

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CENTRO ESTADUAL DE PESQUISAS EM SENSORIAMENTO REMOTO E
METEOROLOGIA – CEP SRM
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SENSORIAMENTO REMOTO

APLICAÇÃO DO MODELO RAMS PARA O ESTUDO DE UM
VÓRTICE CICLÔNICO QUE ATINGIU O MUNICÍPIO DE VIAMÃO – RS

Silvia Joaquina Soria de Farias

Orientadora: Dra. Rita de Cássia Alves

Dissertação apresentada como requisito
parcial para a obtenção do grau de Mestre em
Sensoriamento Remoto, área de concentração
em Meteorologia

Porto Alegre, RS
Junho de 2002

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Empresa Brasileira de Infra-estrutura Aeroportuária (INFRAERO) pela criação do PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO sem o qual não teria sido possível a realização deste curso de Mestrado.

Agradeço a minha mãe o incentivo e apoio constantes recebido em todos estes anos de minha vida.

Agradeço à Deus por me dar força não só nos momentos difíceis.

Agradeço a minha orientadora, professora Rita de Cássia Alves, pelo incentivo, apoio e paciência na realização deste trabalho.

Agradecimento especial aos meus colegas e amigos Cleber Corrêa e Edson Cabral pelo incentivo e discussões sobre alguns tópicos abordados neste trabalho.

Agradeço aos meus colegas da Coordenação de Navegação Aérea de Porto Alegre, da INFRAERO, que durante a minha ausência me proporcionaram um importante e necessário apoio.

Aos professores Denise Fontana e Fernando Livi pelas fotografias.

APLICAÇÃO DO MODELO RAMS PARA O ESTUDO DE UM VÓRTICE CICLÔNICO QUE ATINGIU O MUNICÍPIO DE VIAMÃO – RS¹

AUTOR : SILVIA JOAQUINA SORIA DE FARIAS
ORIENTADOR : PROF. DR^a RITA DE CÁSSIA ALVES

RESUMO

A partir de dados do CPTEC, utilizou-se o modelo numérico Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) para simular as condições ambientais que originaram a formação e evolução de um ciclone no dia 11 de outubro de 2000, no município de Viamão, no estado do Rio Grande do Sul. Utilizou-se três grades aninhadas, com resolução progressivamente mais refinada e de forma simultânea. O modelo simulou com bastante precisão os campos de vento, pressão, umidade relativa e temperatura potencial. As simulações foram analisadas e comparadas à dados de superfície, imagens de satélite, cartas sinóticas e radiossondagens. A topografia e a brisa marítima exerceram forte influencia no sentido de intensificar o sistema convectivo que se formou sobre o Estado do Rio grande do Sul, bem como os altos valores de umidade relativa e o intenso cisalhamento vertical. Com estes procedimentos foi possível analisar e caracterizar o perfil atmosférico do sistema estudado e definir parâmetros meteorológicos que justificaram a formação de um tornado.

¹ Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto, Centro de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Curso de Pós-graduação em Sensoriamento Remoto da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre/Rs (70p.), junho de 2002.

APLICAÇÃO DO MODELO RAMS PARA O ESTUDO DE UM
VÓRTICE CICLÔNICO QUE ATINGIU O MUNICÍPIO DE VIAMÃO – RS¹

AUTHOR : SILVIA JOAQUINA SORIA DE FARIAS

ADVISOR : PROF. DR^a RITA DE CÁSSIA ALVES

ABSTRACT

From the Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climático (CPTEC) data on, it was utilized the numeric model Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) to simulation the environmental conditions that originated the formation and evolution of a cyclonic on October 11th 2000 over Viamão, in the state of Rio Grande do Sul. It was utilised three rails sheltered up, with resolutions progressively more refined and in a simultaneous way. The model simulated with much precision the wind field, pressure, relative humidity and potential temperature. The simulations were analyzed and compared with surface data, satellite images, synoptic maps and soundings. The topography and the marine breeze took strong influence in the meaning of intensify the convective system that grew up over the Rio Grande do Sul state, even so the high values of relative umidity and lapse rate. With these procedures it was possible to analyze and characterize the atmospheric profile and define meteorological parameters that gave rise to the tornado.

¹ Master Science Thesis, Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Graduate Course in Remote Sensing, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre/RS, (70p.), june de 2002.

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1. – Mapa relacionada a caracterização da cidade de Viamão – RS.....	20
Figura 3.2 – (a) à (l) – Sequência de fotos tiradas em vários locais onde ocorreu o ciclone....	21
Figura 3.3 (a) à (h) – Figura 3.3 (a) à (h) – imagens do Satélite GOES, no canal do infravermelho, das 0300Z (a), das 0600Z (b), das 0900Z (c), das 1200Z (d), das 1500Z (e), das 1800 (f), das 2100Z (g), do dia 11/10/2000 e 0000Z (h), do dia 12/10/00.....	25
Figura 3.4 (a), (b), (c) e (d): Representação temporal para o período de 24 horas da direção do vento, velocidade do vento, temperatura do ar e pressão à superfície, relacionada ao dia de estudo. Dados cedidos pelo Comando da Aeronáutica.....	28
Figura 3.5 – Radiossondagem dos dias 10 (curvas em vermelho) e 11 (curvas em azul) de outubro de 2000 – realizadas as 12 UTC no Aeroporto Internacional Salgado Filho.....	34
Fig. 3.6– Carta sinótica das 0000 UTC, do dia 11-10-2000.....	37
Figura 3.7 - Carta sinótica das 0000 UTC, do dia 12-10-2000.....	38
Figura 4.1 – Topografia gerada pelo modelo RAMS considerando a grade com resolução de 1 Km.....	40
Figura 4.2 – Topografia gerada pelo modelo RAMS considerando a grade com resolução de 4 km.....	41
Figura 4.3– Topografia utilizada pelo modelo RAMS considerando a grade com resolução de 16 km.....	41
Figura 4.4 – Representação dos campos de vento simulados pelo modelo RAMS ao nível da superfície, para a grade de 16 Km, para os seguintes horários do dia 11/10/2000: (a) 03:00 UTC; (b) 06:00 UTC; (c) 09:00 UTC; (d) 12:00 UTC; (e) 15:00 UTC; (f) 18:00 UTC; (g) 21:00 UTC; e, (h) 00:00 UTC , (i) 03:00 UTC, e (j) 06:00 UTC do dia 12/10/00.....	44
Figura 4.5 – Representação dos campos de vento simulados pelo modelo RAMS, para a grade com resolução de 16 km em 99 metros de altura, para os seguintes horários do dia 11/10/2000: (a)09:00 UTC; (b) 18:00 UTC; (c) 21:00 UTC; (d) e 03:00 UTC do dia 12/10/00.....	47
Figura 4.6 – Representação dos campos de vento simulados pelo modelo RAMS, para a grade com resolução de 16 km em 4000 metros de altura, para os seguintes horários do dia 11/10/2000: (a) 18:00 UTC e (b) 21:00 UTC.....	47

Figura 4.7 – Representação dos campos de vento simulados pelo modelo RAMS, para a grade com resolução de 4 km em 99 metros de altura, para os seguintes horários do dia 11/10/2000: (a) 09:00 UTC; (b) 15:00 UTC; (c) 18:00 UTC e (d) 21:00 UTC.....48

Figura 4.8 – Representação dos campos de vento simulados pelo modelo RAMS, para a grade com resolução de 1 km, em 99 metros de altura, para os seguintes horários do dia 11/10/2000: (a) 09:00 UTC e (b) 21:00 UTC.....49

Figura 4.9 – Perfil Vertical da velocidade do vento, grade de 1 Km, gerado pelo modelo RAMS.....50

Figura 4.10 – Representação dos campos de temperatura potencial simulados pelo modelo RAMS, para a grade com resolução de 16 km, nível da superfície, para os seguintes horários do dia 11/10/2001: (a) 09:00 Z; (b) 12:00 Z; (c) 15:00 Z e (d) 18:00 Z.....51

Figura 4.11 – Representação dos campos de umidade relativa simulados pelo modelo RAMS, para a grade com resolução de 16 km, nível da superfície, para os seguintes horários do dia 11/10/2001: (a) 09:00 Z; (b)12:00 Z; (c) 15:00 Z e (d) 18:00 Z.....52

Figura 4.12. (a) e (b) - Campo de Pressão, simulado pelo RAMS, em superfície, para às 1800 e 2100 horas, respectivamente.53

Figura 4.12 (c) e (d), (e) e (f) - Campo de Pressão, simulado pelo RAMS, em 700hpa e 500 hPa, para às 1800 e 2100 horas, respectivamente.....54

INDICE

Resumo.....	iii
Abstract.....	iv
Lista de Figuras.....	v
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.2 Revisão Bibliográfica.....	3
2. MODELO NUMÉRICO RAMS.....	6
2.1 - Descrição do RAMS.....	6
2.2 – Estrutura da Grade e Sistema de Coordenadas.....	7
2.3 – Condições de fronteira lateral.....	8
2.4 – Parametrizações utilizadas pelo modelo.....	8
2.4.1 – Parametrização de radiação.....	9
2.4.2 – Parametrização da turbulência.....	9
2.4.3 – Parametrização da camada superficial.....	13
2.4 – Modelo de solo e vegetação.....	14
2.4.1 – Modelo de vegetação.....	14
2.4.2 – Modelo de solo.....	16
2.4.3 – Parametrização da convecção.....	18
2.4.4 – Parametrização da microfísica.....	19
3 . Características da Região de Estudo.....	20
3.1 - Localização e descrição.....	20
3. 2 – Descrição Geral do Caso em Estudo.....	20
3.3 - Análise da situação sinótica sobre o Estado do Rio Grande do Sul presentes no dia 11/10/2000.....	23
3.3.1 – Análise da seqüência de imagens do satélite GOES 8, no canal do infravermelho....	23
3.3.2 - Análise das observações de superfície.....	26
3.3.3 - Análise da Radiossondagem	29
3.3.3.1 – Método de Whiting (índice K).....	32
3.3.3.2 – Índice de Showalter (SI).....	33
3.4 - Análise sinótica.....	34
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	37
4.1 - Resultados da Simulação Numérica.....	37
4.2 – Análise dos Resultados.....	40
4.2.1 – Campo de vento.....	40
4.2.2 - Campo de temperatura.....	48
4.2.3 – Campo de umidade.....	49
4.2.4 – Distribuição do Campo de Pressão.....	50
4.3 – Considerações sobre a ocorrência de tornados.....	52
5 – CONCLUSÕES GERAIS E SUGESTÕES.....	54

5.1 – Conclusões.....	54
5.2 - Perspectivas de trabalhos futuros.....	55
6 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	56

1 - Introdução

O estudo de sistemas convectivos e de tempestades severas associados a estes tem se tornado bastante freqüente. Isto se deve ao fato de este tipo de sistema atingir com muita freqüência regiões do globo economicamente importantes.

Os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs), em geral, são compostos pelos seguintes fenômenos: complexos convectivos de mesoescala (CCM), sistemas frontais, linhas de instabilidades, tempestades isoladas, tornados e microexplosões (microburst)¹.

A intensidade e variedade dos fenômenos adversos associados aos SCMs podem causar grandes devastações ocasionando transtornos e perdas imensas nos diversos segmentos das atividades humanas, visto que altos índices pluviométricos provocam grandes inundações e ventos fortes e granizos provocam grandes destruições.

O estudo e análise da formação, evolução e ciclo de vida dos SCMs é muito importante para a segurança da população, dos transportes aéreos, rodoviários e outras atividades humanas, já que poderia haver um tratamento preventivo, nas áreas atingidas, quando da iminência de ocorrência de algum fenômeno meteorológico extremamente adverso.

SCMs e tempestades são fenômenos que se desenvolvem rapidamente e podem ocorrer em qualquer época do ano e a qualquer hora do dia e da noite. Para a previsão desses fenômenos, que causam grandes desastres naturais, atualmente, dispõe-se de diversas ferramentas, tais como: imagens geradas por satélites de alta resolução, dados de radares meteorológicos e modelos computacionais que podem ser adaptados para áreas específicas (com uma seleção dos dados de inicialização do modelo), entre outros. É necessário saber quais as condições que influenciam e originam a formação de SCMs e tempestades. No Brasil, devido a grande extensão territorial, características locais como: relevo, brisas, perfis de vento, correntes, entre outros influenciam de maneira diferente a formação, desenvolvimento e atenuação dos SCMs.

Os modelos clássicos de frentes (Bjerknes, 1919; Bjerknes and Solberg, 1922) ainda fornecem incalculável ajuda na descrição dos aspectos de formação de nuvens e precipitação, em grande escala, em ciclones extratropicais. Entretanto, sabe-se que precipitações são freqüentemente produzidas em escalas muito menores do que as escalas de circulações

¹ - Fortes correntes descendentes concentradas, provenientes de nuvens convectivas que, ao atingirem o solo, espalham-se horizontalmente, formando vórtices que podem ocasionar cisalhamento do vento.

ciclônicas e frontais (Browning, 1974; Harrold and Austin, 1974; Houze et al, 1976a; Hobbs, 1978a). Por isso, para entendermos como nuvens e precipitação desenvolvem-se em ciclones extratropicais é necessário investigar a organização da microfísica das nuvens e processos dinâmicos em mesoescala.

Para acompanhar e entender a formação e evolução desta tempestade ocorrida, como também para procurar identificar parâmetros preditores de condições de tempo adversas que possam ocasionar eventos iguais ou semelhantes ao ocorrido, assim como classificar o evento é utilizado o modelo numérico Regional Atmospheric Modeling System (RAMS).

Durante os dias 10-11-e 12 de outubro de 2000 formou-se uma intensa divergência da Corrente de Jato subtropical ($23^{\circ}5'S$ à $33^{\circ}S$) causando a formação de núcleos de instabilidade sobre a área centro-leste do Estado do Rio Grande do Sul.

Sabe-se que a fronteira geográfica não é uma fronteira meteorológica e embora a imprensa, freqüentemente, noticie devastações, destruições, acompanhadas de mortes, feridos e de inúmeros desabrigados existem poucos trabalhos realizados que abrangem a área atualmente em estudo, enquanto que em áreas vizinhas, tanto no Brasil como em outros países, Argentina e Paraguai, existem vários trabalhos abordando o assunto. No Brasil, salientamos alguns trabalhos como o de Dyer (1986) sobre rastro de tornados no sudoeste do Brasil, leste de Paraguai e nordeste da Argentina, onde através de aerofotos e fotos do Satélite Lansat registrou a ocorrência de vários tornados nessas áreas. Oliveira (2000), com Distribuição Espaço-temporal e Análise de Tornados em Santa Catarina no período de 1975-2000, também registrou a ocorrência de tornados naquele estado e Silva Dias(1987) analisou a relação entre aglomerados de nuvens cb, sobre a parte central da América do Sul e a posição da corrente de jato em altos níveis e uma corrente de ar úmido e quente de norte em baixos níveis.

A corrente de jato subtropical (CJS) localizada-se entre 20° e $40^{\circ}S$ e segundo Berberry(1993), independente da estação, a variabilidade intraestacional está concentrada por volta de $30^{\circ}S$, perto dos ventos máximos.

Os mecanismos básicos necessários para a formação de tempestades severas são:

- a) muita umidade disponível em níveis próximos à superfície,
- b) brusca diminuição de temperatura desde a superfície até aproximadamente 5 Km,
- c) movimentos verticais intensos.

Vários estudos sobre CCM têm demonstrado que estes são caracterizados pela presença de forte advecção de ar quente e úmido em baixos níveis e um fraco suporte em termos de advecção de vorticidade em níveis médios. Em altos níveis aparece normalmente uma corrente de jato que intensifica-se ao longo do ciclo de vida do CCM.

Os objetivos deste trabalho são:

Fazer um estudo de caso, relacionado à passagem de um sistema convectivo de mesoescala, ocorrido em 11/10/2000 no município de Viamão-RS.

Comparar as simulações numéricas, realizadas com o modelo de mesoescala Regional Atmospheric Modeling System (RAMS), com dados meteorológicos de superfície obtidos através do Aeroporto Internacional Salgado Filho, cartas sinóticas de superfície e com imagens de satélites.

Aprimorar os conhecimentos sobre a formação e evolução de tempestades severas no Estado do Rio Grande do Sul com o objetivo de melhorar a previsibilidade.

1.2 - Revisão Bibliográfica

Estudos observacionais e modelos conceituais sobre a formação e evolução de tempestades são realizados há vários anos.

Saders (1955) investigou a estrutura e dinâmica de uma zona de superfície frontal intensa explicou a máxima intensidade das características frontais perto do solo através de medidas observadas. Estas medidas evidenciam que a largura da zona frontal é a menor de todas e o gradiente de temperatura e vento, na zona frontal, são mais intensos nos níveis mais baixos, onde os valores dos gradientes estão entre uma ou duas ordens de magnitude maiores do que aqueles geralmente observados na atmosfera livre.

Raddatz and Khandekar (1977), baseados em Lavoie (1972) - “a estrutura atmosférica das massas de ar frio são representadas por três camadas: uma camada de fluxo constante em contato com a superfície da terra, a camada limite planetária bem misturada coberta por uma inversão, e uma profunda camada de stratus cobrindo um ar estável” - mostraram que é possível, através de um modelo numérico de mesoescala em três camadas, reproduzir um

padrão de precipitação convectiva mantida por um fluxo ascendente e que um canal em níveis baixos exerce uma influência marcante na localização e intensidade da precipitação sobre as planícies do oeste canadense.

Raddatz e Khandekar (1978) rodaram este mesmo modelo numérico para prever o aumento dos eventos extremos de precipitação sobre as planícies do oeste canadense, usando uma camada de mistura de 2 Km de profundidade, e concluíram que o modelo pode conduzir a uma severa inundação, da área, se não forem observadas as condições iniciais do modelo operacional de previsão do tempo.

Estudando a organização e estrutura de nuvens e precipitação em meso e microescala em tempestades ciclônicas, Hobbs (1978) demonstrou que nuvens e precipitações em ciclones são organizadas em escalas grandes ($\sim 10^3$ - 10^4 Km²) e pequenas (~ 10 - 10^2 Km²).

Alguns vórtices ciclônicos são muito intensos e produzem os chamados ciclones bombas (Sanders e Gyakum, 1980) onde a queda de pressão na superfície é muito rápida, isto é, maior do que 12 hPa em 24 horas.

Os tornados, em geral, formam-se dentro das supercélulas de tempestades, desenvolvidas nos arredores de um forte cisalhamento vertical do vento e em regiões de grande instabilidade atmosférica (Fawbaush e Miller, 1954).

Segundo Fugita (1981), em ambientes com grande gradiente de umidade entre níveis baixos e médios, ou seja, muito úmido próximo à superfície e muito seco em níveis médios, mesmo células convectivas com correntes ascendentes não muito intensas podem produzir ventos destruidores em forma de “downburst” ou “microbursts” devido à grande evaporação e, conseqüente grande resfriamento, em níveis médios.

Fujita (1985), identificou e estudou profundamente as microexplosões (downbursts) ao encontrar um padrão estranho de destruição de árvores. O padrão de destruição de um intenso “downburst” pode induzir a uma destruição semelhante a um tornado.

Fortune e Kousky (1983), Bonatti e Rao (1987), mostraram que a instabilidade baroclínica através da advecção de ar quente a leste do ciclone e frio a oeste podem originar ciclogênese intensas.

Velasco e Frisch mostraram que as trajetórias dos Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) são orientadas usualmente entre oeste e norte, algumas vezes do sul e sudeste do Brasil.

Sistemas de linhas de instabilidade são descritos por Weisman e Klemp (1986) como um tipo de tempestade em multicélulas. Tempestades são classificadas como multicélulas

em situações onde o sistema convectivo possui diversos núcleos de máximo de correntes ascendentes embebidos nele (Marwitz, 1972b; Cotton e Anthes, 1989).

Weisman e Klemp (1986) propõem que uma tempestade em multicélulas pode se originar a partir de um conjunto de células convectivas simples que estejam próximas, de maneira que os efluxos de ar frio devido à evaporação da chuva proveniente destas células, podem combinar formando áreas de convergência de efluxo em baixos níveis. Estes centros de convergência formados devido aos efluxos das células convectivas simples geram novas células convectivas. O crescimento de novas células normalmente se dá de forma desorganizada, mas ocasionalmente ocorre em um flanco preferencial das tempestades iniciais onde cada célula convectiva move-se individualmente com o vento médio entre níveis baixos e médios. O movimento da tempestade como um todo, entretanto, pode desviar substancialmente da direção do vento médio, acompanhando o redesenvolvimento discreto de células convectivas. Devido ao mecanismo de propagação própria promovido pelo desenvolvimento celular, tempestades em multicélulas podem perdurar por longo tempo e atingir vastas áreas. Se o movimento da tempestade for muito lento, fortíssimas chuvas localizadas podem ocorrer ainda com a possibilidade de ventanias muito fortes. Em certos casos, este tipo de tempestade com movimentos verticais muito fortes, podem produzir precipitação de granizo e tornados de curta duração observados ao longo da frente de rajada na vizinhança dos núcleos de corrente ascendentes mais fortes.

Saraiva e Silva Dias (1997) apresentaram um estudo de caso sobre um ciclone bomba que se formou na costa sul do Brasil e Uruguai, produzindo ventos costeiros da ordem de 20ms^{-1} , causando danos à construções e enchentes. A queda de pressão na superfície foi de 14 hPa em 12 horas.

Dolif e Ambrizzi (1999) concluíram que intensos gradientes de umidade e temperatura em níveis baixos e gradientes de vorticidade em níveis altos favorecem a formação e desenvolvimento de ciclones.

A maioria dos ciclones desenvolvidos em latitudes médias, originam-se de perturbações nas ondas de ar superior, e passam por distintos estágios num ciclo de vida. Embora muitos ciclones formem-se em associação com frentes frias, existem outros que se desenvolvem independentemente delas (Perrella,2001).

2 – MODELO NUMÉRICO RAMS

2.1 - Descrição do RAMS

Neste estudo será utilizado o modelo RAMS (Regional Atmospheric Modeling System), desenvolvido pela Universidade do Estado do Colorado. As principais características deste modelo foram descritas em detalhes por diversos autores a saber: Cotton et al. (1982), Tripoli e Cotton (1982), Tremback et al. (1985) Tremback (1990) e Pielke et al. (1992).

O RAMS é um modelo de mesoescala altamente flexível e versátil onde é possível ativar e desativar as diversas opções e parametrizações contidas em seu código numérico, conforme o interesse do trabalho a ser desenvolvido; é possível reconstruir a estrutura e circulação atmosférica numa variação de escala bem ampla (de milhares de Km à microescalas).

