

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

RAQUEL SILVA LIMA

Gênese, Evolução e Decaimento do Vórtice
Axissimétrico de Santa Catarina Entre 23 e 29 de Março
de 2004: Uma Análise Por Meio de Sensoriamento
Remoto e Modelos Numérico e Conceitual

São Paulo
2005

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

RAQUEL SILVA LIMA

Gênese, Evolução e Decaimento do Vórtice Axissimétrico de Santa Catarina Entre 23 e 29 de Março de 2004: Uma Análise Por Meio de Sensoriamento Remoto e Modelos Numérico e Conceitual

Dissertação apresentada ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Mestre em Meteorologia.

Área de concentração: Meteorologia
Orientador: Prof. Dr. Augusto José Pereira Filho

São Paulo
2005

AGRADECIMENTOS

A Deus, que sempre me deu fardos leves. E que ensinou que fardos pesados podem ser carregados em duas viagens.

Aos meus pais, Dona Marize e Seu Lima, que participaram, me apoiaram, incentivaram e custearam (nos períodos sem bolsa), pra que eu pudesse realizar esta dissertação; e as minhas irmãs e minha avó Joana, que torceram por mim.

Ao Professor Augusto José Pereira Filho, pela orientação, compreensão, amizade, pelas conversas produtivas e por acreditar em mim.

Aos amigos. Eles sabem quem são.

Agradecimento especial ao Hallak (Irmaozão), que colaborou neste trabalho.

À equipe que constitui o IAG.

Ao Papai Urso, por me permitir fazer parte de sua família.

Aos professores Rosângela Gin (FEI) e Carlos Augusto Morales Rodriguez: O começo de tudo.

Ao ensino público, aos profissionais que o realizam e às instituições de fomento a pesquisa do Brasil (CAPES e CNPq), por acreditarem no futuro.

LISTA DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1 - Imagem do satélite Terra (com resolução de 1 km), das 13:55Z do dia 27/03/2004. | 2 |
| Figura 2 - Mapa dos danos causados pelo vórtice axissimétrico, na porção Sul do estado de Santa Catarina, com indicação da intensidade dos danos..... | 5 |
| Figura 3 - Localização do ponto de gênese de ciclones tropicais para um período de 20 anos. | 9 |
| Figura 4 - Campos de geopotencial em 200 hPa no período de 23 a 29 de março de 2004, a partir de médias diárias de dados do NCEP. | 26 |
| Figura 5 – Representação esquemática da inclinação do eixo do cavado em altos níveis no escoamento de Oeste. | 28 |
| Figura 6 – Campo de média semanal da temperatura da superfície do mar (°C) do CDC/NOAA. | 30 |
| Figura 7 – Imagens do satélite GOES-12, no canal infra-vermelho, das 0000 UTC no período de 23 a 29/03/2004. | 32 |
| Figura 8 – Imagens do satélite METEOSAT-7, no canal vapor d’água, das 1800 UTC no período de 23 a 29/03/2004. | 33 |
| Figura 9 – Imagem do satélite Aqua (com resolução de 1 km), das 1630 UTC do dia 27/03/2004..... | 37 |
| Figura 10 – Recorte do olho do sistema Catarina em imagem do satélite Aqua, das 16:30Z do dia 27/03/2004, com resolução de 250 m..... | 38 |
| Figura 11 – Vista esquemática tridimensional de um furacão no Hemisfério Norte. | 38 |
| Figura 12 – Imagem do satélite GOES-12, no canal vapor d’água, das 1645 UTC do dia 26/03/2004..... | 39 |

| | |
|--|----|
| Figura 13 – Refletividade (dBz) obtida do satélite TRMM, do radar de Precipitação (PR), e espiral correspondente ao vórtice (Battan, 1973) no dia 27 de março de 2004..... | 40 |
| Figura 14 – Campos de pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento em 950 hPa (nós) obtidos com o modelo GFDL, geradas a partir das 1200 UTC do dia 27/03/2004 até às 1200 UTC do dia 29/03/2004 em intervalos de 12 horas..... | 42 |
| Figura 15 – Campos de cisalhamento vertical do vento entre os níveis de 850 e 500 hPa (m s^{-1}), das 1200 UTC do dia 27/03/2004 e das 1200 UTC do dia 29/03/2004..... | 46 |
| Figura 16 – Campos de precipitação acumulada em 6 horas (cm), geradas pelo modelo GFDL a partir das 1200 UTC do dia 27/03/2004 até às 1200 UTC do dia 29/03/2004 em intervalos de 12 horas..... | 47 |
| Figura 17 - Precipitação diária estimada pelo CMORPH, (mm dia^{-1}), com definição de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$. A intensidade é indicada pela escala de cores..... | 49 |
| Figura 18 - Imagens do TRMM, com estimativa de precipitação (mm h^{-1}). A escala de cores da taxa de precipitação varia entre 0 (azul escuro) e 50 mm h^{-1} (vermelho escuro). | 51 |
| Figura 19 - Corte transversal da estrutura vertical do vórtice axissimétrico medido pelo TRMM às 1100 UTC de 27/03/2004..... | 52 |
| Figura 20 – Corte em sentido radial de um furacão para esquematização de correntes verticais (Anthes, 1982). | 53 |
| Figura 21 - Estimativa da média radial de distribuição de água (g/kg) de origem convectiva, associada a nuvens estratiformes e total..... | 55 |
| Figura 22 – Campos de temperatura potencial equivalente (K), produzidas pelo modelo GFDL a partir das 1200 UTC do dia 27/03/2004 até as 1200 UTC do dia 29/03/2004 em intervalos de 12 horas..... | 56 |
| Figura 23 – Perfis de taxa de aquecimento (K h^{-1}) gerados a partir dos dados do PR/TRMM do dia 27/03/2004..... | 59 |

| | |
|--|----|
| Figura 24 – Campos de vorticidade (10^{-5} s^{-1}), geradas pelo modelo GFDL a partir das 1200 UTC do dia 27/03/2004 até as 1200 UTC do dia 29/03/2004 em intervalos de 12 horas..... | 61 |
| Figura 25 – Campos de vorticidade potencial em níveis isentrópicos de 310, 325 e 350 K, em PVU ($10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$), geradas a partir do dia 27 de março de 2004 às 0000 UTC até o dia 29 de março de 2004 às 1200 UTC em intervalos de 12 horas. | 64 |
| Figura 26 - Pressão Atmosférica e sua variação (hPa) na Barragem de São Bento, de 26/03/2004 às 0000 UTC, até 29/03/2004 às 2300 UTC. | 67 |
| Figura 27 – Pressão Atmosférica (hPa) e vento (m s^{-1}) na Barragem de São Bento de 26/03/2004 às 0000 UTC até 29/03/2004 às 2300 UTC. | 68 |
| Figura 28 – Gráfico de perfil de vento com relação ao vento máximo (V/V_{max}) e variação da pressão com relação a variação máxima da pressão (DP/DP_m) segundo Stull (2000). | 69 |
| Figura 29 –Distribuição temporal de intensidade do vento baseado em Stull (2000) e registrado na estação de Barragem Sã Bento, em Siderópolis (SC)..... | 70 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|--|----|
| 1 - Escala Saffir – Simpson de potencial destrutivo de furacões..... | 45 |
|--|----|

LISTA DE EQUAÇÕES

| | |
|--|----|
| 1 – Fator refletividade de um radar | 19 |
| 2 – Refletividade de um radar | 19 |
| 3 – Vorticidade potencial isentrópica | 21 |
| 4 – Vorticidade relativa em superfície isentrópica | 21 |
| 5 – Vorticidade planetária..... | 21 |
| 6 – Variação máxima da pressão | 22 |
| 7 – Variação da pressão | 22 |
| 8 – Razão entre a variação da pressão e a variação máxima de pressão | 23 |
| 9 – Vento tangencial máximo | 23 |
| 10 – Razão entre o vento e o vento tangencial máximo | 23 |
| 11 – Relação do vento tangencial com o vento tangencial máximo..... | 23 |
| 12 – Relação do vento radial com o vento tangencial máximo | 24 |
| 13 – Espiral do furacão | 42 |

LISTA DE SIGLAS

AIRS – Atmospheric Infrared Sounders – Sensores de Infravermelho Atmosférico

AMSR – Advanced Microwave Scanning Radiometer – Radiômetro Avançado de Varredura de Microondas

AMSU – Advanced Microwave Sounding Unity – Unidade Avançada de Sondagem de Microondas

BB – Banda Brilhante

CDC – Climate Diagnostic Center – Centro Diagnostico de Clima

CERES – Clouds and the Earth’s Radiant Energy System – Sistema de Nuvens e Energia Radiante da Terra

CIMSS – Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies – Instituto Cooperativo para Estudos de Meteorologia por Satélite

CIRAM – CENTRO DE INFORMAÇÕES DE RECURSOS AMBIENTAIS E DE HIDROMETEOROLOGIA DE SANTA CATARINA

CISK – CONVECTIVE INSTABILITY OF THE SECOND KIND (ICST)

CMORPH – CPC Morphing Technique – Técnica “Morphing” do CPC

CPC – Climate Prediction Center – Centro de Previsão Climática

DECEA – Departamento de Controle do Espaço Aéreo da Aeronáutica

EOS – Earth Observation System – Sistema de Observação da Terra

ESA – European Space Agency – Agencia Espacial Européia

EUMETSAT – European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellite – Organização Européia para Exploração de Satélites Meteorológicos

GFDL/HPS – Geophysical Fluid Dynamical Lab Hurricane Prediction System – Sistema de Previsão de Furacões do Laboratório de Dinâmica do Fluido Geofísico

GOES – Geostationary Operational Environmental Satellite Program – Programa de Satélite Ambiental Operacional Geoestacionário

HSB – Humidity Sounder for Brazil – Sensor de Umidade para o Brasil

ICST - Instabilidade Convectiva do Segundo Tipo

IPV - Isentropic Potencial Vorticity – Vorticidade Potencial Isentrópica

IR – Infrared - Infravermelho

JAXA – Japan Aerospace Exploration Agency – Agencia de Exploração Aeroespacial do Japão

MODIS – Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer – Spectroradiometro de Imageamento de Resolução Moderada

MVIRI – METEOSAT Visible and Infrared Imager – Imegeador Visível e Infravermelho do METEOSAT

NASA – National Aeronautics and Space Administration – Administração Nacional Aeronáutica e Espacial

NCEP – National Centers for Environmental Prediction - Centro Nacional para Previsão Ambiental

NOAA – National Oceanic and Atmosphere Administration – Administração Nacional Oceânica e Atmosférica

PR – Precipitation Radar – Radar de Precipitação

PVU – Potencial Vorticity Unity – Unidade de Vorticidade Potencial

SMS – Synchronous Meteorological Satellite Program – Programa de Satélite Meteorológico Síncrono

TRMM – Tropical Rainfall Measuring Mission – Missão de Medição de Chuva Tropical

TSM – Temperatura da Superfície do Mar

WISHE – Wind Induced Surface Heat Exchange – Troca de Calor Entre Superfícies Induzida pelo Vento

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

ÍNDICE

| | |
|--|----|
| 1. Introdução..... | 2 |
| 2. Revisão Bibliográfica | 6 |
| 2.1. Sobre Furacões..... | 8 |
| 3. Materiais e Métodos | 13 |
| 3.1 Imagens do Satélite GOES | 14 |
| 3.2 Imagens do Satélite METEOSAT | 15 |
| 3.3 Imagens do Satélite Aqua | 16 |
| 3.4 Previsão do modelo GFDL/HPS..... | 16 |
| 3.5 Dados do NCEP | 18 |
| 3.6 Produtos do Satélite TRMM..... | 18 |
| 3.6.1 Estimativa de Distribuição de Água Líquida e Calor Latente | 19 |
| 3.7 Estimativa de Precipitação pelo Método CMORPH | 21 |
| 3.8 Vorticidade Potencial Isentrópica..... | 21 |
| 3.9 Dados Meteorológicos de estação em Superfície | 22 |
| 4. Resultados..... | 25 |
| 4.1. Análise dos Dados do NCEP | 25 |
| 4.2. Análise das Imagens de Satélites | 31 |
| 4.3 Análise de Previsões, Estimativas e Simulações do Vórtice | 42 |
| 4.4. Variáveis Medidas na Região Atingida pelo Sistema..... | 64 |
| 5. Conclusões..... | 69 |
| 6. Referências Bibliográficas..... | 72 |

1 INTRODUÇÃO

Vórtices ciclônicos de centro quente são eventos raros na porção Sul do Oceano Atlântico. A não ocorrência deste tipo de fenômeno é questionável, uma vez que o monitoramento via satélite foi iniciado a partir da década de 1970. Ainda assim, não existem registros de fenômenos como esse sobre o Atlântico Sul¹. Por isso, o vórtice axissimétrico de Santa Catarina (Figura 1) tem sido tratado como o primeiro vórtice ciclônico axissimétrico de centro quente do Brasil, que se formou na região de oclusão de um sistema frontal, associado a um cavado em altos níveis.



Figura 1 - Imagem do satélite Terra (com resolução de 1 km), das 13:55Z do dia 27/03/2004.

¹ Existe uma imagem de satélite de 1º de outubro de 1970 que mostra um vórtice com forma similar ao “Catarina”, porém não se sabe se estes sistemas tiveram desenvolvimento igual desde sua gênese até sua total dissipação.

A rara formação de sistemas de baixa pressão em superfície com centro quente semelhantes a furacões no Oceano Atlântico Sul é atribuída à temperatura da superfície do mar, geralmente abaixo da temperatura mínima para a formação de furacões, e cisalhamento vertical do vento, normalmente mais intenso que o valor máximo para a formação de ciclones tropicais. O vórtice axissimétrico em questão, que apresentou tais características, foi um sistema híbrido que se formou a partir de um sistema baroclínico em decaimento, o que o difere dos ciclones tropicais típicos.

O desenvolvimento do vórtice se iniciou como uma perturbação baroclínica típica sobre o continente, nos dias 19 e 20 de março de 2004 (Menezes e Silva dias, 2004), associado a uma onda curta em altitude sobre o Sul do Mato Grosso do Sul, tendo origem numa baixa desprendida, cercada por jatos intensos ao Norte e ao Sul (Silva Dias et al., 2004). Nos dias seguintes houve aprofundamento da baixa na costa de SP com um deslocamento para Leste, até o dia 22, quando começou o trajeto para Oeste.

O período de interesse deste trabalho é após o aprofundamento da baixa, que transformou o sistema nuvem vírgula em vórtice axissimétrico. Assim, será observado o intervalo entre os dias 23 e 29 de março.

Nos meses anteriores à ocorrência do evento e no mês de sua ocorrência, foram observadas anomalias ciclônicas no escoamento em altitude na costa Sul do Brasil, que favorecem a formação de ciclones ao longo da costa (Silva Dias et al., 2004). Sob tais condições, com o aporte de ar mais frio e seco do Sul ao longo da costa Sul/Sudeste do Brasil, a formação de ciclones é facilitada, e a circulação ciclônica se manteve sob influência de regiões quentes em toda a trajetória do sistema (Gevaerd et al., 2004).

O início do desenvolvimento deste sistema, enquanto vórtice axissimétrico, ocorreu no dia 23 de março de 2004 sobre a porção Sul do Oceano Atlântico, intensificando-se até

alcançar ventos superiores a 41 m s^{-1} (ventos tão intensos quanto o de um furacão de categoria 1) na madrugada do dia 28 (CIMSS, comunicado via internet).

Embora este sistema tenha se desenvolvido a partir de um sistema baroclínico, a circulação extratropical teria passado por uma transição tropical, assumindo no decorrer de seu desenvolvimento características típicas de ciclones tropicais.

No Hemisfério Norte e na costa SE da Austrália e na Tasmânia ocorre desenvolvimento semelhante (Silva Dias et al., 2004). Este tipo de sistema meteorológico também surge normalmente com a formação de regiões de baixa pressão de pequena escala sob baixas desprendidas sobre o Mar Mediterrâneo e em conjunção com a formação de uma baixa polar sob ciclones desprendidos em latitudes altas (Silva Dias et al., 2004). Esses sistemas apresentam núcleo quente, imerso em um ambiente frio na baixa e média troposfera (Silva Dias et al., 2004).

Os modelos numéricos operacionais globais e regionais não previram corretamente a evolução e a intensidade do sistema. As estimativas da pressão mínima no interior do Catarina nos modelos globais são da ordem de 1008-1010 hPa e, ao não preverem a formação de células convectivas muito intensas, a situação se tornou mais complexa na chegada do sistema na costa (Silva Dias et al., 2004, Menezes e Silva Dias, 2004).

Outro fator complicador para a comunidade meteorológica e a defesa civil foi o fato de que não havia dados sobre o mar e bóias marítimas, e os radares meteorológicos do Departamento de Controle do Espaço Aéreo da Aeronáutica (DECEA) em Canguçu e Morro da Igreja estavam em manutenção (Silva Dias et al., 2004). O vórtice axissimétrico foi analisado pela comunidade meteorológica, porém esta análise ainda permitiu que houvesse vítimas fatais e perdas materiais da ordem de 1 bilhão de Reais, na costa dos estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul (Silva Dias et al., 2004), conforme mostrado na Figura 2.

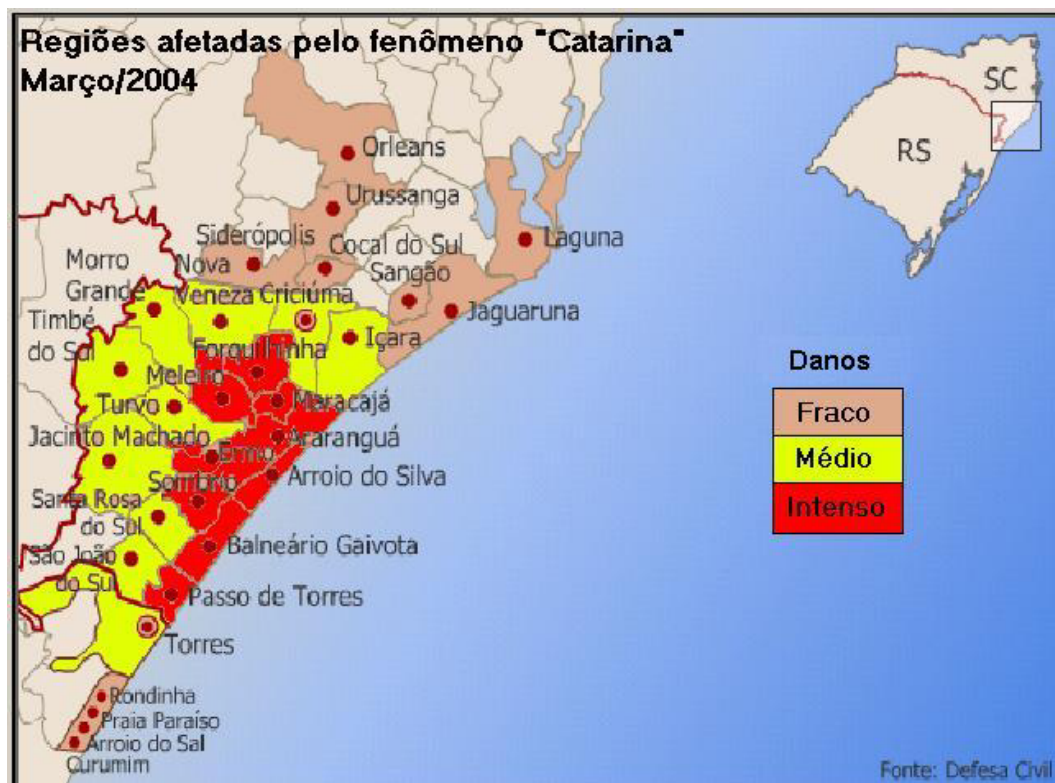


Figura 2 - Mapa dos danos causados pelo vórtice axissimétrico, na porção Sul do estado de Santa Catarina, com indicação da intensidade dos danos. (Fonte: Defesa Civil do Estado de Santa Catarina).

Neste manuscrito pretende-se realizar uma análise observacional deste sistema, e compará-lo com furacões, de modo a construir um modelo conceitual da dinâmica e termodinâmica deste sistema, com ênfase no seu desenvolvimento no período entre 23 e 29 de março de 2004.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O termo ciclone é a denominação genérica de um sistema atmosférico de baixa pressão (Petterssen, 1956). Bjerknes, em 1918, visualizou o ciclone, a partir de cartas de superfície, como um distúrbio ondulatório que se propagava ao longo de uma frente fria, e à formação deste tipo de sistema se dava o nome de ciclogênese (Petterssen, 1956).

Um ciclone subtropical é um sistema frio de circulação direta, que pode se formar devido ao desprendimento de um centro de baixa pressão associado a um sistema frontal (Ramage, 1962). Estes sistemas provavelmente são os mais persistentes de todos os sistemas ciclônicos, e devem ser diferenciados de cavados de grande escala no escoamento de Oeste com uma baixa em superfície, pois apesar do primeiro normalmente se desenvolver a partir do segundo, o campo de movimento, nuvens e tempo meteorológico associados ao primeiro são muito diferentes e mais simetricamente dispostos (Ramage, 1962). Muitos ciclones de origens ou estruturas ambíguas têm sido classificados como subtropicais (Evans e Guishard, 2004).

Ciclones extratropicais são fenômenos de tempo frequentemente associados a nebulosidade intensa, precipitação, ventos fortes e queda de temperatura (Anthes, 1982). Este tipo de sistema meteorológico, que segue as perturbações no escoamento de Oeste em latitudes médias, troca energia com o mar, a ponto de propagar ondas de superfície com

grande amplitude, gerando fenômenos conhecidos como ressacas (Pinto de Almeida, comunicado pessoal).

Ciclones tropicais típicos geralmente são formados sobre oceanos com temperatura relativamente alta e com cisalhamento do vento de pouca intensidade, e se originam a partir de distúrbios do escoamento de Leste (Ahrens, 1994, Ramage, 1962). Ao contrário dos ciclones de ondas de latitudes médias, que retiram sua energia de gradientes térmicos de grande escala e cisalhamento vertical de vento, ciclones tropicais devem sua existência à liberação de calor latente em convecção intensa (Ahrens, 1994).

Outro fator que diferencia ciclones tropicais de ciclones extratropicais é a estrutura vertical; uma vez que um furacão enfraquece com a altura, a área de baixa pressão na superfície pode se tornar uma área de alta pressão acima de 12 Km (Ahrens, 1994), enquanto ciclones de latitudes médias normalmente se intensificam com a altitude e existe (no Hemisfério Norte) uma baixa fria ou cavado em altos níveis a Oeste do sistema em superfície. Além disso, no ciclone tropical o vento é mais intenso próximo da superfície devido ao núcleo quente na troposfera, e no ciclone extratropical, os ventos mais intensos se situam próximos à tropopausa (núcleo quente na alta troposfera e frio na baixa troposfera).

Adicionalmente, ainda há a diferença no alinhamento vertical dos sistemas. Furacões têm pouca inclinação, com o olho em altitude praticamente alinhado acima do olho em superfície devido ao cisalhamento fraco, enquanto os ciclones extratropicais geralmente têm seu centro em altitude deslocado (para Oeste no Hemisfério Norte) em relação ao centro em superfície (Stull, 2000). Porém, uma vez que o tempo produzido por ambos é semelhante, dificilmente se reconhece as distinções entre estes tipos de sistemas (Evans e Guishard, 2004).

Sistemas tropicais de baixa pressão, quando têm pressão em seu centro menor que 980 hPa, ventos mais intensos que 32 m s^{-1} e provocam preamar maior que 1,5 m, são classificados como furacões. Um dos principais fatores que diferencia os furacões dos

ciclones subtropicais é a temperatura do seu centro. Quando as temperaturas do centro e da borda do sistema são comparadas, o gradiente de temperatura do furacão aponta para o centro, enquanto o gradiente térmico do ciclone subtropical aponta para a borda (Anthes, 1982, Arhens, 1994).

Por causa do alto nível de organização da precipitação convectiva, os furacões são os sistemas meteorológicos mais eficientes em termos de produção de precipitação. A precipitação é organizada em células convectivas individuais que se agrupam em bandas de mesoescala, e as bandas se organizam em uma configuração característica, ao redor do centro, formando um toróide, na escala do próprio furacão (Wallace e Hobbs, 1977).

2.1 SOBRE FURACÕES

Furacões são centros de baixa pressão e vorticidade ciclônica que se formam sobre as regiões tropicais dos oceanos. Estes sistemas apresentam gradientes de pressão intensos, ventos fortes, de pelo menos 32 m s^{-1} , e chuva intensa. Na cidade de Baguio, nas Ilhas Filipinas, foi registrado 1168 mm de chuva em 24 horas em julho de 1911 (Anthes, 1982).

Estes sistemas geralmente se formam sobre oceanos quentes, com temperaturas acima de $26,5^\circ \text{ C}$ e cisalhamento vertical do vento pouco intenso (Riehl, 1948, Gray, 1968, 1979, Anthes, 1982) [apud Bosart e Bartlo, 1991] (menor que 10 m s^{-1}), e ocorre com mais freqüência nas regiões entre as latitudes 4° e 20° (Figura 3), que é uma região de predominância de escoamento com componente Leste (Ahrens, 1994). Assim sendo, os furacões normalmente ocorrem nos oceanos Atlântico Norte, Pacífico Norte e Sul e Índico, e sua ausência no Oceano Atlântico Sul costuma ser atribuída às temperaturas desfavoráveis da

superfície do mar e ao cisalhamento intenso do vento (Ahrens, 1994, CIMSS, comunicado via internet). Porém, é possível que a localização desfavorável da ZCIT durante a estação quente no Hemisfério Sul também impossibilite a formação de furacões (CIMSS, comunicado via internet).

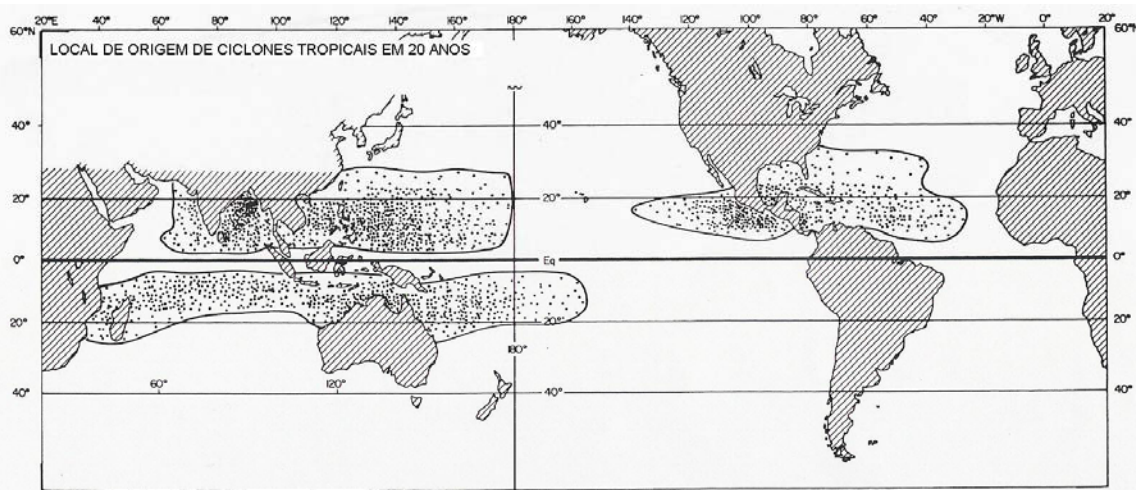


Figura 3 - Localização do ponto de gênese de ciclones tropicais para um período de 20 anos (Gray, 1979) [apud Anthes, 1982].

