

ANÁLISE DE DESEMPENHO DE ÍNDICES DE INSTABILIDADE ATMOSFÉRICA NA PREVISÃO DE FENÔMENOS CONVECTIVOS DE MESOESCALA NA REGIÃO METROPOLITANA DE SÃO PAULO ENTRE 28 DE JANEIRO E 04 DE FEVEREIRO DE 2004

RICARDO HALLAK E AUGUSTO JOSÉ PEREIRA FILHO

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

hallak@model.iag.usp.br, apereira@model.iag.usp.br

Recebido Julho de 2010 – Aceito Outubro de 2011

RESUMO

Discute-se o potencial prognóstico de índices de instabilidade para eventos convectivos de verão na Região Metropolitana de São Paulo. Cinco dos oito dias do período analisado foram considerados chuvosos, com observação de tempestades a partir do meio da tarde. O Índice K (IK) obteve valores abaixo de 31 nos 5 eventos, afetado pela presença de uma camada fria e seca em níveis médios da atmosfera em relação aos baixos níveis. O Índice Total Totals (ITT) falhou na detecção de severidade em 3 dos 5 eventos, apresentando valores inferiores ao mínimo limiar tabelado para fenômenos convectivos ($ITT < 44$) nesses dias. O Índice Levantado (IL) variou entre -4.9 e -4.3 em todos os 5 casos, valores associados a instabilidade moderada. O Índice de Showalter (IS) indicou possibilidade de tempestades severas em 4 dos 5 casos. Tanto o IS como o $CAPE_{TV}$ tiveram seus valores fortemente reduzidos em uma sondagem com camada isotérmica entre 910 e 840 hPa. As séries temporais de $CAPE_{TV}$ e IL mostraram significativa concordância de fase, com alta correlação linear entre ambas. $CINE_{TV} \approx 0 \text{ J kg}^{-1}$ em associação com baixo cisalhamento vertical e com IS, IL e $CAPE_{TV}$, pelo menos moderados, parecem ser fatores comuns em dias de verão com chuvas abundantes e pequena influência da dinâmica de grande escala na área de estudo.

Palavras-chave: Índices de instabilidade, Previsão de Tempestades Severas, Meteorologia de Mesoescala

ABSTRACT: PERFORMANCE ANALYSIS OF ATMOSPHERIC INSTABILITY INDICES IN FORECASTING SEVERE MESOSCALE CONVECTIVE SYSTEMS IN THE METROPOLITAN AREA OF SÃO PAULO BETWEEN JANUARY 28 AND FEBRUARY 04, 2004

In this work the efficiency of several instability indices as summer convective event predictors of high accumulated surface precipitation observed in the Metropolitan Area of São Paulo (MASP) is discussed. During January 28 and February 04, 2004, 5 of 8 events were considered rainy, and associated to thunderstorms at early evening. The K index values were lower than 31 on the 5 observed events, which were affected by the presence of a cold and dry layer on the middle atmosphere level relative to lower levels. The Total Totals index (ITT) failed in detecting 3 of 5 rainy events presenting lower values than the threshold value ($ITT=44$) expected for heavy showers during all the period. The Lifted index, in the range -4.9 to -4.3, indicated moderate instability for the 5 days. The Showalter index pointed to possibility for severe storms in 4 of the 5 events. The Showalter index and $CAPE_{TV}$ values were strongly reduced in the presence of an isothermal layer observed between 910 and 840 hPa in one of the radiosonde measures. The temporal series of $CAPE_{TV}$ and Lifted index have shown a good phase agreement, with high linear correlation between them. $CINE_{TV} \approx 0 \text{ J kg}^{-1}$, in association to low vertical shear, and Showalter index, Lifted index and $CAPE_{TV}$ moderate values, seem to be a common characteristic in days with heavy showers in MASP when large-scale forcing is weak. The need to quantify the probability of detection, frequency of misses, false alarms and frequency of errors in null events for each index is discussed.

Keywords: Stability Indices, Severe Storm Forecasting, Mesoscale Meteorology

1. INTRODUÇÃO

De acordo com o Glossário de Meteorologia da Sociedade Americana de Meteorologia [American Meteorological Society (AMS)], “um índice de instabilidade é qualquer quantidade que estime o potencial da atmosfera para atividade convectiva e que possa ser prontamente avaliado a partir de dados obtidos por sondagens operacionais”. Assim, os valores assumidos pelos índices de instabilidade atmosférica fornecem uma rápida avaliação da situação termodinâmica e do cisalhamento do vento em relação às condições convectivas no momento da aquisição dos dados utilizados para cálculo. No entanto, os valores numéricos para cada índice, como aqueles mostrados na Tabela 1, são tradicionalmente associados a uma *possibilidade* ou *probabilidade* de ocorrência de eventos convectivos severos (ver Tabelas 2 a 7). Os índices, portanto, transmitem uma ideia de previsão de eventos convectivos severos, uma vez que, tanto *possibilidade* como *probabilidade*, são conceitos estatísticos associados à *previsão* de eventos. A este respeito, Doswell e Schultz (2006) ressaltam que os índices de instabilidade atmosférica são elaborados a partir de variáveis *diagnósticas*, que têm pouco ou nenhum suporte físico para serem consideradas *prognósticas*. Esta é, então, uma questão importante no que concerne ao uso de índices na meteorologia operacional do Brasil. Chama a atenção também o fato de que não se encontram referências bibliográficas de autores brasileiros em revistas indexadas nacionais ou internacionais, que corroborem de forma rigorosamente científica a utilidade desses índices como previsores de eventos severos por meio de ferramentas estatísticas adequadas.

Nascimento (2005) classifica os índices de instabilidade em duas categorias em função das formulações de cada um deles: índices cinemáticos (ou de cisalhamento) e índices termodinâmicos. Os índices de cisalhamento são aplicados para previsão de tempestades associadas ao movimento rotacional de massas de ar e que podem dar origem a tornados ou episódios de rajadas intensas de vento, enquanto os termodinâmicos expressam basicamente a instabilidade vertical dos primeiros níveis da troposfera. Para Weisman e Klemp (1986), a instabilidade termodinâmica controla a severidade das tempestades, que é diretamente relacionada com a habilidade das parcelas de ar em acelerar verticalmente. Ainda segundo esses autores, o cisalhamento vertical do vento influencia o padrão de desenvolvimento da convecção, isto é, se a convecção se desenvolverá como células isoladas de curta duração, multicélulas ou supercélulas.

Segundo Doswell e Schultz (2006), as quantidades derivadas ou integradas a partir dos índices de instabilidade mais simples não possuem base científica clara e comprovada para servirem como variáveis prognósticas da instabilidade

atmosférica. Doswell e Schultz (2006) afirmam que a grande maioria dos índices propostos até hoje foi elaborada de forma arbitrária. De fato, muitos índices propostos são simples combinações de duas ou mais variáveis diagnósticas básicas, como as medidas, por exemplo, por uma radiossondagem. Outros, são baseados em hipóteses do comportamento da atmosfera, que surgem da simplificação da física da convecção atmosférica, como é, por exemplo, a teoria da parcela. Para Doswell e Schultz (2006), o valor prognóstico desses índices e de quantidades derivadas destes nunca foi rigorosamente estabelecido em estudos estatísticos definitivos, questão esta que chama a atenção sobre a confiabilidade do uso dos índices em meteorologia operacional.

Tanto Nascimento (2005) quanto Doswell e Schultz (2006) concordam que não há um “número mágico” que reduza toda a complexidade da convecção atmosférica severa a uma simples quantidade, como são os índices de instabilidade. Doswell e Schultz (2006) afirmam também, que a substituição de uma análise rigorosa dos dados atmosféricos tetradimensionais por simples índices numéricos desprovidos de suporte físico ou estatístico, pode levar a falsas conclusões ou a erros graves nas previsões. Como observado em Doswell e Schultz (2006), as chances de ocorrerem falso alarme quando se usam tais índices são sempre altas. Segundo os mesmos autores, os índices podem ser úteis como variáveis *diagnósticas* na avaliação quantitativa do estado da estabilidade atmosférica para um intervalo de tempo próximo ao horário em que as variáveis independentes, que dão origem aos índices, são medidas. Os autores ressaltam ainda, que a capacidade dos índices em informar o previsor sobre o estado futuro da atmosfera pode ser muito pequena ou nenhuma.

Inicialmente, é necessário situar a categoria dos índices de instabilidade dentro do conjunto total de variáveis atmosféricas. Doswell e Schultz (2006) consideram os índices de instabilidade como variáveis intrinsecamente diagnósticas e propõem a seguinte classificação para as variáveis atmosféricas e índices derivados delas:

- 1) Variáveis básicas medidas por instrumentos meteorológicos, como temperatura, pressão e vento, entre outras, num determinado ponto da atmosfera. Estas variáveis possuem dois tipos de erros inerentes: erros instrumentais e erros de representatividade (resolução espacial e temporal);

- 2) Variáveis simples calculadas a partir das variáveis básicas medidas usando fórmulas de conversão relativamente simples. Este tipo de variável é geralmente uma combinação não-arbitrária de duas ou mais variáveis medidas, possuindo uma base física para a conversão. Neste caso, variáveis calculadas que possuam alguma propriedade física conservativa, como a temperatura potencial, são mais confiáveis quando usadas como variáveis prognósticas, desde que sejam respeitadas as

Tabela 1 - Fórmulas e referências dos índices termodinâmicos e cinemáticos. *

Índice	Fórmula	Referência
Índice Showalter	$IS = T500 - T500_{(pl\ 850\ hPa)}$	Showalter (1947) Galway (1956)
Índice Levantado	$IL = T500 - T500_{pl(qv\ médio)}$	Silva Dias (2000)
Índice K	$IK = (T850 - T500) + Td850 - (T700 + Td700)$	George (1960)
Índice Total Totals	$ITT = T850 + Td850 - 2T500$	Nascimento (2005)
$CAPE_{Tv}$	$CAPE_{Tv} = g \int_{NCE}^{NE} \frac{T_{vp} - T_{va}}{T_{va}} dz$	Bluestein (1993)
$CINE_{Tv}$	$CINE_{Tv} = g \int_{SUP}^{NCE} \frac{T_{vp} - T_{va}}{T_{va}} dz$	Bluestein (1993)
Índice SWEAT	$SWEAT = 20(TT - 49) + 12Td_{850} + 2V_{850} + V_{500} + 125[sen(\ \Delta V_{500-850}\) + 0.2]$	Silva Dias (2000) Nascimento (2005)
Bulk Richardson Shear	$BRS = \frac{1}{2} (\bar{u}^{-2} + \bar{v}^{-2})$	Weisman e Klemp (1982; 1986)
Helicidade Relativa	$HR = -\int_{z_0}^z \hat{k} \circ [(\vec{V}_h - \vec{C})] \times \frac{\partial \vec{V}_h}{\partial z} dz$	Rasmussen e Blanchard (1998)
Índice de Energia- Helicidade	$IEH = \frac{(CAPE)(HR)}{160000}$	Rasmussen e Blanchard (1998)

