significativamente na produção de precipitação pelo modelo. Isto é perfeitamente justificável, visto que a precipitação é o resultado das interações entre as variáveis atmosféricas que incluem o vento, umidade do ar, pressão atmosférica, temperatura, sendo um processo físico de grande dificuldade de previsibilidade. Dessa forma, fica evidente que outras parametrizações desempenham um importante processo na simulação e previsão dessa variável. Entre elas, pode-se incluir a parametrização de processos físicos tais como: radiação solar e terrestre, difusão de calor e umidade do solo, interação atmosfera-vegetação e os processo úmidos de parametrização de cúmulus de grande escala e de microfisica de nuvens.



Figura 5.17- Taxa de precipitação (mm/h) simulada por (a) Mellor-Yamada para o dia 06/09/2002 às 18 TMG; (b) deformação anisotrópica para o dia 06/09/2002 às 18 TMG; (c) Mellor-Yamada no dia 07/09/2002 às 00 TMG e (d) deformação anisotrópica para o dia 07/09/2002 às 00 TMG.



Figura 5.17- Taxa de precipitação (mm/h) simulada para o dia 07/09/2002 por (e) Mellor-Yamada às 06 TMG; (f) deformação anisotrópica às 06 TMG; (g) Mellor-Yamada às 12 TMG e (h) deformação anisotrópica às 12 TMG.

5.4 - Análise em Mesoescala

Imagens de radar

Para uma previsão do desenvolvimento e da evolução de sistema convectivos, no presente caso, linha de instabilidade, é importante considerar tanto os aspectos termodinâmicos como os dinâmicos do sistema. O radar meteorológico é uma ferramenta essencial para o acompanhamento da evolução de células convectivas.

A seqüência de imagens de radar do Sistema de Alerta a Inundações de São Paulo (SAISP), apresentada na Figura 5.18, mostram a evolução da linha de instabilidade pré-frontal. O horário indicado nas figuras é o horário local. A área destacada, onde está localizada a região de Interlagos, é a capital paulista. Por essas imagens e pelos dados registrados nas PCD's, pode-se verificar que as estações apresentaram um aumento na intensidade do vento próximo ao horário da chuva, ou seja, associado a frente de rajada.

Observa-se que o sistema atuou durante toda a madrugada, sendo possível constatar a realimentação da linha de instabilidade.

Observando a seqüência das imagens na Figura 5.18, verifica-se que, às 00:07 hora local do dia 7 de setembro de 2002 (03:07 TMG do dia 07/09/2002), já havia uma estrutura organizada com sua porção mais intensa no oceano no sudeste do estado de São Paulo, como mostrado na Figura (5.18a).

Uma hora depois, às 01:07 hora local (04:07 TMG), nota-se que aumentou a porção de chuva estratiforme sobre o continente associada a esta linha e, além disso, verifica-se que um centro convectivo está em processo de formação, tendendo a se organizar a noroeste da capital paulista (Figura 5.18b).

Às 02:37 horas local (05:37 TMG), a área convectiva, associada à linha que já estava formada, intensificou-se no continente e já atingia a parte oeste da cidade de São Paulo. Além disso, houve uma organização em linha do centro convectivo que estava em formação, conforme mostra a Figura 5.18c. Esse mecanismo de desenvolvimento de nova célula estava associado ao surgimento de corrente de ar descendentes ao longo da frente de rajada.

Na Figura 5.18d, observa-se que houve aumento de comprimento de ambas as linhas próximo ao horário de 03:12 h (06:12 TMG). Nesse momento, provavelmente, deve ter havido ocorrência de chuvas intensas e até granizo na capital de São Paulo.

Aproximadamente meia hora depois, às 06:47 TMG, como mostrado na Figura 5.18e, a linha que estava mais a frente apresentou decaimento, enquanto que a linha que estava atrás passou a abranger uma área maior.

Às 04:27 horas local (07:27 TMG), verifica-se que as duas linhas se juntaram na região conhecida como vale histórico em São Paulo (Figura 5.18f).

Nas imagens referentes às 05:37 e 06:37 horas local (08:27 e 09:37 TMG, respectivamente), nas Figuras 5.18g e 5.18h, nota-se que os núcleos convectivos já apresentavam intensidades menores. Vale lembrar que, justamente próximo a este período, as pcd's do INPE registraram os ventos máximos. A justificativa para esses ventos intensos observados em superfície deve-se ao fato de que o ambiente estava relativamente mais seco, favorecia a evaporação das gotas de nuvens e, conseqüentemente, aumentava a geração de correntes descendentes, ou seja, observouse ventos intensos em superfície e chuvas não tão significativas.



Figura 5.18: Imagem do radar de São Paulo do dia 7 de setembro de 2002 nos horários locais de (a) 00:07h, (b) 01:07h, (c) 02:37h e (d) 03:12h. Fonte: SAISP (Sistema de Alerta a Inundações de São Paulo).



Figura 5.18: Imagem do radar de São Paulo do dia 7 de setembro de 2002 nos horários locais de (e) 03:47h, (f) 04:27h, (g) 05:37h e (h) 06:37h. Fonte: SAISP (Sistema de Alerta a Inundações de São Paulo).

Análise Termodinâmica

Os dados extraídos de diagramas termodinâmicos, que incluem sondagem da atmosfera desde a superfície ate altos níveis atmosféricos, são bastante úteis para se verificar o ambiente termodinâmico da atmosfera. Através da análise de uma sondagem, é possível identificar níveis importantes associados a instabilidade da atmosfera local. Além disso, pode-se observar o ambiente atmosférico nas sondagens, através de cálculo dos índices de instabilidade, que são uma medida do potencial de ocorrência tempestades, como pode ser consultado no Apêndice D.

Analisando os dados da sondagem das 12 TMG do dia 06 de setembro de 2002, dia anterior à passagem da linha de instabilidade e à chegada do sistema frontal, apresentada na Figura 5.19a, verifica-se que a estação do Campo de Marte (SP) registrava o valor de temperatura do ar na superfície de 22°C e temperatura do ponto de orvalho, também em superfície, de 16°C. O índice cross-total não apresentava valor expressivo, o que pode ser explicado pelo ambiente relativamente seco no nível de 850 hPa. Já o índice totals apresentava valores elevados, visto que está relacionado com a temperatura do ar observada em 850 hPa, que para este dia encontrava-se em torno de 20°C. O índice K também era significativo, tendo em vista a sua relação com a temperatura do ar em 850 hPa. O nível de condensação por levantamento (NCL), nível a partir do qual a parcela de ar torna-se saturada quando elevada por um processo adiabático não saturado, estava situado em aproximadamente em 800 hPa. Entre os níveis de 900 hPa e 600 hPa, havia uma região de energia de inibição convectiva (CINE). Quando o trabalho realizado pela parcela de ar é negativo, ou seja, quando há energia de inibição, esta parcela perde sua aceleração vertical, sendo necessário que receba uma certa quantidade de energia para continuar a se deslocar. As forcantes orográficas, atrito ou efeitos de convergência do vento gerados pela circulação em baixos níveis são alguns dos mecanismos que podem fornecer a energia necessária para a continuação do deslocamento da parcela. A energia potencial disponível (CAPE) não era significativa, pois estava em torno de 152 J/kg, não fornecendo indícios de formação convectiva local.



Figura 5.19a - Sondagem atmosférica para o dia 06/09/2002 às 12 TMG - Estação do Campo de Marte (SP).
A sondagem da estação do Galeão (Figura 5.19b), nesse mesmo dia e horário, mostrava uma situação termodinâmica semelhante à observada na estação do Campo de Marte (SP).

O valor de temperatura do ar de 23,0°C e de temperatura do ponto de orvalho igual a 19,8°C na superfície. A temperatura do ponto de orvalho, geralmente, é mais elevada no Rio de Janeiro que em São Paulo, devido à influência marítima no RJ. Assim como na estação do Campo de Marte (SP) os índices de instabilidade totals, K e "vertical total" estavam elevados, pois consideram a temperatura do ar em 850 hPa, que no horário da sondagem, às 09 horas local, era de 18,6°C. E o índice *cross-total* que, por sua vez, considera a temperatura do ponto de orvalho em 850 hPa, não apresentava valores significativos associados a tempestade, porém seria um indício de favorecimento de evaporação de água de nuvem e geração de correntes descendentes. O NCL encontrava-se próximo ao nível de 900 hPa. Nessa sondagem, também é observada uma região com energia de inibição de convecção desde os baixos níveis até níveis médios (600 hPa) o que mostrava a necessidade de um mecanismo capaz de fornecer energia para a continuação de seu deslocamento. A CAPE, assim como no Campo de Marte, não fornecia informação significativa para o desenvolvimento de convecção local. Vale ressaltar que um alto valor de CAPE não significa, necessariamente, que o ambiente apresenta correntes ascendentes intensas e que a magnitude desse parâmetro é altamente sensível à escolha da parcela de ar amostrada.



Figura 5.19b - Sondagem atmosférica para o dia 06/09/2002 às 12 TMG - Estação do Galeão (RJ).

