

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

Maria Cristina Lemos da Silva

Simulações Numéricas do Ciclone Catarina: Impacto
dos Efeitos Subgrade, Resolução e Assimilação de
Dados.

São Paulo
2014

Maria Cristina Lemos da Silva

Simulações Numéricas do Ciclone Catarina: Impacto
dos Efeitos Subgrade, Resolução e Assimilação de
Dados.

Tese apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Ciências. Versão corrigida. O original encontra-se disponível na unidade.

Área de Concentração: Meteorologia
Orientador: Prof. Dr. Pedro Leite da Silva Dias

São Paulo

2014

DEDICATÓRIA

A Deus. É para honra e glória do teu nome, Senhor!
Ao meu marido Helber Barros, por estar sempre ao meu lado.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus por iluminar o meu caminho e me dar forças para superar as adversidades.

Ao Prof. Dr. Pedro Leite da Silva Dias pela orientação, ensinamentos constantes e, especialmente, por seu carinho e apoio em momentos difíceis que enfrentei.

Aos meus pais, João Olegário e Josefa Lemos, pelo amor incondicional e pelos ensinamentos que construíram o meu caráter.

Ao meu marido, Helber Barros Gomes, por seu amor, companheirismo e apoio constante.

Ao Prof. Dr. Dirceu Herdies por sua ajuda na tentativa de realizar os experimentos com o sistema de assimilação de dados implementado no CPTEC. Além do seu apoio, suporte local e preciosa amizade.

Ao CNPq pelo apoio financeiro.

Ao projeto FINEP 01.09.0272.00-CESTE pelos recursos utilizados.

Aos professores do IAG pelos conhecimentos compartilhados.

Ao CPTEC/INPE pela disponibilização da estrutura e uso do super computador.

Aos meus irmãos e irmãs pelo carinho, apoio e compreensão.

Ao Paulo Kubota, Alex Pessoa, Jonathan Mota, Bruno Biazetto, Fábio Diniz, e Daniel Massaru que de alguma forma me ajudaram em momentos difíceis.

Aos muitos amigos, em especial, ao Alex Pessoa, Paulo Kubota, Dayana dos Santos, Roger Torres, Cristiano Prestrelo, Rosivânia, Juliana, Eliel, Patrícia e Saulo Barros pela amizade, incentivo e compreensão.

A Climatempo, especialmente ao Magno Nascimento, Ana Lúcia, Patrícia Madeira, Gilca Palma e Nil Nunes pelo apoio constante e compreensão.

Aos funcionários do IAG que sempre me atenderam com cordialidade, presteza e dedicação.

Sumário

RESUMO	ii
ABSTRACT	iv
LISTA DE FIGURAS	vi
LISTA DE TABELAS	x
LISTA DE ABREVIATURAS	xi
1. INTRODUÇÃO	1
1. 1. Objetivo	9
2. DESCRIÇÃO DO EVENTO	10
3. DADOS E METODOLOGIA	16
3.1 Dados	16
3.1.1 QuikScat	16
3.1.2 AIRS	18
3.1.3 TRMM	18
3.2 Metodologia	20
3.2.1 Modelo BRAMS	20
3.2.2 Fonte Aparente de Calor e Sumidouro Aparente de Umidade	23
3.2.3 Descrição dos experimentos realizados	24
4. RESULTADOS	36
4.1. Efeito da parametrização da convecção úmida	36
4.2. Efeito da parametrização da camada limite	46
4.3. Efeito da resolução horizontal e vertical	54
4.4. Assimilação de dados do TRMM	65
4.5. Assimilação dos dados do QuikScat	73
4.6. Assimilação dos dados do AIRS	79
4.7 Perturbação na fonte de calor	84
5. CONSIDERAÇÕES FINAIS	85
5.1 Sugestões para trabalhos futuros	91
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	93
APÊNDICE	101

RESUMO

O IPCC/2013 indica claramente que surgiram evidências de um aumento significativo na intensidade e frequência de fenômenos climáticos extremos em diversas regiões do globo com alto impacto econômico e perda humanas. Portanto, é importante estudar a origem de fenômenos extremos, sua previsibilidade e atribuição de causas. O desenvolvimento do furacão Catarina na costa de Santa Catarina, em março de 2004, marca a primeira ocorrência confirmada de um furacão no Atlântico Sul. O ciclone formou-se sobre o continente no dia 20/21 de março, deslocou-se inicialmente para leste/sudeste, como tipicamente fazem os ciclones extratropicais que se formam na retaguarda de sistemas frontais na região sudeste do Brasil, e a partir do dia 24/25 de março deslocou-se para oeste e atingiu a costa sul de Santa Catarina no dia 28/03, causando muitos estragos e danos materiais severos, com ventos fortes e grandes totais de precipitação acumulada. O presente trabalho tem como principal objetivo avaliar qual é o impacto das parametrizações dos processos subgrade (secos e úmidos), resolução numérica e assimilação de dados de sensoriamento remoto em simulações do evento com o modelo BRAMS. Para o processo de assimilação, foram utilizados diferentes tipos de dados obtidos a partir de sensoriamento remoto, uma vez que, não existem dados diretamente observados disponíveis na área de trajetória do sistema. As simulações numéricas foram realizadas compreendendo o período de 22-28 de março de 2004, que consistiram em explorar o efeito da convecção úmida, testando algumas opções de parametrização disponíveis no BRAMS, explorar o efeito da parametrização da camada limite e o impacto da resolução (vertical e horizontal). A parametrização de Grell e o uso de deformação anisotrópica contribuíram para uma melhor representação do Catarina, no entanto, os testes de resolução comprovaram que o uso de alta resolução (vertical e horizontal) é um fator extremamente importante. Em adição, os esquemas de assimilação de dados foram avaliados com o uso de estimativas de precipitação (TRMM), de vento a 10 metros (QuikScat) e perfis verticais recuperados de temperatura e umidade (AIRS). As simulações com o uso de assimilação apresentaram

ganhos expressivos, apresentando um sistema bem configurado quando comparado aos resultados sem assimilação, principalmente com os dados do AIRS. As análises dos perfis verticais de fonte aparente de calor e sumidouro de umidade mostraram que a correta representação da intensidade e, especialmente do nível de máximo, da fonte de calor é crucial para reprodução do Catarina.

ABSTRACT

The IPCC/2013 clearly shows a significant increase in the intensity and frequency of extreme climatic events in the last few decades with high economic impacts and human losses. Thus, it is important to study the origin of extreme meteorological events, their predictability and the attribution of causes to their occurrence. The Catarina hurricane at the coast of the Santa Catarina State in Southern Brazil in March 2004 is the first confirmed occurrence of a hurricane in the South Atlantic. The cyclone was originated over the continent on March 20/21, displaced east/southeastward in the next few days, as most cyclones in the rear of strong frontal systems in Southeast Brazil and after March 24/25 changed the trajectory towards the coast, hitting the southern part of the Santa Catarina State on March 28, causing heavy damage, with Strong winds and large rainfall accumulation. The main objective of this work is to evaluate the impact of the subgrid parameterizations (dry and wet), numerical resolution and remote sensing data assimilation with the BRAMS model. Different types of remote sensing data were used in the data assimilation experiments because local observations were rather sparse, primarily over the ocean along the cyclone trajectory. The numerical simulations of the cyclone were initiated on March 22 and ended on March 28 in order to explore the effect of the moist convective parameterizations, using the options available in BRAMS, exploring the effect of the dry parameterizations for the planetary boundary layer, and the impact of the grid resolution (vertical and horizontal). The Grell parameterization and the use of the anisotropic deformation positively contributed to the improvement of the Catarina simulation. However, the numerical resolution tests indicated the high vertical and horizontal resolution also play a very important role. Data assimilation of the precipitation estimates (TRMM), surface wind at 10m (QuickScat) and vertical temperature and moisture profiles (AIRS) were evaluated. The simulations with the remote sensing data assimilation showed significant improvement, primarily concerning the impact of the AIRS data. The vertical profiles of the apparent heat source

and moisture sink indicated that the intensity and height of the maximum heating are crucial for the reproduction of the intensity of the Catarina event.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1 (a) Imagem de alta resolução (1 km) no visível do Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) montado no satélite Terra para 1355 UTC de 27 de março de 2004. (b) Velocidade do vento derivada do Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) para 1105 UTC de 27 de março de 2004, junto com a imagem combinada do visível do Geostationary Operational Environmental Satellite 12, com magnitudes do vento em nós (kt) indicada na barra de cores. Fonte: McTaggart-Cowan et al., 2006.....2
- Figura 2.1 Imagens do canal infravermelho do satélite GOES-12: (a) 23/03/2004 às 15 UTC; (b) 24/03/2004 às 18 UTC; (c) 25/03/2004 às 03 UTC; (d) 26/03/2004 às 00 UTC; (e) 26/03/2004 às 15 UTC; (f) 27/03/2004 às 12 UTC; (g) 28/03/2004 às 03 UTC; (h) 28/03/2004 as 1315 UTC.....13
- Figura 2.2 Distribuição horizontal das taxas de chuva, vista de cima pelo satélite TRMM. taxas de chuva na faixa centro são a partir da precipitação do radar TRMM (PR), enquanto as taxas de chuva na faixa externa são provenientes do TRMM Microwave Imager (TMI). Estas taxas de chuva são sobrepostos no infravermelho (IR) aos dados do TRMM Visible Infrared Scanner (VIRS).....14
- Figura 2.3 Corte vertical (TRMM) as 06:11 UTC do dia 27 de março de 2004..15
- Figura 3.1 Estimativa de vento do QuikScat para o dia 26 de março de 2004 as 2013 UTC.....17
- Figura 3.2 Localização dos pontos utilizados no processo de assimilação de dados do QuikScat.....33
- Figura 3.3 Distribuição dos pontos utilizadas em cada horário.....35
- Figura 4.1 Trajetória do ciclone (coluna à esquerda) e pressão reduzida ao nível médio do mar mínima e o vento máximo (coluna à direita) com as parametrizações convectivas (a, b) Kuo com fechamento Convergência de Umidade, (c, d) Grell com fechamento Grell, (e, f) Grell com fechamento Ensemble e (g,h) a versão Grell – 3D (Saulo Freitas). As trajetórias com bolinhas azuis representam o modelo e as bolinhas amarelas representam o observado obtido com o algoritmo de rastreamento da Universidade de Melbourne, cedidos pelo Dr. Alexandre Pezza. 38
- Figura 4.2 Perfil vertical médio de (coluna à esquerda) Q1 e (coluna à direita) Q2 na área do sistema com as parametrizações convectivas, das 12 UTC do dia 22 até as 12 UTC do dia 28 de março de 2004 (a, b) Kuo com fechamento Convergência de Umidade , (c, d) Grell com fechamento Grell, (e, f) Grell com fechamento Ensemble e (g, h) a versão Grell – 3D (Saulo Freitas).....42
- Figura 4.3 Vento a 10m no dia 28/04/2004 as 00 UTC (a) Kuo com fechamento Convergência de Umidade, (b) Grell com fechamento Grell, (c) Grell com fechamento Ensemble e (d) a versão Grell – 3D (Saulo Freitas).....43

Figura 4.4 Precipitação acumulada total (a) Kuo com fechamento Convergência de Umidade (d) Grell com fechamento Grell, (g) Grell com fechamento Ensemble e (j) a versão Grell – 3D (Saulo Freitas). Precipitação convectiva acumulada (b) Kuo com fechamento Convergência de Umidade, (e) Grell com fechamento Grell, (h) Grell com fechamento Ensemble e (k) a versão Grell – 3D (Saulo Freitas). Precipitação microfísica acumulada (c) Kuo com fechamento Convergência de Umidade, (f) Grell com fechamento Grell, (i) Grell com fechamento Ensemble e (l) versão Grell – 3D (Saulo Freitas).....45

Figura 4.5 Como na Figura 4.1, mas com a deformação anisotrópica (a, b) Grell – fechamento Grell, (c, d) Grell – fechamento Grell com coeficiente vertical reduzido, (e, f) Grell – fechamento Ensemble e (g, h) Grell – fechamento Ensemble com coeficiente vertical reduzido.....48

Figura 4.6 Como na Figura 4.2, mas com a deformação anisotrópica (a, b) Grell – fechamento Grell, (c, d) Grell – fechamento Grell com coeficiente vertical reduzido, (e, f) Grell – fechamento Ensemble e (g, h) Grell – fechamento Ensemble com coeficiente vertical reduzido.....50

Figura 4.7 Diferença entre os perfis de Q1 (coluna à esquerda) e Q2 (coluna à direita), com o coeficiente de deformação vertical 0,35 e 0,15 com: Grell-fechamento Grell (a, b) e Grell-fechamento Ensemble (c, d).....51

Figura 4.8 Vento a 10m com opção de Deformação Anisotrópica (a) Grell – fechamento Grell (b) Grell – fechamento Grell com coeficiente vertical reduzido, (c) Grell – fechamento Ensemble e (d) Grell – fechamento Ensemble com coeficiente vertical reduzido.....52

Figura 4.9 Como na Figura 4.4, mas com a deformação anisotrópica (a, b, c) Grell – fechamento Grell, (d, e, f) Grell – fechamento Grell com coeficiente vertical reduzido, (g, h, i) Grell – fechamento Ensemble e (j, k, l) Grell – fechamento Ensemble com coeficiente vertical reduzido.....53

Figura 4.10 Como na Figura 4.7, mas para Precipitação Total (coluna à esquerda), Precipitação Convectiva (coluna central) e Precipitação Microfísica (coluna à direita).....54

Figura 4.11 Como na Figura 4.1, mas com deformação anisotrópica, coeficiente vertical reduzido com: (a, b) com parametrização de Grell - fechamento Grell e 48 níveis verticais; (c, d) como a e b, mas com resolução horizontal de 8km; (e, f) com fechamento Ensemble e 48 níveis verticais; (g, h) como e e f, mas com resolução horizontal de 8km.....57

Figura 4.12 Como na Figura 4.6, mas com deformação anisotrópica, coeficiente vertical reduzido com: (a, b) com parametrização de Grell - fechamento Grell e 48 níveis verticais; (c, d) como a e b, mas com resolução horizontal de 8km; (e, f) com fechamento *Ensemble* e 48 níveis verticais; (g, h) como e e f, mas com resolução horizontal de 8km.....60

Figura 4.13 Diferença entre os perfis de Q_1 (coluna à esquerda) e Q_2 (coluna à direita), com 8km de resolução horizontal (48 níveis) e 20km (48 níveis): Grell-fechamento Grell (a, b) e Grell-fechamento Ensemble (c, d).....	61
Figura 4.14 Vento a 10m com deformação anisotrópica, coeficiente vertical reduzido e parametrização de cumulus Grell: (a) fechamento Grell e 48 níveis verticais, (b) fechamento Grell, 48 níveis verticais e 8 km de resolução horizontal, (c) fechamento Ensemble e 48 níveis verticais, (d) fechamento Ensemble, 48 níveis verticais e 8km de resolução horizontal.....	62
Figura 4.15 Como na Figura 4.9, mas com a deformação anisotrópica, coeficiente vertical reduzido e parametrização de Grell: (a, b, c) fechamento Grell e 48 níveis verticais, (d, e, f) fechamento Grell, 48 níveis verticais e 8 km de resolução horizontal, (g, h, i) fechamento Ensemble e 48 níveis verticais e (j, k, l) fechamento Ensemble, 48 níveis verticais e 8 km de resolução horizontal.....	64
Figura 4.16 (a) Trajetória do Catarina simulada (pontos em azul) e observada obtida com o rastreamento da Universidade de Melbourne (pontos em amarelo), (b) pressão reduzida ao nível médio do mar mínima e vento máximo, (c) precipitação acumulada.....	66
Figura 4.17 a) Trajetória do Catarina simulada (pontos em azul), com condição inicial e de contorno a saída com assimilação dos dados do TRMM, e observada obtida com o rastreamento da Universidade de Melbourne (pontos em amarelo), (b) pressão reduzida ao nível médio do mar mínima e vento máximo em 10m. Com 8 km de resolução horizontal e 48 níveis na vertical.....	68
Figura 4.18 Perfil vertical médio de (a) Q_1 e (b) Q_2 na área do sistema, como condição inicial as saídas com Assimilação dos dados do TRMM, das 12 UTC do dia 22 até as 12 UTC do dia 28 de março de 2004 (c) diferença entre Q_1 (a) e Q_1 (Figura 4.12g), (d) diferença entre Q_2 (a) e Q_2 (Figura 4.12g).....	70
Figura 4.19 (a) Precipitação total acumulada, (b) precipitação convectiva acumulada e (c) precipitação microfísica.....	72
Figura 4.20 Taxa de precipitação média na área do Catarina com frequência temporal de 3 horas (a) Estimativa do TRMM (azul), simulada pelo modelo com assimilação do TRMM (20 km de resolução (verde) e a simulada pelo modelo usando a saída do rodada anterior (assimilação do TRMM com 20 km) com 8 km de resolução horizontal (vermelho), (b) a última do gráfico (a) (em azul) e a simulada pelo modelo no experimento da seção 4.3 com parametrização de Grell com fechamento <i>Ensemble</i> (vermelho).....	73
Figura 4.21 Como na Figura 4.17, mas com assimilação dos dados do QuikScat.....	76
Figura 4.22 Como na Figura 4.18, mas com assimilação dos dados de vento do QuikScat.....	78
Figura 4.23 (a) Precipitação total acumulada, (b) precipitação convectiva acumulada e (c) precipitação microfísica. Campos de diferença entre o	

experimento com assimilação dos dados do QuikScat e sem a assimilação destes dados: (d) total, (e) convectiva e (f) microfísica.....78

Figura 4.24 Como na Figura 4.17, mas com assimilação dos dados do AIRS..81

Figura 4.25 Como na Figura 4.18, mas com assimilação dos dados de vento do AIRS.....82

Figura 4.26 Como na Figura 4.19, mas com assimilação dos dados do AIRS..83

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 Configuração dos experimentos realizados.....	10125
Tabela A.1 Parâmetros que definem o esquema de assimilação de dados (NAMELIST do BRAMS – denominado RAMSIN).....	101

LISTA DE ABREVIATURAS

AIRS - *Atmospheric Infrared Sounder*

BRAMS - *Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*

BoM - *Bureau of Meteorology*

CPTEC - *Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos*

CATT - *Coupled Aerosol and Tracer Transport*

ECMWF - *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*

FG - *First Guess*

GMS - *Geostationary Meteorological Satellite*

GDAS - *Global Data Assimilation System*

GTS - *Global Telecommunications System*

GFS - *Global Forecast System*

MESO_LAPS - *Mesoscale Limited Area Prediction System*

NASA - *National Aeronautic and Space Administration*

NOAA - *National Oceanic and Atmospheric Administration*

PR - *Precipitation Radar*

PNMM – *Pressão ao Nível Médio do Mar*

RAMS – *Regional Atmospheric Modeling System*

TSM - *Temperatura da Superfície do Mar*

TCI - *TRMM Combined Instrument*

TMI - *TRMM Microwave Imager*

TRMM - *Tropical Rainfall Measuring Mission*

VIRS - *Visible and Infrared Scanner*

1. INTRODUÇÃO

A Região Sul do Brasil é frequentemente afetada por ciclones extratropicais, principalmente durante o período de maio a setembro (Climanalise, 1996). Quando os ciclones se deslocam do continente frio para o oceano relativamente mais quente, pode ocorrer rápida intensificação do sistema sinótico, causando precipitação intensa, ventos fortes, elevação do nível do mar e grandes ondas na costa da Região Sul do Brasil (Dal Piva, 2001). A Região Sul do Brasil é particularmente vulnerável, pois esses ciclones trazem perdas significativas à agricultura, pesca, produzem a expansão de doenças endêmicas e causam impactos sobre a capacidade de geração de energia elétrica. Estima-se que houve um aumento da frequência de ocorrência de fenômenos atmosféricos extremos como consequência do aquecimento global e a ocorrência de alguns ciclones efetivamente intensos nos últimos 10 anos (Pezza e Simmonds, 2005).

Os ciclones que atingem a região sul do Brasil estão associados, em geral, a um sistema sinótico inclinado sobre o anticiclone migratório frio, composto de frentes fria e quente à superfície e oclusa acima e a oeste do centro de baixa pressão ao nível do mar (Mattos, 1988; Satyamurty e Mattos, 1989; Mattos, 2004, Pezza e Simmonds, 2005, Pereira Filho e Silva, 2006, Gan, 2009).

Em março de 2004, desenvolveu-se sobre as latitudes subtropicais do oceano Atlântico Sul um ciclone de excepcional intensidade que, durante a fase de intensificação, teve um deslocamento atípico para oeste, e na fase madura

adquiriu característica de um ciclone tropical, com bandas espirais de nebulosidade e a formação de uma região central sem nuvens (olho). Este ciclone atingiu a costa sul do Brasil, mais especificamente, a parte sul do estado de Santa Catarina na madrugada do dia 28 de março de 2004, causando grandes prejuízos de ordem econômica e mortes (Calearo et al., 2004). Não há dúvidas que se tratou de um sistema raro em função da organização da convecção ao redor de um olho muito bem definido, como pode ser visto na Figura 1.1 (Pezza and Simmonds, 2005).

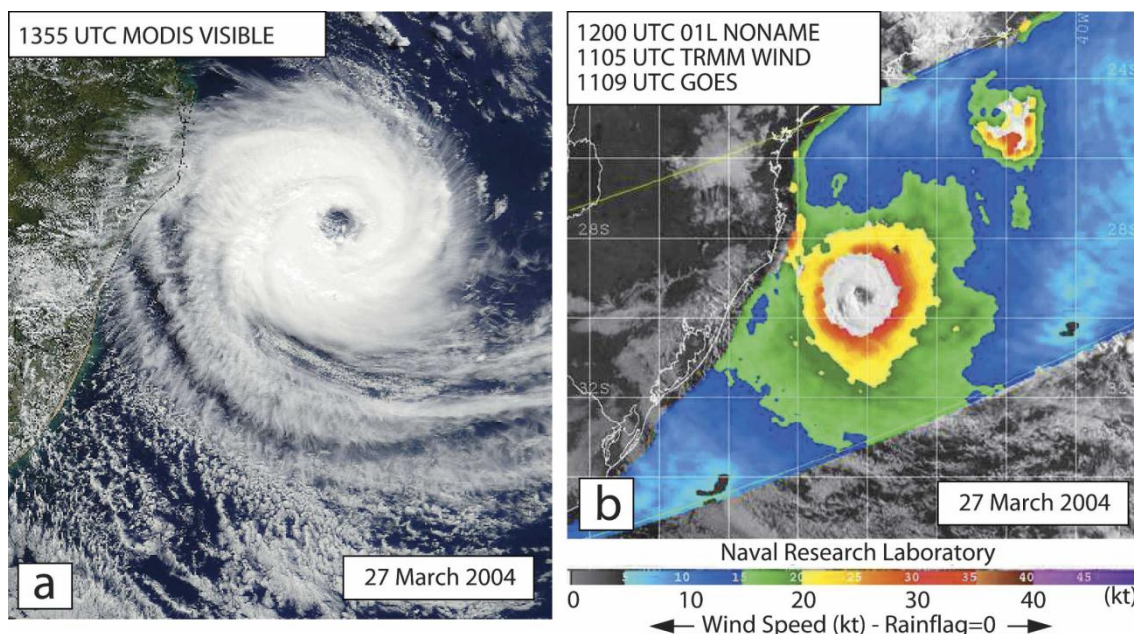


Figura 1.1 (a) Imagem de alta resolução (1 km) no visível do Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) montado no satélite Terra para 1355 UTC de 27 de março de 2004. (b) Velocidade do vento derivada do Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) para 1105 UTC de 27 de março de 2004, junto com a imagem combinada do visível do Geostationary Operational Environmental Satellite 12, com magnitudes do vento em nós (kt) indicada na barra de cores. Fonte: McTaggart-Cowan et al., 2006.

O fenômeno começou com a passagem de uma frente fria intensa (20 de março de 2004) seguida pela formação de um sistema de meso-escala com nuvem vírgula invertida associada (24 de março de 2004). Este tipo de evento

ocorre com maior frequência nas estações intermediárias (Bonatti e Rao, 1987) e a nuvem vírgula acaba adquirindo característica de frente fria (Browning, 1986). Porém, no evento citado, o desenvolvimento após o estágio maduro da nuvem vírgula foi à geração de um novo sistema de mesoescala com características visuais de furacão, com bandas de precipitação e a formação do típico olho, onde ocorre intensa subsidência. Em uma análise da estrutura sinótica e de mesoescala do Catarina, Pereira Filho et al. (2010) levantaram a hipótese de que embora os fluxos de calor e umidade na interface ar-mar não possam explicar a transição, eles desempenharam um papel importante para que o ciclone fizesse a transição para as características típicas de um ciclone tropical.

Simulações numéricas com o modelo de mesoescala RAMS e a versão brasileira BRAMS foram realizadas em vários estudos, com o intuito de identificar os impactos da resolução horizontal, da condição inicial, das parametrizações de convecção e da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Atlântico durante o período entre 23-28 de março de 2004 (Silva Dias et al., 2004; Menezes e Silva Dias, 2004; Silva et al., 2004; Gevaerd et al., 2004). A maioria destes experimentos foi inicializada com as análises operacionais do NCEP com resolução de 1° e as condições de fronteira também foram fornecidas pela mesma análise operacional. A resolução mais elevada no modelo de mesoescala exerceu um papel significativo em melhorar a descrição da intensidade e a trajetória do sistema. Entretanto, a maioria destas simulações não reproduziu a intensidade observada da baixa pressão (de aproximadamente 972 hPa, segundo McTaggart-Cowan et al., 2006). O modelo BRAMS com resolução de 8 km foi capaz de reproduzir características

realísticas das bandas de chuvas, contudo, os ventos a 10 metros foram muito mais fracos (da ordem da metade) do que as estimativas do QuikSCAT (estimativas por satélite do vento na superfície do oceano) da NASA (Silva Dias, 2007). Tanto as mudanças na parametrização convectiva quanto o aumento da resolução da TSM não foram bem sucedidas em melhorar a intensidade da baixa pressão e da magnitude do vento no centro do sistema apesar de a trajetória ser razoavelmente simulada.

Bonatti et al. (2006) realizaram simulações utilizando o modelo global do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) com as resoluções operacionais (T126L28) e em alta resolução (T170L42, T254L64 e T511L64). Os resultados obtidos mostraram que a alta resolução do modelo melhorou a intensidade da simulação da baixa pressão e ventos em superfície mas não reproduziu a intensidade observada e sugeriram a necessidade da utilização de modelos de mesoescala não-hidrostáticos, com micro-física de nuvens e em resolução ainda mais alta para que a intensidade do ciclone pudesse ser efetivamente simulada.

Em março de 2001 um sistema híbrido de baixa pressão também atingiu a costa sudeste da Austrália, conhecido como *Duck*. Segundo Garde et al. (2010) este sistema se formou em condições que antecederam a transição para as características de um ciclone tropical que foram similares ao caso do Catarina. Ambos os ciclones originaram-se em regiões com uma combinação de processos de crescimento barotrópico e baroclínico. No entanto, o Catarina teve uma transição tropical completa, enquanto que o *Duck* apresentou transição parcial. Garde et al. (2010) apresentaram os resultados de uma simulação aninhada em alta resolução (0.125°) com o *Mesoscale Limited Area*

Prediction System (MESO_LAPS) do *Bureau of Meteorology* (BoM) e mostraram que as melhorias no esquema de assimilação dos modelos australianos foram fundamentais para simular com precisão a trajetória e a entrada no continente, o que não foi possível na época do evento com o sistema operacional de previsão de tempo.

Entre 06 e 11 de março de 2010, um ciclone atípico também se formou próximo a costa sul-sudeste do Brasil, chamado de Anita, produzindo ventos e precipitação intensa próximo a costa (Dutra, 2012). Este sistema apresentou características similares às vistas durante o desenvolvimento do Catarina: um bloqueio dipolo em altos níveis, que favoreceu a redução do cisalhamento vertical do vento, e uma estrutura de nebulosidade simétrica formando um olho. No entanto, em sua aproximação da costa do Brasil, o Anita enfraqueceu (Dias Pinto, et. al. 2013).

A frustração causada pelos experimentos numéricos até agora realizados em reproduzir a intensidade do furacão Catarina indicam a necessidade de estudos mais detalhados sobre a estrutura convectiva do Catarina e para que os possíveis efeitos da TSM possam ser devidamente capturados pelos modelos, além dos possíveis efeitos da intrusão estratosférica que pode não ter sido efetivamente capturada nas análises meteorológicas operacionais (Pereira Filho e Silva, 2006). Dessa forma, os modelos operacionais de previsão numérica de tempo deverão ter um desempenho melhor no caso de ciclones subtropicais para minimizar os danos causados para a sociedade, salvando vidas, e reduzindo os efeitos provocados por sistemas desta magnitude, com a possibilidade de emissão de alertas meteorológicos com maior antecedência.

Ao longo das últimas décadas pouca atenção foi dada à energética de sistemas atmosféricos abertos (aqueles para os quais o transporte de massa na fronteira é diferente de zero), particularmente os ciclones extratropicais (Smith, 1980; Michaelides, 1992; Marquet, 2003). Michaelides (1992) mostrou que durante o desenvolvimento rápido de um ciclone extratropical a componente baroclínica se torna cada vez mais importante em manter a energia potencial disponível do vórtice, visto que a conversão barotrópica alimenta o movimento do vórtice à custa da energia cinética do campo zonal básico. Nenhuma tentativa foi feita, em trabalhos anteriores, de estudar a energética dos sistemas híbridos ou de transição no Hemisfério Sul que, por ter uma cobertura relativamente pobre de dados, coloca desafios adicionais para a qualidade das análises (Veiga et al., 2008).

O entendimento dos processos físicos que deram origem ao Catarina é o grande desafio desse trabalho. Existem várias alternativas, mas este trabalho é focado, inicialmente, nas mais plausíveis e que serão descritas a seguir.

Internacionalmente, vários esforços têm sido realizados em diversos centros operacionais e de pesquisa, para o desenvolvimento de técnicas mais precisas de modelagem numérica, e ao mesmo tempo ocorre um aumento crescente na disponibilidade de dados meteorológicos, principalmente dados não convencionais obtidos via sensores a bordo de satélites geoestacionários e de órbita polar.

A ponte entre os modelos numéricos e os dados meteorológicos observacionais é feita pela técnica de assimilação de dados. Para a previsão numérica de tempo são necessários dois ingredientes básicos: um estado inicial da atmosfera, definido pelas observações, e um modelo físico da

atmosfera que possa ser integrado no tempo através de um procedimento numérico.

Os modelos de previsão numérica de tempo são baseados na integração de equações diferenciais que descrevem o comportamento da atmosfera, baseadas no balanço de momentum, energia, conservação de massa e equação do estado. As previsões de tempo dependem não somente da resolução do modelo e da precisão com que os processos físicos e dinâmicos são representados, mas também de condições iniciais adequadas, que são uma combinação entre uma previsão de curto prazo (FG – *First Guess*) e observações. A combinação do FG com as observações é chamada de fase de análise e a análise, no sentido estatístico, é o estado inicial ótimo para ser usado como condição inicial no modelo de previsão de tempo (ou seja, é o campo inicial que fornece a melhor previsão), sendo esse um dos maiores e mais importantes problemas associados à previsão numérica de tempo - a determinação da condição inicial (Lorenz, 1986).

Outra possibilidade para explicar o insucesso nos experimentos numéricos do Catarina é a deficiência dos modelos na simulação dos fluxos de superfície na presença de fortes ventos. É possível que os modelos não tenham sido capazes de reproduzir adequadamente a evaporação induzida pelos fortes ventos e mar agitado. Neste caso, é possível que a umidade na condição inicial não estivesse bem descrita. Este é outro tema que merece exploração utilizando técnicas avançadas de assimilação de dados. Em adição, existem incertezas significativas com relação ao perfil vertical de aquecimento diabático na região de formação das nuvens, o que está associado à parametrização dos cúmulos e/ou as características da formulação da

microfísica de nuvens em modelos de alta resolução no qual a escala das nuvens é resolvida.

1. 1. Objetivo

Conforme exposto acima, o presente trabalho tem como objetivo geral explorar os processos que levaram à formação do ciclone Catarina, avaliando qual é o efeito da formulação física das parametrizações dos processos subgrade e o efeito da Assimilação de Dados com o modelo de mesoescala BRAMS. Os objetivos específicos são:

- Explorar o impacto da parametrização de convecção úmida que permite analisar o papel da fonte diabática de calor;
- Avaliar o efeito da parametrização de camada limite;
- Avaliar o Impacto do aumento da resolução vertical e horizontal;
- Avaliar o impacto da assimilação de diferentes dados tipos de dados de satélite, para reduzir as incertezas na condição inicial.