*Observações: Nas fórmulas, T e Td em °C denotam, respectivamente, a temperatura do ar ambiente e a temperatura do ponto de orvalho; os valores que seguem estas variáveis referem-se aos níveis isobáricos (hPa) nos quais as variáveis têm que ser medidas. O índice pl refere-se à “parcela levantada”, a partir do nível (hPa) indicado em parênteses, até o nível indicado, segundo a teoria da parcela; Tvp e Tva em °C referem-se, respectivamente, às temperaturas virtuais de uma parcela de ar e do ambiente; NCE é o nível de convecção espontânea de uma parcela levantada e NE seu nível de equilíbrio. O símbolo SUP refere-se a uma parcela em repouso na superfície terrestre. Para o índice Levantado, a parcela é levantada a partir da superfície com razão de mistura média entre a superfície e 850 hPa. Para o índice SWEAT, V refere-se à velocidade do vento (nós) e ΔV denota uma diferença da direção do vento (graus). Para BRS, \bar{u} e \bar{v} são, respectivamente, as componentes zonal e meridional do vetor diferença entre o vento médio nos primeiros 6000 m (ponderado pela densidade do ar) e o vento médio nos primeiros 500 m acima da superfície. Para a helicidade relativa, refere-se ao vetor deslocamento da tempestade, z_0 é geralmente tomado como a superfície e z, o topo da camada de influxo de ar, geralmente considerada em 3 km. Nascimento (2005) fornece uma explanação do cálculo de SWEAT para o Hemisfério Sul.

hipóteses de conservação de suas propriedades ao longo do período de previsão;

3) Derivadas espaciais e temporais de variáveis medidas ou calculadas, bem como suas integrais, são quantidades diagnósticas que permitem estimativas de termos que surgem a partir das descrições matemáticas da estrutura da atmosfera. Uma limitação inerente ao cálculo de tais quantidades é aquela associada ao erro de truncamento devido à finita resolução espacial e temporal das informações meteorológicas, sejam elas medidas ou modeladas;

4) Variáveis diagnósticas combinadas. Para estas variáveis, há combinação entre duas ou mais variáveis diagnósticas de forma que a variável resultante seja mais útil para algum propósito específico do que as medidas brutas ou as simples derivadas e integrais de tais quantidades. A convergência do fluxo de umidade e a CAPE (Convective Available Potential Energy ou Energia Potencial Convectiva Disponível) são dois exemplos de variáveis diagnósticas combinadas. No entanto, Doswell e Schultz (2006) mostram que ambas as variáveis apresentam problemas de interpretação física quando usadas como variáveis prognósticas. Por exemplo, altas quantidades de CAPE são observadas onde há disponibilidade de umidade em baixos níveis da atmosfera e na presença de taxas de variação vertical da temperatura condicionalmente instáveis nas camadas mais baixas da média troposfera. Contudo, estes dois constituintes de CAPE podem se desenvolver quase independentemente e podem ser superpostos por processos advectivos. A presença de CAPE, portanto, indica quando esta superposição ocorre e não quando esta superposição irá ocorrer no futuro. Inversamente, a ausência de CAPE num certo momento não pode ser usada como indicativo de que num tempo futuro não poderá haver maiores valores de CAPE. Quanto à convergência do fluxo de umidade, Banacos e Schultz (2005) discutem a sua limitação como variável diagnóstica e prognóstica em maior profundidade, concluindo que o uso da convergência de massa é preferível ao uso da convergência do fluxo de umidade, qualquer que seja o nível da troposfera;

5) Índices propriamente ditos, que podem ser subdivididos em duas classes:

a) Índices baseados em formulações físicas;

b) Índices representando combinações mais ou menos *arbitrárias* de variáveis diagnósticas.

É necessário ainda notar que, historicamente, alguns índices surgiram por motivos puramente práticos. Considere-se, por exemplo, o Índice de Showalter (IS) (Tabela 1) proposto por Showalter (1947). O IS compara a temperatura do ambiente em 500 hPa (T_{500} na Tabela 1) com a temperatura de uma parcela de ar, que inicia seu levantamento a partir de 850 hPa pela adiabática seca até o nível de condensação por levantamento (NCL) e, em seguida, trazida pela adiabática saturada até o

nível de 500 hPa ($T_{500(p850 \text{ hPa})}$ na Tabela 1). Note-se que T_{500} é uma variável básica medida e $T_{500(p850 \text{ hPa})}$ é uma variável simples calculada com o auxílio da teoria da parcela. Portanto, o IS é baseado na teoria da parcela. Na ocasião da formulação do IS, os centros meteorológicos recebiam primeiramente, e com bastante antecedência, as medidas de radiossondagens nos níveis mandatórios. O restante da sondagem demandava um tempo maior para sua recepção. Como o IS usa apenas as informações de temperatura em 850 e 500 hPa e temperatura do ponto de orvalho em 850 hPa, o previsor tinha uma breve, porém antecipada, ideia da instabilidade atmosférica antes mesmo que a sondagem fosse finalizada. Com a sondagem completa em mãos, uma análise mais rigorosa da estabilidade atmosférica era então realizada. Sabia-se, desde então, que os índices termodinâmicos podem ser severamente afetados pela estimativa incorreta da quantidade de umidade em baixos níveis troposféricos, quando as sondagens se elevam em meio à precipitação, quando há inversões térmicas significativas na camada limite planetária ou quando há erros nas sondagens nos níveis mandatórios utilizados nos cálculos.

Outro ponto a se considerar refere-se à profusão de tentativas de combinação de índices para dar origem a novas quantidades. O índice termodinâmico CAPE, por exemplo, tem sido combinado com outras variáveis diagnósticas na formulação de novos índices, os quais se enquadram na categoria de *índices cinemáticos*, de forma mais arbitrária do que física (Doswell e Schultz 2006). Note-se, por exemplo, a formulação do índice de energia-helicidade (IEH) apresentada na Tabela 1, ou do parâmetro de supercélulas, entre outros mais, como aqueles fornecidos em Thompson et al. (2003). Não há nenhuma teoria física que justifique que o produto entre CAPE num certo momento e o cisalhamento vertical do vento no mesmo momento, dividido por uma constante arbitrária “a” ($a = 1.6 \times 10^5$) com o objetivo de normalizar o valor do produto, resulte num número ao qual se possa atribuir um significado preditivo. Assim, a aplicação de tais quantidades como variáveis prognósticas deve ser feita com cautela. Faltam, por fim, trabalhos que usem ferramentas estatísticas apropriadas para validar estas quantidades como *variáveis prognósticas*.

Por outro lado, a maioria dos índices mais usados em previsão foi elaborada para áreas de latitudes médias, especificamente para as regiões das grandes Planícies americanas (Nascimento 2005). Dessa forma, não se espera que os valores dos limiares dos índices associados à possibilidade de ocorrência de fenômenos meteorológicos severos para qualquer outra localidade ao redor do planeta sejam os mesmos que os estabelecidos para as Planícies americanas. Quanto a este ponto, Doswell e Schultz (2006) afirmam que a limitação geográfica da abrangência espacial dos limiares dos índices retrata a ausência de um suporte físico universal na elaboração dos mesmos.

São raros os estudos que objetivam determinar limiares mais adequados dos índices para as diferentes regiões do Brasil. A maioria dos trabalhos sobre índices se refere apenas ao uso dos mesmos em situações de ocorrência de fenômenos severos como, por exemplo, em Alonso e Saraiva (2007) ou Santos Neto e Moraes (2010), entre outros. Em geral, os trabalhos usam valores de limiares propostos para as tempestades das Planícies americanas, associando as possibilidades de tempestades a valores muito similares aos mostrados nas Tabelas 2 a 7. Resultados que indicam máximos e mínimos valores dos índices para certas regiões do Brasil, bem como suas médias, desvio padrão ou variância são encontrados, por exemplo, em Beneti e Silva Dias (1986), Fogaccia e Pereira Filho (2002), Tomaziello e Gandu (2008), Oliveira e Oyama (2009) e Escobar e Andrade (2010). Estes trabalhos, efetuados com base em séries climatológicas de variáveis meteorológicas, são importantes para o estabelecimento de limiares mais adequados às variadas regiões do Brasil. Os trabalhos citados, com exceção de Oliveira e Oyama (2009), são trabalhos publicados em congressos e não passaram pelo processo de revisão por pares, donde não se pode atribuir-lhes rigoroso valor científico. Não se encontram, também, resultados sistemáticos apresentados em forma de tabelas de fenômenos esperados em função dos valores dos índices para regiões do Brasil, nos moldes das Tabelas 2 a 7.

Quanto à destreza de cada índice, faltam ainda trabalhos que levantem a percentagem de erros, acertos e falsos alarmes no uso de cada índice. Tais estudos devem incluir dias em que há registros de eventos severos e também dias em que não há. A dificuldade em se provar o valor *prognóstico* dos índices de instabilidade, pode ser devida à ausência de fontes de medidas adequadas para o estudo da questão ou, mesmo, à ausência de suporte físico que justifique a função prognóstica de um determinado índice (Doswell e Schultz 2006).

O objetivo deste trabalho é avaliar o potencial prognóstico de determinados índices de instabilidade para eventos convectivos futuros numa escala de previsão de curtíssimo prazo (3 a 6 horas) para tempestades de verão na RMSP. Os índices são calculados a partir de medidas obtidas com as radiossondagens do Aeródromo de Campo de Marte (SP) realizadas num período de chuvas abundantes na RMSP, observadas entre 28 de janeiro e 04 de fevereiro de 2004. Os índices termodinâmicos calculados (Tabela 1) são: Showalter (IS), Levantado (IL), K (IK) e Total Totals (ITT). Em adição, são analisadas as séries temporais de CAPE e CINE calculadas a partir da temperatura virtual do ar ($CAPE_{Tv}$ e $CINE_{Tv}$, respectivamente). As séries temporais dos índices cinemáticos SWEAT, Helicidade Relativa (HR) e Bulk Richardson Shear (BRS) são brevemente discutidas. A seção 2 descreve a base de dados e a metodologia utilizadas neste trabalho. A seção 3 apresenta os resultados obtidos e a seção 4 as discussões finais e conclusões.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Dados

A caracterização da atmosfera em grande escala no período de 0000 UTC de 28 de janeiro a 0000 UTC de 05 de fevereiro é obtida por meio das análises do modelo americano de circulação global da atmosfera Global Forecast System (GFS), do National Centers for Environmental Prediction (NCEP). As análises GFS são fornecidas com 1° de espaçamento entre os pontos de grade e estão disponíveis a cada 6 horas. São analisados os campos de vento em 1000 hPa, 500 hPa e 200 hPa, pressão reduzida ao nível do mar e geopotencial em 500 hPa em determinados horários de interesse. São também analisadas as imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho, disponíveis em horários variados em cada dia.