Os dados das sondagens do horário das 00 TMG do dia 07 de setembro de 2002 das estações do Campo de Marte (SP) e do Galeão (RJ) não estavam disponíveis. Porém, analisando os dados das sondagens das 12 TMG (horário posterior à passagem da linha de instabilidade pré-frontal), a situação que merece relevância é que tanto nas sondagens da estação do Campo de Marte quanto na estação do Galeão, mostradas nas Figuras 5.19c e 5.19d, observa-se que o ambiente tornou-se mais úmido na camada entre a superfície e o nível de 700hPa, indicado pela aproximação das curvas de temperatura do ar e de temperatura do ponto de orvalho. Já em níveis médios da atmosfera, em torno de 700 hPa, nota-se que o ambiente tornou-se mais seco, indicando que, mesmo após a passagem da linha de instabilidade, o ambiente ainda era favorável a ocorrência de correntes descendentes geradas pelo resfriamento do ar associado à evaporação de gotas de água da nuvem. Esta condição age como mecanismo de desenvolvimento e redesenvolvimento de células convectivas, pois o ar frio que atinge o solo, proveniente das correntes descendentes das células convectivas em decaimento, atua como uma rampa para o ar quente e úmido, ajudando, assim, na manutenção da corrente ascendente e vice-versa.

A influência da secagem e do resfriamento do ambiente em níveis médios também refletiu nos valores dos índices de instabilidade visto que o cálculo destes parâmetros está diretamente associado aos valores da temperatura do ar e da temperatura do ponto de orvalho em níveis onde se verificou alteração.



Figura 5.19c - Sondagem atmosférica para o dia 07/09/2002 às 12 TMG - Estação do Campo de Marte (SP).



Figura 5.19d - Sondagem atmosférica para o dia 07/09/2002 às 12 TMG - Estação do Galeão (RJ).

5.5 - Resultados relevantes apresentados nas simulações com a grade aninhada

Uma variável que apresentou resultados interessantes nas simulações utilizando as parametrizações de difusão da turbulência segundo os esquemas de Mellor-Yamada e de deformação anisotrópica realizadas com o modelo RAMS na grade de 9 km, foi o campo de vento em níveis baixos e médios. A fim de verificar se tais simulações conseguiriam capturar sinais da linha de instabilidade pré-frontal, serão apresentados campos horários durante o período de 05 TMG às 08 TMG do dia 07 de setembro de 2002, pois esses são os resultados disponíveis mais próximos ao horário da ocorrência do evento na região do vale do Paraíba visualizado pelo radar do SAISP.

Os campos de vento simulados na superfície utilizando as parametrizações de difusão da turbulência segundo Mellor-Yamada e segundo a deformação anisotrópica podem ser visto na Figura 5.20. Na avaliação realizada, o efeito mais relevante é sem dúvida, a convergência do vento na região do Vale do Paraíba e na Região Metropolitana do Rio de Janeiro. Deve-se lembrar que às 05 TMG a estrutura convectiva em forma de linha já se encontrava na região do Vale do Paraíba, como já havia sido mostrado na imagem do radar na Figura 5.18c. Pode-se observar que as duas simulações apresentaram resultados qualitativos satisfatórios com relação à convergência dos ventos em superfície e a área na qual ocorreu a passagem da linha de instabilidade pré-frontal. Vale ressaltar que este evento ocorreu no período da madrugada e como foi visto na seção (2.4), neste período a circulação local é influenciada pela brisa de montanha. Sendo assim é provável que a convergência simulada por ambas as parametrizações tenha embutido a circulação associada à linha de instabilidade e os efeitos da circulação local. Com relação à intensidade do vento, ambas as simulações apresentaram sub-estimativa. Este fato já era esperado, visto que a grade de 9 km não apresenta resolução suficiente para estimar quantitativamente a intensidade do vento. Este resultado, talvez possa ser melhorado utilizando uma grade com resolução mais refinada. CAIRS E COREY, 2002 realizaram simulações de ventos intensos na região de Nevada (oeste do EUA) utilizando as resoluções de grade com espaçamento de 27, 9 e 3 km. Neste estudo, encontrou-se que o espaçamento de grade horizontal de 3 km foi adequado para prever adequadamente os ventos intensos na Região. Eles sugerem que modelos com espaçamento de grade horizontal com 5 km ou menos é necessário para prever eventos de ventos intensos na região de Nevada, a qual apresenta uma orografia bastante complexa.



Figura 5.20 - Campo de vento em superfície do dia 07/09/2002 simulado pelo modelo RAMS com a grade de 9km de resolução utilizando a parametrização de (a) Mellor-Yamada às 05 TMG, (b) deformação anisotrópica às 05 TMG, (c) Mellor-Yamada às 06 TMG e (d) deformação anisotrópica às 06 TMG.



Figura 5.20 - Campo de vento em superfície do dia 07/09/2002 simulado pelo modelo RAMS com a grade de 9km de resolução utilizando a parametrização de (e) Mellor-Yamada às 07 TMG, (f) deformação anisotrópica às 07 TMG, (g) Mellor-Yamada às 08 TMG e (h) deformação anisotrópica às 08 TMG.

O campo de vento simulado em 700 hPa pelas duas parametrizações também mostrou resultado relevante. Segundo Chappel (1986), apesar dos ventos em níveis baixos serem importantes na formação do sistema convectivo, os ventos em níveis médios são responsáveis pelo deslocamento desses sistemas como um todo. Como pode ser verificado pela seqüência apresentada na Figura 5.21, no período da passagem da linha de instabilidade pré-frontal no dia 07 de setembro de 2002 em parte dos estados de São Paulo, sul de Minas Gerais e Rio de Janeiro, o escoamento em 700 hPa encontravase de noroeste, sendo responsável pelo deslocamento do sistema convectivo com estrutura alinhada de noroeste/sudeste, situação que pode ser confirmada pela seqüência das imagens do radar na Figura 5.18.



Figura 5.21 - Campo de vento em 700 hPa do dia 07/09/2002 simulado pelo modelo RAMS com a grade de 9km de resolução utilizando a parametrização de (a) Mellor-Yamada às 05 TMG, (b) deformação anisotrópica às 05 TMG, (c) Mellor-Yamada às 06 TMG e (d) deformação anisotrópica às 06 TMG.



Figura 5.21 – Campo de vento em 700 hPa do dia 07/09/2002 simulado pelo modelo RAMS com a grade de 9km de resolução utilizando a parametrização de (e) Mellor-Yamada às 07 TMG, (f) deformação anisotrópica às 07 TMG, (g) Mellor-Yamada às 08 TMG e (h) deformação anisotrópica às 08 TMG.

Com respeito à precipitação simulada, pode-se considerar que foram obtidos resultados qualitativos bastante satisfatórios. Observando a seqüência dos campos de precipitação simulados apresentados na Figura 5.22 e comparando com a seqüência das imagens do radar do SAISP na Figura 5.18 pode se notar que a ocorrência de precipitação foi simulada em ambos os experimentos.

Vale lembrar que a proposta deste trabalho é verificar se as simulações conseguiriam captar sinais do sistema. Não se esperava verificar com precisão quantitativa os valores das variáveis, pois a resolução utilizada nos experimentos não é apropriada para esta finalidade.



Figura 5.22 – Taxa de precipitação (mm/h) simulada para o dia 07/09/2002 por (a) Mellor-Yamada às 03 TMG; (b) deformação anisotrópica às 03 TMG; (c) Mellor-Yamada às 04 TMG e (d) deformação anisotrópica às 04 TMG.



Figura 5.22- Taxa de precipitação (mm/h) simulada para o dia 07/09/2002 por (e) Mellor-Yamada às 05 TMG; (f) deformação anisotrópica às 05 TMG; (g) Mellor-Yamada às 06 TMG e (h) deformação anisotrópica às 06 TMG.



Figura 5.22 – Taxa de precipitação (mm/h) simulada para o dia 07/09/2002 por (i) Mellor-Yamada às 07 TMG; (j) deformação anisotrópica às 07 TMG; (l) Mellor-Yamada às 08 TMG e (m) deformação anisotrópica às 08 TMG.

6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Este trabalho foi iniciado a partir do projeto de pesquisa "Sistema Integrado de Simulação Numérica da Atmosfera e de Avaliação de Prognóstico de Tempo, para a Bacia do Rio Paraíba do Sul", desenvolvido pelo departamento de Meteorologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro em conjunto com o departamento de Hidrologia de Furnas Centrais Elétricas S. A. Esse projeto foi criado devido ao interesse de Furnas na utilização dos conhecimentos meteorológicos com o objetivo de prevenir ou minimizar os prejuízos materiais e perdas humanas provenientes de tempos severos, por vezes, associados à ocorrência de precipitação intensa, rajadas de vento, granizos, entre outros.

Alguns casos tempo severo ocorrem devido à aproximação de um sistema frontal, que é responsável pelo desprendimento de células convectivas associadas a mecanismos de propagação à frente do sistema como um todo, gerando, assim, a chamada linha de instabilidade pré-frontal. As linhas de instabilidade desempenham importante papel no regime de chuvas no sudeste do Brasil. Vários estudos têm sido realizados com o objetivo de entender melhor este sistema, que em muitos casos, podem causar danos à população, principalmente nos centros urbanos.