A previsão numérica de ciclones tropicais é um desafio para os profissionais do tempo. A dificuldade em entender e prever a variabilidade na atividade dos ciclones tropicais aumenta com a variabilidade na circulação atmosférica, pois o ambiente em grande escala e os distúrbios em mesoescala interagem de tal forma que determinar o fator dominante nem sempre é possível (Cheung e Elsberry, 2004).

O que se sabe sobre a formação de furacões típicos é que esta ocorre devido a perturbações no escoamento dos ventos alíseos. As linhas de corrente destes ventos são perturbadas por um cavado fraco denominado de Onda de Leste ou Onda Tropical. No flanco oriental da onda no Hemisfério Norte, onde os ventos de Sudeste convergem, ar ascendente gera cumulonimbus e chuvas intensas (Ahrens, 1994). Quando a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) se desloca do equador, esta também pode gerar um furacão caso sofra ondulação.

A formação de furacões depende de nuvens cumulonimbus organizadas, de tal modo que o calor latente que alimenta o sistema possa ser confinado numa área limitada. O ar frio acima e a massa de tempestades tropicais geram instabilidade, e fazem com que a extensão vertical das nuvens aumente. Durante o tempo de vida de um furacão, este passa por três fases: gênese, ou formação, estágio maduro e de decaimento.

Em sua gênese, são formados aglomerados nebulosos relativamente desorganizados associados a uma perturbação no escoamento de Leste. Nesta fase, enquanto a intensidade dos ventos é menor que 10 m s^{-1} , tem-se um *distúrbio tropical*. Este se torna uma *depressão tropical* quando os ventos têm intensidade maior que 10 m s^{-1} , porém não excedem os 17 m s^{-1} . Quando este limiar de intensidade do vento é superado, mas inferior a 32 m s^{-1} , o sistema é denominado *tempestade tropical* (Ahrens, 1994).

Quando as nuvens formadas se organizam em bandas espiraladas ao redor de um centro de baixa pressão, observa-se uma circulação ciclônica forte com grande componente simétrica entorno do centro, e os ventos excedem a intensidade de 32 m s^{-1} , constata-se o estágio maduro do furacão.

Nesta fase do ciclo de vida, o furacão tem em média 550 km de diâmetro, com diâmetro médio do olho de 20 a 50 km (Ahrens, 1994). Limitando a área do olho está o aglomerado ocular, um anel de nuvens cumulonimbus, onde se encontram os valores mais altos de intensidade do vento e precipitação, que pode chegar a 250 mm h^{-1} .

Quando o ar converge em superfície próximo ao centro do sistema e excede o escoamento para fora no topo, a pressão em superfície começa a aumentar. Conseqüentemente, a circulação enfraquece, o sistema aparentemente aumenta de tamanho, se torna assimétrico, e dá-se então a fase de decaimento do sistema (Anthes, 1982).

O crescimento de distúrbios tropicais, ou seja, sua transição do estágio de formação à fase madura, tem sido explicado pela Instabilidade Convectiva do Segundo Tipo (ICST -

CISK). A convecção assume papel importante na intensificação de ciclones tropicais (Saunders, 2004.). Outra explicação, utilizada por Bracken e Bosart (2000) e Nakano e Nakajima (2004), para o desenvolvimento é a transferência de calor do oceano induzido pelo vento (Wind Induced Surface Heat Exchange - WISHE). Porém, estes mecanismos só atuam após o estabelecimento de um vórtice inicial em baixos níveis, que não se formará em ambiente de cisalhamento intenso (Nakano e Nakajima, 2004).

Há evidências de que muitos ciclones subtropicais assumem características de ciclones tropicais por meio de transformações dinâmicas e termodinâmicas, e a este processo se dá o nome de *transição tropical*, que também significa uma transição de um distúrbio de centro frio para centro quente (Davis e Bosart, 2003, Evans e Guishard, 2004). Estes sistemas, que se formam em latitudes mais altas em ambientes de escala sinótica que são inicialmente baroclínicos, não são tão bem compreendidos quanto os sistemas tropicais típicos, os furacões. Um exemplo de ciclone subtropical baroclínico que passou por transição tropical é o sistema Diana, que ocorreu em 1984 (Bosart e Bartlo, 1991). Para os meteorologistas dos Estados Unidos, estes ciclones também são denominados furacões (Silva Dias et al., 2004).

Para que ocorra transição tropical em um distúrbio extratropical forte, o ciclone de baixas latitudes, associado a uma frente se desenvolve e se intensifica o suficiente para produzir trocas de calor induzidas pelo vento em superfície (Emanuel, 1987) [apud Davis e Bosart, 2004]. Em casos de distúrbios extratropicais fracos, os distúrbios precursores podem ser ondas baroclínicas fracas, ou vórtices na média troposfera. A convecção e, conseqüentemente, a liberação de calor latente nestes sistemas, pode gerar o mecanismo para o transporte de calor da superfície para os níveis superiores do ciclone, que por sua vez pode gerar aquecimento suficiente em altos níveis para o ciclone para que ocorra a transição tropical (Evans e Guishard, 2004). A situação oposta também ocorre, caso o furacão se associe a um cavado em altos níveis, podendo se tornar um ciclone de latitudes médias.

Há algumas baixas polares que se desenvolvem durante o inverno do Hemisfério Norte e apresentam muitas características observadas em um furacão (Silva Dias et al., 2004). Quando os ventos em superfície alcançam 29 m s^{-1} perto do centro destas tempestades, esta apresenta bandas simétricas de cumulonimbus espiraladas em direção ao olho do sistema, e a área central do ciclone é mais quente que sua periferia. Estes sistemas às vezes são chamadas de furacões árticos (Ahrens, 1994).

Assim, conclui-se que o vórtice axissimétrico de Santa Catarina é um sistema que, além de raro, é complexo, dada a variedade de processos e condições de formação existentes para o desenvolvimento de sistemas meteorológicos como este.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

Para as análises do sistema axissimétrico objeto deste estudo, foram utilizadas imagens dos satélites GOES-12, METEOSAT-7 e Aqua e campos de vorticidade, temperatura potencial equivalente, pressão na superfície, intensidade e cisalhamento vertical do vento e vorticidade potencial em superfícies isentrópicas gerados pelo modelo numérico *Geophysical Fluid Dynamics Lab* (GFDL). Para a análise do ambiente na qual o sistema estava inserido foram utilizados dados do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) e *National Oceanic and Atmosphere Administration* (NOAA), ambos gerados no *Climate Diagnostic Center* (CDC). Foram analisadas estimativas de precipitação a partir do satélite do programa *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) e da técnica do *Climate Prediction Center* (CPC) *Morphing Technique* (CMORPH), além da distribuição de água líquida no sistema acima de 2 km de altura utilizando a técnica de Barbio e Pereira Filho (2004), que também foi utilizada para estimativa de liberação de calor latente, indicadores da intensidade do sistema. Foram utilizados também dados de pressão em superfície e vento da estação meteorológica do Centro de Informações de Recursos Ambientais e de Hidrometeorologia de Santa Catarina (CIRAM) de Barragem São Bento, em Siderópolis, Santa Catarina (Figura 2), e foi feita uma comparação destes dados com o modelo baseado na adaptação empírica da equação de Bernoulli (Stull 2000).

3.1 IMAGENS DO SATÉLITE GOES

O Programa *Geoestationary Operational Environmental Satellite Program*² (GOES) foi criado a partir do sucesso no uso de satélites meteorológicos geoestacionários como os satélites experimentais *Synchronous Meteorological Satellite Program* (SMS) 1 e 2. A função primordial dos satélites GOES é prover os sistemas meteorológicos de informações meteorológicas e ambientais sobre o globo terrestre. Este programa mantém dois satélites operando em conjunto para obter cobertura observacional de 60% da superfície terrestre.

Utilizou-se imagens geradas pelo satélite GOES-12 do canal infravermelho (IR) termal. O sensor mede a radiação de onda longa emitida pela Terra, e a temperatura de brilho é apresentada em uma escala de tons de cinza, do branco (temperaturas mais baixas), ao preto (temperaturas mais altas). Desta forma, as nuvens altas, formadas predominantemente por gelo (i.e., cirrus) e os topos de nuvens convectivas, aparecem nas figuras em tons claros, enquanto regiões de pouca ou nenhuma nebulosidade aparecem escuras. As imagens utilizadas são referentes ao horário das 0000 UTC, e serão analisadas em conjunto com as imagens do METEOSAT.

² <http://www.earth.nasa.gov/history/goes/goes.html>

3.2 IMAGENS DO SATÉLITE METEOSAT

METEOSAT³ é um satélite geostacionário de observação meteorológica da Terra, lançado pela *European Space Agency* (ESA) e atualmente operado pela *European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites* (EUMETSAT). Sua localização é 35.800km acima da superfície terrestre, sobre a interseção da linha do Equador e do meridiano de Greenwich (0° E-W, 0° N-S), gerando imagens de alta resolução a cada 30 minutos. O METEOSAT se utiliza do *Meteosat Visible and InfraRed Imager* (MVIRI)⁴, que gera imagens do disco terrestre. O MVIRI opera em três canais espectrais: o canal visível, de 0.45 a 1.0 μm , o canal infravermelho termal, de 10.5 a 12.5 μm , e o canal do vapor d'água, operando entre 5.7 e 7.1 μm . O canal do vapor d'água compreende matrizes de 2.500 x 2.500 pixels para o disco terrestre, sendo que no ponto sub-satélite, cada pixel cobre uma área de 5 km x 5 km.

Neste manuscrito serão utilizadas imagens do canal de vapor d'água das 1800 UTC do satélite METEOSAT-7, em tons de cinza. Este tipo de imagem permite uma avaliação dinâmica da média troposfera. Nelas as regiões mais claras das figuras são associadas a maiores quantidades de vapor d'água, água líquida e gelo, enquanto as porções mais escuras indicam ar mais seco na média troposfera. As imagens dos canais infravermelho e vapor d'água são defasadas em 18 horas.

³ <http://collections.ic.gc.ca/satellites/english/function/weather/meteosat.html>

⁴ <http://www.eumetsat.int/en/index.html?area=left2.html&body=/en/area2/cgms/ap2-03.htm&a=284&b=2&c=280&d=200&e=0>

3.3 IMAGENS DO SATÉLITE AQUA

As imagens do satélite Aqua são utilizadas para observação de detalhes na forma do sistema. Aqua⁵ é um satélite que faz parte do sistema internacional de observação da Terra (Earth Observation System - EOS) da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA). Esta missão permite a obtenção de grande quantidade de dados do ciclo hidrológico no planeta. O satélite, que está situado a 705 km de altitude com período de revolução de 98,8 minutos, opera com 6 sensores: O *Advanced Microwave Scanning Radiometer - EOS* (AMSR/E), que utiliza 6 faixas de frequência entre 6,9 e 80 GHz; o *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS), com 36 bandas espectrais de 0,4 a 14 μm ; o *Advanced Microwave Sounding Unit* (AMSU), com 15 canais entre 50 e 89 GHz; o *Atmospheric Infrared Sounder* (AIRS), com mais de 2.300 canais espectrais entre 0,4 e 1,7 μm , e 3,4 a 15,4 μm ; o *Humidity Sounder for Brazil* (HSB), com 5 canais na faixa entre 150 e 183MHz; e o *Clouds and the Earth's Radiant Energy System* (CERES), que consiste em dois sensores, em três canais por sensor: onda curta (0,3 a 5 μm), onda longa (8 a 12 μm), e "total" (0,3 a aproximadamente 50 μm)⁵.

3.4 PREVISÃO DO MODELO GFDL/HPS

O modelo GFDL/HPS (Geophysical Fluid Dynamics Lab Hurricane Prediction System) é utilizado em simulações e previsões de oclusão ocular ou *landfall*, que é o

⁵ <http://aqua.gsfc.nasa.gov>

momento em que o olho do sistema passa do oceano para o continente, usando condições de contorno arbitrárias e dados reais. Estes últimos modelam as interações entre o vórtice, o escoamento do ar fora do sistema e o oceano. O sistema de previsão de furacões tem sido utilizado operacionalmente para previsões de oclusão ocular nos Oceanos Atlântico Norte e Leste do Pacífico Norte desde 1995 (Kurihara et al., 1998) [apud Bender et al, 2004].

GFDL é um modelo baroclínico, cujo domínio é centrado no sistema meteorológico a ser estudado. Este modelo utiliza as análises dos dados globais do NCEP como condições iniciais e as previsões globais do NCEP como condições de contorno para gerar suas previsões de oclusão ocular em 3 grades móveis de 1° , $1/3^\circ$ e $1/6^\circ$, centradas na região de pressão mínima do ciclone, e se deslocam com o sistema.

O ambiente da tempestade é iniciado a partir do escoamento atmosférico e de um vórtice arbitrário obtido de variáveis de tempestades observadas para especificar o tamanho, a intensidade e a forma do ciclone, ou seja, vento máximo, raio de vento máximo e ventos externos. A topografia é considerada nos cálculos prognósticos, e a quantidade de momentum, umidade, calor e radiação são usados para diagnosticar os campos dinâmicos e termodinâmicos do ciclone tropical e escoamento do ambiente ao redor. Os campos de variáveis de interesse foram gerados na Penn State University pelo modelo numérico GFDL a cada 6 horas. Porém, são apresentadas a cada 12 horas com resolução de $1/6^\circ$ e $1/3^\circ$.

3.5 DADOS DO NCEP

Os dados do NCEP⁶ foram utilizados para gerar os campos de geopotencial e temperatura do ar nos níveis de 850, 500 e 200 hPa e temperatura da superfície do mar (TSM). Estes dados passam por uma análise objetiva que integra dados observados (vetor inovação) e dados de modelos com a resolução da grade (campo inicial). Foram obtidas destes campos médias diárias de 0000 UTC e 1200 UTC na região de 90°N a 90°S e 0°E a 357,5°E, com resolução de 2,5°.

Os campos de TSM são obtidos da interpolação ótima (OI) numa área de 89.5N a 89.5S e 0.5E a 359.5E, em grade de 1°. Nestas análises utilizam-se dados de superfície, dados de satélite e simulações numéricas⁶.

3.6 PRODUTOS DO SATÉLITE TRMM

O satélite TRMM é resultado de uma missão conjunta entre a NASA e a *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA) designada para monitorar e estudar a chuva tropical. Este satélite foi lançado no fim de 1997 em órbita baixa (350 km), e sua órbita foi alterada para 402,5 km.

O satélite TRMM dispõe de um radar de precipitação (Precipitation Radar - PR). Trata-se de um instrumento de microondas ativo (Burlaud e Viltard, 2004) que opera nas bandas de 13,796 e 13,802 GHz (Kozu et al.) [apud Barbio e Pereira Filho, 2004]. O ângulo

⁶ <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.noaa.oisst.v2.html>

de varredura deste sensor é de cerca de 17°, com 49 feixes perpendiculares à varredura, uma resolução média horizontal de 4,3 km, vertical de 250m e um mínimo sinal detectável de 14,0 dBZ, ou taxa de precipitação de 0,5 mm h⁻¹ (Kozu et al.) [apud Barbio e Pereira Filho, 2004].

Radares meteorológicos são sensores ativos que emitem pulsos de alta potencia e recebem o sinal que retorna de alvos meteorológicos. A potência de retorno é convertida em refletividade por meio da equação do radar. Esta última por suas vez pode ser transformada em taxa de precipitação por meio da relação ZR (Rinehart, 1991). A refletividade é a soma do retroespalhamento da área da secção transversal do número total de alvos detectados pelo feixe do radar.

$$z = \sum N_i D_i^6 \quad (1)$$

Onde, N_i é o número de gotas com diâmetro de D_i a $D_i + \delta D$, e é expresso em mm⁶ m⁻³. Este fator varia de 0,001 mm⁶ m⁻³ para a neblina, ate 50.000.000 mm⁶ m⁻³ para tempestade de granizo. Devido a essa grande variação no valor de z , utiliza-se uma escala logarítmica equivalente expressa em dBZ (decibéis relativo a uma refletividade de 1 mm⁶ m⁻³) por meio da relação

$$Z = 10 \log_{10} z \quad (2)$$

Assim, a refletividade associada à neblina é da ordem de -30 dBZ, e à associada a uma tempestade com granizo 75 dBZ. Quanto maior a refletividade, maior a probabilidade de presença de granizo, e maior o seu diâmetro (Rinehart, 1991).

3.6.1 ESTIMATIVA DE DISTRIBUIÇÃO DE ÁGUA LÍQUIDA E CALOR LATENTE

Utilizou-se dados do TRMM para estimar a distribuição vertical da liberação de calor latente com a técnica desenvolvida por Barbio e Pereira Filho (2004). Esta técnica consiste em uma média azimutal do conteúdo de água líquida (g kg⁻¹) e taxa de aquecimento (k h⁻¹). Para a

estimativa de água super-resfriada em níveis verticais acima da isoterma de 0° C (nível de derretimento), foram utilizadas as relações de dispersão para a fase líquida aplicados por toda a camada acima de 0°C, e tomou-se como limite superior o nível do último sinal detectado pelo PR, e como inferior, o nível de 500 m abaixo da banda brilhante (BB) descrita a seguir, ou 750 m abaixo do nível de derretimento, quando a BB não for detectada (Barbio e Pereira Filho, 2004).

Banda brilhante é a região onde ocorre o derretimento de agregados (neve, saraiva e granizo), detectada pelo radar meteorológico como região de alta refletividade. Um agregado tal como a neve que tem diâmetro maior que de gotas de chuva quando atinge a isoterma de 0°C muda para a fase líquida de fora para dentro. Deste modo, forma-se uma cobertura de água líquida ao seu redor que se assemelha a de uma gota com alta refletividade, mas com baixa densidade. Em geral, o aumento de refletividade é em torno de 7 dBz (Rinehart, 1991).

Os sistemas precipitantes são classificados em estratiformes ou convectivos para melhor estimar os perfís de aquecimento e resfriamento devido à mudança de fase (Lange et al., 2003) [apud Barbio e Pereira Filho, 2004]. Os dados do TRMM são pré-classificados (Barbio e Pereira Filho, 2004).

3.7 ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO PELO MÉTODO CMORPH

O método CMORPH⁷ compreende uma técnica que combina algoritmos desenvolvidos para estimar precipitação a partir de dados de satélite. Para tanto, são utilizadas informações de microondas de sensores passivos a bordo de satélites de órbita baixa. Desta

⁷ http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/janowiak/cmorph_description.html

análise resulta o campo global de precipitação com alta resolução espaço-temporal (0,07277° lat/lon – 8 km no equador - a cada 30 minutos) de 60°N a 60°S.

3.8 VORTICIDADE POTENCIAL ISENTRÓPICA

A vorticidade potencial isentrópica (IPV) é calculada para uma atmosfera hidrostática com temperatura potencial utilizada como coordenada vertical. A IPV é conservada em escoamentos adiabáticos e sem atrito dada por (Bluestein, 1993):

$$P = -g(\zeta_{\theta} + f) \frac{\partial \theta}{\partial p}, \quad (3)$$

Onde, P é a vorticidade potencial isentrópica, ζ_{θ} a vorticidade relativa em superfície isentrópica, f é a vorticidade planetária, θ é a temperatura potencial, e p é a pressão, com

$$\zeta_{\theta} = \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)_{\theta}, \quad (4)$$

Onde, u é o vento zonal e v o vento meridional. O subscrito θ indica análises em superfícies isentrópicas, e

$$f = 2\Omega \sin \varphi \quad (5)$$

Onde, Ω é a velocidade angular da Terra ($7,292 \times 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$) e φ a latitude. A IPV é medida em Unidade de Vorticidade Potencial (PVU), que equivale a $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$. Valores de IPV maiores que $-1,5$ PVU são associados a ar troposférico (no Hemisfério Sul), enquanto valores mais baixos que o citado acima são associados normalmente a ar estratosférico. Assim, em regiões de IPV negativa a tropopausa é relativamente baixa (Bluestein, 1993).

3.9 DADOS METEOROLÓGICOS DE ESTAÇÃO EM SUPERFÍCIE

Dados de pressão atmosférica e intensidade do vento da estação meteorológica da Barragem São Bento foram utilizados neste trabalho. Esta estação está instalada na cidade de Siderópolis, Santa Catarina, com coordenadas 28° 36' S de latitude, 49° 33' O de longitude e 135 m de altitude. Houve danos considerados fracos pela Defesa Civil do estado de Santa Catarina na cidade de Siderópolis (Figura 2). Obtiveram-se a evolução temporal de variáveis medidas pela estação meteorológica para as análises comparativas com outros sistemas tropicais intensos.

Perfis de vento e de variação de pressão de um furacão podem ser obtidos a partir da equação de Bernoulli (Stull, 2000). A variação máxima da pressão (DPm) é dada pela diferença entre a pressão no centro do sistema e a pressão do ambiente externo a esse, ou pressão do ambiente não perturbado. Assim,

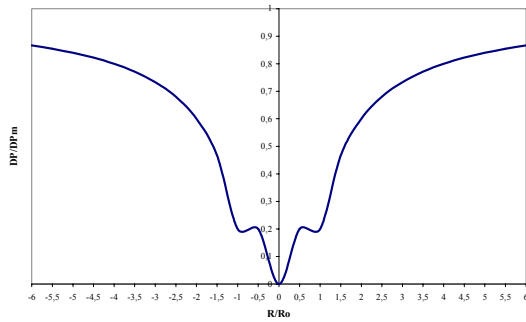
$$DPm = P_{\infty} - P_c \quad (6)$$

Onde, $P_{\infty} = 101,3$ kPa. Sendo DP definida por

$$DP = P(R) - P_c \quad (7)$$

Onde, R é a distância radial do centro do sistema. A razão entre a variação da pressão e a variação máxima de pressão é dada por:

$$\frac{DP}{DPm} = \begin{cases} \left[1 - \frac{4}{5} \left(\frac{R_0}{R} \right) \right], & R > R_0 \\ \frac{1}{5} \left(\frac{R}{R_0} \right)^4, & R \leq R_0 \end{cases} \quad (8)$$



(Raquel: numerar a Figura e colocar legenda. Ampliar também a Figura pois não se vê os números da abscissa e ordenada)

com R_0 sendo o raio crítico, onde são encontrados os valores máximos de vento tangencial.

Na ilustração da Figura x, à medida que a pressão ao nível do mar decresce, o vento tangencial máximo V_m , no aglomerado ocular, aumenta (Stull, 2000). Desta forma, pela aproximação empírica da equação de Bernoulli indicada por Stull (2000), define-se o vento tangencial máximo como:

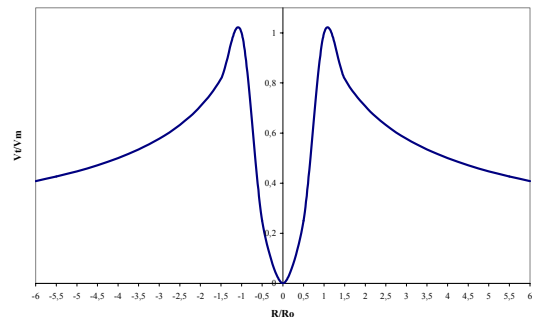
$$V_m = a(DP_m)^{1/2}, \quad (9)$$

Onde, $a = 20 \text{ (m s}^{-1}\text{) kPa}^{1/2}$. Supondo o vento ciclostrofico, isto é, supondo que o sistema esteja na fase madura, onde a força do gradiente de pressão é equilibrada apenas pela força centrífuga, então a razão entre o vento e o vento tangencial máximo pode ser calculado por

$$\frac{V}{V_m} = \sqrt{\left(\frac{V_t}{V_m}\right)^2 + \left(\frac{V_r}{V_m}\right)^2}, \quad (10)$$

onde V_t/V_m é a relação do vento tangencial com o vento tangencial máximo definida por

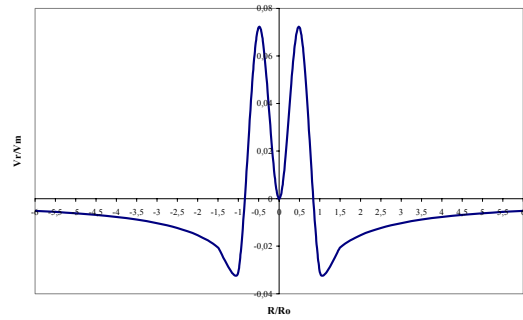
$$\frac{V_t}{V_m} = \begin{cases} \left(\frac{R_0}{R}\right)^{1/2}, & R > R_0 \\ \left(\frac{R}{R_0}\right)^2, & R \leq R_0 \end{cases} \quad (11)$$



(Raquel item)

e V_r/V_m é a relação do vento radial com o vento tangencial máximo, dada por

$$\frac{V_r}{Vm} = \begin{cases} -\frac{R_0}{R} \left[\frac{1}{5} + \frac{1}{2} \left(\frac{W_s}{Vm} \right) \left(\frac{R_0}{z_i} \right) \right], & R > R_0 \\ -\frac{R}{R_0} \left[\frac{1}{5} \left(\frac{R}{R_0} \right)^3 + \frac{1}{2} \left(\frac{W_s}{Vm} \right) \left(\frac{R_0}{z_i} \right) \right], & R \leq R_0 \end{cases} \quad (12)$$



(Raquel item)

com W_s a velocidade média de subsidência no centro do sistema, igual a $-0,2 \text{ m s}^{-1}$ e z_i a profundidade da camada limite atmosférica, igual a 1 km.

A intensidade do vento foi estimada de acordo com as equações acima. Utilizou-se R da ordem de 6 vezes R_0 , estimado em 68,4 km, distância radial do centro do vórtice até a banda de máxima refletividade com maior área.

Os dados e métodos descritos são utilizados na próxima seção para caracterizar o vórtice, detalhar os processos envolvidos no seu desenvolvimento e desenvolver então um modelo conceitual da evolução do sistema.

4 RESULTADOS

As análises do vórtice axissimétrico são apresentadas a seguir, e comparadas com características de furacões e resultados preliminares publicados.

4.1 ANÁLISE DOS DADOS DO NCEP

Campos de média diária de geopotencial em 850, 500 e 200 hPa, foram obtidos para o período a partir dos dados do NCEP. Observa-se a evolução do geopotencial na área do sistema desde a sua formação até seu decaimento. Em 850 hPa (não mostrado), observou-se um centro de baixa localizado no eixo do cavado. Neste nível, houve a intensificação do centro de baixa pressão até o dia 26/03. Depois, este se desintensificou, decaiu e se deslocou na direção do continente.

Em 500 hPa (não mostrado), observou-se que o centro de baixa pressão no eixo do cavado se desacoplou do escoamento e se desintensificou ao longo do tempo, com

deslocamento para Oeste, como nos níveis mais próximos da superfície, ou seja, com pouca inclinação com a altitude. Esta característica foi observada por Menezes e Silva Dias (2004).