2. DESCRIÇÃO DO EVENTO

O sistema iniciou-se como uma perturbação baroclínica típica, ainda sobre o continente, nos dias 19-20 de março de 2004, em associação a uma onda curta em altitude. No dia 23 o cavado se despreendeu do escoamento de oeste para formar uma baixa em altos níveis, resultando em uma baixa em superfície que formou um sistema de nuvem vírgula (Figura 2.1a), embebido em um ambiente baroclínico, típico nesta região (Bonatti e Rao, 1987). No dia 24 de março a convecção central intensificou-se e a forma de nuvem vírgula ficou mais evidente (Figura 2.1b). A imagem do TRMM às 1213 UTC de 24 de março de 2004 (Figura 2.2, canto superior esquerdo) mostra que as taxas de precipitação eram de baixa intensidade (área azul) com apenas algumas áreas localizadas de chuva de intensidade moderada (áreas verdes). O sistema nuvem vírgula invertida nesta região geralmente se desloca lentamente para leste. No entanto, este sistema em particular se moveu para oeste. Segundo Bonatti et al. (2006), o principal fator responsável pela propagação para oeste foi o estiramento de vorticidade relativa e secundariamente o estiramento de vorticidade planetária.

Segundo o serviço meteorológico da Força Aérea Americana (Silva Dias et al., 2007), o sistema tornou-se uma tempestade subtropical as 00 UTC do dia 25 de março em aproximadamente 28°S (Figura 2.1c). Neste dia o Catarina manteve o deslocamento para oeste e a intensificação. A convecção na região central do sistema formou um olho as 00 UTC do dia 26 de março (Figura 2.1d). No deslocamento para oeste o Catarina seguiu uma trajetória, evitando o forte cisalhamento vertical do vento. Ao norte e ao sul do vórtice, o

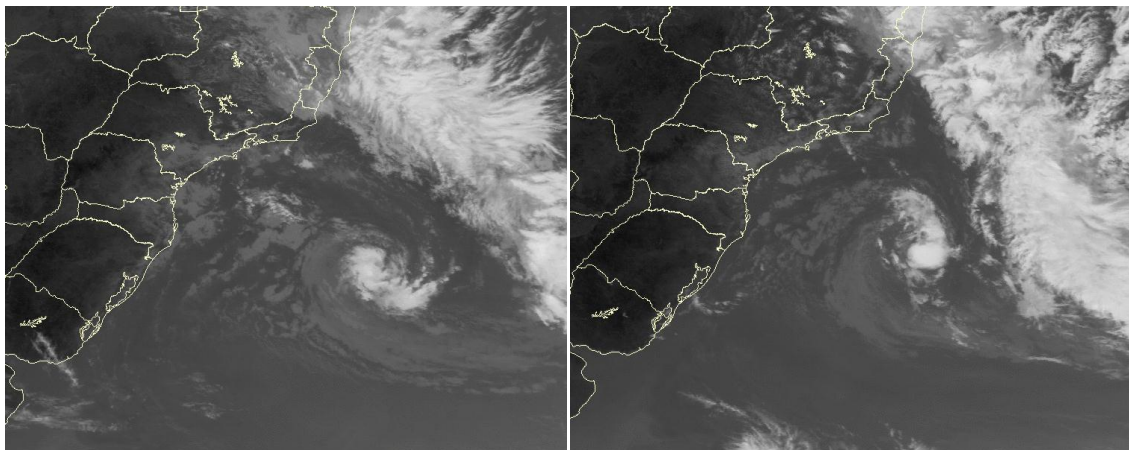
cisalhamento do vento teria destruído a sua estrutura vertical e o sistema se dissiparia (Nakano e Nakajima, 2004).

Durante o dia 26 de março o Catarina continuou a se mover para oeste e manteve um olho bem definido (Figura 2.1e). Navios próximos ao sistema informaram velocidades do vento de 70 a 90 km/h (Gevaerd et al. 2004). A imagem do dia 26 (Figura 2.2, canto superior direito), às 1201 UTC, pelo TRMM, mostra que tempestade tinha se tornado muito mais organizada com um olho aparente nos dados IR. A longa banda continua de precipitação em espiral que se estende para fora do sistema. A TMI (*TRMM Microwave Imager*) indica uma ampla, mas fraca, área de chuvas ao sul do centro.

No dia 27 as primeiras bandas de nuvens do ciclone atingiram a costa (Figura 2.1f). A ação dos ventos sobre a Serra Geral Gaúcha e Serra Catarinense intensificou as nuvens e produziu ventos ainda mais fortes em função do aumento da precipitação e formação de rajadas. A imagem do TRMM no dia 27 às 0611 UTC (Figura 2.2, canto inferior esquerdo) mostra um olho bem definido nas imagens do canal infravermelho, e o PR (Precipitation Radar) passou diretamente sobre o centro do sistema ciclônico, revelando praticamente toda parede do olho com a maior parte da chuva com intensidade moderada (área verde) na porção sul e bandas espirais bem definidas no campo de precipitação ao redor do olho, com um par de áreas com chuvas fortes localizadas (áreas vermelhas). A imagem do canto inferior direito (Figura 2.2) às 11 UTC do dia 27, quando a tempestade estava se aproximando da costa de Santa Catarina, mostra que as taxas de precipitação na parede do olho não são particularmente intensas. Além disso, a imagem IR também

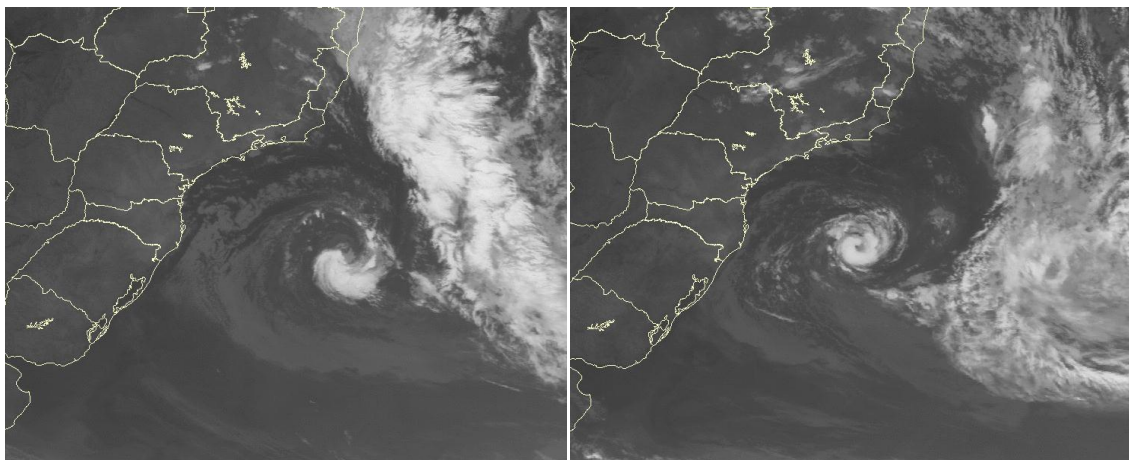
mostra um padrão de “*outflow*” de nuvens cirrus que se estendem para oeste e sul do centro do ciclone.

Na madrugada do dia 28 o ciclone atingiu a costa sul de Santa Catarina, por volta das 05 UTC. Neste período foram observados ventos fortes e chuva intensa, causando grandes prejuízos de ordem econômica e mortes (Calearo et al., 2004). Os danos causados permitiram inferir ventos máximos de 150 km/h. No decorrer do dia 28 o ciclone foi perdendo força até se dissipar. A imagem do satélite GOES-12 das 1315 UTC (Figura 2.1h) mostra a redução da nebulosidade logo após a entrada no continente revelando o processo de dissipação pelo atrito na superfície.



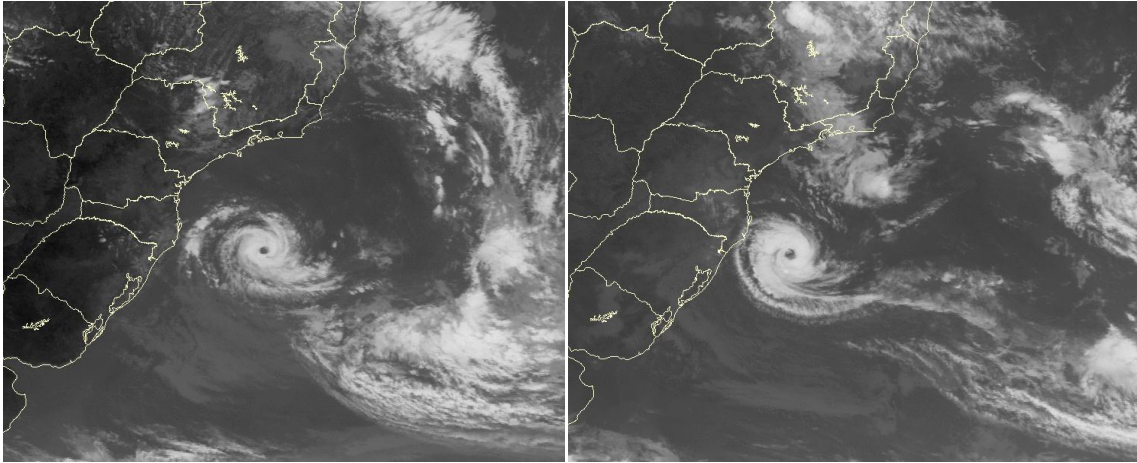
(a)

(b)



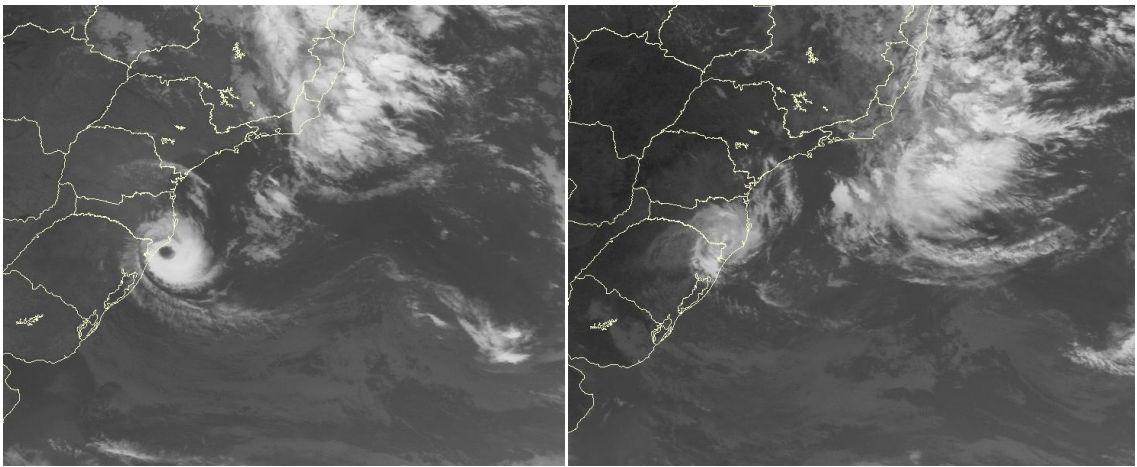
(c)

(d)



(e)

(f)



(g)

(h)

Figura 2.1 Imagens do canal infravermelho do satélite GOES-12: (a) 23/03/2004 às 15 UTC; (b) 24/03/2004 às 18 UTC; (c) 25/03/2004 às 03 UTC; (d) 26/03/2004 às 00 UTC; (e) 26/03/2004 às 15 UTC; (f) 27/03/2004 às 12 UTC; (g) 28/03/2004 às 03 UTC; (h) 28/03/2004 às 1315 UTC.

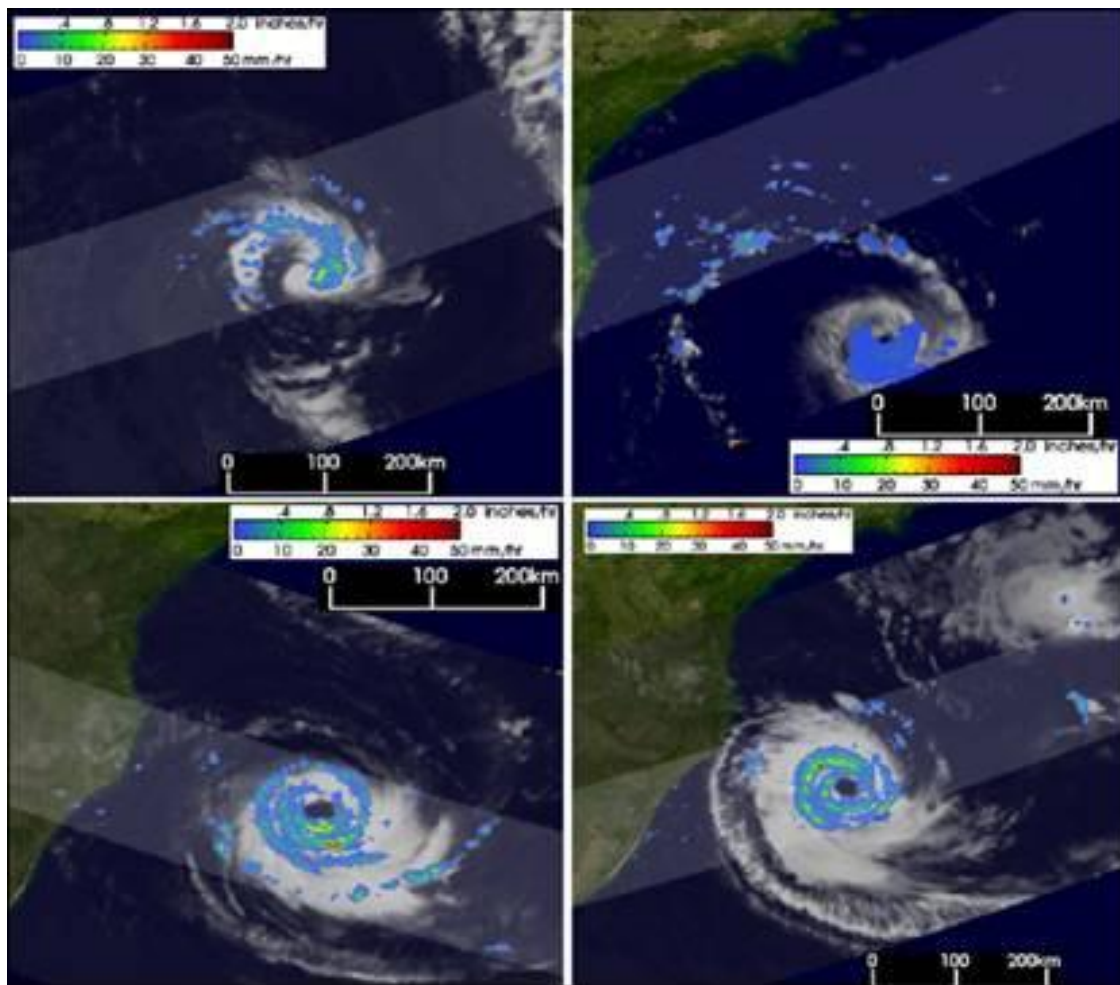


Figura 2.2 Distribuição horizontal das taxas de chuva, vista de cima pelo satélite TRMM. taxas de chuva na faixa centro são a partir da precipitação do radar TRMM (PR), enquanto as taxas de chuva na faixa externa são provenientes do TRMM Microwave Imager (TMI). Estas taxas de chuva são sobrepostos no infravermelho (IR) aos dados do TRMM Visible Infrared Scanner (VIRS).

A Figura 2.3 final mostra um corte vertical que passa pelo centro e realça a intensidade moderada (áreas amarelas) da chuva, com uma área de chuva forte embutida (área vermelha) na parte ocidental da parede do olho. Uma área de chuva intensa (área mais escura vermelho) aparece em um banda de precipitação exterior a leste do centro. Os topos das nuvens foram relativamente baixos se comparados aos das nuvens convectivas que se

formam na Amazônia, que atingem até 20km, no Catarina os topos estiveram na faixa de 6-12 km (Silva Dias et al., 2007)

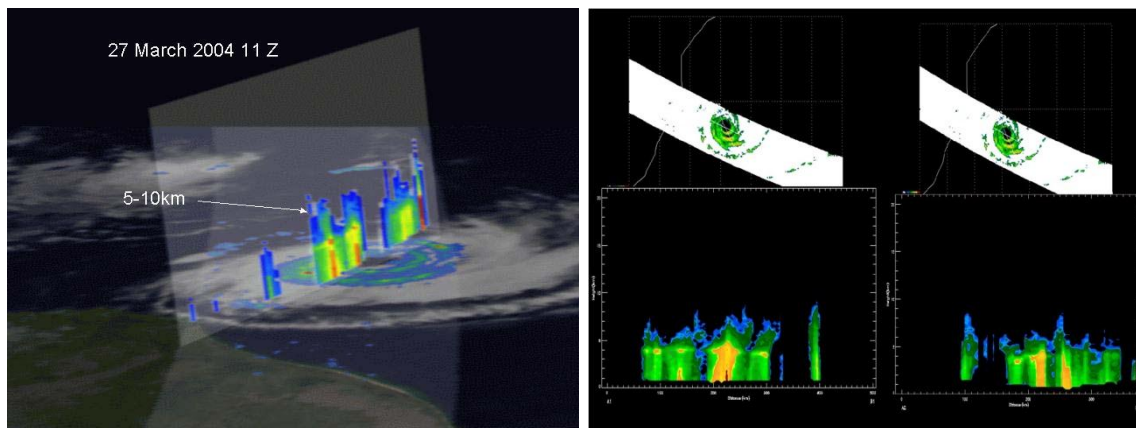


Figura 2.3 Corte vertical (TRMM) as 06:11 UTC do dia 27 de março de 2004.

3. DADOS E METODOLOGIA

3.1 Dados

Como condição inicial e de contorno do modelo foram utilizadas a Análise Final do NCEP (FNL, <http://dx.doi.org/10.5065/D6M043C6>). Estes dados de análise global operacional são fornecidos numa grade de 1° x 1° e são preparados operacionalmente a cada 6 horas e gerados a partir do *Global Data Assimilation System* (GDAS), que recolhe continuamente os dados observacionais do *Global Telecommunications System* (GTS) e outras fontes. As análises do FNL são feitas com o mesmo modelo que o NCEP usa no *Global Forecast System* (GFS), mas são preparados cerca de uma hora depois que o GFS é inicializado, de modo que mais dados de observação são utilizados que na previsão operacional.

Para o processo de assimilação de dados foram utilizados os dados de vento do QuikScat, dados de recuperação de temperatura e umidade do AIRS, além dos dados de chuva do TRMM porém com um *First Guess* (FG) baseado no modelo global GFS com resolução da ordem de 50km. Portanto, detalhes da estrutura fina do ciclone podem não ser adequadamente assimilados na análise operacional do NCEP.

3.1.1 QuikScat

O QuikSCAT é um satélite de monitoramento terrestre que fornece informações de velocidade e direção do vento nos oceanos para a NOAA

(*Nacional Oceanic and Atmospheric Administration*). O QuikScat foi lançado pela NASA em 19 de junho de 1999 e transportava em sua carga útil o sensor SeaWinds (Hoffman and Leidner, 2005). Este satélite foi desenvolvido unicamente para medir o vento a superfície do oceano, operando na banda de microondas e é capaz de obter informações de intensidade e direção do vento sobre todas as condições de tempo. O sensor SeaWinds a bordo do QuikScat é um sensor de microondas usado para medir a reflexão ou o espalhamento produzido pelo pulso de radar enquanto varre a superfície da Terra. A Figura 3.1 mostra uma estimativa do vento para o dia 26 de março de 2004, período em que o Catarina foi caracterizado como Furacão de Categoria 1 (McTaggart-Cowan et al., 2006).

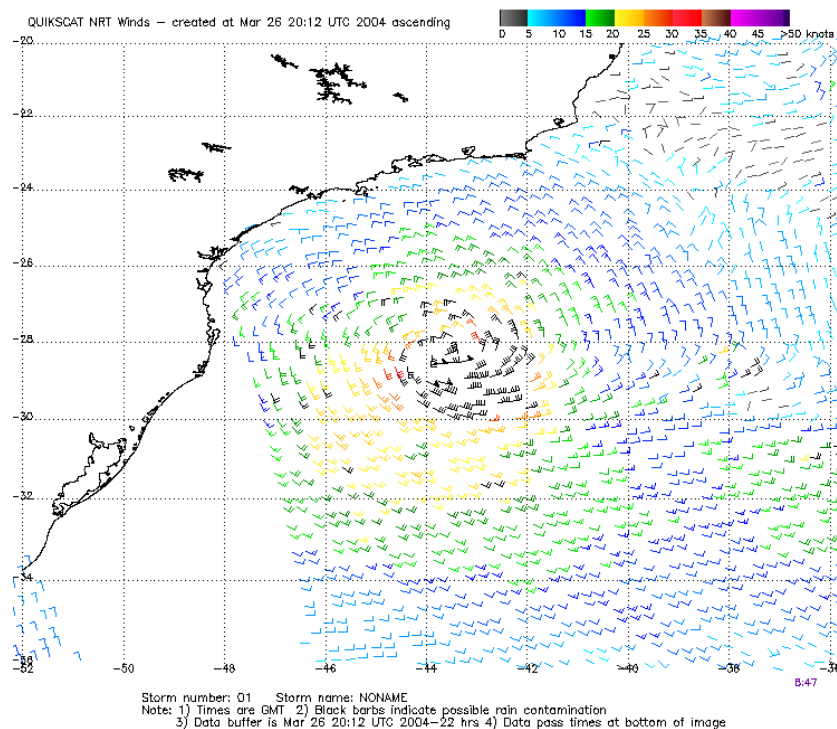


Figura 3.1 Estimativa de vento do QuikScat para o dia 26 de março de 2004 as 20:12 UTC.

3.1.2 AIRS

O *Atmospheric Infrared Sounder* (AIRS) é um sondador atmosférico a bordo do satélite AQUA, lançado pela *National Aeronautic and Space Administration* (NASA) em 2002 que é o primeiro instrumento da nova geração de sensores hiperspectrais de radiação infravermelha. Sua finalidade principal é fornecer informações de boa qualidade para inferência de perfis atmosféricos de temperatura e umidade e dele espera-se prover melhoramentos substanciais, especialmente nas medidas de temperatura, em relação aos instrumentos anteriores tal que, quando assimiladas em modelos de circulação geral, levem a melhorias substanciais no qualidade das previsões numérica de tempo (Parkinson, 2003; Aumann et al., 2003).

O AIRS é um espectrômetro de alta resolução espectral a bordo do satélite Aqua, com 2.378 bandas no infravermelho termal (3,7-15,4 μm) e 4 bandas no visível (0,4-1,0 μm). Estes intervalos foram selecionados especificamente para permitir a determinação da temperatura atmosférica, com precisão de 1°C nas camadas com 1 km de espessura, e umidade com uma precisão de 20% nas camadas com 2 km de espessura na troposfera.

3.1.3 TRMM

O satélite TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) foi projetado para medir a precipitação sobre os trópicos usando a combinação de um sensor de microondas e um radar de precipitação (Huffman et al., 2007). Os dados oriundos deste satélite são estimativas de precipitação com resolução espacial de aproximadamente 25 km. O TRMM é baseado em um programa de

cooperação entre Estados Unidos e Japão para monitoramento da precipitação e estudos hidrológicos. São fornecidos dados sistemáticos obtidos a partir da combinação de três instrumentos: totalizador de microondas (*TRMM Microwave Imager* - TMI), varredor infravermelho visível (*Visible and Infrared Scanner* - VIRS) e um fotorreceptor. O TMI informa o índice integrado da precipitação na coluna, água e gelo na nuvem e intensidade de chuva. O VIRS fornece informações sobre a cobertura e tipo de nuvens e de picos de temperatura na camada de nebulosidade. O fotorreceptor é um radar operando em 13,8 GHz que mede a distribuição tridimensional da chuva sobre a terra e oceano e define a profundidade da camada de precipitação. Radares de superfície atuam na validação do conjunto de dados fornecidos. O TRMM foi capaz de capturar várias imagens do Catarina durante sua trajetória através do Atlântico Sul (Gevaerd et al., 2004).

Os dados do TRMM obtidos foram os produtos do algoritmo 3B42(v7) (Huffman et al., 2007), disponíveis de 50°S a 50°N e 180°W a 180°E com resolução espacial de 0,25° de latitude longitude e resolução temporal de 3 horas. O algoritmo 3B42 produz estimativas de precipitação e erro quadrático médio (RMS) pelo canal infravermelho (IR). Este algoritmo consiste em duas etapas: A primeira usa os dados do TRMM-VIRS e o TMI e os parâmetros de calibração mensal TMI/TCI (*TRMM Combined Instrument*) para produzir parâmetros mensais de calibração; a segunda etapa usa estes parâmetros de calibração mensal para ajustar os dados de precipitação combinados, que consistem em dados do *Geostationary Meteorological Satellite* (GMS), GOES-E, GOES-W, Meteosat-7, Meteosat-5 e NOAA-12

3.2 Metodologia

A seguir serão descritos, de forma sucinta, o modelo utilizado e a metodologia empregada nos experimentos realizados com o mesmo.

3.2.1 Modelo BRAMS

Para o desenvolvimento deste trabalho utilizou-se o modelo *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System* (BRAMS), que foi desenvolvido por algumas instituições brasileiras a partir da versão do RAMS – *Regional Atmospheric Modeling System* (Tremback et al. 1985), como a USP e o CPTEC/INPE, e simula circulações atmosféricas em áreas limitadas com alta resolução. O BRAMS apresenta algumas melhorias e novas parametrizações com relação ao RAMS (Freitas et. al., 2009). O RAMS é um modelo numérico altamente versátil, no qual é possível simular circulações que vão desde a micro até a grande escala, sendo mais frequentemente aplicado a simulações de meso-escala. O RAMS foi desenvolvido na Universidade do Estado do Colorado com o objetivo de unificar vários códigos existentes de simulação numérica de tempo (Pielke, 1974; Tripoli e Cotton, 1982; Tremback et al., 1985). Foi escrito de tal forma que o código contém uma variedade de estruturas e aspectos, variando de não-hidrostático a hidrostático (desativada nas versões mais recentes e no BRAMS), resoluções variando de metros a centenas de quilômetros, domínios que vão de poucos quilômetros a dezenas de milhares de quilômetros e uma variedade de opções físicas e parametrizações que constantemente são atualizadas e/ou implementadas.

O BRAMS possui uma opção de aninhamento múltiplo de grades, de forma que as grades maiores e de menor resolução espacial são utilizadas para modelar o ambiente das grades menores e de maior resolução espacial servindo assim como condições de fronteira lateral, superior ou até mesmo no centro da grade. Dessa forma, os sistemas atmosféricos de larga escala são modelados a partir das grades com menor resolução e estes vão interagir com os sistemas de mesoescala resolvidos nas grades de maior resolução.

A grade utilizada pelo BRAMS é alternada, do tipo C de Arakawa (Messinger e Arakawa, 1976). Na vertical existem as opções de coordenadas que acompanham o terreno ou coordenadas igualmente espaçadas em Z. Utiliza um esquema de diferenças finitas de segunda ordem no espaço (centrado) e no tempo (*leapfrog*, mas com avançado explícito no primeiro passo de tempo). Os termos de advecção são colocados na forma de fluxo de maneira tal que massa, momento e energia são conservados. Nas grades com menor resolução, o BRAMS utiliza a parametrização convectiva baseada em diferentes esquemas, sendo o Kuo (1974) a primeira implementada. Outras parametrizações podem ser utilizadas, todas baseadas na hipótese de Grell (Grell, 1993, Grell and Devenyi, 2002) para utilização da nuvem mais representativa do domínio de controle sem entranhamento, com diferentes tipos de fechamentos. Para grades com maior resolução, a microfísica de nuvens pode ser ativada, contando com a possibilidade de alteração das características dos núcleos de condensação de água (distribuição de tamanho e população), além da possibilidade de optar por esquemas diagnósticos e prognósticos nas equações de conservação da água de nuvem nas suas diversas formas.

Diversas funcionalidades para a América do Sul foram inseridas ao RAMS para aplicação aos trópicos e subtropicais (Freitas et al., 2009). Dentre elas a inclusão de parametrização de convecção rasa e inclusão da inicialização heterogênea da umidade do solo (Gevaerd et al., 2006) a partir de dados provenientes de sensoriamento remoto da atmosfera em conjunto com um modelo de superfície. O BRAMS também foi totalmente acoplado ao modelo *Coupled Aerosol and Tracer Transport* (CATT), formando o modelo CATT-BRAMS (Freitas, 2009 e Longo, 2013).

3.2.1.1 Sistema de assimilação de dados no BRAMS

O objetivo de assimilar observações em simulações de modelos não é apenas para melhorar a concordância com os dados assimilados, mas também para melhorar a concordância com as observações nas regiões vizinhas, propagando a informação assimilada através de formulações do modelo fisicamente consistente. A técnica de assimilação de dados implementada no BRAMS relaxa, ou conduz (*nudging*), ou seja, a relaxação Newtoniana (Anthes, 1974), o modelo em direção às observações por termos de tendência (decaimento linear) não-física, adicionados as equações do modelo. O tempo de decaimento linear é um parâmetro fornecido pelo usuário ao BRAMS (e ao RAMS).

A técnica de assimilação de dados utilizada no BRAMS (do inglês ODA) é um esquema de *nudging* observacional generalizado que examina cada dado e os interpola no tempo em cada passo de tempo. Em seguida, executa uma interpolação utilizando o método *Kriging* para produzir campos tri-dimensionais e a covariância entre os dados. O método *Kriging* assume que os dados

recolhidos se encontram correlacionados no espaço (Matheron, 1971). A combinação do valor e das covariâncias somente irá forçar os campos do modelo nos lugares onde as observações forem próximas o suficiente.

Para minimizar uma possível instabilidade no modelo devido à assimilação de dados externos o BRAMS utiliza a relaxação Newtoniana, também conhecida como *nudging* (Hoke e Anthes, 1976), que consiste na adição de um termo de tendência nas equações prognósticas forçando a solução do modelo no sentido da observação.

$$\frac{\partial x}{\partial t} = F(x) + N(x, y, z, t) \frac{(x_0 - x)}{\tau}$$

$F(x)$ representa a física do modelo, x a variável do modelo, $N(x, y, z, t)$ é o peso do *nudging*, X_0 representa o dado observado, τ é a escala de tempo que controla a intensidade do *nudging*.

3.2.2 Fonte Aparente de Calor e Sumidouro Aparente de Umidade

Foram calculados os perfis médios na área do sistema da fonte aparente de calor (Q_1) e sumidouro aparente de umidade (Q_2) segundo a metodologia descrita por Yanai et al. (1973).

A fonte aparente de calor (Q_1) consiste do aquecimento devido à radiação, a liberação calor latente pela condensação, e a convergência do transporte vertical turbulento de calor sensível, conforme a equação abaixo:

$$Q_1 = \frac{\partial \bar{s}}{\partial t} + \overline{\nabla \cdot s v} + \frac{\partial s \bar{\omega}}{\partial p} = Q_R + L(c - e) - \frac{\partial}{\partial p} s' \omega'$$

$s = C_p T + gZ$ é a energia estática seca, Q_R é a taxa de variação de aquecimento devido a efeitos de radiação, c é a taxa de condensação por unidade de massa de ar, e é a taxa de reevaporação de gotas de nuvem. V é o vetor vento

horizontal (formado pelas componentes u , v) e ω é a velocidade vertical em coordenada p (pressão).

Sumidouro aparente de umidade (Q_2) é devido a condensação e divergência vertical do transporte vertical turbulento de umidade, conforme equação abaixo:

$$Q_2 = -L \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{\nabla} \cdot \bar{qV} + \frac{\partial \bar{q}\bar{\omega}}{\partial p} \right) = l(c - e) + L \frac{\partial}{\partial p} \overline{q'\omega'}$$

onde q representa a umidade específica e L é o calor latente de condensação da água.

3.2.3 Descrição dos experimentos realizados

Nesta seção será apresentada uma breve descrição dos experimentos realizados para identificar a contribuição das opções disponíveis no modelo para as incertezas na previsão do caso Catarina. Serão exploradas algumas opções de parametrizações e resolução vertical e horizontal conforme disposto na Tabela 3.1.

Tabela 3.1 Configuração dos experimentos realizados.

