

ESTUDO DE CASO DE UMA SITUAÇÃO ATMOSFÉRICA ENTRE 12 E 19 DE SETEMBRO DE 2008, COM ALGUMAS CARACTERÍSTICAS SEMELHANTES AO EVENTO CATARINA

CLARA MIHO NARUKAWA IWABE¹, MICHELLE SIMÕES REBOITA^{1,2} E RICARDO DE CAMARGO¹

¹Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo (IAG/USP),
São Paulo, SP, Brasil

²Instituto de Recursos Naturais, Universidade Federal de Itajubá, Itajubá, Minas Gerais, Brasil

cliwabe@model.iag.usp.br, reboita@model.iag.usp.br, ricamarg@model.iag.usp.br

Recebido Fevereiro 2009 – Aceito Maio 2010

RESUMO

Este trabalho apresenta uma análise das condições sinótica e dinâmica associadas ao desenvolvimento do ciclone ocorrido entre 12 e 19 de setembro de 2008, com o objetivo de destacar diferenças e semelhanças com o ambiente em que se inseriu o evento Catarina em março de 2004. As principais semelhanças foram encontradas no padrão sinótico geral: a ocorrência de um padrão típico de bloqueio do tipo dipolo associado à anomalia de vorticidade potencial em altos níveis; cavado em níveis médios com inclinação para oeste; a presença de uma coluna de vorticidade ciclônica desde a superfície até a baixa estratosfera; e, em superfície, o padrão de uma alta ao sul de uma baixa pressão. Apesar das semelhanças no padrão geral, diferenças ocorreram entre os dois eventos que influenciaram na intensidade dos sistemas: o Catarina ocorreu em latitudes mais baixas em relação ao caso de setembro de 2008; o padrão típico de bloqueio associado ao caso de setembro de 2008 durou um dia e meio, enquanto no evento Catarina foi de três dias; a configuração da advecção de temperatura na camada entre 1000-500 hPa favoreceu o deslocamento do evento de setembro de 2008 para leste/sudeste, ao contrário do Catarina, a advecção de ar quente a leste do ciclone foi praticamente suprimida e a tendência de altura geopotencial passou a ser positiva, padrões que impedem o deslocamento do sistema para leste; no caso de setembro de 2008 o padrão da inversão do gradiente meridional de temperatura potencial na superfície de -2,0 unidade de vorticidade potencial (UVP) foi caracterizado pela incursão de uma região alongada de ar quente vinda do equador em direção ao sul e ar frio vinda do sul em direção ao equador, enquanto no caso Catarina a inversão ocorre pelo isolamento de uma bolha de ar frio ao norte e uma bolha de ar quente ao sul, o que pode ter contribuído para maior duração do padrão de bloqueio, pois a dissipação neste caso é dificultada. Sistemas como o Catarina podem ser raros no Atlântico Sul, mas isso não ocorre em relação ao ambiente sinótico em que se formou o Catarina. Para melhor entender o processo atmosférico que levou à formação do Catarina, é necessário realizar experimentos numéricos de sensibilidade para o caso de setembro de 2008 com o objetivo de verificar a possibilidade do ciclone extratropical se tornar um ciclone tropical.

Palavras chave: bloqueio dipolo; caso de setembro de 2008; evento Catarina, índice de bloqueio

ABSTRACT: CASE STUDY OF AN ATMOSPHERIC SITUATION BETWEEN 12 AND 19 SEPTEMBER 2009 WITH SOME SIMILAR CHARACTERISTICS TO THE CATARINA EVENT.

In this work a synoptic/dynamic analysis of atmospheric conditions associated with the cyclone development occurred between 2008 September 12 and 19 is presented, aiming to highlight differences and similarities to the environment of Catarina event in March 2004. The main similarities were found in the synoptic patterns: occurrence of a pattern typical of dipole blocking associated with the potential vorticity anomaly at upper levels; a trough at middle levels with westward slope; the presence of a column of cyclonic vorticity from surface to lower stratosphere; and on the surface, the pattern of a higher pressure to the south of a lower pressure. Despite these similarities, differences that influence the intensity of the systems were found: the Catarina occurred in lower latitudes compared

to the 2008 September case; the blocking pattern associated with September 2008 case was a day and a half long, while the Catarina lasted three days; the configuration of temperature advection in the 1000-500 hPa layer favored the displacement of the September 2008 event from eastward/southeastward, in contrast to Catarina, in which the warm advection to the east of the cyclone was suppressed and the local tendency of geopotential height was positive, which hinder the displacement of the system eastward; in the case of 2008 September the pattern of the meridional temperature gradient inversion on the -2.0 units of potential vorticity (UPV) surface was characterized by the incursion of an elongated region of warm air from the equator toward the south and cold air from the south toward the equator, while in the Catarina that inversion occurred by the isolation of a cold air bubble to the north and a warm air bubble to the south, which may have contributed to increase the duration of the dipole blocking pattern in this case, because the dissipation gets harder. Systems such as Catarina may be rare in the South Atlantic Ocean, but this does not occur for the synoptic environment which formed the Catarina. In order to better understand the atmospheric processes that led to the formation of Catarina it is necessary to perform numerical experiments of sensitivity to the 2008 September case with the objective of verifying the possibility of becoming a tropical cyclone.

Keywords: dipole blocking; tropical transition; Catarina, blocking index

1. INTRODUÇÃO

O bloqueio atmosférico é um dos sistemas de tempo mais importante nas latitudes médias, pois tende a obstruir o escoamento zonal padrão de níveis médios criando um escoamento meridional anômalo, que pode afetar de forma significativa o tempo nas regiões próximas. Rex (1950a-b) identificou dois tipos principais de bloqueios no Hemisfério Norte: o tipo “omega” e o tipo dipolo. O bloqueio tipo “omega” consiste do domínio de uma alta pressão em 500 hPa e o tipo dipolo de uma baixa despreendida do escoamento de oeste com núcleo frio nas latitudes mais baixas, que se encontra meridionalmente em fase com um anticiclone de núcleo quente nas latitudes mais altas. O bloqueio dipolo, além de produzir a quebra do jato zonal e criar fortes correntes em direção ao equador, também pode gerar escoamento anômalo de leste em níveis médios e altos, devido à inversão do gradiente meridional de temperatura e altura (ciclone com centro frio em latitudes baixas e anticiclone com centro quente em latitudes altas), que pode influenciar os sistemas em superfície (McTaggart-Cowan et al., 2006).

Para a identificação de bloqueios são utilizados índices que permitem avaliar a intensidade e duração destes sistemas. Pelly e Hoskins (2003) propõem um método baseado no gradiente de temperatura potencial na tropopausa dinâmica, que é considerada como a superfície de $-2,0$ unidades de vorticidade potencial (UVP) no Hemisfério Sul. Os autores discutem que o aspecto essencial do bloqueio atmosférico pode ser visto na quebra de uma onda no campo de temperatura potencial na superfície de $-2,0$ UVP, onde o bloqueio se caracteriza quando ocorre a inversão meridional do gradiente de temperatura potencial.

Uma situação de bloqueio atmosférico do tipo dipolo sobre o oceano é o ambiente ideal para a transição tropical

(TT), isto é, a transição de ciclone extratropical para tropical como descreve McTaggart-Cowan et al. (2006). Em geral, a baixa despreendida (também chamada de Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis – VCAN ou no inglês de *cutoff low*) em níveis médios e altos que compõe o bloqueio do tipo dipolo está associada às anomalias de vorticidade potencial (VP) ciclônica (Bluestein, 1993). Tais anomalias, por efeito de estiramento da coluna atmosférica (*stretching*), podem induzir a um fraco centro de baixa pressão em superfície. Este sistema de superfície, ao promover convergência em baixos níveis e movimentos ascendentes, favorece a liberação de calor latente por convecção que, por sua vez, propicia o estiramento da coluna atmosférica abaixo da anomalia de VP ciclônica. A associação da componente ciclônica e anticiclônica do bloqueio cria um escoamento anômalo de leste na região entre as duas circulações, que induz o ciclone em superfície a se deslocar de leste para oeste (Figura 2 de McTaggart-Cowan et al., 2006). O ar quente em altos níveis da coluna do ciclone, diabaticamente aquecida, ao se deslocar em direção à componente anticiclônica do bloqueio dipolo (caracterizada por um núcleo quente), reforça a inversão do gradiente de temperatura meridional e, por consequência, intensifica o escoamento anômalo de leste. Os ventos de leste reorientam o vetor movimento do ciclone que se dirigirá para um ambiente com pouco cisalhamento e, neste local, o ciclone poderá realizar sua transição para ciclone tropical (sistema com núcleo quente). O cisalhamento reduzido na coluna atmosférica a oeste do bloqueio dipolo é resultado da interação dos ventos anômalos de leste produzidos pelo bloqueio com o escoamento padrão de oeste enfraquecido pela ação do bloqueio. Segundo McTaggart-Cowan et al. (2006), o furacão Catarina que ocorreu no Atlântico Sul oeste em março de 2004 estava associado a um padrão de bloqueio dipolo e foi conduzido em direção à costa do estado de Santa Catarina pelos

ventos anômalos de leste. Em tal região, o ciclone encontrou cisalhamento vertical do vento abaixo de 10 ms^{-1} (diferença entre os ventos na superfície de $-2,0 \text{ UVP}$ e o nível de 850 hPa) (McTaggart-Cowan et al., 2006), além de, uma componente termodinâmica, pois como a temperatura da superfície do mar (TSM) estava 4°C acima da temperatura da camada atmosférica adjacente, favoreceu o desenvolvimento de fluxos turbulentos na direção mar-ar, que foram importantes para o ciclone adquirir características de sistema tropical (Pezza et al., 2008).

O evento Catarina ocorreu sobre uma área com TSM de 25°C (Pezza et al., 2008), e adquiriu características de ciclone tropical mesmo não se formando em regiões com TSM igual ou maior a $26,5^\circ\text{C}$ (Pálmen, 1948). Isso ressalta que certos critérios não

podem ser usados individualmente no estudo de ciclones tropicais.

Davis e Bosart (2004) descrevem dois tipos de TT. Um deles é a TT do ciclone extratropical forte, onde um intenso ciclone extratropical com fortes ventos passando sobre o oceano quente dispara trocas de calor induzidas pelo vento na superfície. Este processo eleva a convecção e, conseqüentemente, o aquecimento diabático na coluna atmosférica que, por sua vez, é responsável pela redistribuição da VP e momento reduzindo o cisalhamento sobre o sistema em superfície (Davis e Bosart, 2003). O outro é o modelo TT do ciclone extratropical fraco (Davis e Bosart, 2004), que é caracterizado por um sistema baroclínico fraco em superfície que interage com uma anomalia de VP ciclônica em altos níveis. Desta forma, a estabilidade