A modelagem atmosférica é uma poderosa ferramenta para a realização de previsão de tempo. Porém é um processo que deve estar em contínua evolução para atender às necessidades dos diversos usuários, necessitando de investimentos em pesquisas e na qualificação de pessoal.

Para que os modelos numéricos possam fornecer previsões de tempo com qualidade é necessário que sejam realizados testes e ajustes, isto é, sejam feitas simulações de casos a fim de verificar se o modelo foi ou não capaz de captar sinais ou indicativos de determinado evento. Os resultados obtidos em tais simulações são uma resposta das interações entre os diferentes processos atmosféricos "percebidos" pelo modelo numérico. Desta forma, a melhoria da parametrização dessas interações, conseqüentemente, favorecem ao aumento da qualidade dos resultados.

Neste sentido, este trabalho teve como objetivo investigar a importância da parametrização da difusão turbulenta na simulação de um evento de ventos intensos associados a uma linha de instabilidade pré-frontal na bacia do rio Paraíba do Sul, ocorrido na madrugada do dia 7 de setembro de 2002. Esse evento, apesar de não ter

apresentado precipitação significativa, causou grandes transtornos, em especial a empresas responsáveis pela geração e distribuição de energia, pois varias localidades ficaram sem energia elétrica por várias horas.

Para simular tal evento foi utilizado como ferramenta principal o modelo atmosférico RAMS com duas grades horizontais, sendo a grade menos refinada com 27km e uma grade aninhada com 9 km de resolução horizontal.

O modelo foi inicializado com dados de reanálises do NCEP. A rodada da simulação do evento foi iniciada no dia 06/09/2002 às 00 TMG até o dia 08/09/2002 às 00 TMG.

Na presente dissertação, foram testadas duas parametrizações de difusão turbulenta disponíveis no modelo atmosférico RAMS, sendo a primeira conhecida por esquema de Mellor-Yamada, a qual avalia o coeficiente de mistura a partir do prognóstico de energia cinética turbulenta, e a segunda, denominada por esquema de deformação anisotrópica, a qual parametriza a mistura turbulenta a partir da deformação do fluido.

De forma geral, não foram observadas diferenças muito marcantes entre os experimentos. Ambos conseguiram, de forma satisfatória, simular o sistema frontal que deu origem à formação da linha de instabilidade, que causou prejuízos materiais e sociais em parte dos estados de São Paulo, Rio de Janeiro e sul de Minas Gerais.

Pôde-se perceber que o uso da grade aninhada contribuiu positivamente para simular a convergência de vento em superfície na região da passagem do sistema convectivo. No evento ocorrido no dia 07 de setembro de 2002, em particular, por ter ocorrido durante a madrugada, essa convergência pode ter influência associada a circulação devido a linha de instabilidade quanto ao efeito de brisa de montanha, lembrando que o relevo é uma característica marcante da região. Além disso, o uso da técnica de aninhamento de grade possibilitou simular o escoamento do vento em níveis médios, responsáveis pelo deslocamento do sistema convectivo.

A diferença que merece ser ressaltada apresentada nas simulações foi a secagem do ambiente em níveis baixos e médios da atmosfera, sendo que, na simulação utilizando a parametrização de turbulência pelo esquema de deformação anisotrópica, esse fato ficou ligeiramente mais evidente comparando-se a simulação por Mellor-Yamada. Essa situação de secagem do ambiente poderia implicar uma redução da intensidade de precipitação simulada com relação ao observado. Para tentar constatar essa situação, seria necessário analisar com maiores detalhes o comportamento da precipitação. Uma sugestão seria investigar se as simulações apresentariam diferenças significativas caso a precipitação fosse analisada em sua porção convectiva e parte resolvida pela microfísica do modelo RAMS.

Por outro lado, essa secagem do ambiente em níveis baixos e médios tenderia a intensificar as correntes descendentes responsáveis pela ocorrência de ventos intensos em superfície. Porém, nos experimentos realizados, a grade utilizada não era apropriada para confirmar tal fato. Como sugerido por CAIRS e COREY (2002), seria interessante verificar a influência da resolução da grade horizontal para simular eventos de ventos intensos em superfície.

Neste sentido, entende-se que o objetivo desta dissertação foi alcançado, visto que a proposta era investigar os efeitos da parametrização da difusão turbulenta nas condições atmosféricas, o que incluiu o posicionamento correto do sistema frontal e a secagem do ambiente em níveis baixos e médios da atmosfera. Adicionalmente, avaliou-se a capacidade do modelo *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS) - V.4.3. de simular sinais ou apresentar indicativos associados à linha de instabilidade pré-frontal, que se verificou através da convergência dos ventos em superfície e do escoamento em níveis médios, além da simulação da ocorrência da precipitação associada ao sistema para o evento ocorrido em 07 de setembro de 2002 na região da bacia do rio Paraíba do Sul.

Sendo assim, recomenda-se:

- a realização de testes com as constantes empíricas presentes na parametrização de difusão turbulenta por Mellor-Yamada;
- a realização de experimentos incluindo os coeficientes de ajustes presentes na parametrização de difusão da turbulência referente à deformação anisotrópica;
- testes relativos a melhoria das interações dos processos atmosféricos por meio de investigações associadas a parametrizações nos modelos numéricos;
- estudos na bacia do rio Paraíba do Sul, devido a complexidade do ambiente local, em diferentes condições atmosféricas para tentar se definir padrões relevantes;
- investigação da influência da resolução da grade horizontal na simulação de ventos intensos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AVISSAR, R., PIELKE, R. A., "A parameterization of heterogeneous land surfaces for atmospheric numerical model and its impact on regional meteorology." *Mon. Wea. Rev.*, v. 117, pp. 2113-2136, 1989.

AVISSAR, R., MAHRER, Y., "Mapping frost-sensitive areas with a tree-dimensional local-scale numerical model – Part I: Physical and numerical aspects." *J. Appl. Meteorol.*, v. 27, pp. 400-413, 1988.

BELASSIANO, M., LIMA, S. M., BARBOSA, M. C. D., MARQUES, B., P., "Sistema de alerta de chuvas intensas na cidade do Rio de Janeiro: eventos do verão de 1999/2000." *Anais do XI congresso Brasileiro de Meteorologia*, outubro de 2000, Rio de Janeiro-RJ.

CHAPPEL, C. F., "Quasi- Stationary Convective Events." In: Ray, P.S., ed. Mesoescale Meteorology and Forecasting. Boston, *American Meteorological Society*, pp. 289-310, 1986.

CEIVAP, Bacia do Rio Paraíba do Sul, 2001.

CHEN, C., COTTON, W. R., "A one-dimensional simulation of the stratocumuluscapped mixed layer." *Bound. Layer Meteor.* v. 25, pp.289-321, 1983.

CHEN, S. S., HOUZE, R. A., MAPES, B. E., "Multiscale variability of deep convection in relation to large-scale circulation in TOGA COARE. *J. Atmos. Sci.*, v. 53, pp. 1380-1409, 1996.

CHIBA, C. Y. B., Avaliação dos critérios de acionamento da parametrização convectiva do modelo RAMS: "Um estudo de caso do WET-AMC/LBA", Tese de M.Sc., Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil 2001.

CHOU, S., C., "Modelo Regional Eta". Climanálise, Edição Especial de 10 anos, pp. 23-27, 1996.

COTTON, W. R., STEPHENS, M. A., NEHRKORN, T., et al., "The Colorado State University three-dimensional cloud/mesoscale model - 1982. Part II: An ice phase parameterization." *J. Rech. Atmos.*, v. 16, pp. 295-320, 1982.

CRANK, T. L., "A small-scale dynamic model using a terrain-following coordinate transformation." *J. Comput. Phys.*, v. 24, pp. 186-215, 1977.

CROWLEY, W., P., "Numerical advection experiments. *Mon. Wea. Rev.* v. 96, pp. 1-11, 1968.

DESBOIS, M., KAYIRANGA, T., GNAMIEN, B. et al., "Characterization of some elements of the Sahelian climate and their interanual variations for July 1983, 1984 and 1985 from the analysis of METEOSAT ISCCP data." *J. Climate*, v. 1, pp. 867-904, 1988.

DUVEL, J. P., "Convection over tropical Africa and Atlantic Ocean during northern summer. Part II: Modulation by easterly waves." *Mon. Wea. Rev.*, v. 118, pp. 1855-1868, 1990.

DUVEL, J. P., "Convection over tropical Africa and Atlantic Ocean during northern summer. Part I: Interannual and diurnal variations." *Mon. Wea. Rev.*, v. 117, pp. 2782-2799, 1989.

FRANK, W. M., "Atlantic tropical systems of 1969." *Mon. Wea. Rev.*, v. 98, pp. 307-314, 1970.

FLATAU, P. J., TRIPOLI, G. J., VERLINDE, J., et al., "The CSU-RAMS Cloud Microphysics Module: General Theory and Code Documentation___ Colorado State University." *Atmospheric Science*, Paper N_-. 451. 88 p, 1989.

FUJITA, T. "Results of detailed synoptic studies of squall lines." *Tellus,* v. 7, pp. 405-436, 1955.