Res. horizontal	Res. Vertical (n° de níveis)	Parametrização de cumulus	Tipo de fechamento	Parametrização turbulenta	Coef. de def. vertical
20km	32	KUO	MC	Mellor-Yamada	0.35
20km	32	Grell	Grell	Mellor-Yamada	0.35
20km	32	Grell	<i>Ensemble</i>	Mellor-Yamada	0.35
20km	32	Grell-3D	<i>Ensemble</i>	Mellor-Yamada	0.35
20km	32	Grell	Grell	Def. Anisotrópica	0.35
20km	32	Grell	Grell	Def. Anisotrópica	0.15
20km	32	Grell	<i>Ensemble</i>	Def. Anisotrópica	0.35
20km	32	Grell	<i>Ensemble</i>	Def. Anisotrópica	0.15
20km	48	Grell	Grell	Def. Anisotrópica	0.15
20km	48	Grell	<i>Ensemble</i>	Def. Anisotrópica	0.15
8km	48	Grell	Grell	Def. Anisotrópica	0.15
8km	48	Grell	<i>Ensemble</i>	Def. Anisotrópica	0.15

3.2.3.1. Descrição geral dos experimentos

3.2.3.1.1. Efeito da parametrização da convecção úmida

Para identificação do efeito da parametrização convectiva foram realizados experimentos com as diferentes opções disponíveis no modelo BRAMS. Estes experimentos foram realizados com uma resolução horizontal de 20km e 32 níveis na vertical, com uma grade de 180 x 150 pontos, iniciados as 00 UTC do dia 22 de março de 2004 e integrado por 156 horas (ou seja, até as 12 UTC do dia 28 de março). As parametrizações da convecção úmida utilizadas foram: KUO com fechamento Convergência de Umidade na coluna, Grell com fechamento Grell, Grell com fechamento *Ensemble* e a Grell-3D com fechamento *Ensemble* (Grell e Freitas, 2013). Esses experimentos permitem

explorar o papel da mudança da intensidade e distribuição vertical da fonte de calor diabática associada à liberação de calor latente nas nuvens.

3.2.3.1.2. Efeito da parametrização da camada limite

O modelo BRAMS dispõe de quatro opções de parametrização de turbulência associada a processos secos, próximos da superfície. Nos experimentos da Seção 3.2.2.1.1 foi utilizada a primeira opção que é baseada na formulação de Smagorinsky (1963) para os coeficientes de difusão horizontal. Neste caso, a difusão vertical é parametrizada seguindo o esquema de Mellor e Yamada (1982) através da energia cinética turbulenta prognosticada pelo modelo.

Nos experimentos desta seção utilizou-se a opção de deformação anisotrópica, que também utiliza o esquema de Smagorinsky para o cálculo dos coeficientes horizontais e para os coeficientes verticais usa o análogo unidimensional deste esquema. Posteriormente, o coeficiente de deformação vertical foi reduzido para testar o efeito do confinamento do efeito da interação oceano atmosfera em camada mais próxima da superfície.

3.2.3.1.3. Efeito da resolução horizontal e vertical

Esta seção tem como objetivo explorar o impacto do aumento da resolução vertical e horizontal na evolução do ciclone. Segundo Veiga et al. (2008) existem indícios observacionais que levam a hipótese de uma conversão de energia cinética do campo básico para a perturbação associada ao Catarina com máxima intensidade na alta troposfera onde ocorre um jato. Portanto, o aumento da resolução vertical pode tornar mais realista a captura

do cisalhamento vertical do campo básico. Em adição, Bonatti et al. (2006) mostraram a necessidade de utilização de modelos de mesoescala com microfísica de nuvens e em alta resolução. Desta forma, foi aumentado o número de níveis na vertical para 48 (reduzindo a resolução vertical na alta troposfera de 1000m para 500m) e posteriormente a resolução horizontal para 8km para melhor capturar o efeito do cisalhamento horizontal do campo de vento. O aumento da resolução horizontal pode levar a inconsistências com as hipóteses básicas associadas às parametrizações da convecção úmida. Entretanto, a resolução de 8 km é marginalmente aceitável para as hipóteses de fechamento utilizadas no BRAMS (Freitas et al. 2009).

3.2.3.2. Assimilação de Dados

3.2.3.2.1. Assimilação dos dados do TRMM

Foram realizados experimentos para explorar o efeito da assimilação de estimativas de precipitação com dados provenientes do satélite TRMM, com resolução horizontal de 20 km, integrada da 00 UTC do dia 22 de março até as 12 UTC do dia 28 de março de 2004.

Karyampudi et al. (1998) investigaram como a assimilação de precipitação pode contribuir potencialmente para melhoria nos resultados das simulações de furacão. A inicialização física foi desenvolvida para aprimorar a previsão de tempo, principalmente na região tropical, onde a precipitação convectiva é continuamente observada. Neste procedimento de inicialização, taxas de precipitação observadas via satélite são assimiladas utilizando uma parametrização de convecção de cumulus inversa. As estimativas de precipitação fornecem uma representação espacial e temporal da precipitação

desde a mesoescala até a escala sinótica, tornando-se uma opção promissora para assimilação em modelos meteorológicos. Esse tipo de procedimento pode ser utilizado para corrigir o campo inicial do modelo, a posição e intensidade da precipitação ao longo da simulação e ainda fornecer informações sobre os oceanos, onde nenhuma forma direta de medida de precipitação está disponível.

Esta metodologia aplicada ao BRAMS (Orlandi et al., 2004) consiste em forçar o modelo a introduzir nas grades com resolução menor que a escala dos fenômenos convectivos a chuva não resolvida pelo modelo. No esquema utilizado, somente a precipitação não resolvida é necessária, enquanto que a estimativa via satélite fornece a taxa de precipitação total. Dessa forma, para obter a quantidade necessária é preciso subtrair a precipitação resolvida pelo modelo da estimativa em questão (Meneguzzo, et al., 2002). A assimilação é feita a partir da inversão do esquema de parametrização de convecção de cumulus do tipo Kuo e se divide em três partes (Nunes, 2002): parametrização inversa da convecção profunda; ajuste das variáveis; *nudging*.

Biazetto e Silva Dias (2012) assimilaram os dados de estimativas de precipitação do TRMM durante as campanhas do LBA (WETAMC and DRYtoWET-AMC), utilizando o esquema de inversão de Kuo do BRAMS. Os autores mostraram que ao assimilar estes dados há um impacto positivo nos resultados do modelo. As variáveis prognósticas do modelo foram influenciadas pela inclusão de dados externos, com a temperatura do ar e a umidade relativa apresentando as maiores reduções de erros quando a precipitação é corretamente assimilada, sendo em torno de 50% mais baixos que aqueles obtidos com a simulação sem a inclusão dos dados de precipitação.

Inversão de Kuo no BRAMS

Na inversão da parametrização Kuo, diferente do método direto, a precipitação convectiva não é um resultado do esquema, e sim um parâmetro de entrada. Ao se trabalhar com a assimilação de dados de precipitação seguem-se os seguintes procedimentos:

- ✓ é feita uma simulação de controle, onde todas as opções físicas e parametrizações podem ser utilizadas pelo usuário, exceto a assimilação de dados de precipitação. Para evitar possíveis instabilidades numéricas a parametrização de cumulus deve ser preferencialmente a de Kuo. Obtêm-se então a precipitação resolvida pelo modelo;
- ✓ um arquivo executável (compilado exclusivamente para fazer a inversão de cumulus) é então utilizado, tendo como primeira tarefa ler os dados da simulação de controle e da estimativa de precipitação. Após esta etapa, é determinada a precipitação convectiva que, ao exceder um determinado limiar (definido pelo usuário), é computada no modelo;
- ✓ no método direto, o suprimento de umidade da coluna é computado no modelo e o parâmetro b (Fritsch and Chappell, 1980) de Kuo define quanto deste suprimento vai precipitar e quanto continua na atmosfera. No método inverso, praticamente todas as etapas do método direto de Kuo são efetuadas, com a diferença que a precipitação convectiva já é conhecida. Sendo assim, esta precipitação passa a ser um dado de entrada e, juntamente com o ambiente criado a partir da simulação de

controle e o parâmetro b de Kuo, define-se o suprimento de umidade na atmosfera;

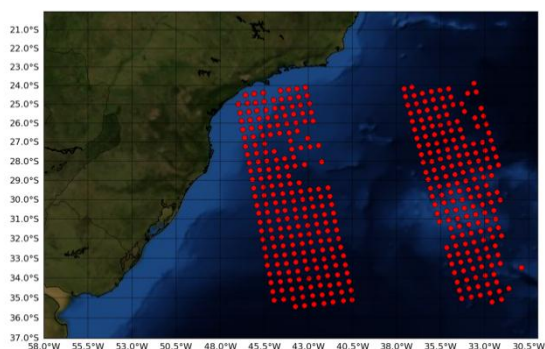
- ✓ são determinados os perfis de temperatura e umidade e conseqüentes tendências convectivas que, juntamente com a precipitação convectiva, são computados em um arquivo binário;
- ✓ é feita uma nova simulação, idêntica à simulação de controle, agora com assimilação dos dados grados anteriormente, que contêm a precipitação e as tendências convectivas. Esses dados são assimilados através de uma função de *nudging* e enquanto esta opção está ativada a mesma substitui integralmente qualquer parametrização de cumulus que esteja sendo utilizada. A precipitação convectiva do modelo passa a ser reflexo da estimativa de precipitação e as demais variáveis prognósticas são ajustadas a partir dos perfis de temperatura e umidade criados pelo método inverso de Kuo.

3.2.3.2.2. Assimilação de Dados do QuikScat

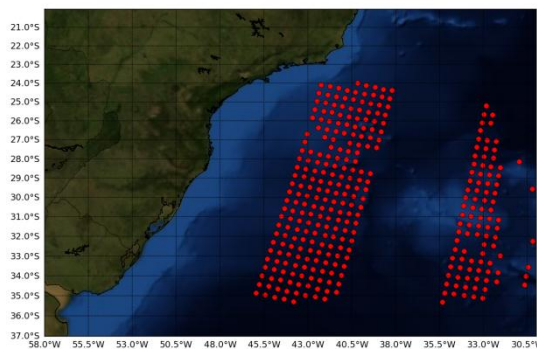
Diversos estudos mostraram que o *Four Dimensional Data Assimilation* (FDDA), em média, pode reduzir erros em aproximadamente 25 – 60%, dependendo dos casos (Stauffer and Seaman 1990; 1994; Seaman 1997; Fast 1995). Avolio et. al. (2011) apresentaram resultados preliminares de testes realizados com o esquema de assimilação de dados do RAMS, testando o uso de observações assinóticas disponíveis de um perfilador de vento, um SODAR e uma estação meteorológica. Os resultados desses autores mostraram que a assimilação de vento e temperatura, em toda simulação (assimilação de dados

contínua) e para uma janela de tempo de 12 horas (configuração de previsão), produz uma melhoria do desempenho do modelo

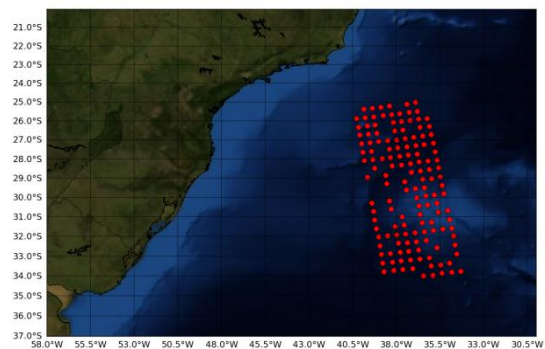
O conjunto de dados utilizado foi obtido junto ao Grupo de Assimilação de Dados do CPTEC/INPE com uma resolução espacial de 50 km. Os dados de ventos do QuikScat foram inseridos como observações de superfície, sendo considerada uma observação para cada ponto de grade. Para que o BRAMS pudesse ler os dados do QuikScat o primeiro passo foi converter os mesmos para o formato RALPH2 (formato de leitura do BRAMS - <http://www.atmet.com/html/docs/data/ralph2.pdf>). A Figura 3.2 apresenta a localização dos pontos de observação do QuikScat utilizados em cada horário.



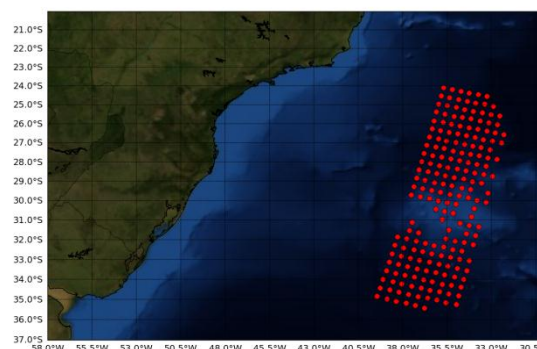
06 UTC - 22mar2004



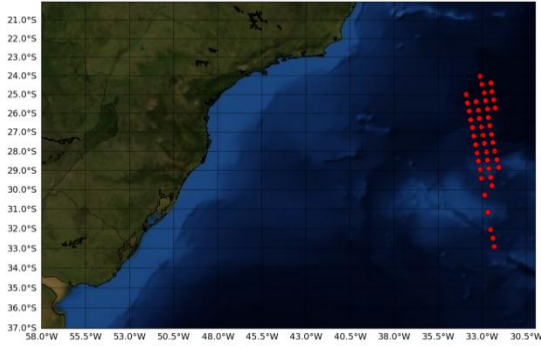
18 UTC - 22mar2004



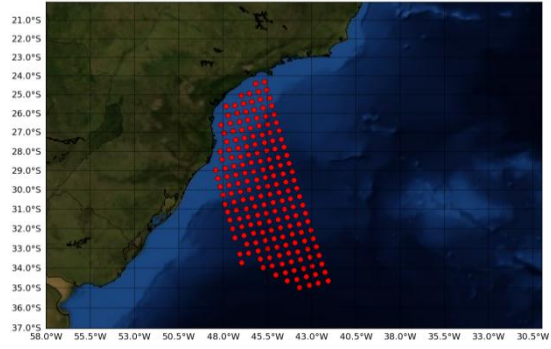
06 UTC - 23mar2004



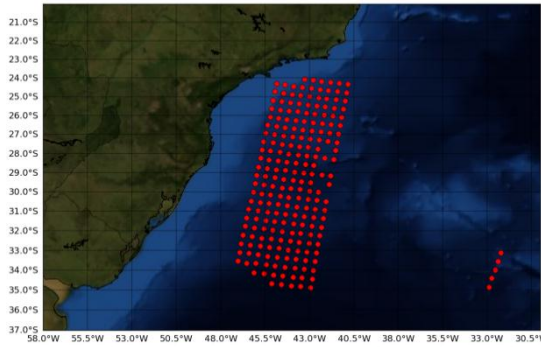
18 UTC - 23mar2004



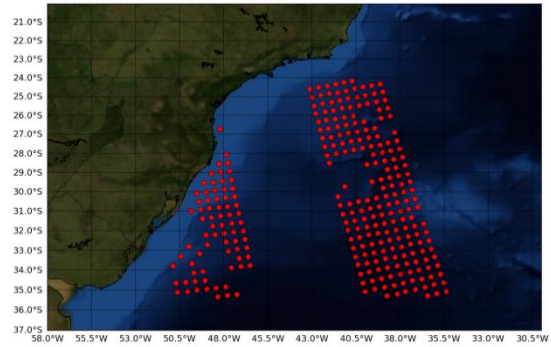
06 UTC - 24mar2004



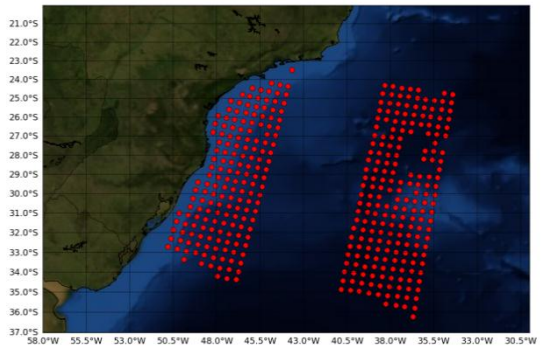
12 UTC - 24mar2004



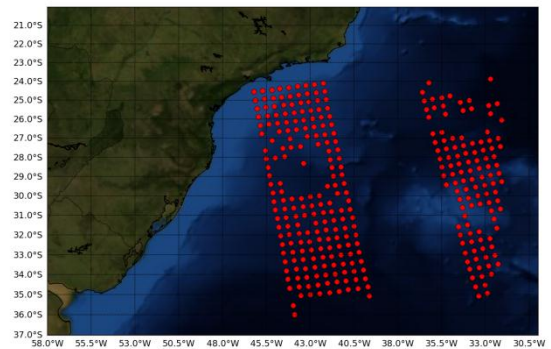
18 UTC - 24mar2004



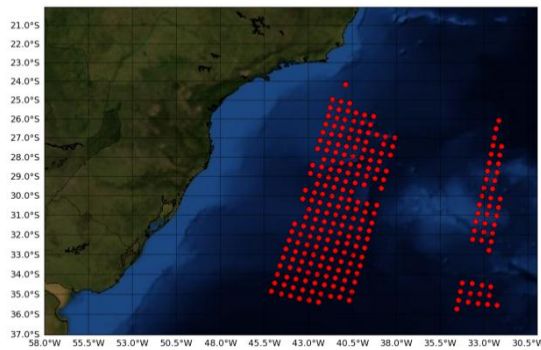
12 UTC - 25mar2004



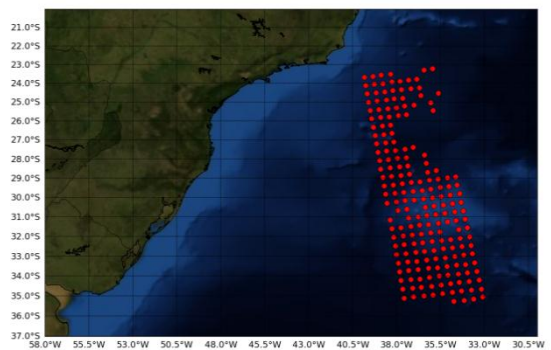
18 UTC - 25mar2004



06 UTC - 26mar2004



18 UTC - 26mar2004



06 UTC - 27mar2004

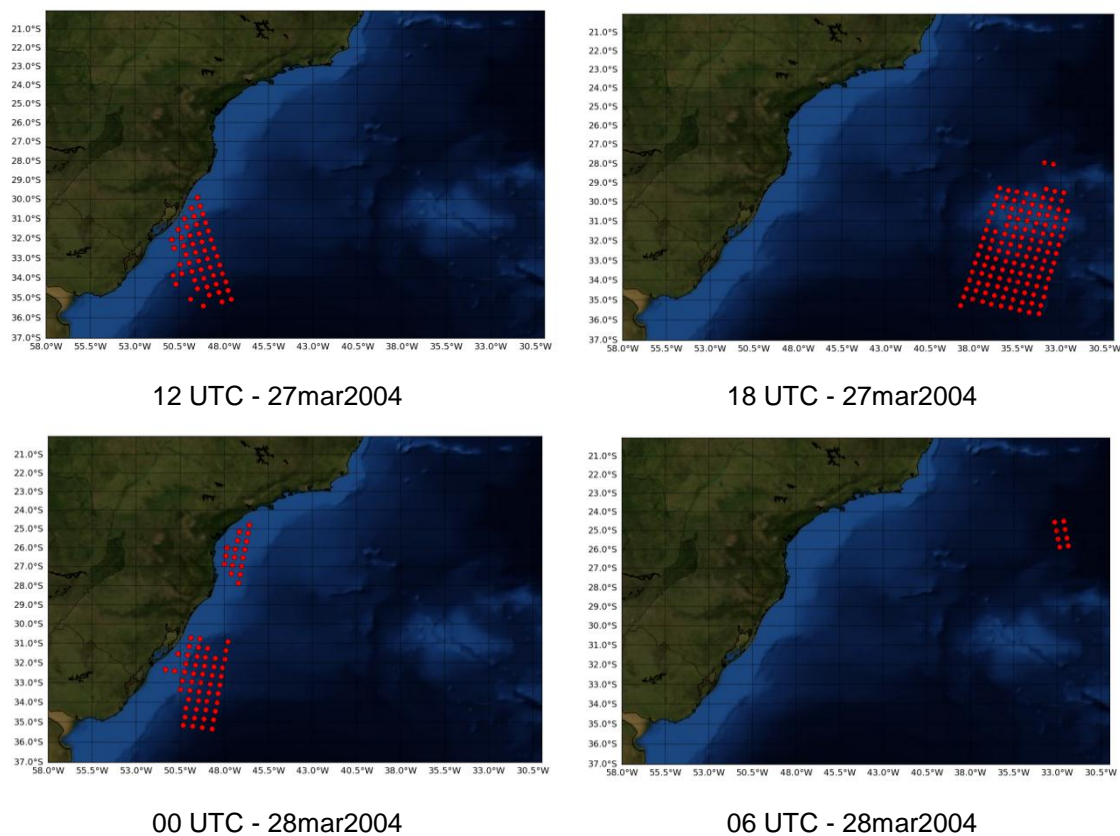


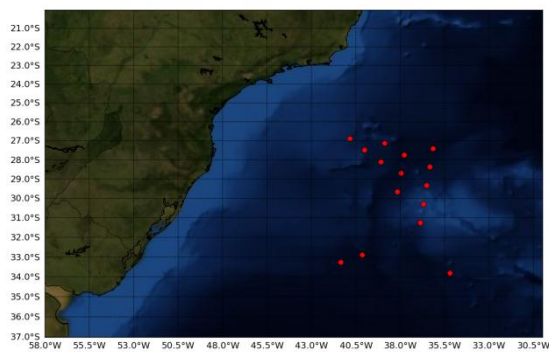
Figura 3.2 Localização dos pontos utilizados no processo de assimilação de dados do QuikScat.

De posse dos dados de vento do QuikScat foi realizado um experimento com o uso do sistema de assimilação de dados ODA disponível no BRAMS, com inserção dos dados de vento nos horários aproximados de passagem na região de estudo nos horários disponíveis, conforme apresentado na Figura 3.2. A parametrização de cumulus utilizada foi a de Grell com fechamento *Ensemble* e microfísica de nuvens ativada.

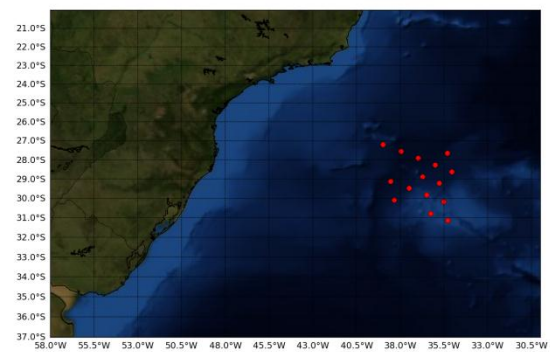
3.2.3.2.3. Assimilação de Dados do AIRS

Os perfis de temperatura e umidade recuperados pelo AIRS foram convertidos para o formato de entrada de dados no BRAMS (RALPH2 - <http://www.atmet.com/html/docs/data/ralph2.pdf>) para então serem assimilados

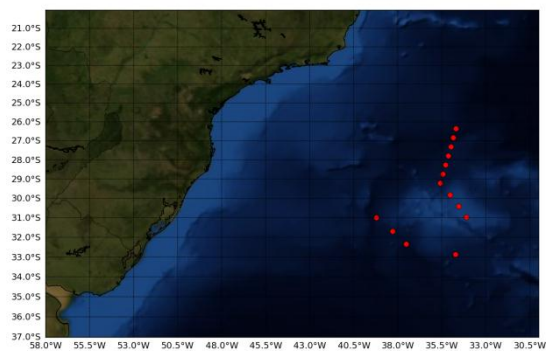
pelelo BRAMS. Os dados foram organizados em arquivos a cada 6 horas. No entanto, na área de interesse (trajetória do Catarina) só há dados disponíveis próximo aos horários das 06 UTC e 18 UTC. Em virtude de limitação do modelo foram assimilados apenas 15 pontos em cada horário, com a localização variando de acordo com a passagem do satélite e trajetória do sistema. A Figura 3.3 mostra a localização dos pontos utilizados para assimilação.



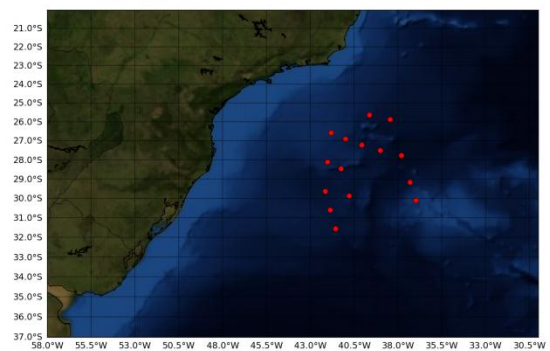
06 UTC - 22mar2004



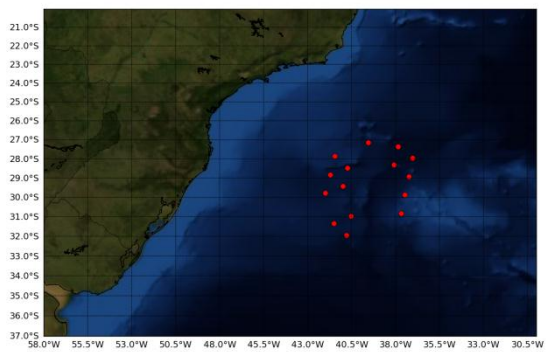
18 UTC - 22mar2004



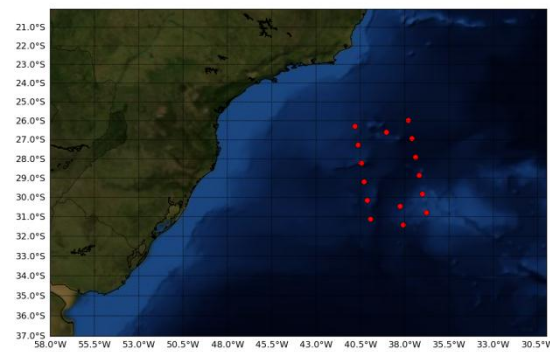
06 UTC - 23mar2004



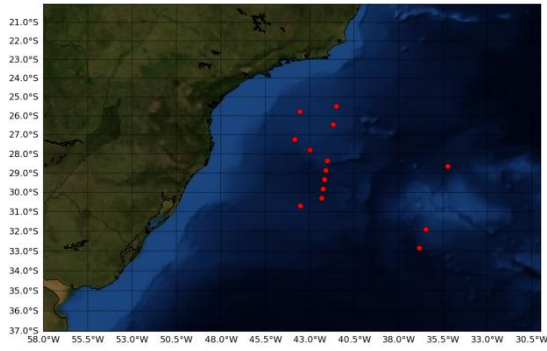
18 UTC - 23mar2004



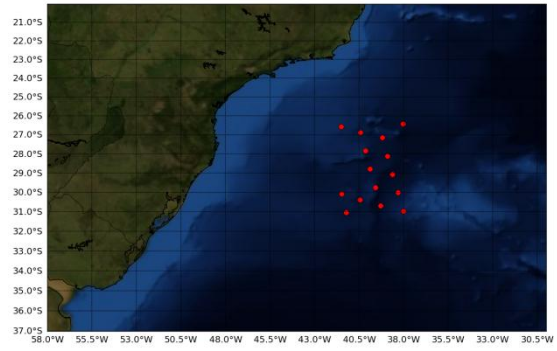
06 UTC - 24mar2004



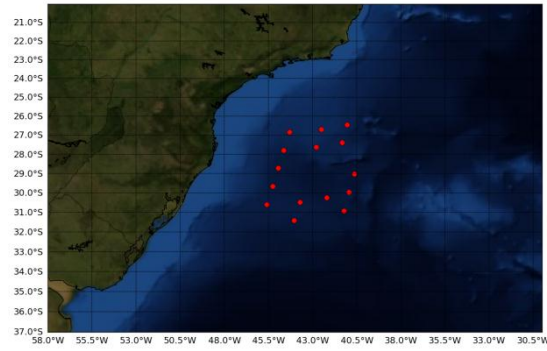
18 UTC - 24mar2004



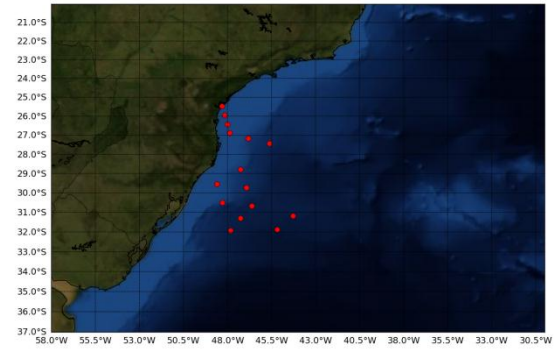
06 UTC - 25mar2004



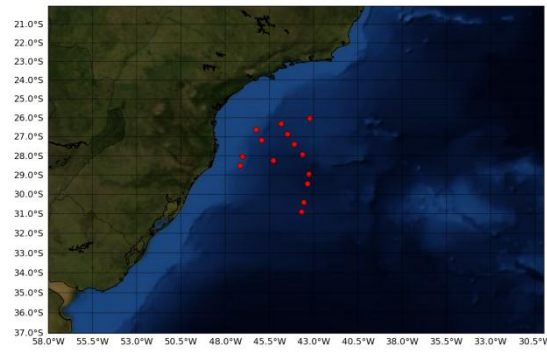
18 UTC - 25mar2004



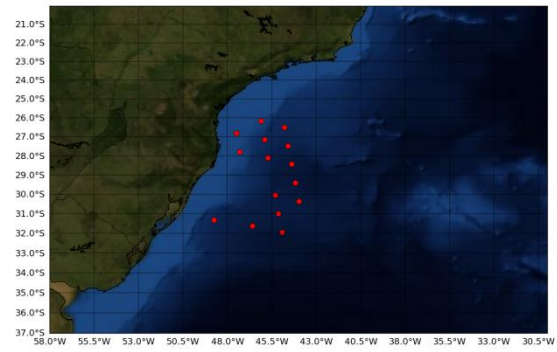
06 UTC - 26mar2004



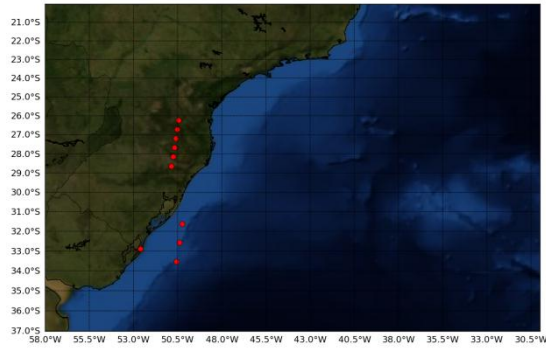
18 UTC - 26mar2004



06 UTC - 27mar2004



18 UTC - 27mar2004



06 UTC - 28mar2004

Figura 3.3 Distribuição dos pontos utilizadas em cada horário.

4. RESULTADOS

4.1. Efeito da parametrização da convecção úmida

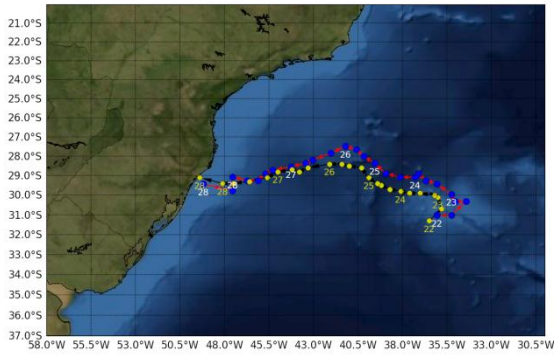
Os experimentos realizados nesta seção tiveram como objetivo avaliar o impacto da convecção úmida na representação da trajetória e intensidade do Catarina. Vale ressaltar que as primeiras 12 horas de integração foram retiradas das análises em virtude do processo de ajuste dinâmico do modelo ao fato de a condição inicial, proveniente da análise do FNL provir de um sistema de assimilação de dados baseado num modelo diferente do que é utilizado neste estudo.