As equações usadas no modelo são aquelas para uma atmosfera não hidrostática e portanto é capaz de descrever processos físicos nos quais a velocidade vertical é intensa. Os processos de superfície são representados numericamente de forma bem detalhada e simulam aqueles associados a difusão turbulenta, radiação solar, a formação e interação de nuvens, precipitação de hidrometeoros na fase líquida e gelo, convecção de cumulus, troca de calor sensível e latente entre a superfície e atmosfera (incluindo o papel da vegetação) e transporte de calor no solo. O RAMS é um modelo elaborado para ser utilizado em mesoescala mas também pode ser empregado em outras escalas, fazendo-se os ajustes correspondentes à escala de interesse.

O RAMS permite o tratamento de diversas grades aninhadas, com resolução progressivamente mais refinada, e de forma simultânea. Logo, é possível a passagem de informações de uma escala para outra dentro do domínio da grade de menor resolução. Este procedimento possibilita que processos ocorrendo na grade de maior resolução possam ser “sentidos” na grade de menor resolução e vice-versa (conhecido como “*two-way interaction*”). A alta resolução das grades são usadas para modelar os detalhes de sistemas atmosféricos de pequena escala, como uma corrente sobre um terreno complexo e circulações termais induzidas pela superfície. Grades maiores são usadas para modelar o desenvolvimento de sistemas menores, assim provendo condições de fronteira para regiões de rede fina. Em adição, grades

grosseiras são usadas para simular sistemas atmosféricos de grande escala, o qual interage com os sistemas de mesoescala (escalas horizontais de 2 Km à 2000 Km) observados em grades menores.

O modelo pode utilizar inicialização homogênea, onde parte-se de uma sondagem da atmosfera e a mesma é extrapolada, no instante inicial, para todo o domínio de grade do modelo, ou a inicialização heterogênea, onde é permitido assimilar um conjunto de dados de análise dos modelos globais tais como do NCEP (National Center of Environmental Predictions – Washington), CPTEC (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos – São Paulo) ou mesmo do próprio RAMS. As variáveis disponíveis nessas análises e que são utilizadas para a inicialização do RAMS são: componentes horizontais do vento, altura geopotencial, temperatura do ar, umidade relativa e pressão ao nível do mar.

2.2 – Estrutura da Grade e Sistema de Coordenadas

A grade utilizada pelo RAMS é grade alternada c de Arakawa (Messinger e Arakawa, 1976) com as variáveis termodinâmicas e de umidade definidas nos mesmos pontos de grade, e as velocidades u , v e w intercaladas em $1/2\Delta X$, $1/2\Delta Y$ e $1/2\Delta Z$, respectivamente.

A grade possui um sistema de coordenadas cartesianas na horizontal e do tipo “sigma-z” (σ_z) na vertical, a qual segue a topografia do terreno. A transformação matemática do sistema de coordenadas cartesianas para o sistema sigma foi inicialmente discutida e aplicada em modelagem de convecção não hidrostática por Gal-Chen e Somerville (1975), Clark (1977) também utilizou esta transformação de coordenadas para um modelo anelástico na escala de nuvem. A especificação desse sistema de coordenadas no RAMS segue as considerações de Clark (1977). O sistema de coordenadas transformadas é definido como:

$$X^* = X;$$

$$Y^* = Y;$$

$$Z^* = \left[\frac{(Z - Z_s)}{(H - Z_s)} \right] \cdot H$$

onde:

- (X^* , Y^* , Z^*) representam as coordenadas transformadas;
- (X , Y , Z) representam as coordenadas cartesianas;

- Z_s é a altura da superfície do modelo em relação ao nível do mar;
- H é a altura do topo do modelo, onde Z e Z^* são paralelos.

2.3 – Condições de fronteira lateral

Um dos fatores importantes ao definir uma condição de fronteira lateral, é permitir que as ondas de gravidade interna e externa tenham passagem livre pela fronteira, bem como fenômenos advectivos, ao mesmo tempo que não deve ser permitido o retorno de ondas espúrias (reflexão) para dentro do domínio. Em geral supõe-se como a propagação de uma onda linear. A tendência temporal da velocidade normal à fronteira pode ser expressa por:

$$\frac{\partial u_n}{\partial t} = -c^* \left(\frac{\partial u_n}{\partial X_n} \right)$$

onde: X_n é a coordenada normal à fronteira; u_n é a componente da velocidade normal a fronteira; t é o tempo e c^* é a velocidade de fase modificada pelo efeito Doppler $c^* = c + u$, onde c aponta do domínio para fora e u é a velocidade normal.

O primeiro problema da equação acima é a escolha de c^* . Dois métodos têm sido regularmente utilizados, o de Klemp e Wilhelmson (1978 a, b) e o de Orlanski (1976), utilizado neste trabalho. Na formulação de Orlanski, c^* é diagnosticado em um ponto no interior da malha, próximo a fronteira da seguinte forma:

$$c^* = \frac{\left(\frac{\partial u_n}{\partial t} \right)}{\frac{\partial u_n}{\partial X_n}}$$

2.4 – Parametrizações utilizadas pelo modelo

Alguns esquemas de parametrizações contidos no código do modelo podem ser ativados e desativados conforme o objetivo do trabalho:

- Parametrização de radiação solar e terrestre;
- Parametrização de turbulência;
- Modelo de solo/vegetação;
- Parametrização de convecção;
- Parametrização de microfísica de nuvens.

A seguir, apresenta-se uma breve descrição das parametrizações:

2.4.1 – Parametrização de radiação

O RAMS possui duas opções de esquemas de radiação. O mais simples e com menor tempo computacional é atribuído a Mahrer e Pielke (1977), neste esquema a interação da radiação com campos de água líquida não é tratado. Na simulação realizada neste trabalho foi utilizado o esquema de parametrização de Chen e Cotton (1983) que inclui os efeitos de gelo e água líquida. Esse tipo de parametrização permite o tratamento de diversos processos relevantes para a transferência de radiação de onda curta tais como: os efeitos do espalhamento, a absorção molecular do ar, a absorção pelo ozônio, transmissão e reflexão por camadas de nuvens. A parametrização de radiação de onda longa permite a emissão da atmosfera clara, emissão de camadas de nuvem e emissão de camadas mistas de nuvem e céu claro. Esse esquema de parametrização permite que o conteúdo de água e vapor d'água disponíveis na atmosfera tenham influência sobre os fluxos radiativos de onda longa e curta.

2.4.2 – Parametrização da turbulência

O modelo RAMS possui quatro formas distintas de parametrização da difusão turbulenta. A escolha da mais apropriada passa pela relação entre as escalas horizontal e vertical do modelo. Nessa seção será feita uma breve discussão da parametrização utilizada neste trabalho, denominada Deformação K de Smagorinsky para a horizontal e Mellor e Yamada na vertical. Genericamente, o operador TURB é responsável por:

$$TURB(\bar{A}) = \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial x_k^*} \left[ab^{jk} \left(\overline{A''u_j''} \right) \right] \quad (2.1)$$

O termo de fluxo $\left(\overline{A''u''} \right)$ na horizontal é parametrizado de forma análoga à teoria K (Smagorinsk, 1963) através de um fechamento de viscosidade turbulenta. A deformação na horizontal é um fechamento de primeira ordem, que utiliza equações prognósticas para os campos médios em todas as variáveis, enquanto os termos de segunda ordem são parametrizados.

Os coeficientes de difusão turbulenta horizontal são calculados pelo produto da taxa de deformação horizontal (gradiente da velocidade horizontal) e a escala de comprimento ao quadrado, com base na formulação original de Smagorinsky. A escala de comprimento l é dada por:

$$l = \Delta X \cdot csx, \text{ onde } csx = 0,32 \quad (2.2)$$

Para o fluxo turbulento de momentum:

$$-\overline{u_i'' u_j''} = \frac{K_m}{a} \left(\frac{\partial}{\partial x_i} (ab^{jl} \overline{u_i}) + \frac{\partial}{\partial x_j} (ab^{il} \overline{u_j}) \right) \quad (2.3)$$

ou seja a difusão é proporcional à deformação do campo médio. Para as variáveis escalares ϕ , o fluxo turbulento deste escalar é dado por:

$$-\overline{\phi'' u_j''} = \frac{K_H}{a} \frac{\partial}{\partial x_i^*} (ab^{jl} \overline{\phi}) \quad (2.4)$$

onde K_m e K_H são os coeficientes de troca turbulenta de momentum e de calor, respectivamente, sendo K_H utilizado para todas as variáveis escalares.

Portanto trata-se de uma teoria de fechamento local de primeira ordem, pois a quantidade desconhecida $\overline{\phi'' u_j''}$ é parametrizada em função de um gradiente conhecido no mesmo local.

Os coeficientes de troca turbulenta K_m e K_H não são constantes. K_m é calculado em função do:

- tamanho da grade;
- do campo de deformação;
- da estabilidade termodinâmica.

Conforme descrito por Tremback (1990), K_H correlaciona-se com K_m através da relação:

$$K_H = 3 K_m \quad (2.5)$$

A expressão para o calculo de K_m é dada por:

$$K_m = (csx) \Delta^2 \left\{ |D|^2 + \text{Max}(-N, 0)^2 \right\}^{0,5} \quad (2.6)$$

onde Δ é o espaçamento da grade, $|D|$ é o módulo do tensor de deformação e N^2 é a frequência de Brünt-Vaisala.

A parametrização da Energia Cinética Turbulenta (ECT) é utilizada para avaliar os coeficientes de difusão turbulenta na vertical. O esquema utilizado para calcular os coeficientes de difusão é o sugerido por Mellor Yamada (1974, 1982). A técnica desenvolvida é o esquema de fechamento de ordem 1.5 com modificações para o caso de crescimento da turbulência. Os campos de vento, temperatura potencial e ECT são retirados dos campos prognósticos do RAMS. A ECT, (e), é definida como:

$$e = 0,5(\overline{u^2} + \overline{v^2} + \overline{w^2}) \quad (2.7)$$

A equação prognóstica para (e) é dada por:

$$\frac{\partial e}{\partial t} = -u \frac{\partial e}{\partial x} - v \frac{\partial e}{\partial y} - w \frac{\partial e}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} K_e \frac{\partial e}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} K_e \frac{\partial e}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} K_e \frac{\partial e}{\partial z} + P_s + P_b + \varepsilon \quad (2.8)$$

onde P_s é o termo de produção de cisalhamento, P_b é o termo de produção de empuxo e ε é a taxa de dissipação, calculados como:

$$P_s = K_m \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 \right] \quad (2.9)$$

$$P_b = -\frac{g}{\theta} K_h \frac{\partial \theta_v}{\partial z} \quad (2.10)$$

$$\varepsilon = a_e \frac{e^{3/2}}{l} \quad (2.11)$$

Os coeficientes de difusão para momentum, calor e ECT são calculados como segue:

$$K_m = S_m l \sqrt{2\varepsilon} \quad (2.12)$$

$$K_h = S_h l \sqrt{2\varepsilon} \quad (2.13)$$

$$K_e = S_e l \sqrt{2\varepsilon} \quad (2.14)$$

O vento e a temperatura são calculados na forma de gradientes verticais adimensionais:

$$G_u = \frac{l}{\sqrt{2\varepsilon}} \frac{\partial u}{\partial z} \quad (2.15)$$

$$G_v = \frac{l}{\sqrt{2\varepsilon}} \frac{\partial v}{\partial z} \quad (2.16)$$

$$G_m = G_u^2 + G_v^2 \quad (2.17)$$

$$G_h = -\frac{g}{\theta} \frac{l^2}{2e} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (2.18)$$

A escala de comprimento l assumida por Mellor and Yamada (1982) é a seguinte:

$$l = \frac{k(z + z_0)}{1 + k \frac{(z + z_0)}{l_\infty}} \quad (2.19)$$

$$l_\infty = 0,1 \frac{\int_0^H z \sqrt{e} dz}{\int_0^H \sqrt{e} dz} \quad (3.20) \quad (2.20)$$

k é a constante de Von Karman e z_0 é o comprimento de rugosidade.

No limite superior da expressão acima, foi proposta a seguinte expressão para

l :

$$l \leq 0,75 \left[\frac{2e}{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2.21)$$

A condição acima implica em: $G_h \geq -0.75^2$.

No esquema de ordem 1.5, as condições adimensionais S_m e S_h dependem dos gradientes adimensionais de vento e temperatura.

$$S_m = \frac{A_1 \{ [1 - 3C_1 - 3A_2 [B_2 (1 - 3C_1) - 12A_1 C_1 - 3A_2] G_h] \}}{1 - 3A_2 (7A_1 + B_2) G_h + 27A_1 A_2^2 (4A_1 + B_2) G_h^2 + 6A_1^2 [1 - 3A_2 (B_2 - 3A_2) G_h] G_m} \quad (2.22)$$

$$S_h = A_2 \frac{1 - 6A_1 S_m G_m}{1 - 3A_2 (4A_1 + B_2) G_h} \quad (2.23)$$

As constantes empíricas estão associadas aos seguintes valores (Mellor e Yamada, 1982):

$$\{A_1, A_2, B_1, B_2, C_1, S_e, a_e\} = \left\{ 0.92, 0.74, 16.6, 10.1, 0.08, 0.20, 2^{\frac{2}{3}} / 16.6 \right\} \quad (2.24)$$

2.4.3 - Parametrização da camada superficial

As escalas da camada superficial, u_* a velocidade de atrito, θ_* escala de temperatura e q_* , a escala de umidade, é obtida da teoria de similaridade para a camada superficial. O esquema é usado para determinar os fluxos turbulentos entre a superfície e atmosfera.

$$u_*^2 = a^2 \overline{U^2} F_m \left(\frac{z}{z_0}, R_{iB} \right) \quad (2.25)$$

$$\theta_* = \frac{a^2 \overline{U \Delta \theta}}{u_*} F_h \left(\frac{z}{z_0}, R_{iB} \right) \quad (2.26)$$

$$q_* = \frac{a^2 \overline{U \Delta q}}{u_*} F_h \left(\frac{z}{z_0}, R_{iB} \right) \quad (2.27)$$

$$\text{onde: } a^2 = \frac{k^2}{\left(\ln \frac{z}{z_0} \right)^2}, \quad \Delta \theta = \overline{\theta(z)} - \overline{\theta_s}, \quad \Delta q = \overline{q(z)} - \overline{q_s},$$

$\overline{U} = \sqrt{\overline{u(z)}^2 + v(z)^2}$, sendo k a constante de Von Karman, z altura acima da superfície do nível mais baixo do modelo e z_0 o parâmetro de rugosidade. As expressões analíticas para F_m e F_h são dadas por:

$$\bullet \quad \text{caso estável: } F_m = \frac{1}{1 + \frac{2bR_{iB}}{\sqrt{1 + dR_{iB}}}} \quad \text{e} \quad F_h = \frac{1}{1 + 3bR_{iB} \sqrt{1 + dR_{iB}}} \quad (2.28)$$

• caso instável:
$$F_m = 1 - \frac{2bR_{iB}}{1 + 2c_m b a^2 \sqrt{\frac{z}{z_0} |R_{iB}|}} \quad (2.29) \quad e$$

$$F_m = 1 - \frac{3bR_{iB}}{1 + 3c_h b a^2 \sqrt{\frac{z}{z_0} |R_{iB}|}} \quad (3.29)$$

com $b=5.$, $d=5.$, $c_m = 7.5$ e $c_s = 5.$, e $c_s = 5.$, e R_{iB} é o número de Richardson ‘Bulk’ dado por:

$$R_{iB} = \frac{gz\Delta\theta}{\frac{1}{2}(\overline{\theta(z)} + \overline{\theta})U^2} \quad (2.30)$$

2.5 – Modelo de solo e vegetação

O modelo de solo e vegetação utilizado pelo modelo RAMS foi previamente desenvolvido por McCumber e Pielke (1981) e implementado posteriormente por Tremback e Kessler (1985). Uma descrição simplificada do modelo é realizada a seguir:

2.5.1 – Modelo de vegetação

A representação da vegetação usada no RAMS é basicamente a parametrização de uma camada volumétrica, descrita por Avissar e Pielke (1989). Assumindo que a capacidade calorífica da vegetação é pequena quando comparado aos fluxos de energia, o balanço de energia nesta camada é dado por:

$$R_{Nv} + E_v + H_v = 0 \quad (2.31)$$

onde R_{Nv} é a radiação líquida do dossel, resultante da radiação solar R_s e da radiação térmica da atmosfera (R_L) absorvida diretamente pela planta ou após ser refletida pela superfície do solo.

$$\begin{aligned} R_{Nv} = & \sigma_f (1 - \alpha_v - t_v) \{ 1 + \alpha_G [1 - \sigma_f (1 - t_v)] \} R_s \\ & + \sigma_f \epsilon_v \{ [1 + (1 - \sigma_f)(1 - \epsilon_G)] R_L + \epsilon_G \sigma T_G^4 \} \\ & - \sigma_f \epsilon_v \sigma T_G^4 [2 - \epsilon_v \sigma_f (1 - \epsilon_G)] \end{aligned} \quad (2.32)$$

onde: α_v é o albedo da vegetação, t_v é a transmissividade da vegetação, ϵ_v é a emissividade da vegetação, t_v é a temperatura da vegetação, σ é a constante de Stefan-Boltzmann, ϵ_v é o albedo da superfície do solo, ϵ_G é a emissividade da superfície do solo e σ_f é o fator de cobertura que representa a fração coberta pelo dossel sobre a superfície da terra. Esse fator é um para superfície completamente coberta por vegetação e zero para solo nú.

E_v e H_v são fluxos de calor latente e sensível entre a vegetação e o ar ambiente. São dados pelas seguintes expressões:

$$E_v = \sigma'_f \rho L_h u^* q^* \quad (2.33)$$

onde $u^* q^*$ é o fluxo de umidade e L_h é o calor latente de evaporação e σ'_f expressa a contribuição relativa da vegetação para os fluxos totais entre a superfície (composta de solo e vegetação) e a atmosfera, e ρ é a densidade.

$$H_v = \sigma'_f \rho C_p u^* \theta^* \quad (2.34)$$

onde C_p é o calor específico do ar a pressão constante e $u^* \theta^*$ é o fluxo de temperatura.

O balanço de energia da superfície do solo incluindo solo nú e solo coberto é dado por:

$$R_{NG} + E_G + H_G + S_G = 0 \quad (2.35)$$

onde R_{NG} é a radiação líquida na superfície do solo, E_G é o fluxo de calor latente entre a superfície do solo e o ar ambiente, H_G é o fluxo de calor sensível entre a superfície do solo e o ar ambiente e S_G é o fluxo de calor no solo.

A tabela a seguir apresenta os tipos de vegetação disponíveis para uso no modelo RAMS.

01	Plantação
02	Gramma curta
03	Árvores com folha estreita e persistente
04	Árvores com folha estreita e temporária
05	Árvores com folha larga e temporária
06	Árvores com folha larga e persistente
07	Gramma alta
08	Deserto
09	Tundra
10	Plantações irrigadas
11	Semi-deserto
12	Superfície de gelo
13	Pântano, brejo
14	Água doce
15	Oceano

16	Arbusto persistente
17	Arbusto temporário
18	Bosque

2.5.2 – Modelo de solo

A temperatura da superfície é calculada através da equação do balanço de energia aplicado à interface superfície-atmosfera de acordo com a seguinte equação:

$$R_n + \rho L u * q * + \rho c_p u * \theta * - G = 0 \quad (2.36)$$

Onde o primeiro termo é o fluxo de radiação líquida na superfície, o segundo é o fluxo turbulento de calor latente, o terceiro é o fluxo turbulento de calor sensível e o quarto é o fluxo de calor no solo.

Abaixo da interface superfície-atmosfera, o transporte é feito pela difusão vertical de calor dada por:

$$C \frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial H_s}{\partial z} \quad (2.37)$$

onde H_s representa o fluxo vertical de calor no solo e C é a capacidade calorífica volumétrica, sendo expressos por (3.):

$$H_s = \lambda \frac{\partial T_s}{\partial z} \quad (2.38)$$

$$C = (1 - \eta_s) C_i + \eta$$

Onde η é o conteúdo volumétrico de umidade, η_s é o conteúdo volumétrico de umidade de saturação e C_i é a capacidade calorífica volumétrica do solo seco para o tipo de solo i , λ é a condutividade térmica ($\text{cal s}^{-1} \text{cm}^{-1} \text{C}^{-1}$), varia em várias ordens de magnitude de um solo mais seco a outro.

A equação prognóstica para o conteúdo volumétrico de umidade do solo η é dado por:

$$\rho_w = \frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial W_s}{\partial z} \quad (2.39)$$

onde W_s representa o fluxo de umidade dentro do solo (sendo positivo para baixo) representado em (3.6), ρ_w é a densidade da água líquida e z é a coordenada vertical dentro do perfil de solo.

$$W_s = K_\eta \rho_w \frac{\partial(\psi + z)}{\partial z} \quad (2.40)$$

onde K_η é a condutividade hidráulica e ψ é o potencial de umidade que representa o trabalho necessário para extrair água do solo.

Outra forma desta equação é:

$$W_s = D_\eta \rho_w \frac{\partial \eta}{\partial z} + K_\eta \rho_w, \quad (2.41)$$

Sendo que a difusividade é dada por:

$$D_\eta = K_n \frac{\partial \psi}{\partial \eta} \quad (2.42)$$

As variáveis K_η , D_η e ψ , estão relacionadas com η através das seguintes equações :

$$D_\eta = - \frac{b K_\eta \psi_s}{\eta} \left[\frac{\eta}{\eta_s} \right]^{b+3} \quad (2.43)$$

$$K_\eta = K_{\eta_s} \left[\frac{\eta}{\eta_s} \right]^{2b+3} \quad (2.44)$$

$$\psi = \psi_s \left[\frac{\eta_s}{\eta} \right]^b \quad (2.45)$$

Onde o subscrito s refere-se a saturação. O expoente b é uma função do tipo de textura do solo, definido pelo Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (1951). Os parâmetros K_η , ψ_s , η_s e b são aplicados em 11 diferentes tipos de solo. Valores para a turfa são uma composição de médias de valores observados.

A capacidade calorífica em solo seco foi calculada a partir de valores conhecidos para os tipos de solo de areia, franco e turfa usando uma composição percentual de peso.