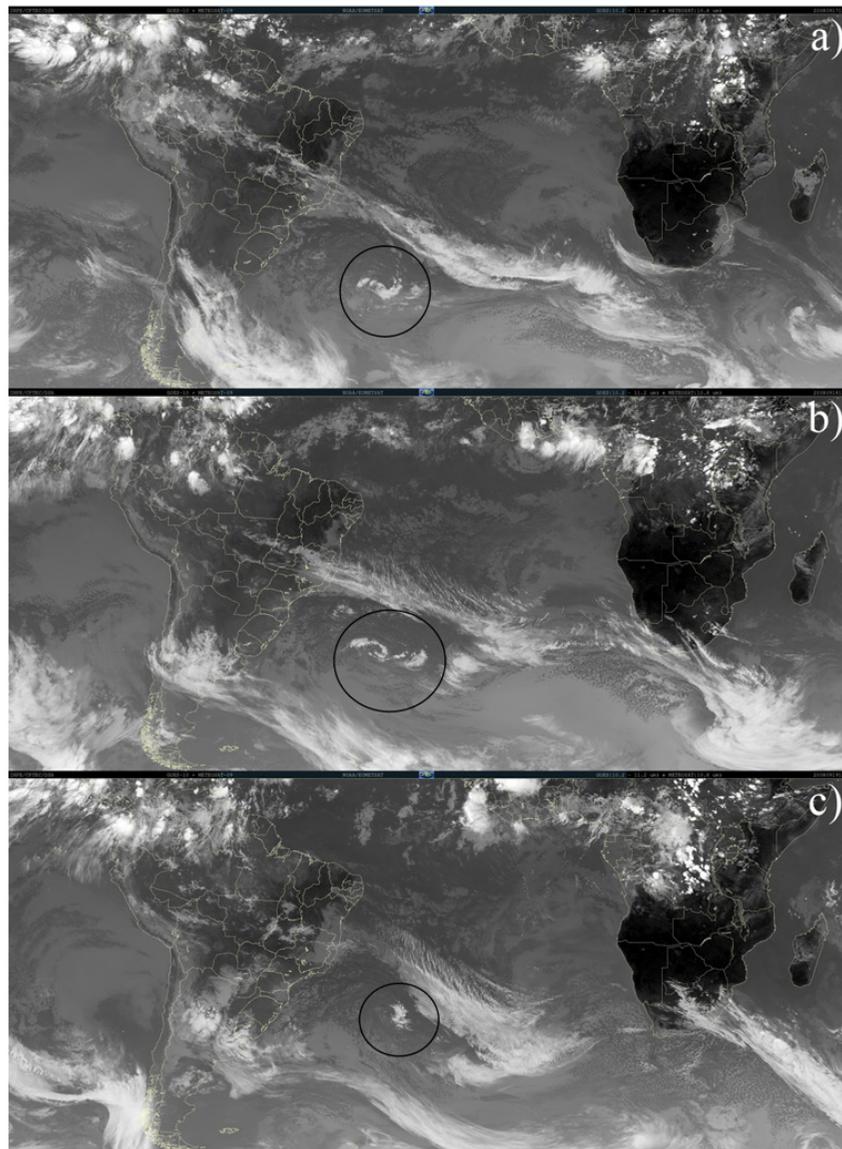


Figura 1 - Composições de imagens do satélite GOES-10 e METEOSAT-09 (INPE/CPTEC/DSA) no canal do infravermelho: a) dia 17/09/2008 às 12:00 UTC; b) dia 18/09/2008 às 12:00 UTC; c) dia 19/09/2008 às 12:00 UTC.

da coluna se reduz devido à perturbação fria em níveis mais altos, que intensifica a circulação e o aquecimento diabático da coluna atmosférica do sistema. O estiramento da coluna devido ao aquecimento diabático redistribui a VP e momento na coluna como no caso do processo TT do ciclone extratropical forte. Para que a transição tropical ocorra efetivamente é necessário que nos dois tipos descritos o ciclone permaneça sobre o oceano suficientemente quente por pelo menos um dia após sua oclusão. Durante esse período ocorrem trocas de energia na direção mar-ar que permitem o processo de TT, onde o sistema passará a ter um núcleo quente (Davis e Bosart, 2004).

Os sistemas caracterizados por TT recebem a denominação de sistemas híbridos e podem apresentar núcleo neutro, isto é, um núcleo que pode ser quente como o de um ciclone tropical próximo à superfície, mas frio similar ao de um ciclone extratropical em altos níveis (Roth, 2002).

Eventos como o Catarina são raros no Atlântico Sul (Veiga et al., 2008), porém os padrões atmosféricos que estiveram associados a este sistema são mais freqüentes. Um exemplo é o caso que ocorreu entre 12 e 19 de setembro de 2008, no centro-oeste do oceano Atlântico Sul (Figura 1). Este caso tem algumas características semelhantes ao evento Catarina (Figura 2), como, por exemplo, uma pequena área de nebulosidade (assinalada com um círculo na Figura 1) associada a um VCAN a sudoeste de uma alongada banda de nuvens que se estende do Brasil até o centro do Atlântico Sul. E também, a atuação de um padrão típico de bloqueio atmosférico do tipo dipolo em níveis médios que será discutido ao longo deste

estudo. Diante do exposto, este trabalho tem como objetivo avaliar o ambiente sinótico e dinâmico do evento ocorrido entre 12 e 19 de setembro de 2008, destacando as diferenças e semelhanças com o evento Catarina. Apesar de ser um caso de pouca intensificação e nenhum impacto significativo na área continental, o seu padrão sinótico é muito parecido com o do evento Catarina, o que o torna um caso interessante. Ressalta-se que os padrões atmosféricos semelhantes ao Catarina merecem ser estudados com o objetivo de se entender melhor o desenvolvimento ou não de sistemas híbridos no Atlântico Sul.

2. DADOS E METODOLOGIA

Utilizaram-se dados da reanálise I do *National Center for Environmental Prediction* (Kalnay et al., 1996) para o período de 20 a 28 de março de 2004 e de 12 a 19 de setembro de 2008. Os dados possuem espaçamento da grade horizontal de 2,5° de latitude por 2,5° de longitude, com 144x73 pontos de grade global, em 17 níveis verticais de pressão (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10 hPa) e em quatro horários diários (00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTC). Além dos dados da reanálise foram utilizadas imagens do satélite GOES-8 no canal do infravermelho obtidas do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC-INPE - www.cptec.inpe.br). A metodologia consiste da análise sinótica e dinâmica de campos meteorológicos de dois períodos: 20 a 28 de março de 2004 (evento Catarina) e 12 a 19 de setembro de 2008 (evento de

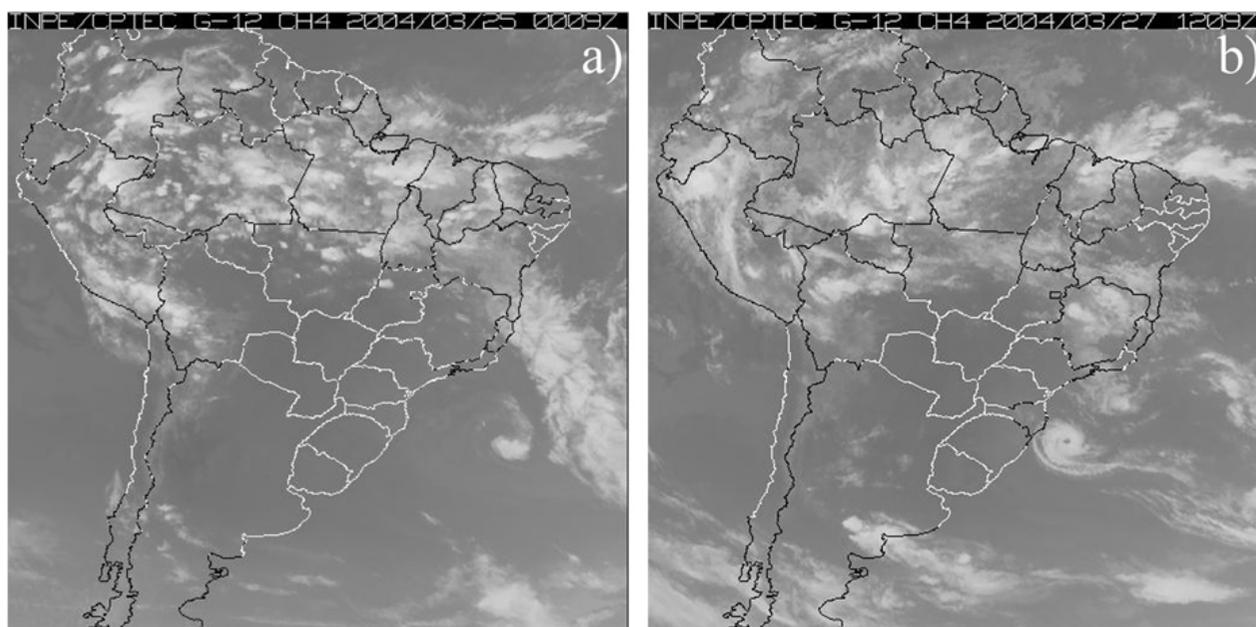


Figura 2 - Imagens do satélite GOES-12 (INPE/CPTEC/DSA) no canal do infravermelho do dia: a) 25/03/2004 às 00:00 UTC e b) 27/03/2004 às 12:00 UTC.

setembro de 2008). A análise dinâmica de altos níveis foi feita através de campos de vorticidade potencial (VP) em coordenada isobárica, sendo que esta é dada pela equação (Reed, 1955):

$$VP = (\zeta_p + f) \frac{\partial \theta}{\partial p} + \bar{k} \cdot \frac{\partial \vec{V}}{\partial p} \times \bar{V}_p \theta \quad (1)$$

onde ζ_p é a componente vertical da vorticidade relativa em superfície de pressão (p) constante, f o parâmetro de Coriolis, θ a temperatura potencial, \bar{k} a unidade do vetor vertical, e \vec{V} o vetor do vento horizontal, sendo u e v as componentes zonal e meridional, respectivamente.

Multiplicando a Equação 1 pela aceleração da gravidade (g) pode-se escrever a equação da vorticidade potencial isobárica da seguinte forma:

$$VP = -g \left[(\zeta_p + f) \frac{\partial \theta}{\partial p} - \frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} + \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} \right] \quad (2)$$

onde cada Unidade de Vorticidade Potencial (1 UVP) corresponde à $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$ (Hoskins et al., 1985). Ressalta-se que no Hemisfério Sul, valores de UVP são tipicamente negativos.

Com o objetivo de identificar centros de ar frio em latitudes mais baixas e ar quente em latitudes mais altas, bem como regiões de ventos anômalos de leste, a velocidade do vento horizontal e a temperatura potencial θ foram interpoladas para a superfície de -2,0 UVP, através do método de interpolação

vertical de Morgan e Nielsen-Gammon (1998). Este método consiste de uma simples interpolação vertical linear das variáveis na superfície de -2,0 UVP.

A fim de fazer uma análise comparativa da intensidade e duração do padrão de bloqueio que atuou durante cada período estudado, calculou-se o índice de bloqueio (Equação 3) definido por Pelly e Hoskins (2003). Esta é a mesma metodologia empregada por McTaggart-Cowan et al. (2006) na análise do evento Catarina.

$$B(\lambda_0, \Delta\lambda) = \frac{2}{\Delta\varphi} \left(\int_{\varphi_0}^{\varphi_0 + \Delta\varphi/2} \theta d\varphi - \int_{\varphi_0 - \Delta\varphi/2}^{\varphi_0} \theta d\varphi \right) \quad (3)$$

onde B é calculado numa faixa de largura $\Delta\lambda$ e comprimento $\Delta\varphi$ centrada na longitude λ_0 e latitude φ_0 , de modo que, teremos uma área de comprimento $\Delta\varphi/2$ e largura $\Delta\lambda$ ao norte e ao sul de φ_0 como está destacada pelo retângulo na Figura 3. Em cada uma destas áreas obteve-se uma temperatura potencial média e a diferença entre estas médias resulta no índice de bloqueio B . Vale ressaltar que ao se estabelecer um padrão de bloqueio, ocorre uma inversão do gradiente de temperatura potencial na tropopausa dinâmica (-2,0 UVP). Portanto, de acordo com a equação de Pelly e Hoskins (2003), B é negativo para bloqueios no Hemisfério Sul. Para o caso de setembro de 2008, a definição da faixa de cálculo do índice de bloqueio foi baseada no campo da anomalia de altura geopotencial para a segunda quinzena do mês de setembro de 2008, de maneira que a localização da faixa cobrisse a anomalia positiva ao sul e a anomalia negativa ao norte (Figura 3). Desta forma, os parâmetros da faixa escolhida para o caso de setembro de 2008 foram: $\lambda_0 = 40^\circ \text{ W}$, $\varphi_0 = 37,5^\circ \text{ S}$, $\Delta\lambda = 5^\circ$ e $\Delta\varphi = 20^\circ$. Para o caso Catarina, a localização da faixa para o cálculo do índice de bloqueio é a mesma utilizada por McTaggart-Cowan et al. (2006), isto é, $\lambda_0 = 40^\circ \text{ W}$, $\varphi_0 = 30^\circ \text{ S}$, $\Delta\lambda = 5^\circ$ e $\Delta\varphi = 20^\circ$.