GAL-CHEN, T., SOMERVILLE, R. C. J., "On the use of a coordinate transformation for solutions of the navier-stokes equations." *J. Comput. Phys.*, v. 17, pp. 209-228, 1975.

GAMACHE, J. F., HOUZE, R. A., "Water budget of a mesoescala convective system in the tropics." *J. Atmos. Sci.*, v. 40, pp. 1835-1850, 1983.

GAMACHE, J. F., HOUZE, R. A., "Mesoescale air motions associated with a tropical squall line." *Mon. Wea. Rev.*, v. 110, pp. 118-135, 1982.

GEWEHR, O. P., "Aplicação da Meteorologia e da Previsão de Tempo no Setor Elétrico." *Anais do IX Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Campos do Jordão – SP. Novembro, 1996.

HALTINER, G. J., WILLIANS, R. T., "Numerical prediction and dynamic meteorology." New York: John Wiley & Sons, 477p, 1980.

HANE, C. E., "Extratropical Squall Lines and Rainbands." In: Ray, P.S., ed. Mesoescale Meteorology and Forecasting. Boston, *American Meteorological Society*, pp. 359-389, 1986.

HILL, G. E., "Factors controlling the size and spacing of cumulus clouds as revealed by numerical experiments." *J. Atmos. Sci.*, v. 31, pp. 646-673, 1974.

HONG, S. Y., PAN, H. L., "Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a mediumrange forecast model." *Mon. Wea. Rev.*, v. 124, pp. 2322-2339, 1996.

HOLTON, J., R., An Introduction to Dynamic Meteorology. Academic Press, 3a. edição, 511p, 1992.

HOUZE JR, R., A., Cloud Dynamics. San Diego, CA: Academic, 573p, 1993.

HOUZE, R.A., SMULL, B. F., DODGE, P., "Mesoescale organization of springtime rainstorms in Oklahoma." *Mon. Wea. Rev.*, v. 118, pp. 613-654, 1990.

HOUZE, R. A. "Structure and dynamics of a tropical squall-line system." *Mon. Wea. Rev.*, v. 105, pp. 1540-1567, 1977.

IBGE, Censo Demográfico 2000: resultados preliminares. Rio de Janeiro, 2001.

INAZAWA, E. E., *Modelagem numérica da interação entre correntes de jato subtropical e sistemas frontais em baixos níveis nas regiões Sul e Sudeste do Brasil.* Tese de M.Sc., Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil, 1998.

JACOBSON, M. Z., *Fundamental of atmospheric modeling*. Cambridge University press, 2000.

JANJIC, Z. L., "The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection viscous sublayer, and turbulence closure schemes." *Mon. Wea. Rev.*, v. 122, pp. 927 – 945, 1994.

KALNAY, E., KANAMITSU, M., KISTLER, R., et al., "The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project." *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 77, pp. 437-471, 1996.

KISTLER, R., KALNAY, E., COLLINS, W., et al., "The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Montly Means CD-Rom and Documentation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 82, pp. 247-268, 2001.

KUO, H. L., "Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection of large-scale flow." *J. Atmos. Sci.*, v. 31, pp. 1232-1240, 1974.

LAING, A. G., FRITSCH, M. "Mesoescale convective complexes in Africa." Mon. Wea. Rev., v. 121, pp. 2254-2263, 1993a.

LAING, A. G., FRITSCH, M. "Mesoescale convective complexes over Indian monsoon region." *J. Climate*, v. 6, pp. 911-919, 1993b.

LEE, T. J., PIELKE, R. A., "Estimating the soil surface specific humidity." *J. Appl. Meteorol.*, v. 31, pp.480-484, 1992.

LEMOS, C. F., *Caracterização e Variabilidade Climática no Vale do Paraíba*.Tese de M.Sc., Universidade de Taubaté, SP, Brasil, 2000.

LILLY, D. K., "On the numerical simulation of buoyant convection." Tellus, v.14, pp. 148-172, 1962.

LOUIS, J. F., "A parametric model of vertical eddy flux in the atmosphere". *Boundary-Layer Meterol.*, v. 17, pp.187-202, 1979.

MACHADO, L. A. T., ROSSOW, W. B., GUEDES, R.L. et al. "Life cycle variations of convective systems over the Américas." *Mon. Wea. Rev.*, v. 126, pp. 1630-1654, 1998.

MACHADO, L. A. T., ROSSOW, W.B. "Structural characteristics and radiative properties of tropical cloud clusters." *Mon. Wea. Rev.*, v. 121, pp. 3234- 3260, 1993.

MACHADO, L. A. T., DESBOIS, M., DUVEL, J. P. "Structural characteristics of deep convective systems over tropical Africa and Atlantic Ocean." *Mon. Wea. Rev.*, v. 120, pp. 392-406, 1992.

MADDOX, R. A. "Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude, mesoescala convective complexes." *Mon. Wea. Rev.*, v. 111, pp. 1475-1493, 1983.

MADDOX, R.A. "Mesoscale convective complexes." *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, v. 61, pp. 1374-1387, 1980.

MAHRER, Y., PIELKE, R. A., "Numerical study of the airflow over irregular terrain." *Bitr. Phys. Atm.*, v. 50, pp. 98-113, 1977.

MANTON, M.J., COTTON, W. R., "Parameterization of the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, v. 34, pp. 331-334, 1977.

MARTIN, D. W., SUOMI, V. E. "A satellite study of cloud clusters over the tropical North Atlantic Ocean." *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, v. 53, pp. 135-156, 1972.

MAPES, B. E., HOUZE Jr., R. A. "An integrated view of 1987 Australian monsoon and its mesoescale convective systems. Part I: Horizontal structure." *Quart. J. Meteor. Soc.*, v. 118, pp. 927-963, 1992.

MCCUMBER, M. C., PIELKE, R. A., "Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model. Part I: Soil layer." *J. Geophys. Res.*, v. 86, pp. 9929-9938, 1981.

MELLOR, G. L., YAMADA, T., "Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems." *Rev. Geophys. Space Phys.*, v. 20, pp. 851-875, 1982.

MENEZES, W., F., *Tempestades Severas: Um modelo para Latitudes Subtropicais*. Tese de D.Sc., Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil, 1998.

MENEZES, W. F., SILVA PAIVA, L. M., JUSTI, M. G. A., et al., "Estudo do Ambiente Favorável a Propagação de Sistemas Convectivos de Mesoescala Sobre o Município do Rio de Janeiro." *Anais do XI congresso Brasileiro de Meteorologia*, outubro de 2000, Rio de Janeiro-RJ.

MENEZES, W. F., SILVA DIAS, M. A. F., "Simulação Numérica das Tempestades Ocorridas no Estado de São Paulo em 14 de Maio de 1994: O Caso Ribeirão Preto." *Anais do X Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 26 – 30 out. Brasília – DF, 1998a.

MENEZES, W. F., SILVA DIAS, M. A. F., "Simulação Numérica dos Casos "Itú" e "Ribeirão Preto": Comparação Entre Casos de Tempestades Imersas em Ambientes com Diferentes Padrões de Cisalhamento Vertical do Vento". *Anais do X Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 26 – 30 out. Brasília – DF, 1998b.

MENEZES, W. F., SILVA DIAS, M. A. F., "Simulação numérica de um caso de tempestade severa ocorrida na cidade de Itu no ano de 1991" *Anais do IX Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 6-13 nov., Campos de Jordão – SP, 1996.

MESINGER, F., ARAKAWA, C., "Numerical methods used in atmospheric models." Genebra: WMO/ISCU Joint Organizing Committee, 64p, 1976. (GARP publications series, 14).

MILLER, D., FRITSCH, J. M. "Mesoescale convective complexes in the western Pacific region." *Mon. Wea. Rev.* v. 119, pp. 2978-2992, 1991.

MLAVER, E. J., TAUBMAN, S. J., BROWN, P. D. et al., "Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave." *J. Geophys. Res.*,v. 102, pp. 16663-16682. 1997.

MONCRIEFF, M. W., "Organized convective systems: Archetypal dynamical models, mass and momentum flux theory, and parameterization." *Quart. J. Roy. Meteor. Soc,.* v. 118, pp. 819-850, 1992.

NASCIMENTO, E. L., "Ambiente Sinótico Associado à ocorrência de um aglomerado convectivo sobre a região sul do Brasil."*Anais do XI congresso Brasileiro de Meteorologia*, outubro de 2000, Rio de Janeiro - RJ.

PEAGLE, J., ZDUNKOWSKI, W. G., WELCH, R. M.," Implicit differencing of predictive equations on the planetary boundary layer." *Mon. Wea. Rev.*, v. 104, pp. 1321-1324, 1976.

PEIXOTO, J., P., OORT, A., H., *Physics of climate*. 2. ed. American Institute of Physics, 1992.

PERKEY, D. J., "Formulation of Mesoescale Numerical Models." In: Ray, P.S., ed. Mesoescale Meteorology and Forecasting. Boston, *American Meteorological Society*, pp. 573-596,1986.

PIELKE, R. A., COTTON, W. R., WALKO, R. L., et al., "A Comprehensive Meteorological Modeling System - RAMS." *Meteorol. Atmos. Phys.*, v. 49, pp. 69-91, 1992.