A difusão de calor no solo é dada por:

$$\frac{\partial \theta_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] \quad (2.46)$$

onde θ_s é a temperatura potencial do solo. A condição limite para a equação acima é que θ_s no nível de umidade mais alto é mantido com valor inicial constante ou varia externamente (por exemplo em função do tempo) e a temperatura potencial na superfície θ_g é calculada através da seguinte equação prognóstica:

$$C_s \Delta z_g \frac{\partial \theta_g}{\partial t} = \alpha_g R_s \downarrow + R_l \downarrow - \sigma T_g^4 + \rho_a C_p u_* \theta_* + \rho_a L u_* q_* - C_s \lambda \frac{\partial \theta_s}{\partial z} \Big|_g \quad (2.47)$$

Onde $R_s \downarrow$ e $R_l \downarrow$ são os fluxos radiativos atmosféricos descendentes de onda curta e onda longa. α_g é o albedo na superfície do solo, σ é a constante de Stefan-Boltzman, $\rho_a C_p u_* \theta_*$ é o fluxo de calor sensível, $\rho_a L u_* q_*$ é o fluxo de calor latente, e Δz_g é a diferença entre níveis no solo. A tabela a seguir apresenta os tipos de solo disponíveis no modelo RAMS.

Tabela 3.2 – Tipos de solo disponíveis no modelo RAMS

01	Areia
02	Franco arenoso
03	Areia franca
04	Franco siltoso
05	Franco
06	Franco argiloso arenoso
07	Franco argiloso siltoso
08	Franco siltoso
09	Argila arenosa
10	Argila siltosa
11	Argila
12	Turfa

2.5.3 – Parametrização da convecção

A parametrização da convecção utilizada é uma versão modificada da parametrização tipo Kuo (1974) e Molinari (1985) desenvolvida por Tremback (1990). Essa parametrização é bastante simplificada, válida para convecção profunda, na qual o entranhamento de massa no interior da nuvem é desprezível.

2.5.4 – Parametrização da microfísica

A parametrização da microfísica de nuvens é essencialmente aplicada a qualquer forma que a água possa estar presente, líquida, gelo e vapor. Esta parametrização inclui também os processos de precipitação. São consideradas as espécies de hidrometeoros, tais como: água de chuva, cristais de pristina, neve, granizo e agregados. O diâmetro médio dessas espécies são especificados a partir de valores definidos no código do modelo. Uma descrição detalhada dos processos microfísicos considerados pelo RAMS encontra-se em Meyers e Cotton (1992).

Os termos que representam os processos microfísicos presentes na atmosfera, encontra-se na equação da termodinâmica a seguir:

$$\frac{\partial(\overline{\theta_{il}})}{\partial t} = \text{ADV}(\overline{\theta_{il}}) + \text{TURB}(\overline{\theta_{il}}) - \left(\frac{\overline{\theta_{il}^2}}{\overline{\theta}} \right) \left\{ \frac{[L_{lv}PR_r + L_{iv}(PR_i + PR_g)]}{c_p \text{MAX}(T, 253)} \right\} + \frac{Q}{c_p} \quad (2.48)$$

Da equação acima são prognosticadas a temperatura potencial da água líquida e gelo ($\overline{\theta_{il}}$) e a razão de mistura do vapor d'água, assim como as diversas espécies de hidrometeoros; essas variáveis são conservativas para todas as mudanças de fase da água. O termo PR representa a tendência de precipitação e os índices r, i e g indicam em qual fase da água está ocorrendo a transformação. Os termos L_{lv} e L_{iv} representam calor latente de vaporização e de sublimação respectivamente, e c_p é o calor específico a pressão constante. O termo diabático $\frac{Q}{c_p}$ representa a única forçante externa do modelo.

Os termos da equação da termodinâmica explicam as modificações de energia procedentes das mudanças de fase e portanto as modificações de massa para os conteúdos de vapor, água líquida e gelo, bem como as modificações de massa entre hidrometeoros temporariamente em um mesmo estado físico.

3 – Características da Região de Estudo

3.1 - Localização e descrição

A cidade de Viamão está localizada no estado do Rio Grande do Sul, na latitude de 30,8 S e longitude de 51,0 W, região centro leste do estado, banhada ao sul pela Lagoa dos Patos e à leste localiza-se a cidade de Porto Alegre.

A figura 3.1. ilustra a localização da cidade de Viamão.

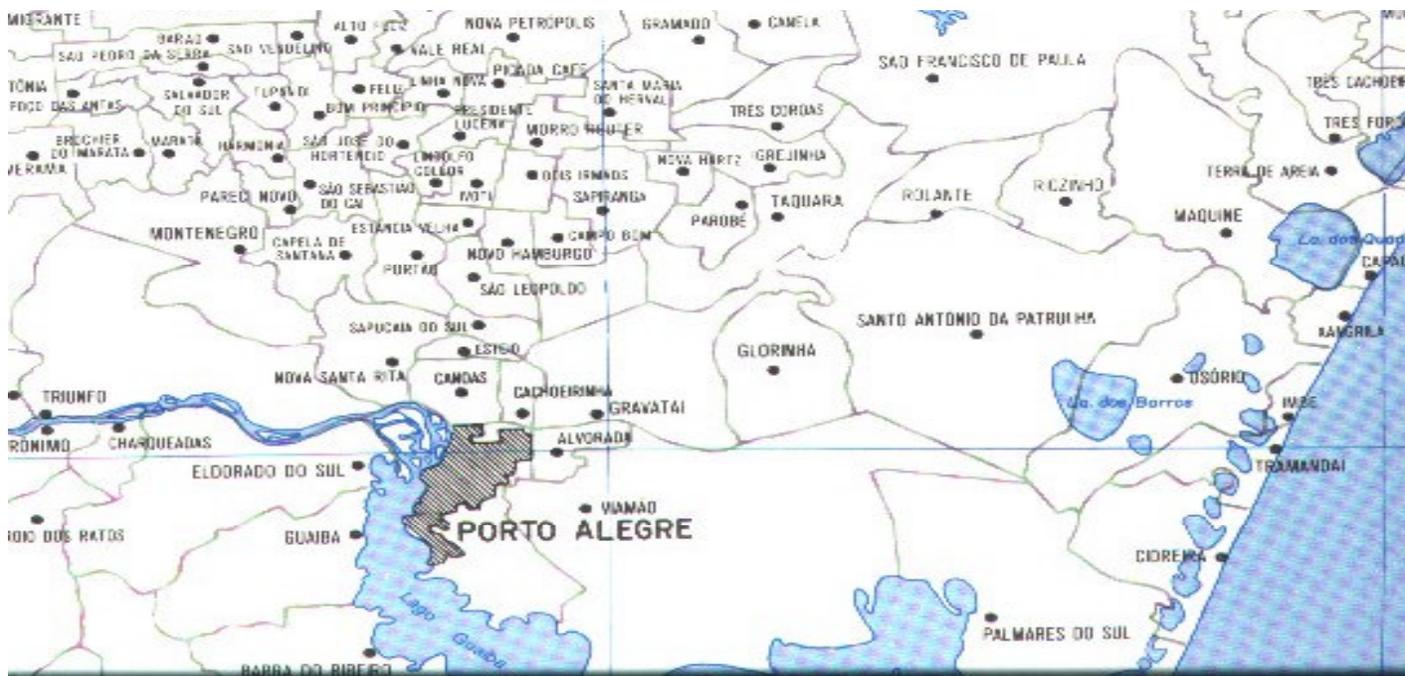


Figura 3.1. – Mapa com a localização da cidade de Viamão – RS.

3.2 - Descrição geral do caso em estudo

As condições de tempo em superfície, no dia 11 de outubro de 2000, foram bastante severas ocasionando grandes prejuízos a diversos municípios do Estado do Rio Grande do Sul que declararam estado de calamidade pública devido à grande devastação que houve com destruição de construções, destelhamento de casas, o sistema elétrico sofreu grandes avarias, árvores foram arrancadas ou totalmente desfolhadas devido aos fortes ventos e a grande quantidade de granizo que caiu; uma das áreas mais afetadas foi na região do município de Viamão.

A figura 3.2 ilustra a intensidade dos prejuízos causados ao município devido à passagem deste sistema convectivo de mesoescala.





Figura 3.2 – (a) à (l) – Seqüência de fotos tiradas em vários locais onde ocorreu o ciclone.

A seqüência de fotos foi realizada em três pontos distintos da área que foi severamente atingida. Salientamos que o sistema percorreu uma área mais ou menos em linha reta atingindo os bairros de Águas Claras, Morro Grande, Estrada da Lomba, Boa Vista e Capão da Porteira.

Nas áreas onde havia construções verifica-se o destelhamento de casas e galpões, algumas tiveram partes convertidas em ruínas, muros foram derrubados, silos foram destruídos, amassados e retorcidos, objetos foram arremessados e encravados em árvores (fig. 3.2 (h)), enfim, vê-se muitos escombros.

Nas áreas em que havia vegetação nota-se árvores desfolhadas, arrancadas com raízes e em algumas áreas, em que a vegetação era mais fechada, nota-se a presença de um “rastros”, ficando claro a formação e a trajetória de um tornado sobre esta área.

Dentre os precursores observacionais de ocorrência de uma tempestade severa como a ocorrida, relaciona-se regiões quentes, uma certa quantidade de umidade disponível, em geral, uma mudança na direção do vento e um aumento na velocidade do vento com a altura, dando origem a um efeito de rotação horizontal na baixa atmosfera.

Para identificar os fenômenos meteorológicos e as condições de tempo ocorridas foram usadas as radiossondagens do dia em foco, realizadas pelo Aeroporto Internacional Salgado Filho, na cidade de Porto Alegre, RS; fotos do satélite GOES-8, no canal Infravermelho; seqüência de METAR (Meteorologic Aerodrome Report) também do Aeroporto Salgado Filho; cartas sinóticas de superfície, da DHN e as saídas do modelo de mesoescala RAMS.

Um fato que deve ser destacado é que apesar da intensidade desta tempestade que se formou no dia 11/10, na região de Viamão, não houve uma organização das células convectivas que se formavam e se deslocavam para leste, durante todo o dia, como pode ser visto pela seqüência de fotos de satélite. Os dados da estação meteorológica do aeroporto Salgado Filho registraram em Porto Alegre, distante aproximadamente 30 Km em linha reta de Viamão, uma leve mudança na direção do vento e pouca variação na intensidade da velocidade do vento, com isto, observa-se que foi um sistema de mesoescala localizado.

Através da radiossondagem, do dia 11/10/00, cuja área de abrangência é de e aproximadamente 250 km, observa-se a instabilidade termodinâmica da região, onde é constatada grande quantidade de umidade em níveis baixos e advecção de ar frio em níveis médios e altos trazida pela Corrente de Jato Subtropical.

3. 3 - Análise da situação sinótica sobre o Estado do Rio Grande do Sul no dia 11/10/2000

3.3.1 – Análise da seqüência de imagens do satélite GOES 8, no canal do Infravermelho

A figura 3.3. apresenta a seqüência de imagens de satélite GOES 8, no canal do Infravermelho, entre 0300 UTC do dia 11 de outubro de 2000 e 0000 UTC do dia 12 de outubro de 2000. A figura 3.3. (a) ilustra a passagem de uma frente fria sobre os estados do Paraná, São Paulo já atingindo o Sul dos estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais. O Estado do Rio Grande do Sul estava encoberto com nebulosidade baixa e média devido a circulação do sistema de alta pressão, após a passagem do sistema frontal.

Na imagem das 06:00 UTC, figura 3.3 (b) observa-se muita nebulosidade sobre a América do Sul, indicando a presença de muita umidade disponível na atmosfera, principalmente sobre a Bolívia, Peru, Paraguai, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, assim como, a presença da Corrente de Jato Subtropical (CJS) bem definida.

A frente fria ao passar pelo estado deixa muita umidade e instabilidade convectiva como ilustra a foto de satélite das 0900UTC (0600 hora local), figura 3.3 (c), onde observa-se a formação de um núcleo de nebulosidade convectiva bem intenso ao norte do estado do Rio Grande do Sul, que expande-se e desloca-se para leste.

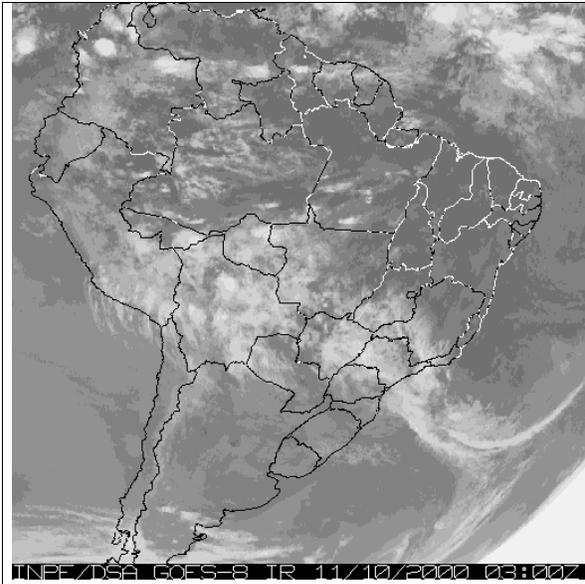
Às 1200 UTC, através da figura 3.3 (d) observa-se várias células de nebulosidade, sobre a região metropolitana de Porto Alegre, identifica-se a divergência da CJS através do espalhamento e da mudança no formato da nebulosidade que a divergência provoca, nesta imagem observa-se a bifurcação da corrente de jato, o que pode ser visto também nas imagens subsequentes das 1500, 1800 e às 2100UTC, figura 3.3 (e), (f) e (g), respectivamente, que mostram a intensa divergência que ocorre com a corrente seccionada em pelo menos cinco jatos simultâneos, ilustrados através da imagem das 21:00 UTC. A presença do jato em altos níveis provoca uma intensa e rápida advecção de ar frio e úmido em altitude o que ocasiona mau tempo na superfície.

Às 1100 UTC, do dia 11/10/2000, foi registrado chuva leve na estação meteorológica do Aeroporto Salgado Filho.

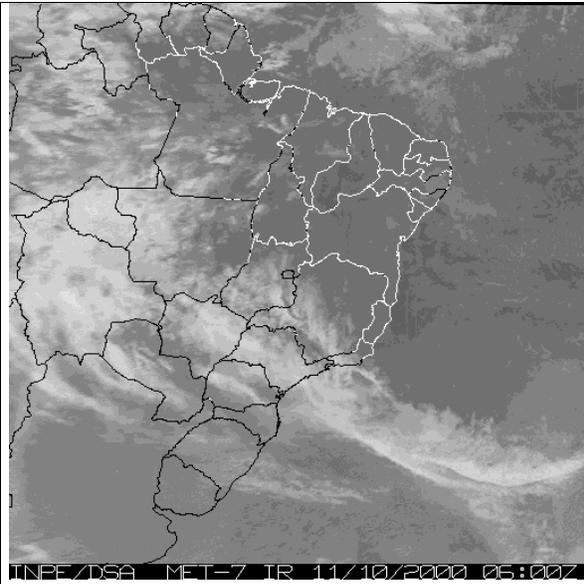
Na imagem das 1500UTC essa área de nebulosidade desloca-se para o litoral do Estado do Rio Grande do Sul e nota-se a formação rápida de novas células de nebulosidade no centro/sul do estado, já bem intensificadas na imagem das 1800 UTC, figura 3.3 (f).

Às 2100 UTC, verifica-se a existência de vários núcleos de células convectivas sobre os estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná. Devido à disposição e aos vários seguimentos observados na nebulosidade a CJS atinge o máximo de divergência nesse horário e conseqüentemente uma maior advecção de ar frio em altitude. O vórtice ciclônico ocorreu por volta de 2300 UTC, 2000 horas local do dia 11/10/2000.

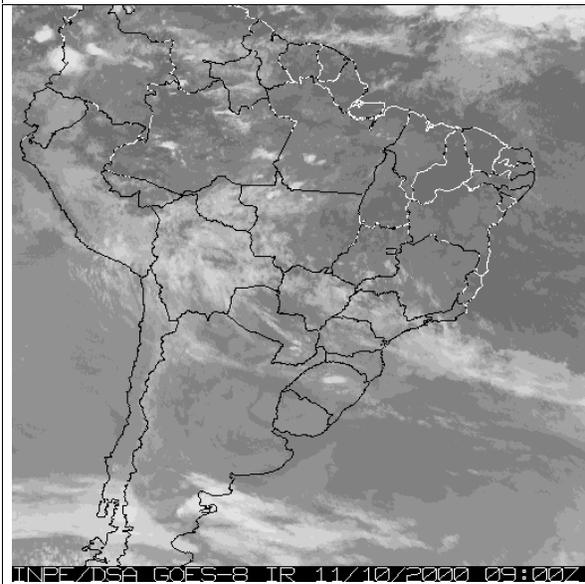
Às 0000 UTC, do dia 12/10/2000, as células, mais agrupadas, continuam se deslocando para leste, agora a divergência do jato parece menos intensa, o jato está menos ativo e o formato e disposição das nuvens bem mais uniforme.



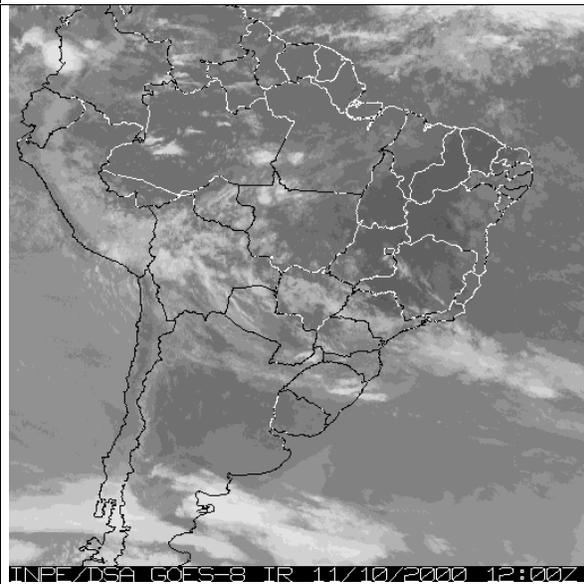
(a)



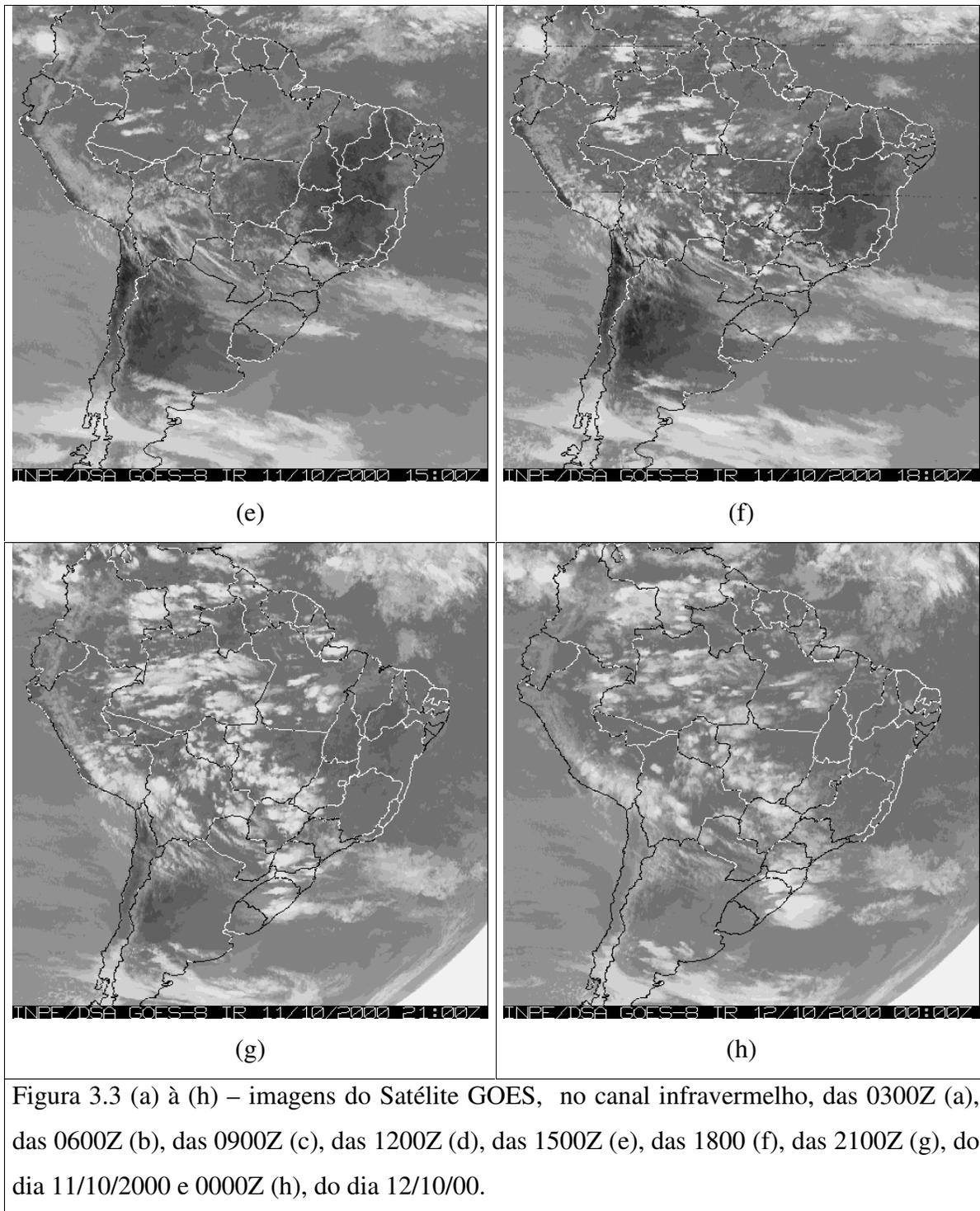
(b)



(c)



(d)



3.3.2 - Análise das observações de superfície

Através das observações horárias (METAR) registradas pela estação meteorológica de superfície (EMS), do Aeroporto Internacional Salgado Filho, e também pela

quantidade de nebulosidade identificada através das imagens de satélites observa-se que a umidade relativa permaneceu alta durante todo o dia 11/10/2000.

A análise das observações horárias registradas na EMS, Fig. 3.4 (d), figura com os dados de pressão do Aeroporto Salgado Filho mostra que a variação da pressão para o período de 24 horas, isto é, das 2200UTC, do dia 10/10/2000 (1018 hPa), às 2200 UTC do dia 11/10/2000 (1006hPa), foi de 12 hPa. O aeroporto está localizado a aproximadamente 30 Km da cidade de Viamão, onde provavelmente a queda da pressão foi maior.

A pressão atmosférica média do dia 11 foi de 1016 hPa, começou à baixar por volta de 16:00 UTC atingindo o valor mínimo do dia às 22:00 UTC, com 1006 hPa. A pressão atmosférica permaneceu baixa, em torno de 1008 hPa, durante todo dia 12/10/2000.