Avalia-se também, o cisalhamento vertical do vento horizontal na região do bloqueio ocorrido em cada período estudado. O cisalhamento foi calculado como sendo a diferença da velocidade do vento horizontal entre os níveis da tropopausa dinâmica (superfície de -2,0 UVP) e 850 hPa. Um valor médio foi obtido dentro de uma área de $5^\circ \times 5^\circ$ centrada em 40° W e $37,5^\circ \text{ S}$ no caso de setembro de 2008, e em 40° W e 30° S no caso Catarina.

3. RESULTADOS

3.1 Análise sinótica

3.1.1 Caso de 12 a 19 de setembro de 2008

O evento se inicia em 12 de setembro às 00:00 UTC, quando nota-se dois centros de baixa pressão em superfície: um

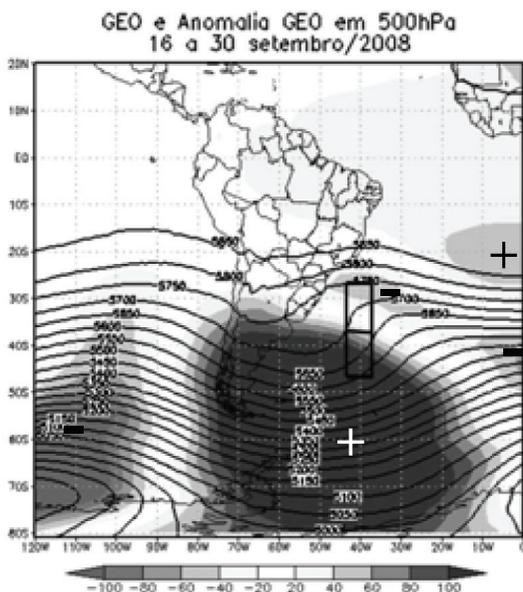


Figura 3 - Altura geopotencial média na segunda quinzena do mês de setembro de 2008 (linhas sólidas) e anomalia da altura geopotencial média neste mesmo período (sombreado colorido). Anomalias positivas se encontram ao sul da América do Sul. Fonte: CPTEC/INPE.

na costa do Rio Grande do Sul (RS) em $32,5^{\circ}$ S e outro no oceano Atlântico a leste da Argentina, a cerca de $47,5^{\circ}$ S, o qual está associado com anomalias negativas de VP em 300 hPa (Figura 4a). Os dois centros de baixa pressão são bem representados pelo campo de vorticidade ciclônica negativa (Figura 4b), além disso, o centro formado na costa do RS apresenta intensa convergência de massa próxima à superfície (Figura 4b), e também está associado com advecção de vorticidade ciclônica no nível de 500 hPa (Figura 4c) e advecção quente na camada entre 1000 e 500 hPa a leste do sistema (Figura 4d). Já a circulação ciclônica em superfície, no leste da Argentina, sofre influência da anomalia de vorticidade ciclônica de altos níveis associada à anomalia de VP em 300 hPa (Figura 4a), a qual contribuiu para formar a baixa em 500 hPa, que se encontra desprendida do escoamento de oeste (Figura 4c). Os sistemas ciclônicos que se encontram desprendidos do escoamento de oeste são denominados de Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCAN, Palmén e Newton, 1969). A formação destes sistemas, muitas vezes, é devido à intrusão de ar estratosférico na alta e média troposfera, o que pode ser identificado através da análise da VP (Sprenger et al., 2007). Ressalta-se que no presente estudo não é objetivo saber

a origem da anomalia de VP mostrada na Figura 4a.

Às 00:00 UTC do dia 13 forma-se um único centro de baixa pressão denotado de L1 (Figura 5a), que possivelmente é decorrente da fusão dos dois centros de baixa pressão observados no dia 12 (Figura 4a). Em altos níveis, a oeste de L1, há intensa anomalia de VP em 300 hPa, e em superfície, ao sul de L1, há um centro de alta pressão (Figura 5a). O campo de vorticidade relativa também evidencia a fusão dos dois centros de baixa pressão, porém a convergência de massa ainda ressalta que existem dois centros (Figura 5b). No campo de altura geopotencial em 500 hPa, observa-se que o VCAN está a oeste de L1 e a sudeste há uma crista a cerca de 55° S e 40° W (Figura 5c). A advecção de vorticidade ciclônica neste horário (Figura 5c) é mais fraca do que no dia 12 (Figura 4c). No dia 13, o sistema L1 ainda está sob forte influência da advecção quente na coluna atmosférica (Figura 5d).

Às 00:00 UTC do dia 14 ocorre um acoplamento vertical da anomalia de VP em altos níveis com o centro da baixa pressão em superfície (Figura 6a). As Figuras 6a e 6b mostram bem a estrutura com característica barotrópica de L1 neste horário. Ao sul da L1 predomina um sistema de alta pressão (Figura 6a),

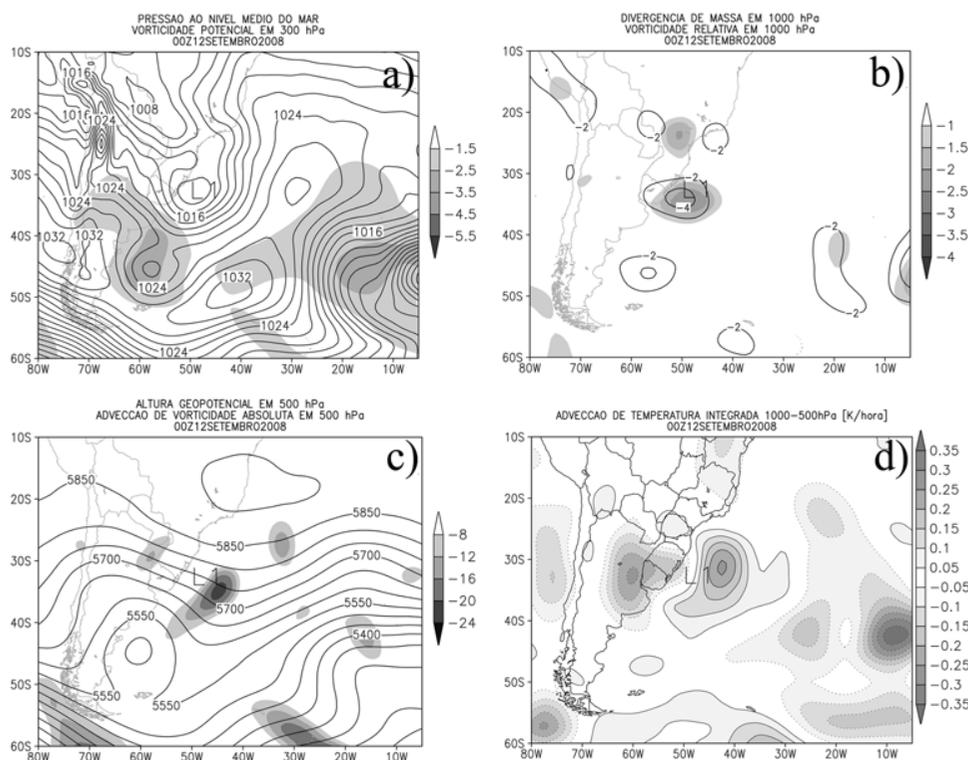


Figura 4 - a) Pressão ao nível médio do mar (linhas sólidas em intervalos de 2 hPa) e vorticidade potencial em 300 hPa (sombreado em intervalos de 1 UVP); b) Vorticidade relativa ciclônica (linhas sólidas em intervalos de $-2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) e convergência de massa (sombreado em intervalos de $0,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) em 1000 hPa; c) Altura geopotencial (linhas sólidas em intervalos de 50 m) e advecção de vorticidade absoluta ciclônica (sombreado em intervalos de $-4 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$) em 500 hPa; d) Advecção de temperatura na camada entre 1000 e 500 hPa (linhas sólidas representam advecção quente e pontilhadas advecção fria em intervalos de $0,05 \text{ K h}^{-1}$). Estes campos são do dia 12/09/2008 às 00:00 UTC.

que pode ser indicativo de um padrão de bloqueio atmosférico em níveis superiores. Em 500 hPa, a crista que se localizava a sudeste do VCAN, às 00:00 UTC do dia 13, enfraquece. Por outro lado, outra crista começa a se amplificar ao sul/sudoeste do VCAN (Figura 6c). Na Figura 6b nota-se o surgimento de um novo centro de vorticidade ciclônica e convergência de massa localizada a leste do sistema L1. No horário em análise, a advecção quente na coluna entre 1000 e 500 hPa, aparece deslocada para leste em relação ao dia 13 e mais afastada de L1, indicando pouca influência no ciclone (Figura 6d).

Às 12:00 UTC do dia 15, o centro ciclônico que já era presente na Figura 6b, se configura no campo de pressão e vorticidade a leste de L1, sendo denominado de L2 (Figura 7a e b). O desenvolvimento de um segundo centro de baixa pressão em superfície numa única onda de níveis médios é denominado de ciclone secundário e estes sistemas ocorrem como ondas na zona frontal pré-existente de um ciclone principal (Renfrew et al., 1997; Iwabe e da Rocha, 2009). O sistema L2 parece ter sido forçado por uma fraca advecção de vorticidade ciclônica no nível de 500 hPa (Figuras 6c e 7c) e por advecção quente (Figura 6d e 7d). Na Figura 7c ocorre uma amplificação da crista ao sul do VCAN em relação às 00:00 UTC do dia 14.

Para uma análise mais detalhada dos sistemas L1 e L2 foi avaliada a estrutura vertical da tendência do geopotencial

e vorticidade ciclônica (Figura 8a) na latitude de 37,5°S (localização indicada na Figura 7b) e dos processos diabáticos integrados na coluna entre 1000 e 500 hPa (Figura 8b). A Figura 8a mostra uma coluna de vorticidade ciclônica desde a superfície até o nível de 200 hPa em ~40°W associada ao sistema L1, onde também pode-se notar o abaixamento da superfície de -2,0 UVP. Já, o sistema secundário L2 tem a máxima vorticidade ciclônica bem próxima à superfície (~23°W) restringida entre 700 e 600 hPa (Figura 8a). Ainda na Figura 8a pode-se observar a tendência negativa de altura geopotencial a leste de L2 e tendência positiva a oeste de L1, indicando que nas próximas horas os sistemas L1 e L2 tenderão a se deslocar para leste. Na Figura 8b observa-se que o sistema L2 está associado a um intenso aquecimento diabático, enquanto que L1 a um aquecimento mais fraco. É importante ressaltar que o sistema L2 enfraquece entre 12:00 UTC do dia 15 e 12:00 UTC do dia 16, devido ao enfraquecimento da advecção da vorticidade absoluta em 500 hPa (campo não mostrado). No entanto, às 18:00 UTC do dia 16 (Figura 9a), como a advecção de vorticidade absoluta volta a se intensificar (Figura 9c), L2 também sofre uma leve intensificação. Porém, é menos profundo (1012 hPa) do que no dia 15 às 12:00 UTC (1008 hPa).