As radiossondagens realizadas às 0000 UTC e 1200 UTC no aeródromo de Campo de Marte, localizado próximo à região central da cidade de São Paulo, são usadas para o cálculo dos índices de instabilidade e para análise dos perfis verticais de temperatura potencial equivalente e vento. Em adição, são usadas as medidas de refletividade do radar meteorológico de São Paulo (RADSP) para estimar a taxa de precipitação à superfície, como descrito na seção 2.3. O RADSP é operado pela Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica (FCTH) do Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo (DAEE) (Pereira Filho e Barros 1998).

As medidas pluviométricas da rede de estações de superfície do DAEE são também usadas para dar suporte ao uso das estimativas RADSP e demonstrar o caráter das chuvas localizadas na RMSP no período analisado. As medidas pluviométricas encontram-se em forma de acumuladas diárias, com medidas tomadas no período entre 0900 UTC do dia e 0900 UTC do dia seguinte. Desta maneira, as medidas englobam o período total de cada episódio de precipitação de origem convectiva, que tipicamente se iniciam nos horários vespertinos e se encerram nas primeiras horas da madrugada seguinte.

2.2 Os índices de instabilidade atmosférica e seus limiares

Os índices de instabilidade atmosférica calculados para este trabalho e cujas formulações são apresentadas na Tabela 1 são subdivididos em termodinâmicos e cinemáticos. Os termodinâmicos são: IS, IL, IK, ITT, $CAPE_{Tv}$ e $CINE_{Tv}$. Os cinemáticos são: SWEAT, BRS, HR e IEH. Os índices foram calculados a partir das medidas obtidas com as radiossondagens realizadas no aeródromo de Campo de Marte, as quais são lançadas diariamente nos horários sinóticos de 0000 UTC e 1200 UTC. As séries temporais das variáveis e índices

calculados para o período de 0000 UTC de 28 de janeiro a 0000 UTC de 05 de fevereiro de 2004 são discutidas sob o ponto de vista diagnóstico e prognóstico, e em função do volume total da precipitação acumulada horária na RMS (Figuras 1 e 2), conforme especificado na seção 2.3.1.

A partir dos valores dos índices calculados, a estabilidade termodinâmica da atmosfera é estimada em função de tabelas de limiares para os valores encontrados, onde cada um dos intervalos de limiares corresponde a um determinado potencial, possibilidade ou probabilidade para ocorrência de tempestades nas horas seguintes à realização das medidas. As Tabelas 2 a 6 mostram os limiares determinados para as regiões de latitudes médias americanas, derivadas de Air Weather Service (1979). Note-se que, segundo a Tabela 1, os índices IK, IS, ITT e IL possuem unidades de °C, mas são tradicionalmente apresentados como valores adimensionais. Os valores dos limiares de CAPE (Tabela 7) são encontrados em diversas fontes de referência com alguma diferença entre eles (e.g., Bluestein 1993, Nascimento 2005). Neste trabalho, serão adotados os limiares para CAPE relatados em Nascimento (2005).

Os índices termodinâmicos IS, IL, representam aproximadamente o excesso de temperatura de uma parcela de ar em relação ao ambiente num mesmo nível atmosférico (Bluestein 1993). O CAPE (Tabela 1) é comumente utilizado para avaliar o potencial da atmosfera para desenvolver convecção em função do aquecimento da superfície, desde que o mesmo quantifica a máxima energia disponível para a ascensão de uma parcela de ar de acordo com a teoria da parcela. Nascimento (2005) relata que, para as Planícies americanas, os valores de CAPE entre 1000 e 2500 J kg⁻¹ são considerados altos; valores acima de 2500 J kg⁻¹ indicam instabilidade acentuada e, acima de 4000 J kg⁻¹, instabilidade extrema.

O índice IK é uma medida do potencial para tempestades baseado na taxa de variação vertical da temperatura e no conteúdo e extensão vertical da umidade na camada entre 850 e 700 hPa (Tabelas 1 e 2). Para IK ser significativo, deve haver calor e umidade em abundância em baixos níveis. Uma camada seca em 700 hPa reduz o valor de IK. Assim, IK é uma indicação da instabilidade potencial na metade inferior da atmosfera, disponibilidade de umidade

na camada limite planetária e da redução de flutuação por meio do entranhamento de ar seco próximo ao nível de 700 hPa (Bluestein 1993). IK é um indicador de chuvas copiosas. Segundo Bluestein (1993), este índice é mais útil na previsão de tempestades na ausência de forçantes sinóticas muito intensas.

O índice IS é o excesso de temperatura de uma parcela de ar em relação ao ambiente em 500 hPa. A temperatura da parcela é obtida a partir de seu levantamento com início em 850 hPa pela adiabática seca até o nível de condensação por levantamento (NCL) calculado a partir desse mesmo nível e, em seguida, trazida pela adiabática saturada até o nível de 500 hPa (Tabelas 1 e 3). Valores negativos de IS indicam a possibilidade de convecção. IS não é um bom índice quando a umidade na camada limite está confinada a níveis inferiores a 850 hPa ou quando em casos de convecção elevada, ou seja, com base de nuvem acima de 850 hPa (Bluestein 1993).

O índice ITT (Tabelas 1 e 4) é função da estabilidade estática e da umidade em 850 hPa. Assim como no caso do índice Showalter, ITT pode não representar adequadamente a instabilidade atmosférica se a umidade local estiver confinada abaixo do nível de 850 hPa. O ITT necessita de calor e umidade em 850 hPa, e ar frio em 500 hPa para ser significativo, e não é afetado se houver uma camada seca em 700 hPa. Valores de ITT acima de 50 nas Planícies americanas, segundo Bluestein (1993), estão associados à convecção intensa.

Tabela 2 - Probabilidade de tempestades em função dos valores do índice K para latitudes médias nos EUA.

Índice K (IK)	Probabilidade de Tempestades (PT)
IK < 15	PT = 0 %
15 ≤ IK ≤ 20	PT < 20 %
21 ≤ IK ≤ 25	20 % ≤ PT ≤ 40 %
26 ≤ IK ≤ 30	40 % ≤ PT ≤ 60 %
31 ≤ IK ≤ 35	60 % ≤ PT ≤ 80 %
36 ≤ IK ≤ 40	80 % ≤ PT ≤ 90 %
IK > 40	> 90 %

Tabela 3 - Possibilidade de tempestades em função dos valores do índice de Showalter para latitudes médias nos EUA.

Índice de Showalter (IS)	Possibilidade de Tempestades
IS >+3	Sem Atividade Convectiva
+1 ≤ IS ≤ +3	Possíveis Pancadas de Chuva/Tempestades Isoladas
-2 ≤ IS < 1	Tempestades Prováveis
-6 ≤ IS < -2	Possibilidade de Tempestades Severas
IS < -6	Tempestades Severas Prováveis/Possibilidade de Tornados

Tabela 4 - Instabilidade atmosférica esperada em função dos valores do índice Total Totals para latitudes médias nos EUA.

Índice Total Totals (ITT)	Potencial para Tempestades
$44 \leq ITT \leq 45$	Isoladas, Algumas Poucas Moderadas
$46 \leq ITT \leq 47$	Esparsas, Algumas Poucas Pesadas
$48 \leq ITT \leq 49$	Esparsas Moderadas, Algumas Pesadas; Algumas Isoladas Severas
$50 \leq ITT \leq 51$	Esparsas Pesadas, Algumas Severas; Tornados Isolados
$52 \leq ITT \leq 55$	Esparsas a Numerosas Pesadas, Poucas a Esparsas Pesadas; Alguns Tornados
$ITT > 55$	Numerosas Pesadas, Pancadas de Chuvas Esparsas, Tornados Esparsos

Tabela 5 - Instabilidade atmosférica esperada em função dos valores do índice Levantado para latitudes médias nos EUA.

Índice Levantado (IL)	Instabilidade
$0 \leq IL \leq +3$	Estável. Possível convecção fraca na presença de forte levantamento ou algum mecanismo forçante
$-3 \leq IL < 0$	Marginalmente Instável
$-6 \leq IL < -3$	Moderadamente Instável
$-9 \leq IL < -6$	Muito Instável
$IL < -9$	Extremamente Instável

O índice IL (Tabelas 1 e 5) é o excesso de temperatura de uma parcela de ar em 500 hPa, que foi levantada até o NCL a partir da camada mais úmida em baixos níveis, normalmente a camada limite planetária onde a umidade relativa é superior a 60 ou 65%, e posteriormente levada pela adiabática úmida até o nível de 500 hPa. Pode-se, alternativamente, usar os valores médios de temperatura potencial e razão de mistura nos 500 m mais próximos da superfície para iniciar o levantamento da parcela. Outras vezes, usa-se somente a temperatura potencial e a razão de mistura na superfície para iniciar o levantamento adiabático da parcela. O valor de IL é afetado quando há, por exemplo, uma camada rasa, porém, intensa, de inversão térmica próxima a 500 hPa (Bluestein 1993). O índice IL não é um bom indicador de convecção para o período vespertino, quando calculado a partir de sondagens realizadas no período da manhã. Por este motivo, IL pode também ser calculado a partir das previsões de temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho em superfície para o período de maior aquecimento do dia.

2.2.1 Critério para determinação dicotômica de tendência de chuvas

A combinação entre os valores dos índices IK e ITT para a determinação da tendência dicotômica do tipo de chuva

(chuvas torrenciais ou tempestades severas) é analisada segundo o critério apresentado em Silva Dias (2000). Conforme este critério, a combinação de $IK > 24$ com $ITT > 45$ indica tendência de desenvolvimento de chuvas torrenciais (alta precipitação acumulada), enquanto que a combinação de $IK < 24$ com $ITT > 45$ indica tendência de desenvolvimento de tempestades severas (ocorrência concomitante ou isolada de granizo de grandes dimensões, vendavais e altas taxas de precipitação localizadas).