A direção do vento é predominantemente de sudeste, figura 3.4 (a), nas 24 observações horárias do aeroporto, no dia 11/10/2000, em 19 registros foi observado vento de sudeste, com direção de 120° e 3 m/s de velocidade, não havendo nenhum registro de direção norte/noroeste como é comum quando ocorre a aproximação de sistemas frontais. A direção do vento permaneceu de sudeste com velocidade em torno de 3m/s até às 0600 UTC do dia 12/10/2000. Após este horário e durante todo o dia 12/10/2000 a velocidade do vento permaneceu baixa, em torno de 1,5 m/s(2KT), sendo registrado em dois horários vento calmo, figura 3.4 (c).

A temperatura do ar variou bastante, de 14 °C à 24 °C, uma amplitude térmica de 10 °C. As temperaturas mais altas, registradas pela estação meteorológica do aeroporto, ocorreram antes e durante o horário de ocorrência do ciclone, isto é, entre 1800 e 2100 UTC, caindo após este horário, figura 3..4 (c).

Foi registrado, também pela EMS do Aeroporto Salgado Filho uma grande quantidade de nuvens no 11/10/00, principalmente médias e altas, altocumulos/Altostratus e cirrus e pouca nebulosidade baixa.

Os dados horários de direção do vento, velocidade do vento, temperatura e pressão, registrados pela EMS-1 do aeroporto Salgado Filho, estão representadas graficamente através das figuras 3.4 (a), (b), (c) e (d), respectivamente.

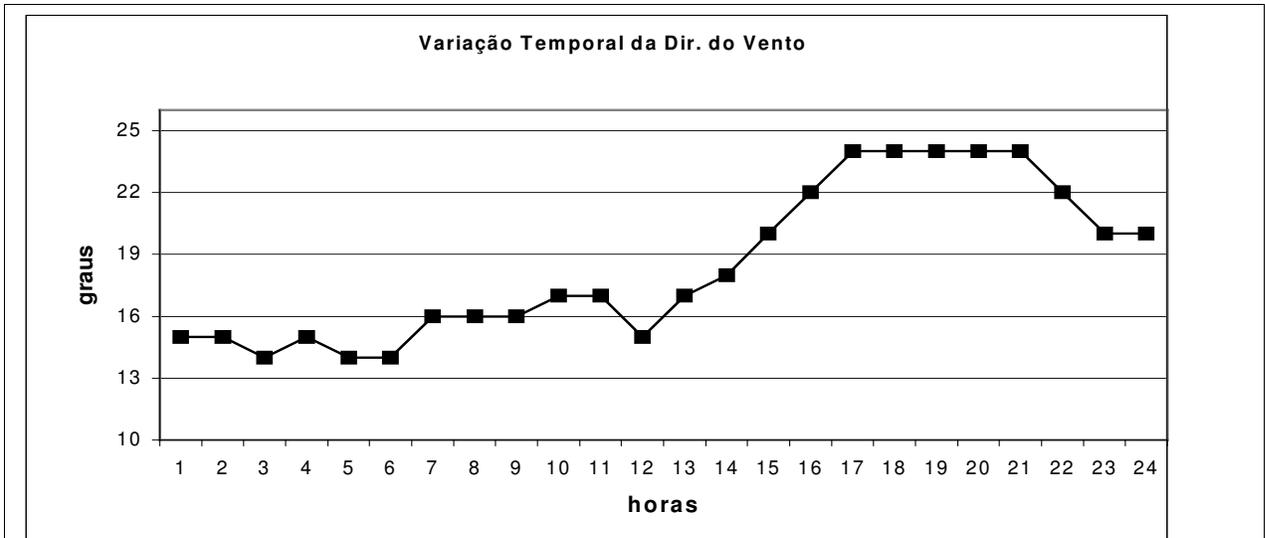


Figura 3.4 (a): Representação temporal para o período de 24 horas da direção do vento relacionada ao dia de estudo. Dados cedidos pelo Comando da Aeronáutica.

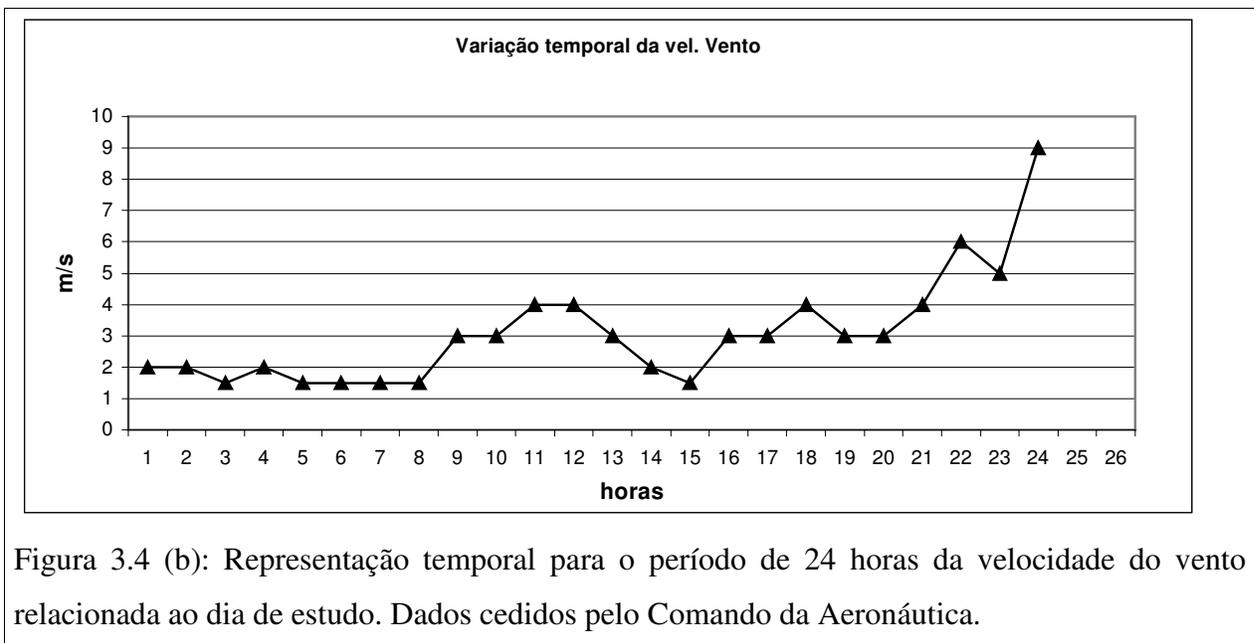


Figura 3.4 (b): Representação temporal para o período de 24 horas da velocidade do vento relacionada ao dia de estudo. Dados cedidos pelo Comando da Aeronáutica.

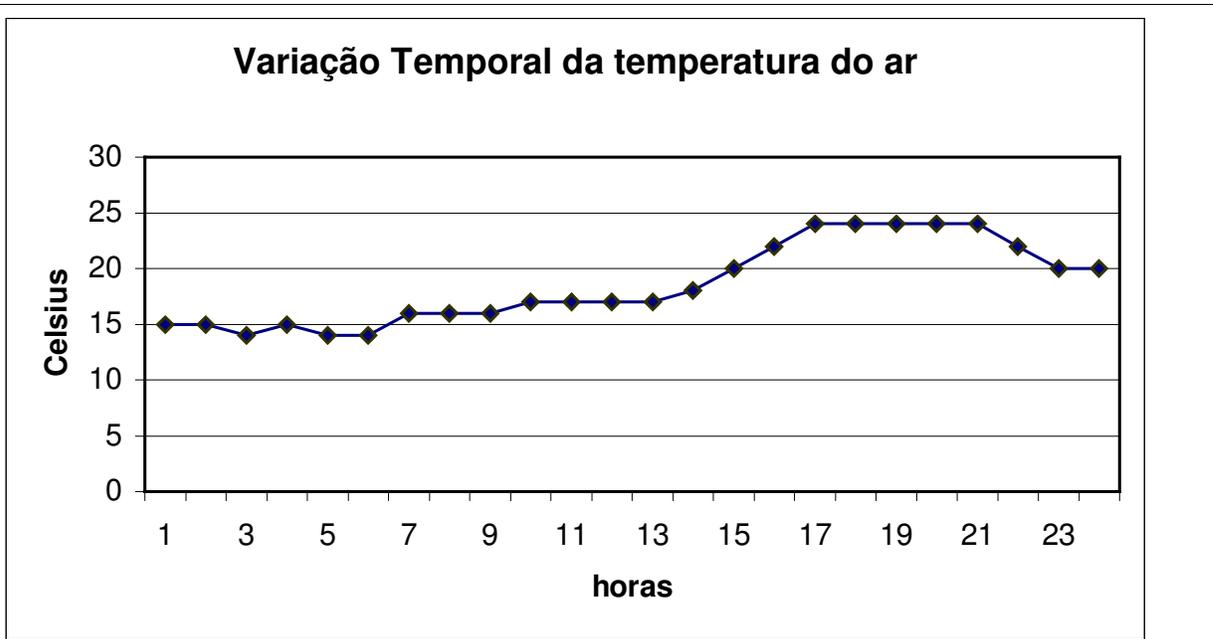


Figura 3.4 (c) : Representação temporal para o período de 24 horas da temperatura do ar relacionada ao dia de estudo. Dados cedidos pelo Comando da Aeronáutica.

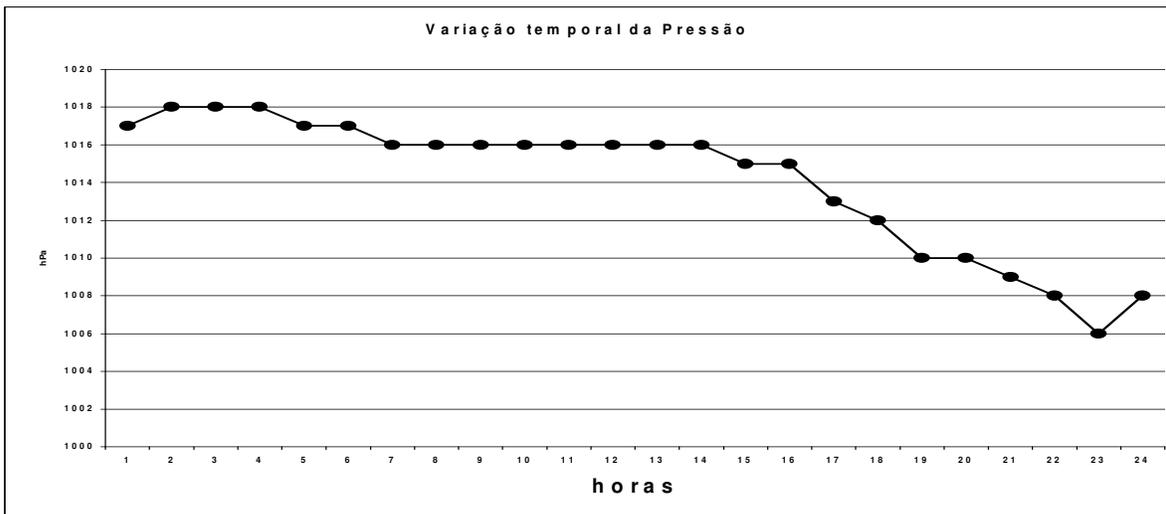


Figura 3.4 (d): Variação horária da pressão à superfície registrada no dia 11/10, na EMS-1 do Aeroporto Salgado Filho.

3.3.3 - Análise da Radiossondagem

A estabilidade ou a instabilidade total de uma sondagem é algumas vezes convenientemente expressa sob a forma de um valor numérico simples, denominado índice de estabilidade. Tais índices têm sido introduzidos principalmente como auxílio em conexão com técnicas ou estudos particulares de previsão. A maioria dos índices tomam a forma de uma diferença em T , T_d , $(T - T_d)$, T_w , $(T - T_w)$, θ , θ_E , θ_w , $(T - \theta)$, q , w , pressão, altura, etc, entre duas superfícies (ou alturas) escolhidas arbitrariamente, tais como 850 hPa e 500 hPa, 1000hPa e 700hPa, etc. Os índices deste tipo têm a vantagem de fácil computação, escolha flexível da camada mais pertinente à determinado problema ou área, e uma forma numérica conveniente para uso imediato em estudos objetivos. Por outro lado, importantes detalhes da estrutura do gradiente, para o problema em mão, podem ser passados por cima ou completamente esquecidos neste índice, a menos que o índice seja cuidadosamente escolhido e calculado por estudos estatísticos considerando-se muitos casos. Também, estes índices são geralmente de grande utilidade apenas quando combinados, quer objetivamente ou subjetivamente, com outros dados e considerações sinóticas. De fato, usado isoladamente, um índice de estabilidade chega a ser quase sem valor. O maior valor de um índice está em alertar o previsor para aquelas sondagens, rotas ou áreas, que devem ser mais atentamente examinadas por outros processos.

Onde, T = temperatura do ar, T_d = temperatura do ponto de orvalho, T_w = temperatura equivalente, θ = temperatura potencial, θ_E = temperatura potencial equivalente, θ_w = temperatura potencial do bulbo úmido, q = umidade específica e w = razão de mistura.

3.3.3.1 – Método de Whiting (índice K)

Conforme demonstrado em pesquisas realizadas o método de Whiting (índice “K”) não foge à regra geral, tendo entretanto alcançado um índice de correlação bem superior à outros métodos de previsão de trovoadas. O maior índice de acerto ocorre em janeiro e o menor em julho e agosto.

O índice K tem a sua aplicação restrita à previsão de trovoadas de massa de ar, isto é, daquelas que ocorrem como resultado da movimentação vertical no centro de uma única massa de ar. Este tipo inclui as trovoadas de aquecimento local, trovoadas orográficas e

trovoadas de altitude (advecção de ar quente nos níveis inferiores e advecção de ar frio nos níveis superiores).

Muitos pesquisadores, entre eles Faubush-Miller e Totals, tem demonstrado, empírica e fisicamente, a importância dos seguintes parâmetros, relativos às atividades das trovoadas:

- gradiente vertical da temperatura;
- conteúdo de umidade disponível na atmosfera inferior;
- extensão vertical da camada úmida;
- convergência e divergência na área em foco;
- vortacidade relativa.

Este último parâmetro, vortacidade relativa, não foi levado em conta devido ao tempo que a sua análise tomaria do previsor e por considerar o estado de convergência suficiente para os propósitos visados. Whiting combinou os três primeiros em forma numérica para ser usado como índice de medição do potencial de trovoada, do seguinte modo:

$$K = (T_{850} - T_{500}) + (PO_{850} - DEP_{700})$$

Onde,

T_{850} é a temperatura do ar em 850 hPa

T_{500} é a temperatura do ar em 500 hPa

PO_{850} é a temperatura do ponto de orvalho em 850 hPa e,

DEP_{700} depressão em 700hPa.

Depressão (DEP) – diferença entre a temperatura do termômetro de bulbo seco e termômetro do bulbo úmido.

gradiente vertical da temperatura – é obtido da diferença de temperatura entre 850 e 500hPa, sendo, até certo ponto, o método da parcela em forma numérica.

umidade da camada mais baixa – é medida pelo ponto de orvalho de 850hPa.

extensão vertical da camada úmida - é indiretamente mostrada pela depressão a 700hPa.

observação sobre a umidade – o termo $(PO_{850} - DEP_{700})$ determina a insuficiência ou não da umidade existente, devendo-se observar que depressão a 700hPa é inversamente proporcional a “K”.

ajuste dos valores de “K” – levando-se em conta que a convergência geralmente indica uma confluência de massa e conseqüentemente aumento de instabilidade, é necessário um ajuste no sentido do aumento dos valores de “K”. Este ajuste deverá variar de 2 a 6 proporcionalmente à

intensidade da convergência. Um ajuste inverso deverá ser feito quando houver divergência. A análise de convergência e divergência é feita no nível de 700hPa..

VALORES	FORMAÇÃO DE CBs
de 20 à 25	Haverá formação de CBs isolados
de 25 à 30	" " " " muito esparsos
de 30 à 35	" " " " esparsos
Acima de 35	" " " " numerosos

Tabela 1 – Tabela de valores do índice K referentes à formação de CB

3.3.3.2 – Índice de Showalter (SI)

O índice de Showalter é dependente dos dados acima de 850 hPa e é mais realista quando a camada de mistura estende-se acima do nível de 850 hPa (Hart e Korotky, 1991). O SI é baseado no método da parcela e é determinado como descrito a seguir:

1. Partindo-se da temperatura (T) em 850hPa, traça-se uma linha paralela à adiabática seca, ascendente até ao Nível de Condensação por Levantamento (NCL).
2. Partindo do NCL, traça-se uma linha paralela às adiabáticas saturadas, ascendente até o nível de 500hPa. Chama-se a temperatura neste ponto de interseção a 500hPa, de T'.

3. Subtrai-se algébricamente T' da temperatura de 500hPa. O valor encontrado (incluindo o seu sinal algébrico) é o valor do Índice de Showalter, por exemplo, se $T' = -25\text{ °C}$, $T = -22\text{ °C}$, o índice de Showalter é 3. Este índice é positivo quando T' fica à esquerda da curva T. Índices com valores positivos indicam maior estabilidade da sondagem.

Para fins de previsão, o índice de Showalter agrupa a seqüência de valores do Índice da seguinte forma:

- a) quando o índice é 3 ou abaixo de 3, há possibilidade de pancadas, e algumas trovoadas podem ser esperadas na área;
- b) a probabilidade de trovoadas aumenta rapidamente para valores do Índice na faixa de 1 à -2;
- c) índices com valores de -3 ou menor, são associados com trovoadas severas;

d) quando o valor do Índice está abaixo de -6 , o previsor deve considerar a possibilidade de ocorrência de tornado. Entretanto, a previsão do valor de todas as categorias de índices deve, em cada caso, ser examinada considerando-se outras condições sinóticas.

O valor do índice de Showalter, para a ocorrência de trovoada obedece a seguinte relação:

Show $> +3$ → estabilidade absoluta
Show de $+3$ à $+1$ → pancadas/trovoadas isoladas
Show de $+1$ à -2 → pancadas/trovoadas esparsas
Show de -2 à -6 → trovoada severa
Show < -6 → há a possibilidade de ocorrência de tornado. Entretanto, para ocorrer tornado é necessário que existam condições especiais.

Tabela 2 – Tabela de valores do índice de Showalter referentes à ocorrência de trovoada

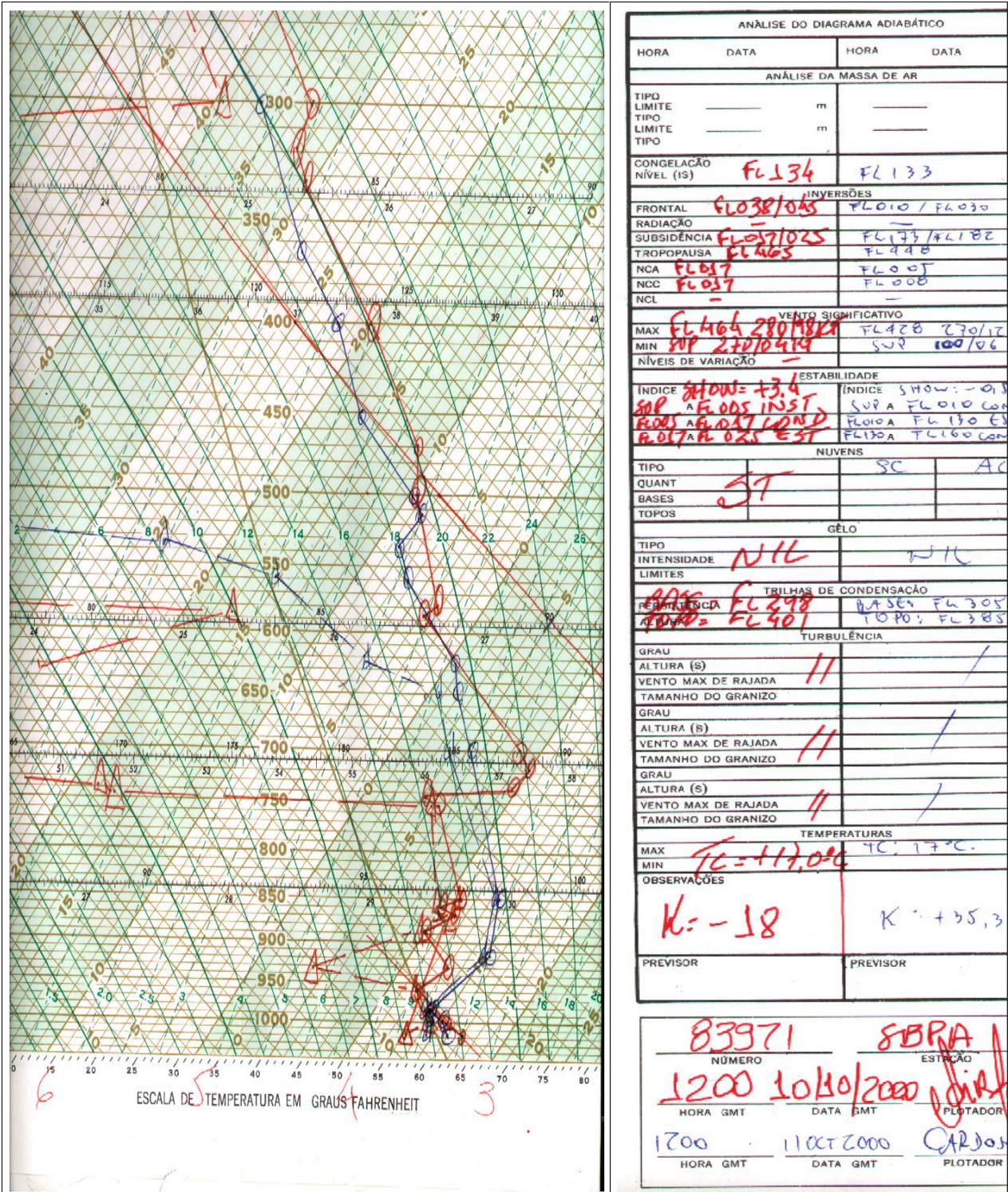


Figura 3.5 – Radiossondagem dos dias 10 (curvas em vermelho) e 11 (curvas em azul) de outubro de 2000 – realizadas as 12 UTC no Aeroporto Internacional Salgado Filho

A radiossondagem atmosférica, das 1200UTC, do dia 11/10 (em azul), também realizada no aeroporto figura 3.5 mostra que as curvas de temperatura do ar e ponto de orvalho estão bem próximas, praticamente coladas, indicando alto índice de umidade disponível na atmosfera. As curvas de temperatura do ar e ponto de orvalho permanecem muito próximas até o nível de 650 hPa.