PLANCK, V., "The size distribution of cumulus in representative Florida populations." *J. Appl. Meteor.*, v. 8, pp. 46-67, 1969.

RESCHKE, G. A., Influência do desmatamento no balanço de radiação e nos fluxos de calor sensível e calor latente em JI – Paraná, Rondônia. Tese de M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG, Brasil, 1996.

SANTOS, I. A., *Controle de larga escala na precipitação amazônica no ABLE2B*. Tese de D.Sc., Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil, 1998.

SARAIVA, J. M. B., CAMPOS, C. R. J., SALDANHA, R., "Previsão e monitoramento do tempo para a área de cobertura da CEE utilizando o modelo RAMS". *Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia*, v. 27, pp. 19-26, 2003.

SCOLAR, J., FIGUEIREDO, J. C., "Análise das condições sinóticas associadas à formação de complexos convectivos de mesoescala." *Anais do VI CBMET*, pp. 457-461, 1990.

SIAS, E. E. K., SILVA DIAS, M. A. F., "Análise de um caso de precipitação extrema no inverno na cidade de São Paulo." *Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, agosto de 2002, Foz do Iguaçu-PR.

SILVA DIAS, M. A. F., "Sistemas de Mesoescala e Previsão de Tempo a Curto Prazo." *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 2, p. 133 – 150, 1987.

SILVA PAIVA, L. M., MENEZES, W. F., "Comparação entre Dois Casos de Linhas de Instabilidade Observados nos Dias 25 e 31 de Janeiro de 2000 no Rio de Janeiro." *Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*, outubro de 2000, Rio de Janeiro - RJ. SISMANOGLU, R. A., *Estimativa da taxa de evapotranspiração aplicando um modelo numérico de mesoescala na região do Triângulo Mineiro*. Tese de M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG, Brasil, 1997.

SMAGORINGSKY, J., "General circulation experiments with the primitive equations. Part I: The basic experiment." *Mon. Wea. Rev.*, v. 91, pp. 99-164, 1963.

SOUSA, O. N. P. SILVA, M. P. R, COELHO, D. G., "Impacto do Aumento da Resolução na Simulação Numérica de Tempestades de Verão no Estado do Rio de Janeiro, Utilizando o RAMS e o MM5." *Anais do IX Congresso Latinoamericano e Ibérico de Meteorologia*, Buenos Aires, maio de 2001.

STULL, R. B., An introduction to boundary layer meteorology. Kuwer Academic Publishers, 666p., 1988.

TOLLERUD, E. I., ESBENSEN, S. K. "A composite life cycle of non squall mesoescale convective system over tropical ocean. Part I: Kinematic fields." *J. Atmos. Sci.* v. 42, pp. 823-837, 1985.

TREMBACK, C. J., "Numerical simulation of a mesoscale convective complex: model development and numerical results." Fort Collins, CO., Colorado State University, (Department of Atmospheric Science, paper no. 465). 247 p, 1990.

TREMBACK, C. J., POWELL, J., COTTON, W. R., et al., "The forward in time upstream advection scheme: extension to higher orders." *Mon. Wea. Rev.*, v. 115, pp. 540-555, 1987.

TREMBACK, C. J., KESSER, R., "A surface temperature and moisture parameterization for use in mesoescala numerical model." Preprint 7th₋ AMS conference on numerical weather predictions, Montreal, Quebec, Canada, *Amer. Meteorol. Soc.*: Noston, pp. 355-358, junho 1985.

TRIPOLI, G. J., COTTON, W. R. "Numerical study of an observed orogenic mesoescala convective system. Part 2: Analysis of governing dynamics." *Mon. Wea. Rev.*, v. 117, pp. 305-328, 1989.

TRIPOLI, G. J., COTTON, W. R., "The Colorado State University three-dimensional cloud/mesoscale model - 1982. Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments." *J. Research. Atmos.*, v. 16, pp. 185-220, 1982.

VELASCO, I., FRITSCH, J. M., "Mesoescale convective complexes in the Americas." *J. Geophys. Res.* v. 92, pp. 9591-9613, 1987.

VIANELO, R. L., ALVES, A. R., *Meteorologia Básica e Aplicada*. Impr. Univ.Viçosa, 449p., 1991.

WALKO, R. L., COTTON, W. R., MEYERS, M. P., et al., "New RAMS cloud microphysics parameterization. Part I: the single-moment scheme." *Atmospheric Research*, v. 38, pp. 29-62, 1995.

WALKO, L. R., TREMBACK, C. J., *RAMS – the regional atmospheric modeling system V. 3b*: user's guide. Fort Collins, CO: aster Inc., 102 p., 1993.

WEISMAN, M. L., KLEMP, J. B. "Characteristics of Isolated Convective Storms." In Ray, P. S., Mesoescale Meteorology and Forecasting. Boston, American Meteorological Society, pp. 331-358, 1986.

WEISMAN, M. L., KLEMP, J. B., "The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears." *Mon. Wea. Rev.*, v. 112, pp. 2479-2498, 1984.

ZHANG, D. L., FRITSCH, J. M., "Numerical sensitivity experiments of varying model physics on the structure, evolution and dynamics of two mesoescala convective systems." *J. Atmos. Sci.* v. 45, pp. 261-293, 1988.

APÊNDICE A - MODELAGEM ATMOSFÉRICA

A previsão do tempo, realizada por métodos numéricos, tem por objetivo prever o estado futuro da atmosfera a partir da situação presente. Para atingir tal propósito, a modelagem atmosférica é uma ferramenta essencial.

Os modelos atmosféricos utilizam a forma primitiva ou completa das equações dinâmicas e termodinâmicas, isto é, derivadas dos princípios de conservação das variáveis básicas, tais como, massa, momentum e energia termodinâmica (PERKEY, 1986).

Conservação de momentum horizontal:

$$\frac{\partial u}{\partial t}_{\substack{\text{var} iação}\\ \text{temporal}\\ \text{local}}} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial z}_{z} - \frac{1}{p} \frac{\partial p}{\partial x}_{\substack{\text{força}\\ \text{gradiente}\\ \text{de}\\ \text{pressão}}} + \underbrace{fv}_{\substack{\text{força}\\ \text{de}\\ \text{Coriolis}}} + \frac{uv}{r_e} \tan g(\alpha) + \frac{\partial u}{\partial t_{conv}}_{transporte} + \frac{\partial u}{\partial t_s}_{transporte}_{transporte}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t}_{\substack{\text{de}\\ \text{curvatura}}} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial z}_{z} - \frac{1}{p} \frac{\partial p}{\partial y}_{p} - \underbrace{fu}_{\substack{\text{força}\\ \text{gradiente}\\ \text{de}\\ \text{curvatura}}} + \frac{u^2}{r_e} \tan g(\alpha) + \frac{\partial v}{\partial t_{conv}} + \frac{\partial v}{\partial t_s}_{transporte}_{transporte}$$

$$(A.1)$$

$$(A.2)$$

Conservação do momentum vertical:

$$\frac{\partial w}{\partial t}_{\substack{\text{var}\ iacão\\ temporal\\ local}} = -u \frac{\partial w}{\partial x} - v \frac{\partial w}{\partial y} - w \frac{\partial w}{\partial z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - \underbrace{g}_{\substack{\text{aceleração}\\ devido\\ gradiente\\ de\\ gravidade}} + \underbrace{\frac{u^2 + v^2}{r_e}}_{\substack{\text{transporte}\\ devido\\ de\\ curvatura}} + \underbrace{\frac{\partial w}{\partial t_{conv}}}_{\substack{\text{transporte}\\ transporte\\ transporte\\ turbulência}}$$
(A.3)

Conservação de energia termodinâmica:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} - w \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{1}{c_p} Q + \frac{1}{pc_p} \frac{\partial p}{\partial t} + \frac{1}{pc_p} u \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{pc_p} v \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{1}{pc_p} w \frac{\partial p}{\partial z}$$

$$\xrightarrow{advecção}_{\substack{advecção\\ latente\\ evaporação/\\ condensação}} + \frac{\partial T}{\frac{\partial t_{rad}}{t_{rad}}} + \frac{\partial T}{\frac{\partial t_s}{t_s}} + \frac{\partial T}{\frac{\partial t_s}{t_s}}$$
(A.4)

Conservação do vapor:

$$\frac{\partial q}{\partial t}_{\substack{\text{var}iação}\\ \text{temporal}\\ \text{local}}} = -u \frac{\partial q}{\partial x} - v \frac{\partial q}{\partial y} - w \frac{\partial q}{\partial z} - \frac{\partial q}{\partial t_{cond}} + \frac{\partial q}{\partial t_{evap}} + \frac{\partial q}{\partial t_{evap}} + \frac{\partial q}{\partial t_{evap}} + \frac{\partial q}{\partial t_{conv}} + \frac{\partial q}{\partial t_{s}} + \frac{\partial q}{\partial t_{s}}$$
(A.5)