No dia 17 o sistema L2 desloca-se para leste afastando-se do sistema L1. Às 00:00 UTC do dia 17, L2 localiza-se em 5°W

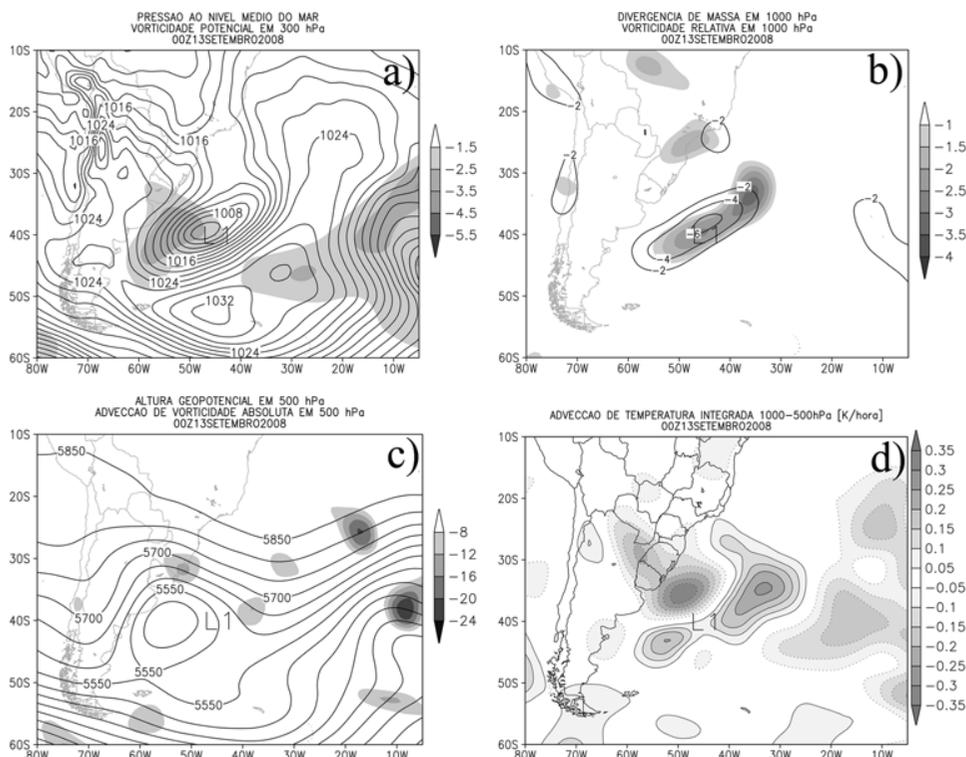


Figura 5 - Como na Figura 4, para dia 13/09/2008 às 00:00 UTC. L1 representa a localização aproximada do centro da baixa pressão.

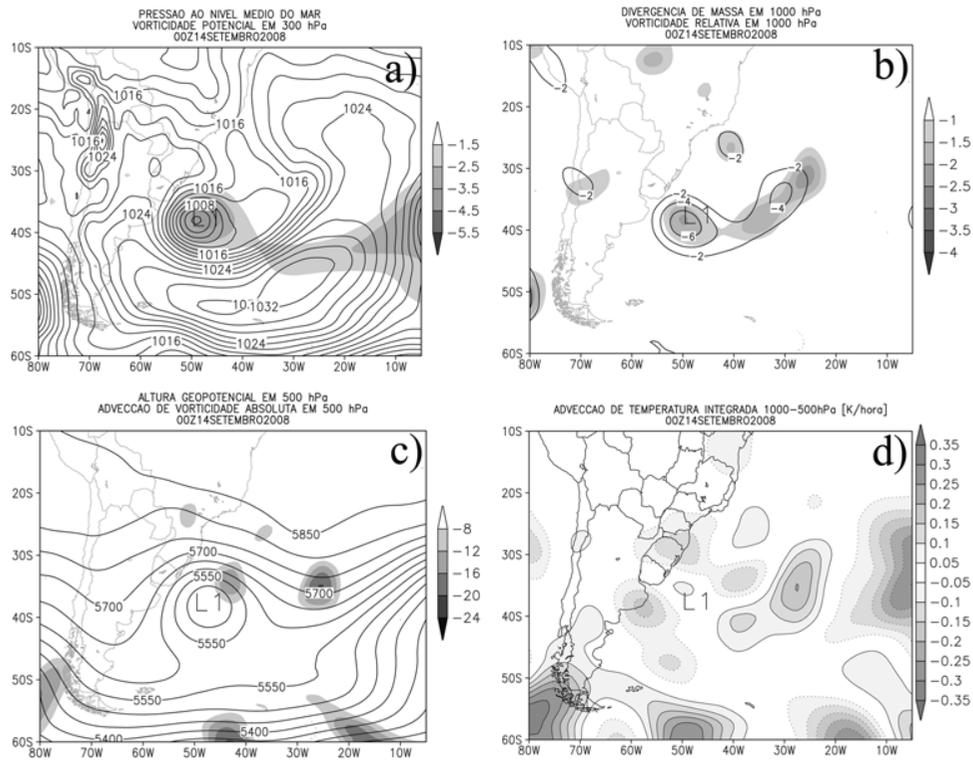


Figura 6 - Como na Figura 4, para dia 14/09/2008 às 00:00 UTC. L1 representa a localização aproximada do centro da baixa pressão.

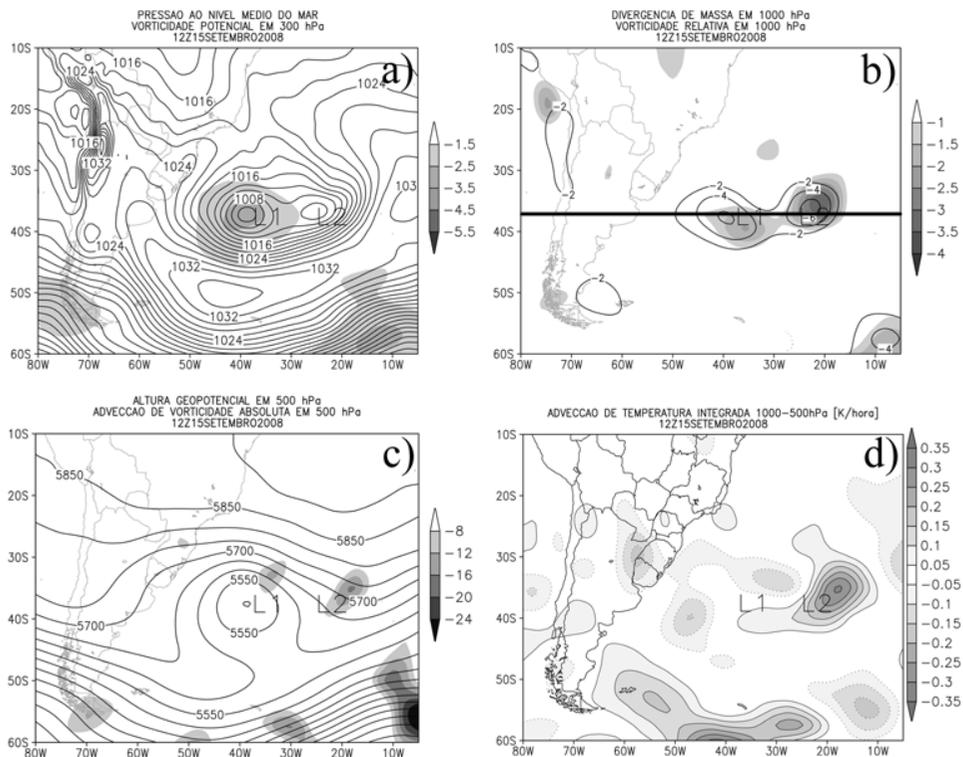


Figura 7 - Como na Figura 4, para dia 15/09/2008 às 12:00 UTC. L1 representa a localização aproximada do centro de baixa pressão principal e L2 do primeiro ciclone secundário.

e 37,5°S, e L1 desloca-se cerca de 10° para leste (Figura 9b). Observa-se também, a estrutura de padrão típico de bloqueio dipolo no campo de altura geopotencial em 500 hPa (Figura 9d), onde ocorre uma incursão da crista para sul do cavado. Às 12:00 UTC do dia 18 um novo centro de baixa pressão se forma a leste do sistema L1, sendo denominado de L3 (Figura 10a).

Tal sistema, também pode ser identificado na Figura 10b, que mostra dois centros de vorticidade ciclônica na superfície e seus respectivos centros de convergência de massa, que promovem movimentos ascendentes. L3 é considerado um segundo ciclone secundário de acordo com a definição de Renfrew et al. (1997). A formação de L3 não apresenta advecção de vorticidade ciclônica

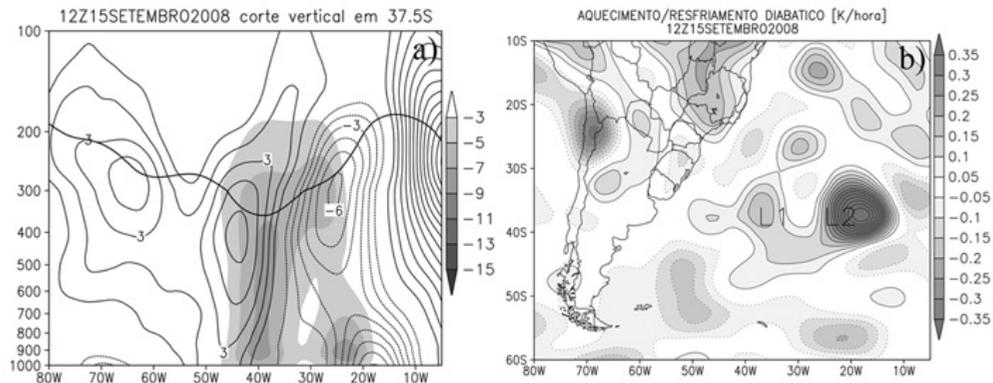


Figura 8 - a) Corte vertical em 37,5°S mostrando tendência local da altura geopotencial (linhas sólidas a cada 1 mh⁻¹), vorticidade relativa ciclônica (sombreado em intervalos de $-2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) e o nível de -2,0 UVP (linha grossa) (localização do corte mostrada na figura 7b); b) aquecimento/resfriamento diabático na camada entre 1000 e 500 hPa (linhas sólidas representam aquecimento e as pontilhadas resfriamento em intervalos de 0,05 Kh⁻¹) para dia 15/09/2008 às 12:00 UTC. L1 representa a localização aproximada do centro de baixa pressão principal e L2 do primeiro ciclone secundário.

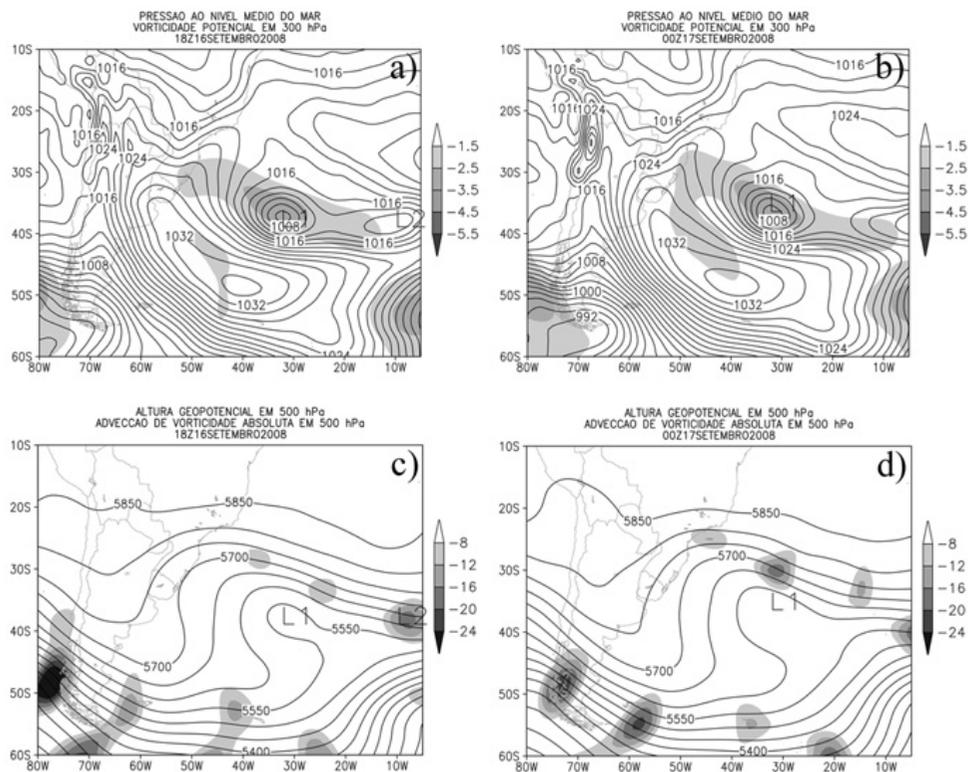


Figura 9 - a) e b) Pressão ao nível médio do mar (linhas sólidas em intervalos de 2 hPa) e vorticidade potencial em 300 hPa (sombreado em intervalos de 1 UVP); c) e d) Altura geopotencial (linhas sólidas em intervalos de 50 m) e advecção de vorticidade absoluta ciclônica (sombreado em intervalos de $-4 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$) em 500 hPa para dia 16/09/08 às 18:00 UTC e dia 17/09/08 às 00:00 UTC. L1 representa a localização aproximada do centro de baixa pressão principal e L2 do primeiro ciclone secundário.