Nota-se nos campos de 200 hPa da Figura 4 que o cavado também apresenta inclinação para Oeste, e que se altera para Leste. Segundo Bluestein (1993), cavados cujos eixos têm inclinação no mesmo sentido do escoamento básico têm inclinação *positiva*, enquanto cavados cujos eixos se inclinam na direção oposta a este escoamento têm inclinação *negativa* (Figura 5). Assim, nestes campos o cavado apresenta inclinação negativa na fase inicial do sistema, e quando o vórtice dissipa, o cavado tem inclinação positiva.

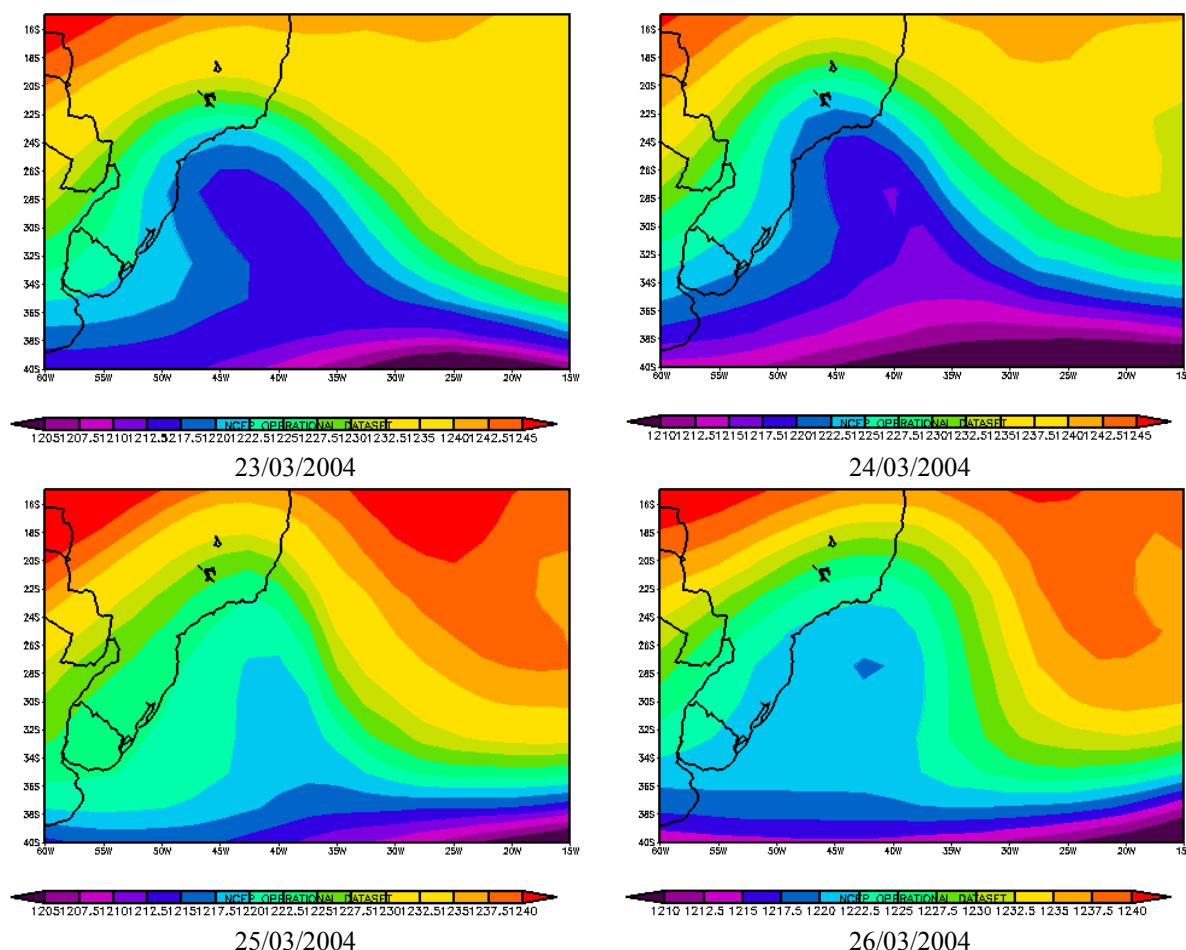
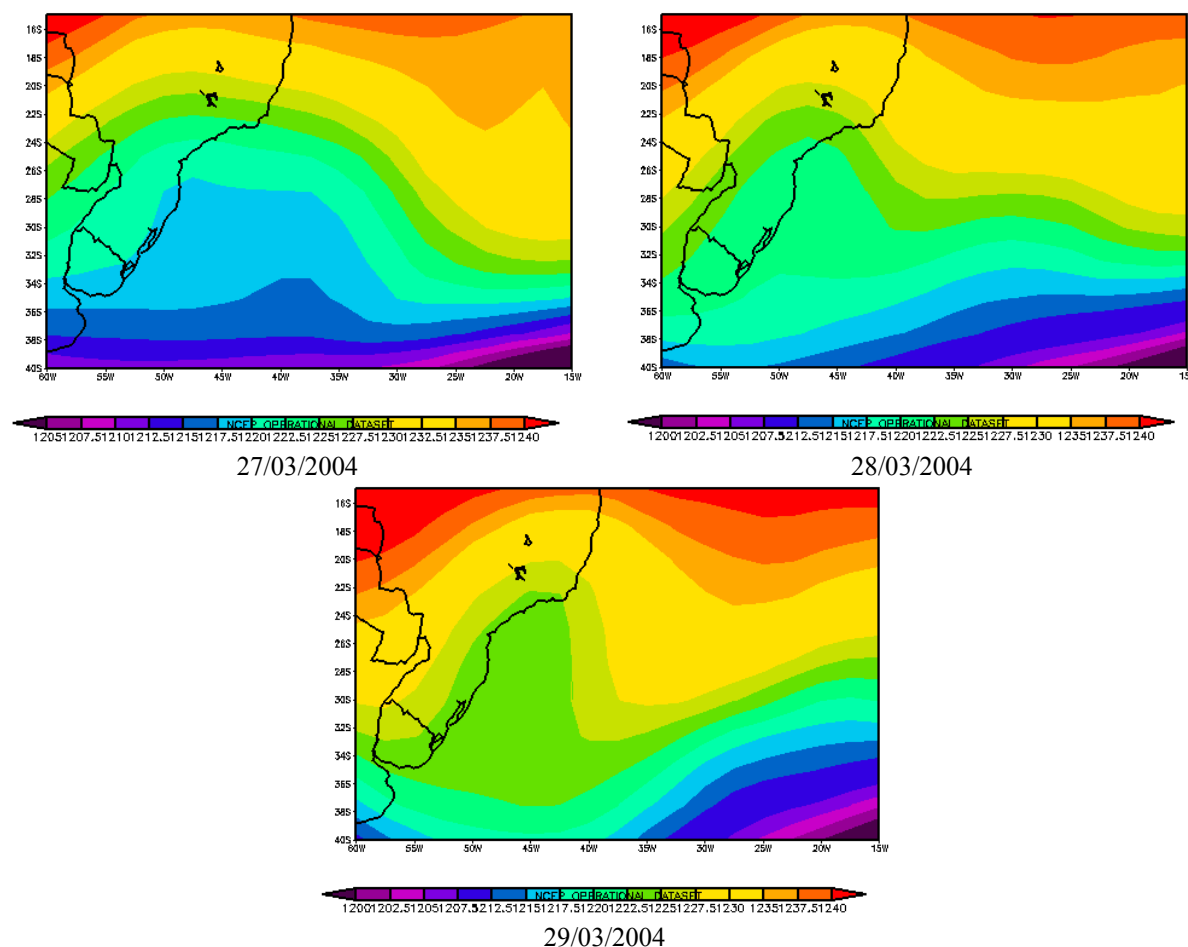


Figura 4 - Campos de geopotencial em 200 hPa no período de 23 a 29 de março de 2004, a partir de médias diárias de dados do NCEP. Os valores dos campos são apresentados de acordo com a escala abaixo de cada figura, sendo os tons de azul referentes a geopotencial mais baixo e vermelho, mais alto. É representado também o contorno do continente, em preto. Os números na borda horizontal indicam longitude (de 15W a 60W), e na borda vertical indicam latitude (de 15S a 40S).



Continuação - Figura 4.

Ondas adquirem inclinação quando a velocidade do vento zonal varia como função da latitude (Bluestein, 1993). Por exemplo, se a corrente básica zonal aumenta em direção ao Pólo, então ondas no escoamento de Oeste se tornarão positivamente inclinadas no Hemisfério Norte, e negativamente inclinadas no Hemisfério Sul.

Cavados inclinados positivamente são caracterizados por fluxos de momentum angular para regiões de maior vorticidade planetária, enquanto cavados inclinados negativamente são associados com fluxos de momentum angular em direção a regiões de menor vorticidade planetária. Desta forma, os cavados com inclinação negativa no Hemisfério Norte e os com inclinação positiva no Hemisfério Sul, são mais suscetíveis a estarem associados a atividade convectiva, provavelmente como consequência de movimentos verticais mais intensos e menor estabilidade estática, devido a instabilidade barotrópica (Bluestein, 1993).

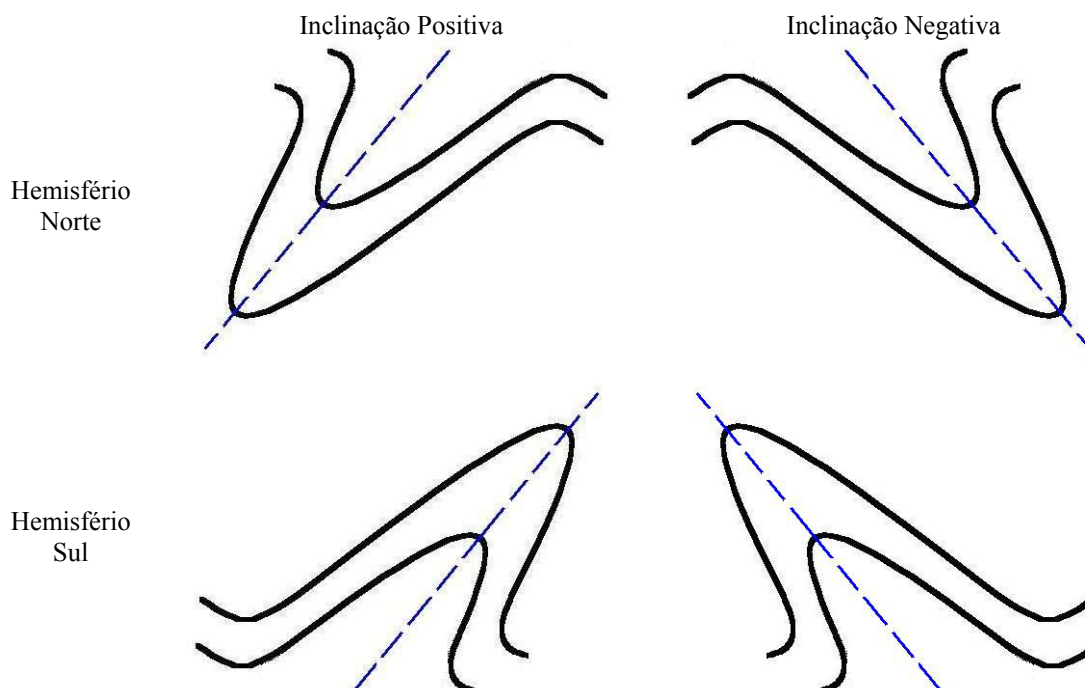


Figura 5 – Representação esquemática da inclinação do eixo do cavado em altos níveis no escoamento de Oeste. As linhas pretas cheias representam as isolinhas de geopotencial e as linhas azuis tracejadas representam o eixo do cavado.

De acordo com esta teoria, a atmosfera se apresentava desfavorável para atividade convectiva no período de formação do vórtice axissimétrico. Desta forma, pode-se concluir que, caso o ambiente fosse favorável, ou seja, se o eixo do cavado fosse positivamente inclinado ou sem inclinação, o vórtice teria sido muito mais intenso e destrutivo. Esta informação também justifica o fato deste sistema não ter sido muito profundo, com extensão vertical menor que a de ciclones tropicais típicos.

Cavados em altos níveis são aspectos semipermanentes na circulação sobre o Sul do Mar da China em outubro (Ramage, 1974) e sobre o Caribe durante a estação dos furacões (Simpson et al., 1970) [apud Anthes, 1982]. No escoamento de Oeste pouco intenso, um cavado de onda curta embebido no flanco equatorial da onda faz com que o comprimento de onda efetivo na horizontal decresça, fazendo com que este se mova na mesma direção da corrente básica a medida que a advecção de vorticidade geostrófica se torna significativa (Bluestein, 1993). Na seqüência em 200 hPa, observa-se que a situação é parecida a descrita, porém, o vórtice se deslocou para Oeste, sentido oposto do escoamento básico. Isto significa

que a advecção de vorticidade geostrófica teve pouca ou nenhuma influência sobre o sistema nos seus primeiros dias. O cavado se tornou mais amplo até o dia 27/03, e após esta data, a inclinação ficou positiva, e o cavado tem menor intensidade na fase de decaimento do sistema.

Sabe-se que de acordo com a equação hipsométrica, em sistemas de centro quente a pressão no centro do sistema deve decrescer com a altitude mais lentamente do que o gradiente vertical de pressão ao seu redor (Stull, 2000), e esta característica pode ser observada. Porém, a resolução dos dados não é adequada para caracterizar o evento da escala deste vórtice axissimétrico.

Campos de temperatura do ar em 850, 500 e 200 hPa obtidos dos dados do NCEP também foram analisados (não mostrado). No dia 23 de março, em 850 hPa, observou-se a predominância de ar relativamente frio na retaguarda do sistema baroclínico que deu origem ao vórtice axissimétrico, que se reduziu ao longo do tempo, até a dissipação do sistema.

Notou-se em 500 hPa ar frio na região de desenvolvimento do sistema; ar quente em níveis baixos e ar frio em níveis médios reduzem a estabilidade estática, com movimentos verticais ascendentes e formação de nuvens convectivas. Observou-se em 200 hPa que o sistema não alterou significativamente as características térmicas da atmosfera em altos níveis, mantendo o contraste térmico; ar quente sobre o continente e ar frio sobre o oceano.

Os campos de geopotencial em níveis baixos e médios e os campos de temperatura, embora sejam oriundas de fonte confiável, não são coerentes com a situação real da atmosfera, não representando o sistema de forma satisfatória/realística. Isto se deve principalmente a resolução dos dados, de $2,5^\circ$ (aproximadamente 270 km), que é maior que o diâmetro do sistema.

Desde que os modelos numéricos utilizados no Brasil utilizam os dados do NCEP como condição inicial (**referência**), sugere-se que esta seja a razão pela qual os mesmos não simularam o vórtice adequadamente.

Uma vez que a TSM é uma das principais variáveis responsáveis pela formação de ciclones tropicais (**referência**), analisou-se este campo médio semanal produzido pela NOAA. A Figura 6 mostra o campo de TSM e a trajetória do sistema segundo informações do (**definir acrônimo na primeira vez que ele aparecer, sempre!**) CIMSS. Observa-se nessa figura uma língua quente na região costeira do Brasil.

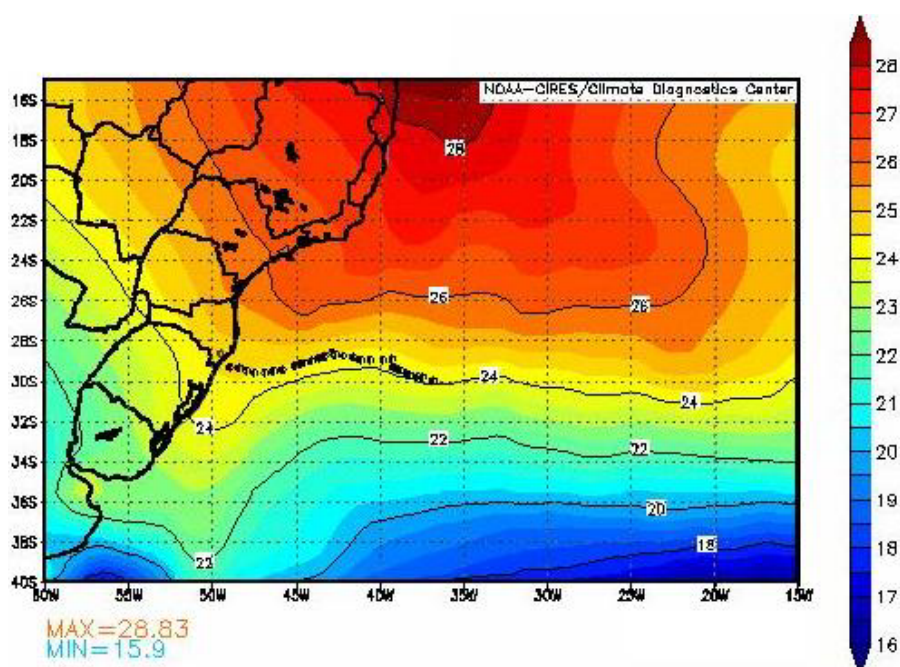


Figura 6 – Campo de média semanal da temperatura da superfície do mar (°C) do CDC/NOAA, de 22/03 a 28/03 de 2004, com indicação de contorno do continente e da trajetória do sistema (pontos pretos) de 0815 UTC do dia 23/03 a 0245 UTC do dia 28/03. Os valores de TSM são de acordo com a escala vertical a direita, com tons de vermelho indicando temperaturas mais quentes, enquanto os tons de azul, indicam temperaturas mais frias, e as isolinhas tem intervalo de 2°C. Os números na borda vertical indicam latitude, de 15S a 40S, e na borda horizontal indicam longitude, de 15W a 60W. O ponto vermelho (único sobre o continente) identifica a localização da estação meteorológica de Siderópolis. (**onde?**)

Na região onde o sistema se formou a TSM era de 24°C, e havia um gradiente meridional de temperatura razoavelmente intenso, com isótermas praticamente zonais. Sugere-se que este gradiente tenha sido responsável pela trajetória do sistema, com forte componente zonal. Uma vez que sistemas como este dependem de calor latente para se manter

(Anthes, 1982), o vórtice axissimétrico se deslocou na direção da região da língua quente, com TSM de 24,5°C, o que justifica sua intensificação na aproximação do continente. Percebe-se porém que a TSM na região de formação do sistema era menor que o limiar de formação de ciclones tropicais, reforçando a informação de que a gênese do vórtice axissimétrico foi dinâmica.

A trajetória do sistema foi definida de acordo com dados do CIMSS, sendo a localização do centro do sistema a região de pressão mínima estimada por satélite. Inicialmente, acreditava-se que o vórtice axissimétrico de Santa Catarina seria um ciclone extratropical como outros tantos que se formam na região. Porém, este sistema se deslocou para Oeste, sentido oposto aos dos ciclones extratropicais que seguem o escoamento de Oeste em latitudes médias, com componente zonal para Leste (**referência**). Observa-se que o sistema se manteve entre 28,5° e 30,0° de latitude, região onde o gradiente de TSM é essencialmente zonal, semelhante à trajetória do vórtice, indicando que este, assim como os sistemas tropicais do Hemisfério Norte, se deslocou em busca de fonte de calor para sua subsistência.

4.2 ANÁLISE DAS IMAGENS DE SATÉLITES

As imagens de satélite permitem uma análise espaço-temporal do sistema mais abrangente. Observa-se na Figura 7 uma seqüência de imagens do satélite GOES-12 da evolução do vórtice axissimétrico. Observa-se um aglomerado de nuvens na retaguarda de um sistema frontal (23/03) que se desloca para Oeste. Nota-se no centro do sistema um olho na

imagem do dia 26/03, que é encoberto por nebulosidade no dia 29, quando ocorre a oclusão ocular, ou seja, o olho do sistema atinge o continente.

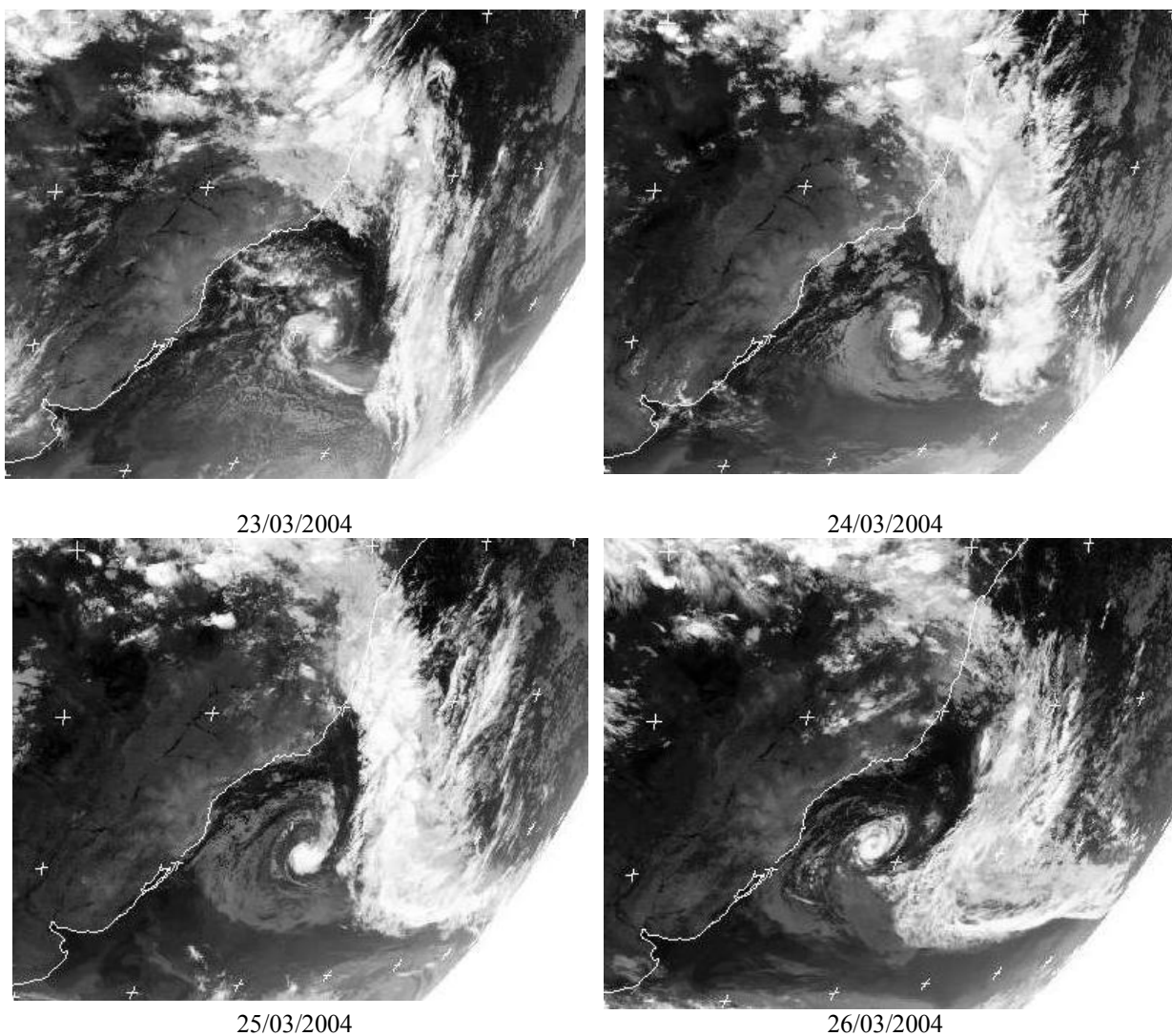
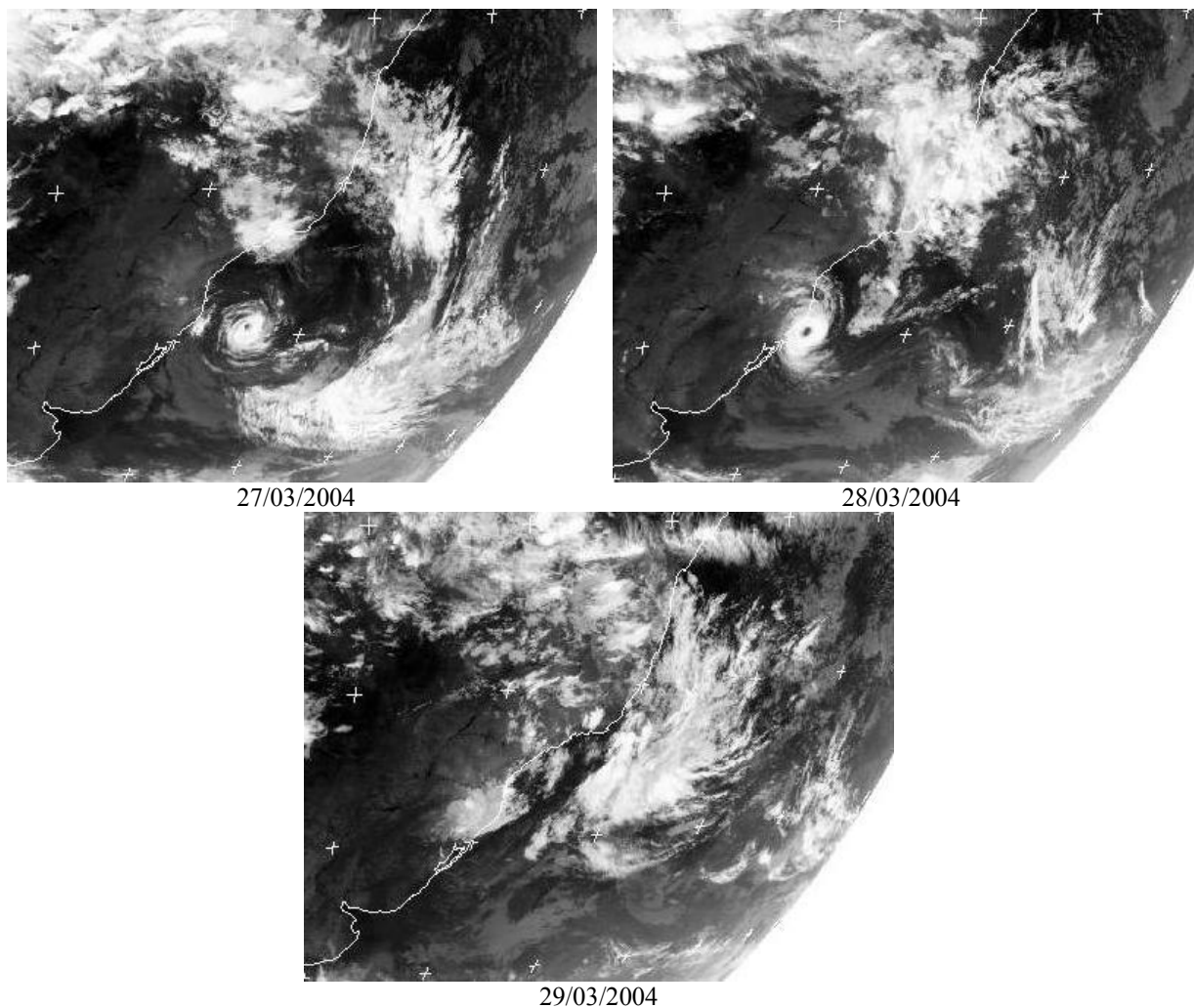


Figura 7 – Imagens do satélite GOES-12, no canal infra-vermelho, das 0000 UTC no período de 23 a 29/03/2004. As regiões mais claras indicam temperaturas mais baixas, sendo as menores temperaturas referentes a topos de nuvens, e as áreas mais escuras indicam temperaturas mais altas, neste caso especificamente, relacionadas a superfície. Abaixo de cada figura consta a data correspondente. Os contornos em branco indicam o limite do continente.