A Figura 4.1 apresenta as trajetórias do ciclone reproduzidas pelo modelo BRAMS (pontos em azul) para cada esquema de convecção úmida utilizado juntamente com a trajetória observada, determinada pelo algoritmo de rastreamento da Universidade de Melbourne (Pezza e Simmonds, 2005) na coluna à esquerda. A posição do ciclone foi calculada baseada na Pressão Reduzida ao Nível Médio do Mar (PNMM) derivada dos dados de alta resolução ($0,5^\circ \times 0,5^\circ$) do modelo operacional do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). Na coluna à direita, os gráficos apresentam a PNMM mínima e vento máximo do ciclone para os diferentes tipos de parametrização e fechamento utilizados. Observando as trajetórias (Figura 4.1, coluna à esquerda) nota-se que em todos os casos o modelo reproduziu bem a trajetória do sistema quando comparado ao observado, no entanto o modelo apresenta um pequeno deslocamento para norte, sendo mais evidente com a parametrização de KUO (Figura 4.1a) e no dia 22 com a opção Grell-3D (Figura 4.1g). Além disso, o modelo apresenta uma defasagem no

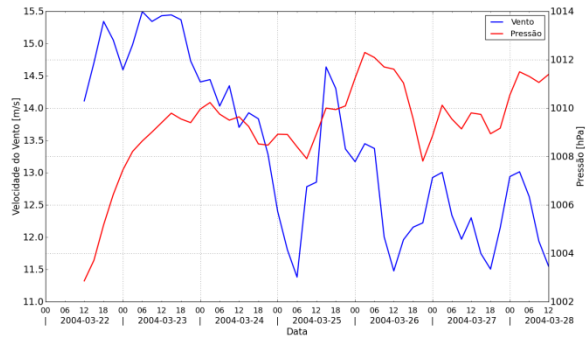
deslocamento do sistema em todos os casos. O experimento com a parametrização de Grell e fechamento Grell (Figura 4.1b) foi a que, de modo geral, apresentou uma melhor trajetória do ciclone, com ressalva no dia 28 às 12 UTC, quando o ciclone atingiu o continente um pouco mais ao sul da posição observada.

Analisando os gráficos de PNMM mínima e vento máximo do sistema (Figura 4.1, coluna à direita) observa-se que em todos os casos a pressão mínima ocorre no início da integração e apresentando uma redução na intensidade do sistema já nas primeiras horas. Apesar da redução da intensidade, destaca-se a intensificação as 09 UTC do dia 25 e 21 UTC do dia 26 com redução da PNMM em todos os casos, com valor mínimo de aproximadamente 1004 hPa, com a parametrização de Grell com fechamento *Ensemble* (Figura 4.1f). O vento máximo mais intenso ocorreu durante o dia 23 de março, reduzindo logo em seguida, com novos picos secundários podem ser observados nos dias 26 e 28, exceto com a opção Grell-3D (Figura 4.1h).

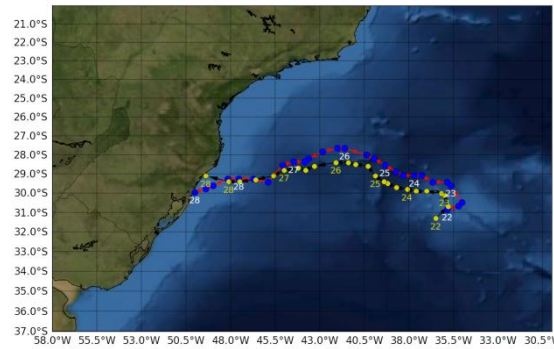
De modo geral, a opção Grell com fechamento *Ensemble* (Figura 4.1f) foi a que apresentou pressões mais baixas e ventos mais intensos.



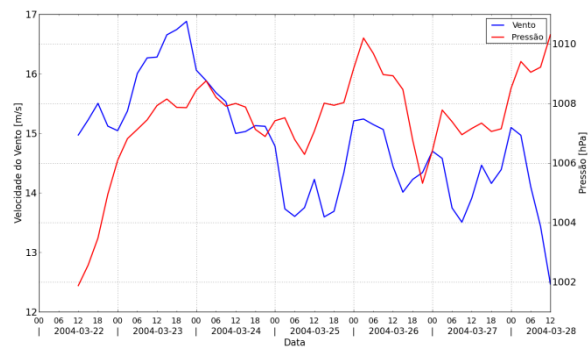
(a)



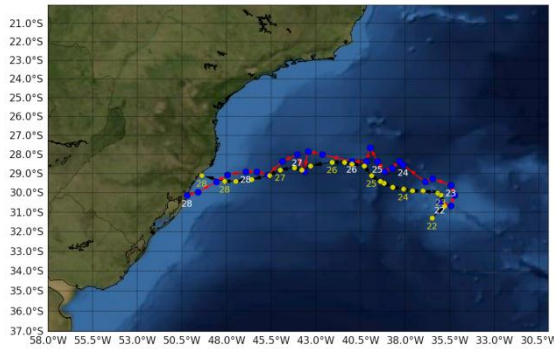
(b)



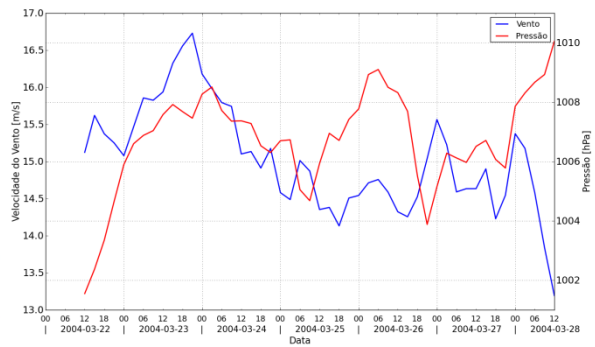
(c)



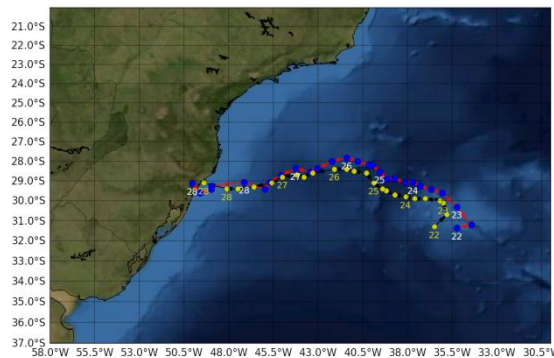
(d)



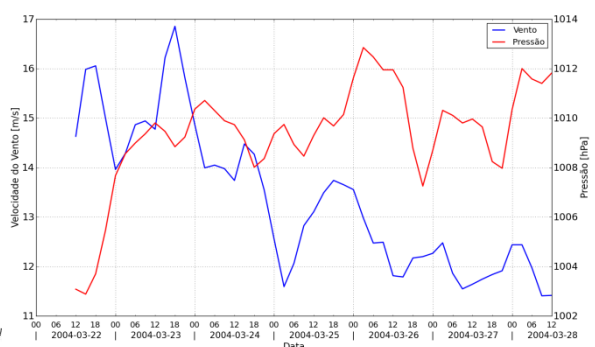
(e)



(f)



(g)



(h)

Figura 4.1 Trajetória do ciclone (coluna à esquerda) e pressão reduzida ao nível médio do mar mínima e o vento máximo (coluna à direita) com as parametrizações convectivas (a, b) Kuo com fechamento Convergência de Umidade, (c, d) Grell com fechamento Grell, (e, f) Grell com fechamento Ensemble e (g,h) a versão Grell – 3D

(Saulo Freitas). As trajetórias com bolinhas azuis representam o modelo e as bolinhas amarelas representam o observado obtido com o algoritmo de rastreamento da Universidade de Melbourne, cedidos pelo Dr. Alexandre Pezza.

Como a intensificação de ciclones subtropicais cuja energética é fortemente dependente da fonte de calor, foram calculados os perfis médios na área do ciclone da fonte aparente de calor Q_1 e sumidouro de umidade Q_2 (Figura 4.2), segundo a metodologia descrita por Yanai et al. (1973). Houze (1982) em um estudo que separou os perfis de Q_1 em componentes convectiva e estratiforme mostrou que a região convectiva tem Q_1 positivo na maior parte da troposfera com pico de aquecimento na média e baixa troposfera. Por outro lado, as regiões estratiformes apresentam Q_1 positivo acima do nível de 0°C e valores negativos abaixo. Perfis de Q_2 se comportam da mesma maneira, ou seja, apresentam Q_2 positivo com um pico de secagem na baixa troposfera em regiões convectivas, enquanto que, regiões estratiformes possuem Q_2 positivo na alta troposfera e Q_2 negativo na baixa troposfera (Johnson, 1984).

Do ponto de vista teórico, uma análise da equação da tendência com o termo de liberação de calor latente (Silva Dias et al. 2007), a queda de pressão na baixa troposfera depende essencialmente da variação vertical da fonte de calor ou seja, $\partial Q_1/\partial p$. Portanto, para que haja intensificação do ciclone em baixos níveis é preciso que o máximo aquecimento ocorra mais próximo da superfície ou que haja grande intensificação do aquecimento à medida que p diminui.

A Figura 4.2 apresenta os perfis médios na área do ciclone para Q_1 (coluna à esquerda) e Q_2 (coluna à direita) calculado das 12 UTC do dia 22 de março até às 12 UTC do dia 28 de março. Analisando o perfil de aquecimento,

observa-se que os experimentos com os esquemas de convecção úmida de KUO (Figura 4.2a) e Grell-3D (Figura 4.2g) apresentam baixas taxas de aquecimento, com destaque para o dia 26 que apresentam os valores mais significativos na baixa troposfera. Os experimentos com Grell-fechamento Grell (Figura 4.2c) e Grell-fechamento *Ensemble* (Figura 4.2e) apresentam taxas de aquecimento em praticamente toda troposfera com valores máximos a partir do dia 26 de março, quando o ciclone já era considerado um furacão, um perfil padrão de regiões convectivas.

O perfil de Q_1 com a parametrização Grell com fechamento Grell e *Ensemble* (figuras 4.2c e 4.2e, respectivamente) apresentam resultados semelhantes na troposfera até cerca de 250hPa. Ambos apresentam um pico de aquecimento na baixa troposfera, em cerca de 900hPa, proveniente principalmente do aquecimento produzido pela parametrização da microfísica que produziu saturação numa camada próxima o nível de condensação por levantamento. Acima dos 900 hPa, passa a atuar de forma mais evidente a parametrização da convecção cúmulos e o pico do aquecimento ocorre em cerca de 600 hPa, principalmente nos dias 26 e 27 de março. O máximo aquecimento em 900 hPa é observado principalmente na fase inicial da simulação, período em que ocorrem a máxima diminuição da pressão na superfície. A seguir, as maiores tendências negativas de pressão ocorrem 26 e 27, quando o Q_1 também atinge valores mais altos em torno de 900 hPa. A parametrização de Kuo (Figura 4.2a), além de reduzir a taxa de aquecimento Q_1 , não sustenta valores altos do aquecimento na baixa troposfera na fase final da simulação, o que inibe a tendência negativa da pressão na superfície. A parametrização Grell 3D (Figura 4.2g) também removeu muita umidade dos

baixos níveis, diminuindo o aquecimento produzido pela microfísica de nuvens (ou seja, nuvens quentes, estratiformes) e produziu taxas de aquecimento com pico mais alto nos dias 26 e 27, levando a pouca intensificação do sistema.

Bonatti et al. (2006), que determinaram Q_1 e Q_2 baseado em análise operacionais do NCEP, encontram taxas de aquecimento confinadas abaixo de 200hPa no dia 26 de março, concordando com os resultados apresentados aqui. Nota-se ainda, na Figura 10e, dois níveis de resfriamento em 200 hPa e 100 hPa com uma região Q_1 positivo em aproximadamente 150 hPa.

Nos perfis de sumidouro de umidade (coluna à direita) observa-se uma similaridade entre os casos com o esquema de Kuo e Grell-3D (Figura 4.2b e 4.2h, respectivamente) com valores de Q_2 negativos na baixa troposfera, que segundo Johnson (1984) um padrão de regiões estratiformes, no entanto, não há valores positivos significativos na alta troposfera. Esse resultado indica que o desentranhamento de umidade com as parametrizações Kuo e Grell 3D é muito reduzido, o que torna o ambiente menos úmido e portanto desfavorável para o crescimento da convecção profunda. Com as opções de Grell-fechamento Grell (Figura 4.2d) e Grell-fechamento *Ensemble* (Figura 4.2f) há um pico de secagem na baixa troposfera, confirmando uma característica de regiões convectivas e a umidificação da baixa troposfera se estende até cerca de 500 hPa favorecendo o crescimento das nuvens convectivas que ficam bem representadas pelo máximo aquecimento indicado pelos perfis verticais de Q_1 .

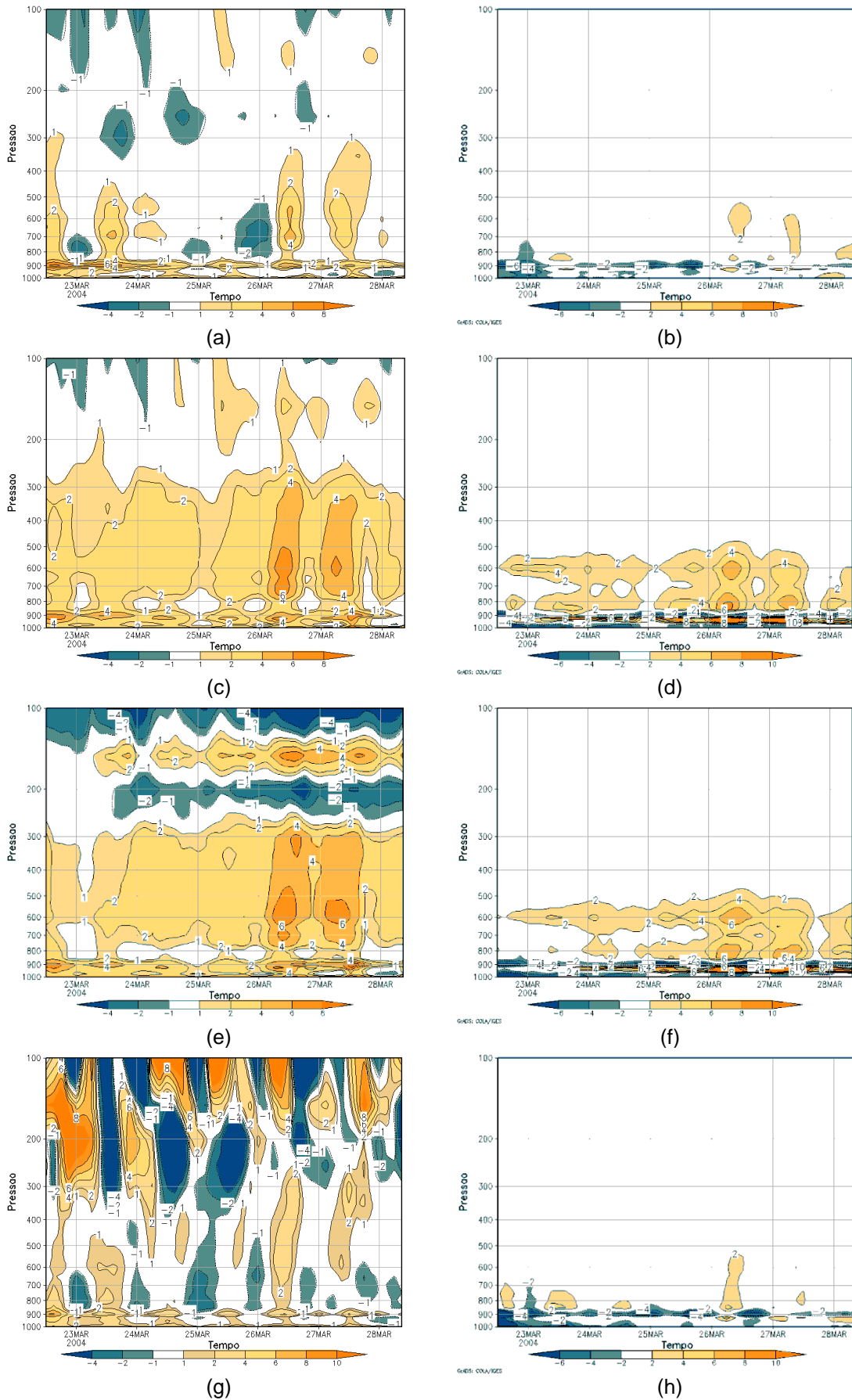


Figura 4.2 Perfil vertical médio de (coluna à esquerda) Q1 e (coluna à direita) Q2 na área do sistema com as parametrizações convectivas, das 12 UTC do dia 22 até as 12

UTC do dia 28 de março de 2004 (a, b) Kuo com fechamento Convergência de Umidade , (c, d) Grell com fechamento Grell, (e, f) Grell com fechamento Ensemble e (g, h) a versão Grell – 3D (Saulo Freitas).

A Figura 4.3 apresenta os campos de vento para o dia 28 de março de 2004 as 00 UTC. Este horário foi escolhido devido à entrada do sistema no continente. Observa-se que na opção com a parametrização Grell-3D (Grell com fechamento Grell), os ventos apresentam menor (maior) intensidade que as demais opções, o que é consistente com a discussão acima referente ao perfil vertical de Q_1 .

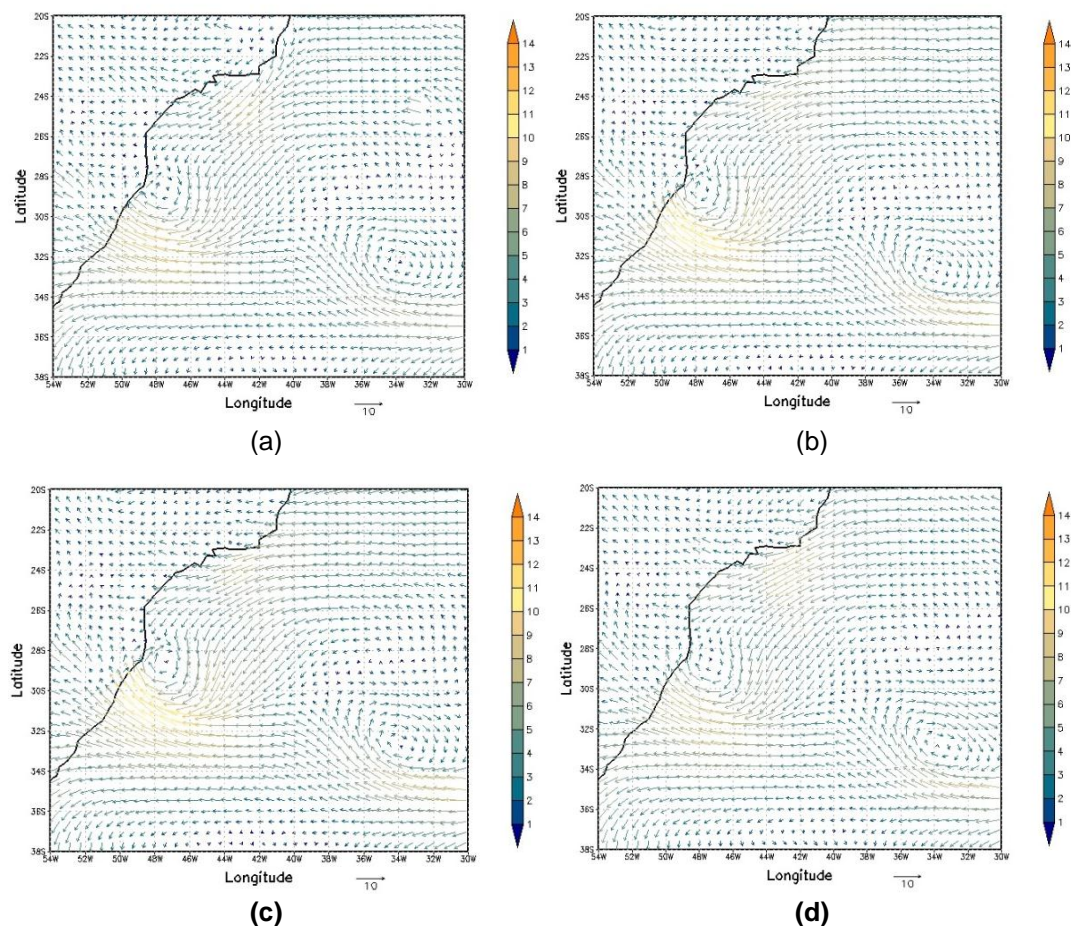


Figura 4.3 Vento a 10m no dia 28/04/2004 as 00 UTC (a) Kuo com fechamento Convergência de Umidade, (b) Grell com fechamento Grell, (c) Grell com fechamento Ensemble e (d) a versão Grell – 3D (Saulo Freitas).

Os campos de precipitação acumulada das 12 UTC do dia 22 de março até as 12 UTC do dia 28 totais e separadas em convectiva e a resolvida na escala da grade (microfísica) são apresentadas na Figura 4.4. Em todos os casos praticamente toda a precipitação acumulada na área do sistema é de origem convectiva. A precipitação da microfísica de nuvens concentra-se na região da banda frontal, confirmando os resultados apresentadas nos perfis de Q_1 e Q_2 (Figura 4.4).

Em uma análise comparativa entre os experimentos, nota-se claramente que no caso que utiliza a parametrização de Grell-3D (Figuras 4.4j,k,l) a precipitação ocorreu em níveis mais baixos, seguida pelo experimento com a parametrização Kuo-MC (Figuras 4.4a,b,e). Os casos com maior precipitação são os que utilizaram a parametrização Grell, independente do tipo de fechamento. No entanto, o fechamento *Ensemble* (Figuras 4.4g,h,i) apresenta um leve aumento na precipitação na banda frontal ao norte do ciclone.

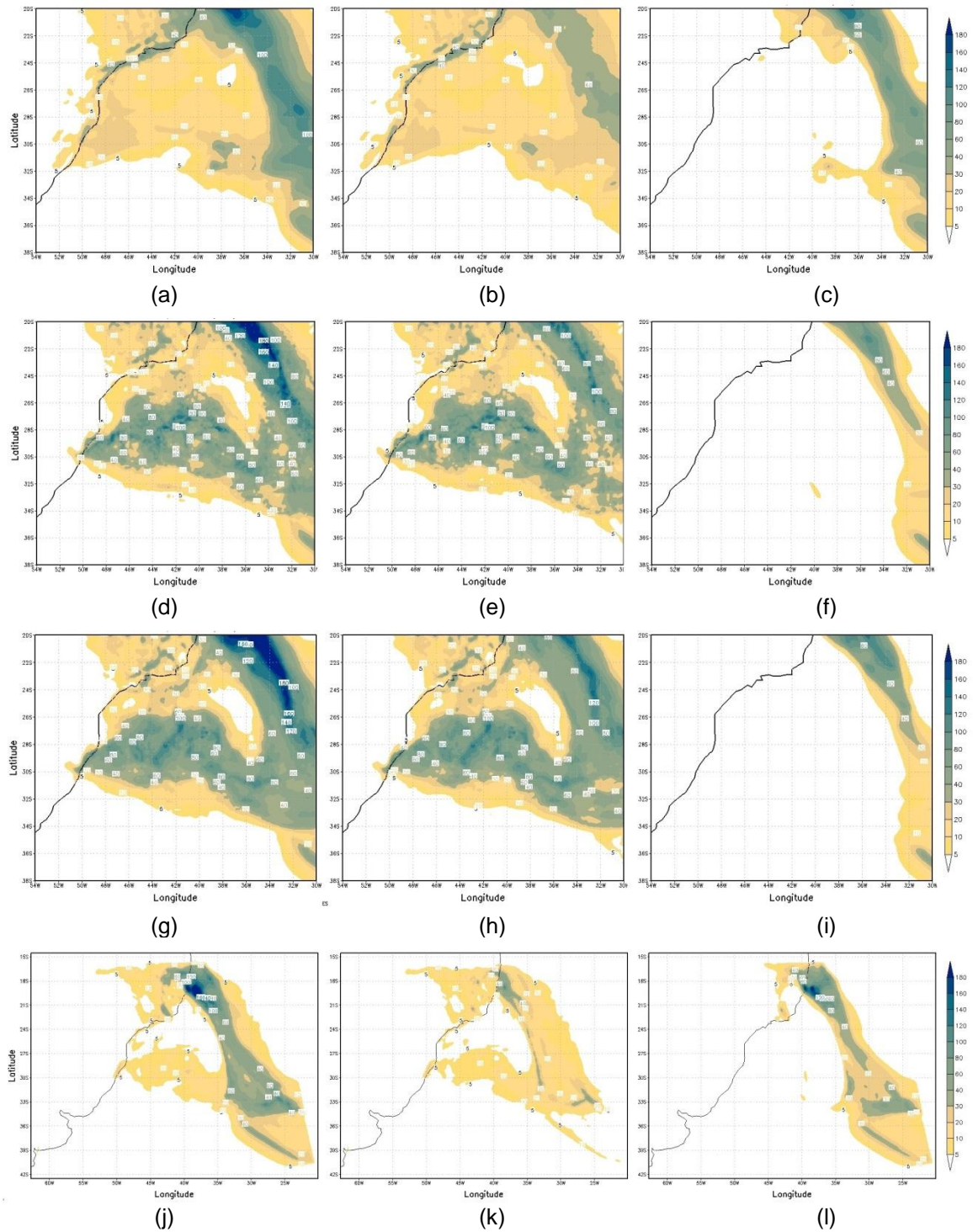


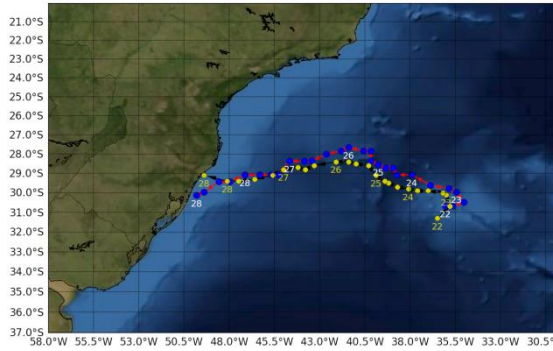
Figura 4.4 Precipitação acumulada total (a) Kuo com fechamento Convergência de Umidade (d) Grell com fechamento Grell, (g) Grell com fechamento Ensemble e (j) a versão Grell – 3D (Saulo Freitas). Precipitação convectiva acumulada (b) Kuo com fechamento Convergência de Umidade, (e) Grell com fechamento Grell, (h) Grell com fechamento Ensemble e (k) a versão Grell – 3D (Saulo Freitas). Precipitação microfísica acumulada (c) Kuo com fechamento Convergência de Umidade, (f) Grell com fechamento Grell, (i) Grell com fechamento Ensemble e (l) versão Grell – 3D (Saulo Freitas).

4.2. Efeito da parametrização da camada limite

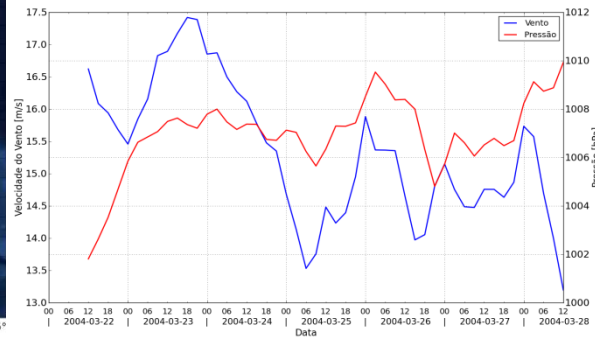
Para analisar o impacto da opção de parametrização turbulenta seca na camada limite planetária, o esquema utilizado no BRAMS foi alterado de Mellor-Yamada para Deformação Anisotrópica. O teste da opção da parametrização dos transportes de calor, umidade e momentum por turbulência seca próximo à superfície tem como objetivo principal avaliar a sensibilidade do processo de interação ar-mar na dinâmica de evolução do ciclone, dado que a troca de calor em superfície tem papel fundamental da intensificação de ciclones (Emanuel, 1986). Em virtude dos resultados apresentados na seção anterior, apenas as parametrizações com melhor resultado serão utilizadas no teste referente ao papel da parametrização da turbulência seca, ou seja, parametrização Grell com fechamentos Grell e *Ensemble* (Figuras 4.5a,b e 4.5e,f, respectivamente). Em um segundo momento o coeficiente de deformação vertical foi reduzido (Figuras 4.5c,d e 4.5g,h) para estudar o efeito do confinamento vertical da camada limite.

A trajetória do ciclone apresenta melhor concordância com a observada ao ativar a parametrização baseada na deformação anisotrópica (Figura 4.5, coluna à esquerda), destacando-se a opção com fechamento *Ensemble* que também apresentou uma redução na defasagem de deslocamento apresentada na Figura 4.5g. Entretanto, permanece o desvio da trajetória do centro do ciclone para norte dias 25 e 26 (Figura 4.5g). Em termos de PNMM e vento máximo observa-se que em todos os casos há uma leve redução na PNMM mínima no centro do sistema e intensificação do vento máximo com a difusão anisotrópica (Figuras 4.5b, 4.5f). Com o coeficiente de difusão vertical reduzido,

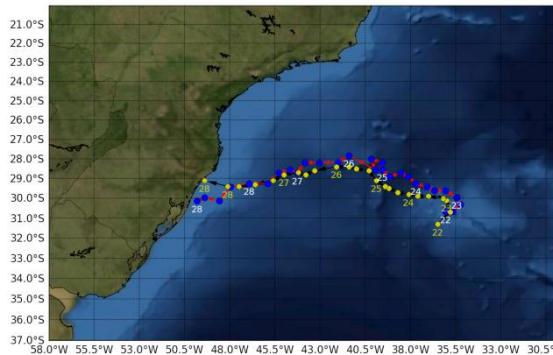
o impacto no abaixamento da PNMM e aumento dos ventos são observados apenas em alguns horários (Figuras 4.5a, 4.5h). Do ponto de vista físico, ao diminuir a difusão vertical, houve aumento da temperatura e umidade próximo à superfície, o que pode levar a uma maior instabilização da atmosfera, aumentando a liberação de calor latente devido a convecção úmida.



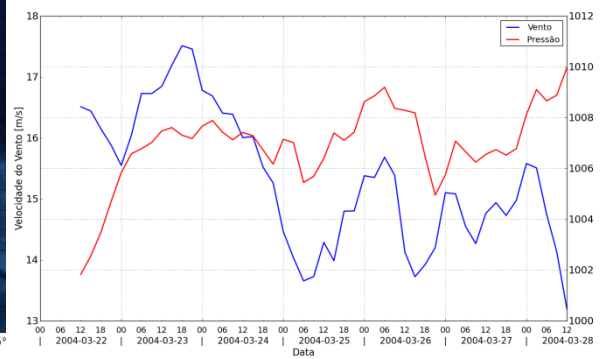
(a)



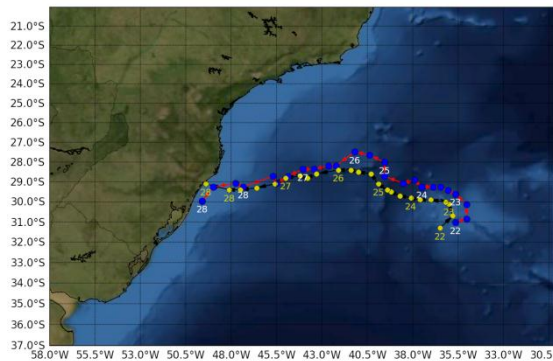
(b)



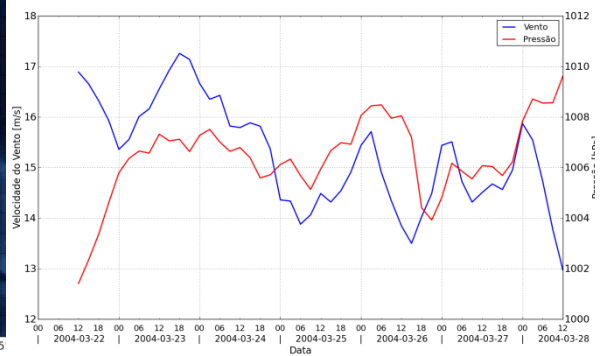
(c)



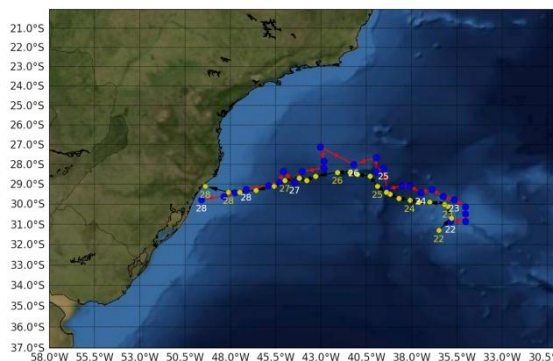
(d)



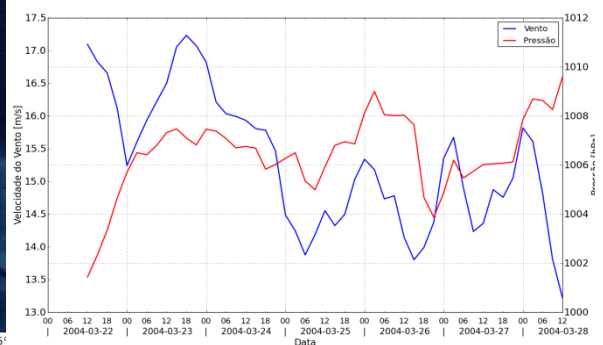
(e)



(f)



(g)

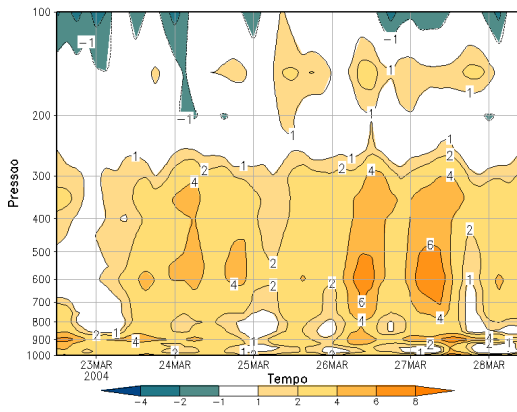


(h)

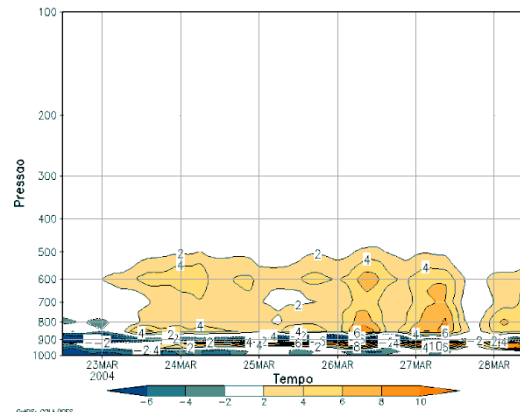
Figura 4.5 Como na Figura 4.1, mas com a deformação anisotrópica (a, b) Grell – fechamento Grell, (c, d) Grell – fechamento Grell com coeficiente vertical reduzido, (e, f) Grell – fechamento Ensemble e (g, h) Grell – fechamento Ensemble com coeficiente vertical reduzido.