em níveis médios como no caso do sistema L2 (Figura 10c), mas da mesma forma como se formou o L2, apresentou advecção quente na camada entre 1000 e 500 hPa (Figura 10d). Um corte vertical em 32,5°S (Figura 11a, onde a localização está indicada na Figura 10b) mostrando a estrutura vertical da vorticidade relativa ciclônica, tendência da altura geopotencial e a linha de -2,0 UVP indica: (a) dois centros de vorticidade ciclônica próximos à superfície (~32°W e ~15°W) e um centro de até $-9 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ em 300 hPa (~25°W); (b) tendência de aumento da altura geopotencial a oeste de L1 (~48°W e ~33°W) e uma leve tendência de diminuição a leste de L3; (c) e abaixamento do nível de -2,0 UVP na região de localização do ciclone L1 (Figura 11a). Observa-se na Figura 11b que o sistema L3 também esteve associado à liberação de calor latente. Tal fato é reforçado pela presença de nebulosidade na imagem infravermelha de satélite (Figura 1b). Nas próximas 24 horas, o sistema L1 se dissipa, e L3 sofre aprofundamento na pressão central, deslocando-se para leste, principalmente devido à advecção de ar quente na camada entre 1000-500 hPa (campos não mostrados).

3.1.2 Caso de 20 a 28 de março de 2004 (Catarina)

Esta seção apresenta uma descrição da situação sinótica em que se inseriu o ciclone Catarina, a qual trabalhos como Pezza e Simmonds (2005), McTaggart-Cowan et al. (2006) e

Pezza et al. (2008), também exploraram em seus estudos sobre o Catarina.

O ciclone Catarina formou-se próximo à costa sul do estado de São Paulo no dia 20 de março de 2004 com um centro de baixa pressão de 1009 hPa (campo não mostrado). Às 12:00 UTC do dia 21 de março, o centro de baixa pressão já mais desenvolvido (pressão central de 1006 hPa e denominado de L na Figura 12a) situa-se próximo de 40°W e 27,5°S. Em 250 hPa, observa-se um núcleo de VP anômala de até -4,5 UVP a oeste do centro de baixa pressão em superfície (Figura 12a). Ressalta-se que o campo de VP para a análise do evento Catarina está em 250 hPa por causa da diferença de altura da tropopausa com a latitude, pois o evento de setembro de 2008 ocorreu em latitudes mais altas (~35°S), enquanto o Catarina ocorreu em latitudes mais baixas (~27,5°S). Em níveis médios há um cavado amplificado e a leste deste, advecção de vorticidade absoluta ciclônica, a qual contribui para forçar a circulação ciclônica de L em superfície (Figura 12c). Além da advecção de vorticidade ciclônica, o sistema em superfície tem a contribuição da advecção quente na camada entre 1000-500 hPa a sudeste do mesmo (Figura 12d). Esta advecção quente auxilia no deslocamento do sistema criando uma região de convergência de massa a sudeste do ciclone, recriando um novo campo de pressão (Sutcliffe, 1947; Sutcliffe e Forsdyke, 1950). Verifica-se também, um intenso aquecimento diabático

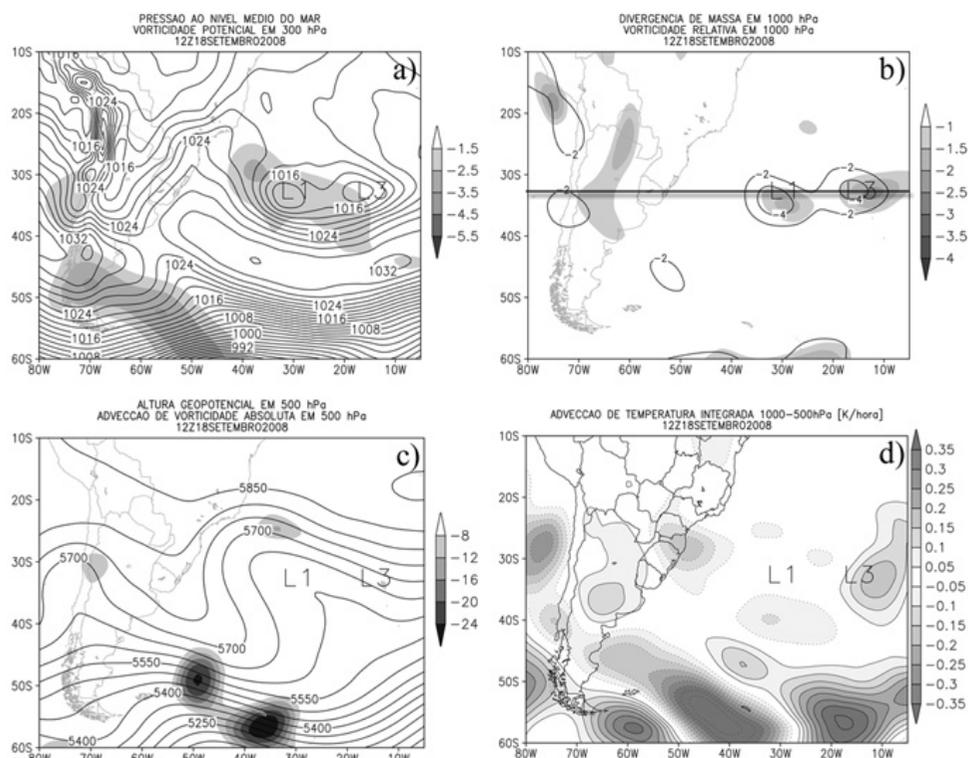


Figura 10 - Como na Figura 4, para dia 18/09/2008 às 12:00 UTC. L3 representa a localização aproximada do segundo ciclone secundário.

na camada entre 1000-500 hPa a nordeste do centro do ciclone (Figura 12b). O aquecimento diabático reforça o sistema, pois ao aquecer e expandir a camada contribui para fortalecer os movimentos verticais, o que conseqüentemente abaixa a pressão na superfície.

O ciclone L seguiu para sudeste até às 18:00 UTC do dia 22, trajetória típica de um ciclone extratropical (Reboita, 2008). A partir deste horário o sistema inicia uma trajetória para noroeste e às 12:00 UTC do dia 23 se desloca para oeste em

direção ao continente (Pezza e Simmonds, 2005). Neste horário, o centro do ciclone em superfície (Figura 13a) é mais fraco (1012 hPa) do que nos dias anteriores. Em 250 hPa há uma anomalia de VP que se estende do centro do ciclone até a costa dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro (Figura 13a). Já em 500 hPa, o cavado mostra uma amplificação e inclina-se para oeste, seguindo a inclinação da anomalia de VP apresentada na Figura 13a, porém a advecção de vorticidade absoluta enfraquece (Figura 13c). A crista que acompanha o cavado no seu lado oeste (~30°S e 55°W)

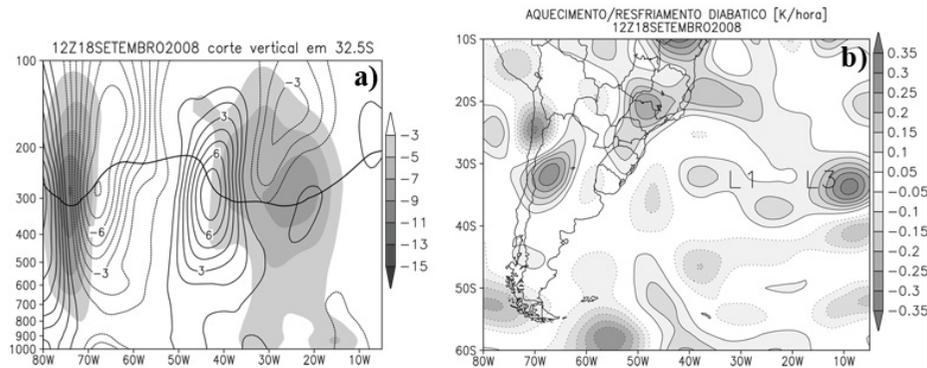


Figura 11 - Como na Figura 8, mas para 32,5° S para o dia 18/09/2008 às 12:00 UTC (localização do corte mostrada na Figura 10b). L3 representa a localização aproximada do segundo ciclone secundário.

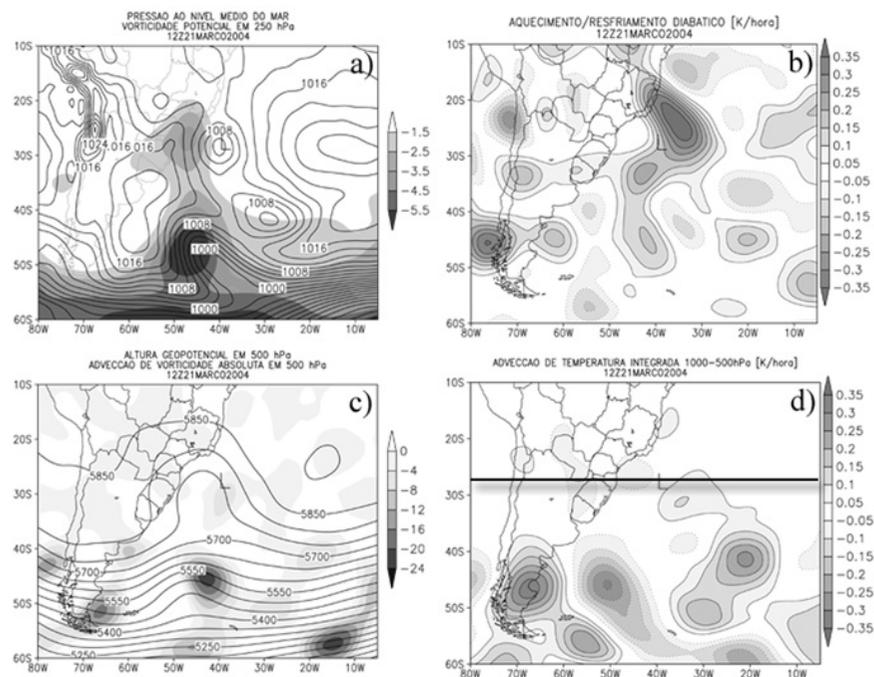


Figura 12 - a) Pressão ao nível médio do mar (linhas sólidas em intervalos de 2 hPa) e vorticidade potencial em 250 hPa (sombreado em intervalos de 1 UVP); b) aquecimento/resfriamento diabático na camada entre 1000 e 500 hPa (linhas sólidas representam aquecimento e pontilhadas resfriamento em intervalos de $0,05 \text{ K h}^{-1}$); c) altura geopotencial (linhas sólidas em intervalos de 50 m) e advecção de vorticidade absoluta ciclônica (sombreado em intervalos de $-4 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$) em 500 hPa; d) advecção de temperatura na camada entre 1000 e 500 hPa (linhas sólidas representam advecção quente e pontilhadas advecção fria em intervalos de $0,05 \text{ K h}^{-1}$) para o dia 21/03/2004 às 12:00 UTC. L representa a localização aproximada do centro do ciclone.

começa a intensificar-se e deslocar-se para sul do cavado (Figura 13c). Uma desintensificação drástica é registrada na advecção quente na camada entre 1000-500 hPa (Figura 13d), o que já era esperado, uma vez que, o sistema suspendeu seu movimento para leste. Na Figura 13b nota-se também o enfraquecimento do aquecimento diabático da camada entre 1000-500 hPa em relação ao dia 21, mas observa-se um centro de aquecimento a noroeste do centro da baixa pressão L.