2.3 Estimativas de precipitação obtidas pelo radar meteorológico de São Paulo

Os campos de estimativas de precipitação, usados para caracterizar a evolução espacial e temporal da precipitação acumulada na RMS, são obtidos a partir das medidas de refletividade do radar meteorológico de São Paulo (RADSP). Campos de Indicador de Posição no Plano de Altitude Constante (CAPPI) de 3 km são convertidos para precipitação segundo a relação Z-R dada em Marshall e Palmer (1948). Pereira Filho e Nakayama (2001) estabeleceram os limites espaciais, onde as estimativas de precipitação obtidas pelo RADSP podem ser consideradas de boa qualidade, para além da qual a qualidade das estimativas cai com a distância do radar. Assim, a área onde as estimativas são mais confiáveis corresponde a um círculo com centro no RADSP e raio de 120 km, área que engloba a

Tabela 6 - Potencial para tempestades severas em função dos valores de CAPE como indicado em Nascimento (2005).

CAPE _{Tv} (J kg ⁻¹)	Potencial para Tempestades Severas
1000 < CAPE _{Tv} ≤ 2500	Alto Potencial
2500 < CAPE _{Tv} ≤ 4000	Potencial para Instabilidade Acentuada
CAPE _{Tv} > 4000	Potencial para Instabilidade Extrema

RMSF. Silva et al. (2009) apresentam uma descrição detalhada do RADSP e comparam as estimativas do radar com as medidas de precipitação obtidas pela rede telemétrica do DAEE para diferentes tipos de sistemas de precipitação que atuam na faixa leste do Estado de São Paulo.

O período de estimativas RADSP abrange de 0000 UTC de 28 de janeiro a 0000 UTC de 05 de fevereiro de 2004. As estimativas de precipitação RADSP possuem resolução espacial equivalente a uma rede telemétrica com cerca de 1 pluviômetro a cada 2 km x 2 km e resolução temporal de 5 minutos. Neste trabalho, as estimativas RADSP são importantes para caracterizar espacialmente as chuvas ocorridas no período em análise, pois as medidas pontuais de precipitação obtidas por estações de superfície não são representativas em casos de precipitação convectiva localizada ou isolada, como as do período aqui estudado. De fato, as medidas de precipitação obtidas em poucos pontos da região em análise não são abrangentes, tanto na escala espacial como na temporal, durante eventos convectivos. Assim como, as estimativas de precipitação obtidas por radares meteorológicos estão sujeitas a erros (Pereira Filho e Nakayama 2001, Silva et al. 2009), medidas de pluviômetros também apresentam uma série de problemas. Por exemplo, a posição inadequada de instalação do instrumento, com áreas vizinhas ao pluviômetro bloqueadas por objetos (prédios, paredes, vegetação), leva a erros no cômputo da precipitação. Outros exemplos incluem a má distribuição espacial de uma rede de pluviômetros e a ausência de padronização entre diferentes redes de pluviômetros numa mesma área. Há ainda erros associados à incidência de vento no bocal do pluviômetro, entre outros mais técnicos e específicos.

Por outro lado, ainda que haja problemas de calibração das estimativas de precipitação pelo radar meteorológico, informações exatas da quantidade da precipitação acumulada ou da localização dos centros de precipitação têm importância secundária nas discussões deste trabalho. Justifica-se esta afirmação pelo fato de que não se trata aqui da determinação estatística de limiares para os índices, mas apenas da aplicação dos mesmos em situações reais.

Dois suposições prévias e básicas são feitas neste trabalho: 1) as sondagens verticais da atmosfera têm, ao menos, representatividade espacial para uma área com raio da ordem de

Tabela 7 - Potencial para tempestades severas em função dos valores do índice SWEAT para latitudes médias nos EUA.

Índice SWEAT	Potencial para Tempestades Severas
SWEAT ≤ 300	Sem Potencial para Tempestades Severas
300 < SWEAT ≤ 400	Potencial para Tempestades Severas
SWEAT > 400	Potencial para Tornados

100 km a partir do local de lançamento do balão meteorológico; 2) as informações RADSP são razoavelmente próximas da realidade no período estudado.

2.3.1 Volume de água precipitada à superfície a partir das estimativas RADSP

As estimativas RADSP, já convertidas para taxa de precipitação, estão disponíveis a cada 5 minutos em arquivos contendo informações numa grade regular de 240 x 240 pontos com espaçamento de 2 km em latitude e longitude. A precipitação acumulada em 1 hora (P_{1h}) é obtida por:

$$P_{1h} = \sum_{i=1}^{12} P_i \Delta t \tag{1}$$

Na Equação 1, P_i é o valor da taxa de precipitação (mm h⁻¹) no pixel, no minuto iΔt, onde Δt é fixo (Δt = 5 min, o tempo para o radar obter um “volume scan” completo). Dessa forma, a precipitação acumulada em 1 hora, num certo horário, corresponde à chuva estimada dentro da última hora. Há duas fontes de possíveis erros neste tipo de estimativa. A primeira é a suposição de que a taxa de precipitação se mantém constante por 5 minutos entre uma medida e outra do radar. A segunda diz respeito à suposição de que não há advecção significativa dos campos de precipitação, dentro do período de 5 minutos, que possam afetar sobremaneira as estimativas. Em ambas as situações, os erros são considerados pequenos para os propósitos deste trabalho. Assim, as estimativas RADSP podem ser consideradas confiáveis na área de interesse, representada por um retângulo limitado por 47.2 °W e 45.8 °W em longitude (aproximadamente 140 km), e 24.0 °S e 23.3 °S em latitude (cerca de 80 km).

O volume total de água precipitada é calculado somando-se os volumes acumulados em 1 hora em todos os pixels da área de interesse. Um elemento de área da superfície terrestre S_j em coordenadas esféricas, definida para cada conjunto j de quatro pontos de grade nas direções x e y, é dado pela Equação 2. O quadrilátero assim definido é limitado pelos intervalos [θ_i, θ_f] em longitude e [φ_i, φ_f] em latitude, onde os índices i e f referem-se, respectivamente, aos valores “iniciais” e “finais” dos intervalos. Na Equação 2, r é o raio da terra:

$$S_j = \int_{\theta_i, \varphi_i}^{\theta_f, \varphi_f} r^2 \cos \varphi \partial \varphi \partial \theta \quad (2)$$

A somatória do produto da precipitação P_j para cada elemento de área S_j , tomados no quadrilátero de área j , fornece a quantidade desejada do volume total precipitado (V_i) no subdomínio analisado, desde que se considere que houve precipitação de forma homogênea em cada pixel da grade. Esta última condição penaliza os cálculos na medida inversamente proporcional à resolução do domínio de grade. Dessa forma, quanto mais alta a resolução espacial do domínio, menor é a limitação imposta pela condição de homogeneidade espacial da precipitação. O total do volume precipitado está expresso na Equação 3:

$$V_i = \sum_j P_j S_j \quad (3)$$

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

No período de 28 de janeiro a 04 de fevereiro de 2004 foram observados eventos diários de precipitação na RMSP. Foram também registrados alguns episódios de enchentes repentinas em pontos localizados em diferentes bairros da cidade de São Paulo e municípios da RMSP. Alguns desses eventos estão relatados na literatura científica local, como os episódios das tardes de 30 de janeiro (Silva 2004), 02 de fevereiro (Hallak et al. 2006) e 04 de fevereiro de 2004 (Barros et al. 2004). A previsão de tempestades, similares às registradas nesses dias, é um assunto de tempo severo na forma de chuvas abundantes para as características específicas da RMSP em vista dos seus problemas estruturais associados ao escoamento urbano e ocupação irregular do solo (Barros et al. 2004).

3.1 Caracterização dos eventos de precipitação na RMSP no período de 28 de janeiro a 04 de fevereiro de 2004.

3.1.1 Medidas da precipitação acumulada em 24 horas da rede de pluviômetros do DAEE.

A Figura 1 mostra as medidas de precipitação acumulada diária para o período de 28 de janeiro (Figura 1a) a 04 de fevereiro de 2004 (Figura 1h), da rede de estações pluviométricas do DAEE. No dia 28 de janeiro (Figura 1a) observam-se valores de precipitação acumulada em 24 horas abaixo de 14.0 mm nas estações localizadas a oeste da cidade de São Paulo e nenhuma precipitação nas estações mais a leste. Na Figura 1b (29 de janeiro), os valores de precipitação acumulada são ainda baixos ou nenhuma na maioria das estações, mas há registro de convecção localizada na estação correspondente ao município

de Mauá, com 46.1 mm, próximo ao centro da RMSP, a sudeste da cidade de São Paulo. Os acumulados mais elevados foram observados em 30 de janeiro (Figura 1c), quando se registraram 33.2 mm na Zona Oeste da cidade de São Paulo e 34.9 mm no município vizinho dessa região, a oeste. Na área central da RMSP, verificou-se 82.0 mm em São Caetano do Sul e 110.9 mm na estação de Mauá. Valores mais baixos ou nenhuma precipitação foram registrados nas estações da periferia da RMSP, o que caracteriza o evento do dia 30 de janeiro como convectivo e localizado. Precipitação de origem convectiva localizada é ainda observada em 31 de janeiro (Figura 1d), com registro de até 53.2 mm no extremo norte da RMSP e precipitação ao redor de 40 mm na Zona Oeste da cidade de São Paulo, Mauá e nos municípios a oeste da cidade de São Paulo. As medidas do dia 01 de fevereiro (Figura 1e) indicam pouca atividade convectiva, com precipitação acumulada máxima inferior a 15.0 mm nas estações que registraram alguma precipitação. No dia 02 de fevereiro (Figura 1f) os maiores registros de chuva acumulada estão em São Caetano do Sul (53.5 mm) e ao leste da cidade de São Paulo, em Itaquaquecetuba, com 39.5 mm. No dia 03 de fevereiro (Figura 1g) as maiores acumulações se deram no extremo sudoeste da RMSP, uma área de topografia mais elevada, com medidas de 61.0 mm e 56.8 mm em 24 horas. Acumulados inferiores a 14 mm ou nenhuma precipitação foram registrados nas demais estações da RMSP neste dia. No dia 04 de fevereiro (Figura 1h), o registro de 110.6 mm em Mauá indica alto grau de instabilidade atmosférica naquele dia. A Zona Leste da cidade de São Paulo foi também afetada por fortes episódios convectivos neste dia, como reportado em Barros et al. (2004), embora não haja dados disponíveis na Zona Leste da cidade de São Paulo para o presente trabalho.