Os perfis médios na área do ciclone para Q_1 (coluna à esquerda) e Q_2 (coluna à direita) calculado das 12 UTC do dia 22 de março até as 12 UTC do dia 28 de março são apresentados na Figura 4.6. Os perfis da fonte aparente de calor (Figura 4.6, coluna à esquerda), de modo geral, permanecem com o padrão apresentado na seção anterior, contudo, nota-se um aumento da taxa de aquecimento em alguns dias (dias 23, 24, 27 e 28), confirmado no perfil de diferença (Figura 4.7a e 4.7c). Vale ressaltar, que os experimentos tanto com fechamento Grell como com *Ensemble* sem a redução do coeficiente de difusão (Figuras 4.6a e 4.6e, respectivamente) apresentaram taxas de aquecimento levemente maiores nos primeiros dias.

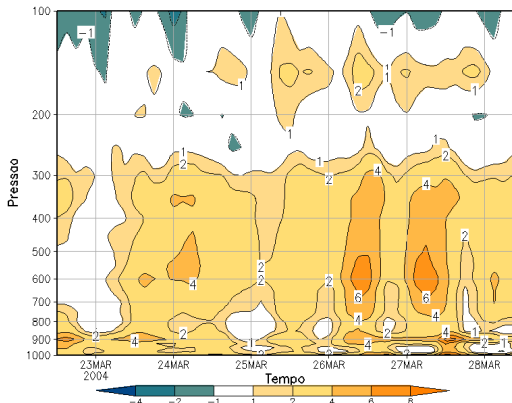
Por outro lado os perfis de sumidouro de umidade (Figura 4.6, coluna à direita) mostram uma mudança clara quando comparados aos resultados apresentados na seção anterior, principalmente na baixa troposfera, onde se observa uma camada úmida, mais profunda nas primeiras horas de integração, levemente mais intensa com a opção com fechamento *Ensemble* e coeficiente de difusão reduzido (Figura 4.6h, 4.7b, 4.7d). Além disso, destaca-se uma intensificação da secagem na baixa troposfera no dia 23.



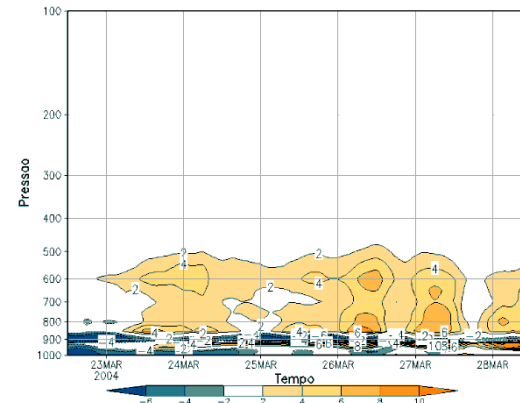
(a)



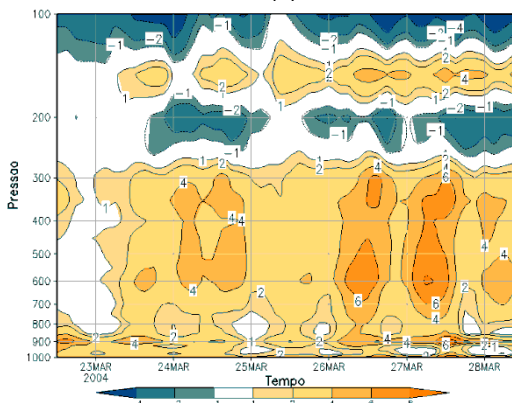
(b)



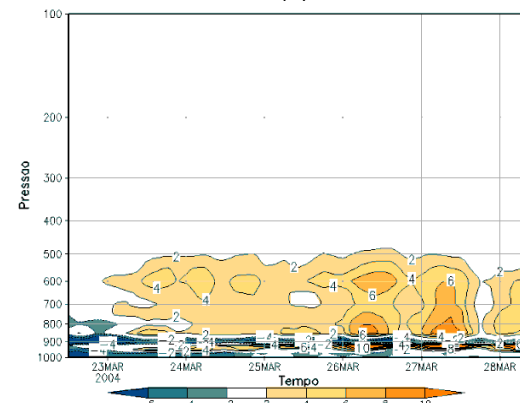
(c)



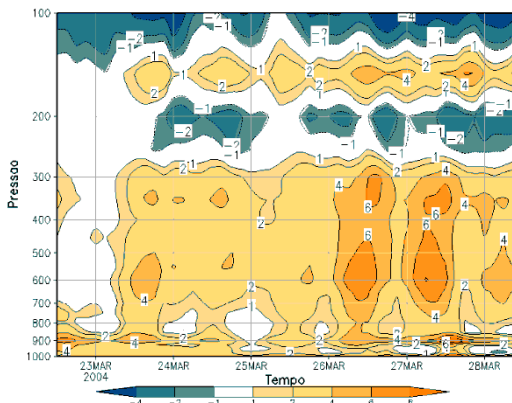
(d)



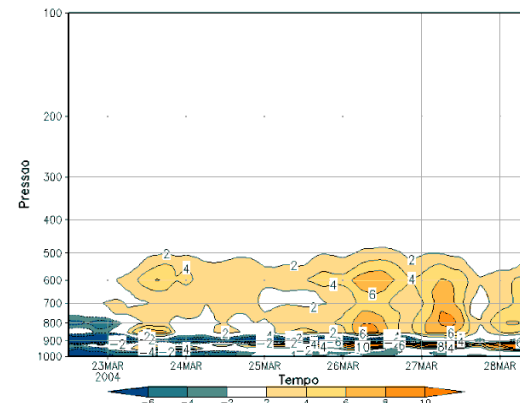
(e)



(f)



(g)



(h)

Figura 4.6 Como na Figura 4.2, mas com a deformação anisotrópica (a, b) Grell – fechamento Grell, (c, d) Grell – fechamento Grell com coeficiente vertical reduzido, (e,

f) Grell – fechamento Ensemble e (g, h) Grell – fechamento Ensemble com coeficiente vertical reduzido.

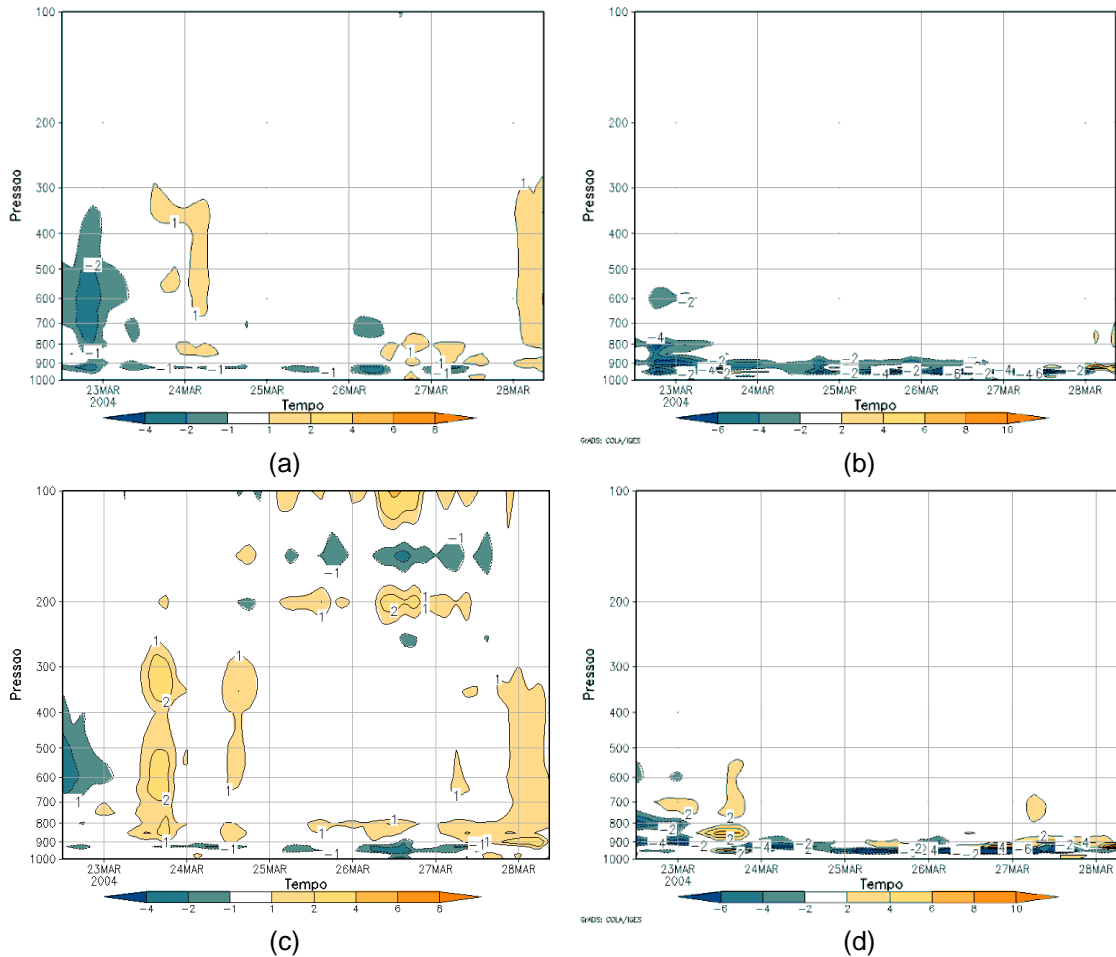


Figura 4.7 Diferença entre os perfis de Q1 (coluna à esquerda) e Q2 (coluna à direita), com o coeficiente de deformação vertical 0,35 e 0,15 com: Grell-fechamento Grell (a, b) e Grell-fechamento Ensemble (c, d).

A Figura 4.8 apresenta os campos de vento a 10 metros no dia 28 de março as 00 UTC. Os campos de vento neste horário apresentam uma leve intensificação dos ventos ao reduzir o coeficiente de deformação vertical, principalmente com o fechamento *Ensemble* (Figura 4.8d).

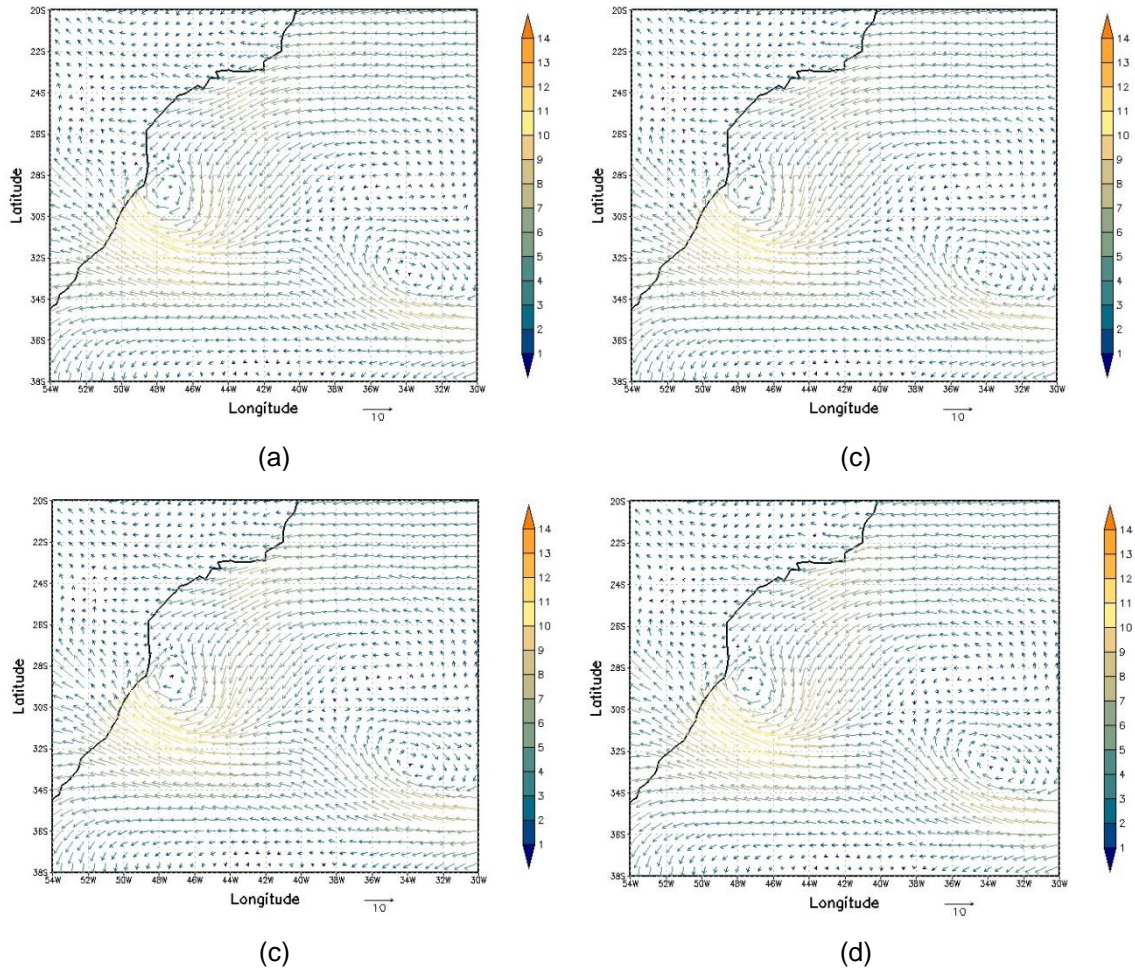


Figura 4.8 Vento a 10m com opção de Deformação Anisotrópica (a) Grell – fechamento Grell (b) Grell – fechamento Grell com coeficiente vertical reduzido, (c) Grell – fechamento Ensemble e (d) Grell – fechamento Ensemble com coeficiente vertical reduzido.

Os campos de precipitação total acumulada (coluna à esquerda) e particionada em convectiva (coluna central) e microfísica (coluna à direita) são apresentados na Figura 4.9. Comparando estes campos com os experimentos mostrados na seção anterior (Figura 4.10) percebe-se que há uma intensificação no campo de precipitação e que a chuva na área do sistema ainda é convectiva, sendo que neste caso apresenta-se uma pequena contribuição da precipitação produzida pela microfísica de nuvens (Figuras 4.9 e 4.10, colunas à direita).

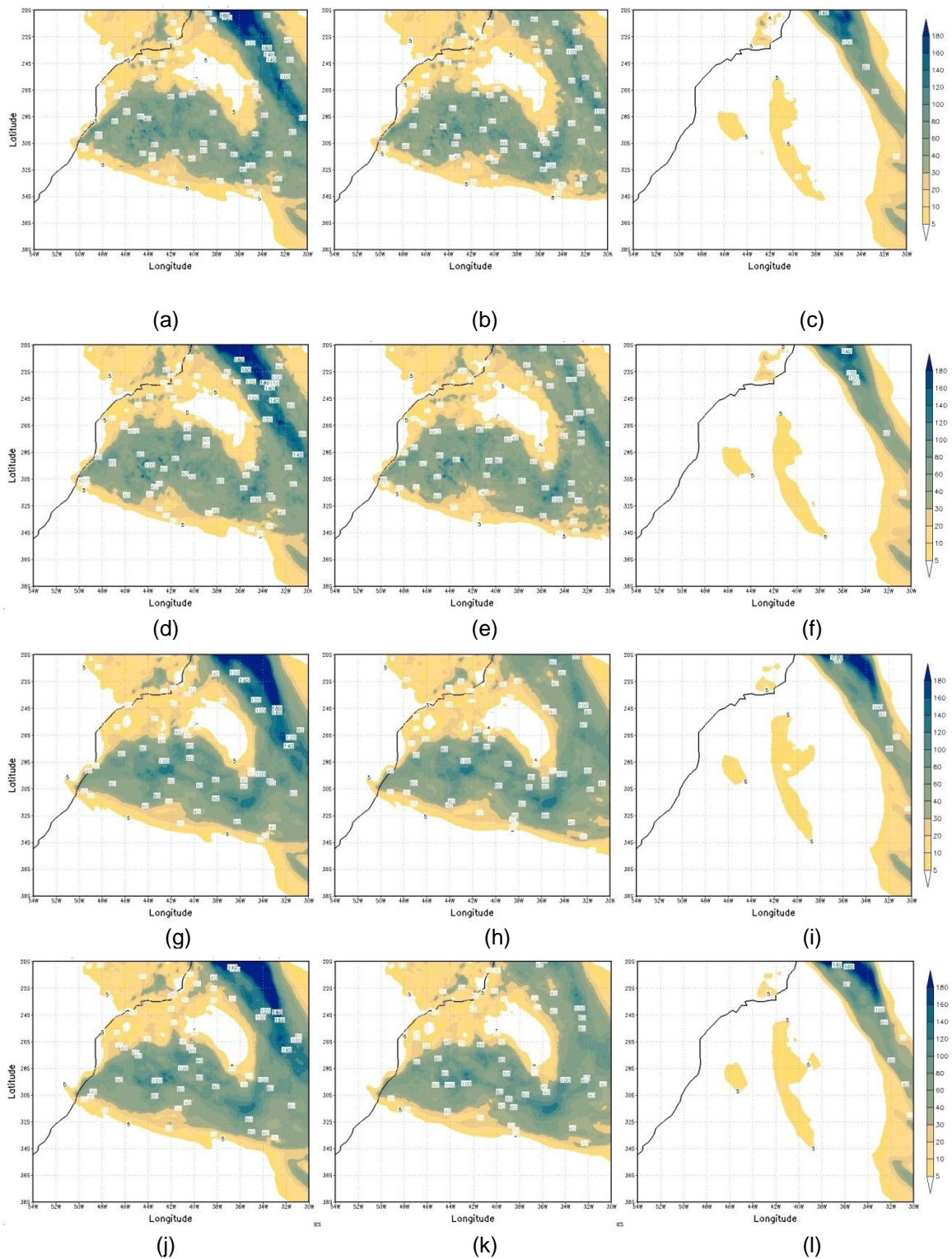


Figura 4.9 Como na Figura 4.4, mas com a deformação anisotrópica (a, b, c) Grell – fechamento Grell, (d, e, f) Grell – fechamento Grell com coeficiente vertical reduzido, (g, h, i) Grell – fechamento Ensemble e (j, k, l) Grell – fechamento Ensemble com coeficiente vertical reduzido.

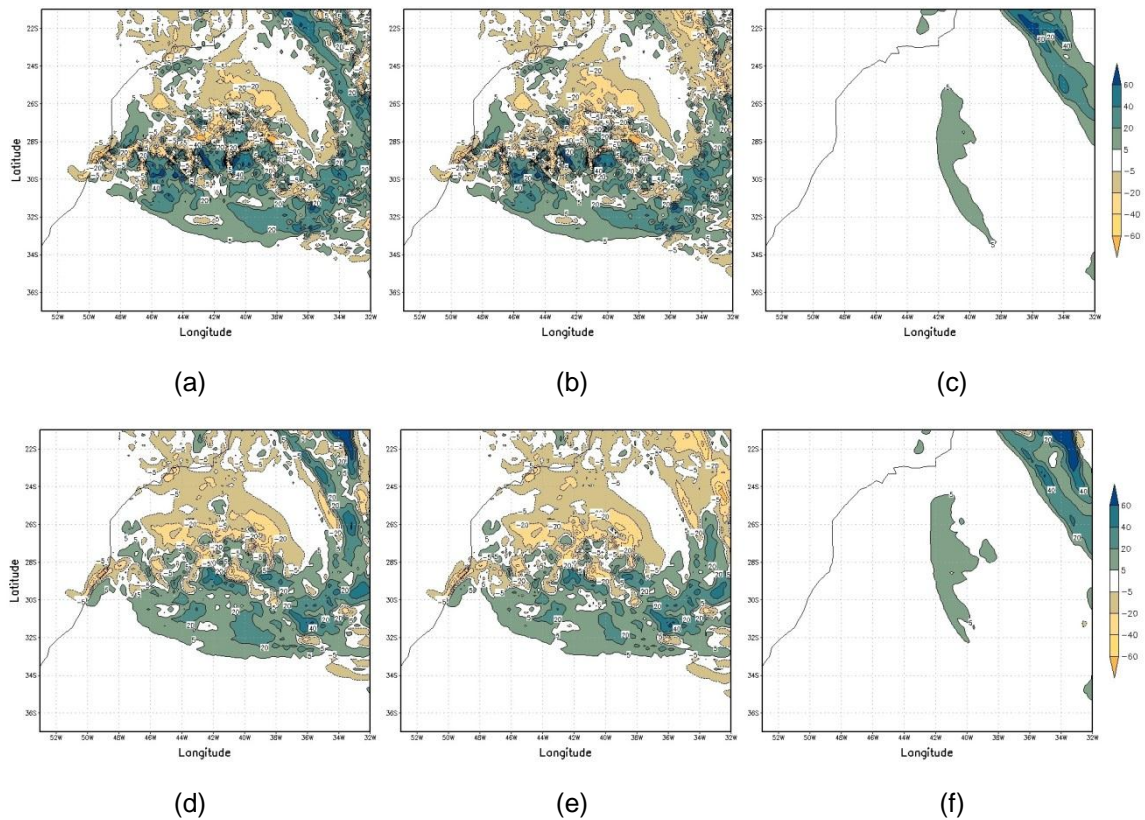


Figura 4.10 Como na Figura 4.7, mas para Precipitação Total (coluna à esquerda), Precipitação Convectiva (coluna central) e Precipitação Microfísica (coluna à direita).

4.3. Efeito da resolução horizontal e vertical

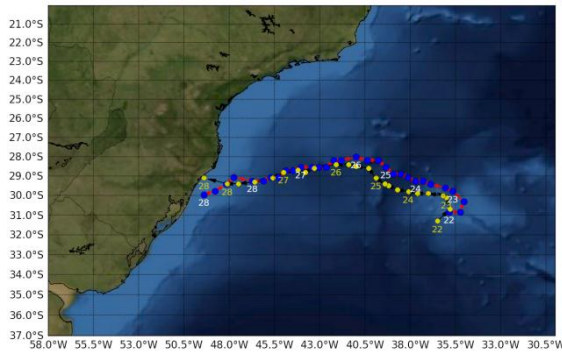
A Figura 4.11 mostra a trajetória do sistema e a pressão reduzida ao nível médio do mar em cada instante de saída do modelo com o aumento da resolução. Inicialmente aumentou-se o número de níveis na vertical (Figuras 4.11a,b,e,f) e posteriormente a resolução horizontal foi aumentada para 8km (Figura 4.11c,d,g,h). As demais configurações do modelo foram aquelas que apresentaram as mesmas da seção anterior, ou seja, parametrização de convecção úmida de Grell com fechamento Grell e *Ensemble*, deformação anisotrópica e coeficiente de difusão vertical reduzido (Tabela 3.1).

Analisando o efeito do aumento da resolução vertical as diferenças são muito pequenas e sutis com a opção de fechamento Grell (Figura 4.11a) ao considerar todo o período de integração. Porém, com o fechamento *Ensemble* (Figura 4.11e) a mudança é mais significativa, apresentando uma maior concordância com a trajetória observada por Pezza e Simmonds (2005). Esse resultado é consequência da complexidade da variação vertical do perfil de Q_1 na alta troposfera, indicado na Figura 4.2e em comparação com a Figura 4.2c. A maior resolução vertical descreve de forma mais precisa, do ponto de vista numérica, os gradientes verticais de Q_1 .

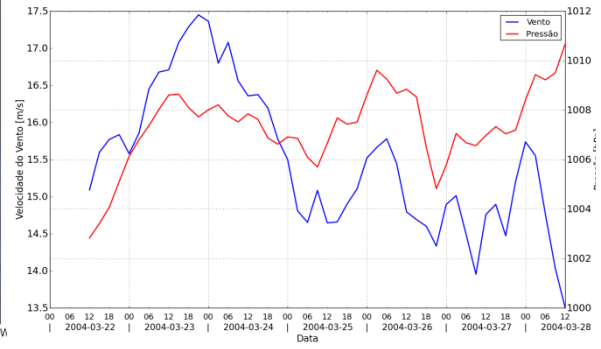
Analisando as PNMM nota-se que tanto com o fechamento Grell (Figura 4.11b) como com o fechamento *Ensemble* (Figura 4.11f), o padrão visto nos experimentos anteriores, com o início do período com pressões mais baixas e um aumento gradativo nas horas seguintes, também é observado com o aumento da resolução vertical. Além disso, a intensificação do sistema nos dias 25 e 26 também são vistas nestes casos. Quando comparado aos experimentos anteriores, o experimento com a opção de fechamento Grell (Figura 4.11b) não houve impacto significativo na PNMM e o vento a 10m apresentou diferenças muito pequenas. Já para o fechamento *Ensemble* (Figura 4.11f), há um ganho visível, com intensificação dos ventos e redução das PNMM (ou seja, intensificação dos gradientes horizontais de PNMM além da redução da pressão mínima no centro do sistema).

O impacto do aumento da resolução horizontal (Figura 4.11d e 4.11h) é extremamente claro, havendo uma evidente queda na pressão mínima e intensificação dos ventos, tanto com o fechamento Grell como com o fechamento *Ensemble*. No início do período de integração, o sistema atinge um

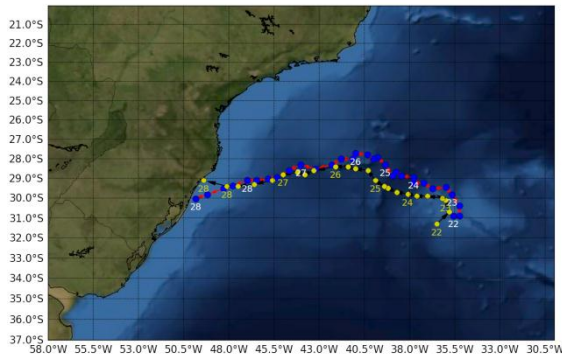
mínimo de aproximadamente 997hPa (dia 22 de março as 12 UTC), demonstrando a importância do uso de alta resolução horizontal. Outro fato que merece destaque, que também é visto nos experimentos das seções anteriores, é que há uma oscilação na intensidade do sistema.



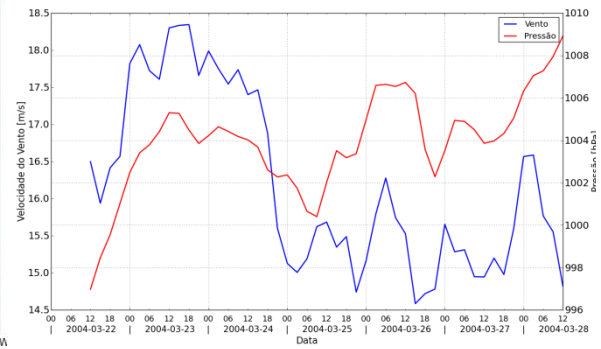
(a)



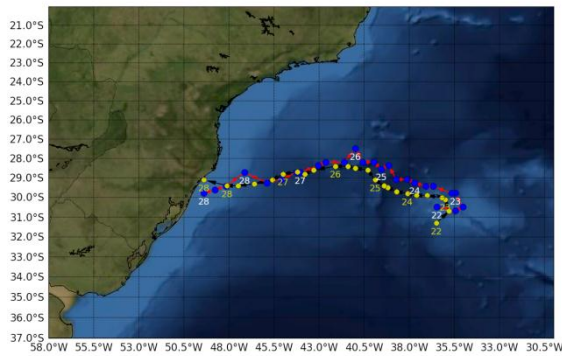
(b)



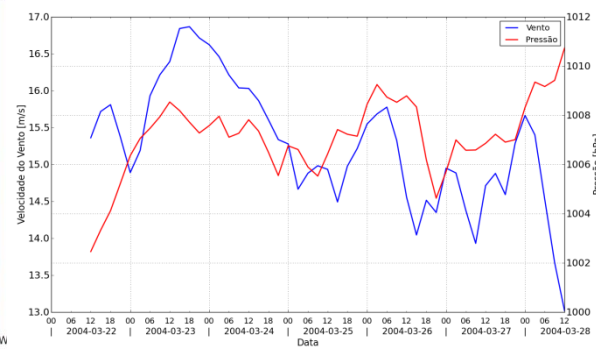
(c)



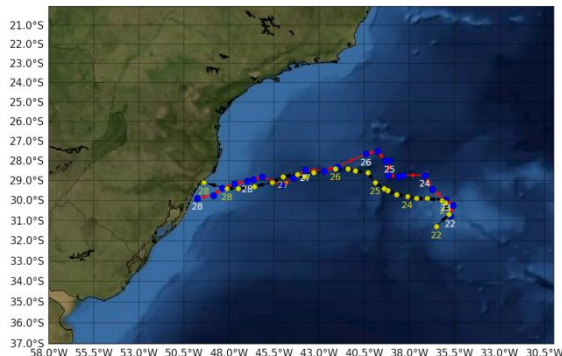
(d)



(e)



(f)



(g)



(h)

Figura 4.11 Como na Figura 4.1, mas com deformação anisotrópica, coeficiente vertical reduzido com: (a, b) com parametrização de Grell - fechamento Grell e 48 níveis verticais; (c, d) como a e b, mas com resolução horizontal de 8km; (e, f) com fechamento Ensemble e 48 níveis verticais; (g, h) como e e f, mas com resolução horizontal de 8km.

Os perfis de fonte aparente de calor (Figura 4.12, coluna à esquerda) confirmam os resultados vistos acima, ou seja, o impacto do aumento da resolução vertical é mais nítido com o fechamento *Ensemble* (Figura 4.12e), principalmente no dia 24 onde se observa um aumento na taxa de aquecimento, com pico em aproximadamente 350 hPa, a camada de resfriamento em 200 hPa também está levemente mais intensa, assim como o aquecimento em 150 hPa nos dias 26 e 27. Com a parametrização Grell, esse efeito só é perceptível no dia 28 (Figura 4.12a). Por outro lado, com o aumento da resolução horizontal o impacto é extremamente evidente, com um grande aumento nos perfis de aquecimento em ambos os casos (Figuras 4.12c e 4.12g), apesar de ser mais intenso com o fechamento *Ensemble*, conforme apresentado nos campos de diferença (Figuras 4.13a e 4.13c). Nota-se que no experimento com fechamento Grell há um aumento uniforme na taxa de aquecimento em todo período, entre a superfície e 850 hPa, o máximo aquecimento ocorre em 900 hPa (Figura 4.13a). Com o fechamento *Ensemble* as diferenças são mais marcantes, tanto as taxas de aquecimento como de resfriamento encontram-se mais intensas (Figura 4.13c), destacando-se os dias 23, 24 e 26, e assim como observado com o fechamento Grell, em baixos níveis, há um máximo aquecimento em 900 hPa .