Continuação - Figura 7.

A Figura 8 mostra as imagens do satélite METEOSAT-7 do canal vapor d'água. Nota-se a evolução temporal da concentração de umidade no sistema que contrasta com seu centro e seu entorno, notadamente mais secos denotados pela porção mais escura das imagens. Observa-se a assinatura do cavado em altos níveis, coerente com o campo de geopotencial ilustrado na Figura 4, identificado pela curvatura da nebulosidade na região ao Norte do vórtice, com retaguarda mais seca por causa da subsidência.

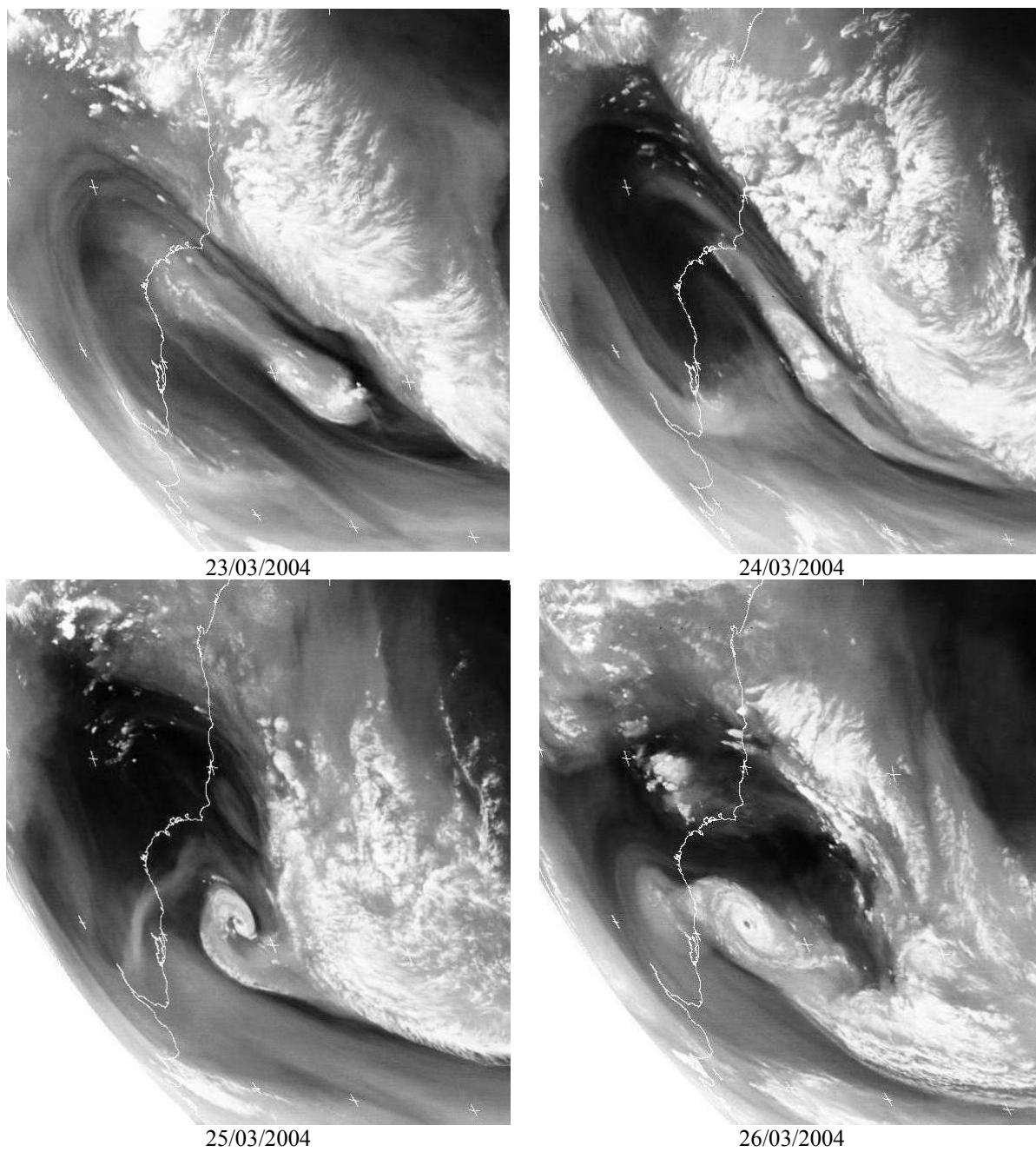
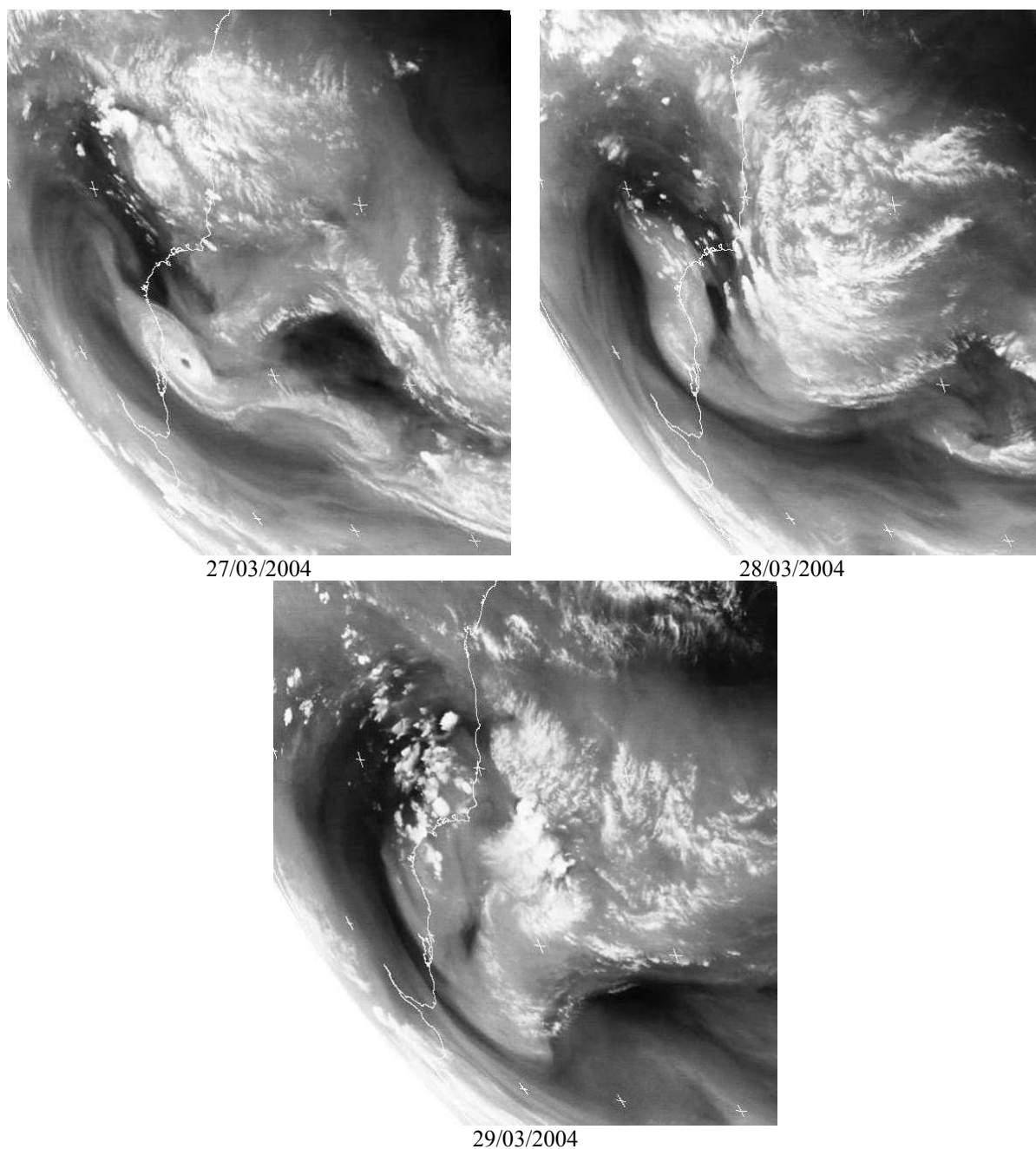


Figura 8 – Imagens do satélite METEOSAT-7, no canal vapor d'água, das 1800 UTC no período de 23 a 29/03/2004. As regiões mais claras indicam maior quantidade de vapor em suspensão na atmosfera, indicando a presença de nuvens, e as áreas mais escuras indicam ar mais seco, podendo representar regiões estáveis ou com subsidência.



Continuação - Figura 8.

Este sistema foi classificado como circulação extratropical pelo Instituto Cooperativo para Estudos de Meteorologia por Satélite (Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies - CIMSS⁸), no dia 23/03, com convecção isolada na região, próximo ao centro, com escoamento para o exterior do sistema e ventos de $17,5 \text{ m s}^{-1}$ (CIMSS, comunicado via internet), e a nebulosidade era desorganizada (Figuras 7 e 8). Porém, percebe-se a forma

⁸ <http://cimss.ssec.wisc.edu/tropic/brazil/aodt/history-list.txt>

aproximadamente circular na imagem do canal infravermelho, e o início da formação de bandas de precipitação no canal de vapor d'água.

No dia 24, o sistema foi classificado como híbrido, com circulação ciclônica, e convecção intensa limitada próximo ao centro e com topos mais frios. A convecção se tornou mais organizada, concentrada em uma região restrita, e aparentemente mais circular.

O sistema foi caracterizado como tempestade tropical no dia 25 pelo CIMSS, com convecção profunda, ventos superiores a 25 m s^{-1} e formação de banda nebulosa em espiral. Conforme indicado na Figura 7, há um aglomerado convectivo, enquanto a imagem de vapor d'água (Figura 8), indica a região central mais seca do que o seu entorno, e acima existe uma organização ciclônica da nebulosidade.

O olho do sistema é aparente no dia 26, com raio entre 20 e 25 km, e este se intensificou e se deslocou para Oeste com velocidade em torno de 20 km h^{-1} . As bandas convectivas ao redor do olho estavam mais profundas e organizadas. O sistema foi classificado como um furacão categoria 1 pelo CIMSS.

No dia 27, bandas de nuvens do vórtice atingiram a costa do Brasil. Neste período foram observados ventos fortes e chuva intensa. O vórtice apresentou simetria circular ao redor do centro, com olho bem caracterizado, bastante seco e com pouca nebulosidade, e independente do sistema que o originou.

O vórtice alcançou a costa brasileira às 0515 UTC do dia 28 de março, com classificação de furacão categoria 2 (segundo o CIMSS). No decorrer deste dia, o ciclone perdeu força até se dissipar (Figuras 7 e 8). Neste estágio, o vórtice axissimétrico se apresentava com características semelhantes às de um ciclone tropical. As imagens do canal de vapor d'água indicam a dissipação do vórtice, sem o olho e com umidade menos concentrada. As imagens do dia 29 de março, em ambos os canais utilizados, confirmam a dissipação total do sistema.

Observa-se na Figura 9, imagem do satélite Aqua do dia 27/03 às 1630 UTC a orientação radial, para fora, das nuvens cirrus, que indicam divergência no topo do sistema. Há a formação de bandas espiraladas em torno do centro do sistema com rotação ciclônica da nebulosidade baixa no olho do vórtice, em maior destaque na Figura 10. A convecção profunda no aglomerado ocular normalmente não é simetricamente distribuída (Ray, 1988), o que pode ser observado nas figuras 9 e 10.

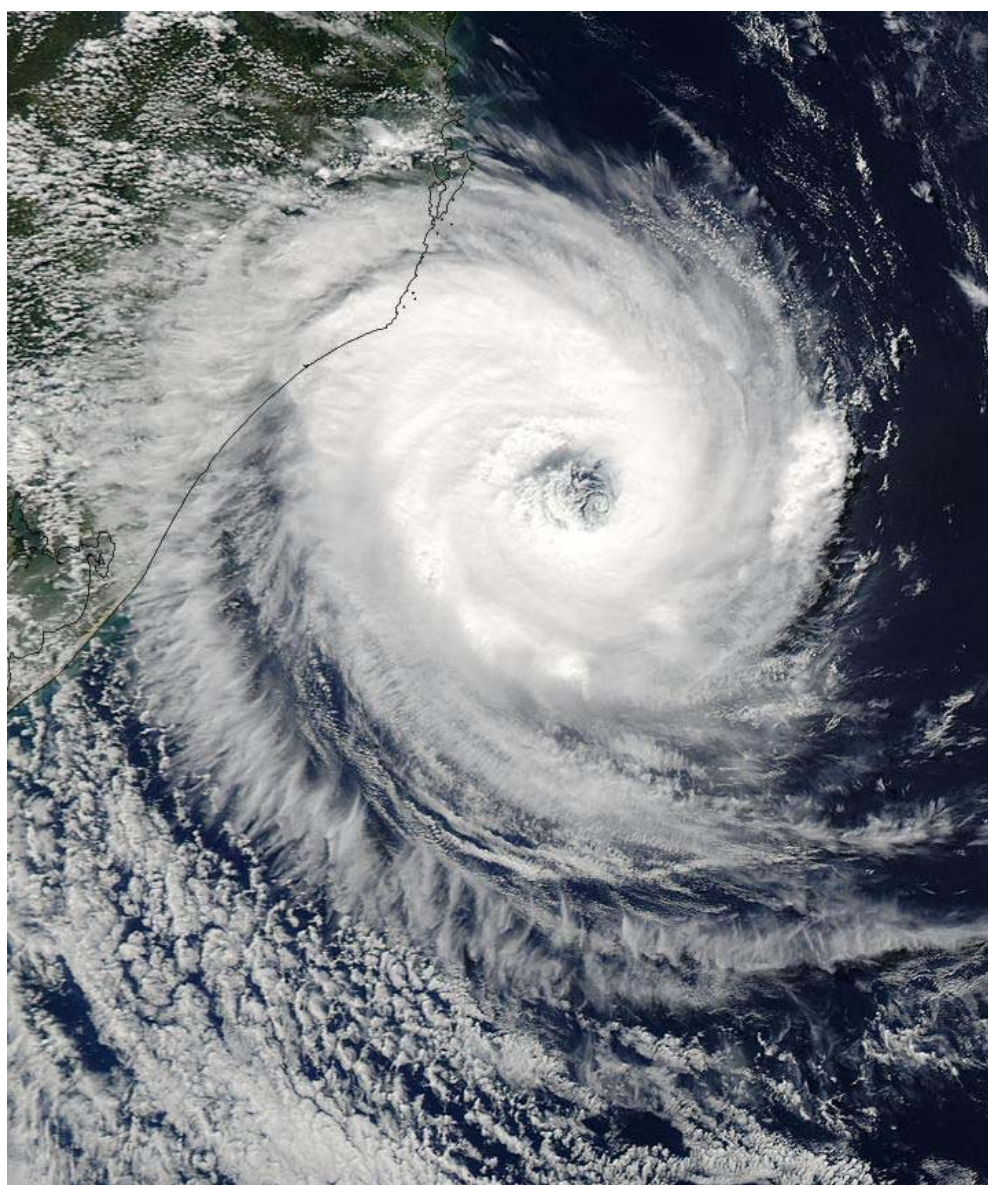


Figura 9 – Imagem do satélite Aqua (com resolução de 1 km), das 1630 UTC do dia 27/03/2004. A figura apresenta o contorno do continente, representado em tons de verde. A região em azul identifica o oceano.

Nesta figura pode-se observar também a nebulosidade rasa no entorno do sistema. A limitação no desenvolvimento vertical da nebulosidade nesta região é consequência de correntes ascendentes formadas na região de convecção profunda do vórtice, que divergem no topo do sistema e descendem na periferia deste, inibindo o desenvolvimento vertical das nuvens.

A Figura 10 é uma imagem do satélite Aqua, com 250 m de resolução, evidenciando os tipos de nuvens que podem se formar nesta região. Esta imagem permite a visualização do sistema em perspectiva com noção de profundidade. Observa-se que a formação nebulosa na região do olho do sistema é rasa e baixa, típica de ambientes estáveis, que concorda com uma região de correntes descendentes, como as existentes no centro de furacões.

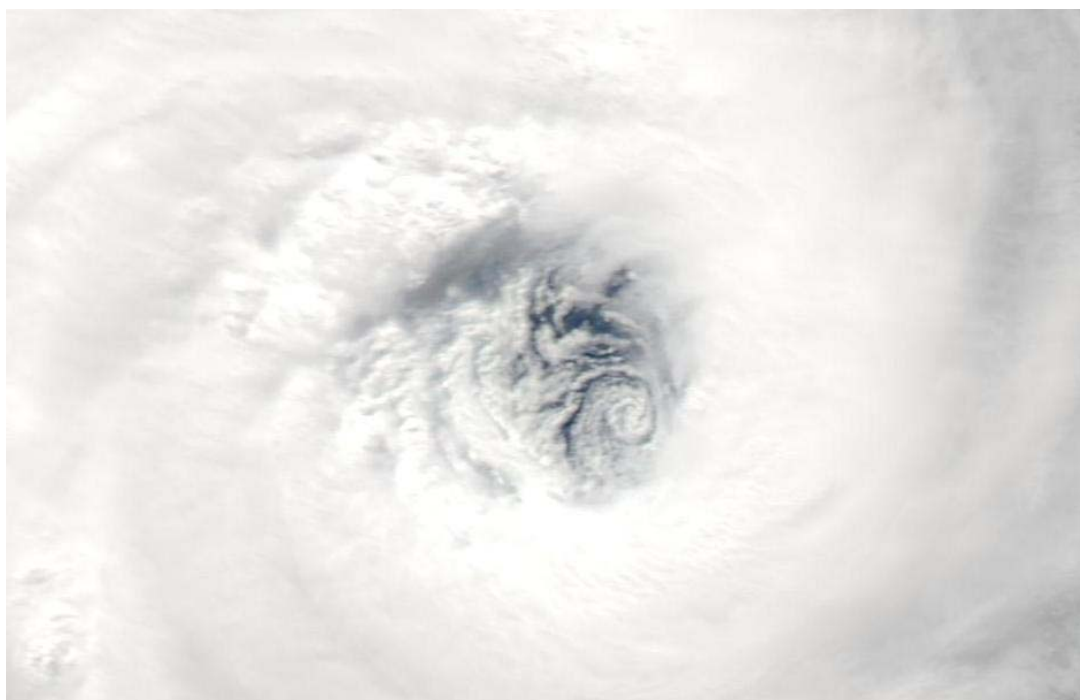


Figura 10 – Recorte do olho do sistema Catarina em imagem do satélite Aqua, das 16:30Z do dia 27/03/2004, com resolução de 250 m.

De acordo com as figuras 9 e 10, o vórtice se assemelha ao modelo tridimensional de Anthes (1982) mostrado na Figura 11, onde se ressalta a região do olho, com céu claro ou com cobertura de nuvens baixas e médias, um aro de nuvens de desenvolvimento vertical,

com correntes ascendentes e descendentes intensas (aglomerado ocular – eyewall), e uma banda de nuvens altas na periferia do sistema.

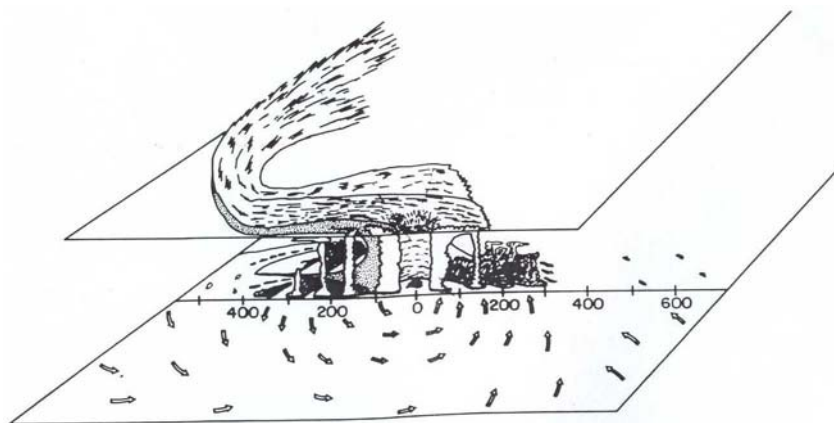


Figura 11 – Vista esquemática tridimensional de um furacão no Hemisfério Norte. Os números indicados na figura são o raio do sistema, em quilômetros. (Anthes, 1982).

O olho de um sistema de baixa pressão como este é formado por correntes de ar descendente que inibem a formação de nuvens profundas nessa região, em contraposição às correntes ascendentes que ocorrem normalmente em centros de baixa pressão. A porção central da tempestade tende a ser relativamente quente quando comparada às regiões mais próximas da borda do sistema devido à compressão por subsidência (Anthes, 1982). Esta característica pode ser observada na Figura 12, na imagem do satélite GOES-12, canal do vapor d'água, onde se observa que a região central do sistema, em tom mais escuro, é mais seca do que a borda. Por meio desta figura também se pode notar a simetria do sistema em torno do seu centro e a nebulosidade organizada em bandas.

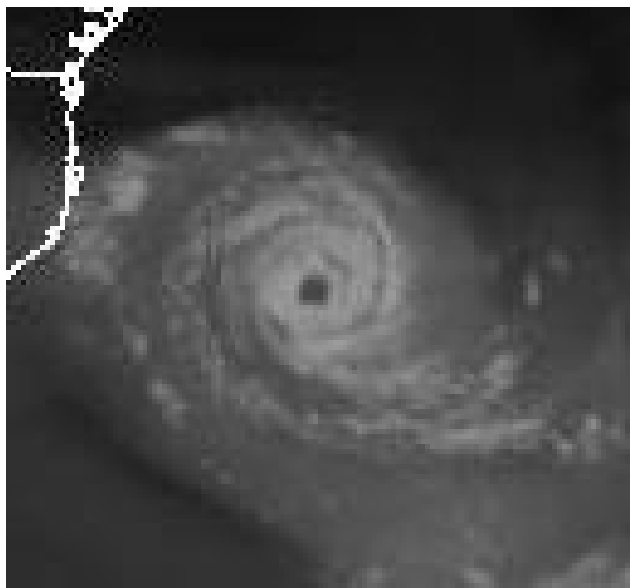


Figura 12 – Imagem do satélite GOES-12, no canal vapor d’água, das 1645 UTC do dia 26/03/2004. O contorno em branco indica o limite do continente e a fronteira interna do país.

Além das imagens normalmente geradas por satélites, a partir de informações obtidas por imagiadores do vapor d’água, infravermelho e radiação solar visível, pode-se analisar imagens de radar do vórtice axissimétrico. O radar de precipitação (PR) a bordo do satélite TRMM mediu a refletividade associada ao vórtice axissimétrico no dia 27/03/2004, conforme indicado na Figura 13. Esta Figura também ilustra a espiral correspondente à organização das bandas de nebulosidade do sistema (Battan, 1973), definida abaixo.

Nota-se que as regiões de maior refletividade estão na porção Sul do vórtice, com áreas de eco mais intenso que 40 dBz. Esta localização coincide com o flanco de ventos mais intensos, de acordo com a previsão do GFDL (Figura 14). A refletividade do radar oriunda de chuva varia de cerca de 20 dBz a valores maiores que 50 dBz (Rinehart, 1991), e a refletividade máxima típica no aglomerado ocular é de 45 a 50 dBz (Ray, 1988). Ecos com refletividade entre 51 e 53 dBz são menos freqüentes e duram apenas poucos minutos (Ray, 1988), e nuvens geralmente são detectadas por radares quando há precipitação (Rinehart, 1991).

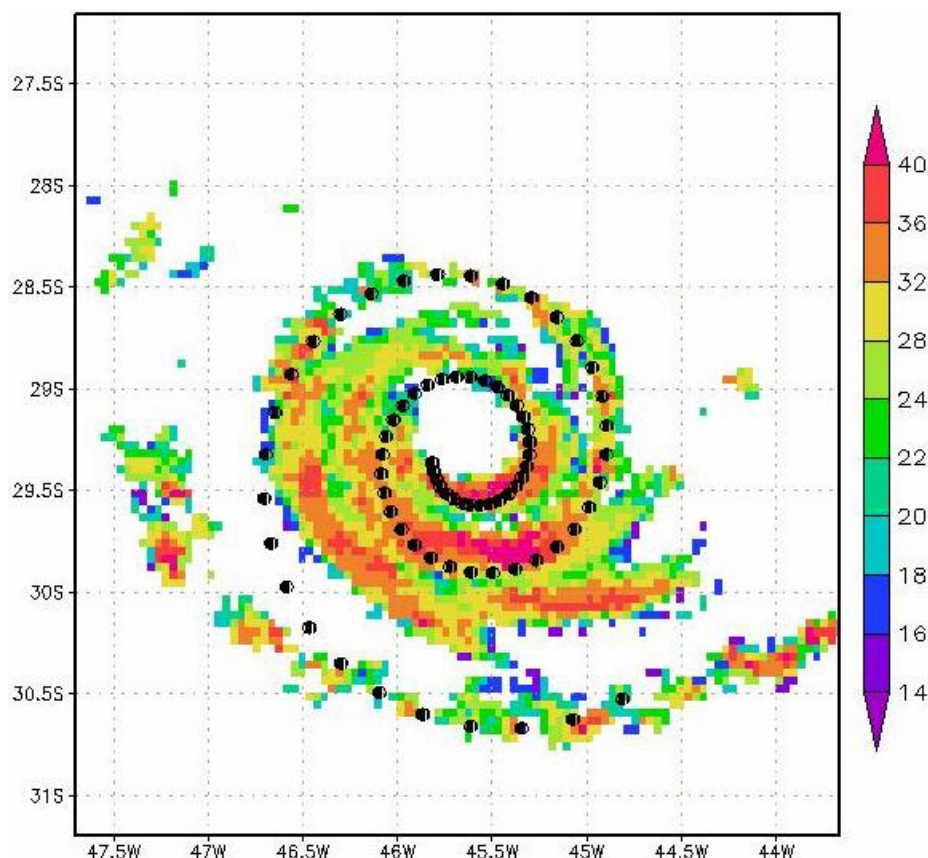


Figura 13 – Refletividade (dBz) obtida do satélite TRMM, do radar de Precipitação (PR), e espiral correspondente ao vórtice (Battan, 1973) no dia 27/03/2004. Os valores são conforme indicados na escala a direita. Os números na horizontal representam a longitude, e na vertical, a latitude.

Há três regiões com refletividade maior que 36 dBz. As respectivas áreas são de aproximadamente 518 km² (mais próxima ao centro), a intermediária de cerca de 1128 km², e a terceira, mais distante do centro, com 425 km². Não há refletividade maior que 40 dBz na região mais distante do centro, enquanto nas áreas mais próximas, as regiões com refletividade acima deste limiar correspondem a áreas de 129 e 407 km², região mais próxima do centro e intermediária, respectivamente. Com isto, a área intermediária teve a maior distribuição horizontal de hidrometeoros grandes (gotas e agregados).