Conservação de água de nuvem (ambos os estados líquido e sólido):

$$\underbrace{\frac{\partial c}{\partial t}}_{\substack{\text{var} ia c \tilde{a} 0\\ \text{temporal}\\ \text{local}}} = -u \underbrace{\frac{\partial c}{\partial x} - v \frac{\partial c}{\partial y} - w \frac{\partial c}{\partial z}}_{advec \varsigma \tilde{a} 0} + \underbrace{\frac{\partial c}{\partial t}_{cond}}_{\substack{q \geq c\\ \text{condensa} \varsigma \tilde{a} 0\\ \text{var} p or \\ \text{d'agua}}} - \underbrace{\frac{\partial c}{\partial t}_{evap}}_{\substack{c \geq q\\ c \geq q\\ \text{gave}}} - \underbrace{\frac{\partial c}{\partial t}_{conv}}_{\substack{c \geq r\\ c \geq q\\ para}} - \underbrace{\frac{\partial c}{\partial t}_{conv}}_{\substack{c \geq r\\ para}} + \underbrace{\frac{\partial c$$

Conservação de precipitação (líquido e sólido):

$$\frac{\partial r}{\partial t}_{temporal} = -u \frac{\partial r}{\partial x} - v \frac{\partial r}{\partial y} - w \frac{\partial r}{\partial z} - \frac{\partial r}{\partial t_{evap}} + \frac{\partial r}{\partial t_{evap}} + \frac{\partial r}{\partial t_{convec}} + \frac{\partial r}{\partial t_{col}} + \frac{\partial r}{\partial t_{col}} + \frac{\partial r}{\partial t_{rain}} + \frac{\partial r}{\partial t_{convec}} + \frac{\partial r}{\partial t_{convec}} + \frac{\partial r}{\partial t_{col}} + \frac{\partial r}{\partial t_{col}} + \frac{\partial r}{\partial t_{convec}} + \frac{\partial r}{\partial t_{convec}} + \frac{\partial r}{\partial t_{convec}} + \frac{\partial r}{\partial t_{col}} + \frac{\partial r}{\partial t_{convec}} + \frac{\partial r}{\partial t_{c$$

Conservação de massa:

$$\frac{\frac{\partial \rho}{\partial t}}{\frac{\partial t}{temporal}} = -u \underbrace{\frac{\partial \rho}{\partial x} - v \frac{\partial \rho}{\partial y} - w \frac{\partial \rho}{\partial z}}_{advecção} - \underbrace{\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\partial w}{\partial z}}_{divergência}$$
(A.8)

Lei dos gases ideais:

$$p = \rho RT \tag{A.9}$$

A resolução do modelo, o que inclui o tamanho ou a escala de movimentos que podem ser descritos apropriadamente pelo modelo, é limitada pelo espaçamento de grade do modelo. Assim, os efeitos de movimentos menores que este limite devem ser incluídos de forma estatística. Por exemplo, os termos $\partial/\partial t_{conv}$, nas equações apresentadas, representam o transporte da quantidade pelos elementos secos e úmidos, que são muito pequenos para serem resolvidos pelo modelo. Desta forma, seus efeitos devem ser parametrizados. As técnicas de parametrizações também são utilizadas para incluir efeitos de fluxos de superfícies e transportes turbulentos (PERKEY, 1986).

As soluções para as equações incluem propagações horizontais e verticais de ondas inerciais, ondas de gravidade e ondas sonoras. A propagação dessas ondas pode conduzir a problemas numéricos.

Filtragem dos Dados

Uma das dificuldades de se aplicar diretamente as equações de movimento é que os movimentos meteorologicamente importantes são facilmente mascarados pelo ruído introduzido pelas ondas de gravidade e ondas acústicas de grande amplitude, que podem ocorrer como resultado de erros presentes nos dados iniciais e, posteriormente, amplificados espuriamente, podendo dominar os campos espaço-temporais de previsão.

Para superar esse problema, os campos observados devem ser modificados sistematicamente para remover as ondas de gravidade espúrias, enquanto ainda conserva os movimentos meteorologicamente importantes. Na moderna previsão numérica, as ondas de gravidade são usualmente controladas pelo ajuste adequado dos dados iniciais.

Por outro lado, as ondas sonoras são geralmente filtradas a partir das equações dinâmicas (HOLTON, 1992).

Assimilação de Dados

A capacidade de um modelo de previsão numérica produzir previsões úteis não depende somente da resolução do modelo e da exatidão com que os processos físicos e dinâmicos são representados. É também criticamente dependente das condições iniciais empregadas para a integração do modelo. Os dados observacionais devem ser modificados de um modo consistente dinamicamente, a fim de obter um conjunto de dados disponíveis para a inicialização do modelo. Esse processo é usualmente referido como assimilação de dados. Tradicionalmente, a assimilação de dados é dividida em dois processos: análise objetiva das observações de superfície e inicialização dos dados. Na etapa da análise objetiva, todos os dados, adquiridos para uma dada hora a partir da rede observacional de estações de superfície espaçadas irregularmente, são verificados e convertidos para avaliações dos campos meteorológicos em uma grande grade regular de latitude-longitude para os níveis de pressão padrão pelo uso de um esquema de interpolação adequado. Tais dados, analisados objetivamente, ainda contêm ruídos que podem se interpretados como ondas de gravidade quando os dados são usados como dados iniciais em um modelo numérico. Na etapa de inicialização, os dados analisados objetivamente são modificados, a fim de minimizar o ruído de ondas de gravidade e, assim, reduzir a magnitude da velocidade inicial e das tendências de pressão.

Devido ao fato das equações serem não lineares, elas não podem ser resolvidas analiticamente em suas formas completas. Por isso, técnicas numéricas devem ser utilizadas para a obtenção das soluções. Embora a atmosfera e as funções usadas para representarem a atmosfera sejam contínuas, para resolver as equações diferenciais parciais numericamente, é necessária a aproximação das equações, reescrevendo-as em forma de diferenças finitas ou forma discreta (PERKEY, 1986).

Sistemas de Coordenadas

A coordenada vertical pode ser a altura, a pressão, a temperatura potencial ou outra função monotônica com a altura. Muitos modelos de mesoescala usam, como coordenada vertical, uma função da pressão. Essas coordenadas são conhecidas como sistema de coordenada sigma (σ), onde σ é definido como a pressão no nível de interesse dividida pela pressão no limite inferior do modelo, delimitado pela superfície da Terra (PERKEY, 1986). Devido a sua dependência da pressão, é freqüentemente referido como sistema σ_{-p-} . Entre outras propriedade úteis, as superfícies σ_{-p-} seguem a elevação do terreno.

Um sistema similar, mas baseado na altura, é o sistema σ_{-z-} , definido como:

$$\sigma_z = \left(\frac{z-E}{H-E}\right) H \tag{A.10}$$

onde z é a altura acima do nível do mar, H é a altura na qual as superfícies σ reduzem-se a superfície z. Observando-se que, freqüentemente, H é definido como sendo igual ao nível do topo do modelo, e *E* é a elevação do terreno.

A principal vantagem desses sistemas que seguem a topografia é que permitem um tratamento simplificado das condições nos modelos que contêm orografia. Com esses sistemas, os níveis do modelo não interceptam a superfície.

Uma outra coordenada vertical utilizada é conhecida como Eta, a qual possui o mesmo nome do modelo regional ETA.

Uma das características principais desse modelo é a coordenada vertical definida por

$$\eta = \frac{p - p_t}{p_s - p_t} \left[\frac{p_r(z_s) - p_t}{p_r(0) - p_t} \right]$$
(A.11)

onde: p_r é uma pressão de referência adequadamente definida e função da altura z, sendo $p_r(0)$ a pressão média ao nível médio do mar igual a 1013,25 hPa; p_s é a pressão à superfície; p_t é a pressão no topo do modelo; z_s é a altura da topografia. A vantagem da coordenada Eta é que as superfícies com essa coordenada são aproximadamente horizontais, o que reduz os erros nos cálculos de variáveis obtidas a partir de derivadas horizontais. Esses erros são significativos em regiões de montanhas íngremes como é o caso dos Andes na América do Sul (CHOU, 1996).

Estruturas de grade

O mais simples sistema para organização das variáveis dependentes na vertical está apresentado na Figura A.1a. Neste sistema, todas as variáveis dependentes são analisadas para cada nível do modelo. No esquema mostrado na Figura A.1b, a variável de massa específica ρ e a velocidade vertical w são analisadas nos níveis k, e as velocidades horizontais u e v e a temperatura T são analisadas entre os níveis k, isto é, nos níveis k±1/2. Esse tipo de estrutura vertical das variáveis tem a vantagem de reduzir a ocorrência de inconsistências numéricas e é denominada grade vertical deslocada (*staggered*).

A Figura A.2 mostra quatro opções de estruturas de grade horizontal. A grade (a) é uma grade na qual todas as variáveis são analisadas para cada nó de grade. Nas demais estruturas de grade, algumas variáveis são analisadas nos nós de grade e outras em pontos intermediários, constituindo as grades horizontais deslocadas (*staggered*).