3.1.2 Série temporal horária do volume de precipitação acumulada obtido a partir das estimativas RADSP

As estimativas RADSP proporcionam maior abrangência da distribuição da precipitação nos aspectos espaciais e temporais. Inicialmente, as estimativas RADSP de precipitação para o período de interesse são apresentadas de forma espacialmente integrada na Figura 2, a qual mostra a sequência temporal do volume total da precipitação acumulada por hora na área definida pela caixa retangular que engloba a RMSP em destaque na Figura 5b. Na Figura 2, verifica-se que, a partir de 30 de janeiro, ocorreram 6 eventos intensos de precipitação, que se iniciam no período vespertino e se encerram no final da noite ou no início da madrugada seguinte. Os picos de acumulação, alguns deles acima de $2 \times 10^7 \text{ m}^3$ em volume de água precipitada à superfície, denotam, em primeira análise, atividade convectiva típica de verão associada ao aquecimento diurno da superfície em interação com circulações locais do tipo vale-montanha e

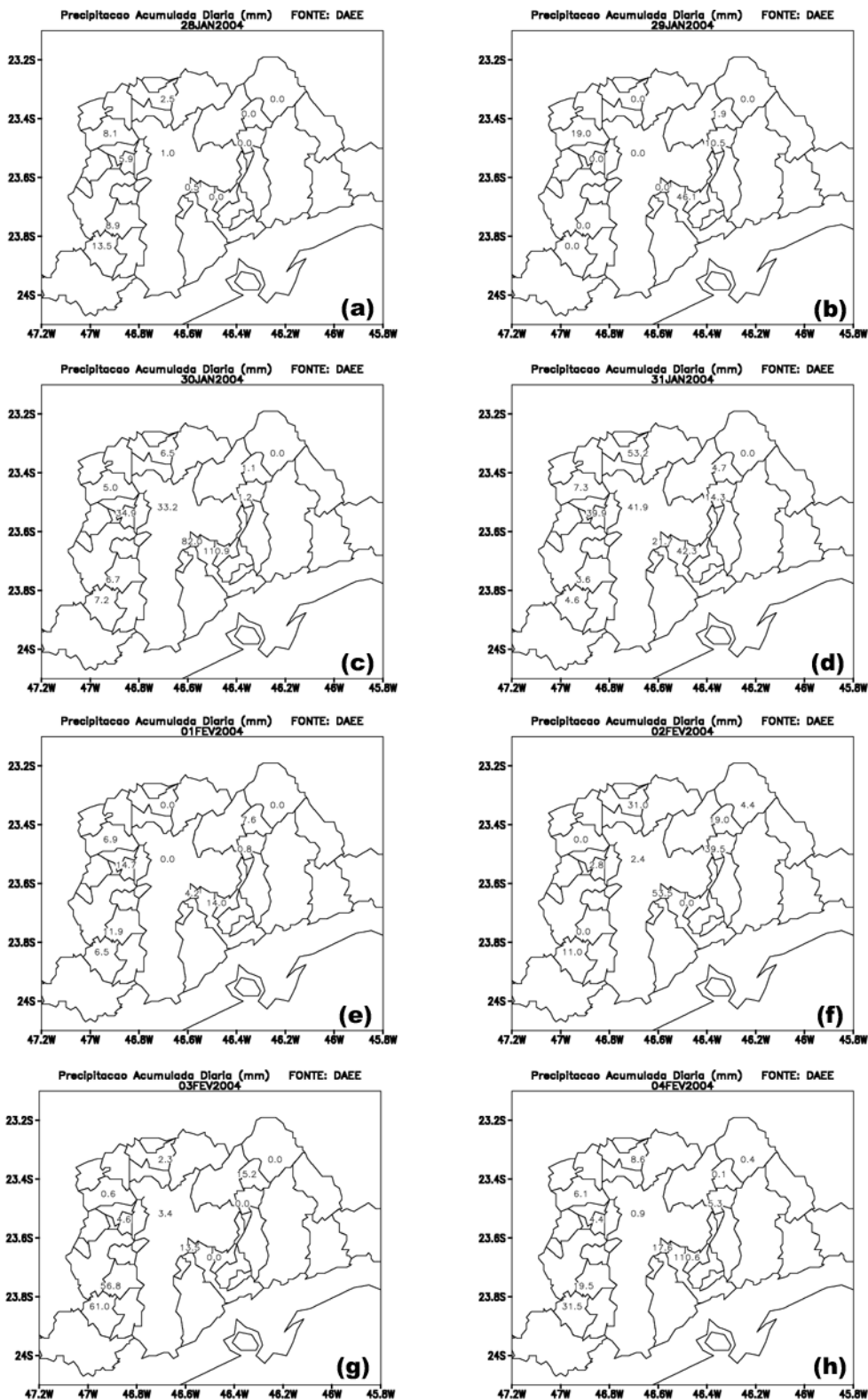


Figura 1 - Precipitação acumulada diária (mm de chuva entre 0900 UTC do dia e 0900 UTC do dia seguinte) na RMP. Medidas provenientes da rede de estações de superfície do DAEE para (a) 28 de janeiro, (b) 29 de janeiro, (c) 30 de janeiro, (d) 31 de janeiro, (e) 01 de fevereiro, (f) 02 de fevereiro, (g) 03 de fevereiro e (h) 04 de fevereiro de 2004.

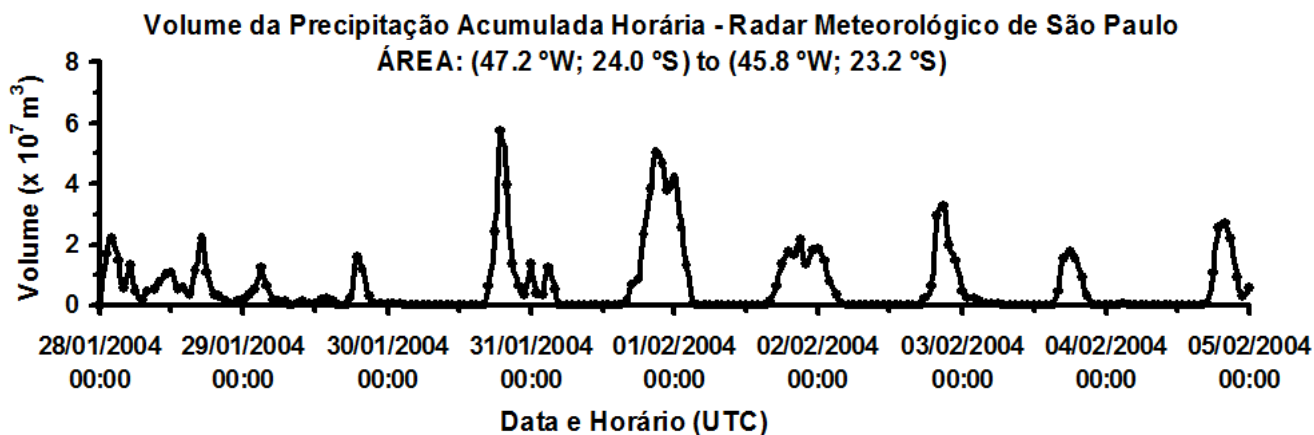


Figura 2 - Série temporal do volume de precipitação acumulada por hora entre 0000 UTC de 28 de janeiro e 0000 UTC de 05 de fevereiro de 2004, segundo estimativa obtida pelo radar meteorológico de São Paulo (CTH/DAEE) na área delimitada pelos pontos (47.2° W; 24.0° S) e (45.8° W; 23.2° S), mostrada na Figura 5b.

brisa marítima (Silva Dias et al. 1995, Silva Dias e Machado 1997, Pereira Filho 2000, Morales et al. 2010). Os eventos dos dias 28 e 29 de janeiro apresentam caráter mais contínuo ao longo do dia, com vários picos de acumulação que indicam atividade convectiva embebidos numa banda de precipitação estratiforme. Ressalta-se que, para este trabalho, não é essencial que se determine o ponto geográfico exato dos eventos, mas apenas que se constate de forma qualitativa o caráter severo ou não severo da precipitação localizada na área em análise. Neste sentido, observa-se na Figura 2 que há um maior valor da integral da área entre a curva de volume de precipitação acumulada e o eixo do tempo para cada evento a partir da tarde do dia 30 de janeiro.

Segundo as análises das medidas pluviométricas (Figura 1) e estimativas RADSP (Figura 2), há indicações de que os eventos dos dias 30 e 31 de janeiro, 02, 03 e 04 de fevereiro são seguramente convectivos e chuvosos. O evento do dia 01 de fevereiro não se confirma como chuvoso, em vista da ausência de medidas pluviométricas na RMSP que acusem acumulações significativas, embora as estimativas RADSP indiquem altas quantidades de acumulação de precipitação à superfície também para 01 de fevereiro de 2004.

3.1.3 Campos de linhas de corrente em 200 hPa das análises GFS

Na alta troposfera, o período de análises é marcado pela presença de um vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN) semiestacionário, com centro próximo ao continente na altura do nordeste brasileiro (Figura 3). Na Figura 3, os campos de linhas de corrente são referentes ao horário das 1200 UTC em cada dia. A Alta da Bolívia permanece aproximadamente estacionária por todo o período com centro no sul do Peru (Figura 3). Pela

sequência temporal dos campos da Figura 3, a divergência associada ao movimento anticiclônico da Alta da Bolívia não influencia diretamente a faixa leste do Estado de São Paulo no período analisado. Na Figura 3a (1200 UTC de 28 de janeiro) o centro do VCAN é observado a leste da costa do Estado da Bahia, deslocando-se lentamente para sul nos dias seguintes e se aproximando do nordeste do Estado de São Paulo (Figuras 3b e 3c). O VCAN permanece estacionário na costa de Espírito Santo em 31 de janeiro (Figura 3d). A partir de 01 de fevereiro (Figura 3e), o mesmo inicia lento deslocamento para leste, em direção ao oceano, afastando-se do continente nos dias seguintes (Figuras 3f a 3h).

Segundo Ferreira et al. (2009), os VCANS com origem no nordeste brasileiro normalmente se estendem até os níveis médios da troposfera, oscilam com movimentos para leste e oeste, possuem tempo de vida de vários dias e centro frio, onde o movimento vertical é subsidente. A nebulosidade associada aos VCANS forma-se geralmente na sua periferia, onde o movimento vertical é ascendente e, preferencialmente, na direção frontal e na retaguarda do seu deslocamento. Frequentemente os VCANS estão associados à formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), muitas vezes observada na Região Sudeste do Brasil, onde induz episódios de chuvas copiosas (Carvalho et al. 2002).