Observa-se também que estas regiões de maior refletividade se organizam quase paralelamente, em arcos aproximadamente concêntricos. As primeiras observações de furacões feitas por radar revelaram que a nebulosidade/precipitação associada a estes sistemas geralmente era orientada em bandas circulares ou espirais, que convergiam próximo ao centro da tempestade (Battan, 1973).

A partir das imagens de furacões geradas por radar, observou-se que as bandas de nebulosidade podem ser descritas por uma espiral de acordo com (Battan, 1973)

$$\ln r = A + \theta \cdot \operatorname{tg} \alpha, \quad (13)$$

onde r é a distância radial do centro da tempestade, θ é o ângulo entre o raio e o eixo coordenado centralizado no vórtice, A é uma constante empírica de ajuste da espiral e α é o ângulo da interseção entre a banda nebulosa e um círculo concêntrico a espiral (Senn e Hiser, 1957, 1959) [Apud Battan, 1973]. Para o vórtice axissimétrico em estudo, os valores utilizados foram $-2,00$ para A e $7,6^\circ$ para α . Nota-se que estes valores geraram uma espiral que passa pelas bandas de refletividade mais intensa (mais internas) e pela banda mais externa. Conclui-se então que a forma do sistema, quanto a distribuição da nebulosidade, é semelhante à de um ciclone tropical.

A partir das imagens de satélites, portanto, pode-se concluir que o vórtice foi axissimétrico, com forma semelhante à de furacões típicos no referente ao tipo de nebulosidade que o constitui e na distribuição espiral em bandas de sua nebulosidade. Embora imagens de satélite não sejam o suficiente para classificar um sistema ou inferir sua intensidade, estas sugerem que este vórtice não se assemelha às baixas extratropicais típicas desta região.

4.3 ANÁLISE DE PREVISÕES, ESTIMATIVAS E SIMULAÇÕES DO VÓRTICE

A maior parte dos modelos globais não previu a transição tropical e o desenvolvimento do sistema de centro quente de forma adequada (Menezes e Silva Dias, 2004). Aqui faz-se uma análise do sistema a partir dos dados do modelo GFDL/HPS, utilizado para previsão de furacões. A pressão atmosférica na superfície e os ventos em 950 hPa mostrados na Figura 14, se referem a análise das 1200 UTC do dia 27/03 (em $T = 0$) e as previsões subsequentes a intervalos de 12 horas até o dia 29.

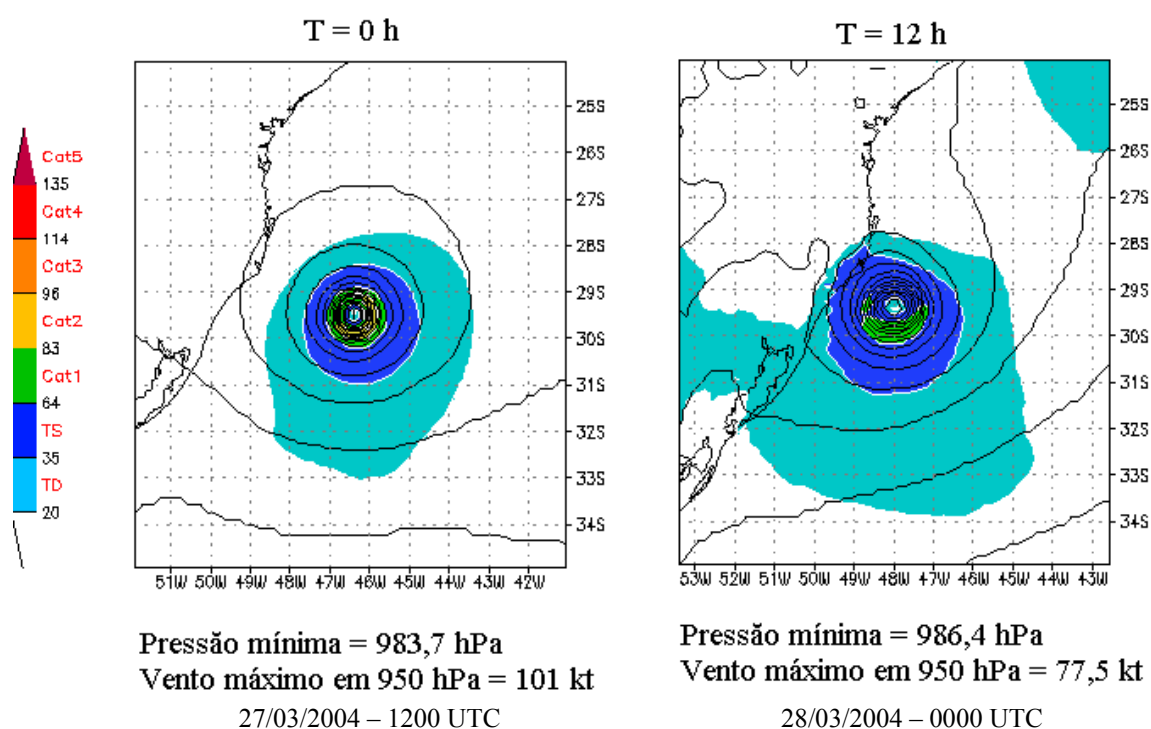
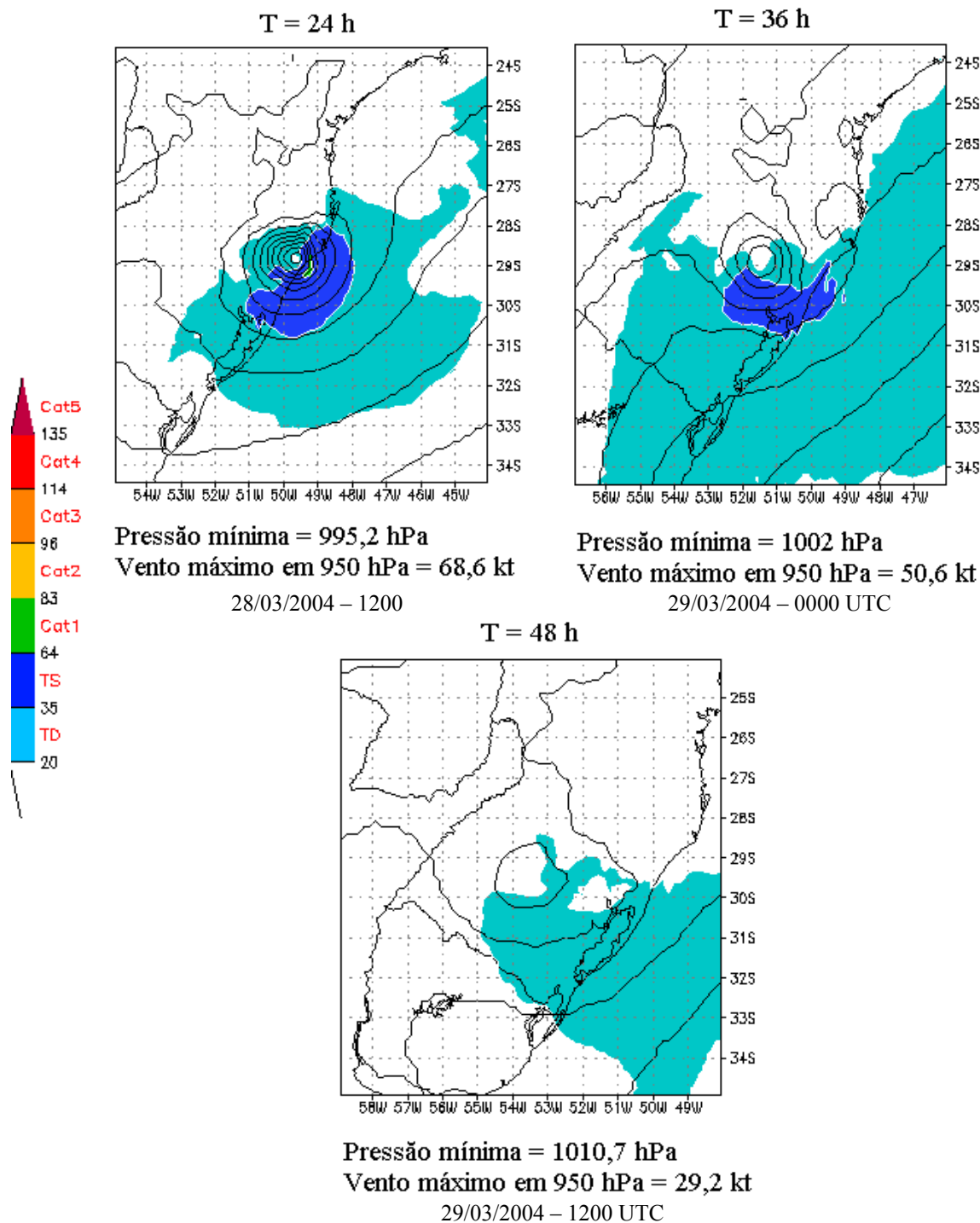


Figura 14 – Campos de pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento em 950 hPa (nós) obtidos com o modelo GFDL, geradas a partir das 1200 UTC do dia 27/03/2004 até às 1200 UTC do dia 29/03/2004 em intervalos de 12 horas. Os dados de entrada do modelo são do NCEP. T indica o tempo referente a integração do modelo, sendo $T=0$ a análise dos dados de entrada. Os números externos à figura, na vertical representam latitude, e na horizontal, longitude. As isolinhas representam a pressão, e os campos sombreados indicam intensidade do vento de acordo com a escala a esquerda que indica a denominação do sistema de acordo com a intensidade dos ventos (TD - distúrbio tropical; TS - tempestade tropical e Cat - abreviação de “categoria”, variando de 1 a 5 de acordo com a escala Saffir-Simpson de potencial destrutivo de furacões – Tabela 1). (1 nó $\sim 0,5 \text{ m s}^{-1}$).



Continuação – Figura 14.

Observa-se que, na primeira integração do modelo, o vento é distribuído de forma quase uniforme entorno do centro do sistema, enquanto na integração seguinte, em 28/03 às 0000 UTC, os ventos máximos se localizam na porção Sul do sistema. São mostrados campos das 1200 UTC de 28/03, com o vento mais intenso localizado sobre o oceano, ao longo da

Costa Brasileira (a Sudeste do centro do sistema), até que este, com intensidade de 10 a $17,5 \text{ m s}^{-1}$, se situa na porção Sul do vórtice nas duas últimas integrações.

De acordo com a escala Saffir-Simpson (Tabela 1), em $T = 0 \text{ h}$ (27 de março de 2004, às 1200 UTC o vórtice axissimétrico tinha intensidade de ventos em 950 hPa correspondente ao de um furacão categoria 3, e pressão atmosférica correspondente à de um furacão categoria 1, atingindo intensidade de tempestade tropical às 1200 UTC do dia 28 de março ($T = 24 \text{ h}$), ao se desintensificar muito provavelmente devido à sua aproximação do continente. Em $T = 48 \text{ h}$, 29 de março às 1200 UTC, já em fase de decaimento, o sistema já se apresenta tão intenso quanto um distúrbio tropical.

A classificação do sistema, de acordo com a intensidade dos ventos e da pressão em superfície é feita com base na escala Saffir-Simpson (Ahrens, 1994) de potencial destrutivo de furacões (Tabela 1)

| Tabela 1 – Escala Saffir – Simpson de potencial destrutivo de furacões | | | |
|--|--------------------------------|---|-----------------------|
| | Pressão (NMM) no Olho (hPa) | Intensidade do Vento (m s^{-1}) | Altura da Preamar (m) |
| Categoria 1 | ≥ 980 | 32 -41 | $\sim 1,5$ |
| Categoria 2 | 979 - 965 | 41,5 – 47,5 | 2,0 – 2,5 |
| Categoria 3 | 964 - 945 | 48 – 56,5 | 2,5 – 4,0 |
| Categoria 4 | 944 – 920 | 57 – 67,5 | 4,0 – 5,5 |
| Categoria 5 | ≤ 919 | ≥ 68 | $\geq 5,5$ |

Fonte: Ahrens, 1994.

A intensidade do cisalhamento vertical do vento e linhas de corrente para toda a América do Sul são mostradas na Figura 15. Observa-se que, na região onde o sistema esteve localizado, o cisalhamento foi em geral menor que 10 ms^{-1} . Entretanto, às 1200 UTC do dia 29/03 (não mostrado) chegou a 20 m s^{-1} .

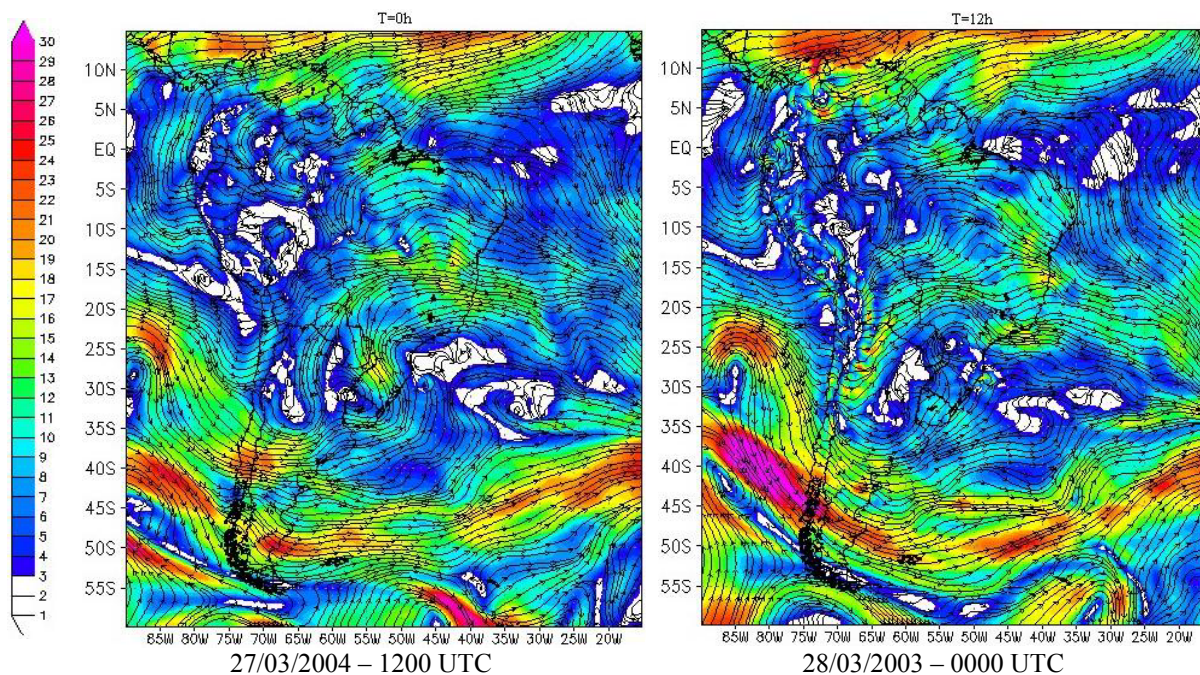


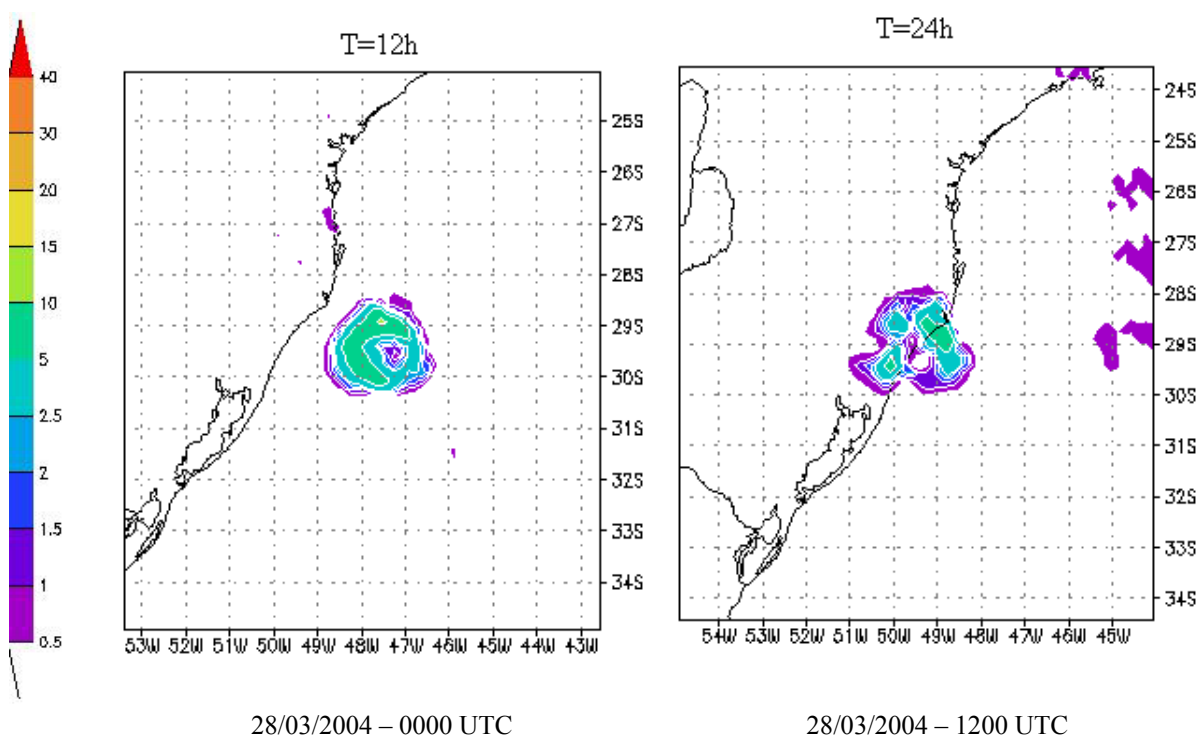
Figura 15 – Campos de cisalhamento vertical do vento entre os níveis de 850 e 500 hPa (m s^{-1}), das 1200 UTC do dia 27/03/2004 e das 1200 UTC do dia 29/03/2004. Dados de entrada do NCEP. T indica o tempo referente a integração do modelo, sendo T=0 a análise dos dados de entrada. Os números externos à figura, na vertical representam latitude, e na horizontal, longitude. Os vetores indicam linhas de corrente e os campos sombreados indicam o cisalhamento vertical do vento, com intensidade indicada na escala a esquerda.

Desde que os ciclones tropicais dependem do calor latente para se desenvolver, é importante que haja maior concentração de umidade na região de sua formação (Gray, 1968) [apud Bracken e Bosart, 2000]. Quando o cisalhamento do vento é mais intenso que 10 m s^{-1} , há dispersão de umidade e inibição da formação deste tipo de sistema. Assim, o cisalhamento fraco do vento induz a formação de tempestades tropicais (Bracken e Bosart, 2000). Desta forma, os resultados numéricos do GFDL sugerem que o ambiente era favorável para a manutenção de um ciclone de características tropicais durante boa parte do tempo de vida do sistema.

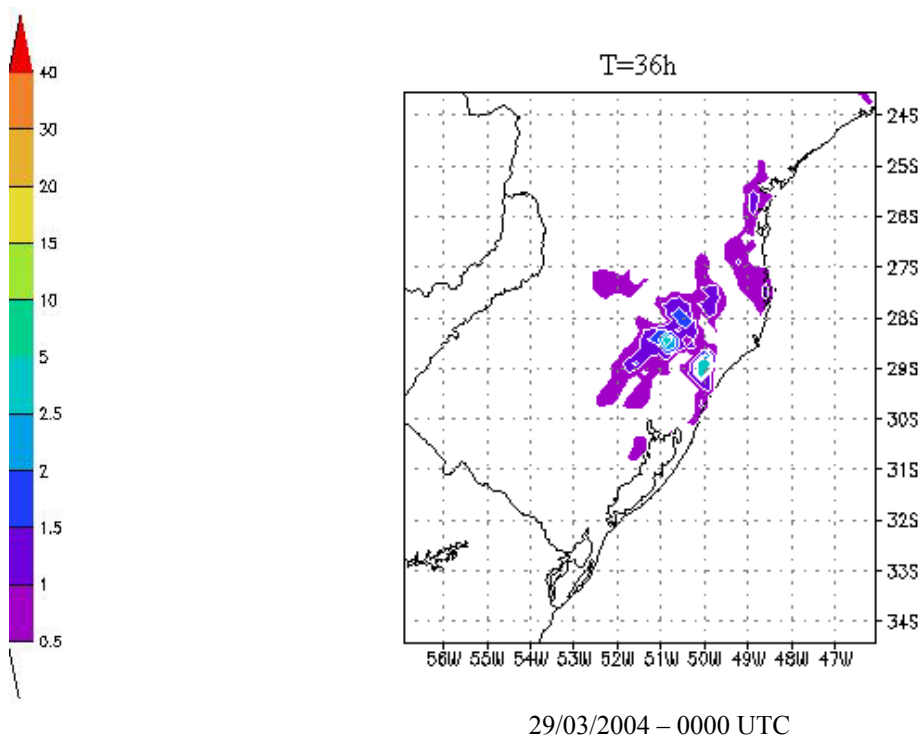
A Figura 16 ilustra a precipitação acumulada em 6 horas gerada pelo modelo GFDL. Observa-se às 0000 UTC do dia 28, a simetria do sistema entorno do seu centro. Nota-se que a precipitação mais intensa, de 50 a 100 mm, se concentra no flanco Oeste do aglomerado ocular, com um pequeno núcleo na face Norte. A precipitação mais intensa normalmente ocorre no semicírculo direito do aglomerado ocular na direção do movimento da tempestade

(Anthes, 1982), o que se confirma nesta figura. Observa-se também que na borda externa onde há predominância de nuvens altas e no centro do sistema, onde estão localizadas nuvens baixas e médias, como mostrado nas imagens de satélite indicadas anteriormente, houve chuva leve, menor que 15 mm em 6 horas.

Observa-se que o sistema ainda apresentava alguma simetria em torno do seu eixo vertical às 1200 UTC do dia 28/03, com precipitação mais uniforme entorno do centro, com exceção de uma pequena região a Sudeste do olho do ciclone. Nota-se também que, aparentemente, a precipitação se concentra em três núcleos: um a Noroeste, um a Sudoeste, e uma banda de precipitação no flanco Nordeste, com orientação Noroeste-Sudeste.



28/03/2004 – 0000 UTC
28/03/2004 – 1200 UTC
Figura 16 – Campos de precipitação acumulada em 6 horas (cm), geradas pelo modelo GFDL a partir das 1200 UTC do dia 27/03/2004 até às 1200 UTC do dia 29/03/2004 em intervalos de 12 horas. Os dados de entrada do modelo são do NCEP. T indica o tempo referente a integração do modelo, sendo T=0 a análise dos dados de entrada. Os números externos à figura, na vertical representam latitude, e na horizontal, longitude. Os campos sombreados indicam intensidade de acordo com a escala a esquerda.



Continuação – Figura 16.

Os campos de precipitação as 0000 UTC e 1200 UTC do dia 29/03 indicam a dissipação do ciclone. A taxa de precipitação em um furacão pode exceder 500 mm por dia no aglomerado ocular (Anthes, 1982). Isto sugere que, segundo o modelo GFDL, a precipitação do vórtice axissimétrico foi pouco intensa se comparada a ciclones tropicais típicos.

A estimativa de precipitação na América do Sul gerada pelo CPC com a técnica CMORPH para o período de interesse deste estudo está ilustrada na Figura 17. Nota-se no dia 25 de março que o sistema produziu cerca de 25 mm, menos que os dias 23 e 24, em torno de 100 mm. Nos dias 26 e 27, na fase de intensificação e maturação do sistema, a precipitação foi de cerca de 100 e 75 mm, respectivamente, e no dia 29 o total acumulado foi menor que 30 mm.