Pode-se avaliar se a atmosfera está úmida através da comparação entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho. Se os valores numéricos estão próximos a umidade é alta, por exemplo, se a temperatura do ar é de 20°C e a temperatura do ponto de orvalho 19°C ou 20°C deduz-se que a umidade está alta, por outro lado se com esta mesma temperatura do ar a temperatura do ponto de orvalho for de 14 ou 15°C ou até menos então deduz-se que não há umidade, a atmosfera está seca. Portanto, se na radiossondagem as curvas de temperatura do ar e do ponto de orvalho estão próximas a atmosfera está úmida e se separadas a atmosfera está seca.

A partir do nível de 975 hPa há uma inversão acentuada do gradiente de temperatura que permanece até o nível de 850 hPa.

Os valores dos índices de instabilidade fornecidos pela sondagem nos indicam que a atmosfera estava muito instável, o índice $K = +35,3$ (veja tabela 1) , Showalter = -0,5 (veja tabela 2) e temperatura convectiva (T_c) igual à 17 °C.

No dia 11 de outubro, na sondagem das 1200 UTC, plotada na cor azul, fig. 3.5, obteve-se o valor de 35,3 para o índice K comparados com os valores de referência da tabela 1 podemos observar que é o valor máximo da tabela, indicando que a instabilidade era grande e que as condições de tempo seriam bastante severas para este dia com a formação de cumulonimbus numerosos.

O valor de 0,5 encontrado para o índice de Showalter, tabela 2, confirma o valor encontrado para o índice K, alertando que a atmosfera estava muito instável.

A temperatura convectiva de 17° C é um valor fácil de ser alcançado considerando que a atmosfera estava bastante úmida o que facilitava a formação e manutenção de correntes ascendentes.

3.4 - Análise sinótica

As cartas sinóticas de superfície analisadas pela Diretoria de Hidrologia e Navegação (DHN) no dia 11/10/2000, às 0000UTC (Fig.: 3.6), observa-se uma frente fria no Oceano Atlântico e uma alta pressão (1018 hPa) cobrindo o Uruguai e os estados do Rio Grande do Sul (RS) e Santa Catarina (SC), o centro dessa alta está no litoral do RS. O centro de alta pressão semi-estacionária localizada no Oceano Atlântico com valor de pressão de 1022hPa.

No dia 12/10/2000 às 0000 UTC (Fig.: 3.7), após a passagem do complexo convectivo a circulação sobre o estado não mudou, houve uma intensificação da alta pressão semi-estacionária do Oceano Atlântico que passou de 1022hPa para 1024hPa. As isóbaras que passam sobre o estado são as de 1012hPa e 1008 hPa. No litoral do RS observa-se a presença de um cavado.

A pressão mais baixa registrada no aeroporto foi de 1006hPa, no horário das 2200UTC do dia 11/10, só choveu três horas depois à 0100UTC do dia 12/10, quando foi registrada trovoadas com chuva. Não houve registro de granizo pela EMS do Aeroporto.

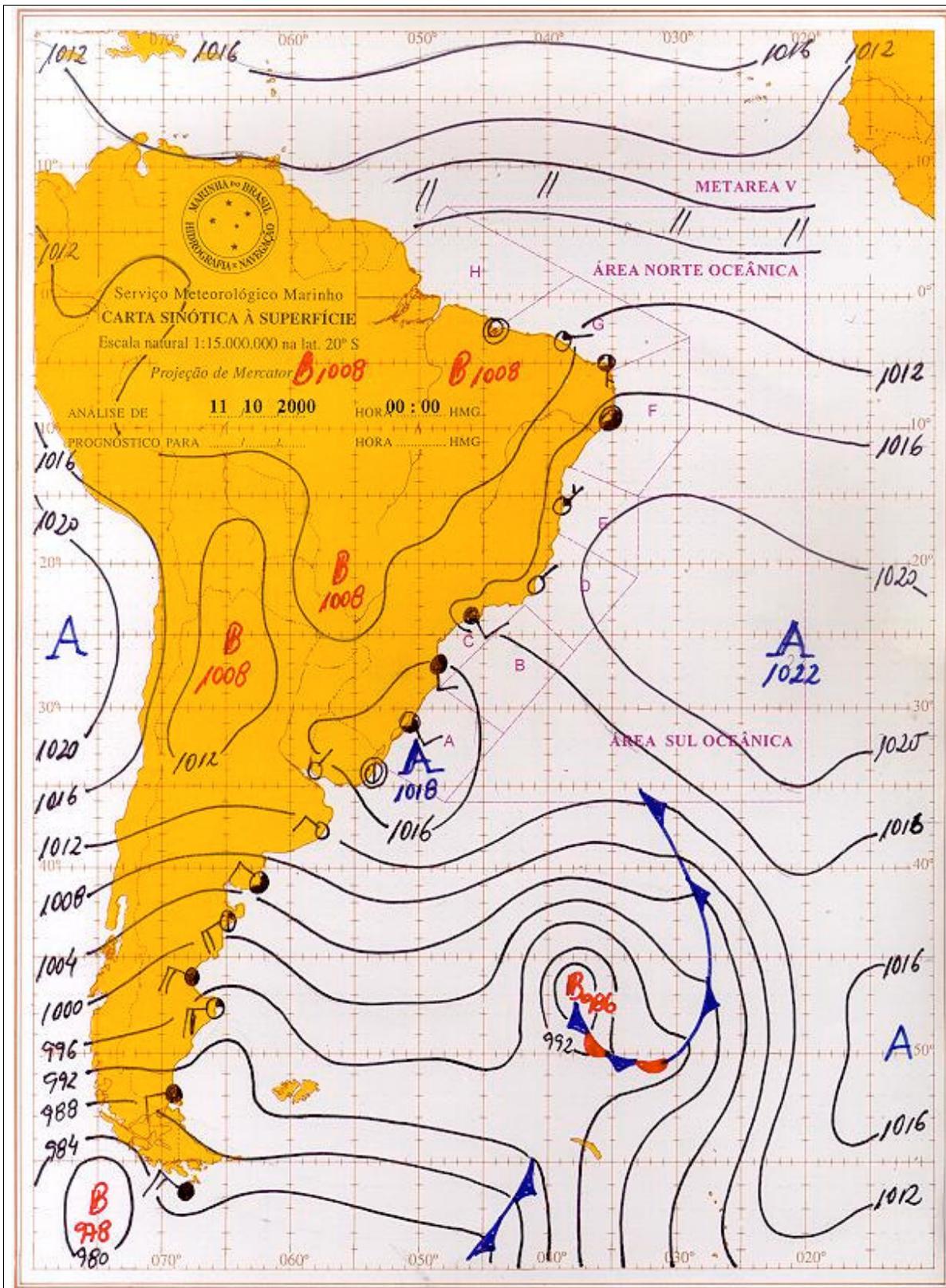


Fig. 3.6 – Carta sinótica das 0000 UTC, do dia 11-10-2000

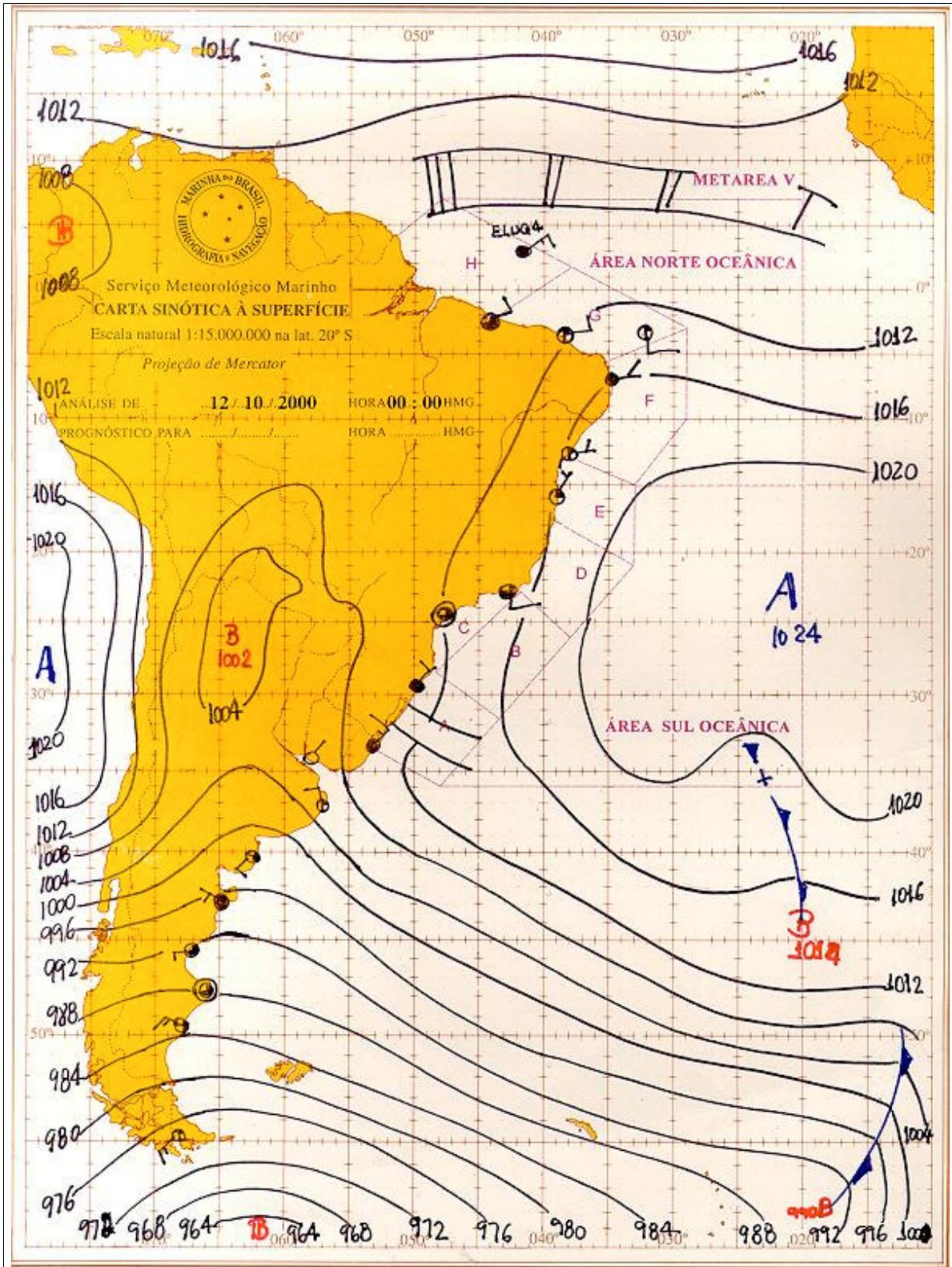


Figura 3.7 - Carta sinótica das 0000 UTC, do dia 12-10-2000

CAPITULO 4

4 – SIMULAÇÃO NUMÉRICA

4.1 – Descrição da simulação

Este capítulo apresenta os resultados obtidos através das simulações realizadas com o modelo numérico RAMS. Os experimentos a seguir foram obtidos com o procedimento de aninhamento de grades. Em outras palavras: são utilizadas três grades com diferentes resoluções, possibilitando a passagem de informações de uma escala para outra dentro do domínio da grade de menor resolução. Este procedimento possibilita que processos que ocorrem na grade de maior resolução possam ser “sentidos” na grade de menor resolução e vice-versa (conhecido como *two-way interaction*). O tempo de simulação foi de 36 horas, com saídas a cada uma hora. Neste trabalho o modelo RAMS é inicializado com as análises geradas pelo Centro de Previsão do Tempo e Clima (CPTEC/INPE) com resolução de $1,875^\circ \times 1,875^\circ$ em latitude e longitude, com 11 níveis verticais das seguintes variáveis: componentes horizontais do vento, altura geopotencial, temperatura potencial, umidade relativa e pressão ao nível do mar.

Três grades, centradas em $30,8^\circ$ S e $51,0^\circ$ W (localização da cidade de Viamão-RS), foram utilizadas. A primeira (grade 1), com resolução horizontal de 16 km e com 20 pontos de grade em cada um dos eixos x e y, cobre o intervalo que vai de $46,0^\circ$ W a $56,0^\circ$ W e $26,0^\circ$ S a $34,0^\circ$ S. Esta grade possui 29 níveis na vertical, sendo o primeiro em 24 metros e o último em 12.911 metros. A segunda grade (grade 2) tem resolução horizontal de 4 km, com 26 pontos de grade nas direções x e y, estendendo-se de $50,0^\circ$ W a $52,2^\circ$ W e $29,2^\circ$ S a $31,0^\circ$ S. Possui 35 níveis na vertical, sendo o primeiro em 8 metros e o último em 4.948 metros. A terceira grade (grade 3) possui uma resolução horizontal de 1 km, sendo utilizados 50 pontos de grade nas direções x e y, estendendo-se de $50,5^\circ$ W a $51,5^\circ$ W e $29,6^\circ$ S a $30,4^\circ$ S. Na vertical o primeiro nível está em 8 metros e o último em 4.948 metros. Em todas as grades utilizadas a resolução vertical cresce por um fator de 1,2 até atingir 1000 metros. Após esta altura o espaçamento vertical mantém-se constante, $\Delta z=1000$ metros. Os dados simulados pela terceira grade são comparados com os dados medidos pela Estação Meteorológica do aeroporto Internacional Salgado Filho, localizado em Porto Alegre – RS, distante aproximadamente 30 Km do local onde ocorreu o tornado.

A figura 4.1 ilustra a topografia utilizada para representar a terceira grade aninhada utilizada pelo modelo RAMS. As figuras 4.2 e 4.3 ilustram a primeira e segunda grades utilizadas.

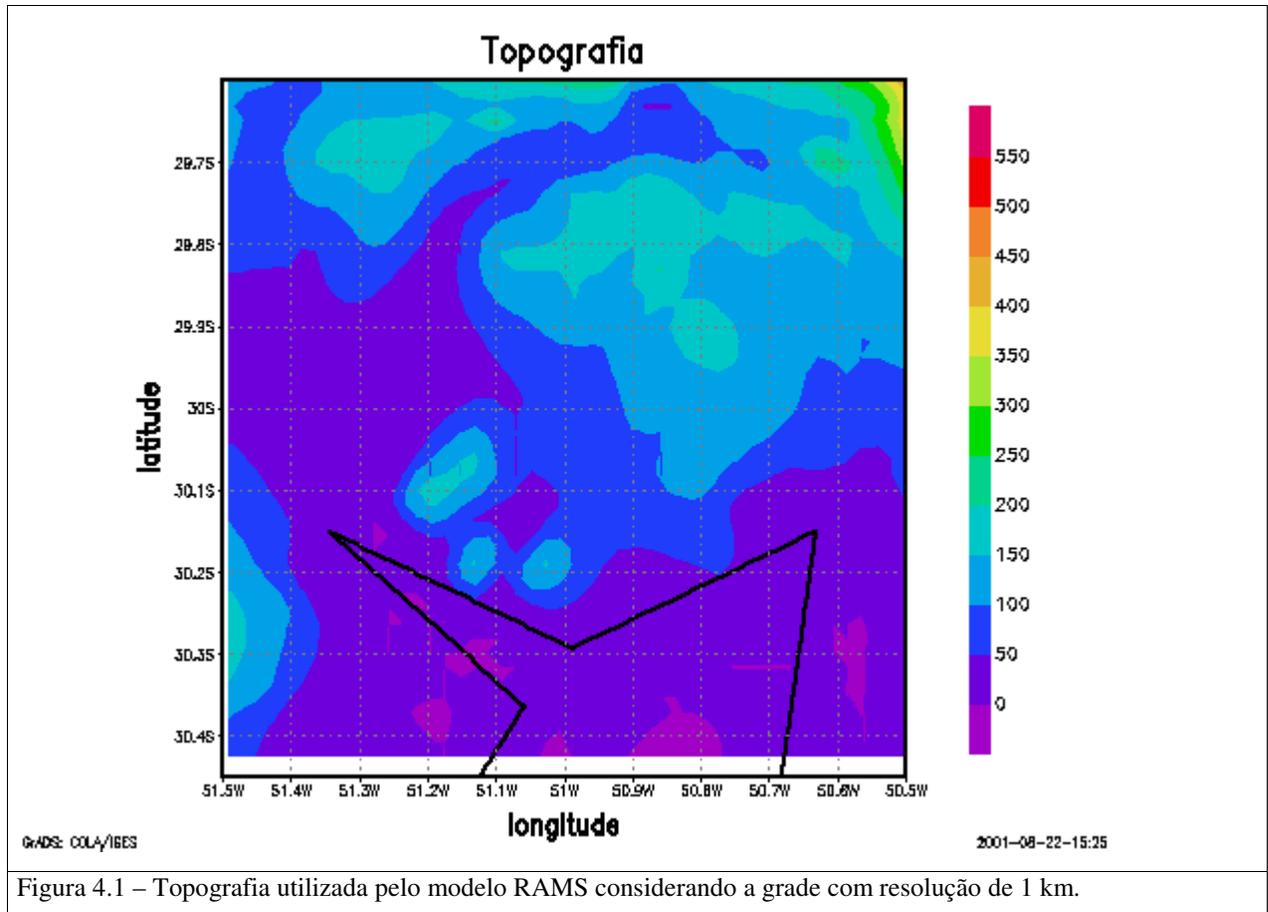
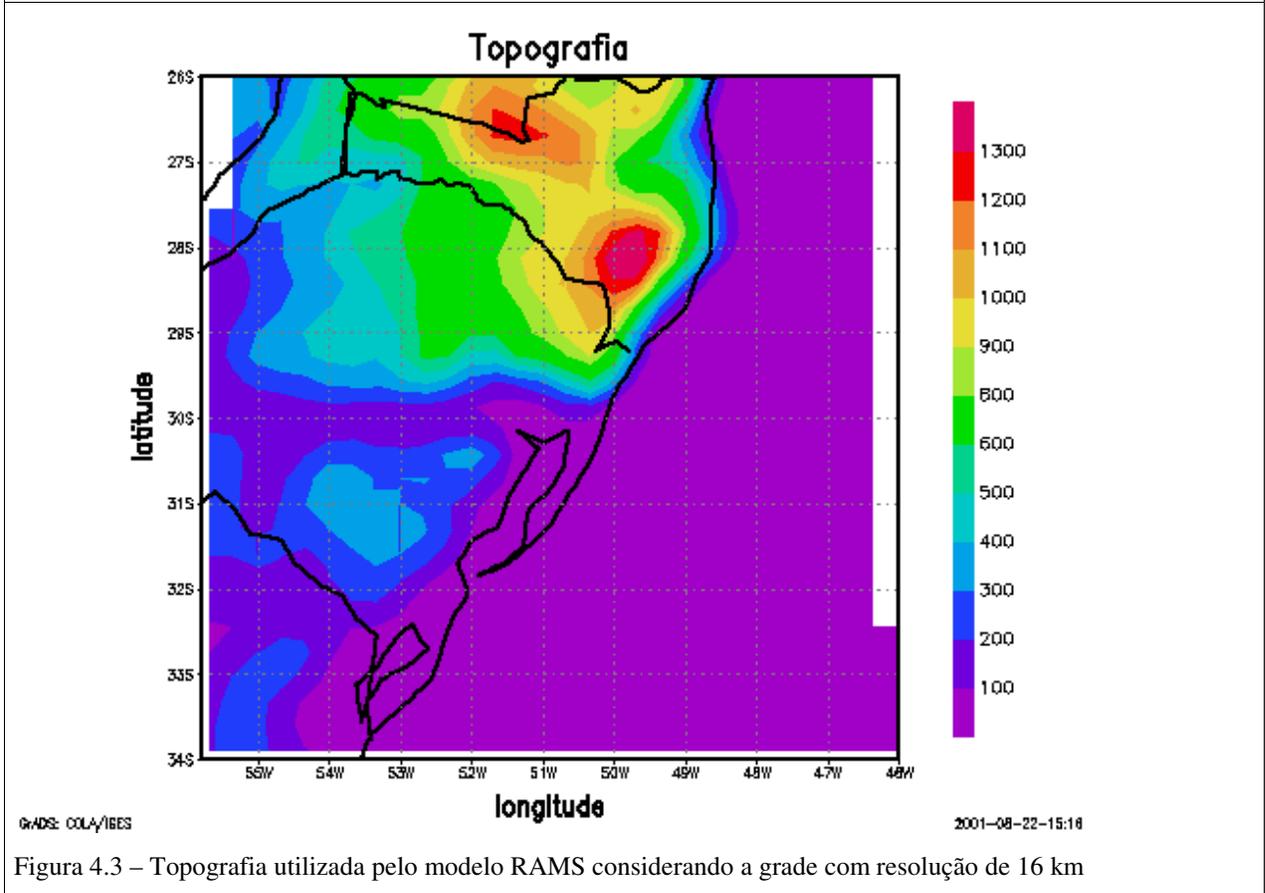
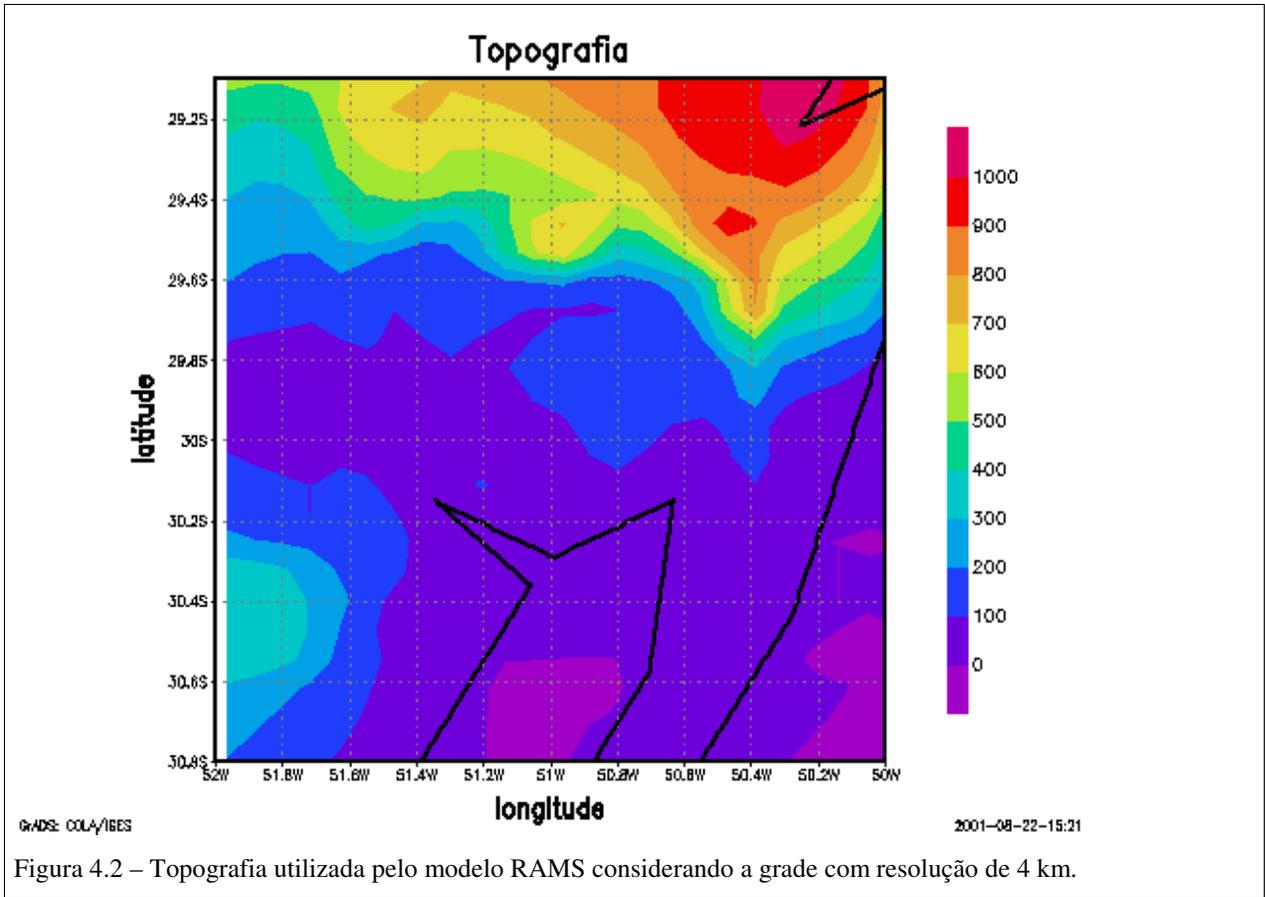


Figura 4.1 – Topografia utilizada pelo modelo RAMS considerando a grade com resolução de 1 km.