3.1.4 Séries temporais dos perfis verticais de vento e temperatura potencial equivalente obtidos das medidas das radiossondagens do Campo de Marte

Os perfis verticais de vento medido com radiossondagens do Campo de Marte (Figura 4a) mostram que entre 0000 UTC de 28 de janeiro e 0000 UTC de 05 de fevereiro de 2004 predominaram ventos fracos, mas com cisalhamento vertical

Linhas de Corrente em 200 hPa Análises GFS

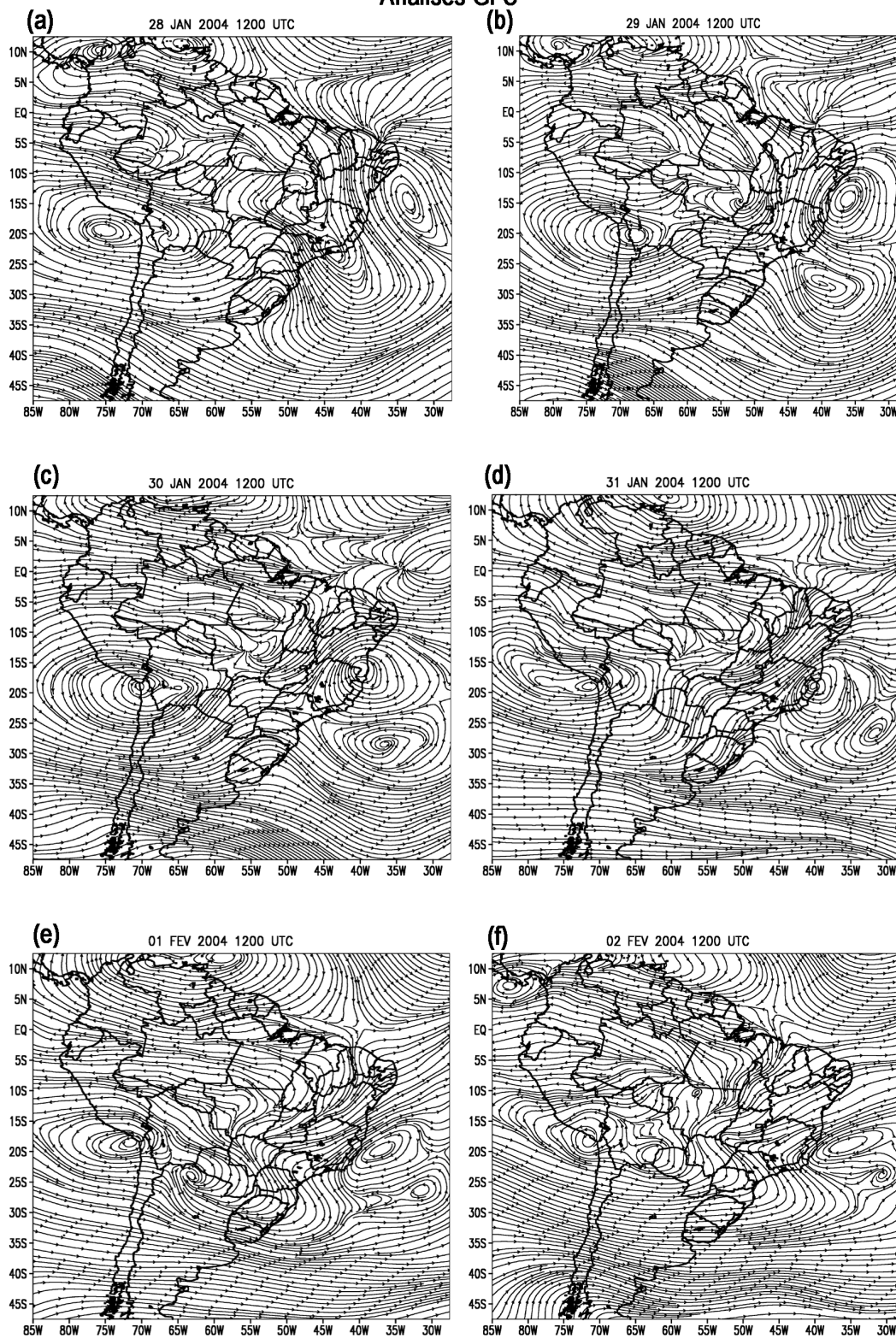


Figura 3 - Campos de linhas de corrente em 200 hPa provenientes das análises do modelo de circulação global da atmosfera GFS para os horários indicados no topo de cada painel.

Linhas de Corrente em 200 hPa Análises GFS

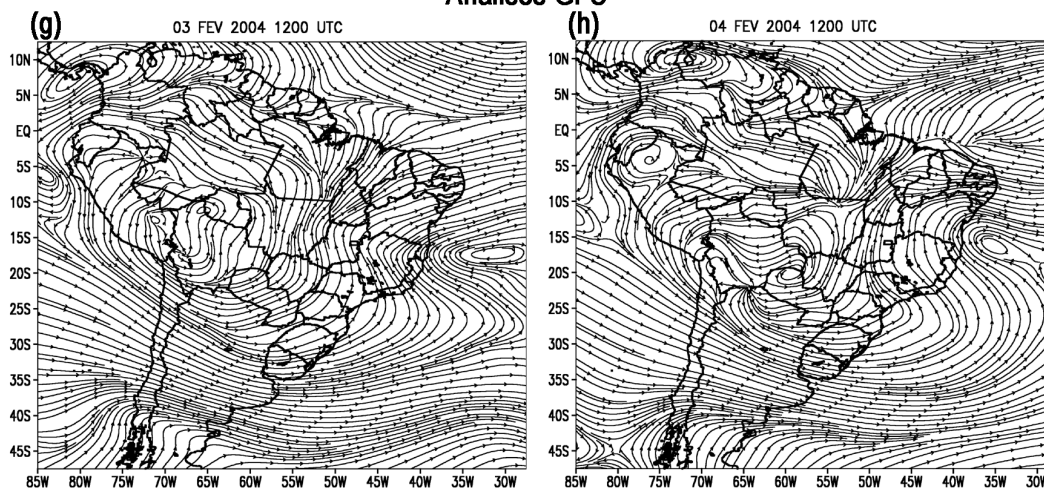


Figura 3 - Continuação.

direcional. Comparando-se estas medidas com as análises GFS em 200 hPa (Figura 3), não se identifica claramente a influência do VCAN na RMSP. A influência direta da borda sudoeste da circulação ciclônica, associada ao VCAN na faixa leste de São Paulo, induziria ventos de componente sudeste na região, uma vez que o movimento do centro do VCAN é de norte para sul entre 28 e 30 de janeiro (Figuras 3a a 3c). No entanto, verifica-se na Figura 4a que os ventos predominam com componente oeste em 200 hPa entre 0000 UTC de 28 de janeiro e 1200 UTC de 01 de fevereiro. Dessa forma, a influência do VCAN na circulação de altos níveis em São Paulo é marginal à sua periferia, ora produzindo difluência de escoamento, ora confluência sobre a faixa leste de São Paulo. A partir de 0000 UTC de 02 de fevereiro, o escoamento tem componente sul na alta troposfera. Ao mesmo tempo, porém, o VCAN se afasta do continente com deslocamento para nordeste sobre o oceano, diminuindo ainda mais sua influência direta no continente.

Nos perfis verticais da Figura 4a, as maiores intensidades de vento são observadas principalmente acima do nível de 500 hPa entre 0000 UTC de 28 de janeiro e 1200 UTC de 29 de janeiro, com escoamento de leste/sudeste em baixos níveis e de norte/noroeste em toda a coluna vertical acima de 700 hPa. A partir de 30 de janeiro de 2004, a intensidade do vento diminui em toda a coluna (Figura 4a), ao mesmo tempo em que a chuva acumulada diária apresenta picos mais altos (Figura 2). Segundo Weisman e Klemp (1986), o cisalhamento vertical do vento mostrado na Figura 4a a partir de 30 de janeiro é indicativo de convecção isolada ou multicelular não organizada.

Na Figura 4b, a série temporal do perfil vertical de temperatura potencial equivalente (θ_e), calculada a partir das mesmas radiossondagens do aeródromo de Campo de Marte na

RMSP, é mostrada para a camada entre 930 hPa e 450 hPa. A variável θ_e pode ser usada para diferenciar massas de ar com diferentes características termodinâmicas, uma vez que é uma variável diagnóstica que possui propriedade conservativa para movimentos adiabáticos úmidos. Segundo estas medidas, entre 0000 UTC de 28 de janeiro e 1200 UTC de 29 de janeiro, a RMSP estava sob influência de ar úmido e quente, características estas transportadas para a região pelo escoamento de noroeste proveniente da região central do Brasil. A evolução temporal da Figura 4b mostra que, a partir das 1200 UTC do dia 29 de janeiro, há o estabelecimento de uma camada de ar relativamente frio e seco na média troposfera (aproximadamente entre 825 hPa e 500 hPa). A camada mais próxima da superfície apresenta um ciclo diurno de aquecimento mais intenso no período da tarde, evidentes para os dias 30 e 31 de janeiro, 02 e 04 de fevereiro. Há contraste de θ_e entre a superfície e os níveis médios nestes dias, o que, tipicamente, favorece a instabilidade convectiva.

3.1.5 Imagens do canal infravermelho GOES-12, distribuição espacial da precipitação acumulada segundo as estimativas RADSP e campos das análises GFS

Nas imagens GOES-12 das Figuras 5a e 5c, referentes a 28 de janeiro, e 5e (0009 UTC de 29 de janeiro), observa-se o padrão de nebulosidade do tipo “S” (Ferreira et al. 2009) associado ao VCAN identificado nas Figuras 3a e 3b. Em São Paulo, o padrão de nebulosidade praticamente meridional pressupõe que a região estava sob domínio de uma zona frontal em atividade desde os dias anteriores ao dia 28 de janeiro, portanto fora do período de análises deste trabalho. Nas