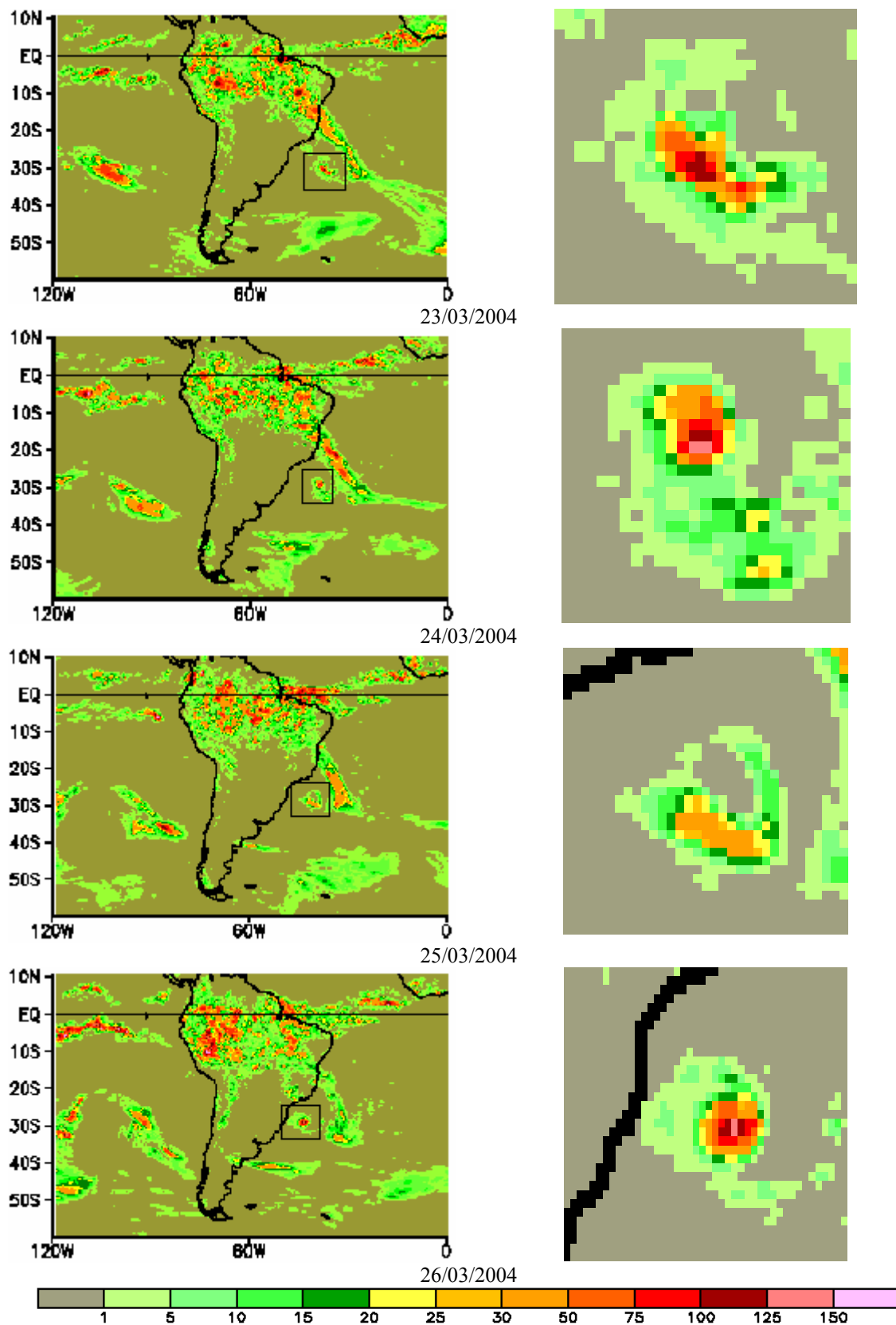
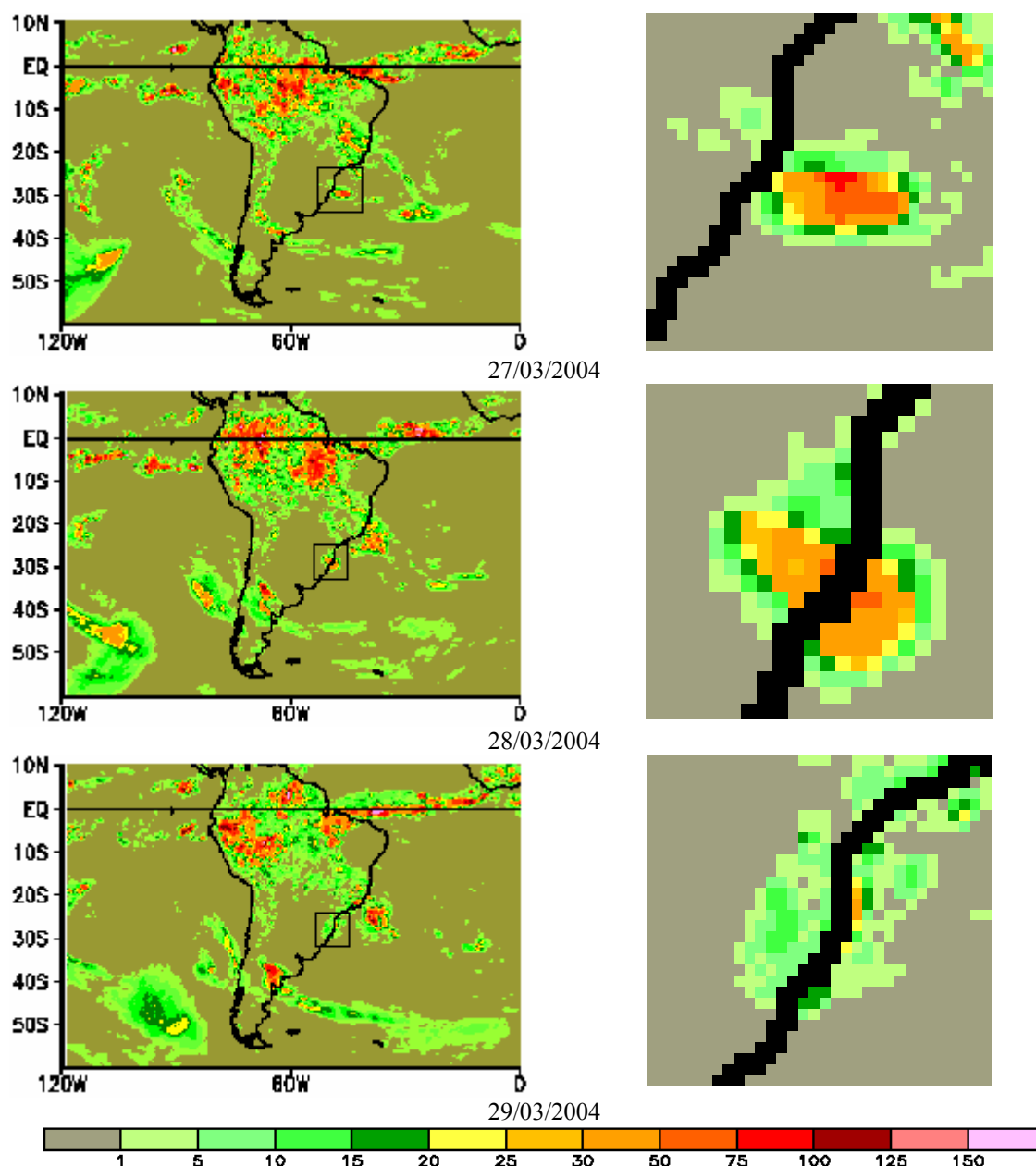


Figura 17 - Precipitação diária estimada pelo CMORPH, (mm dia^{-1}), com definição de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$. A coluna a esquerda situa o sistema em relação ao continente, enquanto a coluna a direita ilustra apenas o vórtice. A intensidade é indicada pela escala de cores, e os contornos em preto indicam o limite do continente.



Continuação – Figura 17.

A taxa de precipitação estimada pelo radar a bordo do satélite TRMM (PR – Radar de Precipitação) é apresentada na Figura 18. Há indícios de precipitação intensa acima de 30 mm h⁻¹. Nota-se às 0611 UTC do dia 27/03 regiões com taxa de precipitação maior que 40 mm h⁻¹ nas regiões que correspondem às áreas de máxima refletividade ilustradas na Figura 13. Havia precipitação mais intensa que 50 mm h⁻¹ em pequenos núcleos na imagem do dia 27/03 às 1100 UTC, e a precipitação menos intensa que 30 mm h⁻¹ às 0514 UTC do dia 28/03, quando

da oclusão ocular, o que sugere que a precipitação nesta ocasião era ainda menos intensa na porção do vórtice situada sobre o continente.

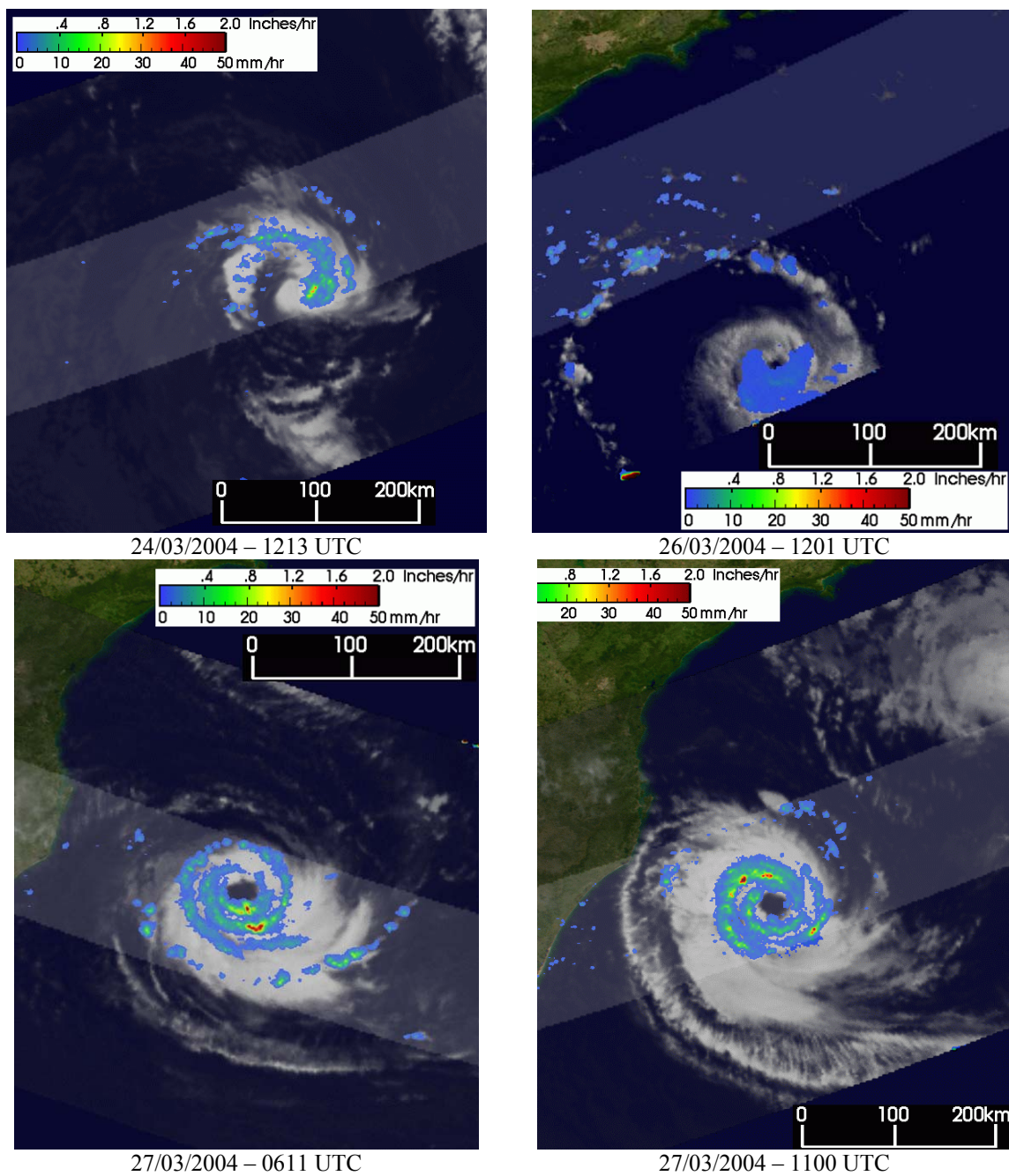
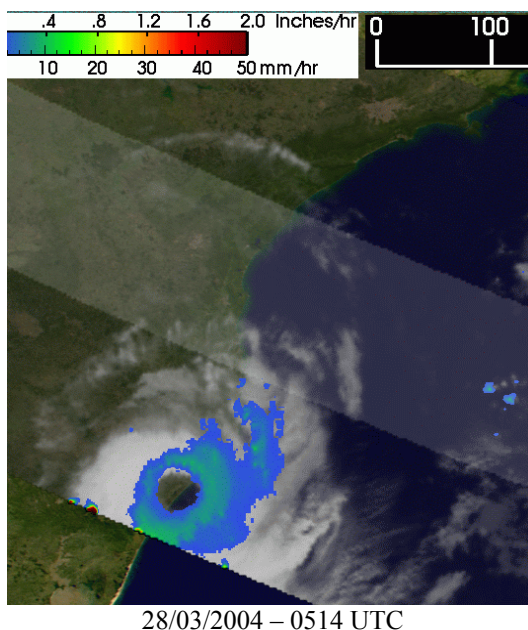


Figura 18 - Imagens do TRMM, com estimativa de precipitação (mm h^{-1}). A escala de cores da taxa de precipitação varia entre 0 (azul escuro) e 50 mm h^{-1} (vermelho escuro).



Continuação – Figura 18.

A Figura 19 apresenta o perfil vertical de precipitação estimado pelo sensor a bordo do satélite TRMM. Há ausência de precipitação na região central do sistema e precipitação mais intensa na região referente ao aglomerado ocular, onde as nuvens são mais densas e mais desenvolvidas verticalmente, com desintensificação significativa em direção à borda do vórtice.

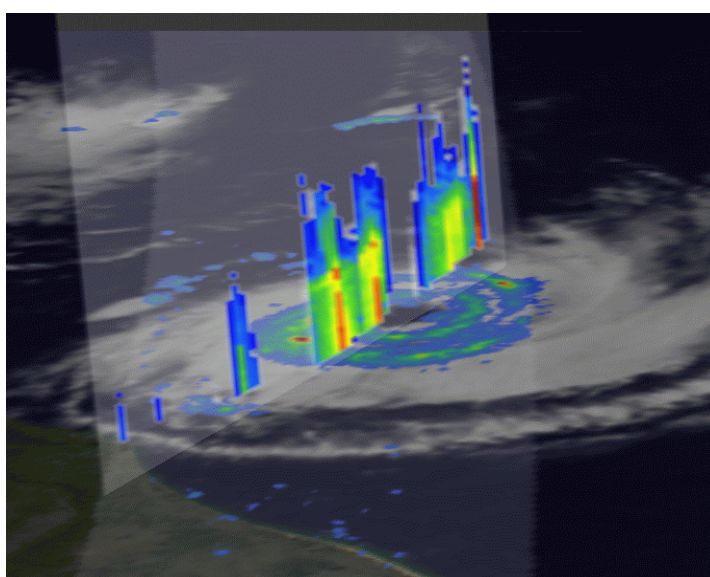


Figura 19 - Corte transversal da estrutura vertical do vórtice axissimétrico medido pelo TRMM às 1100 UTC de 27/03/2004 sobreposta a imagem de satélite do canal infravermelho. As regiões em vermelho indicam precipitação mais intensa, e regiões em azul, precipitação menos intensa.

Nota-se a distribuição de precipitação em bandas, similar a mostrada na Figura 20, um modelo conceitual da distribuição de nebulosidade, precipitação e correntes de ar em um corte radial de um sistema axissimétrico de centro quente (Anthes, 1982). A organização da nebulosidade em bandas é devida às correntes descendentes entre as células convectivas, e a precipitação é mais intensa na porção mais interna do aglomerado ocular, onde as correntes ascendentes e a precipitação são mais intensas, como na Figura 19, e na borda do vórtice a nebulosidade é mais rasa, com predominância de correntes descendentes. Observa-se também que, por causa das correntes mais intensas na área próxima ao centro, também é nesta região que ocorre maior entranhamento de ar nas nuvens.

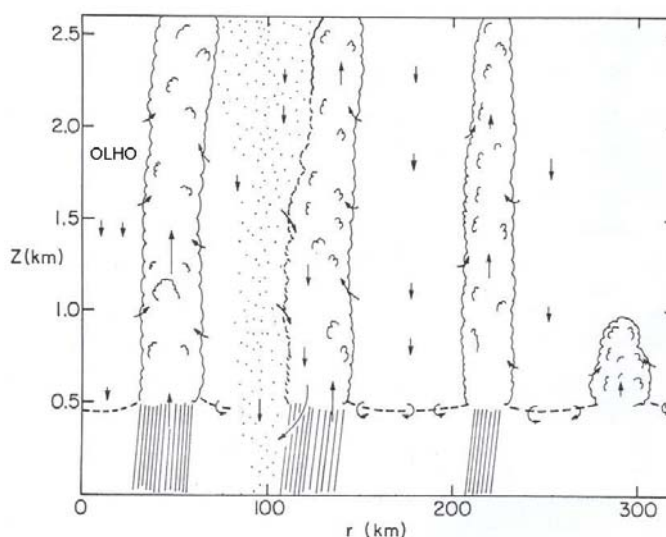


Figura 20 – Corte em sentido radial de um furacão para esquematização de correntes verticais (Anthes, 1982). As setas verticais para cima indicam correntes ascendentes, as para baixo, correntes descendentes, e as setas curvas representam entranhamento de ar nas nuvens. As setas curvas indicam turbulência (eddies) e a linha horizontal tracejada, a interface entre a camada limite atmosférica e o ar livre acima. As regiões achuradas indicam precipitação intensa (oriunda das nuvens cumulonimbus), e a região pontilhada, precipitação menos intensa (oriundas da região da bigorna das nuvens cumulonimbus).

À medida que uma tempestade tropical se intensifica, ar ascende para formar tempestades vigorosas e tende a se espalhar horizontalmente próximo a tropopausa ou na baixa estratosfera. Enquanto o ar diverge em altos níveis, uma perturbação positiva de pressão em altos níveis é produzida, que acelera um movimento descendente próximo à convecção (Anthes, 1983).

A Figura 21 ilustra o perfil vertical de água líquida em média azimutal, acima de uma altura de 2 km acima da superfície do geóide, calculada a partir dos dados do radar de precipitação a bordo do satélite TRMM, associada a convecção, a nuvens estratiformes, e distribuição total no sistema.

Nota-se no campo de estimativa de água associada à convecção (Figura 21) que suas regiões de maior concentração estão espaçadas em cerca de 30 km, ou seja, há uma distribuição da nebulosidade em bandas. Percebe-se também que a quantidade de água associada à convecção é maior na porção próxima ao centro do sistema, perdendo intensidade com o afastamento do olho do vórtice. Esta informação é confirmada pela Figura 19.

Observa-se que, no campo de água associada a nebulosidade estratiforme, a concentração desta é maior nas regiões onde a concentração de água de origem convectiva é menor, sendo esta característica observável até a região a aproximadamente 130 km do olho do sistema. A partir desta região, que é a borda externa do sistema, onde os movimentos verticais ascendentes são menos intensos, as distribuições de água convectiva e estratiforme são mais regulares, sem distinção de núcleos destacados com concentração significativamente maior que nas regiões adjacentes, e mais coincidentes, com os máximos relativos de água convectiva e estratiforme na mesma região. Observa-se também que, no campo de água total, na região próxima ao olho há uma predominância de água de origem convectiva, enquanto na borda externa a água de origem estratiforme modula o campo.

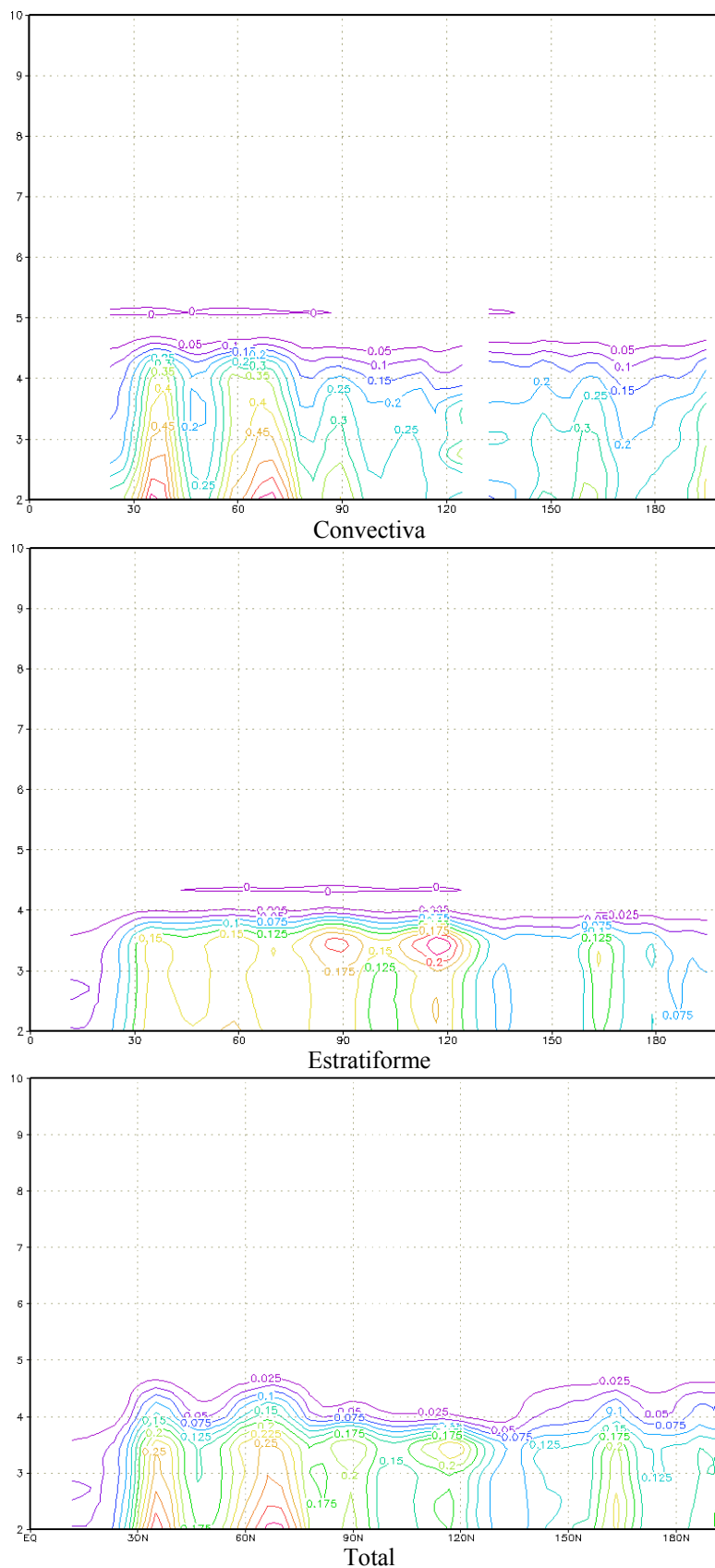


Figura 21 - Estimativa da média radial de distribuição de água (g/kg) de origem convectiva, associada a nuvens estratiformes e total, a partir de dados do PR/TRMM do dia 27/03/2004. Os números na horizontal indicam a distância radial (km), com o zero indicando o centro do sistema, e os na vertical indicam altura (km), começando em 2 km, altura estimada da base da nuvem. As linhas de contorno têm intervalo de 0,05 g/kg na água de origem convectiva e de 0,025 g/kg na água de origem estratiforme e total de água do sistema.

A Figura 22 ilustra a temperatura potencial equivalente (θ_e) obtida com a previsão do modelo GFDL. A θ_e é um indicador do fluxo de umidade da superfície. Uma vez que ambos estão associados de forma direta, quando há aumento no fluxo de umidade da superfície, há também o aumento da θ_e (Smith et al., 2004).

A avaliação desta variável é importante por que o aumento na quantidade de vapor d'água e na temperatura torna o ar menos denso e intensifica movimentos verticais ascendentes, o que permite a queda da pressão ao nível do mar, e produz aumento em θ_e (Anthes, 1983). Valores altos de θ_e induzem a aceleração do escoamento de ar úmido para o centro do sistema e aumenta a liberação de calor latente.

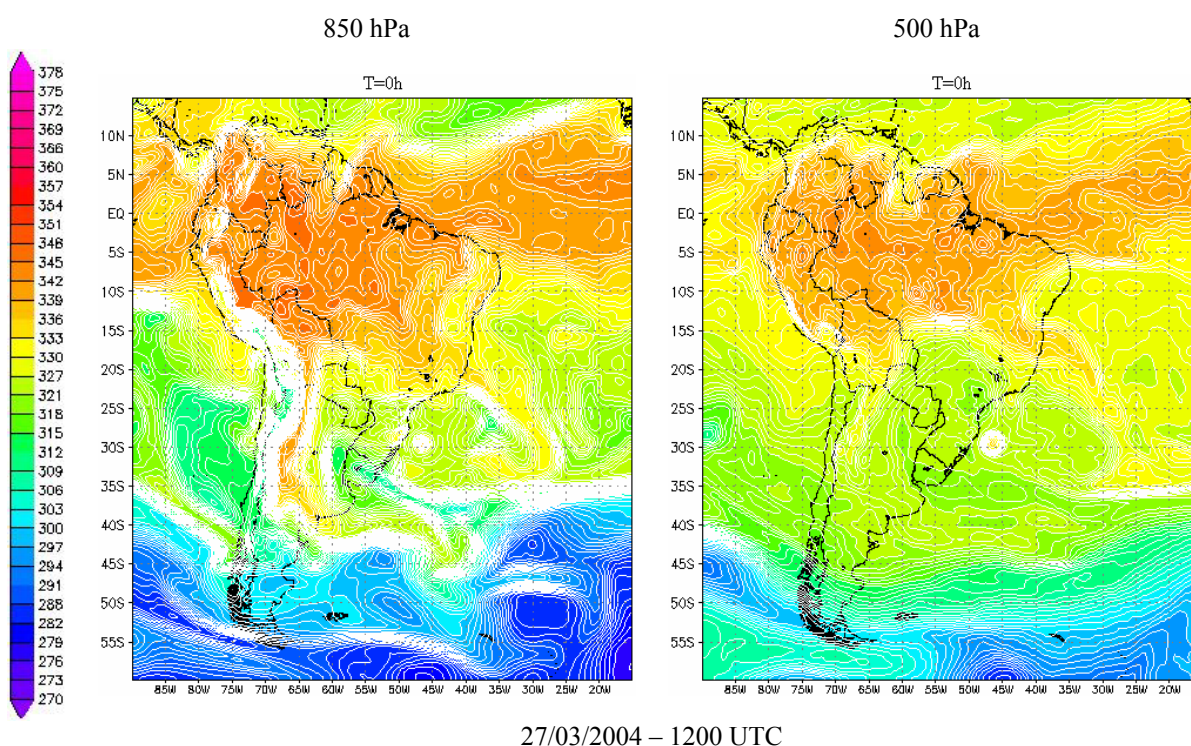
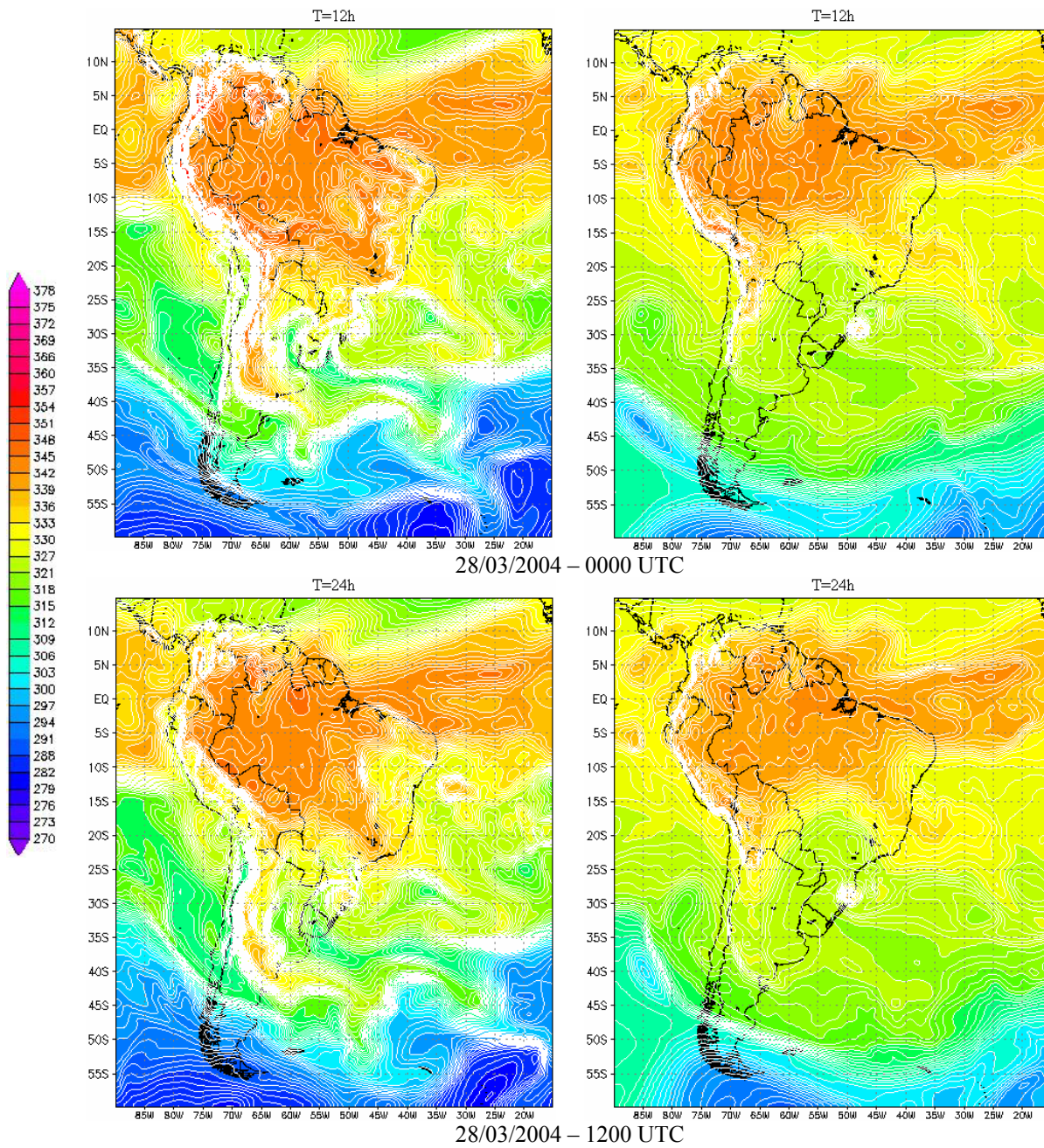
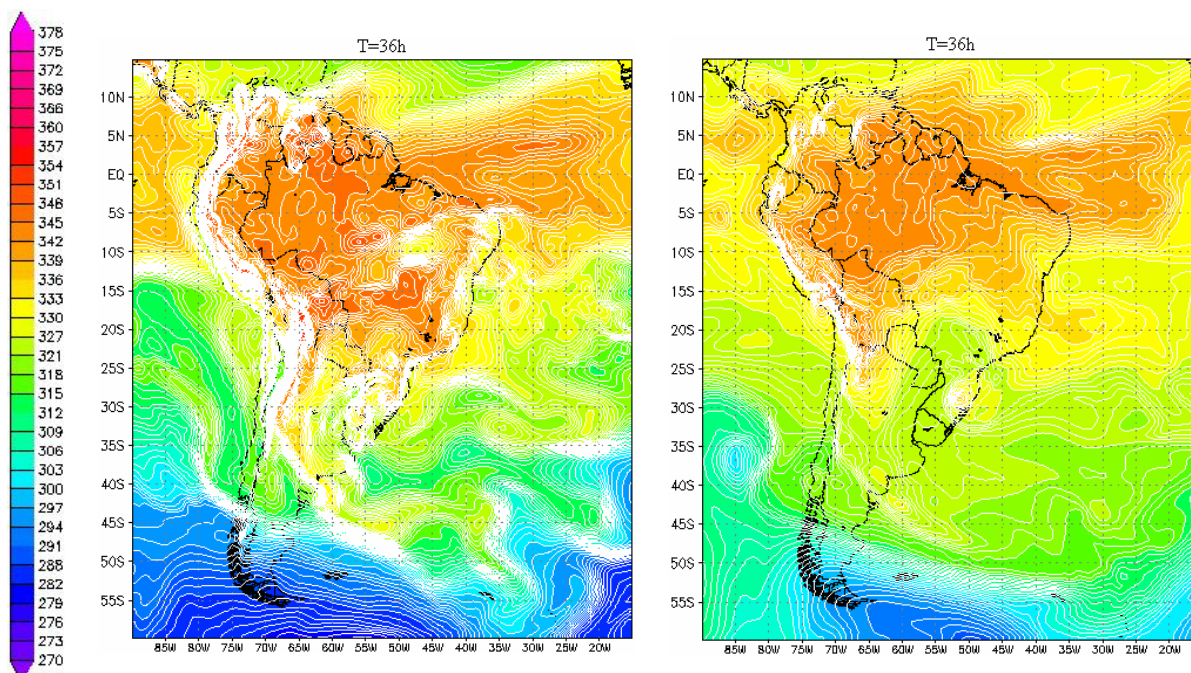


Figura 22 – Campos de temperatura potencial equivalente (K), produzidas pelo modelo GFDL a partir das 1200 UTC do dia 27/03/2004 até as 1200 UTC do dia 29/03/2004 em intervalos de 12 horas. Os dados de entrada do modelo são do NCEP, e os valores dos campos sombreados são encontrados na escala a esquerda. T indica o tempo referente a integração do modelo, sendo T=0 a análise dos dados de entrada. Os números externos à figura, na vertical representam latitude, e na horizontal, longitude.