Através da figura 4.1 observa-se que a topografia tem pouca variação, já na figura 4.3 a elevação da topografia é bem representativa com variações entre 0, na região de Porto Alegre, a 1300 metros na região da serra.

O fenômeno ocorrido em 11/10/00 teve uma grande influência desta topografia, visto que os efeitos da brisa vale/montanha junto com a brisa marítima e lacustre intensificaram o fenômeno meteorológico ocorrido, isto é evidente nos resultados das simulações apresentados e discutidos a seguir.

4.2 - ANÁLISE DOS RESULTADOS DA SIMULAÇÃO NUMÉRICA

Esta simulação tem a finalidade de reproduzir as características atmosféricas que estavam presentes no dia 11 de outubro de 2000.

Foram realizados vários cortes na horizontal, mas foram selecionados e incluídos os níveis de superfície, 99 m e 4000 m por apresentarem os melhores resultados.

4.2.1 – Campo de vento

Os campos de vento na superfície gerados pelo modelo RAMS com a grade de resolução de 16 Km, saídas de 3 em 3 horas, entre às 03:00 UTC de 11\10\2000 e 06:00 UTC de 12\10\2000, representados através das figuras 4.4 de (a), à (j) ilustram que na área litorânea do estado do Rio Grande do Sul e sul do estado de Santa Catarina ocorreu uma inversão na direção da velocidade do vento e o centro dessa mudança concentrava-se em torno de 30°S, área onde está localizada a cidade de Viamão. Nas figuras 4.4 (a) e (b) verificamos uma marcada divisão na direção do vento, vemos a metade norte do estado com vento de norte/nordeste e a metade sul vento de sudeste/leste.

Às 0900 UTC, figura 4.4 (c), as linhas de fluxo do vento médio têm como direção predominante do vento acima de 30°S vento de norte/nordeste e abaixo de 30°S de nordeste ficando uma faixa em torno de 30°S em que o vento concentra-se em uma faixa de ventos de leste, em todo o litoral do RS a velocidade do vento aumenta, ficando em torno de 23 m/s, principalmente sobre o oceano Atlântico, a mesma situação é verificada às 1200 UTC, figura 4.4(d).

Às 1500 UTC, figura 4.4 (e) o vento é predominantemente de norte acima de 30°S e nordeste abaixo de 30°S em torno da latitude de 30°S observa-se a formação de uma assíntota de convergência, sobre o Oceano Atlântico a área de velocidade aumenta chegando a atingir metade do litoral de Santa Catarina e a velocidade chega à 25m/s.

As assíntotas são linhas de fluxo no campo do vento, das quais divergem linhas de fluxo (assíntotas positivas) ou para as quais elas convergem (assíntotas negativas). As assíntotas podem ou não representar linhas de verdadeira divergência ou convergência horizontal de massa, dependendo da distribuição de velocidade do vento na área. Portanto, é melhor usar as palavras “assíntotas de difluência ou confluência” do que assíntotas de divergência ou convergência.

Nas assíntotas de confluência é esperado forte convectividade com conseqüente formação de cumulus congestus ou cumulonimbus as quais determinam um tempo severo com pancadas fortes de chuvas e temporais.

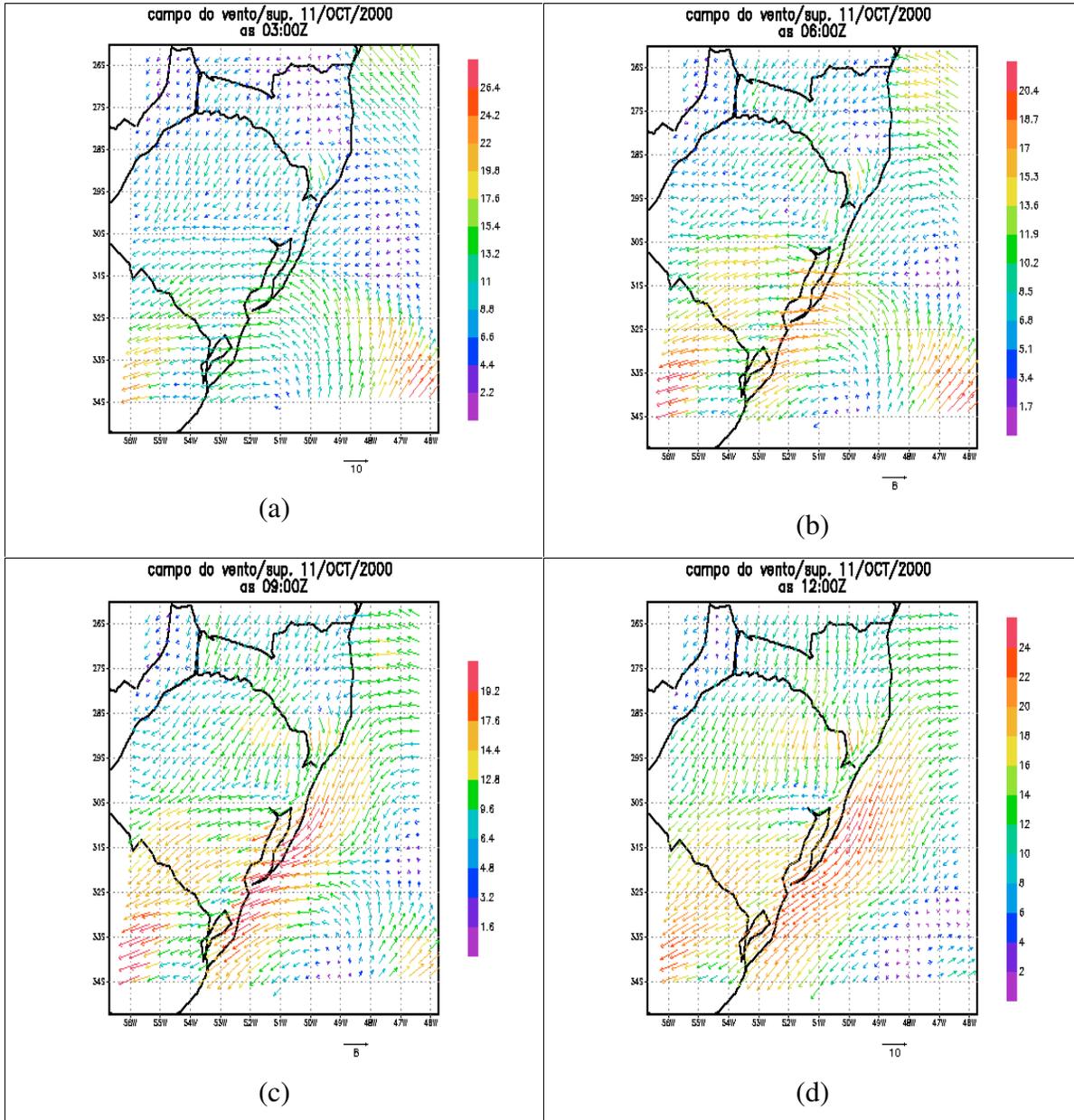
Na figura 4.4 (f), 1800 UTC, observa-se que essa anomalia é percebida na linha de latitude de 30°S entre 50°W e 52°W, e todo o resto do estado acima de 30°S está com vento de norte e abaixo de 30°S com vento de nordeste. Na área onde está localizada a cidade de Viamão e sobre o Oceano Atlântico o modelo gera ventos de 32 m/s, enquanto no resto do estado as velocidades de vento geradas foram de 14 m/s.

A grade das 2100 UTC, figura 4.4 (g) é semelhante à das 1800 UTC talvez poderíamos dizer que a velocidade do vento aumentou para 25m/s no litoral e no Oceano Atlântico e na área do município de Viamão para 33,8 m/s. A área de maior intensidade de ventos está localizado sobre o Oceano Atlântico na altura da divisa dos estados do RS e SC. O litoral sul do estado de SC também está com uma área de convergência de ventos. O sistema que atingiu o município de Viamão deslocou-se, conforme ilustra a simulação realizada com o modelo RAMS, para o centro do estado do RS. No litoral de SC vários municípios também foram atingidos, com menor intensidade.

Às 0000 UTC, do dia 12/10, o vento continuava forte sobre o Oceano Atlântico (33,6 m/s) e sobre o litoral (26 m/s) mas sobre o continente, metade oeste do estado do RS, começava a diminuir de velocidade ficando por volta de 10 m/s. O sistema de convergência de ventos continuava em torno de 30°S.

Os campos de ventos gerados pelo modelo para às 0300 UTC e 0600 UTC, do dia 12/10, são semelhantes ao gerado para às 0000 UTC com velocidades de ventos menores, o

vento máximo foi de 28,8 m/s e 26,4 m/s, respectivamente, na localidade de Viamão ficou em torno de 8m/s .



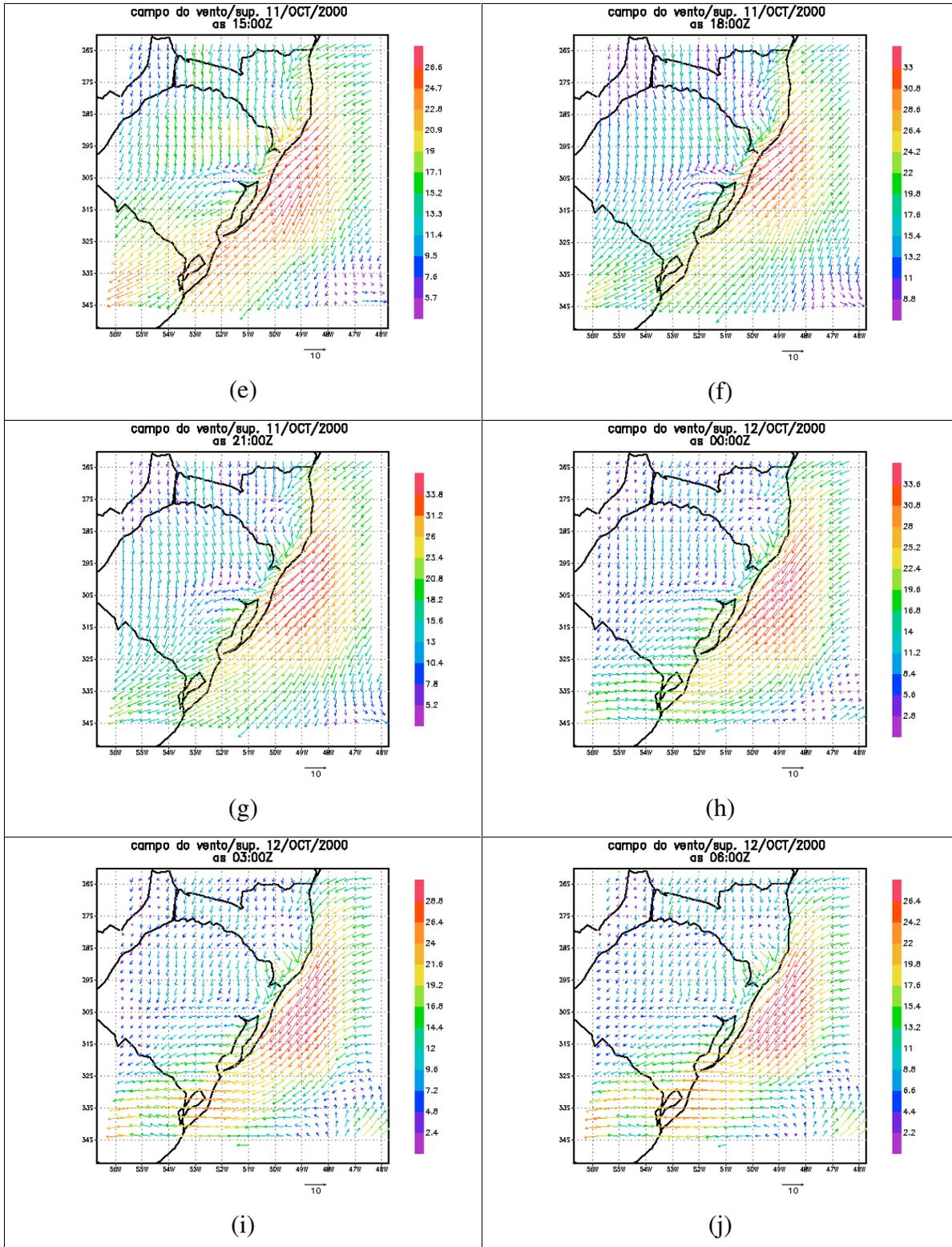


Figura 4.4 – Representação dos campos de vento simulados pelo modelo RAMS ao nível da superfície, para a grade de 16 Km, para os seguintes horários do dia 11/10/2000: (a) 03:00 UTC; (b) 06:00 UTC; (c) 09:00 UTC; (d) 12:00 UTC; (e) 15:00 UTC; (f) 18:00 UTC; (g) 21:00 UTC; e, (h) 00:00 UTC, (i) 03:00 UTC, e (j) 06:00 UTC do dia 12/10/00.

Foi realizado um corte horizontal em 99 metros e 4000 metros, nas grades com resoluções de 16 Km, 4 Km e 1 Km, isto foi realizado para verificar o comportamento da direção e velocidade do vento com a altura.

Durante o dia 11/10, no nível de 99 m de altura, grade de 16 km, nota-se um aumento da velocidade do vento com a altura, este valor máximo ocorre às 21:00 UTC, com velocidade de 42 m/s e direção de norte/nordeste. A tendência de giro do vento é sempre ciclônica, de noroeste durante o período da manhã. No litoral e na latitude de 30°S observa-se a presença das assíntotas de convergência, figura 4.5 (a) à (d).

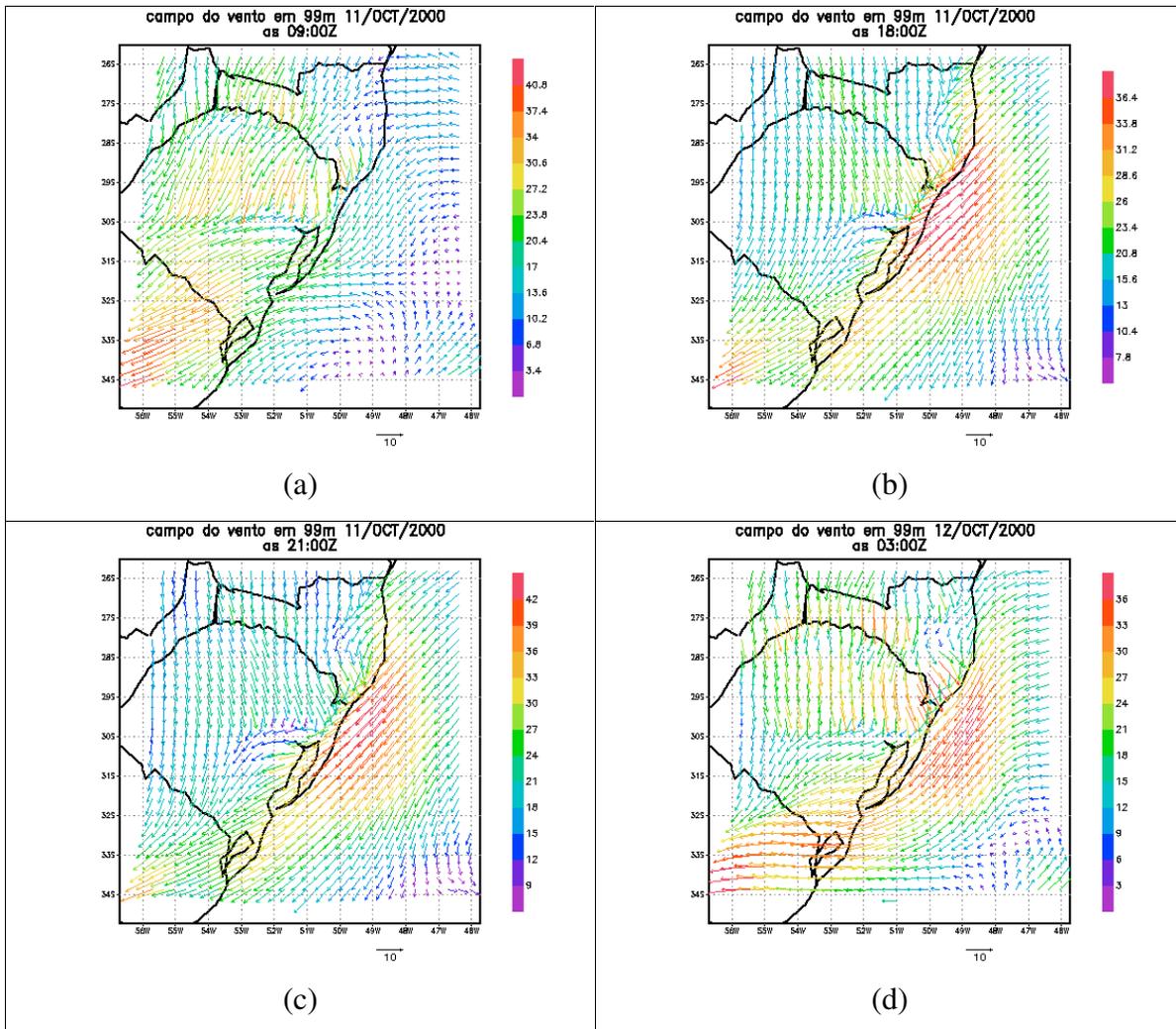


Figura 4.5 – Representação dos campos de vento simulados pelo modelo RAMS, para a grade com resolução de 16 km em 99 metros de altura, para os seguintes horários do dia 11/10/2000: (a) 09:00 UTC; (b) 18:00 UTC; (c) 21:00 UTC; (d) e 03:00 UTC do dia 12/10/00.

Em 4000 metros de altura, considerando a grade com resolução de 16 km, os campos de vento permanecem durante todo período de estudo com a direção de noroeste, obtendo valores de velocidade variando entre 33,8 m/s no sul do estado à 59,8 m/s no norte, figura 4.6.

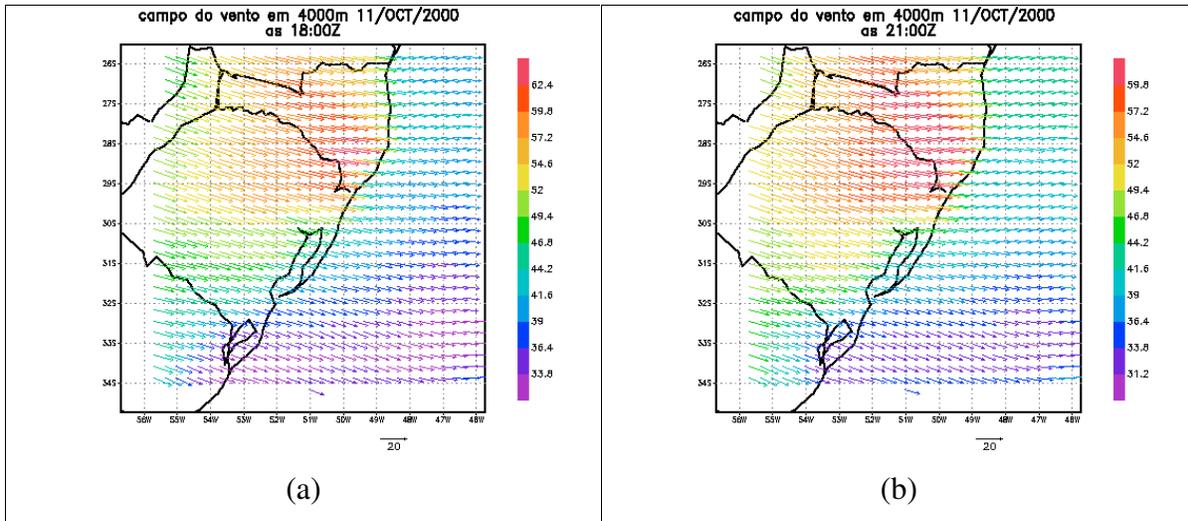


Figura 4.6 – Representação dos campos de vento simulados pelo modelo RAMS, para a grade com resolução de 16 km em 4000 metros de altura, para os seguintes horários do dia 11/10/2000: (a) 18:00 UTC e (b) 21:00 UTC.