Os perfis de sumidouro aparente de umidade (Figura 4.12, coluna à direita) também apresentam pequenas alterações com o aumento da resolução vertical, sendo mais nítidas com o fechamento *Ensemble* (Figura 4.12f). Com o aumento da resolução horizontal a secagem da atmosfera entre 850 hPa e 500 hPa se torna mais intensa, assim como na camada úmida em baixos níveis,

sendo mais intensa com o fechamento *Ensemble* (Figura 4.12h). O perfil de diferença entre o experimento com resolução horizontal de 8km e o experimento com resolução horizontal de 20km com 48 níveis (Figura 4.13b), ambos com fechamento Grell, destaca uma redução também na secagem abaixo de 900 hPa entre os dias 27 e 28. Com o fechamento *Ensemble* (Figura 4.13d), esse perfil de diferença mostra não só a intensificação da secagem, principalmente entre os dias 23 e 26, mas também uma faixa de redução na secagem em 900 hPa a partir do final do dia 23.

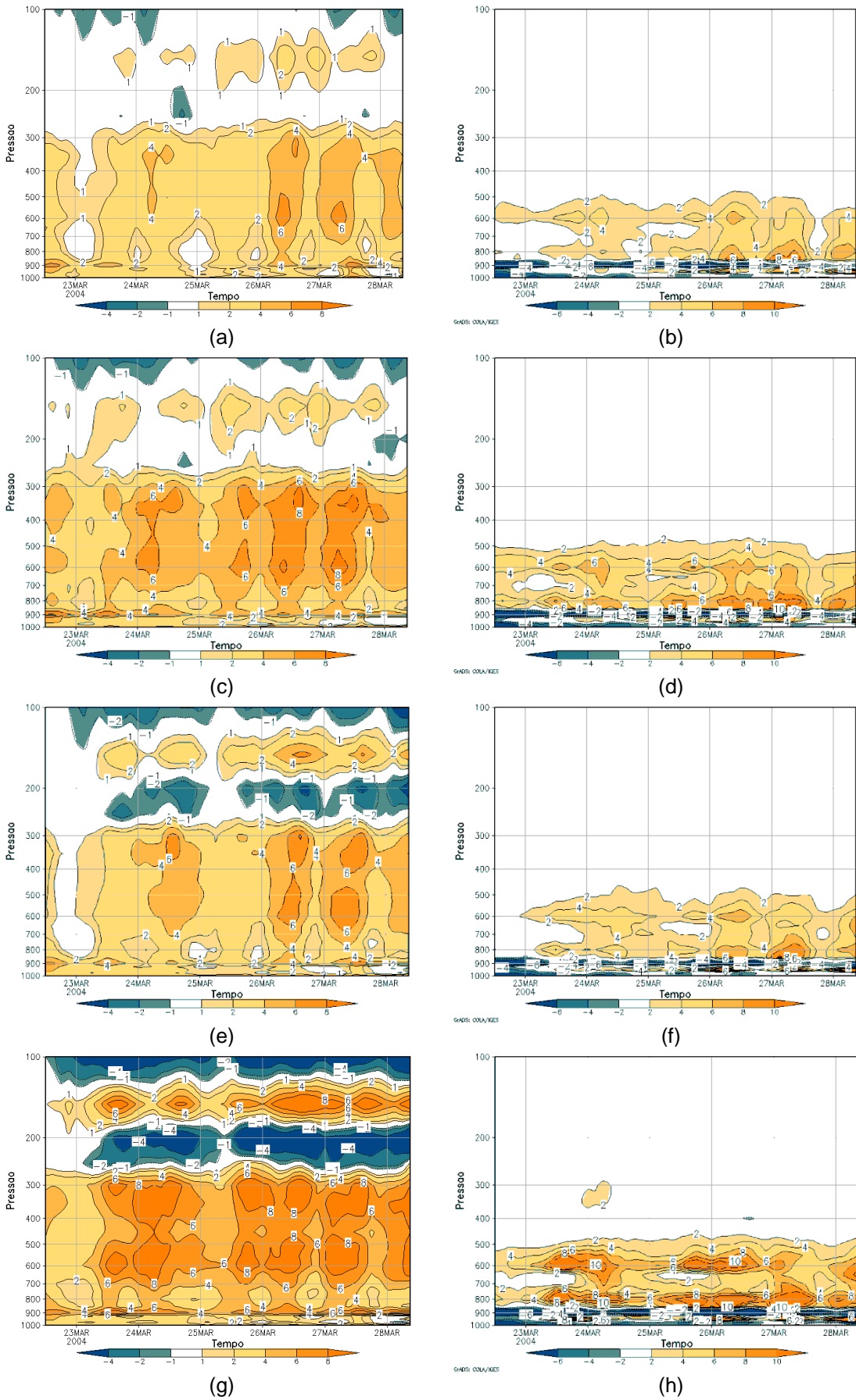


Figura 4.12 Como na Figura 4.6, mas com deformação anisotrópica, coeficiente vertical reduzido com: (a, b) com parametrização de Grell - fechamento Grell e 48

níveis verticais; (c, d) como a e b, mas com resolução horizontal de 8km; (e, f) com fechamento *Ensemble* e 48 níveis verticais; (g, h) como e e f, mas com resolução horizontal de 8km.

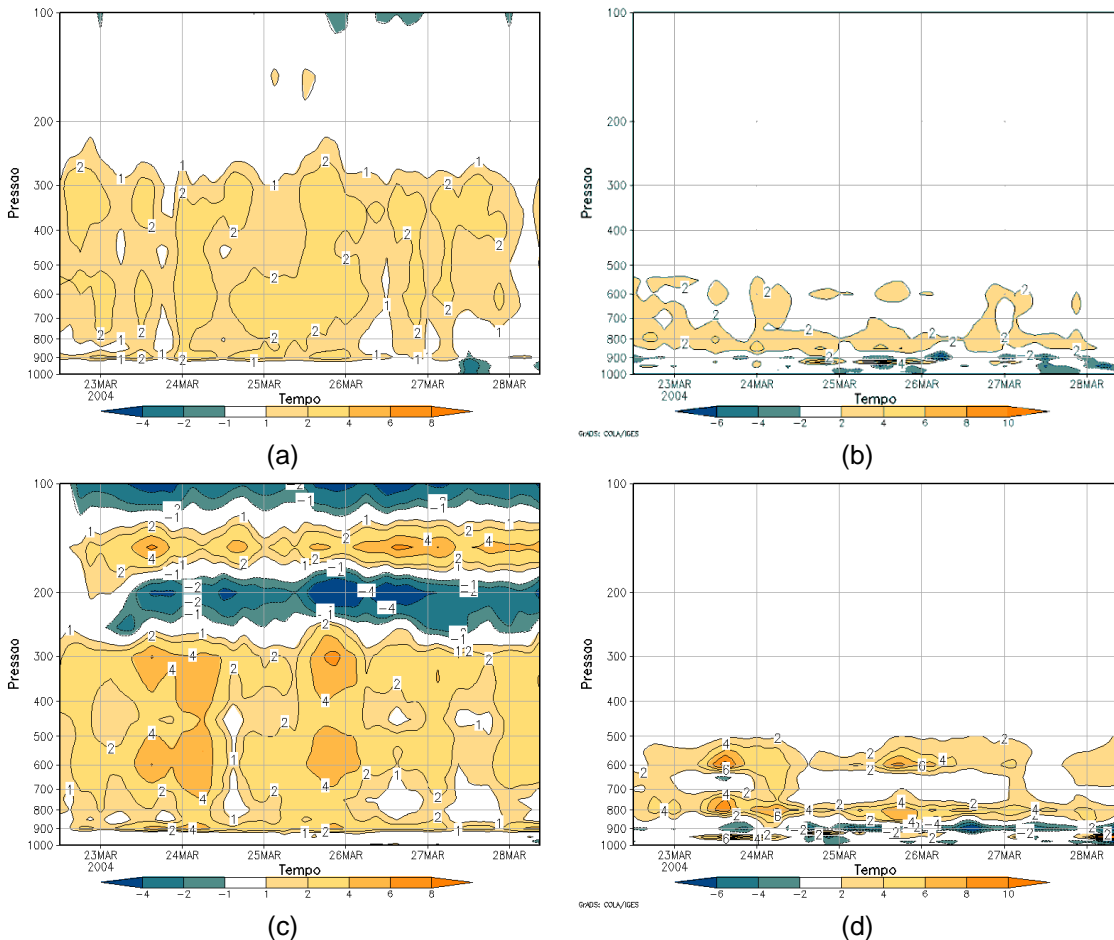


Figura 4.13 Diferença entre os perfis de Q_1 (coluna à esquerda) e Q_2 (coluna à direita), com 8km de resolução horizontal (48 níveis) e 20km (48 níveis): Grell-fechamento Grell (a, b) e Grell-fechamento Ensemble (c, d).

O campo de vento em 10m no dia 28 de março as 00 UTC apresenta uma nítida intensificação também no caso de aumento da resolução horizontal (Figura 4.14b e 4.14d), esse aumento é visto em todo o período (figuras não mostradas), no entanto, essa intensidade ainda não representa os valores de ventos estimados.

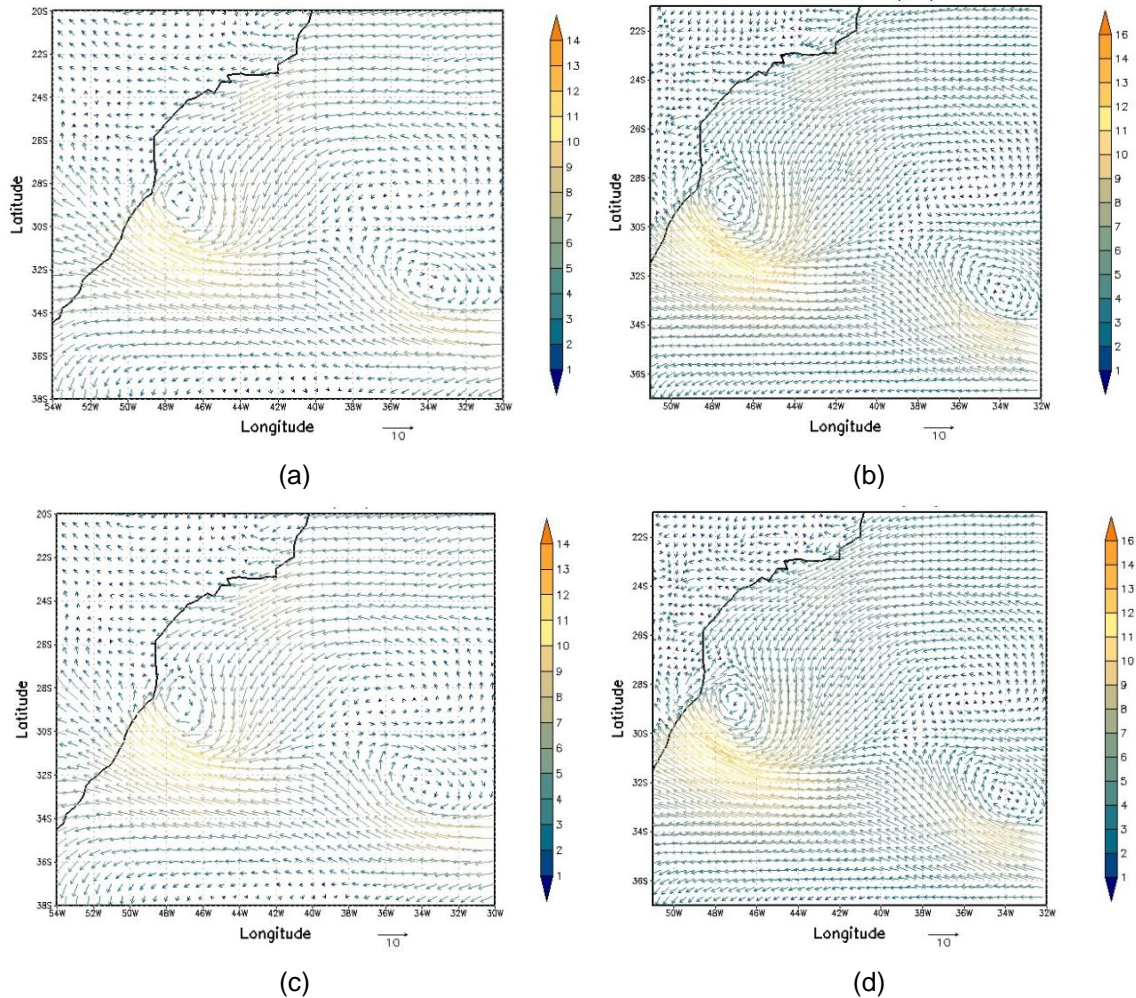


Figura 4.14 Vento a 10m com deformação anisotrópica, coeficiente vertical reduzido e parametrização de cumulus Grell: (a) fechamento Grell e 48 níveis verticais, (b) fechamento Grell, 48 níveis verticais e 8 km de resolução horizontal, (c) fechamento Ensemble e 48 níveis verticais, (d) fechamento Ensemble, 48 níveis verticais e 8km de resolução horizontal.

Figura 4.15 mostra os campos de precipitação total acumulada (Figuras 4.15a, d, g, j), e separada em convectiva (Figuras 4.15b, e, h, k) e da microfísica de nuvens (Figura 4.15c, f, i, l). No caso de aumento da resolução vertical as diferenças nos campos de precipitação são pequenas quando comparado aos experimentos anteriores, mas percebe-se uma diferença principalmente na banda frontal que mostra uma redução na contribuição da microfísica na banda frontal, tanto com fechamento Grell como com *Ensemble*

(Figuras 4.15c e 4.15f). Por outro lado, no caso de aumento da resolução horizontal, esse ganho é mais perceptível, tanto em intensidade como área, o que já era esperado tendo em vista o aumento da intensidade do sistema apresentado nas figuras anteriores.

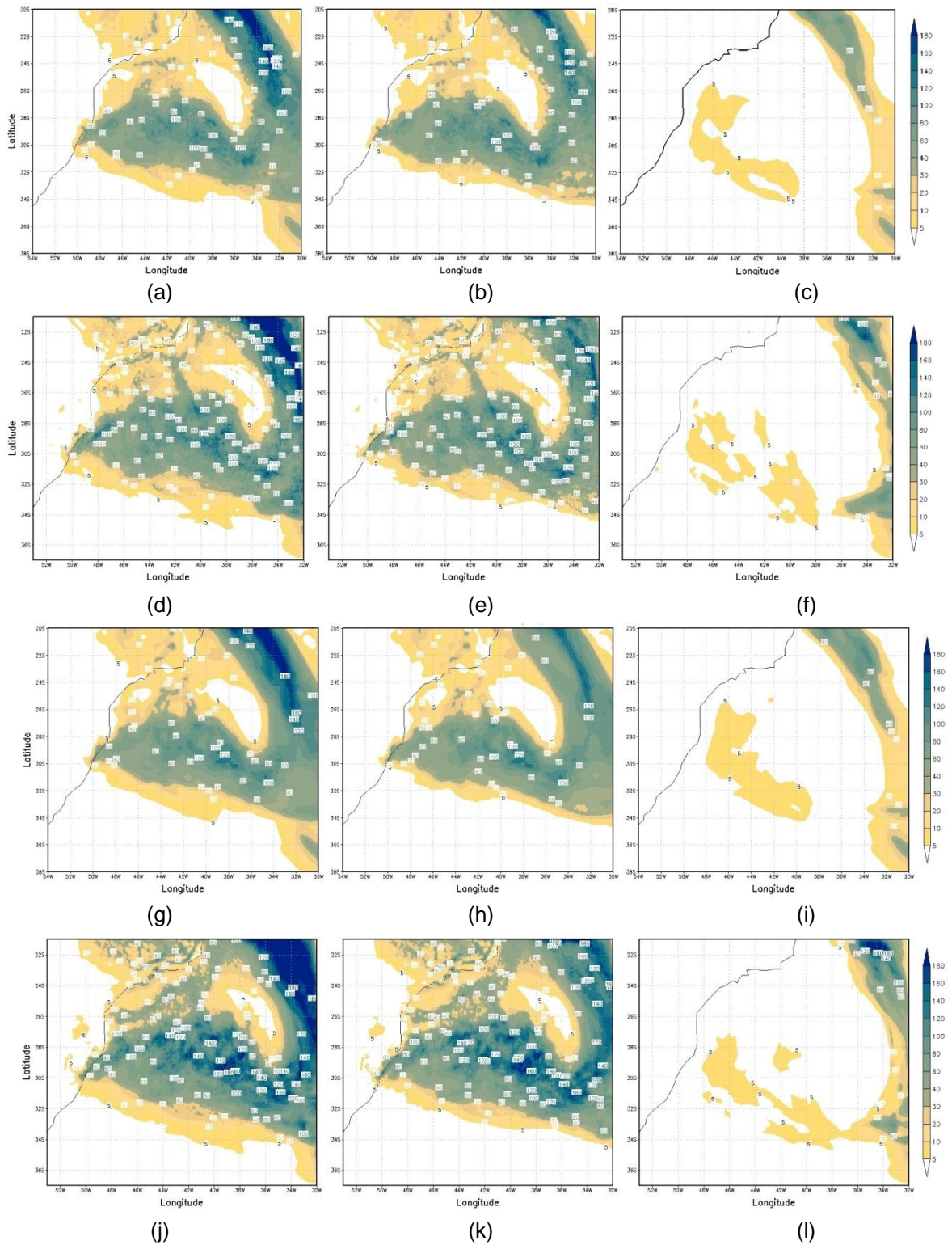


Figura 4.15 Como na Figura 4.9, mas com a deformação anisotrópica, coeficiente vertical reduzido e parametrização de Grell: (a, b, c) fechamento Grell e 48 níveis verticais, (d, e, f) fechamento Grell, 48 níveis verticais e 8 km de resolução horizontal, (g, h, i) fechamento Ensemble e 48 níveis verticais e (j, k, l) fechamento Ensemble, 48 níveis verticais e 8 km de resolução horizontal.

Apesar do ganho dos resultados, o modelo ainda não foi capaz de simular a intensidade observada do Catarina (McTaggart-Cowan et al., 2006, Pereira Filho et al., 2010).

4.4. Assimilação de dados do TRMM

O modelo BRAMS foi rodado no módulo de assimilação de precipitação, descrito no item 3.2.2.2.1, com uma resolução horizontal de 20 km assimilando os dados de chuva provenientes do satélite TRMM descritos no item 3.2.2.2.1, para o mesmo período dos experimentos anteriores. A trajetória do Catarina é apresentada na Figura 4.16a, onde se identifica uma boa concordância com a trajetória observada, exceto após as 18 UTC do dia 27. A PNMM e vento máximo a 10m (Figura 4.16b) mostram uma redução na intensidade do sistema, com um aumento das pressões no centro do sistema ciclônico e redução na intensidade dos ventos. O campo de chuva acumulada no período (Figura 4.16c) confirma a redução na intensidade do Catarina após a assimilação dos dados do TRMM com uma significativa redução na intensidade da precipitação.

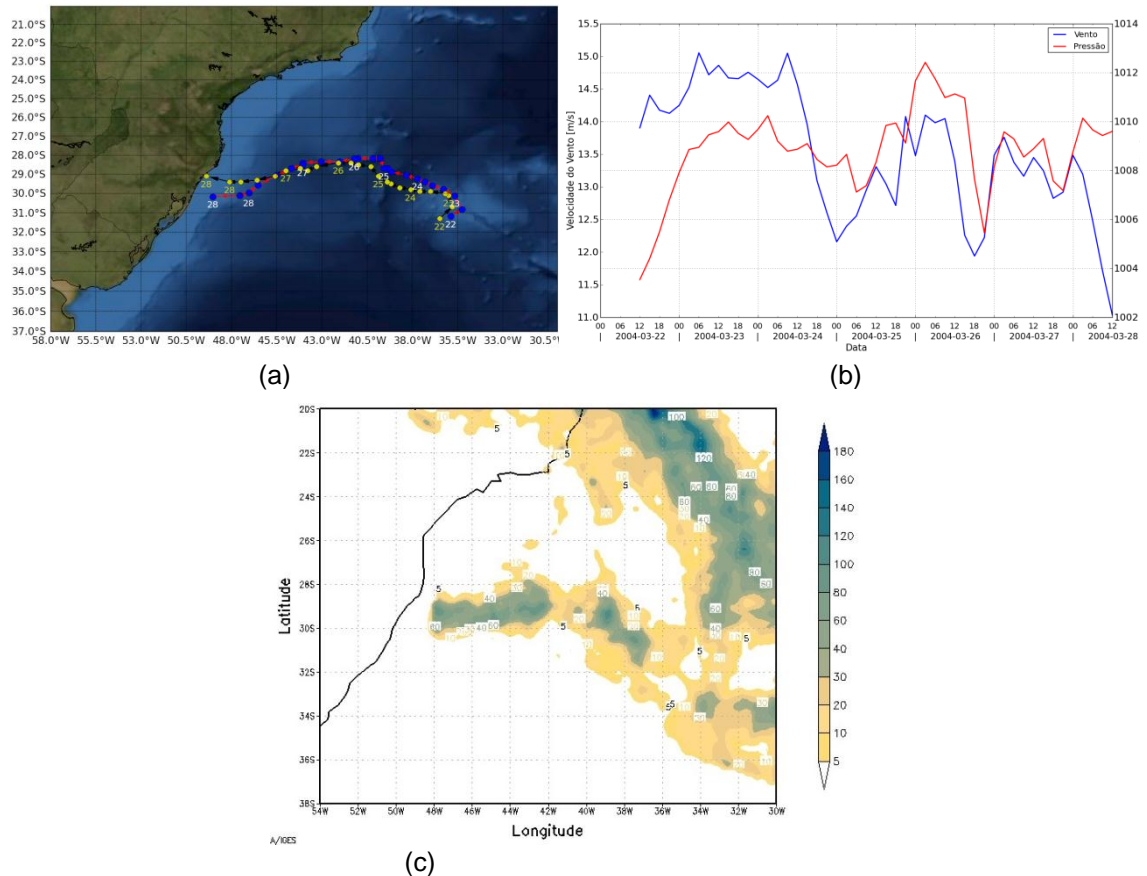
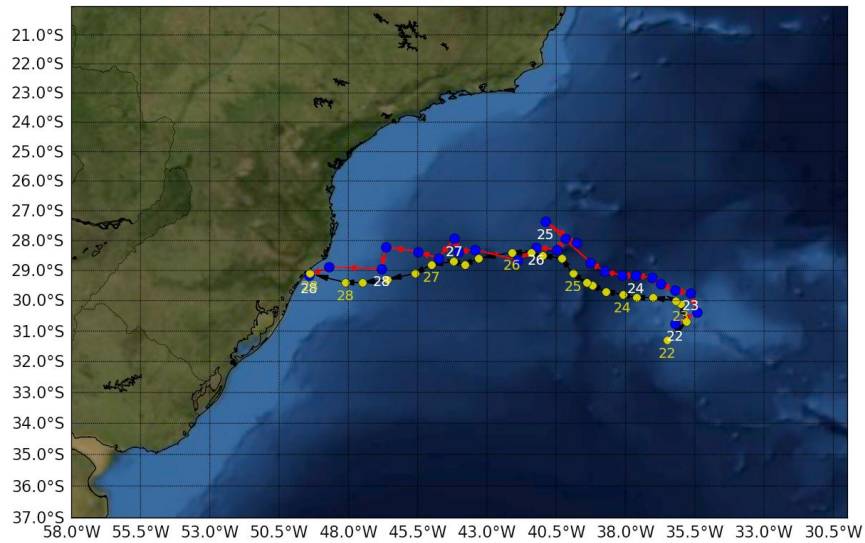


Figura 4.16 (a) Trajetória do Catarina simulada (pontos em azul) e observada obtida com o rastreamento da Universidade de Melbourne (pontos em amarelo), (b) pressão reduzida ao nível médio do mar mínima e vento máximo, (c) precipitação acumulada.

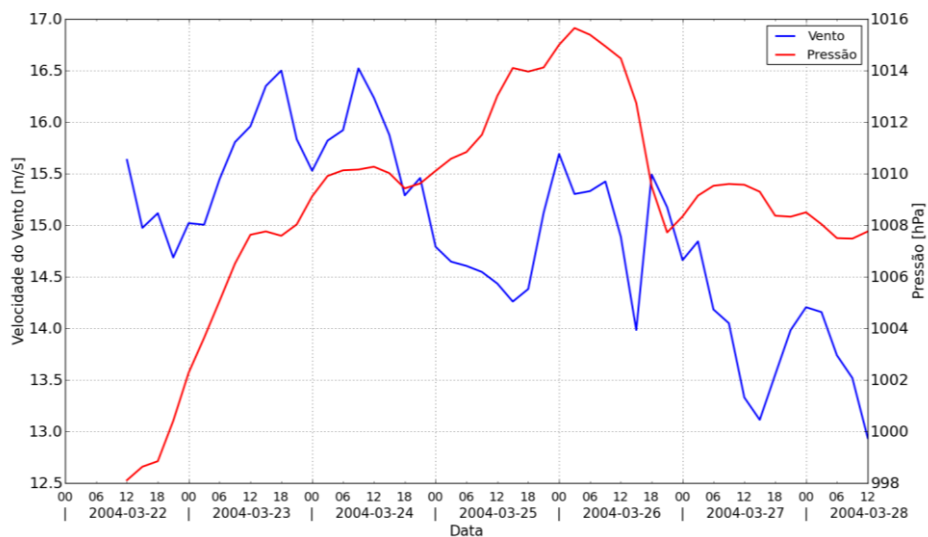
Como a resolução utilizada foi de 20 km e o impacto do aumento da resolução foi comprovado na seção anterior, um novo experimento foi realizado utilizando os resultados obtidos com a assimilação do TRMM como condição inicial e de contorno para gerar um novo resultado com resolução horizontal de 8 km e 48 níveis na vertical. Além disso, foi mantida a opção de parametrização da turbulência seca por deformação anisotrópica e com coeficiente vertical de difusão reduzido.

A trajetória simulada juntamente com a observada são apresentadas na Figura 4.17a e a PNMM no centro do sistema e o vento máximo na Figura

4.17b. Observa-se que a trajetória apresenta um desvio para o norte nos dias 25, 26 e 27, provocado pela posição da fonte de calor associada à precipitação estimada pelo TRMM. A PNMM mostra uma redução nos valores no início do período, com valor inicial de 998 hPa, mas esses valores aumentam gradativamente nas horas seguintes, atingindo valores mais altos nos dias 25 e 26, voltando a cair até atingir um mínimo no dia as 21 UTC do dia 26 de 1007 hPa (Figura 4.17b), apesar de ser mais alta do que os resultados obtidos anteriormente. Este comportamento é similar ao que foi observado nos experimentos anteriores e, se comparado ao experimento de 8km (Figura 4.11h) sem o uso dos dados do TRMM, o sistema apresenta-se menos intenso (em termos de PNMM) com a assimilação de dados. O vento máximo também apresenta menor intensidade em todo o período (Figura 4.17b).



(a)



(b)

4.17 a) Trajetória do Catarina simulada (pontos em azul), com condição inicial e de contorno a saída com assimilação dos dados do TRMM, e observada obtida com o rastreamento da Universidade de Melbourne (pontos em amarelo), (b) pressão reduzida ao nível médio do mar mínima e vento máximo em 10m. Com 8 km de resolução horizontal e 48 níveis na vertical.

A Figura 4.18 apresenta os perfis médios na área do Catarina de Q_1 e Q_2 e a diferença entre o simulado utilizando as saídas do experimento com assimilação dos dados do TRMM como condição inicial e de contorno e a simulação que apresentou melhor resultado na seção anterior (Figura 4.12g e

4.12h). O perfil médio da fonte aparente de calor (Figura 4.17a) mostra uma redução significativa na taxa de aquecimento, principalmente entre os dias 23 e 24, exatamente quando há um aumento da pressão, melhor visto na Figura 4.17c. Essa redução também é evidente entre os dias 25 e 26. Por outro lado, nota-se um aumento na taxa de aquecimento em baixos níveis as 18 UTC do dia 26 (Figura 4.17c) no momento em que é observado um abaixamento na pressão (Figura 4.16b). Esse resultado também é coerente com o fato de que a queda de pressão na superfície é dependente do gradiente vertical do Q_1 que é menos intenso no caso com assimilação das estimativas de precipitação do TRMM.

O perfil médio de sumidouro de umidade (Figura 4.17b) mostra, de um modo geral, uma redução na secagem abaixo do nível de 500 hPa, principalmente nas primeiras 48 horas, confirmado no campo de diferença (Figura 4.17d). No entanto, são observados alguns pontos de maior taxa de aquecimento, principalmente nível de 900 hPa (Figura 4.17d) devido a fonte de calor associada à precipitação produzida pela microfísica de nuvens.

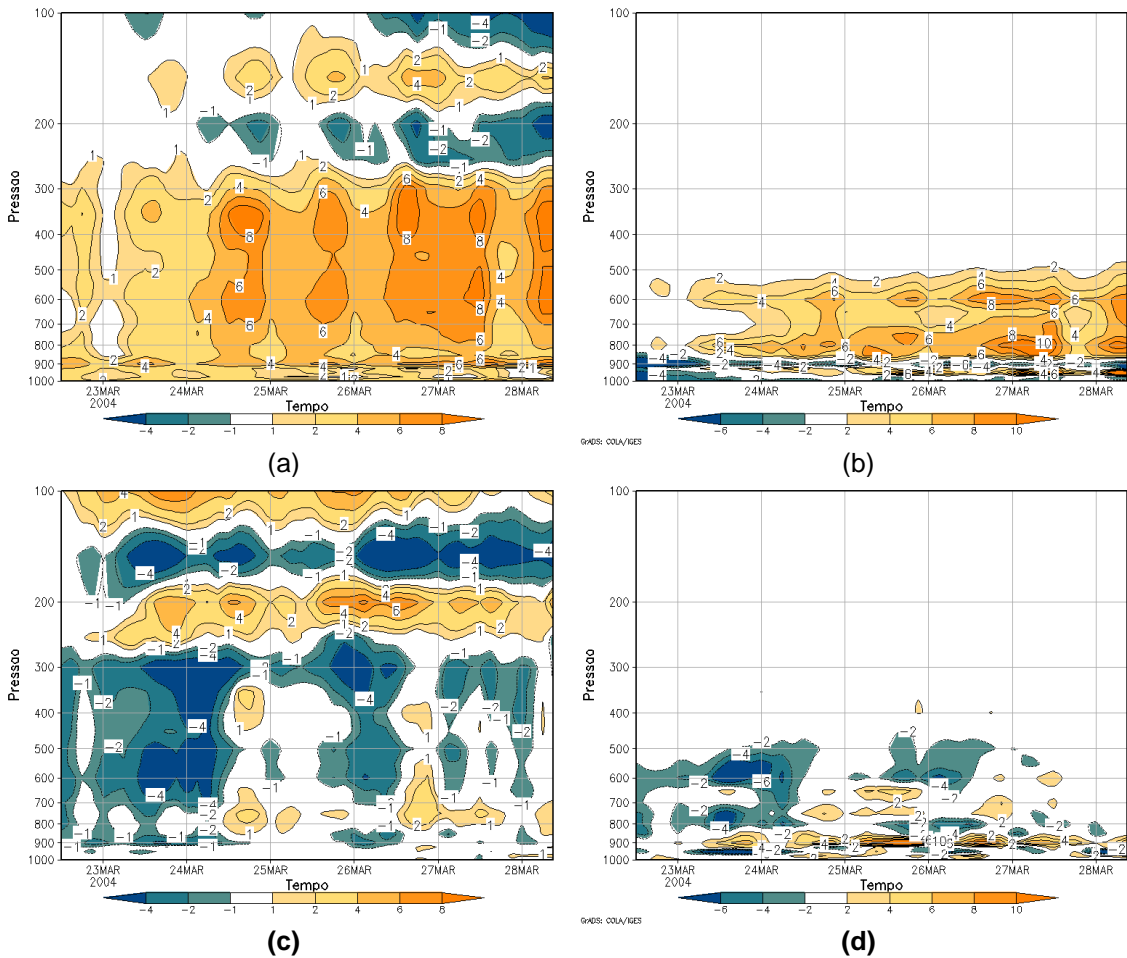


Figura 4.18 Perfil vertical médio de (a) Q_1 e (b) Q_2 na área do sistema, como condição inicial as saídas com Assimilação dos dados do TRMM, das 12 UTC do dia 22 até as 12 UTC do dia 28 de março de 2004 (c) diferença entre Q_1 (a) e Q_1 (Figura 4.12g), (d) diferença entre Q_2 (a) e Q_2 (Figura 4.12g).

Os campos de precipitação acumulada são mostrados na Figura 4.19, sendo (a) total, e separadas em (b) convectiva e (c) microfísica. Observa-se que o mesmo padrão visto nos experimentos anteriores é mantido, com praticamente toda precipitação na área de trajetória do Catarina sendo de origem convectiva. Contudo, há diferenças consideráveis se comparado ao experimento sem TRMM, com uma redução no volume acumulado. A Figura 4.20 mostra as taxas de precipitação média na área (a) estimada pelo TRMM juntamente com as simuladas pelo modelo no experimento com assimilação

dos dados do TRMM e o experimento que utilizou as saídas da rodada anterior como condição inicial e de contorno e (b) este último experimento juntamente com o experimento da seção 4.3 (Grell com fechamento *Ensemble* com resolução horizontal de 8 km).