Continuação – Figura 22.



29/03/2004 – 0000 UTC

Continuação – Figura 22.

Observa-se que em 850 e 500 hPa, θ_e na região do sistema apresentou valores entre 327 e 336 K em todo o período de integração do modelo, com valores mais baixos na última integração, devido ao declínio do sistema, quando o ar ascendente se torna mais frio. De acordo com Anthes (1982), no aglomerado ocular a forte convecção resulta em uma θ_e aproximadamente constante com a altitude. Isto é devido à convecção cumulus prolongada, que tem como efeito a estabilização do ambiente e redução do gradiente vertical de θ_e (Anthes, 1982). Então, valores baixos de estabilidade vertical $\partial\theta_e/\partial p$ estão associados à sistemas convectivos.

A temperatura potencial equivalente (θ_e) do ciclone em 500 hPa, é maior do que a do ambiente circundante. Observar-se ainda que em 200 hPa (não mostrado), a θ_e do sistema é muito próxima da θ_e do ambiente, que indica que a umidade do sistema e do ambiente são aproximadamente as mesmas neste nível de altitude, que pode indicar o limite vertical do vórtice.

A θ_e de um furacão é maior que a do ambiente externo ao sistema. Segundo Wallace e Hobbs (1977), abaixo de 200 hPa, o ar no interior do furacão é cerca de 10 K mais quente do que o ar fora do sistema no mesmo nível. Embora a θ_e do sistema estudado seja menor que a θ_e média do ar tropical (345 K), aquela ainda é maior que a θ_e do ambiente em seu entorno de 9 K.

Foram gerados perfis verticais com médias azimutais de calor latente de origem convectiva e estratiforme, e total do vórtice axissimétrico, com base nos dados do radar de precipitação do satélite TRMM (Figura 23), segundo a técnica de Barbio e Pereira Filho (2004) descrita na seção anterior.

Observa-se que por processos convectivos a taxa de aquecimento é sempre positiva ou neutra, indicando que estes não produzem/permitem degelo ou evaporação. No processo estratiforme, até cerca de 3,5 km de altura, há resfriamento. Sugere-se que este resfriamento seja devido à evaporação de gotas próximas à base da nuvem enquanto em movimento descendente.

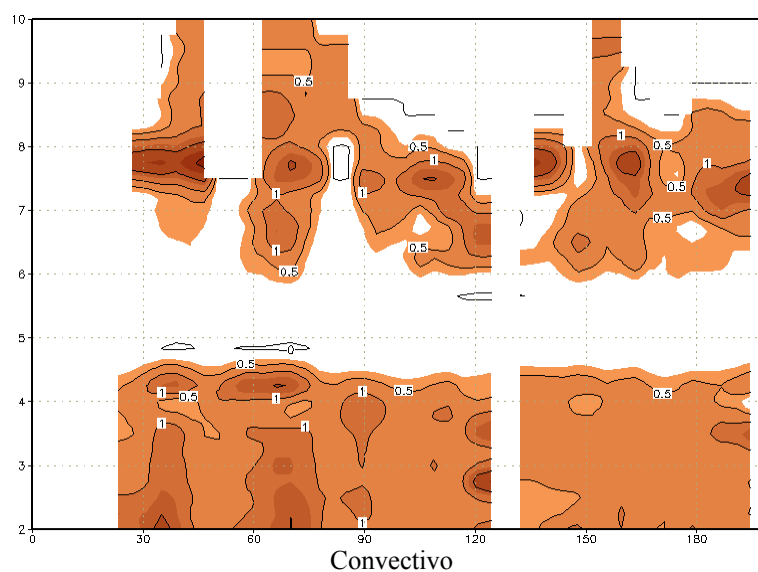
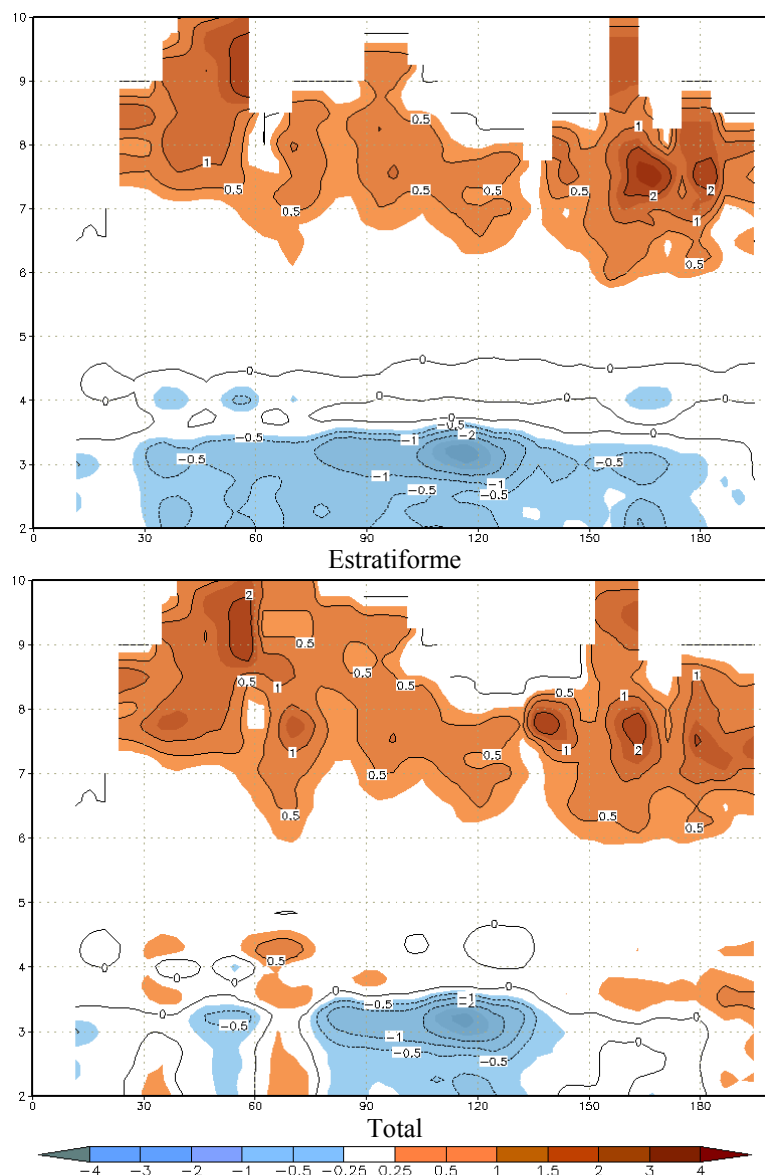


Figura 23 – Perfis de taxa de aquecimento ($K h^{-1}$) gerados a partir dos dados do PR/TRMM do dia 27/03/2004. Os números na horizontal indicam a distância (km) do centro do vórtice (indicado pelo zero), e os números na vertical representam a altura (km). Os valores indicados na figura estão de acordo com a escala horizontal, sendo valores negativos referentes a redução de temperatura/evaporação.



Continuação – Figura 23.

Na taxa total de aquecimento nota-se que nos níveis mais altos há predominância de aquecimento, e nos níveis mais baixos se observa o predomínio do resfriamento, ambos modulados por nuvens estratiformes.

Nota-se ainda a existência de pequenos núcleos próximos à borda interna (10 a 60 km do centro), que têm inclinação negativa com o afastamento do centro do sistema. Esta inclinação indica que, na região onde estes núcleos são mais altos, a convecção é mais intensa, o ar é mais instável e a temperatura é mais alta em baixos níveis.

Estas análises indicam que havia transporte vertical de calor e umidade para altos níveis, e os valores de θ_e no centro do sistema e a distribuição do calor liberado por este confirmam a orientação do gradiente térmico para o interior do vórtice, ratificando que este tinha centro quente.

A vorticidade em 850, 500 e 300 hPa é mostrada na Figura 24. A rotação inicial do sistema é adquirida da rotação da Terra, que induz ventos gradientes (Stull, 2000). O desenvolvimento do sistema resulta na sobreposição da força centrífuga à força de Coriolis em um raio de 100 km do olho, tornando os ventos aproximadamente ciclostroféicos na porção inferior da troposfera (Stull, 2000).

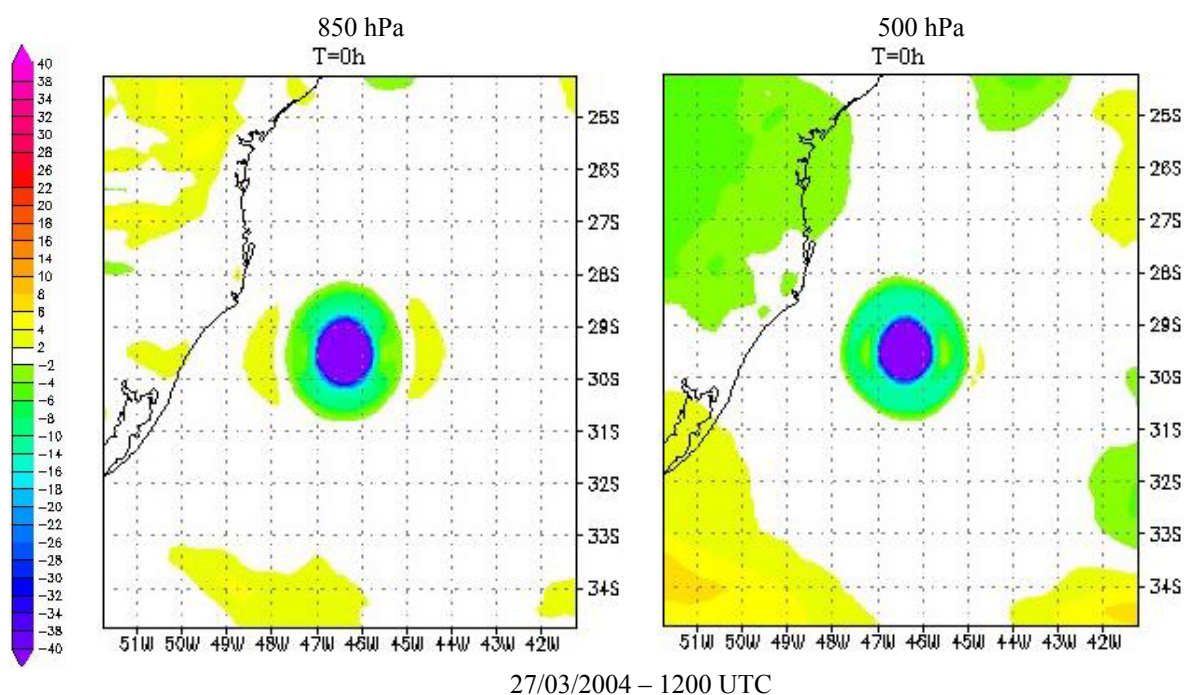
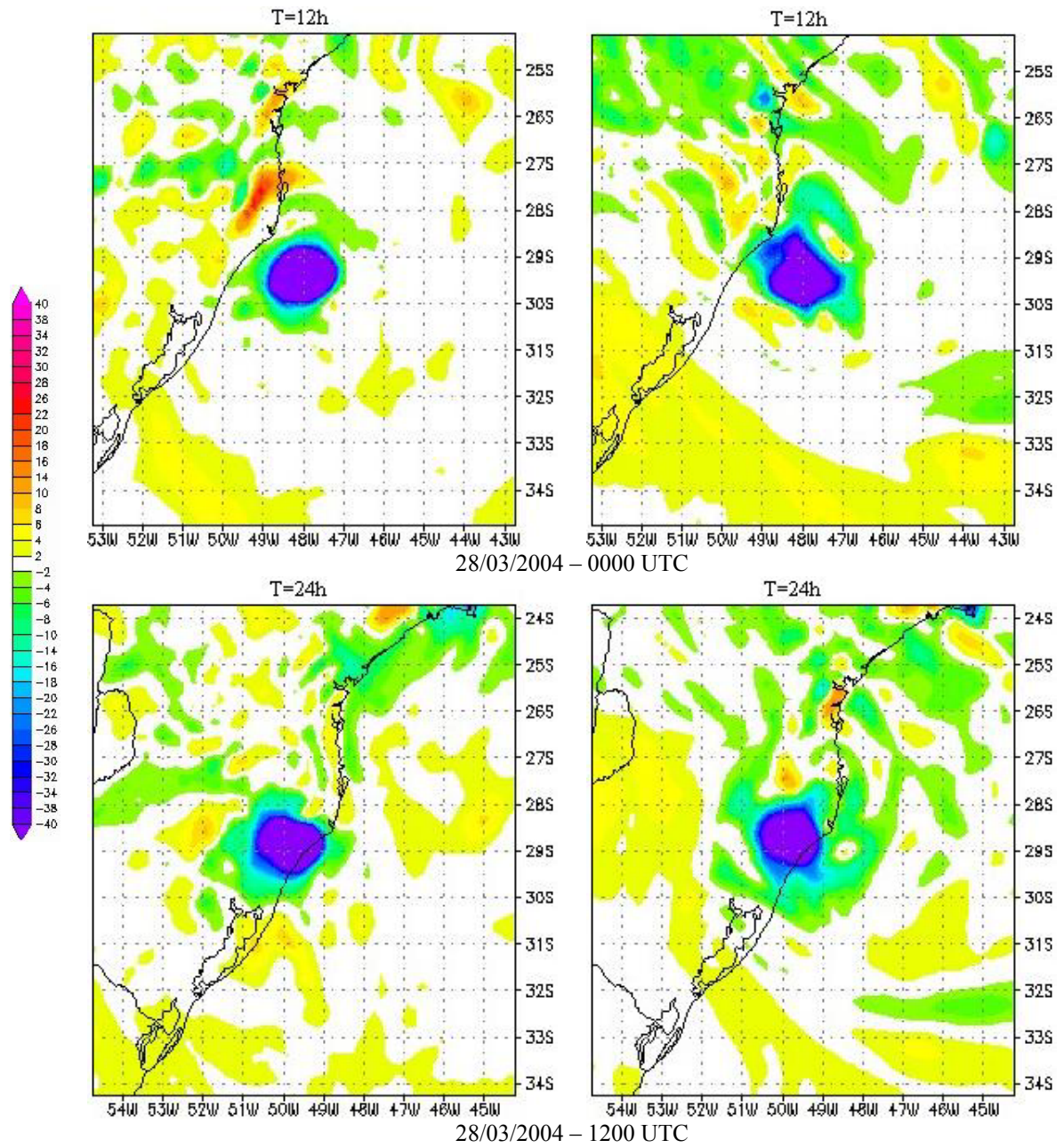
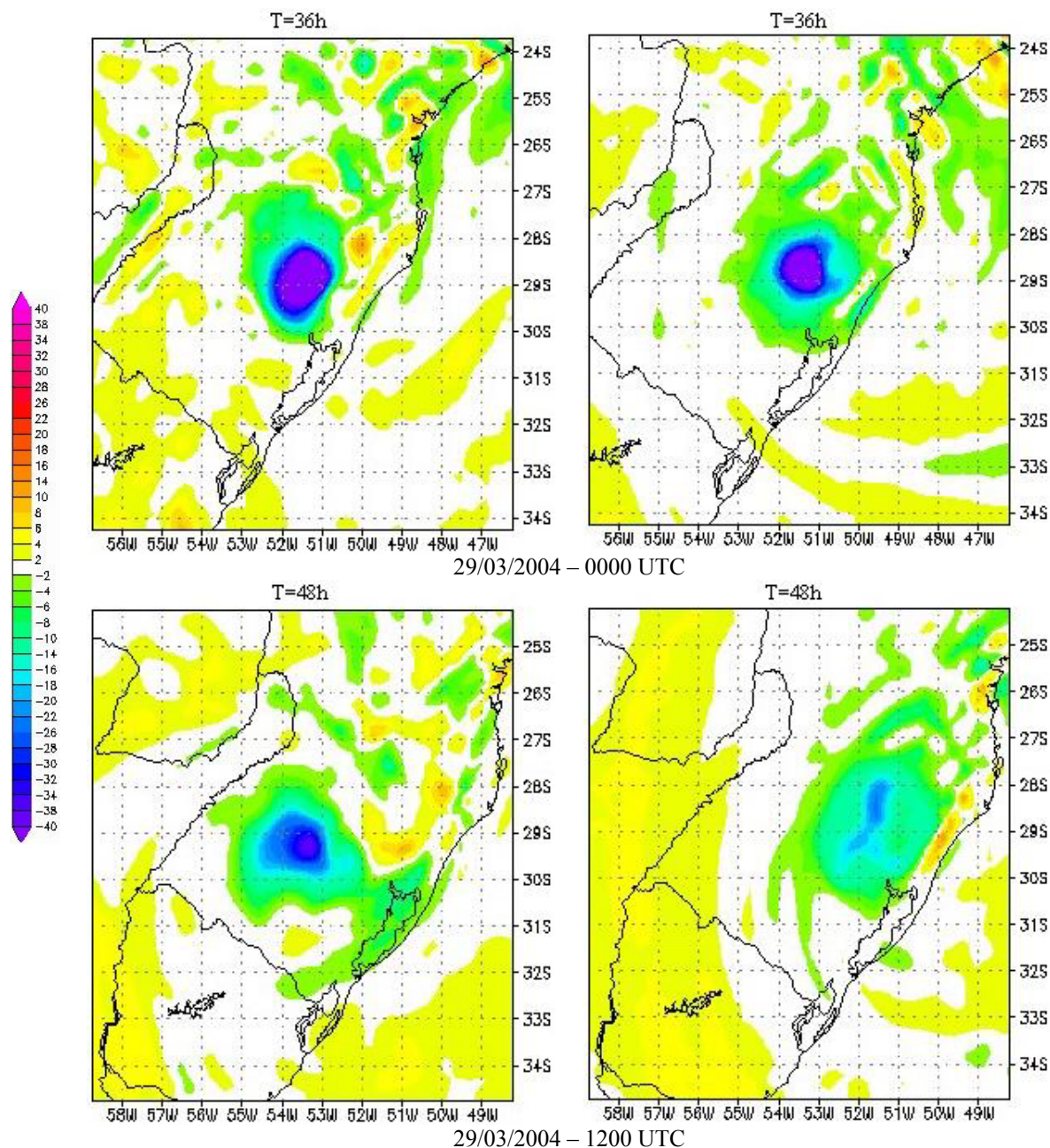


Figura 24 – Campos de vorticidade (10^{-5} s^{-1}), geradas pelo modelo GFDL a partir das 1200 UTC do dia 27/03/2004 até as 1200 UTC do dia 29/03/2004 em intervalos de 12 horas. Os dados de entrada do modelo são do NCEP e os valores dos campos são indicados na escala a esquerda. T indica o tempo referente a integração do modelo, sendo T=0 a análise dos dados de entrada. Os números externos à figura, na vertical representam latitude, e na horizontal, longitude.



Continuação – Figura 24.



Continuação – Figura 24.

Na região central do sistema, a vorticidade é ciclônica e intensa. Mostra-se nos campos iniciais que a vorticidade aumenta drasticamente do centro para a borda do sistema, de $-40 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ para $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ em toda a extensão vertical do sistema. Esta característica é observada até às 0000 UTC do dia 29/03, porém de forma menos intensa. O valor de vorticidade típico de um furacão é de $20 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (Anthes, 1982). Num furacão típico, apesar

de ainda poder haver giro ciclônico em altos níveis próximo ao centro, existe um decréscimo rápido desta rotação, com redução da convergência (Anthes, 1982).

A análise isentrópica permite uma análise simples e completa para explicar as características dinâmicas do vórtice axissimétrico. As simulações de vorticidade potencial em superfícies isentrópicas estão mostradas na Figura 25. Observa-se que na região do sistema a IPV é muito baixa entre 310 e 325 K, em relação às circunvizinhanças, enquanto nas figuras de 350 K (não exibidas), valores mais altos de IPV são mostrados na região onde se pressupõe a borda do sistema.