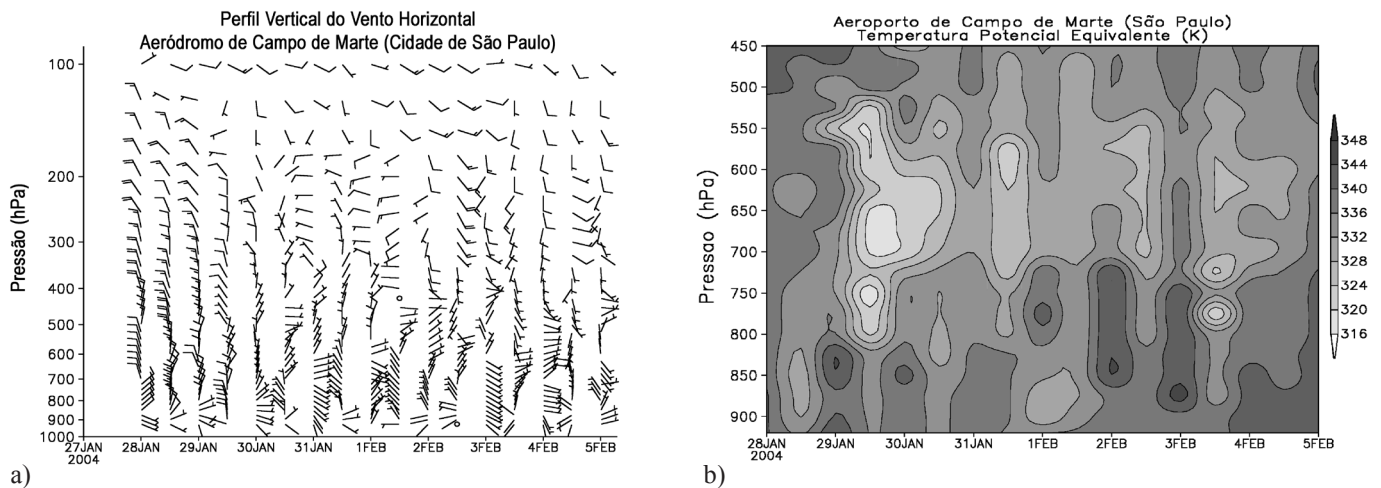


Figura 4 - (a) Série temporal do perfil vertical do vento medido entre 0000 UTC de 28 janeiro e 0000 UTC de 05 de fevereiro de 2004 com sondagens realizadas no aeródromo de Campo de Marte na Cidade de São Paulo (SP). Barbelas: 1/2 barbela, 2.5 m s^{-1} ; barbela inteira, 5 m s^{-1} ; sem barbelas: 1 m s^{-1} . O intervalo de lançamento das sondagens é de 12 horas. (b) Série temporal do perfil vertical da temperatura potencial equivalente (θ_e) para as mesmas sondagens em (a). O intervalo dos lançamentos é de 12 horas. Valores sombreados em graus K de acordo com os tons de cinza mostrados na escala.

análises GFS das 1200 UTC de 28 de janeiro da Figura 5d, os campos de vento, com escoamento de norte/nordeste em 1000 hPa na RMSP, e de pressão reduzida ao nível do mar indicam predomínio da influência da circulação da Alta Subtropical do Atlântico Sul. Um cavado é observado em intensificação no campo de pressão na altura do Uruguai e Rio Grande do Sul (Figura 5d), com suporte de uma baixa fria e cavado no campo de altura geopotencial nos níveis médios às 0000 UTC de 29 de janeiro (Figura 5f). No campo de precipitação acumulada estimada pelo RADSP da Figura 5b, válido para o período entre 0000 UTC de 28 de janeiro e 0000 UTC de 29 de janeiro, a distribuição espacial é meridional. Este padrão acompanha a nebulosidade e a circulação de níveis médios da troposfera (Figuras 5f e 4a). São também observados na Figura 5b alguns pontos de maior acumulação de precipitação na metade oeste da RMSP, que podem ser associados à atividade convectiva de caráter isolado pela presença de células convectivas embebidas na nebulosidade de padrão predominantemente estratiforme (Figura 5e).

No dia 29 de janeiro, o ciclone extratropical se intensifica na costa do Uruguai e sul do Rio Grande do Sul (Figura 6d), enquanto o padrão de nebulosidade [Figuras 6a (0909 UTC), 6c (1309 UTC) e 6e (2039 UTC)] permanece aproximadamente meridional, associado à circulação de norte da média troposfera (Figura 4a) e pelo suporte dos níveis médios, onde o cavado de 500 hPa às 0000 UTC de 30 de janeiro (Figura 6f) tem eixo passando pelo Rio Grande do Sul e sobre regiões a oeste de Paraná e de Santa Catarina. Em São Paulo, no entanto, predomina a influência da circulação associada à Alta do Atlântico às 1200 UTC (Figura 6d) e em níveis médios às 0000 UTC de 30 de janeiro (Figura 6f). A imagem GOES-12 de maior

resolução espacial da Figura 6c (1309 UTC de 29 de janeiro) e as estimativas RADSP da Figura 6b (válida entre 0000 UTC de 29 e 0000 UTC de 30 de janeiro) mostram que a zona frontal permaneceu estacionária sobre São Paulo, assumindo um padrão de extremidade frontal. No entanto, não há evidências de maior penetração da massa de ar anticiclônica de retaguarda sobre a RMSP nos campos de pressão e ventos próximos à superfície às 1200 UTC (Figura 6d). Na imagem de alta resolução da Figura 6e (2039 UTC de 29 de janeiro), observa-se maior atividade convectiva no período da tarde e início da noite em Santa Catarina, Paraná, São Paulo e também no oceano em relação ao observado no dia 28. Pela circulação de dipolo em 200 hPa associada à aproximação do VCAN em 29 de janeiro (Figura 3b) e 30 de janeiro (Figura 3c), como já discutido, a faixa leste do Estado de São Paulo permanece sob influência de uma área de difluência de massa, favorável a movimentos ascendentes em baixos níveis.

Maior precipitação acumulada se deu em 30 de janeiro (Figuras 1, 2 e 7b) quando comparada aos dias anteriores. As estimativas de precipitação acumulada RADSP da Figura 7b, válida para o período compreendido entre 1600 UTC de 30 de janeiro e 0400 UTC de 31 de janeiro, mostram o aumento de pontos de maior acumulação de chuva por toda a RMSP em relação aos dias 28 (Figura 5b) e 29 de janeiro (Figura 6b). Na Figura 7b, uma das bandas de precipitação aparece alinhada à costa de São Paulo no interior da RMSP, característica de influência da circulação de brisa marítima. O ciclone extratropical observado em formação no dia anterior (Figura 6d) teve rápido deslocamento para sudeste em 24 horas e aparece já afastado do continente às 1200 UTC de 30 de janeiro (Figura 7d), desacoplado da extremidade da banda

Imagens GOES-12, Estimativas RADSP e Campos GFS

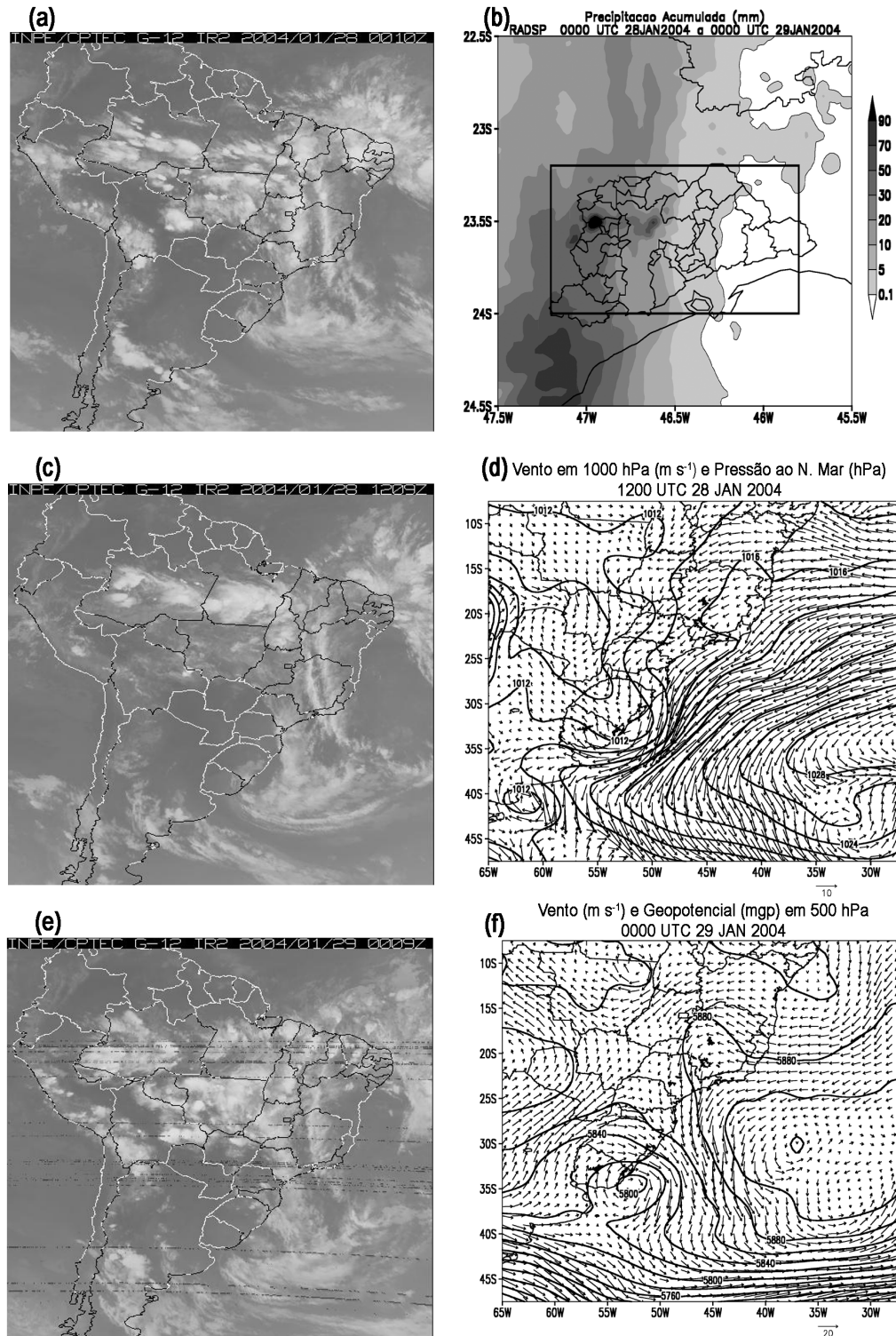


Figura 5 - (a) Imagem GOES-12 no canal infravermelho às 0010 UTC 28 JAN 2004. (b) Precipitação acumulada estimada com as medidas RADSP no período indicado no topo da figura. (c) Imagem GOES-12 no canal infravermelho às 1209 UTC 28 JAN 2004. (d) Análise GFS para os campos de vento em 1000 hPa e pressão reduzida ao nível do mar às 1200 UTC 28 JAN 2004. O vetor de referência corresponde a $10 m s^{-1}$. O intervalo das isóbaras é de 2 hPa. (e) Imagem GOES-12 no canal infravermelho às 0009 UTC 29 JAN 2004; (f) Análise GFS para os campos de vento e altura geopotencial em 500 hPa às 0000 UTC 29 JAN 2004 O vetor de referência corresponde a $20 m s^{-1}$. O intervalo das isolinhas é de 20 mgp.