No corte horizontal realizado à 99m de altura, utilizando a grade com resolução de 4Km, a direção predominante do vento, para a região de estudo (aproximadamente 30°S e 50°W) no período da manhã ficou de nordeste e à tarde de noroeste, figura 4.7. A área sul do estado estava ainda sob a influência do sistema de alta pressão do Oceano atlântico, portanto com circulação de vento de nordeste. O que salientamos à esta altura é a grande influencia que a presença da serra geral ocasiona na circulação da metade norte do estado, principalmente quando a brisa marítima aparece, no período da tarde. A velocidade do vento variou de 18 m/s, no período da manhã, para 23 m/s na parte de tarde.

Ainda na figura 4.7 entre 30,2° S e 29,8° S e 50,8° W á 51,4° W, região que compreende a grande Porto Alegre e onde está localizada a cidade de Viamão, observa-se a forte influência da Serra Geral sobre o escoamento da circulação. A posição e intensidade do sistema de alta pressão desvia em aproximadamente 90° a direção do fluxo de vento proveniente da serra, o vento com direção de nor/nordeste sofre um giro e tende a ser de leste, no horário das 21:00 UTC é notável o giro ciclônico próximo a 30.8° S e 50.6° W, causado pela influência da topografia, da brisa, e pelas condições de mau tempo. A intensidade e direção do vento neste nível é bem variada.

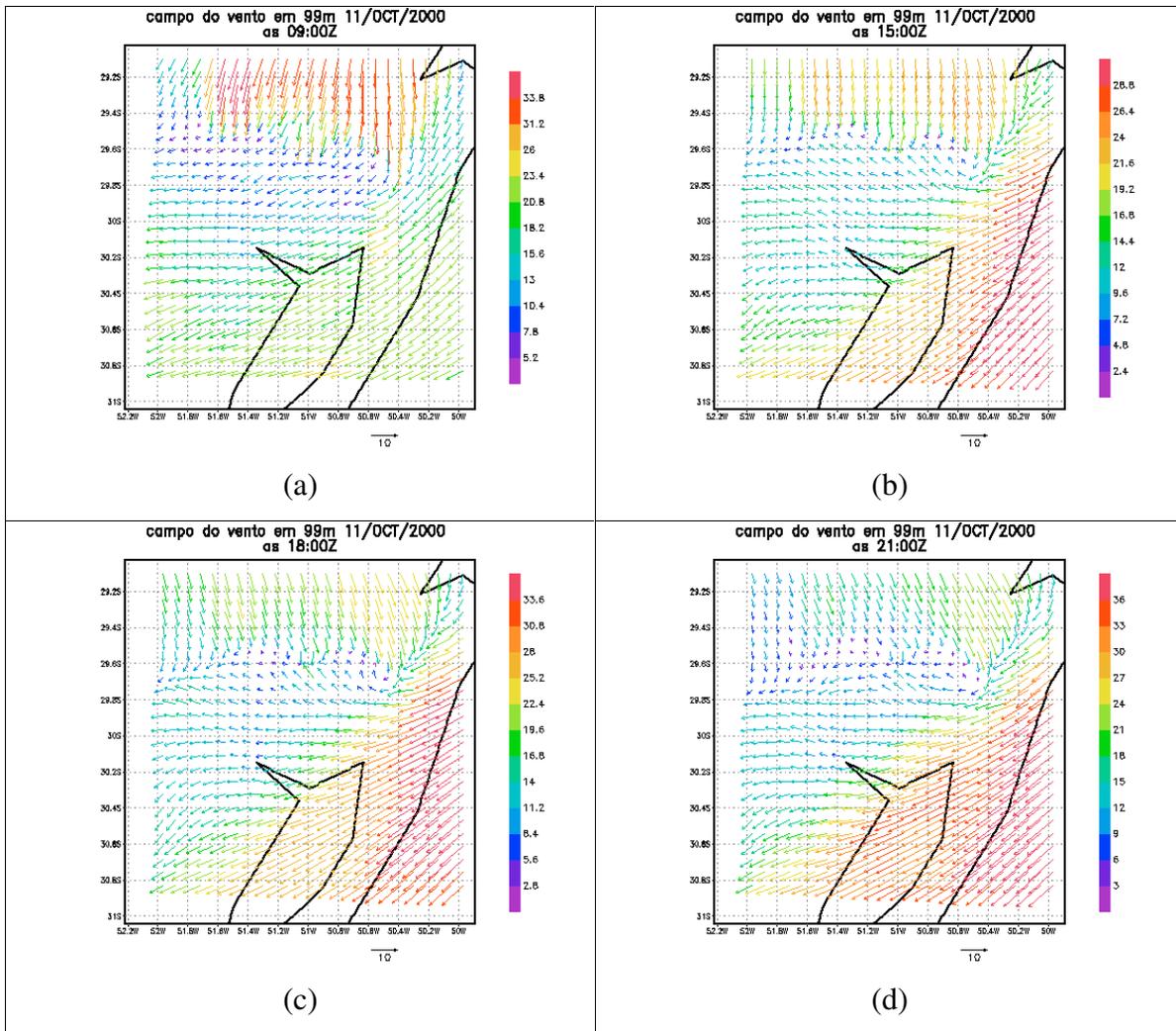


Figura 4.7 – Representação dos campos de vento simulados pelo modelo RAMS, para a grade com resolução de 4 km em 99 metros de altura, para os seguintes horários do dia 11/10/2000: (a) 09:00 UTC; (b) 15:00 UTC; (c) 18:00 UTC e (d) 21:00 UTC.

Através da grade com resolução de 1 Km, em 99 metros de altura, Fig.: 4.8, observa-se grande variação na intensidade da velocidade do vento e na direção do vento, principalmente ao norte do estado do Rio Grande do Sul.

Na parte sul do Estado a direção do vento é, durante todo o período, de leste, com a velocidade do vento intensa, chegando a atingir, no horário das 21:00 UTC, velocidades da ordem de 33,6 m/s no litoral.

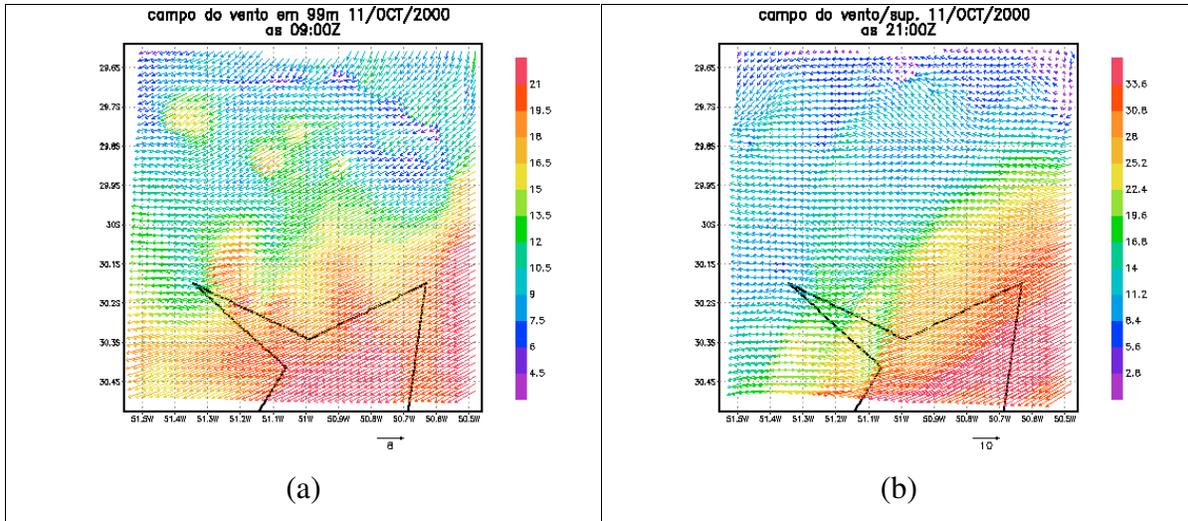


Figura 4.8 – Representação dos campos de vento simulados pelo modelo RAMS, para a grade com resolução de 1 km, em 99 metros de altura, para os seguintes horários do dia 11/10/2000: (a) 09:00 UTC e (b) 21:00 UTC.

Uma outra ferramenta utilizada para verificar o giro ciclônico do vento é o perfil vertical do vento, considerando-se a latitude de 30.8° S fixa e variando-se a longitude. O perfil vertical do vento simulado pelo modelo de mesoescala no dia 11/10/2000, para o horário das 21:00 UTC, figura 4.9, grade de 1 Km, ilustra, a tendência do giro ciclônico do vento sobre o estado do Rio Grande do Sul e o aumento da velocidade do vento com a altura.

Observa-se à 500m de altura, em torno de 900hPa, uma mudança em torno de 90° na direção do vento de noroeste, em altos níveis, para nordeste em baixos níveis, com intensidade de cisalhamento de 49,5 m/s, nesses primeiros 500 m. Segundo Weisman e Klemp (1986) e Wallace (1997) uma intensidade de cisalhamento vertical do vento, nos primeiros 4 Km de altura, de $4,5 \times 10^{-3} s^{-1}$ o que é descrito como “forte” cisalhamento em estudos de modelagem numérica de tempestades severas. Através destes trabalhos é sugerido que este tipo de ambiente é propício à formação e propagação de tempestades classificadas como linhas de instabilidade formada por multicélulas, além de também ser propício à ocorrência de tempestades que originam mesociclones e até tornados. Observa-se então que o forte cisalhamento do vento com giro horário (ciclônico) favorece a formação de intensas células convectivas.

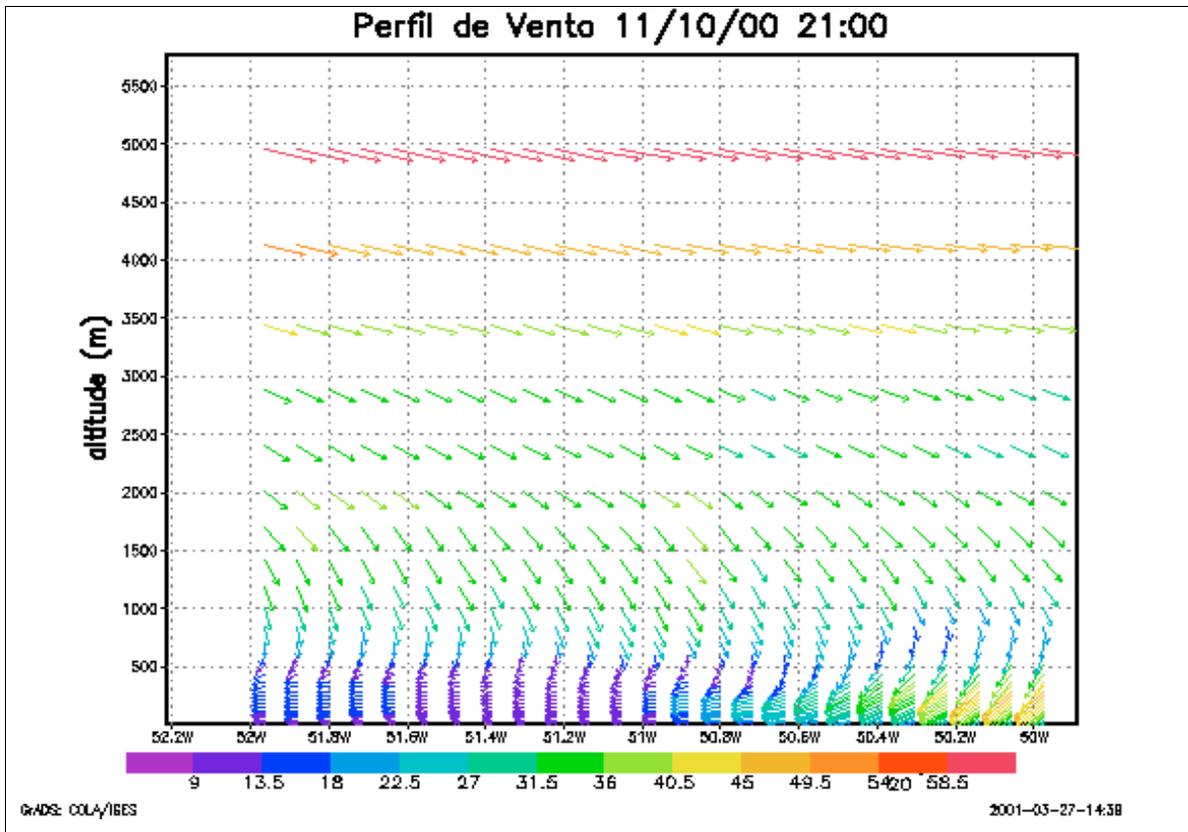


Fig. 4.9 – Perfil Vertical da velocidade do vento, grade de 1 Km, gerado pelo modelo RAMS.

Estudos mostram que o perfil do 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 terá, depende disto para ela se intensificar ou decair.

4.2.2 - Campo de temperatura

A direção do vento do quadrante norte no Estado do Rio Grande do Sul nos induz à prever uma advecção de ar quente sobre o estado.

Analisando os campos de temperatura potencial gerados, de três em três horas, pelo modelo RAMS, identificou-se uma advecção de temperatura potencial no sentido norte-sul, com temperatura variando entre 287 K, às 0600 hs local e 298K às 1800hs, no dia 11/10, esta variação de temperatura potencial indicava que estava ocorrendo uma mudança na massa de ar que estava predominando sobre o local.

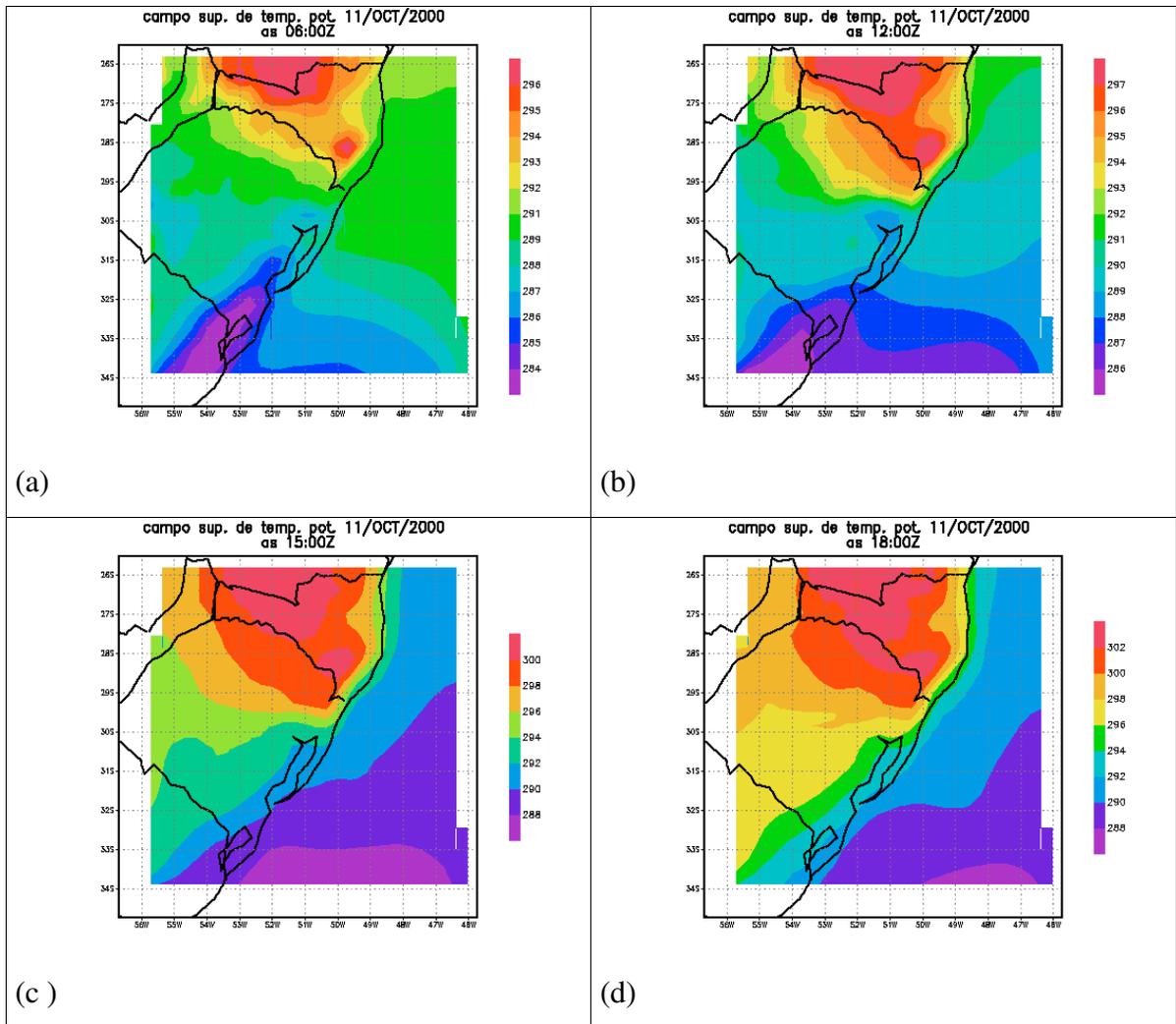


Figura 4.10 – Representação dos campos de temperatura potencial simulados pelo modelo RAMS, para a grade com resolução de 16 km, nível da superfície, para os seguintes horários do dia 11/10/2000: (a) 09:00 UTC; (b) 12:00 UTC ; (c) 15:00 UTC e (d) 18:00 UTC.

4.2.3 – Campo de umidade

Os campos de umidade relativa gerados próximos à superfície, Fig.: 4.2.8, demonstram que a umidade ficou alta durante todo o dia no estado do RS e SC, acima de 86%, fato que pode ser comprovado pelos dados de radiossondagem e pela seqüência de observações de superfície realizadas no Aeroporto Internacional Salgado Filho. Isto ocorreu devido à advecção de ar úmido que vinha de norte, como vimos na análise das fotos de satélite, devido ao

sistema de alta pressão que estava localizado sobre o litoral do Rio Grande do Sul e que trazia umidade do Oceano Atlântico para o continente.

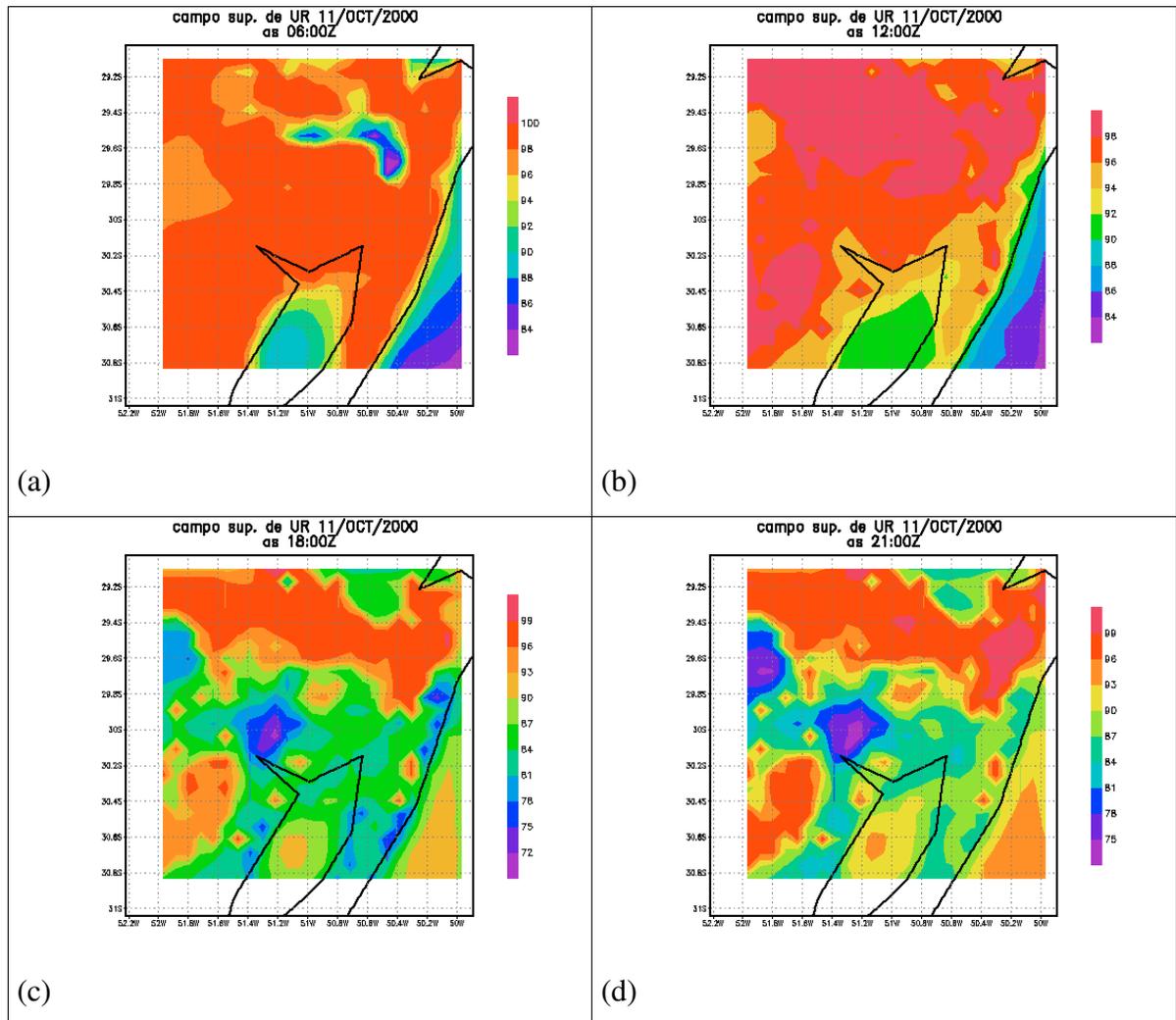


Figura 4.11 – Representação dos campos de umidade relativa simulados pelo modelo RAMS, para a grade com resolução de 4 km, nível da superfície, para os seguintes horários do dia 11/10/2000: (a) 06:00 UTC; (b) 12:00 UTC; (c) 15:00 UTC e (d) 18:00 UTC.