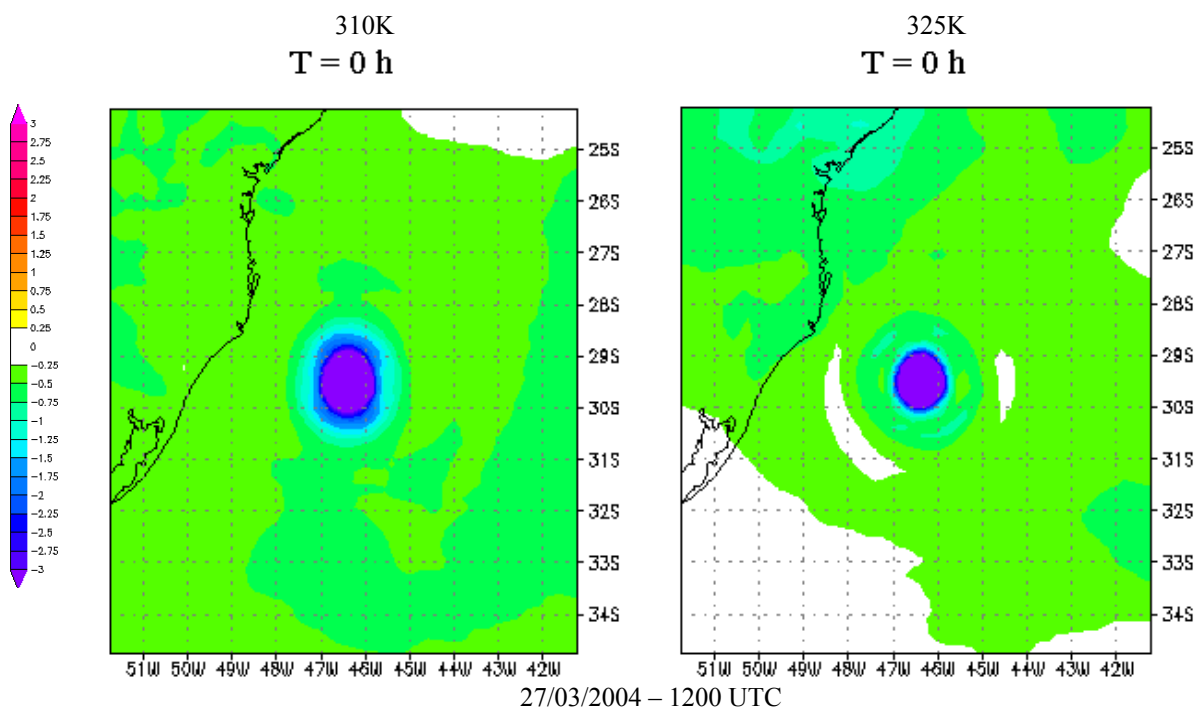
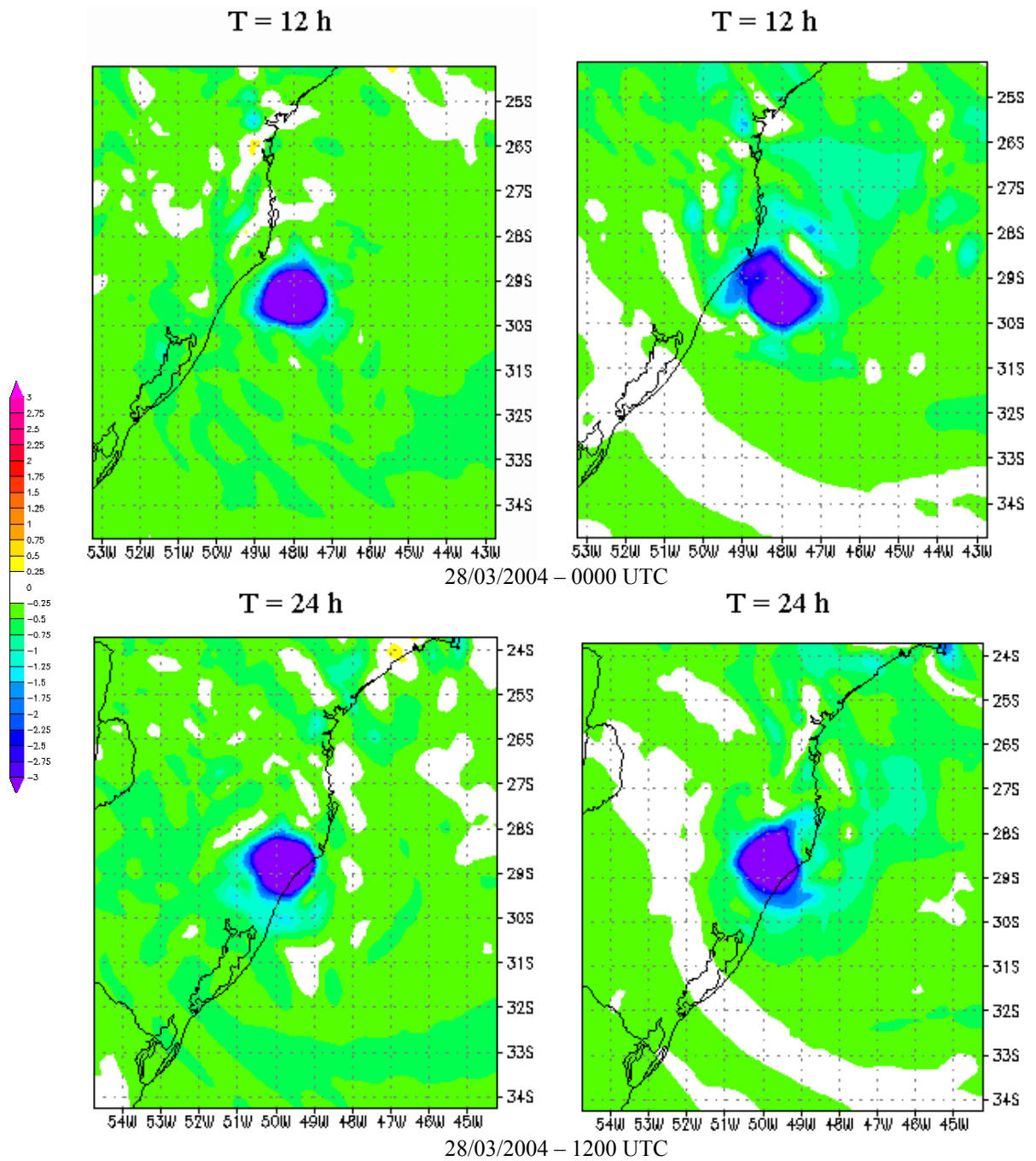
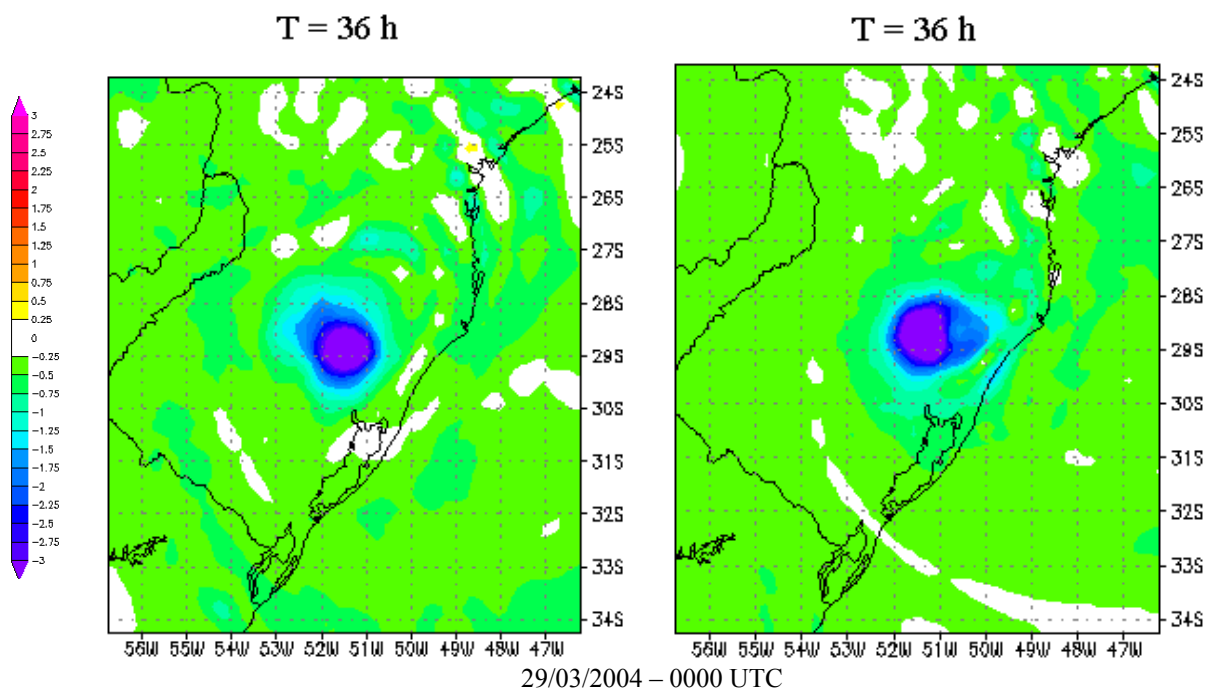


Figura 25 – Campos de vorticidade potencial em níveis isentrópicos de 310, 325 e 350 k, em PVU ($10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$), geradas a partir do dia 27 de março de 2004 às 0000 UTC até o dia 29 de março de 2004 às 1200 UTC em intervalos de 12 horas. Os dados de entrada do modelo são do NCEP, e os valores são indicados na escala a esquerda. T indica o tempo referente a integração do modelo, sendo T=0 a análise dos dados de entrada. Os números externos à figura, na vertical representam latitude, e na horizontal, longitude.



Continuação – Figura 25.



Continuação – Figura 25

Valores mínimos de IPV são normalmente associados à vorticidade ciclônica, e mínimos de IPV são devidos a ar estratosférico de cavados ou centros de baixa pressão nos campos de altos níveis (Bluestein, 1993). Com base nestas informações e na figura apresentada, sugere-se que os campos de IPV indicam que o vórtice axissimétrico teve baixos valores de pressão em grande parte de sua extensão vertical. Além disso, a tropopausa estava bastante baixa no centro do sistema (310 e 325 K) e as correntes descendentes nessa região seriam bastante intensas. Em contrapartida, o campo de IPV em 350 K indica valores altos de IPV associados a correntes ascendentes devido às nuvens no aglomerado ocular, que impulsionavam o topo da troposfera para cima em bandas circulares com IPV maior que $-1,5$ PVU.

Uma vez que o processo de aquecimento do centro de um furacão é devido ao aquecimento por compressão diabática como consequência de movimentos descendentes intensos, teoricamente, pode-se inferir que o centro do vórtice axissimétrico era quente, o que o difere de ciclones subtropicais de centro frio, típicos da região.

4.4 ANÁLISE DAS VARIÁVEIS MEDIDAS NA REGIÃO ATINGIDA PELO SISTEMA

Foram feitas análises dos dados observados de vento e pressão em superfície da estação meteorológica de Barragem São Bento, em Siderópolis (SC). A Figura 26 mostra a evolução temporal da pressão atmosférica na superfície com resolução de 1 hora. A maior variação foi de -4,9 hPa, seguida de uma variação de pressão de 4,8 hPa apenas três horas depois. Às 0300 UTC do dia 28/03, a pressão atingiu 973,6 hPa. Houve um aumento da pressão atmosférica na superfície às 0400 UTC, uma hora após o menor registro de pressão atmosférica.

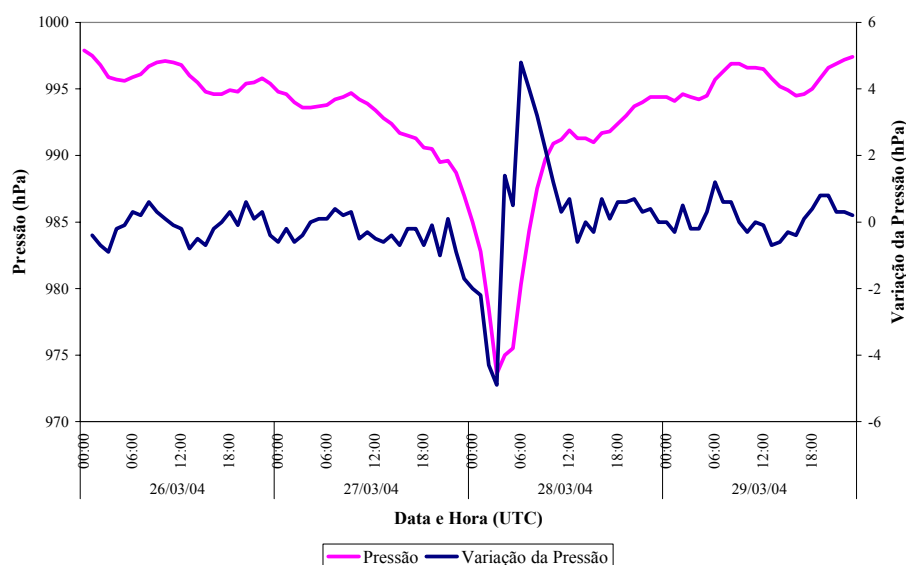


Figura 26 - Pressão Atmosférica (curva rosa) e sua variação (curva azul) (hPa) na Barragem de São Bento (Siderópolis - SC) de 26/03/2004, data da formação do olho, às 0000 UTC, até 29/03/2004, dia do decaimento total do vórtice, às 2300 UTC (em intervalos de 1 hora).

A Figura 27 mostra a evolução temporal da intensidade do vento e da pressão. Nota-se que os horários do máximo de intensidade do vento e mínimo de pressão coincidiram, o que sugere que o centro do sistema não passou sobre a estação meteorológica, uma vez que o olho do vórtice é uma região de calmaria (Anthes, 1983, Ahrens, 1994).

Os ventos mais intensos associados ao vórtice axissimétrico se situaram em sua porção Sudoeste, e foram superiores a 15 m s^{-1} . Navios próximos ao sistema informaram velocidades do vento de 70 a 90 km h^{-1} (Gevaerd et al., 2004). De acordo com os dados registrados em Siderópolis, os ventos máximos registrados chegaram a atingir $40,8 \text{ m s}^{-1}$ no dia 28/03, enquanto a pressão mínima registrada no mesmo local atingiu $973,6 \text{ hPa}$. Porém, é necessário lembrar que a maior parte dos anemômetros não é confiável em velocidades extremas de vento (Stull, 2000).

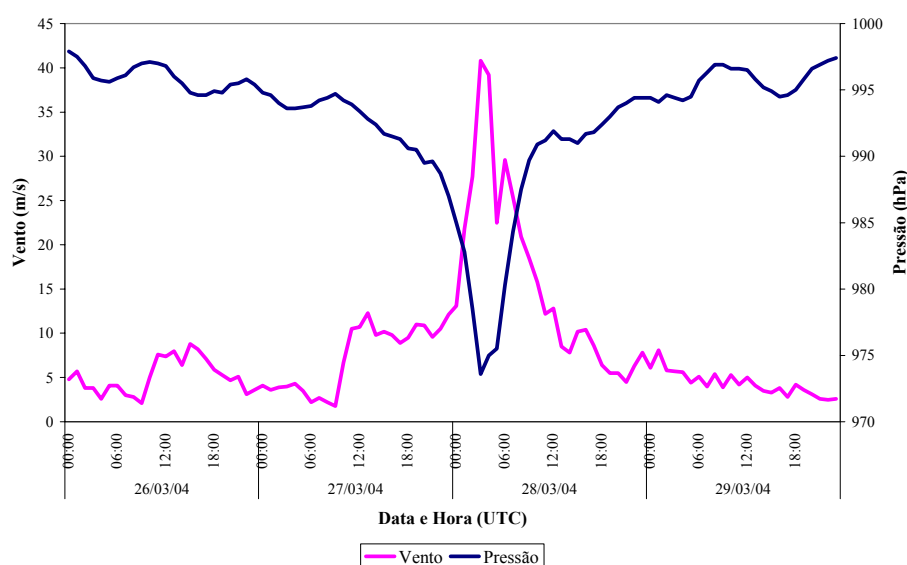


Figura 27 – Pressão Atmosférica (hPa, curva azul) e vento (m s^{-1} , curva rosa) na Barragem de São Bento (Siderópolis - SC) de 26/03/2004, data da formação do olho, às 0000 UTC, até 29/03/2004, dia do decaimento total do vórtice, às 2300 UTC (em intervalos de 1 hora).

À medida que a pressão ao nível do mar decresce, o vento tangencial máximo no aglomerado ocular aumenta, segundo aproximação empírica da equação de Bernoulli (Stull, 2000). Desta forma, pode-se estimar a intensidade do vento tangencial supondo este equilíbrio ciclostrófico, isto é, supondo que o sistema esteja na fase madura, onde a força do gradiente de pressão é equilibrada pela força centrífuga. A Figura 28 mostra o perfil radial do vento calculado para o vórtice axissimétrico estudado.

Nota-se que, onde R/R_0 (razão entre o raio do sistema e o raio onde o vento máximo ocorre) tem modulo igual a 1, há uma queda relativa de pressão e o vento é máximo, tal qual ocorrido (Figura 27), ou seja, o centro do sistema não passou pela cidade de Siderópolis, que estava situada em um ponto na região do aglomerado ocular.

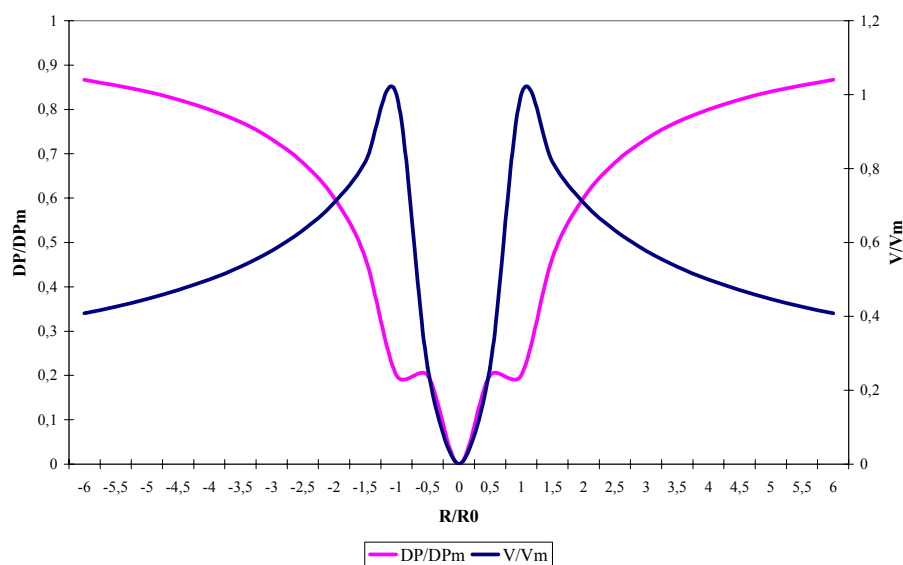


Figura 28 – Gráfico de perfil de vento com relação ao vento máximo (V/V_{\max} , curva azul) e variação da pressão com relação a variação máxima da pressão (DP/DP_m , curva rosa) segundo Stull (2000). A escala a esquerda e referente a pressão, a da direita refere-se ao vento, e a escala horizontal e referente a distancia radial do ponto a partir do centro do sistema, sendo R_0 o raio critico, local onde e estimada maior intensidade de vento e atividade convectiva.

A Figura 29 ilustra o vento estimado a partir das equações de Stull (2000) utilizando os mesmos valores da Figura 28, e o vento na estação da cidade de Siderópolis, das 0000 UTC do dia 26/03 até as 0500 UTC de 28/03. Lembrando que o sistema já havia dissipado às 1200 UTC do dia 28/03.

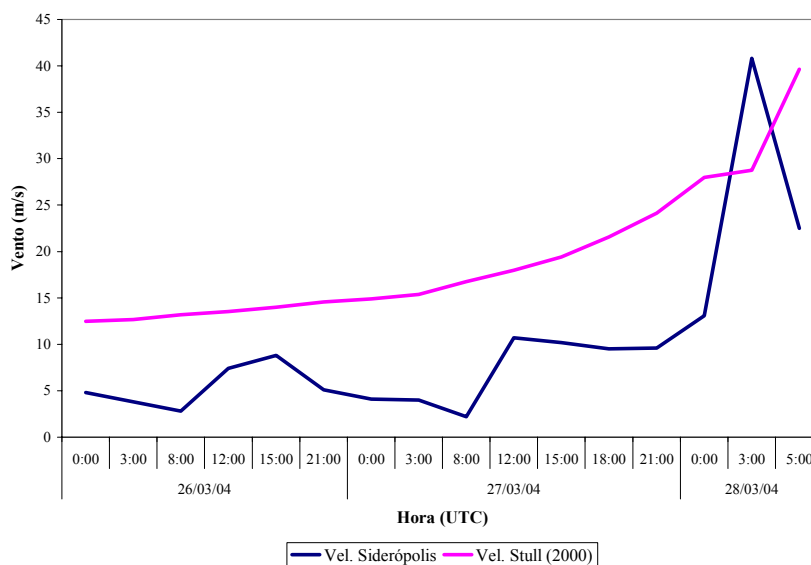


Figura 29 –Distribuição temporal de intensidade do vento baseado em Stull (2000) (linha rosa) e registrado na estação de Barragem São Bento, em Siderópolis (SC). As escalas horizontais indicam data e hora (UTC) e a escala vertical indica intensidade do vento (m s^{-1}).

O vento ciclostrofico é válido em altitude (Holton, 1992), onde não é considerada a desaceleração por atrito. Embora esta consideração tenha sido feita na adaptação da equação de Bernoulli, é importante para justificar os valores mais intensos do vento calculado pelo modelo do que o lido na estação de superfície. Ainda assim, a equação empírica para estimativa de intensidade do vento é uma boa aproximação do vento registrado.

5 CONCLUSÕES

O vórtice axissimétrico analisado foi um centro de baixa pressão com rotação ciclônica, que iniciou seu deslocamento para Oeste a partir do dia 23/03/2004, apresentando uma região central com nuvens de pouco desenvolvimento vertical (olho) no dia 26, com oclusão ocular no dia 28 e completa dissipação dia 29/03/2004.

Apesar da gênese deste ciclone não ter sido igual à de furacões típicos, passando por uma fase de sistema nuvem vírgula, este sistema apresentou algumas características semelhantes àqueles ao longo de seu desenvolvimento, como a formação de região de bom tempo no centro, a existência de bandas de nebulosidade intensa ao redor do olho e a grande quantidade de nuvens altas na periferia do sistema.

Com base nas análises realizadas, embora os campos do NCEP não tenham sido plenamente satisfatórios para o estudo do sistema, devido a sua resolução e à escassez de dados para melhor interpolação de informações em superfície e extrapolação de campos em altitude, concluiu-se que a atmosfera em altos níveis apresentava características desfavoráveis ao desenvolvimento do vórtice axissimétrico, justificando seu pequeno desenvolvimento vertical e pouca intensidade, enquanto os dados de TSM indicam a coerência no deslocamento predominantemente zonal do sistema para Oeste, acompanhando o gradiente térmico do oceano em direção a uma região de águas mais quentes que se prolongava para Sul ao longo

do litoral catarinense em busca de fonte de umidade/calor latente, que alimentam este tipo de vórtice.

As imagens de satélite evidenciam a simetria da nebulosidade ao redor do eixo do vórtice, da característica das bandas nebulosas espiraladas convergentes em direção ao centro, e do deslocamento do sistema na direção oposta ao esperado de um ciclone extratropical. Em especial, as informações oriundas do satélite TRMM e processadas a partir destas foram essenciais na avaliação da distribuição de precipitação e do seu perfil vertical, e da distribuição de calor e água líquida por nebulosidade convectiva e estratiforme (que corrobora as informações sobre a anatomia do vórtice).

A partir das previsões do modelo GFDL/HPS, observou-se que, mesmo em uma atmosfera desfavorável em altos níveis, desde que houvesse uma fonte de calor ou uma forçante dinâmica, o vórtice axissimétrico se desenvolveria com características semelhantes a de um furacão. Este modelo também previu que condições atmosféricas básicas, como cisalhamento do vento na camada de 850 a 500 hPa, eram favoráveis a formação e desenvolvimento do vórtice, embora o escoamento em altos níveis não fosse favorável. As previsões foram compatíveis com as observações. Sugere-se que o modelo utilizado foi o mais eficiente na previsão do sistema, sendo o que mais se aproximou dos valores de pressão mínima observada do sistema. Assim, além da forma, as simulações das variáveis meteorológicas do modelo GFDL indicam que, apesar deste sistema não ser um furacão típico, também não tem características de todo semelhantes a ciclones subtropicais típicos, sendo então um sistema híbrido. Ou seja, um ciclone extratropical que passou por uma transição tropical ao longo de sua existência.

Os dados de vento e pressão da estação meteorológica de Barragem São Bento, em Siderópolis (SC) foram comparados com um modelo conceitual simples (Stull, 2000) de

forma satisfatória. Este modelo, que é uma aproximação do perfil radial de um furacão, também indicou que o olho do sistema não passou por aquela localidade.

De acordo com institutos meteorológicos estadunidenses, sistemas como estes são classificados como furacões, como aconteceu com os sistemas Diana (1984) (Bosart e Bartlo, 1991) e Michael (2000) (Davis e Bosart, 2004). Porém, em institutos na Europa e Oceania, sistemas meteorológicos similares ao analisado são classificados como sistemas subtropicais por se considerar a gênese do sistema.

Uma vez que o Brasil não tem histórico de ciclones com características como às do sistema estudado, não existe dentre os jargões utilizados uma nomenclatura adequada para defini-lo. Porém, sabe-se que este sistema, que nasceu num ambiente baroclínico em oclusão e passou por transição tropical assumindo características semelhantes às de furacões categoria 1, causou danos reais e revelou a sensibilidade dos sistemas de previsão de tempo do país, independentemente de sua classificação.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHRENS, C. D. *Meteorology Today*, 5 ed. St. Paul, USA: West Publishing Co., 1994. p.428-447.

ANTHES, R. A. *Tropical Cyclones, Their Evolution, Structure and Effects*. Meteorological Monographs, 19, 41, 1982. 208p.

BARBIO, M. R., PEREIRA FILHO, A. J., *Estimativa dos Perfis de Hidrometeoros para a Região de Rondônia Obtidos a Partir dos Dados dos Radares SPOL e PR-TRMM*. In: _ XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2004, Fortaleza, Ceará: Publicação Digital, 2004.

BATTAN, L. J. *Radar Observation of the Atmosphere*. Chicago, USA: University of Chicago Press, 1973. 324p.

BENDER, M. A., MARCHOK, T. *A Summary of Upgrades to the Operational GFDL Hurricane Model for 2003*. In: _ 26th CONFERENCE ON HURRICANE AND TROPICAL METEOROLOGY, 2004, Miami: Publicação Digital, 2004. (10C.3).

BLUESTEIN, H. B. *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes*. Vol.2, New York, USA: Oxford University Press, 1993. 594p.

BOSART, L. F., BARTLO, J. A. *Tropical Storm Formation in a Baroclinic Environment*. Monthly Weather Review, 119, 1979-2013, 1991.

BRACKEN, W. E., BOSART, L. F. *The Role of Synoptic-Scale during Tropical Cyclogenesis Over the North Atlantic Ocean*. Monthly Weather Review, 128, 353-376, 2000.

BURLAUD, C., VILTARD, N. *Hurricane's Evolution and Latent Heating Profiles Structure*. In: _ 26th CONFERENCE ON HURRICANE AND TROPICAL METEOROLOGY, 2004, Miami: Publicação Digital, 2004. (6D.4).

DAVIS, C. A., BOSART, L. F. *Baroclinically Induced Tropical Cyclogenesis* Monthly Weather Review, 131, 2730-2747, 2003.

DAVIS, C. A., BOSART, L. F. *Tropical Transition: Tropical Cyclone Formation from Extratropical Disturbances*. In: _ 26th CONFERENCE ON HURRICANE AND TROPICAL METEOROLOGY, 2004, Miami: Publicação Digital, 2004. (1C.7).

EVANS, J. L., GUSHARD, M. P. *A Proposed Potential Vorticity Mechanism for Sub-Tropical Cyclogenesis and Tropical Transition*. In: _ 26th CONFERENCE ON HURRICANE AND TROPICAL METEOROLOGY, 2004, Miami: Publicação Digital, 2004. (P1.90).

GEVAERD, R., LONGO, M., SILVA DIAS, P. L., BRANCO, F. V. *Análise da Precipitação Associada ao Ciclone Catarina*. In: _ XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2004, Fortaleza, Ceará: Publicação Digital, 2004.

HOLTON, J. R. *An Introduction to Dynamic Meteorology*, 3.ed. California, USA: Academic Press., 1992. p.304-308.

MENEZES, W. F., DIAS, M. A. F. S. *Um Estudo do Impacto das Opções Físicas do Modelo RAMS na Simulação Numérica do "Ciclone Catarina"*. In: _ XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2004, Fortaleza, Ceará: Publicação Digital, 2004.

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, Fortaleza, Ceará: Publicação Digital, 2004.

NAKANO, M., NAKAJIMA, K. *Influence of Vertical Wind Shear on the Initial Vortex Formation of Tropical Cyclone*. In: _ 26th CONFERENCE ON HURRICANE AND TROPICAL METEOROLOGY, 2004, Miami: Publicação Digital, 2004. (P1.49).

PETTERSSSEN, S. *Wheather Analysis and Forecasting*. Vol. 1, New York, USA: Maple Press Co. 1956. 428p.

RAMAGE, C. S. *The Subtropical Cyclone*, Jour. of Geophys. Res., 67, 4, 1401-1411, 1962.

RAY, P. S. *Mesoscale Meteorology and Forecasting*. Boston, USA: American Meteorological Society Press. 1988. p. 311-330.

RINEHART, R. E. *Radar for Meteorologists*. 3 ed. North Dakota, USA: Knight Printing Co. 1991, 334p.

SAUNDERS, A. B. *A Closer Look at Vortical Hot Towers in a Tropical Cyclogenesis Environment*. In: _ 26th CONFERENCE ON HURRICANE AND TROPICAL METEOROLOGY, 2004, Miami: Publicação Digital, 2004. (4C.6).

SILVA DIAS, P. L., DIAS, M. A. F. S., SELUCHI, M., DINIZ, F. A. *O ciclone Catarina: Análise Preliminar da Estrutura, Dinâmica e Previsibilidade*. In: _ XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2004, Fortaleza, Ceará: Publicação Digital, 2004.

SMITH, R. K., ZHU, H., ULRICH, W. *Dynamical Constraints on the Maximum Intensity of Hurricanes*. In: _ 26th CONFERENCE ON HURRICANE AND TROPICAL METEOROLOGY, 2004, Miami: Publicação Digital, 2004. (15A.5)

STULL, R. *Meteorology for Scientists and Engineers*. 2 ed., California, USA: 2000. p.357-379.

WALLACE, J. M., HOBBS, P. V. *Atmospheric Science - An Introductory Survey*. California, USA: Academic Press, Inc. 1977. p.250-254.

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)