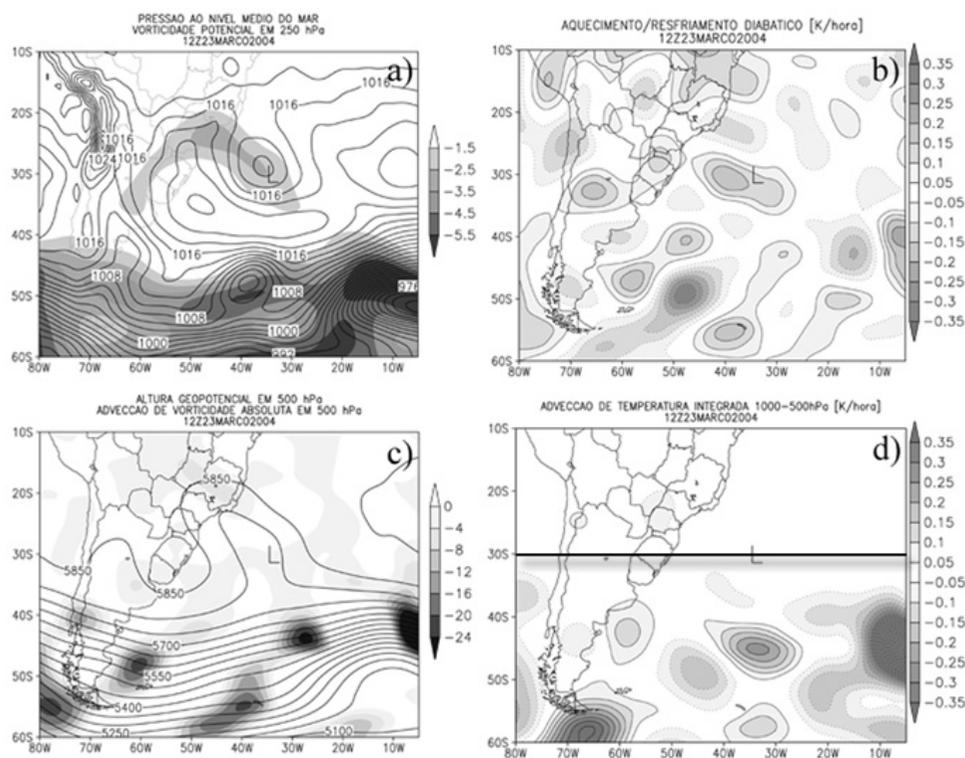


Figura 13 - Como na figura 12, para dia 23/03/2004 às 12:00 UTC.

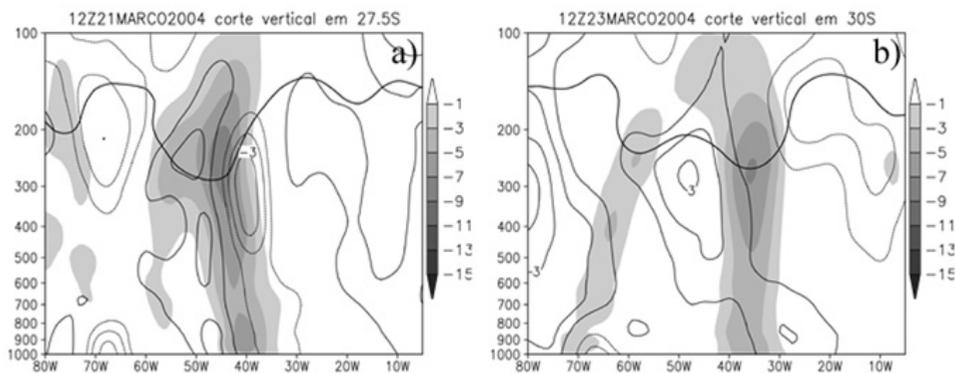


Figura 14 - Corte vertical mostrando tendência local da altura geopotencial (linhas sólidas a cada 1 mh^{-1}), vorticidade relativa ciclônica (sombreado em intervalos de $-2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) e o nível de $-2,0 \text{ UVP}$ (linha grossa). a) Corte em $27,5^\circ \text{ S}$ às 12:00 UTC do dia 21/03/2004 (localização do corte mostrada na Figura 12d) ; b) Corte em 30° S às 12:00 UTC do dia 23/03/2004 (localização do corte mostrada na Figura 13d).

A Figura 14 mostra um corte vertical (indicado nas Figuras 12d e 13d) da vorticidade relativa, tendência local da altura geopotencial e a superfície de $-2,0 \text{ UVP}$ nos dias 21 e 23 de março às 12:00 UTC. No dia 21 de março (Figura 14a) há uma coluna de vorticidade ciclônica que se estende dos níveis superiores até a superfície ($\sim 40^\circ \text{ W}$). Tal coluna mostra o acoplamento do ciclone em superfície com o núcleo em torno de 250 hPa associado a anomalia de VP. A leste desta coluna

há tendência de abaixamento da altura geopotencial e a oeste tendência de aumento. Já às 12:00 UTC do dia 23 de março (Figura 14b), há tendência de aumento da altura geopotencial próximo à superfície a leste da coluna de vorticidade ciclônica impedindo o avanço do sistema para leste. A estrutura vertical do ciclone no dia 21 apresenta certa inclinação para oeste (estrutura baroclínica) (Figura 14a), enquanto que no dia 23, a estrutura vertical é mais barotrópica (Figura 14b).

O ciclone em superfície permanece estacionário em torno de 40°W e 30°S até o dia 25 de março, depois se desloca rapidamente em direção à costa de Santa Catarina, atingindo-a no dia 27 de março (Figura 2b), e decaindo no dia 28 (Pezza e Simmonds, 2005). No campo de altura geopotencial em 500 hPa (Figura 15a-b), pode-se observar que nos dias 24 e 25 o cavado se amplificou intensamente, mas não mostrou inversão de altura típica de um bloqueio dipolo (que é bem caracterizado pela incursão da crista ao sul do cavado). Mas, o campo de vento e temperatura potencial na superfície de -2,0 VP (Figura 15c-d) mostra forte inversão do gradiente de temperatura potencial e diminuição significativa da velocidade do vento de oeste, confirmando uma situação de bloqueio como mostrará a Figura 19b, e observado por Mc Taggart-Cowan et al. (2006) e Pezza e Simmonds (2005).

3.2 Bloqueio atmosférico

Na seção 3.1.1 foi verificado no campo de altura geopotencial em 500 hPa, a presença de um cavado e duas cristas, que se propagaram ao longo de uma outra crista de grande escala semi-estacionária localizada ao sul do cavado, em torno de 50° S a 60° S (Figura 4c), nos dias 12 a 18 de setembro de 2008 (Figuras 4-10c). Esta estrutura caracteriza um padrão típico de bloqueio do tipo dipolo descrito por Rex (1950 a-b). Já no caso do Catarina, a crista não adentrou ao sul do cavado (Figuras 12 e 13 c), porém de acordo com o índice de Pelly e Hoskins (2003), calculado por McTaggart-Cowan et al. (2006) e no presente estudo (Figura 19b), ocorreu um padrão de bloqueio atmosférico do tipo dipolo que durou três dias (de 23 a 26 de março de 2004), além de apresentar ventos anômalos de leste, que ocorrem quando se estabelece uma alta pressão ao sul de uma baixa em níveis médios e altos com duração de pelo menos cinco dias (Figura 18b). No caso de setembro de 2008 (ver seção 3.1.1), o geopotencial em 500 hPa apresenta um VCAN muito mais profundo, enquanto que o Catarina apresentou um cavado mais amplificado. Em síntese, nos dois eventos ocorreu um padrão típico de bloqueio dipolo, que se diferenciaram pela configuração do campo de geopotencial em níveis médios/altos.

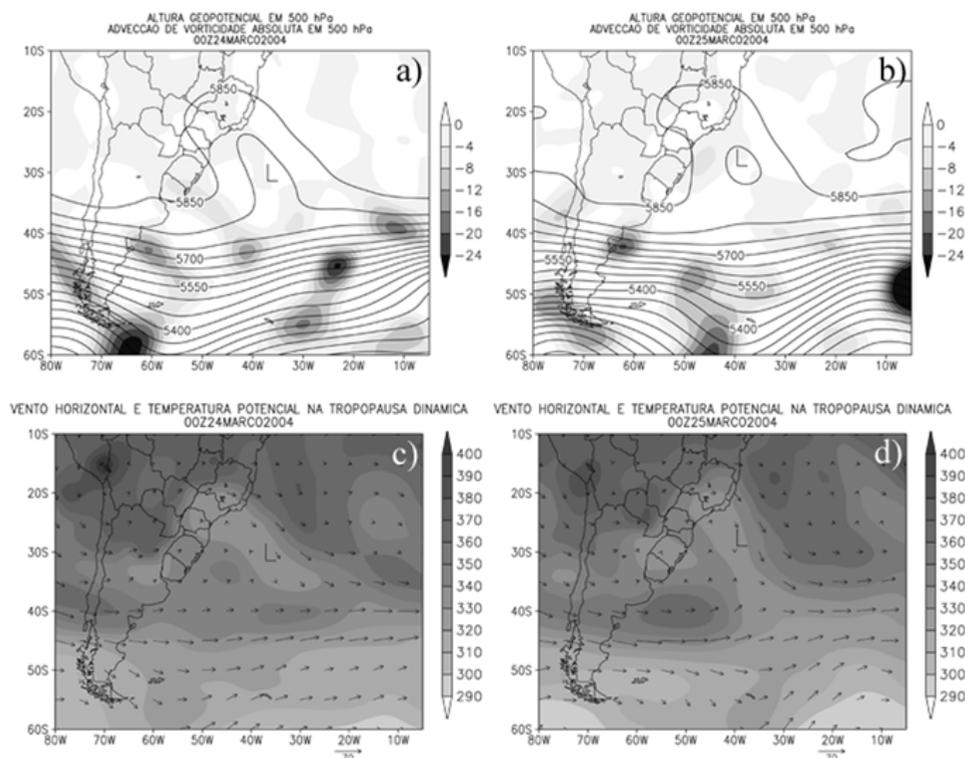


Figura 15 - a) e b) Altura geopotencial (linhas sólidas em intervalos de 50 m) e advecção de vorticidade absoluta ciclônica (sombreado em intervalos de $-4 \times 10^{-10} s^{-2}$) em 500 hPa; c) e d) Campo de temperatura potencial (sombreado, K) e vento horizontal (vetor, ms^{-1}) na superfície de -2,0 UVP para 00:00 UTC dos dias 24 e 25 de março de 2004.

Tal diferença provavelmente influenciou a trajetória do ciclone em superfície em cada evento. Assim, é importante verificar a trajetória de propagação dos ciclones em baixos níveis, o que pode ser feito através de um diagrama de Hovmöller.