Observa-se na Figura 4.20 que as taxas de precipitação estimadas pelo TRMM foram mais baixas que as produzidas pelo modelo (mesmo sem assimilação de estimativas de precipitação), exceto no dia 28 (Figura 4.20a), nota-se ainda que ao inserir os dados do TRMM e utilizar a saída dessa rodada como condição inicial e de contorno para um novo experimento, o modelo apresenta uma redução na precipitação se comparado aos resultados obtidos anteriormente na seção 4.3 (Figura 4.20b).

A redução da intensidade do sistema com a assimilação das estimativas de precipitação pelo TRMM está relacionada com baixa intensidade da precipitação estimada pelo sensoriamento remoto. Santos e Silva (2009a) analisou o ciclo diurno da precipitação a partir do radar banda S no município Presidente Médici (Rondônia) e as estimativas 3B42(v6) do TRMM e identificou que a precipitação estimada pelo TRMM era aproximadamente 50% menor que a do radar e que o produto apresentou eficiência na identificação do máximo de precipitação. Huang et al. (2014) avaliou os dados do produto 3B42(v7) do TRMM em um evento de precipitação extrema em Beijing em julho de 2012 e verificaram que as estimativas do TRMM subestimou em 36% a intensidade da tempestade, além de apresentar um grande desvio na variação temporal. Segundo Diniz e Kousky (2004) as estações meteorológicas em Torres e Camabará do Sul (RS) registraram 60mm e 186mm, respectivamente, no dia 27 de março. Ou seja, há fortes indícios de que a precipitação estimada pelo

produto do TRMM usado neste trabalho subestima a precipitação efetivamente observada no Catarina. Se a precipitação estimada pelo TRMM fosse 50% mais intensa, a fonte de calor seria substancialmente mais intensa e a pressão reduzida ao nível do mar seria mais baixa, com ventos mais intensos, coerente com as observações.

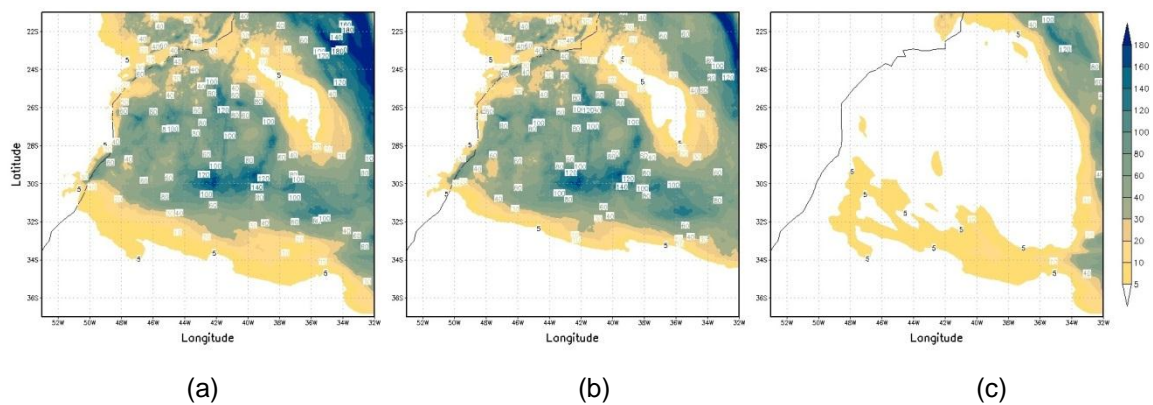
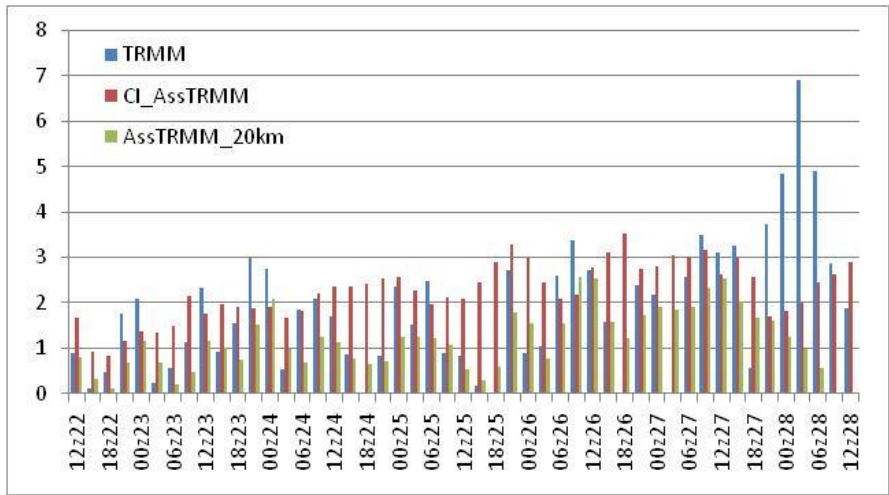
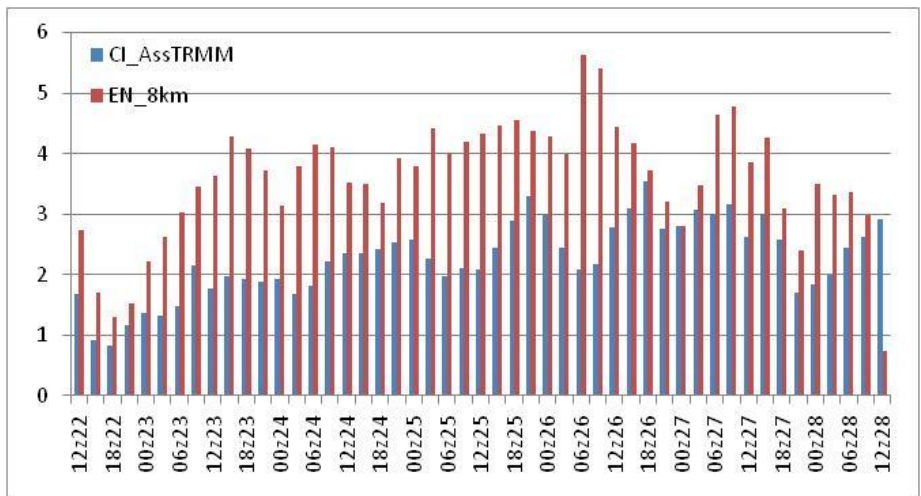


Figura 4.19 (a) Precipitação total acumulada, (b) precipitação convectiva acumulada e (c) precipitação microfísica.



(a)



(b)

Figura 4.20 Taxa de precipitação média na área do Catarina com freqüência temporal de 3 horas (a) Estimativa do TRMM (azul), simulada pelo modelo com assimilação do TRMM (20 km de resolução) (verde) e a simulada pelo modelo usando a saída da rodada anterior (assimilação do TRMM com 20 km) com 8 km de resolução horizontal (vermelho), (b) a última do gráfico (a) (em azul) e a simulada pelo modelo no experimento da seção 4.3 com parametrização de Grell com fechamento *Ensemble* (vermelho).

4.5. Assimilação dos dados do QuikScat

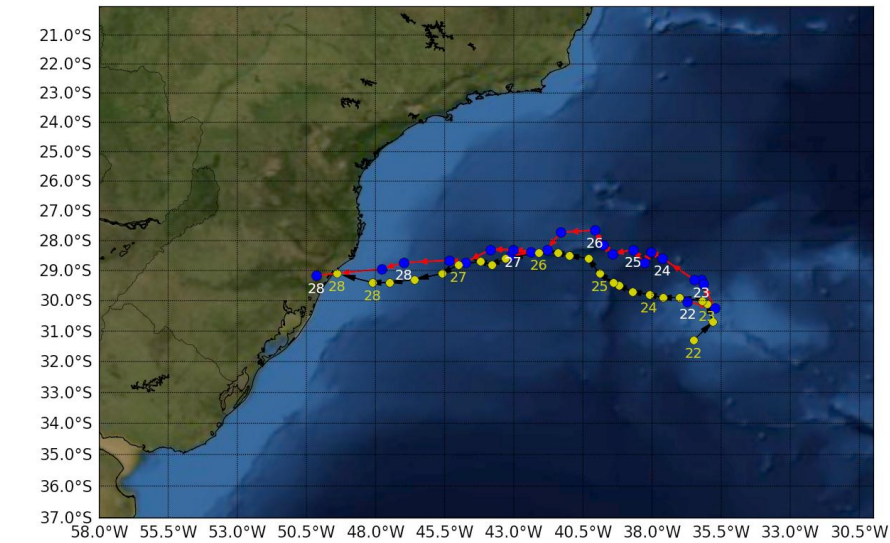
Neste experimento o modelo foi executado com o esquema ODA ativado, assimilando os dados de superfície de vento na superfície estimado pelo satélite QuikScat, descrito no item 3.2.2.2.2. O objetivo deste experimento

é avaliar o impacto da assimilação de dados somente de vento (e, no caso, somente na superfície). O processo de ajuste geostrófico na latitude do ciclone implica em que dados de vento sejam relativamente bem incorporados à componente mais lenta do escoamento e, portanto, devem ter um impacto na evolução do ciclone (Silva Dias et al., 1983).

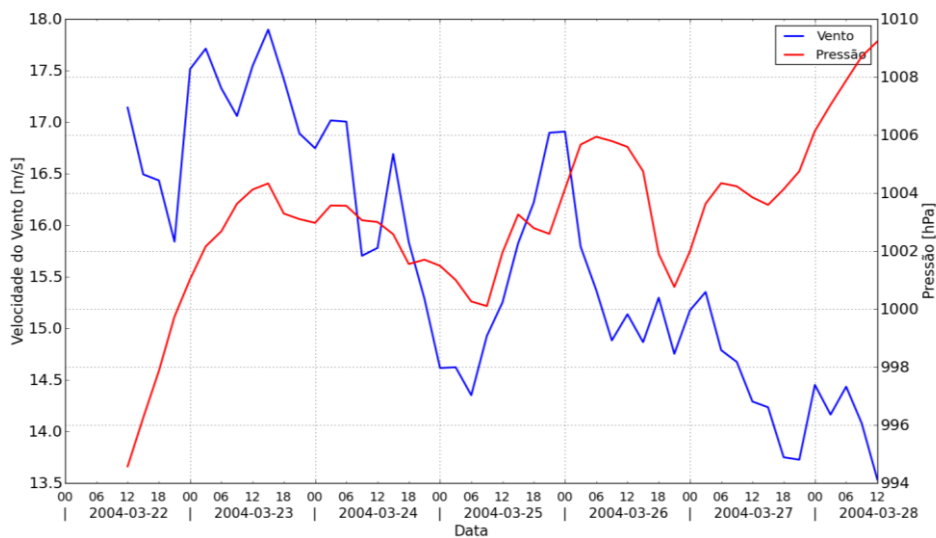
A Figura 4.21 apresenta a trajetória do Catarina simulada com a assimilação dos dados de vento do QuikScat (pontos azuis) juntamente com a observada (pontos amarelos) (a) e a PNMM e o vento máximo em 10m em todo período de integração (b). Ao assimilar os dados do QuikScat há um deslocamento para o norte da trajetória estimada pelo modelo com relação à observada, fato também reproduzido nos experimentos sem assimilação de dados, sendo levemente menor com a assimilação do vento. A partir do dia 26 as trajetórias coincidem, mas logo em seguida volta a se deslocar um pouco mais para o norte, apresentando um maior atraso no deslocamento do sistema do que sem os dados assimilados. Além disso, às 12 UTC do dia 28, o modelo mostra uma entrada mais rápida do sistema ciclônico no continente (Figura 4.21a).

Analisando a PNMM durante a evolução do sistema percebe-se que no início do período a pressão no centro do ciclone é mais baixa ao assimilar os dados de vento (Figura 4.21b). O padrão de oscilação de intensidade sem assimilação de dados (Figura 4.11h) se mantém, mas com pressões levemente mais baixas no centro do ciclone. Os ventos também são mais intensos ao redor do centro do ciclone nos instantes iniciais, porém permanecem mais intensos até as 06 UTC do dia 24, quando os ventos ficam mais fracos do que o caso sem assimilação até as 15 UTC do dia 25, voltando a intensificar,

tornando-se mais intensos do que na simulação sem a assimilação dos dados até as 12 UTC do dia 27, quando há um enfraquecimento dos ventos a 10m. Estes instantes nos quais a intensidade do vento é menor do que na simulação sem assimilação do vento do QuickScat ocorre exatamente nos dias em que a passagem do satélite não coincidiu com a posição do Catarina, o que pode explicar a oscilação da resposta na pressão mínima no nível de impacto da inserção destes dados. Portanto, fica evidente a necessidade de um sistema de sensoriamento remoto do vento que tenha amostragem dos dados mais frequente.



(a)



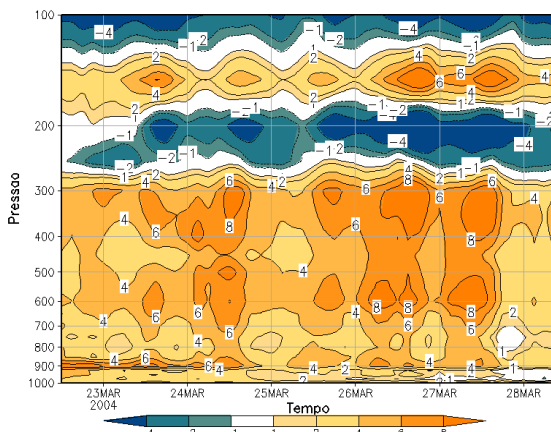
(b)

Figura 4.21 Como na Figura 4.17, mas com assimilação dos dados do QuikScat.

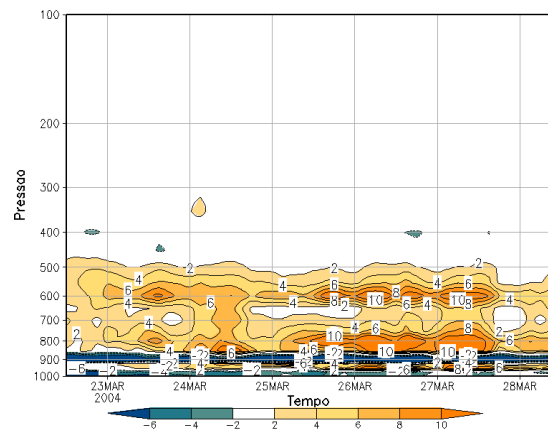
Os perfis médios na área do Catarina de Q_1 e Q_2 e os campos de diferença entre o experimento com assimilação dos dados do QuikScat e sem esses dados são mostrados na Figura 4.22. O perfil de fonte aparente de calor (Q_1) apresenta, de uma maneira geral, uma redução na taxa de aquecimento (abaixo de 300 hPa) e até mesmo na taxa de resfriamento próximo ao nível de 200 hPa, exceto no início do período onde se observa uma coluna mais quente

que também é vista no dia 26, ambos com máximo próximo ao nível de 300 hPa (Figuras 4.22a, c). Merece destaque um núcleo quente nos dias 22 e 23 em 900 hPa (Figura 4.22c), o que auxiliou a intensificação do sistema neste período.

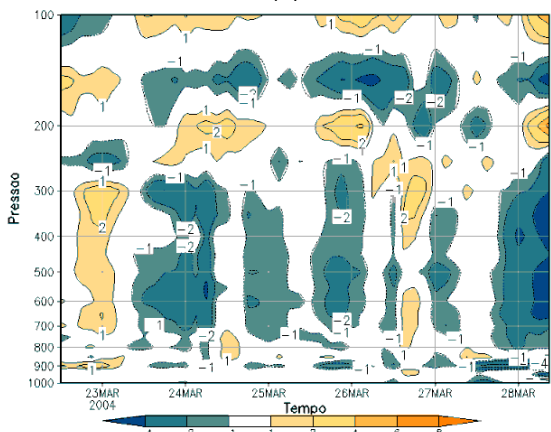
O perfil de sumidouro de umidade (Q_2) é similar ao caso sem assimilação de dados, com alguns períodos onde essa diferença é um pouco mais significativa (Figura 4.22d). No dia 22 há uma pequena intensificação na secagem da atmosfera, no mesmo período em que ocorre um aumento na taxa de aquecimento, também visto no dia 26 (Figura 4.22c). Também merece destaque o período entre às 06 UTC do dia 24 até as 06 UTC do dia 25 e no dia 28 onde ocorre uma redução na secagem.



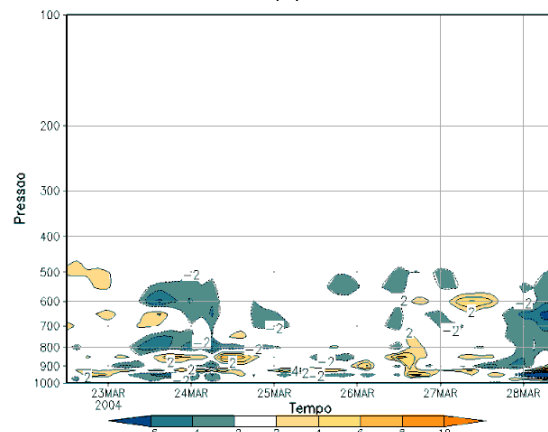
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 4.22 Como na Figura 4.18, mas com assimilação dos dados de vento do QuikScat.

A Figura 4.23 apresenta os campos de precipitação acumulada em todo o período de integração, sendo a precipitação total (a), precipitação convectiva (b), precipitação devido à microfísica de nuvens (c) e os campos de diferença entre os experimentos com QuikScat e sem QuikScat para uma melhor visualização (d, e, f). A assimilação dos dados de vento reduziu a precipitação convectiva em grande parte do tempo, com exceção de alguns pequenos núcleos mais intensos, principalmente na porção norte da área do sistema (Figura 4.23e). Por outro lado, a assimilação dos dados de vento intensificou a precipitação associada à microfísica, principalmente na banda frontal (Figura 4.23f).

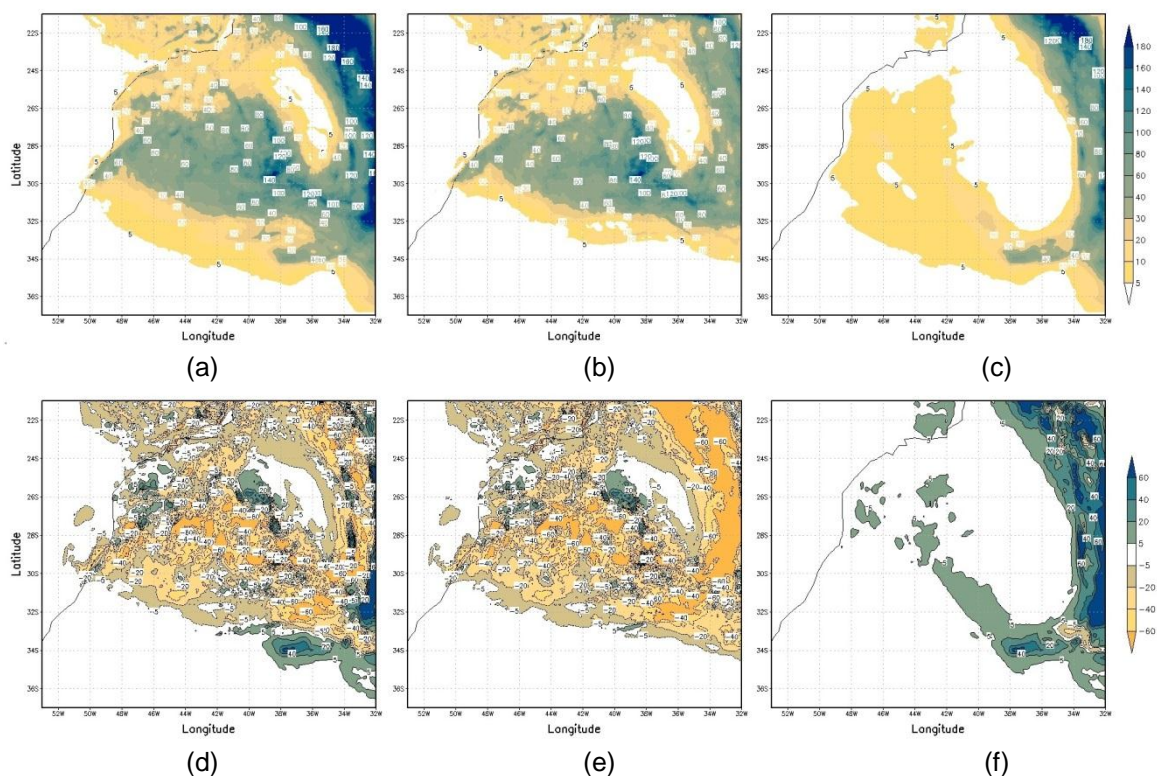


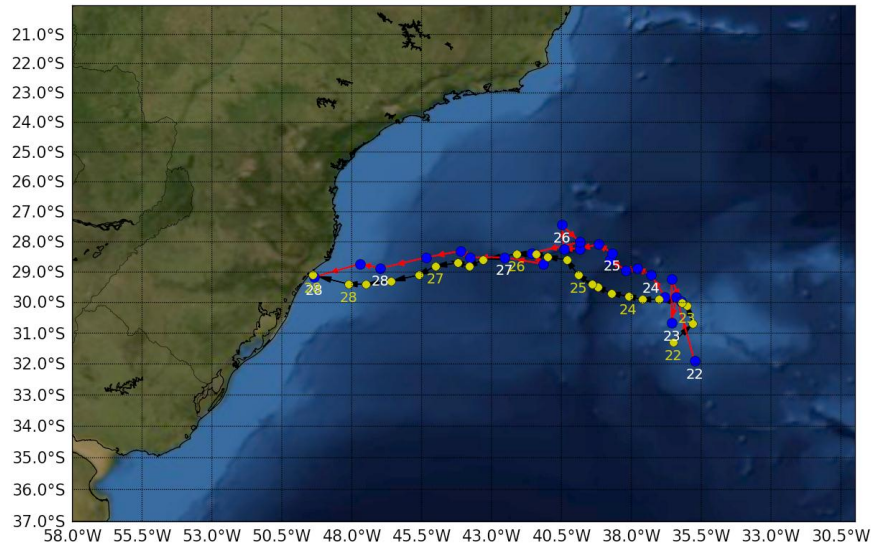
Figura 4.23 (a) Precipitação total acumulada, (b) precipitação convectiva acumulada e (c) precipitação microfísica. Campos de diferença entre o experimento com assimilação dos dados do QuikScat e sem a assimilação destes dados: (d) total, (e) convectiva e (f) microfísica.

Este experimento mostra que o problema com a assimilação dos dados do QuickScat reside da baixa cobertura espacial e temporal em função das passagens sobre um sistema de escala espacial limitada. É possível que com uma cobertura mais regular de dados o efeito fosse mais positivo no sentido de tornar mais realística a simulação do ciclone. A combinação da assimilação dos dados de vento junto com o TRMM também poderia tornar mais realista a modelagem do ciclone. Entretanto, a sugerida subestimativa da precipitação estimada pelo produto do TRMM compromete o resultado.

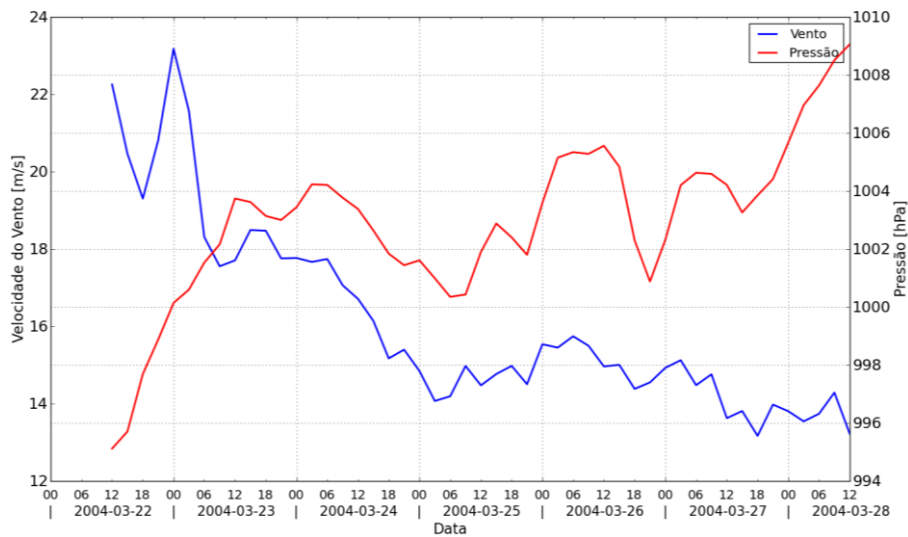
4.6. Assimilação dos dados do AIRS

Os perfis de temperatura e umidade recuperados do AIRS foram assimilados com o esquema ODA do BRAMS. A trajetória do sistema com a assimilação dos dados do AIRS (pontos em azul) juntamente com a trajetória observada (pontos em amarelo) são apresentados na Figura 4.24a. Ao assimilar os dados do AIRS há um deslocamento rápido do ciclone no dia 22 de março e às 00 UTC do dia 23 o sistema deslocou-se para sul da trajetória observada. Nos instantes posteriores observa-se o deslocamento para o norte da trajetória observada em relação à trajetória do experimento sem assimilação de dados do AIRS. A partir do dia 26, as trajetórias do ciclone modelado e observado coincidem, mas logo em seguida a trajetória modelada volta a se deslocar um pouco para o norte, apresentando um maior atraso no deslocamento do sistema do que na simulação sem assimilação. Por outro lado, às 12 UTC do dia 28 o modelo reproduziu com precisão a localização do centro do sistema.

A Figura 4.24b mostra a PNMM e o vento máximo a 10m simulados. Percebe-se inicialmente que o comportamento é muito similar ao experimento sem assimilação do AIRS (Figura 4.11h), incluindo as mudanças de pressão e a intensidade do vento. No entanto, ao se observar os detalhes, nota-se que as pressões são mais baixas, nas primeiras 24 horas, quando os dados do AIRS são assimilados, com um mínimo inicial no campo de pressão na superfície de 995 hPa (Figura 4.24b). Analisando os ventos nota-se uma forte intensificação nos ventos nas primeiras 24 horas, atingindo um máximo de 23 m/s às 00 UTC do dia 23 de março. Assim como nos casos anteriores ocorre um decaimento gradativo da pressão no centro do ciclone nas horas seguintes até o dia 25, quando a intensidade permanece entre 14 e 16 m/s. Quando comparado ao experimento sem assimilação dos dados do AIRS (Figura 4.11h), nota-se que as primeiras 72 horas de integração os ventos com assimilação são mais intensos e após esse período no experimento com assimilação (Figura 4.24b) não ocorrem os máximos observados no experimento sem assimilação dos dados de sensoriamento remoto (Figura 4.11h).



(a)



(b)

Figura 4.24 Como na Figura 4.17, mas com assimilação dos dados do AIRS.

A Figura 4.25 mostra os perfis médios na área do Catarina de Q_1 e Q_2 e os campos de diferença entre o experimento com assimilação dos dados do AIRS e sem esses dados. No perfil de Q_1 (Figura 4.25a), assim como foi observado nos casos anteriores de assimilação de dados, há uma redução na taxa de aquecimento em grande parte do período estudado, principalmente no dia 24, destacando-se o dia 22 com uma coluna de resfriamento e um núcleo quente em 900 hPa (do início até as 09 UTC do dia 23) e outro em 200 hPa

(Figura 4.25c). Entre a 00 UTC e 09 UTC do dia 23 nota-se uma coluna mais quente, que é exatamente no momento de máximo de vento. Além disso, entre o final do dia 23 e início do dia 25 o nível máximo de aquecimento encontra-se em 400 hPa, diferentemente do observado no experimento sem assimilação.

O perfil de Q_2 (Figura 4.25b) apresenta pontos de aumento e outros de redução da secagem. Destacando-se as primeiras horas, nas quais se observa alguns níveis de intensificação da secagem (Figura 4.25d).

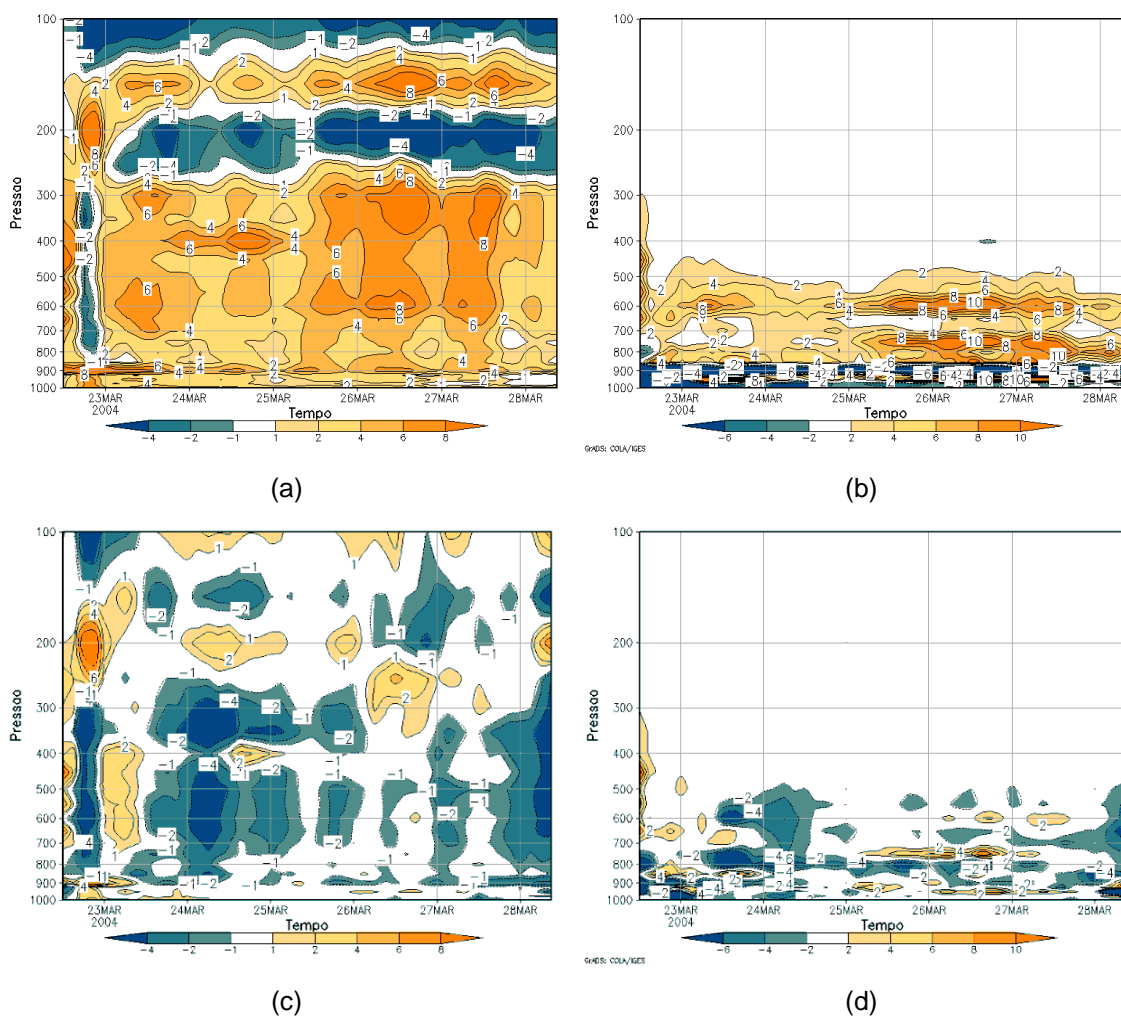


Figura 4.25 Como na Figura 4.18, mas com assimilação dos dados de vento do AIRS.

Os campos de precipitação acumulada em todo o período de integração, sendo a precipitação total (a), precipitação convectiva (b) e a precipitação oriunda da microfísica de nuvens (c), para os experimentos com assimilação os dados do AIRS, além dos campos de diferença entre com e sem assimilação (d, e, f) são mostrados na Figura 4.26. Todos os campos apresentam regiões com aumento na precipitação acumulada e outras onde se observa redução após a assimilação dos dados do AIRS. No entanto, na área de trajetória do centro do sistema ciclônico, há um evidente aumento da precipitação de origem convectiva como da microfísica de nuvens (Figura 4.26e, 4.26f), sendo maior na segunda. Além disso, nota-se uma redução na chuva convectiva na banda frontal enquanto que há um aumento da chuva da microfísica. Vale ressaltar que o aumento na precipitação é mais evidente nos primeiros dias do sistema e que no final da trajetória há uma predominância de redução na precipitação na parte sul e na parte norte de aumento (Figura 4.26d).