Figura A.1: Duas possíveis estruturas de grade vertical. (PERKEY, 1986)



Figura A.2: Quatro configurações de grade horizontais (PERKEY, 1996)

Discretização espacial

As equações de movimento envolvem termos que são quadráticos nas variáveis dependentes, que são os termos de advecção. Tais equações, geralmente, não podem ser resolvidas analiticamente. Ou melhor, elas devem ser aproximadas por alguma forma de discretização disponível e resolvidas numericamente. Uma forma de discretização é o método de diferenças finitas.

Considere-se derivada parcial $\partial/\partial x$ representando a taxa de variação das variáveis no espaço na direção x. Adicionalmente, considere-se uma expansão em série de Taylor de uma função f sobre x com a seguinte expressão:

$$f(x \pm \Delta x) = f(x) \pm \Delta x \frac{\partial f(x)}{\partial x} + \frac{(\Delta x)^2}{2!} \frac{\partial^2 f(x)}{\partial x^2} \pm \frac{(\Delta x)^3}{3!} \frac{\partial^3 f(x)}{\partial x^3} + \dots + \frac{(\Delta x)^n}{n!} \frac{\partial^n f(x)}{\partial x^n}$$
(A.12)

Considerando Δx positivo e resolvendo para, $\partial f(x) / \partial x$ negligenciando-se os termos com potências de Δx maiores ou iguais a 2, tem-se:

$$\frac{\partial f(x)}{\partial x} = \frac{f(x + \Delta x) - f(x)}{\Delta x} = \frac{\Delta f(x)}{\Delta x}$$
(A.13)

Assim, o gradiente de uma variável ζ pode ser aproximada como:

$$\frac{\partial \varsigma}{\partial x} \approx \frac{\Delta \varsigma}{\Delta x} = \frac{\varsigma_{i+1} - \varsigma_i}{x_{i+1} - x_i}$$
(A.14)

onde Δx denota a distância entre um ponto de grade e o próximo, e o sub-escrito i+1 denota o valor da variável no ponto de grade i+1. Essa aproximação é conhecida como avançada (*forward*).

Uma melhor aproximação pode ser encontrada pela combinação de aproximações da derivada para as direções positivas e negativas. Então, fazendo a expansão para $+\Delta x e -\Delta x$, tem-se:

$$\frac{\partial \varsigma}{\partial x} = \frac{\Delta \varsigma}{\Delta x} = \frac{\varsigma_{i+1} - \varsigma_{i-1}}{x_{i+1} - x_{i-1}}$$
(A.15)

Essa aproximação circunda o verdadeiro ponto onde a derivada está sendo analisada e é por isso, freqüentemente, referida como diferença centrada.

Discretização Temporal

Duas aproximações comuns para a derivada parcial temporal ou derivada local, são similares as aproximações para as derivadas espaciais. $\partial/\partial t$ pode ser aproximado pelo primeiro método, diferença avançada ou método de Euler, ou por diferença centrada, conhecida como *leapfrog* quando se trata de diferença temporal. Então, pela aproximação com primeiro esquema (esquema avançado), tem-se:

$$\frac{\partial \varsigma}{\partial t} \approx \frac{\Delta \varsigma}{\Delta t} = \frac{\varsigma^{n+1} - \varsigma^n}{t^{n+1} - t^n} = f(t)^n \tag{A.16}$$

enquanto que a aproximação da derivada temporal em diferenças centradas torna-se:

$$\frac{\partial \varsigma}{\partial t} \approx \frac{\Delta \varsigma}{\Delta t} = \frac{\varsigma^{n+1} - \varsigma^{n-1}}{t^{n+1} - t^{n-1}} = f(t)^n \tag{A.17}$$

onde f(t) são termos de forçantes nas equações modeladas no tempo n. Note-se que a aproximação centrada requer que um nível de tempo adicional seja calculado antes que a aproximação seja realizada. Por isso, o esquema de diferenças centradas necessita de mais memória computacional.
Combinação das Discretizações Espacial e Temporal

Na época de Richardson, o conhecimento de análises numéricas como a aplicada em equações diferenciais usando diferenças finitas era insuficiente. COURANT et al. (1928) descobriram que não se poderia escolher Δt e Δx independentemente, mas que as condições fixadas pela relação de Courant-Friedrishs-Lewy (CFL) devem ser seguidas:

$$\frac{\left|c\Delta t\right|}{\left|\Delta x\right|} \le 1 \tag{A.18}$$

onde c é a velocidade de fase da onda mais rápida permitida pelo modelo. Fisicamente, isto equivale a afirmar que a informação não deve se mover mais que um intervalo da grade Δx em um espaço de tempo Δt . Embora as ondas meteorológicas não se movam muito rápidas, as equações contêm ondas de gravidade e sonoras que podem se mover com uma velocidade de até 300 m s₋⁻¹₋.

APÊNDICE B - EQUAÇÕES DO MODELO RAMS

O RAMS resolve numericamente as equações primitivas na forma de médias de Reynolds das variáveis u, v, w, π ', θ_{-il-} e r_{-n-}, todas médias num volume em torno de cada ponto da grade tridimensional (barras sobre as variáveis, omitidas por simplicidade). As variáveis u, v e w são as componentes do movimento do ar nas direções oeste-leste, sul-norte e vertical ascendente, respectivamente.

As equações do movimento:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u\frac{\partial u}{\partial x} - v\frac{\partial u}{\partial y} - w\frac{\partial u}{\partial z} - \theta\frac{\partial \pi}{\partial x} + fv + \frac{\partial}{\partial x}(K_m\frac{\partial u}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(K_m\frac{\partial u}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z}(K_m\frac{\partial u}{\partial z})$$
(B.1)

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -u\frac{\partial v}{\partial x} - v\frac{\partial v}{\partial y} - w\frac{\partial v}{\partial z} - \theta\frac{\partial \pi}{\partial y} - fu + \frac{\partial}{\partial x}(K_m\frac{\partial v}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(K_m\frac{\partial v}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z}(K_m\frac{\partial v}{\partial z})$$
(B.2)

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -u\frac{\partial w}{\partial x} - v\frac{\partial w}{\partial y} - w\frac{\partial w}{\partial z} - \theta\frac{\partial \pi}{\partial z} - \frac{g\theta}{\theta_o} + \frac{\partial}{\partial x}(K_m\frac{\partial w}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(K_m\frac{\partial w}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z}(K_m\frac{\partial w}{\partial z})$$
(B.3)

Nestas equações _ é a temperatura potencial do ar, f é o parâmetro de Coriolis, g é a gravidade, θ'_{y} é a perturbação da temperatura potencial virtual θ_{y} , dada por

$$\theta_{\nu} = \theta(1, 0 - 0, 61q) \tag{B.4}$$

e θ_0 é a temperatura potencial do estado básico (ambiente). Os três últimos termos de cada equação referem-se à contribuição da escala subgrade às variações do momentum na forma de transportes turbulentos. Estes termos, da maior importância nos níveis inferiores da atmosfera, na camada limite planetária, são calculados em separado através da parametrização das misturas turbulentas.

A equação da energia termodinâmica é:

$$\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} = -u \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} - v \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} - w \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} (K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z}) + (\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t})_{rad}$$
(B.5)

onde θ_{-il-} é a temperatura potencial da água líquida no ponto duplo com o gelo. Tripoli & Cotton (1982) demonstraram que θ_{-il-} permanece invariável em presença da água em todas as suas fases.

Do mesmo modo que nas equações de momentum, os três termos referentes à participação dos processos turbulentos da escala da grade na tendência de θ_{-il-} são calculados em separado no módulo de difusão turbulenta a ser descrito subseqüentemente. O último termo refere-se aos ganhos e perdas de calor sensível por processos radiativos, sendo também obtido em separado, através do modelo de radiação que será apresentado posteriormente.

A equação da continuidade não hidrostática para o ar atmosférico é dada por:

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} = -\frac{R\pi_o}{c_v \rho_o \theta_o} \left(\frac{\partial \rho_o \theta_o u}{\partial x} + \frac{\partial \rho_o \theta_o v}{\partial y} + \frac{\partial \rho_o \theta_o w}{\partial z} \right)$$
(B.6)

onde R é a constante dos gases perfeitos para o ar seco e c_{-v-} é o calor específico a volume constante. As grandezas π_0 , ρ_0 e θ_0 referem-se ao estado básico que, pela aproximação de Boussinesq, é estratificado em função apenas da altura.

Finalmente as equações da continuidade não hidrostática para cada uma das espécies de hidrometeoros são apresentadas:

$$\frac{\partial \dot{r}_n}{\partial t} = -u \frac{\partial \dot{r}_n}{\partial x} - v \frac{\partial \dot{r}_n}{\partial y} - w \frac{\partial \dot{r}_n}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} (K_h \frac{\partial \dot{r}_n}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_h \frac{\partial \dot{r}_n}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (K_h \frac{\partial \dot{r}_n}{\partial z})$$
(B.7)

onde r é a razão de mistura das espécies consideradas e o índice n refere-se a cada espécie em separado, a saber: água líquida total, água de nuvem, pristine, neve, agregados, graupel e granizo. Os termos referentes à escala subgrade são

parametrizados em separado e suas tendências vêm da contribuição explícita do módulo de microfísica, da contribuição implícita do módulo de convecção e da contribuição da superfície no modelo de solo e vegetação.