A Figura 16a é um diagrama de Hovmöller e apresenta uma seção em 35°S do campo de pressão ao nível médio do mar, que mostra a propagação zonal do ciclone L1 entre os dias 13 e 19 de setembro de 2008. Nesta figura, L1 se propaga para leste até às 00:00 UTC do dia 17, e a partir de então ocorre uma

repentina estacionariedade na sua propagação zonal até cerca de 12:00 UTC do dia 18 de setembro. Como o sistema L1 em superfície está associado ao componente ciclônico do bloqueio dipolo, a lentidão repentina de L1 é um indicativo do início de um padrão de bloqueio, pois a associação do escoamento da crista em latitudes mais altas e do cavado em latitudes mais baixas, em altos níveis, gera um escoamento anômalo de leste. Este escoamento anômalo se contrapõe ao escoamento padrão de oeste, e isso proporciona a diminuição drástica dos ventos

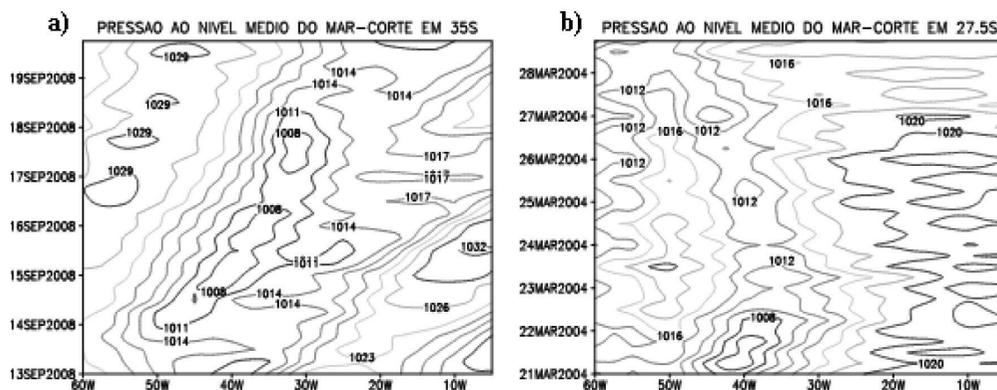


Figura 16 - Diagrama de Hovmöller mostrando a evolução temporal da pressão ao nível médio do mar (hPa) na região entre 60°W e 5°W. a) em 35°S entre os dias 13 e 19 de setembro de 2008 e b) em 27,5°S entre os dias 21 e 28 de março de 2004.

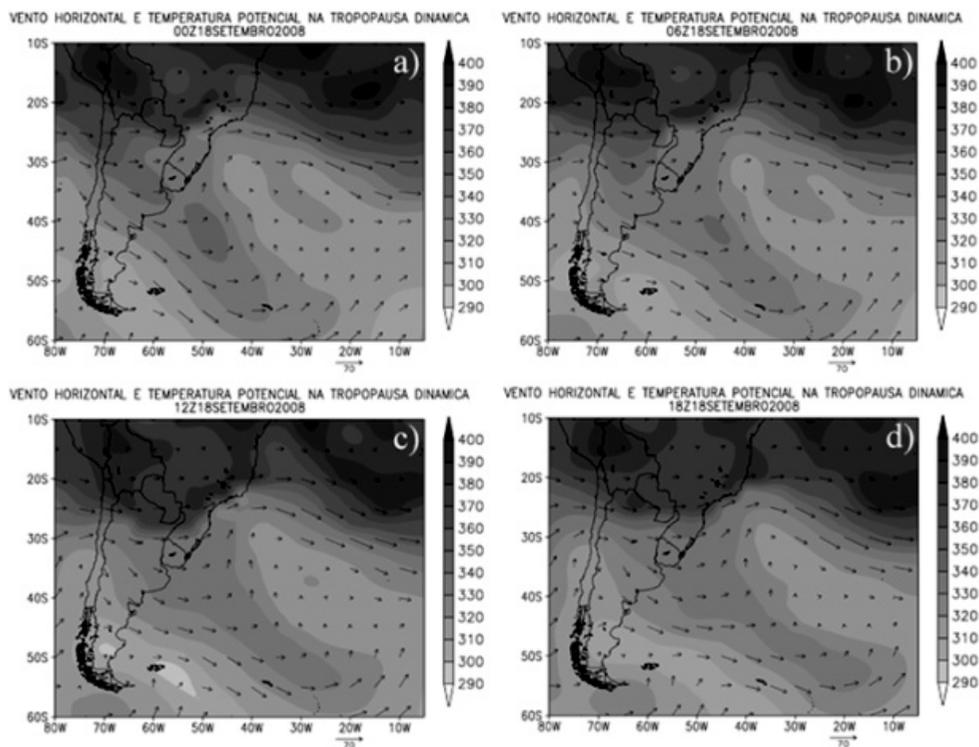


Figura 17 - Campo de temperatura potencial (sombreado, K) e vento horizontal (vetor, ms^{-1}) na superfície de -2,0 UVP para o dia 18/09/2008. a) 00:00 UTC, b) 06:00 UTC, c) 12:00 UTC, d) 18:00 UTC.

de oeste. A seção em 27,5°S para o período do evento Catarina (Figura 16b) mostra a trajetória da baixa pressão para oeste iniciando-se a partir do dia 23 de março, e atingindo o continente no dia 27 de março. Observa-se que a leste da baixa pressão uma intensa alta pressão acompanhou a trajetória do ciclone Catarina até o dia 27. Esta característica difere do evento de setembro de 2008, em que a alta é intensa somente entre os dias 15 e 16 de setembro (Figura 16a).

A Figura 17 apresenta o vento horizontal e temperatura potencial na tropopausa dinâmica (superfície de -2,0 UVP) nos quatro horários do dia 18 de setembro. Nota-se uma inversão do gradiente meridional de temperatura potencial na faixa entre 42,5°-37,5°W e 47,5°-27,5°S, faixa escolhida para calcular o índice de bloqueio. Observa-se na Figura 10c e 17c, que na região onde a crista adentrou latitudes mais altas, ocorre predomínio de temperatura potencial relativamente mais elevada, enquanto que na região do cavado apresenta temperatura potencial relativamente mais baixa. Ao longo da faixa entre 42,5°-37,5°W o gradiente de temperatura potencial apresenta uma inversão com ar mais frio ao norte e ar mais quente ao sul. Comparando com o evento Catarina (Figuras 15c-d) pode-se observar, que no caso de setembro de 2008 não houve isolamento do ar frio nas latitudes mais baixas e ar quente nas latitudes mais altas, ou seja, no evento de setembro uma região alongada de ar frio e outra de ar quente adentraram em direção ao equador e ao pólo sul, respectivamente (Figura 17).

Em ambos os eventos estudados, nas latitudes entre 25°S e 40°S os ventos de oeste diminuem drasticamente apresentando até componentes de leste em algumas regiões. Os diagramas de Hovmöller na Figura 18 mostram a evolução temporal da componente zonal da velocidade do vento na tropopausa dinâmica em 37,5°S no caso de setembro de 2008 (Figura 18a), e em 30°S no caso do Catarina (Figura 18b). Na Figura 18a nota-se que a oeste da faixa do cálculo do índice de bloqueio, existem componentes de leste do vento zonal de até -8 ms⁻¹ entre

os dias 17 e 19 de setembro. No caso Catarina (Figura 18b), observa-se a inversão do vento zonal a partir do dia 22 de março, que apresenta valores de até -8 ms⁻¹ nos dias 22 e 23, e também, nos dias 25 e 26. Diferentemente do caso de setembro de 2008 em que os ventos anômalos persistiram um dia, no Catarina os ventos anômalos de leste persistiram cerca de cinco dias, até o dia 27 de março. Estes ventos de leste são conseqüências da inversão do gradiente meridional da temperatura potencial e dos ventos anômalos de leste na região entre o anticiclone e o ciclone em níveis médios e superiores, que constituem o padrão de bloqueio dipolo.

A Figura 19 apresenta a evolução temporal do índice de bloqueio e o cisalhamento vertical do vento horizontal para o período entre 13 e 19 de setembro de 2008 (Figura 19a) e entre 21 e 28 de março de 2004 (Figura 19b). Para o evento de setembro de 2008, o pico de máximo padrão de bloqueio ocorreu no dia 18, e no dia 19 apresentou uma dissipação rápida. De acordo com o índice, o padrão típico de bloqueio durou apenas um dia e meio (17 às 12:00 UTC até 19 às 00:00 UTC), o que coincide com o período de estacionariedade do sistema L1 mostrado na Figura 16a. Já o cisalhamento vertical do vento apresentou valores em torno do valor crítico para ciclogênese tropical (< 10 ms⁻¹) desde o dia 15 até 18 de setembro (Figura 19a). Observa-se que, entre os dias 15 e 17, apesar do índice de bloqueio não indicar efetivamente um padrão de bloqueio, o índice estava próximo do valor limite deste fenômeno. Isto indica que a fase de desenvolvimento do padrão de bloqueio já é suficiente para reduzir o cisalhamento vertical do vento. O caso Catarina apresentou índices de padrão de bloqueio por três dias e cisalhamento vertical do vento horizontal oscilante em torno de 10 ms⁻¹ por quatro dias (Figura 19b) semelhante ao que McTaggart-Cowan et al. (2006) verificaram. Da Figura 16b observa-se que o início do movimento do Catarina para oeste coincide com o dia do estabelecimento do padrão de bloqueio (Figura 19b). A duração de um dia e meio do padrão típico de

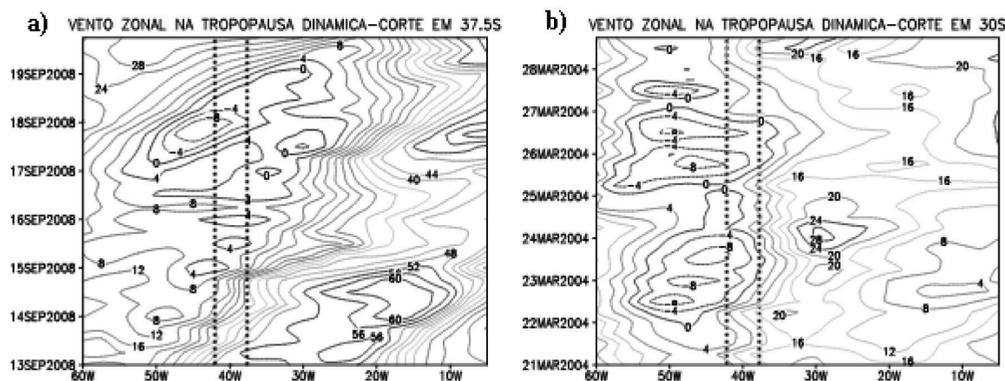


Figura 18 - Diagrama de Hovmöller mostrando a evolução temporal do vento zonal na superfície de -2,0 UVP (ms⁻¹) na região entre 60°W e 5°W. a) em 37,5° entre os dias 13 e 19 de setembro de 2008 e b) em 30°S entre os dias 21 e 28 de março de 2004.

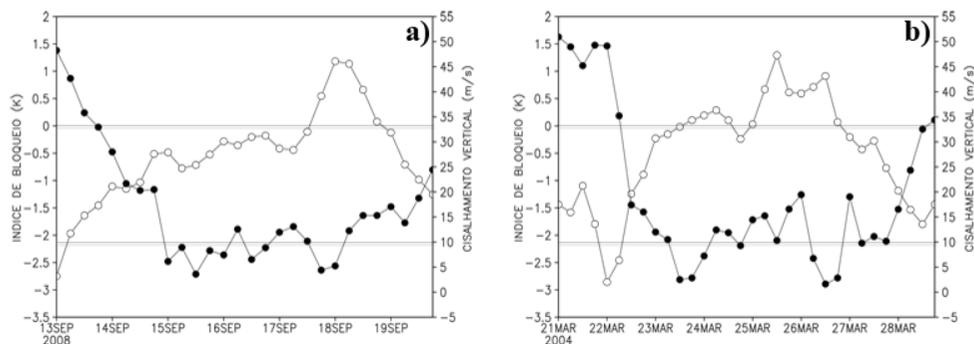


Figura 19 - Evolução temporal do índice de bloqueio de Pelly e Hoskins (2003) (círculos abertos e escala a esquerda) e cisalhamento vertical do vento (círculos fechados e escala a direita). a) Caso de setembro de 2008 e b) Caso Catarina. Nos gráficos acima os valores positivos de índice de bloqueio indicam o estabelecimento de bloqueio.

bloqueio no caso de setembro de 2008, não é suficiente para configurar um bloqueio atmosférico. É importante observar que para configurar um bloqueio atmosférico, o padrão típico de bloqueio deve manter-se por um período mínimo. Alguns autores consideram um período mínimo de pelo menos três dias, desta forma não se pode dizer que se configurou um bloqueio atmosférico neste evento devido ao curto tempo de permanência do padrão típico de bloqueio.

4. DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

Foi realizada uma análise sinótica/dinâmica do evento atmosférico ocorrido entre 12 e 19 de setembro de 2008 no oceano Atlântico, com o objetivo de destacar diferenças e semelhanças com o ambiente em que se inseriu o evento Catarina em março de 2004. No evento de setembro de 2008, desenvolveram-se dois ciclones secundários em superfície (o primeiro no dia 15 às 12:00 UTC e o segundo no dia 18 às 12:00 UTC) a leste do sistema principal que estava associado ao componente ciclônico de um padrão típico de bloqueio dipolo. O primeiro ciclone secundário teve a contribuição da advecção de vorticidade ciclônica em níveis médios e advecção de ar quente na camada entre 1000-500 hPa, e o segundo, foi induzido principalmente por advecção quente na camada entre 1000-500 hPa. Já com relação ao ciclone Catarina, este se iniciou como um ciclone extratropical fraco que se formou próximo à costa sul do estado de São Paulo no dia 20 de março de 2004. No dia 21 às 12:00 UTC o sistema se aprofundou forçado pela advecção de vorticidade ciclônica em 500 hPa e advecção quente na camada de 1000-500 hPa, além de um intenso aquecimento na camada entre 1000-500 hPa devido à liberação de calor latente. A presença de um núcleo de VP em 250 hPa criou uma região de vorticidade ciclônica anômala em altos níveis que, por sua vez, reforçou a perturbação existente em superfície (Hoskins et

al., 1985). O sistema se deslocou tipicamente como um ciclone extratropical forçado pela advecção de ar quente a leste do ciclone até por volta do dia 23, quando o ciclone muda de direção e começa sua trajetória para oeste. Neste instante, foi observado que a advecção de ar quente a leste do ciclone foi praticamente suprimida e a tendência de altura geopotencial passou a ser positiva, a qual impediu que o ciclone avançasse para leste.

O índice de bloqueio calculado para o evento de setembro de 2008 indicou um padrão típico de bloqueio durante apenas um dia e meio, iniciando no dia 17 de setembro às 12:00 UTC e decaindo no dia 19 de setembro às 00:00 UTC, período que coincide com a duração da estacionariedade do ciclone em superfície. Neste caso o bloqueio atmosférico não se configurou devido a pouca duração do padrão. O cisalhamento vertical do vento horizontal se mostrou oscilante durante três dias em torno de 10 ms^{-1} (do dia 15 até 18). A evolução temporal do cisalhamento vertical do vento também mostrou que mesmo antes do início do padrão típico de bloqueio dipolo, o cisalhamento é reduzido (abaixo de 10 ms^{-1}). No caso do Catarina, o período de cisalhamento reduzido coincidiu com o período de duração do padrão típico de bloqueio que foi de três dias (do dia 23 de março às 12:00 UTC até 26 de março às 18:00 UTC), apresentando um índice máximo no dia 25 às 12:00 UTC. O início do padrão típico de bloqueio, segundo o índice de Pelly e Hoskins (2003) para o Catarina, começou no dia 23 de março, dia este em que o ciclone iniciou sua trajetória para oeste.

No campo de altura geopotencial em 500 hPa, foi observado que a componente anticiclônica do padrão de bloqueio estava mais amplificada no caso de setembro de 2008, enquanto que no caso Catarina se observou uma amplificação muito maior na componente ciclônica. Esta amplificação do cavado pode ter contribuído para a duração maior do padrão de bloqueio no Catarina, pois esta amplificação pode ter facilitado o

isolamento de ar frio ao norte e de ar quente ao sul na tropopausa dinâmica, dificultando a dissipação da inversão do gradiente meridional de temperatura potencial na superfície de -2,0 UVP.

De acordo com o modelo de TT de ciclone extratropical fraco, o ciclone extratropical induzido por um padrão de onda de níveis médios, pode sofrer a transição tropical. Neste estudo, os dois ciclones secundários no caso de setembro de 2008, não se deslocaram em direção à região de baixo cisalhamento e ventos de leste anômalos, pois ao moverem-se rapidamente para leste não sofreram os efeitos do padrão de bloqueio como descrito no modelo. Isto se deve ao fato de que neste evento as condições atmosféricas a leste do sistema estavam favoráveis, para que a reconstituição contínua da baixa pressão ocorresse a leste/sudeste. Já no caso do Catarina, quando se estabeleceu o padrão de bloqueio atmosférico e baixo cisalhamento vertical do vento horizontal, a leste do ciclone havia um ambiente atmosférico desfavorável para o ciclone seguir sua trajetória típica de sistema extratropical para leste/sudeste. Desta forma, o ambiente atmosférico criado pelo padrão de bloqueio dipolo e baixo cisalhamento vertical, favoreceu o sistema em superfície a se deslocar para oeste encontrando uma região de cisalhamento vertical propício para ciclones tropicais.

As principais similaridades entre o evento de setembro de 2008 e o Catarina são: presença de um padrão de bloqueio do tipo dipolo com anomalias de VP em altos níveis; cavado de níveis médios amplificado e com inclinação para oeste; presença de uma coluna de vorticidade ciclônica desde a superfície até a baixa estratosfera; e em superfície o padrão de uma alta ao sul de uma baixa pressão.

Apesar das semelhanças do padrão sinótico geral entre o evento em estudo e o Catarina, as análises sinóticas mostraram algumas diferenças sutis entre estes dois eventos. O Catarina se formou em latitudes mais baixas (em 25°S), enquanto o evento de setembro se formou por volta de 35°S, as anomalias de VP associadas a estes eventos tiveram profundidades diferentes, isto é, na formação do Catarina a anomalia de VP de -2,0 não atingiu o nível de 300 hPa. Isto se deve a formação do Catarina em latitudes mais baixas, onde a tropopausa dinâmica é mais alta em comparação às latitudes mais ao pólo. Em relação ao padrão de níveis médios, o cavado associado ao Catarina não apresentou uma baixa despreendida profunda como foi observado no evento de setembro de 2008. Ambos os eventos apresentaram uma inclinação do eixo do cavado para oeste, mas as localizações dos eixos foram diferentes. O cavado associado ao Catarina estava mais próximo do continente em todo o período do evento. Já durante todo o período do evento de setembro de 2008, a advecção quente a leste do sistema parece ter contribuído para deslocar para leste todos os sistemas que se formaram. Enquanto que, no evento Catarina foi observado uma diminuição drástica da advecção quente a leste do sistema e também uma tendência

de aumento da altura geopotencial a leste do sistema.

Sistemas como o Catarina podem ser raros no Atlântico Sul, mas isso não ocorre em relação ao ambiente sinótico em que se formou o Catarina. Na comparação feita neste trabalho verifica-se que a transição do ciclone extratropical para tropical, denominado Catarina, ocorreu “embebida” em um padrão de bloqueio dipolo, que propiciou o ciclone a se deslocar para oeste, uma vez que ocorreu um ambiente atmosférico que desfavoreceu a sua trajetória para leste. Já, o caso de setembro de 2008, apesar de se inserir num padrão sinótico típico de bloqueio atmosférico, apresentou forçantes que favoreceram o deslocamento do ciclone para leste. Outras diferenças foram intensidade e duração do padrão típico de bloqueio, que no caso de setembro foram menores em relação ao Catarina.

Para melhor entendimento do processo atmosférico que levou a formação do evento Catarina, o próximo passo deste trabalho será a realização de experimentos numéricos de sensibilidade do caso de setembro de 2008 com o objetivo de verificar a possibilidade do ciclone extratropical se tornar um ciclone tropical.

5. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao *National Center for Environmental Prediction*, ao CPTEC/INPE pela disponibilização dos dados utilizados neste estudo, à CAPES e à FAPESP. Agradecemos também às críticas e sugestões dos revisores anônimos que contribuíram para melhorar este trabalho.

6. REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

- BLUESTEIN, H. **Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes: Observations and Theory of Weather Systems**, New York: Oxford University Press., vol. 2, 1993, 594 p.
- DAVIS, C.; BOSART, L. F. Baroclinically induced tropical cyclogenesis, **Monthly Weather Review**, v. 131, p. 2730-2747, 2003.
- DAVIS, C.; BOSART, L. F. The TT problem. **Bulletin of the American Meteorology Society**, v. 85, p. 1657-1662, 2004.
- HOSKINS, B. J.; MCINTYRE, M. E.; ROBERTSON, W. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps, **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 111, n. 470, p. 877-946, 1985.
- IWABE, C. M. N.; DA ROCHA, R. P. An Event of Stratospheric Air Intrusion and its Associated Secondary Surface Cyclogenesis over the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, D09101, doi: 10.1029/2008JD011119, 1-15, 2009.

- KALNAY, E. co-autores. NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, p. 437-471, 1996.
- McTAGGART-COWAN, R.; BOSART, L.; DAVIS, C. A.; ATALLAH, E. H.; GYAKUM, J. R. ; EMANUEL, K. A. Analysis of Hurricane Catarina (2004), **Monthly Weather Review**, 134, p. 3029-3053, 2006.
- MORGAN, M. C.; NIELSEN-GAMMON, J. W. Using tropopause maps to diagnose midlatitude weather systems, **Monthly Weather Review**, v. 126, p. 2555-2579, 1998.
- PALMÉN, E. H. On the formation and structure of tropical cyclones, **Geophysica**, 3, p. 26-38, 1948.
- PALMEN, E. H.; NEWTON, C.W. **Atmospheric circulation systems. Their structure and physical interpretation**. New York: Academic Press. 1969, 603 p.
- PELLY, J. L.; HOSKINS, B. J. A new perspective on blocking, **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 60, p. 743-755, 2003.
- PEZZA, A. B.; E SIMMONDS, I. The first South Atlantic hurricane: Unprecedented blocking, low shear and climate change, **Geophysical Research Letters**, 32, L15712, doi:10.1029/2005GL023390, 2005,
- PEZZA, A. B.; SIMMONDS, I.; PEREIRA FILHO, A. J. Climate perspective on the large-scale circulation associated with the transition of the first South Atlantic hurricane. **International Journal of Climatology**, DOI: 10.1002/joc.1757, 2008.
- REBOITA, M. S. **Ciclones Extratropicais sobre o Atlântico Sul: Simulação Climática e Experimentos de Sensibilidade**. 2008. 180f. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – IAG–USP, São Paulo, 2008.
- REED, R. J. A study of a characteristic type of upper-level frontogenesis, **Journal of Meteorology**, v. 12, p. 226-237, 1955.
- RENFREW, I. A.; THORPE, A. J.; BISHOP, C. H. The role of the environmental flow in the development of secondary frontal cyclones. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 123, p. 1653-1675, 1997.
- REX, D. F. Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate. Part I: An aerological study of blocking action. **Tellus**, v. 2, p. 196-211, 1950a.
- REX, D. F. Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate. II. The climatology of blocking action. **Tellus**, v. 2, p. 275-301, 1950b.
- ROTH, D. M. A fifty year history of subtropical cyclones. In: **25th AMS Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology**, P1.43, 2002.
- SPRENGER, M.; WERNLI H.; BOURQUI, M. Stratosphere-troposphere exchange and its relation to potential vorticity streamers and curoffs near the extratropical tropopause. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 64, p. 1587-1602, 2007.
- SUTCLIFFE, R. C. A contribution to the problem of development, **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 73, p. 370-383, 1947.
- SUTCLIFFE, R. C.; FORSDYKE, A. G. The theory and use of upper air thickness patterns in forecasting, **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 76, p. 189-217, 1950.
- VEIGA, A. J. P.; PEZZA, A. B.; SIMMONDS, I.; SILVA DIAS, P. L. An analysys of the environmental energetics associated with the transition of the first South Atlantic Hurricane, **Geophysycal Research Letter**, 35, L15806, 2008.