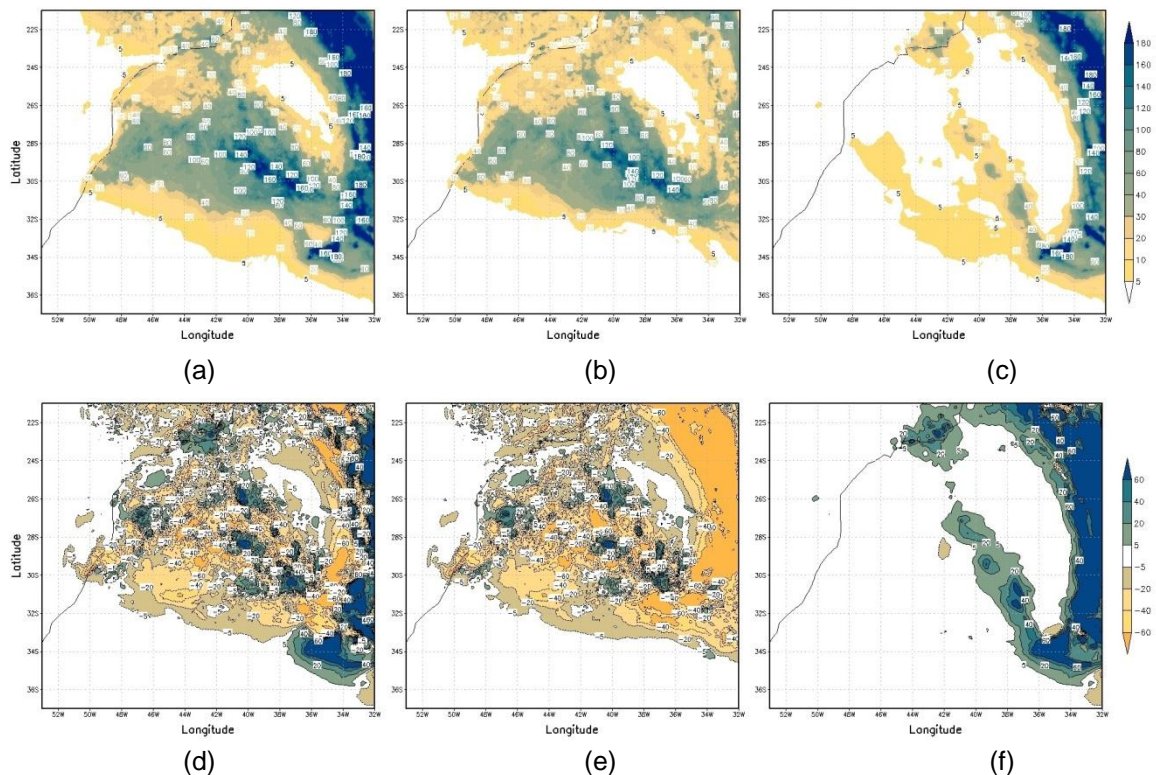


Figura 4.26 Como na Figura 4.19, mas com assimilação dos dados do AIRS.

4.7 Perturbação na fonte de calor

Conforme exposto acima, alteração no perfil de aquecimento gera alterações no sistema. Fabrício Branco (comunicação pessoal) realizou alguns experimentos gerando diferentes perturbações no perfil de aquecimento convectivo em simulações numéricas do Catarina. Foi utilizada a grade aninhada (27 km e 9km) e 48 níveis na vertical. As variações do perfil de aquecimento convectivo foram determinadas sobre a tendência de aquecimento fornecida pela parametrização de cúmulos. Quando o perfil de aquecimento convectivo foi multiplicado por 2 ou 1,5 o ciclone intensificou-se e a PNMM diminuiu para cerca de 970 hPa. No entanto, o sistema apresentou uma trajetória muito diferente da observada, com deslocamento mais a Norte da observada, em um dos casos, atingindo a costa do Rio de Janeiro. Estes resultados confirmam a hipótese de que a correta representação do perfil de aquecimento é de grande importância para reprodução do Catarina tanto na intensidade como na trajetória.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O furacão Catarina foi um fenômeno atípico, sendo o primeiro furacão documentado no Atlântico Sul, que atingiu a costa sul de Santa Catarina na madrugada do dia 28 de março de 2004. O presente trabalho teve como objetivo avaliar o impacto dos processos de subgrade, resolução e assimilação de dados no modelo BRAMS nas simulações do furacão Catarina. Para essa avaliação diversos experimentos numéricos foram conduzidos através do modelo BRAMS alterando as opções de parametrizações de convecção úmida e camada limite e as resoluções vertical e horizontal, além da utilização da técnica de assimilação de dados para diferentes conjuntos de dados oriundos de sensoriamento remoto.

A partir das simulações alterando a parametrização de convecção úmida, foi possível observar que os experimentos realizados com a parametrização de Grell, tanto com fechamento Grell quanto Ensemble, apresentaram um sistema mais intenso, com PNMM mais baixas e vento máximo com maior intensidade, quando comparado a KUO e Grell-3D, além de apresentar uma trajetória mais consistente com a observada pelo algoritmo de rastreamento da Universidade de Melbourne (Pezza e Simmonds, 2005). Os perfis das fontes aparentes de calor e de umidade, Q_1 e Q_2 , respectivamente para as simulações com a parametrização de Grell para os processos convectivos úmidos, em ambos os fechamentos (Grell e *Ensemble*), se mostraram favoráveis ao desenvolvimento de convecção profunda, enquanto que as parametrizações de KUO e Grell-3D apresentaram uma baixa taxa de aquecimento, inibindo a tendência negativa na pressão, além de um perfil de Q_2 desfavorável para o crescimento de convecção úmida. Através desses

resultados, foi selecionada apenas a parametrização de Grell com os fechamentos de Grell e *Ensemble* para os experimentos subsequentes

Nos experimentos acima, nos quais foram avaliadas as parametrizações de convecção úmida, foi utilizada a parametrização de camada limite Mellor-Yamada. No entanto, para avaliar o impacto da parametrização de camada limite esta foi alterada para opção de Deformação Anisotrópica e em seguida o coeficiente de deformação vertical foi reduzido. Os resultados mostraram um impacto positivo na trajetória e intensidade do sistema utilizando a deformação anisotrópica, principalmente com o fechamento *Ensemble*. Por outro lado, ao reduzir o coeficiente de deformação, o efeito só foi notado em alguns horários. Os perfis médios de Q_1 e Q_2 apresentaram um aumento tanto na taxa de aquecimento quanto na camada úmida próxima à superfície. Fisicamente, ao diminuir a difusão vertical, houve um aumento da temperatura e umidade próximo à superfície, o que pode levar a uma maior instabilidade da atmosfera, aumentando a liberação de calor latente devido a convecção úmida. Estes resultados são confirmados com o aumento na chuva acumulada.

De acordo com as hipóteses levantadas por Veiga et al. (2008), mostrando a necessidade de um aumento na resolução vertical na tentativa de tornar mais realista a captura do cisalhamento vertical do campo básico e Bonatti et al. (2006) que mostraram a necessidade da utilização de modelos de mesoescala em alta resolução, foram realizados experimentos para avaliar o impacto da resolução vertical (horizontal), com o aumento de 32 (20 km) para 48 (8 km) níveis. Ao aumentar a resolução vertical, o experimento com fechamento Grell na parametrização de convecção úmida não apresentou ganhos significativos, enquanto que o experimento com fechamento *Ensemble*

o impacto foi mais evidente, com uma clara intensificação do sistema e uma trajetória mais consistente com relação à observada. Do ponto de vista da resolução horizontal, o aumento da resolução teve um impacto evidente com uma nítida queda na PNMM no centro do sistema ciclônico e intensificação dos ventos ao redor do centro, tanto com o fechamento Grell como *Ensemble*, demonstrando a importância do uso de alta resolução. Esses resultados foram também confirmados através dos perfis de Q_1 e Q_2 , onde com o aumento da resolução houve um aumento na taxa de aquecimento e em baixos níveis a presença de um máximo em 900 hPa. O perfil médio de Q_2 também apresentou um impacto, tanto na camada de secagem como na camada úmida próxima a superfície, ambas mais intensas. De modo geral, o fechamento *Ensemble* com resolução mais alta, tanto na vertical como horizontal, apresentou um sistema mais intenso.

Apesar dos ganhos obtidos com os experimentos realizados, o modelo não conseguiu reproduzir a intensidade do Catarina e bem como apresentou uma defasagem no tempo em seu deslocamento. Dessa forma, a utilização dos esquemas de assimilação de dados disponíveis no BRAMS foi empregado na tentativa de eliminar os erros associados a condição inicial. Por se tratar de uma região onde não há observações disponíveis, foram utilizados dados provenientes de sensoriamento remoto, a saber: estimativas de chuva do TRMM, estimativa de vento em 10 metros do QuikScat e perfis recuperados de temperatura e umidade do AIRS.

O primeiro experimento com assimilação de dados consistiu na assimilação da chuva estimada pelo TRMM a partir do procedimento de inicialização, no qual as taxas de precipitação são assimiladas utilizando uma

parametrização inversa do efeito da convecção úmida associada à formação de nuvens cumulus. Este procedimento pode ser utilizado para corrigir o campo inicial do modelo e a posição e intensidade da precipitação ao longo da simulação. Primeiramente foi realizado um experimento no qual os dados do TRMM foram assimilados com resolução de 20 km, apresentando uma redução na intensidade do Catarina. Uma vez que a resolução se mostrou de grande importância, um segundo experimento foi realizado com resolução horizontal de 8 km e com 48 níveis verticais, utilizando as saídas da simulação com assimilação do TRMM como condição inicial e de contorno. Mesmo com o aumento da resolução o sistema mostrou-se menos intenso comparado aos resultados obtidos com as análises do FNL como condição inicial. O perfil médio de Q_1 também apresentou uma redução na taxa de aquecimento. Uma explicação plausível é que o produto TRMM subestima as chuvas no caso do Catarina o que impactou na taxa de aquecimento e conseqüentemente no abaixamento da pressão no nível médio do mar. A subestimativa da precipitação pelo produto do TRMM também foi observada por Santos e Silva (2009) e Huang et al. (2014). Se a precipitação estimada pelo TRMM fosse 50% mais intensa, a fonte de calor seria substancialmente mais intensa e a pressão reduzida ao nível do mar seria mais baixa, com ventos mais intensos, coerente com as observações.

Com o intuito de avaliar o impacto da assimilação dos dados de vento em superfície, o esquema de assimilação ODA foi ativado para assimilar os dados de vento estimados pelo QuikScat. Os resultados obtidos mostraram que ao assimilar os dados de vento a trajetória do sistema apresentou uma redução no desvio para o norte apresentado nos experimentos sem assimilação de

dados, mas intensificou o atraso no deslocamento do sistema com relação a trajetória estimada por satélite. Com relação à intensidade, de modo geral, o sistema oscila entre mais e menos intenso do que o caso sem assimilação. Os momentos em que o sistema esteve menos intenso foram os instantes em que não houve dados na área do sistema. Portanto, fica evidente a necessidade de um sistema de sensoriamento remoto do vento que tenha amostragem dos dados mais frequente. O perfil médio de fonte de calor aparente mostrou um núcleo com taxas mais quentes em 900 hPa nos dias 22 e 23 que favoreceu o abaixamento da pressão.

A assimilação dos perfis de temperatura e umidade recuperados do AIRS mostrou um deslocamento do sistema um pouco diferente não só do experimento sem assimilação, mas também dos outros casos apresentados anteriormente, principalmente no início e fim do período de vida do ciclone Catarina. Contudo, o modelo reproduziu com precisão a localização do centro do sistema às 1200 UTC do dia 28. Além disso, o sistema tornou-se mais intenso, apresentando pressões mais baixas do que o caso sem assimilação, atingindo um mínimo de 995 hPa. Os ventos também foram mais intensos nas primeiras 72 horas de integração com máximo de 23 m/s decaindo nas horas seguintes. O perfil médio de Q_1 apresentou uma redução na taxa de aquecimento em vários momentos, no entanto entre as 00 e 09 UTC do dia 23 houve um aumento na taxa de aquecimento, principalmente em 900 hPa, contribuindo para o abaixamento da pressão e intensificação dos ventos. Em adição, o nível de máximo aquecimento entre os dias 23 e 25 mudou para 400 hPa. Uma análise da distribuição da chuva mostrou um aumento na

contribuição resolvida pela microfísica nos primeiros dias, quando o sistema apresentou maior intensidade.

Os experimentos com assimilação de dados de vento na superfície apresentaram uma melhoria na simulação do Catarina nos primeiros dias, em todos os casos o sistema não conseguiu manter sua intensidade. Uma hipótese para este fato é que o aumento da nebulosidade com a intensificação do Catarina dificultou a estimativa de dados a partir de sensoriamento remoto, especialmente no caso do QuikScat. Além disso, não há dados disponíveis ao longo da trajetória descrita pelo Catarina em vários horários de passagem do satélite nas vizinhanças do ciclone, mostrando a necessidade de observações mais frequentes ou maior largura da faixa observada pelo satélite. Todos os resultados contribuíram para o entendimento da importância da fonte de calor na intensidade do Catarina. A correta representação não só da intensidade, mas também do nível de máximo aquecimento é de extrema importância para reprodução e entendimento do Catarina.

O *GFDL Operational Hurricane Model* (<http://www.gfdl.noaa.gov/operational-hurricane-forecasting>) reproduz com notável realismo a intensidade de vórtices associados a furacões. Em particular, os produtos operacionais durante o período do Catarina foram bastante precisos quanto a intensidade do sistema. Este modelo faz o *nudging* do vórtice observado pelo satélite e introduz uma fonte de calor para balanceá-lo. O sistema roda no ciclo de assimilação e ao iniciar o ciclo de previsão, o vórtice é deixado livre. Em geral, o vórtice perde intensidade durante a fase de previsão. Entretanto, na previsão de muito curto prazo (cerca de 12-24h), o sistema apresenta resultados bastante precisos.

A assimilação de precipitação, estimada pelo TRMM, não foi suficiente para estabelecer um vórtice compatível com a intensidade observada (por ex., pelo QuickScat). Ou seja, há fortes evidências nos resultados de modelagem discutidos no Capítulo 4 de que a estimativa de precipitação do TRMM ficou bem abaixo da real. A experiência com o *GFDL Operational Hurricane Model* sugere que é preciso introduzir um vórtice balanceado (força de Coriolis, forças de pressão e centrípeta) ou seja, o forçamento via fonte de calor (por ex., através da assimilação de estimativas de precipitação) precisa ser realizado em conjunto com o forçamento das observações de vento.

5.1 Sugestões para trabalhos futuros

Como trabalhos futuros para explorar a dinâmica da evolução do ciclone Catarina e também visando uma contribuição para a melhoria dos modelos numéricos usados para a previsão operacional de tempo, são sugeridos alguns trabalhos:

- Testes com perturbação da intensidade e distribuição vertical da fonte de calor associada a convecção úmida;
- Avaliação do impacto da assimilação de outras estimativas de precipitação além do TRMM que possam estimar de forma mais realística do papel da chuva de nuvens quentes (e rasas), tipicamente observadas na região do ciclone.
- Aumento do número de pontos observados de perfil de temperatura e umidade (AIRS) no processo de assimilação de dados.

- Utilizar outras técnicas de assimilação de dados, por ex., o uso do “Ensemble Kalman Filter” ou outras técnicas de minimização funcional da distância da análise à estimativa inicial e aos dados efetivamente observados;
- Simulações com resolução horizontal da ordem de 1 km com a eliminação da parametrização da convecção úmida e inclusão de parâmetros de microfísica mais adequados às condições marinhas de ar limpo e com grandes núcleos de condensação.
- Assimilar dados de radiância, ao invés de perfis de temperatura e umidade estimados.
- Explorar com mais detalhes o papel da interação com a baixa estratosfera, através do aumento ainda maior da resolução vertical na alta troposfera/baixa estratosfera.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Anthes, R. A. Data assimilation and initialization of hurricane prediction models. *J. Atmos. Sci.*, 31, p. 702-719, 1974.

Aumann, H. H.; Chahine, M. T.; Gautier, C.; Goldberg, M. D.; Kalnay, E.; Mcmillin, L. M.; Revercomb, H.; Rosenkranz, P. W.; Smith, W. L.; Staelin, D. H.; Strow, L. L.; Susskind, J. AIRS/AMSU/HSB on the Aqua mission: design, science objectives, data products and processing systems. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, v.41, n.2, p. 253-264, 2003.

Avolio, E., Federico, S., Sempreviva, A. M., Calidonna, C. R., De Leo, L., Bellecci, C. Preliminary Meteorological Results of a four-Dimensional Data Assimilation Technique in Southern Italy v.1, p. 134-141, 2011.

Biazetto, B. and Silva Dias, M. A. F. Analysis of the impact of rainfall assimilation during LBA atmospheric mesoscale campaigns in southwest Amazon. *Atmos. Res.*, 107, p. 126-144, 2012.

Bonatti, J. P. e Rao, V. B. Moist baroclinic instability in development of North Pacific and South American intermediate-scale disturbances. *Journ. of Atmos. Sciences*, 44(18), p. 2657-2667, 1987.

Bonatti, J. P., Rao, V. B., Silva Dias, P. L. On the westward propagation of the Catarina Storm. In: 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, 2006, Foz do Iguaçu, PR. *Proceedings of 8 ICSHMO*. p. 1659-1675, 2006.

Browning, K. A. Conceptual models of precipitation Systems. *Wea. Forecasting*. 1, 23-41, 1986.

Calearo, D. S., Araujo, G., Correia, C., Moraes, M., Rodrigues, M. L., Monteiro, M., Martins, M., Victoria, R., Araújo, C. E., Roldão, A. Monitoramento do

Catarina no Centro Operacional da EPAGRI/CLIMERH. In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2004, Fortaleza, 2004.

Climanalise: Climatologia de Precipitação e Temperatura. Edição Especial, 1996.

Dal Piva, E. Estudo de caso sobre o papel dos fluxos de calor latente e sensível em superfície em processos de ciclogênese de costa leste ocorrido na costa da América do Sul. *Dissertação de Mestrado. Instituto de Pesquisas Espaciais*, 2001.

Dias Pinto, J. R., Reboita, M. S., da Rocha, R. P. Synoptic and dynamical analysis of subtropical cyclone Anita (2010) and its potential for tropical transition over the South Atlantic Ocean. *Jor. Geo. Res. Atmos.*, v.118. 1-14, 2013.

Diniz, F. A., Kousky, V. E. Ciclone no Atlântico Sul Análise Sinótica e Observação. XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza, 2004.

Dutra, L. M. M. Ciclones subtropicais sobre o Atlântico Sul: Análise da estrutura dinâmica de eventos. *Dissertação de Mestrado, IAG-USP. Universidade de São Paulo. São Paulo, Brasil*, 2012.

Emanuel, K. Na air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance. *J. Atmos, Sci*, 43, p. 585-604, 1986.

Fast, J. D. Mesoscale Modeling and Four-dimensional Data Assimilation in Areas of Highly Complex Terrain. *J. appl. Meteor.*, 34, p. 2762-2782, 1995.

Freitas, S. R., Longo, K. M., Silva Dias, M. A. F., Chatfield, R., Silva Dias, P. L., Artaxo, P., Andreae, M. O., Grell, G., Rodrigues, F. L., Fazenda, A., Panetta, J. The coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazillian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS) – Part I: Model description and evaluation. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, v.9, p. 2843-2861, 2009.

Fritsch, J.M.; Chappell, C.F. Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part I: convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, v. 37, n. 8, p. 1722-1733, 1980.

Gan, M. A. Ciclone Catarina: Análise Sinótica. In: III Simposio Internacional de Climatologia, Canela, SBMET, v. 1. p. 1-5. 2009.

Garde, L. A., Pezza, A. B., Bye, J. A. T. Tropical transition of the 2001 Australian Duck. *Mon. Wea. Rev.* 138, p. 2038-2057, 2010.

Gevaerd, R., Longo, M., Silva Dias, P. L., Branco, F. V. Análise da Precipitação Associada ao Ciclone Catarina. In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 0780: Fortaleza, 10pp. 2004.

Gevaerd, R., Freitas, S. R., Longo, M., Moreira, D. S., Silva Dias, M. A. F., Silva Dias, P. L. Estimativa operacional da umidade do solo para iniciação de modelos de previsão numérica da atmosfera, parte II: Impacto da umidade do solo e da parametrização de cumulus na simulação de uma linha seca. *Res. Bras. de Meteorologia*. v. 21, p. 74-88, 2006.

Grell, G. A. Prognostic Evaluation of Assumptions used by Cumulus Parameterization. *Mon. Wea. Rev.*, 121, p. 764-782, 1993.

Grell, G. A., Devenyi, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geoph. Res. Lett.*, vol. 29, n. 14, 2002.

Grell, G.A., Freitas, S. R. A Scale and Aerosol Aware Stochastic Convective Parameterization for Weather and Air Quality Modeling. *Atmos. Chem. and Phys. Discuss.*, v.13, p. 23845-23893, 2013.

Hoffman, R. N., Mark Leidner, S. "An Introduction to the Near-Real-Time QuikSCAT Data". *Weather and Forecasting* 20: 476-493. [doi:10.1175/WAF841.1](https://doi.org/10.1175/WAF841.1), 2005.

Hoke, J., Anthes, R. The Initialization of Numerical Models by a Dynamic Relaxation Technique. *Mon. Wea. Rev.*, 104, p. 1551-1556, 1976.

Houze, R. A. Cloud clusters and large-scale vertical motions in the tropics. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, p. 396-410, 1982.

Huang, Y., Chen, S., Cao, Q., Hong, Y., Wu, B., Huang, M., Qiao, L., Zhang, Z., Li, Z., Li, W., Yang, X. Evaluation of Version-7 TRMM Multi-Satellite Precipitation Analysis Product during the Beijing Extreme Heavy Rainfall Event of 21 July 2012. *Water*, 6, p. 32-44. doi: 10.3390/w6010032, 2014.

Huffman, G.J., Adler, R. F., Bolvin, D. T., Gu, G., Nelkin, E. J., Bowman, K. P., Hong, Y., Stocker, E. F., Wolff, D. B. The TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis: Quasi-global, Multiyear, Combined-sensor Precipitation Estimates at Fine Scale. *J. Hydrometeor.*, v. 8, p. 38-55. 2007.

Johnson, R.H. Partitioning Tropical Heat and Moisture Budgets into Cumulus and Mesoscale Components: Implication form Cumulus Parameterization. *Mon. Wea. Rev.*, 112, p. 1590-1601, 1984.

Karyampudi, V. M., Lai, G., Manobianco, J. Impact Initial Conditions, Rainfall Assimilation, and Cumulus Parameterization on Simulations of Hurricane Florence. *Mon. Wea. Rev.*, v. 126, n. 12, p. 3077-3101, 1998.

Kuo, H.L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large scale flow. *Journ. Atmo Scien*, 31, p.1232-1240, 1974.

Longo, K. M., Freitas, S. R., Pierre, M., Marécal, V., Rodrigues, L. F., Panetta, J., Alonso, M. F., Rosário, N. E., Moreira, D. S., Gácita, M. S., Arteta, J., Fonseca, R., Stockler, R., Katsurayama, D. M., Fazenda, A., Bela, M., The Chemistry CCATT-BRAMS Model (CCATT-BRAMS 4.5): a Regional Atmospheric Model System for Integrated Air Quality and Weather Forecasting and Research. *Geoscientific Model Development*. V.6, n.5, p. 1389-1405. 2013.

Lorenz, A. Analysis Methods for Numerical Weather Prediction. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **112**, p. 1177-1194, 1986.

Marquet, P. The available-enthalpy cycle. II: Applications to idealized baroclinic waves. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 129, p. 2467-2494, 2003.

Mattos, L. F. O papel da deformação horizontal na frontogênese na Região Sul brasileira. INPE-4469-TDL/322, São José dos Campos, INPE, 1988.

Mattos, L. F. Frontogênese na América do Sul e precursores de friagem no Estado de São Paulo. Tese de Doutorado, 2004

McTaggart-Cowan, R., Bosart, L. F., Davis, C. A., Atallah, E. H., Gyakim, J. R., Emanuel, K. Analysis of Hurricane Catarina (2004). *Mon. Wea. Rev.* 134, p. 3029-3053, 2006.

Matheron, G. The theory of regionalized variables and its applications. Paris, Les Cahiers Du Centre de Morphologie Mathématique de Fontainebleu, 211p, 1971.

Mellor, G. L.; Yamada, T. Development of a turbulence closure Model Geophysical Fluid Problems. *Rev. Geophysics Space Physics.* 20, 851 – 875, 1982.

Menezes, W. F., Silva Dias, P. L. Um Estudo do Impacto das Opções Físicas do Modelo RAMS na Simulação Numérica do Ciclone Catarina. In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2004, 0586: Fortaleza, 10pp, 2004.

Meneguzzo F., Levizzani, V., Orlandi, A., Ortolani, A., Pasqui, M., Torricella, F., Gozzini, B. Resolution and data assimilation issues in the operational numerical forecast of basin-scale rain storms. In: Egs Plinius Conference on Mediterranean Storms, 4, Mallorca-Spain. Proceedings, 2002.

Messinger, F. and Arakawa, A. Numerical methods used in atmospheric models. GARP Publication Series, No. 14, WMO/ICSU Joint Organizing Committee, 64 pp, 1976

Michaelides, S. C. A spatial and temporal energetics analysis of a baroclinic disturbance in the Mediterranean. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 1224-1243, 1992.

Nakano, M., Nakajima, K. Influence of vertical Wind shear on the initial vortex formation of tropical cyclone. 26th Conf. on Hurricane and Tropical Meteorology, 2004, Miami, AMS, P1.49, 2004.

National Centers for Environmental Prediction/National Weather Service/NOAA/U.S. Department of Commerce. 2000, updated daily. *NCEP FNL Operational Model Global Tropospheric Analyses, continuing from July 1999*. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. <http://dx.doi.org/10.5065/D6M043C6>. Acessado em 10/03/2009.

Nunes, A. M. B. Inicialização física em modelos de previsão de tempo e estudo de seus efeitos na partição de energia em modos verticais e horizontais nos trópicos e na América do Sul. 217 f. Tese de Doutorado - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, São Paulo, 2002.

Orlandi A., Ortolani, A., Meneguzzo, F., Torricella, F., Levizzani, V., Turk, F.J. Rainfall assimilation in RAMS by means of the Kuo parameterization inversion: method and preliminary results. *J. Hydrology*, v. 288, p. 20-35, 2004.

Parkinson, C. L. Aqua: an Earth-Observing satellite mission to examine water and other climate variables. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, v.41, n.2, p. 173-183, 2003.

Pereira Filho, A. J., Lima, R. S. Synoptic and mesoscale analysis of hurricane Catarina. In: 8th International Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Hydrology, 2006, Foz do Iguaçu. 8th International Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Hydrology. São José dos Campos: CPTEC/INPE, 2006.

Pereira Filho, A.J., Pezza, A. B., Simmonds, I., Lima, R. S., Vianna, M. New perspectives on the synoptic and mesoscale structure of Hurricane Catarina. *Atmos. Res.*, 95, p. 157-171, 2010.

Pezza, A.B., Simmonds, I. The first South Atlantic hurricane: Unprecedented blocking, low shear and climate change. *Geophysical Res. Letters* 32, doi:10.1029/2005GL023390, 2005.

Pielke, R. A. *Mesoscale Meteorological Modeling*. New York, N.Y.: Academic Press, 612pp, 1974.

Satyamurti, P., Mattos, L. F. Climatological lower troposphere frontogenesis in the midlatitudes due to horizontal deformation and divergence. *Mon. Wea. Rev.* 117, p. 1355-1364. 1989.

Seaman, R. S. An Australian perspective on meteorological analysis and data assimilation since the early 1960s. *Aust. Met. Mag.*, 46, 117-126, 1997.

Silva Dias, P. L., Schubert, W. H., DeMaria, M. Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. *J. Atmos. Sci.*, 40, 2689-2707, 1983.

Silva Dias, P.L., Silva Dias, M. A. F., Seluchi, M., Diniz, F. A. O Ciclone Catarina: Análise Preliminar da Estrutura, Dinâmica e Previsibilidade. In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 0764: Fortaleza, 10pp., 2004.

Silva, R. R., Silva Dias, P. L., Gandu, A. W., Moreira, D. S. Impactos da Temperatura da Superfície do Mar no Ciclone Catarina. In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2004, 0447: Fortaleza, 10pp, 2004.

Silva Dias, P. L., Gan, M. A., Beven, J. L., Pezza, A., Holland, G., Pereira Filho, A., McTaggart-Cowan, R., Diniz, F. A., Seluchi, M., Braga, H. J. The Catarina Phenomenon. Tropical Meteorology Research Program Report Series TMRP No. 72, Workshop 6th WMO International Workshop on Tropical Cyclones (IWTC-VI), SAN JOSE, Costa Rica, 21-30 November 2006, WMO /TD No. 1353,329-360, 2007.

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

Smith, P. J. The energetics of extratropical cyclones. *Rev. Geophysics and Space Physics*, 18, p.378-386, 1980.

Santos e Silva, C. M. Simulando o ciclo diário da precipitação sobre a Bacia Amazônica durante a estação chuvosa. Tese de Doutorado. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009.

Stauffer, D. R., Seaman, N. L. Use of four-dimensional data assimilation in a limited-area mesoscale model. Part. I: Experiments with synoptic-scale data. *Mon. Wea. Rev.*, 118, p.1250-1277, 1990.

Stauffer, D. R., Seaman, N. L. Multiscale 4-dimensional data assimilation. *J. Appl. Meteorol.* 33. p.416-434, 1994.

Tremback, C. J., Tripoli, G. J., Cotton, W. R. A regional scale atmospheric numerical model including explicit moist physics and a hydrostatic time-split scheme. Preprints, 7th AMS Conference on numerical Weather Prediction, June 17-20. Montreal, Quebec, Canada, *Amer. Meteor. Soc.*, Boston. p.433-434, 1985.

Tripoli, G. J., Cotton, W. R. The Colorado State University three-dimensional cloud mesoscale model, 1982: Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments. *J. Reach. Atmos.* 16, p.185-220, 1982.

Veiga, J. A. P., Pezza, A. B., Simmonds, I., Silva Dias, P. L. An analysis of the energetics associated with the transition of the first South Atlantic Hurricane. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L15806. Doi:10.1029/2008GL034511, 2008.

Yanai, M., Esbensen, S., Chu, J. H. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *J. Atmos. Sci.*, 30, 611-627, 1973.

APÊNDICE

A Tabela A.1 mostra os parâmetros que controlam o esquema de assimilação do BRAMS listados no RAMSIN (*NAMELIST* que contém todos os parâmetros que usados numa simulação do modelo).

Tabela A.1 Parâmetros que definem o esquema de assimilação de dados (*NAMELIST* do BRAMS – denominado RAMSIN).

IFODA	Para ativar o esquema. (Não=0, sim=1)
ODA_UPAPREFIX	Prefixo dos nomes dos arquivos (incluindo caminho) das observações de ar superior para o esquema ODA.
ODA_SFCPREFIX	Prefixo dos nomes dos arquivos (incluindo caminho) das observações de superfície para o esquema ODA.
FRQODA	Frequência em que a sub-rotina de assimilação e chamada (em segundos).
TODABEG, TODAEND	Tempo de início e fim do ODA (em segundos)
TNUDODA	Tempo de <i>nudging</i> (em segundos)
WT_ODA_GRID	Peso relativo aplicado a cada grade ativa.
WT_ODA_UV WT_ODA_TH WT_ODA_PI WT_ODA_RT	Peso relativo para cada variável
RODA_SFCE RODA_SFC0	Raio (em metros) para o esquema <i>kriging</i> controlar a suavização das análises na superfície. SFC0 é a distância para uma observação onde a influência torna-se zero. SFCE a influência cai a um fator de e^{-1} .
RODA_UPAE RODA_UPAO	Raio (em metros) para o esquema <i>kriging</i> controlar a suavização das análises de ar superior.
RODA_HGT	Altura (em metros) acima da superfície usada para determinar a estrutura vertical do <i>kriging</i> .
ODA_SFC_TIL, ODA_UPA_TIL, ODA_SFC_TEL, ODA_UPA_TEL	Interpola enquanto o tempo do modelo menos o tempo da observação for menor que o limite (TEL). Se duas observações na mesma estação tiverem seu tempo passado menos futuro maior que TEL e for menor que TIL é feita uma extrapolação entre os dois instantes de tempo.