Há que se considerar que, em todas a equações acima apresentadas, as derivações na horizontal e na vertical sofrem correções devidas à esfericidade da terra e às variações da escala vertical. Estas correções não foram indicadas nas equações acima por simplicidade, mas são implementadas no código do RAMS.

APÊNDICE C - REPORTAGENS SOBRE O EVENTO DO DIA 07/09/2002



Da Redação Folha

Chegada de frente fria provoca estragos no Rio e em São Paulo 10h14 - 07/09/2002.

"Ventos de até 120 km/h e um temporal deixaram metade dos bairros do Rio sem luz ao derrubarem uma linha de transmissão que interliga as subestações de São Conrado, Barra e Jacarepaguá. A ponte Rio-Niterói ficou fechada entre 5h50 e 7h10. O aeroporto Santos Dumont também ficou fechado para pousos e decolagens até as 7h45."

"O Comando Militar do Leste cancelou o desfile militar de Sete de Setembro. Na avenida Presidente Vargas, onde aconteceria a parada militar, sinais de trânsito, árvores e outdoors foram derrubados pelos ventos."

"Os ventos que atingiram a capital paulista chegaram a 100 km/h. O Centro de Gerenciamento de Emergências da prefeitura decretou estado de atenção em toda a capital das 2h50 às 4h45, tempo que durou a segunda pancada de chuva forte da chuva."

"O temporal também provocou estragos na região de Campinas. Um ginásio de esportes ficou completamente destruído e sete cidades ainda estão sem luz. De acordo com a CPFL (Companhia Paulista de Força e Luz), a queda de energia elétrica foi provocada pelo vento forte (74 km/h) e pelas árvores que caíram sobre os fios. A companhia disponibilizou 183 técnicos em todas essas cidades para fazer os reparos na rede."

<u>-ANA PAULA GRABOIS</u> <u>da Folha Online, no Rio</u>

"As áreas mais atingidas foram as zonas oeste e norte e a Baixada Fluminense, segundo a Light, distribuidora de energia elétrica da região. O total de residências afetadas corresponde a cerca de 10% do total de clientes da empresa."

"De acordo com a distribuidora, grande parte da energia já foi restabelecida. A expectativa é de que até o final da tarde a energia seja religada para todos os clientes."

<u>.07/09/2002 - 13h29</u> <u>Frente fria provoca chuva forte em SC, SP e RJ</u> <u>.da Folha de S.Paulo, do Rio</u>

"Ventos fortes e chuva atingiram na madrugada de os Estados de Santa Catarina, São Paulo e Rio de Janeiro. Uma frente fria com velocidade de 100 km/h entrou em choque com massa de ar quente e úmida e provocou temporal no Sul e Sudeste do país."

"Na cidade de São Paulo, o temporal causou o corte de energia em pelo menos seis bairros da zona sul. A Eletropaulo está recebendo cerca de 3.000 reclamações por hora, o que está sobrecarregando o sistema."

"Em Santa Catarina, chuvas de granizo provocaram danos em pelos menos sete cidades da região oeste do Estado."

<u>-Vendaval danifica 140 circuitos de média tensão da Light</u> 12h00 - 07/09/2002

"RIO - As fortes rajadas de vento que atingiram a cidade nesta madrugada também danificaram 140 circuitos de média tensão da Light, que alimentam os transformadores, de um total de 2000 existentes no Rio de Janeiro.

Segundo a assessoria da empresa, os bairros mais afetados foram os da Zona Norte, Zona Oeste e os da Baixada Fluminense. Em São Conrado e na Barra da Tijuca e em diversas ruas da Zona Norte os moradores ainda estão sem luz.

Diversas folhas de zinco que foram arrancadas do telhado do Supermercado Extra, da Barra da Tijuca, foram arremessadas pelo vento para dentro da subestação de energia elétrica do bairro, que fica no Condomínio Cabrito dos Teles. "

<u>-Vendaval derruba mais de 110 árvores no Rio</u> <u>14h52 - 07/09/2002</u>

"RIO - A Defesa Civil do estado divulgou há pouco um balanço parcial das ocorrências causadas pela ventania e forte chuva que atingiram todo o Estado do Rio de Janeiro nesta madrugada. O litoral e a Região Metropolitana foram as áreas mais atingidas com 114 quedas de árvores, além de postes, outdoors e uma torre da Nextel, em São Cristóvão, Zona Norte da cidade.

Foram registrados também 15 desabamentos que deixaram dezenas de feridas. Quatro casas ficaram parcialmente destruídas: duas em Angra dos Reis, uma em Saquarema e outra em Mesquita. Em Macaé, um galpão desabou."

APÊNDICE D – PARÂMETROS E ÍNDICES EM UMA SONDAGEM

NCL (nível de condensação por levantamento): nível ao qual uma parcela de ar deve ser levantada adiabaticamente para atingir a sua saturação.

NCE (nível de convecção espontânea): nível a partir do qual a parcela, se levantada, possui a temperatura potencial maior do que do ambiente ao seu redor, podendo assim sofrer convecção livre. A altura do NCE é importante, pois, quanto mais baixo estiver o NCE, mais provável é a iniciação convectiva para um mesmo levantamento em superfície, implicando em menor inibição convectiva.

NPE (nível de perda de empuxo): nível a partir do qual o ambiente volta a Ter temperatura potencial superior à da parcela que se encontra em levantamento livre.

Índices de Instabilidade

Denominam-se índices de instabilidade a todo valor numérico através do qual se pode expressar a instabilidade ou estabilidade atmosférica. Alguns desses índices estão apresentados a seguir.

Índice K: é uma medida do potencial de tempestades associado ao gradiente vertical de temperatura, umidade disponível em baixos níveis e a extensão vertical da camada úmida.

K = (T850 - T500) + (Td850 - DP700)Sendo DP = T-Td.

Existe uma relação entre o valor do índice K associado à probabilidade de ocorrência de trovoadas.

Valor de K	Probabilidade de trovoadas
K < 20	Nenhuma
$20 \le K \le 25$	Trovoadas isoladas
$25 \le K < 35$	Trovoadas Dispersas
K ≥ 35	Numerosas Trovoadas

Índice Totals: utilizado para identificar 'áreas com potencial de desenvolvimento de tempestades. 'E calculado a partir da temperatura no nível de 850 hPa e a temperatura do ponto de orvalho também em 850 hPa menos o dobro da temperatura no nível de 500hPa.

T = T850 + Td850 - 2T500

 $T \ge 5$ 0 possibilidade de tempestades severas.

Índice Showalter (S): é calculado mediante a diferença entre a temperatura do ambiente no nível de 500 hPa e a temperatura da parcela que se eleva adiabaticamente desde o nível de 850 hPa ate o níveis de 500 hPa.

S =	= T500	-T'500
b –	· 1300	-1.000

Valor de S	Probabilidade de trovoadas
3 a 1	Possíveis trovoadas
0 a -3	• Instável – prováveis trovoadas
-4 a -6	• Muito Instável – potencial de
	tempestades intensas.
< - 6	• Extremamente instável – alto
	potencial de tempestades violentas.

Índice Cross-Total (CT): relaciona a umidade em níveis baixos com a temperatura em níveis médios. É expresso por:

CT = Td850 - T500

Altas temperaturas do ponto de orvalho em 850 hPa e baixas temperaturas no nível de 500 hPa resultam em altos valores de CT. Os valore de CT começam a tornar-se significativo para probabilidade de tempestades em torno de 25.

Índice Vertical-Total (VT): indica o gradiente entre dois níveis de pressão constante e se calcula como a diferença entre a temperatura no nível de 850 hPa e a temperatura em 500 hPa.

VT = T850 - T500

29 < VT <32 possibilidade de tempestades.

VT > 32 alta possibilidade de tempestades.

CAPE

Um outro elemento freqüentemente calculado a partir dos dados de sondagem é a CAPE (*convective avaiable potential energy*): é a energia potencial disponível para a convecção e é expresso por:

$$CAPE = \int_{base}^{topo} \frac{\left(\theta_p - \theta_a\right)}{\theta_a} dz$$

Onde:

 θa – Temperatura potencial do ambiente

 θp – temperatura potencial da parcela

z altura na atmosfera.

O cálculo do CAPE 'e realizado apenas nos intervalos onde $\theta p > \theta a$.

Em ambiente de CAPE alta, as correntes ascendentes nas tempestades serão potencialmente mais intensas.

Valores típicos de CAPE: entre 0 e 1500 J kg $^{-1}$. Em casos extremos chegando a 6000-7000 Jkg $^{-1}$.

Cuidados a serem tomados

- Um alto valor de CAPE não significa necessariamente, que o ambiente apresenta correntes ascendentes intensas;
- a magnitude da CAPE é altamente sensível à escolha da parcela de ar amostrada;
- Não considera outros processos importantes que modulam a aceleração vertical.

CINE ou CIN (inibição convectiva): trabalho necessário para se elevar a parcela de ar da superfície até o NCE. Quanto maior a CIN, mais difícil é a iniciação convectiva a partir da superfície. Valores de 150 Jkg_{-}^{-1} em diante são considerados altos.