4.2.4 – Distribuição do Campo de Pressão

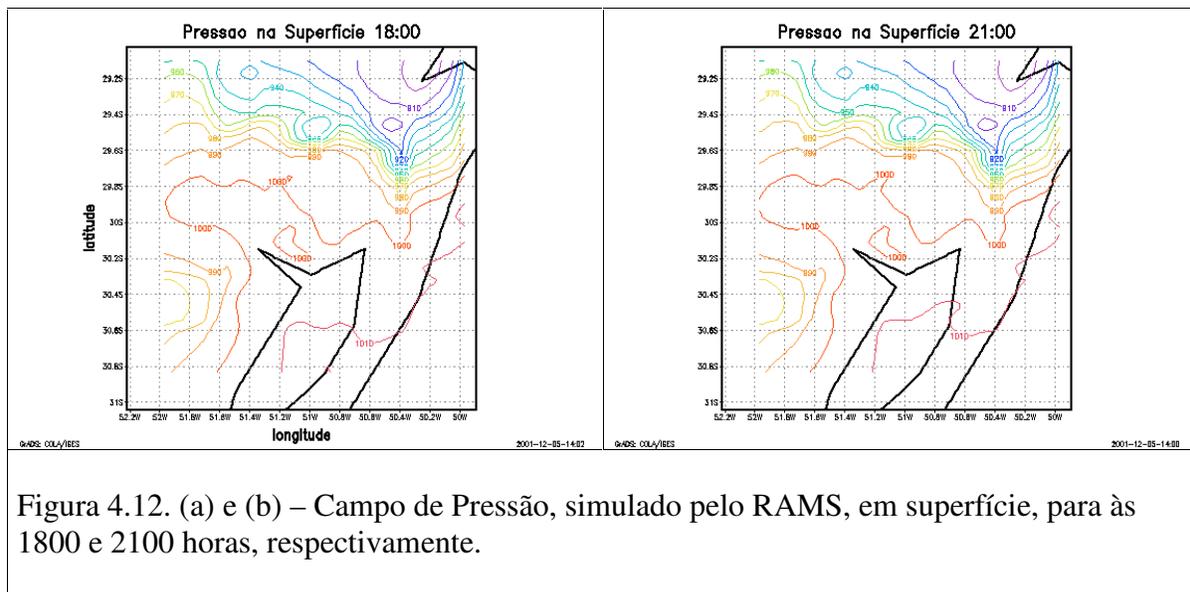
Os campos de pressão à superfície gerados pelo modelo RAMS, para os horários das 18 00 e 2100 horas são idênticos, na grade de 4 km, com intervalo entre as isóbaras de 10 hPa, mostram que a distribuição de pressão é totalmente coerente com os campos de vento, onde nestes haviam as assíntotas de convergência, naqueles as isóbaras nos mostram a formação de um cavado (região da atmosfera em que a pressão é baixa relativa às regiões circunvizinhas do mesmo nível). É representado numa carta sinótica por um sistema de contornos

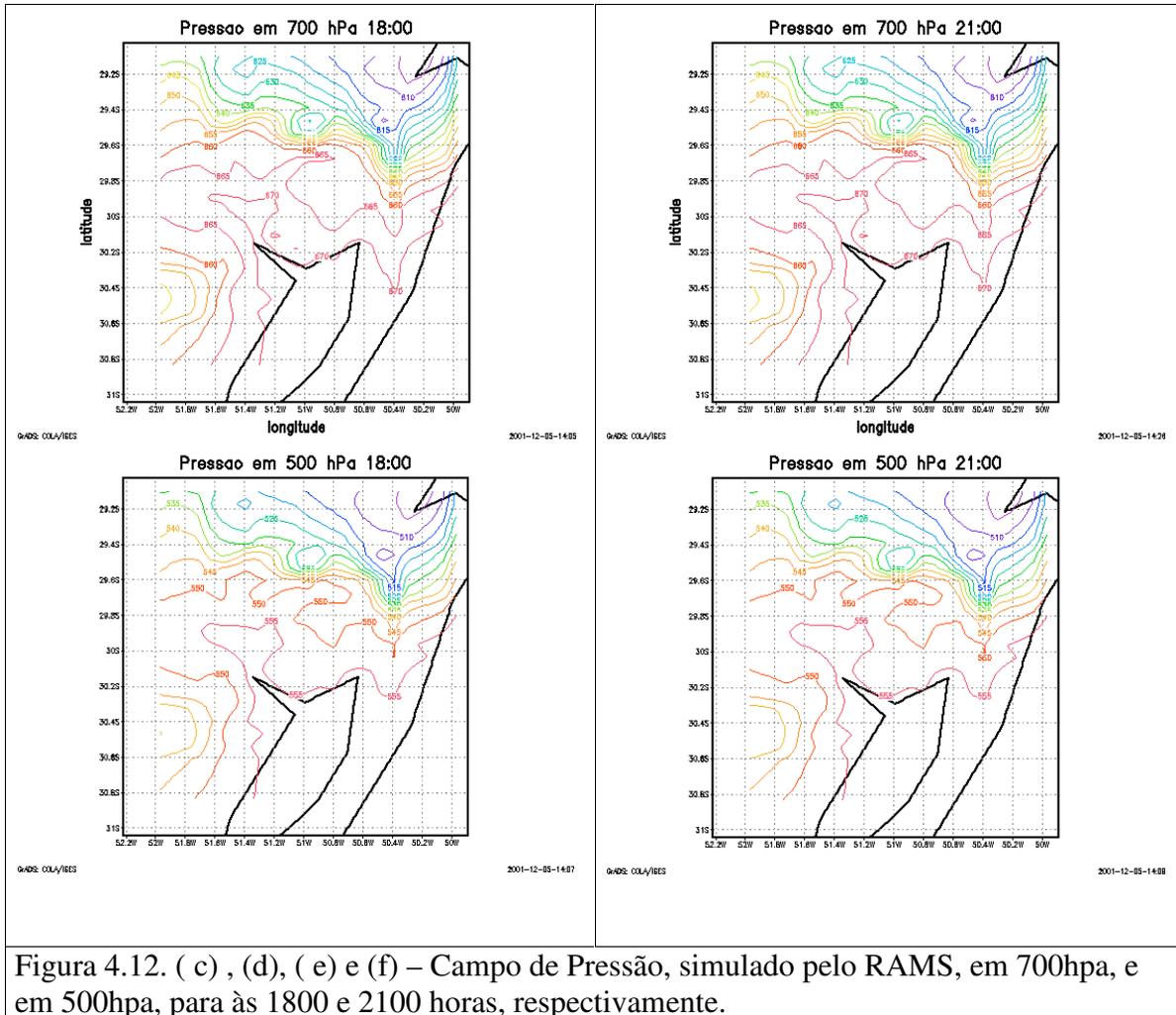
aproximadamente paralelos, e que apresentam uma forma semelhante a um V, cujas concavidades estão dirigidas para uma depressão em superfície, isto pode ser visto na figura a seguir próximo a área que compreende a cidade de Viamão. O valor da pressão atmosférica no centro do cavado teve uma variação entre 1000 à 810 hPa, variou aproximadamente 190 hPa.

Como foi descrito em 3.3 e 4.2.1 as condições de tempo esperadas em uma área de baixa pressão, um cavado, são de mau tempo, isto é, com chuvas, vento forte e a possibilidade de ocorrência de granizo.

Para a altura de 700 hPa, figuras 4.12 (c) e (d), às 1800 e 2100 UTC observa-se a presença deste cavado embora ele esteja diminuindo de intensidade com a altura, a diferença entre a menor e a maior a pressão é de 60 hPa.

Observa-se este cavado até 500 hPa embora o gradiente de pressão, no cavado, tenha diminuído bastante. Neste nível o maior valor de isóbara encontrado é de 555 hPa e o menor de 510 hPa, figuras 4.12. (e) e (f).





4.3 – Considerações sobre a ocorrência de tornados

A literatura restrita sobre a ocorrência de tornados abrangendo o Estado do Rio Grande do Sul, a falta de imagens de radar e aerofotos dificultam a efetiva caracterização do fenômeno atmosférico ocorrido.

Este tipo de acontecimento não é raro no Brasil, eles ocorrem, geralmente, do Nordeste ao Sul do país, em geral passam despercebidos, pois ocorrem em locais afastados dos grandes centros urbanos, mas a falta de registros é devido, principalmente, à precária tecnologia que o país dispõe.

Portanto, para evidenciar a ocorrência de um tornado e fazer a sua classificação foi utilizada a Escala F, de Fujita, 1971.

A escala Fujita, foi proposta pela primeira vez, em 1971, pelo Dr. Fujita. Ela é usada por meteorologistas para estimar a velocidade do vento após a passagem de um tornado estudando os danos causados, pelo tornado, nas estruturas, não na aparência do funil. Portanto, a estimativa é feita após a passagem do tornado. A Escala Fujita é muito subjetiva e varia de acordo com a experiência do avaliador.

A seguir é apresentada a classificação de tornados segundo a Escala F, de Fujita, 1971.

	F0 – 65 à 116 km/h – Tornado Ventania – Danos leves
	F1 – 117 à 180 km/h – Tornado Moderado – Danos moderados
	F2 – 181 à 253 km/h – Tornado Significante – Danos consideráveis
	F3 – 254 à 332 km/h – Tornado severo – Danos severos
	F4 – 333 à 418 km/h – Tornado devastador – Danos devastadores
	F5 – 419 à 512 km/h – Tornado incrível – Danos incríveis

Sabe-se que o tamanho de um tornado não é necessariamente uma indicação de sua intensidade, grandes tornados podem ser fracos e pequenos tornados podem ser violentos.

Após visita ao local e comparando as fotos apresentadas no capítulo 3 com as descrições da Escala Fujita, pode-se dizer que ocorreu um tornado, no município de Viamão, e é possível classificá-lo, na intensidade F2, ou seja, um Tornado significativo, pois houveram danos consideráveis, grandes árvores foram quebradas, desfolhadas e arrancadas pela raiz, objetos

foram suspenso e arremessados como projéteis, carros foram arrastados e virados, telhados foram removidos e casas foram destruídas. A velocidade do vento deve ter atingido velocidades entre 181 à 253 km/h. Conforme resultado da modelagem numérica, com o modelo RAMS, a velocidade do vento em superfície chegou à 178, 2 km/h, às 2100 UTC.

A presença dos sistemas de alta pressão, altos índices de umidade, o forte gradiente de temperatura potencial e o desnível do terreno ao mesmo tempo provocaram a formação de um tornado no município de Viamão no dia 11 de outubro de 2000.

5 – CONCLUSÕES E SUGESTÕES

5.1 - Conclusões

Os sistemas convectivos de mesoescala que atingem o Estado do Rio Grande do Sul produzem, freqüentemente, condições de tempo severas, não tendo uma área mais propícia para que esses fenômenos ocorram, podendo atingir qualquer área.

Os SCMs que mais ocorrem no estado são os sistemas frontais, com ou sem linha de instabilidade, principalmente no inverno. Na primavera e verão, é comum a formação de tempestades isoladas como a que ocorreu no dia 11/10/2000.

O modelo numérico RAMS simulou resultados satisfatórios das variáveis meteorológicas de vento, umidade relativa, pressão e temperatura potencial. A direção do vento teve uma excelente representação pois neste dia a direção do vento variou muito nas diversas regiões do Estado e os dados gerados pelo RAMS, para a região onde está localizado o município de Viamão, são confirmados quando comparados com os dados coletados pela Estação Meteorológica do Aeroporto Salgado Filho, deve ser considerado que a distância entre a cidade de Viamão-RS e o Aeroporto Salgado Filho é de aproximadamente 30 km.

Portanto conclui-se que:

- o RAMS é uma ótima ferramenta para a simulação de fenômenos meteorológicos para o Estado do Rio Grande do Sul;
- a topografia local intensificou o sistema de mesoescala;
- a intensidade da brisa marítima aumentou a umidade relativa disponível na região;
- as condições atmosféricas próximas ao horário em que ocorreu a tempestade eram de vento com cisalhamento vertical muito forte (49,5 m/s), giro ciclônico e altos índices de umidade;
- baseados neste valor de cisalhamento vertical e na Escala Fujita conclui-se que ocorreu um tornado, no município de Viamão, em 11/10/2000.

A tecnologia de Sensoriamento Remoto (satélites e radares) permite acompanhar a formação, desenvolvimento e deslocamento de vários sistemas meteorológicos. Os modelos computacionais nos alertam sobre a possibilidade de formação desses sistemas o que pode ser confirmado, pelo previsor, através do acompanhamento, em tempo real, dos dados coletados pelas redes de estações meteorológicas e de radiossondagens.

Como podemos ver existem vários preditores que auxiliam, ao meteorologista, a previsão de tempestades severas como a que se formou sobre o Estado do Rio Grande do Sul no dia 11/10/2000, atingindo, principalmente, a cidade de Viamão.

É necessário e urgente acordos entre os diversos órgãos brasileiros que obtém dados meteorológicos como o INMET, Comando da Aeronáutica, Exército, INFRAERO, INPE entre outros órgãos públicos para a utilização racional desses dados, bem como a implementação de uma rede de estações meteorológicas de superfície para monitoramento contínuo das condições atmosféricas atuantes na região.

5.2 - Sugestões

Para continuidade deste trabalho é necessário considerar a grande importância de uma rede de coleta e monitoramento de dados meteorológicos. Uma distribuição uniforme de estações meteorológicas de superfície. A implementação de uma rede de monitoramento meteorológico é de fundamental importância para órgãos como 8º DISMET, a Defesa Civil, aeroportos, enfim, entidades que tenham como atividade fim a previsão ou estudo de fenômenos meteorológicos.

A possibilidade de novos estudos sobre ocorrências de tempestades convectivas com dados de superfície mais realísticos, bem como perfis atmosféricos de parâmetros meteorológicos, enfim dados mais representativos da área onde o fenômeno atmosférico tenha ocorrido, com uso de imagens de radar e fotos de satélites de alta resolução é importante para a caracterização de fenômenos meteorológicos, assim como para a validação dos resultados obtidos através da modelagem numérica.

É necessário e urgente acordos entre os diversos órgãos brasileiros que obtém dados meteorológicos como o INMET, Comando da Aeronáutica, Exército, INFRAERO, INPE entre outros órgãos públicos para a utilização racional desses dados, bem como a implementação de uma rede de estações meteorológicas de superfície para monitoramento contínuo das condições atmosféricas atuantes na região.

6 - Referências Bibliográficas

- BERBERY, E. H., Estadísticas para el hemisferio sur en 200 hPa en base a 10 años de análisis del ECMWF. *Meteorologica*, 18, 13-22, 1993.
- BJERKNES, J., On the structure of moving cyclones, *Geofys. Publ.*, 1, N° 2, 1919.
- BJERKNES, J. e SOLBERG, H., Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation, *Ibid.*, 3, N° 1, 3-18, 1922.
- BONATTI, J. P e V. BRAHMANANDA RAO, Moist Baroclinic Instability in the development of North Pacific and South American Intermediate-Scale Disturbances, *Journal of Atmospheric Science*, v. 44, p. 2657-2667, 1987.
- BROWNING, K. A., Mesoscale structure of rain systems in the British Isles, *J. Meteorol. Soc. Jap.*, 50, 314-327, 1974.
- CHEN C. e W. R. COTTON, A One Dimensional Simulation of the Stratocumulus Capped Mixed Layer. *Bound Layer Meteo.*, 25, 289-321, 1983.
- CLARK, T. L., A Small-scale Dynamic Model Using a Terrain Following Coordinate Transformation, *J. Comput Phys.*, 24, 186-215, 1977.
- COTTON, W. R., M. A. STEPHENS, T. NEHRKORN e G. J. TRIPOLI, The Colorado State University Three-dimensional Cloud/Mesoscale Model - 1982, Part II, An Ice Parametrization, *J. Rech. Atmos.*, 16, 295-320, 1982.
- COTTON, W.R e R.A. ANTHES, *Storm and Cloud Dynamics*, Academic Press, 883pp, 1989.
- DOLIF, G. N., e Ambrizzi, T., Um Estudo de caso de Invasão de Ar Polar em Latitudes Médias Associado a uma Ciclogênese Intensa no Rio da Prata, 1999.
- DYER, Robert C., Rastros de Tornados no Sudoeste do Brasil, leste do Paraguai e nordeste da Argentina, *IV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, vol. 1, Gramado, RS, p.589-603, 1986.
- FAWBUSH, E. J. e MILLER R. C., 1954: The types of air masses in which North American tornadoes form, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 35, 154-165.

- FORTUNE, M., e V. E. KOUSKY, Two severe freezes in Brazil: precursors and synoptic evolution, *Monthly Weather Review.*, V. 11, p. 181-196, 1983.
- FUJITA, T. T., Tornadoes and Downbursts in the Context of Generalized Planetary Scales, *J. Atmos. Sci.*, 38, 1511-1534, 1981.
- FUJITA, T.T., THE DOWNBURST, Report of Projects NIMROD and JAWS, The University of Chicago, USA, 1985.
- GAL-CHEN, Tzvi e R. C. J. SOMMERVILLE, Numerical Solution of the Navier Stokes Equations with Topography. *J. comput. Phys.*, 17, 276-310, 1975.
- HARROLD, T. W., e P. M. Austin, The structure of precipitation systems, A review, *J. Rech. Atmos.*, 8, 41-57, 1974.
- HOBBS, P.V., Organization and Structure of Clouds and Precipitation on the Mesoscale and Microscale in Cyclonic Storms, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, v. 16, p. 741-755, 1978.
- HOUZE, R. A., Jr., P. V. Hobbs, K. R. Biswas, e W. M. Davis, Mesoscale rainbands in extratropical cyclones, *Mon. Weather Rev.*, 104, 868-878, 1976a.
- KLEMP, J. B. e R. B. WILHELMSON, The Simulation of Three-Dimensional Convective Storms Dynamics, *J. Atmos. Sci.*, 35, 1070-1096, 1978a.
- ____e____, Simulations of Right and Left-Moving Storms Produced Through Storm Splitting, *J. Atmos. Sci.*, 35, 1097-1110, 1978b.
- KUO, H. L., Further Studies of the Parametrization of the Influence of Cumulus Convection on Large Scale Flow, *J. Atmos. Sci.*, 31, 1232-1240, 1974.
- LAVOIE, R. L., A mesoscale numerical model of lake-effects storms. *J. Atmos. Sci.*, 29, 1025-1040, 1972.
- MAHRER, Y. e R. A. PIELKE, The Effects of Topography on Sea and Land Breezes in a Two-Dimensional Numerical Model, *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1151-1162, 1977.
- MARWITZ, J. D., The Structure and Motion of Severe Hailstorms, Part II: Multi-cell Storms *J. Appl. Meteor.*, 11, 180-188, 1972b.

- McCUMBER, M. C. e R. A. PIELKE, Simulations of the Effects of Surface Fluxes on Heat and Moisture in a Mesoscale Numerical Model. Part 1. Soil Layer, *J. Geophys. Res.*, 86, 9929-9938, 1981.
- MEYERS, M. P e W.R. COTTON, Evaluation of the Potential for Wintertime Quantitative Precipitation Forecasting over Sensitivity Experiments, *Journal of Applied Meteorology*, 31, 26-50, 1992.
- MELLOR, G. L. YAMADA, T , Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems , *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 851-875, 1982
- MESSINGER, F. e ARAKAWA, A., Numerical Methods Used in Atmospheric Models, GARP Publications series, N° 14, WMO/ICSU Joint Organizing Committee, 64pp, 1976.
- MOLINARI, J., A General Form of Kuo's Cumulus Parametrization, *Mon. Wea. Ver.*, 113, 1411-1416, 1985.
- OLIVEIRA, I. P. V., Distribuição Espaço-Temporal e Análise de Tornados em Santa Catarina no período de 1975-2000, trabalho de conclusão de curso, Universidade Federal de Santa Catarina, 2000.
- ORLANSKI, I., A Simple Boundary Condition for Unbounded Hyperbolic Flows, *J. Comput Phys.*, 21, 251-269, 1976.
- PERRELA, A. C. F., VII Curso de Interpretação de Imagem e Análise Meteorológica, Laboratório de Meteorologia, Universidade do Vale do Paraíba, São José dos Campos, SP, Brasil, 2000.
- PIELKE, R.A., W. R. COTTON, R. L. WALKO, C. J. TREMBACK, W. A. LYONS, L. D. GRASSO, M. E. NICHOLLS, M. D. MORAN, D. A. WESLEY, T.J. LEE e J. H. COPELAND, A Comprehensive Meteorological Modeling System-RAMS, *Meteo. And Atmos. Phys.*, 49, 69-91, 1992.
- RADDATZ, R. L., and KHANDEKAR, M. L., Numerical Simulation of Cold Easterly Circulations Over The Canadian Western Plains Using a Mesoscale Boundary-Layer Model, *Boundary-Layer Meteorology*, 307-327, 1977.
- RADDATZ, R.L. and KHANDEKAR, M.L., Upslope Enhanced Extreme Rainfall Events over the Canadian Western Plains: a Mesoscale Numerical Simulation, *Monthly Weather Review*, v. 107, p. 650-661, 1978.

- ROTUNNO, R., MESOSCALE METEOROLOGY AND FORECASTING, American Meteorological Society, Boston, p414-434, 1986.
- SANDERS, F., An Investigation of Structure and Dynamics of an Intense Surface Frontal Zone, Journal of Meteorology, v. 12, p 542-552, 1955.
- SANDERS, F., GYAKUM, R.J., 1980: Synoptic-Dynamic Climatology of the “Bomb”, M.W.R., Vol. 108, pp1589-1609.
- SARAIVA, J. M. B. e DIAS P. L.S., 1996: Intensa Ciclogênese no litoral sul do Brasil: Estudo de caso, IX Congresso Brasileiro de Meteorologia, anais, Campos do Jordão, SP
- SILVA DIAS, M. A., 1987, Hazards and Disasters: Storms in Brazil. Department of Atmospheric Sciences/University of São Paulo, São Paulo, Brazil.
- SMAGORINSK, J., General Circulation Experiments with the Primitive Equations: 1, The Basic Experiments, Mon. Wea. Rev., 91, 99-164, 1963.
- THOMAS J. M., ROBERT A.H. Jr, AND PETER V.H., Microphysics and dynamics of clouds associated with mesoscale rainbands in extratropical cyclones, R. Met Soc., 1980, v.106, p.29-56.
- TREMBACK, C. J. e R. KESSLER, A Surface Temperature and Moisture Parametrization for Use in Mesoscale Numerical Models, Preprints, 7th Conference on Numerical Weather Prediction, 17-20 Junho, Montreal, Canada, AMS, 1985.
- TREMBACK, C. J., Numerical Simulation of a Mesoscale Convective Complex: Model Development and Numerical Results, Dissertação de Ph.D., Colorado State University, Fort Collins, CO, EUA, 247 pp, Atmospheric Science Paper N°465, 1990.
- TRIPOLI, G. J. e W. R.COTTON, The Colorado State University Three-dimensional Clouds/Mesoscale Model – 1982, J. de Reach. Atmos., 16, 185-219, 1982.
- WEISMAN, M. L. and B. KLEMP, Characteristics of Isolated Convective Storms, Ray, P. S., ed. Mesoscale Meteorology and Forecasting, Boston, American Meteorological Society, p.331-358,1986.