Imagens GOES-12, Estimativas RADSP e Campos GFS

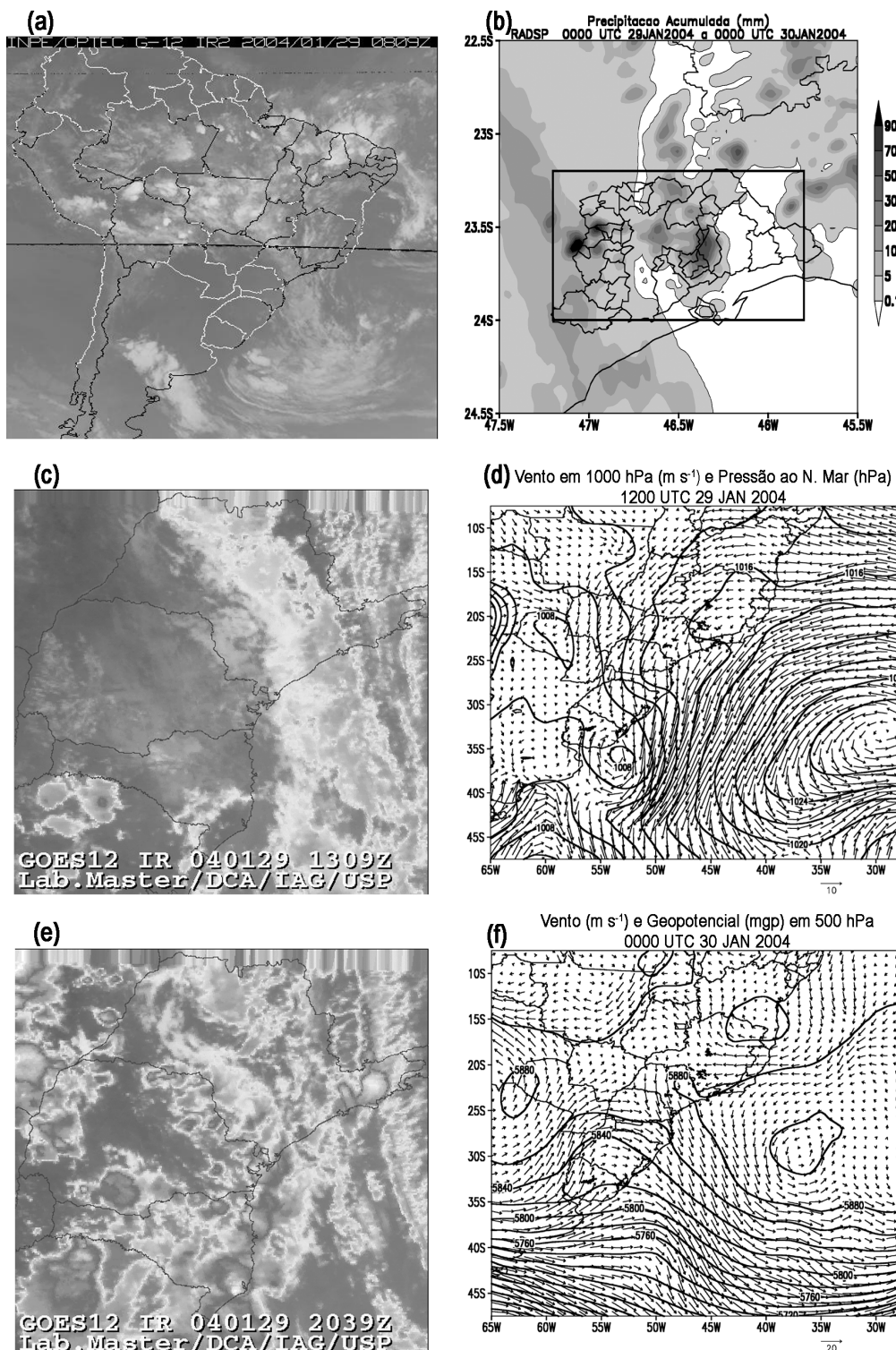


Figura 6 - (a) Imagem GOES-12 no canal infravermelho às 0809 UTC 29 JAN 2004. (b) Precipitação acumulada estimada com as medidas RADSP no período indicado no topo da figura. (c) Imagem GOES-12 no canal infravermelho às 1309 UTC 29 JAN 2004. (d) Análise GFS para os campos de vento em 1000 hPa e pressão reduzida ao nível do mar às 1200 UTC 29 JAN 2004. O vetor de referência corresponde a $10 m s^{-1}$. O intervalo das isóbaras é de 2 hPa. (e) Imagem GOES-12 no canal infravermelho às 2039 UTC 29 JAN 2004; (f) Análise GFS para os campos de vento e altura geopotencial em 500 hPa às 0000 UTC 30 JAN 2004 O vetor de referência corresponde a $20 m s^{-1}$. O intervalo das isolinhas é de 20 mgp.

frontal observada no oeste de São Paulo e leste do Paraná e Santa Catarina às 1209 UTC de 30 de janeiro (Figura 7a). Às 1809 UTC desse mesmo dia (Figura 7c), a nebulosidade frontal do ciclone aparece apenas no oceano. Em São Paulo, a nebulosidade observada nas Figuras 7a, 7c e 7e pode estar associada à instabilidade originada pela presença do VCAN a nordeste do Estado (Figura 3c), com movimentos ascendentes favorecidos pela configuração de deformação nas linhas de corrente sobre a região na Figura 3c. No campo de pressão ao nível do mar (Figura 7d), observa-se que o eixo do cavado associado ao ciclone extratropical ainda tem influência na faixa leste dos estados do sul do Brasil. Na faixa leste de São Paulo, o cavado no campo de pressão da Figura 7d, que parece alinhado à costa do Estado, é recorrente, com maior ou menor gradiente, em todos os dias (Figuras 5d, 6d, 7d, 8d, 9d, 10d, 11d e 12d) e parece estar relacionado à uma anomalia positiva de temperatura da superfície do mar naquela área (campo não disponível). O cavado de 500 hPa (Figura 7f) perde amplitude em relação ao dia anterior (Figura 6f). Com difluência localizada sobre a faixa leste de São Paulo na alta troposfera (Figura 3c) e com a baixa pressão relativa na costa do Estado, há condições favoráveis para o desenvolvimento de convecção associada às circulações de mesoescala e aquecimento superficial neste dia.

Assim como no dia 30 de janeiro, o dia 31 é marcado por alta acumulação de chuva em várias estações da RMSP (Figura 1). As estimativas RADSP, válidas entre 1300 UTC de 31 de janeiro e 0300 UTC de 01 de fevereiro de 2004, mostram altos valores de acumulação no oeste da cidade de São Paulo (Figura 8b). O VCAN permanece estacionário com centro no sul da Bahia e norte de Espírito Santo (Figura 3d), mas o dipolo de circulação em 200 hPa observado no Oceano Atlântico, constituído pelo VCAN e seu par de circulação anticiclônica, configura-se agora com eixo na direção noroeste-sudeste, diferentemente do dia anterior (Figura 3c). O ponto de sela nas linhas de corrente em 200 hPa, observado desde o dia anterior, tem agora posição a leste da costa do Estado de São Paulo. O perfil vertical de vento da sondagem das 1200 UTC no Campo de Marte (Figura 4a) mostra ventos de noroeste entre 700 e 900 hPa. As imagens GOES-12 mostram nebulosidade na periferia da circulação do VCAN [Figuras 8a (1209 UTC) e 8c (1809 UTC)], o que, aparentemente, inclui parte do Estado de São Paulo.

A intensidade da convecção no início de noite de 31 de janeiro é evidente na imagem de alta resolução da Figura 8e (2209 UTC). O campo de pressão ao nível do mar às 1200 UTC (Figura 8d) indica o início de nova ciclogênese no sul do Brasil, sobre o Rio Grande do Sul, em latitudes nas quais, no oceano, convergem os ventos associados a duas circulações de alta pressão, que se mesclam nas horas seguintes para reforçar a Alta do Atlântico, agora mais afastada do continente. O

gradiente de pressão na costa do Estado de São Paulo é pouco intenso e os ventos, conseqüentemente, fracos. O campo de altura geopotencial em 500 hPa da Figura 8f (500 hPa) mostra uma onda curta no norte do Rio Grande do Sul e sul de Santa Catarina, porém embebida numa distribuição de geopotencial predominantemente zonal às 1800 UTC de 31 de janeiro. A configuração sinótica para este dia é favorável à convecção isolada ou multicelular induzida por aquecimento superficial e movimentos de massa em mesoescala em São Paulo, sem influências dinâmicas significativas de grande escala.

Pelas Figuras 1, 2 e 9b, o dia 01 de fevereiro registrou menores picos de acumulação de precipitação à superfície em relação aos 2 dias anteriores. A Figura 2 mostra que a área integrada sob a curva indica alto volume total de precipitação na RMSP também para este dia, não corroborada com as medidas pluviométricas da Figura 1, mas possivelmente originada por maior distribuição espacial de precipitação fraca ou moderada e menor número de pontos de alta acumulação localizados. Não é possível afirmar, assim, se o evento convectivo deste dia é ou não severo. Em baixos níveis, a circulação é marcada pela intensificação de um novo ciclone extratropical com centro de 1008 hPa no Uruguai às 1200 UTC (Figura 9d), enquanto o campo de 500 hPa da Figura 9f mostra predomínio de ventos fracos em São Paulo em níveis médios, com fraco gradiente no campo de geopotencial. A configuração da circulação em altos níveis da atmosfera (Figura 3e) mostra o afastamento do VCAN em relação ao continente quando comparada ao dia anterior (Figura 3d). As imagens GOES-12 das Figuras 9a (0809 UTC), 9c (1745 UTC) e 9e (2345 UTC) mostram nebulosidade sobre o sul do Brasil em resposta ao ciclone extratropical no oceano, mas pouco suporte nos níveis médios da atmosfera (Figura 8f). Em São Paulo, há situação pré-frontal típica, com ventos soprando de noroeste em baixos níveis (Figura 4a), que advecta ar quente e úmido para a região entre 600 e 850 hPa. O contraste vertical de valores de θ_e na radiossondagem das 1200 UTC de 01 de fevereiro é menor do que em 30 e 31 de janeiro (Figura 4b). A convecção em São Paulo às 1745 UTC (Figura 9c) é pouca e restrita ao centro do Estado e à Serra da Mantiqueira, na fronteira com Minas Gerais. Às 2345 UTC (Figura 9e), a atividade convectiva em São Paulo aparece em fase de decaimento e a banda frontal associada ao novo ciclone extratropical posiciona-se sobre Santa Catarina. A falta de suporte de níveis médios (Figura 9f), a ausência de contraste termodinâmico vertical mais intenso no perfil vertical de θ_e , (Figura 4b) e o afastamento do VCAN para o Atlântico (Figura 3e) possivelmente induziram efeito inibidor para desenvolvimento de convecção severa naquele dia.

No dia 02 de fevereiro, o segundo ciclone extratropical do período é observado no Oceano Atlântico às 1200 UTC (Figura 10d). No entanto, o campo de altura geopotencial às

Imagens GOES-12, Estimativas RADSP e Campos GFS

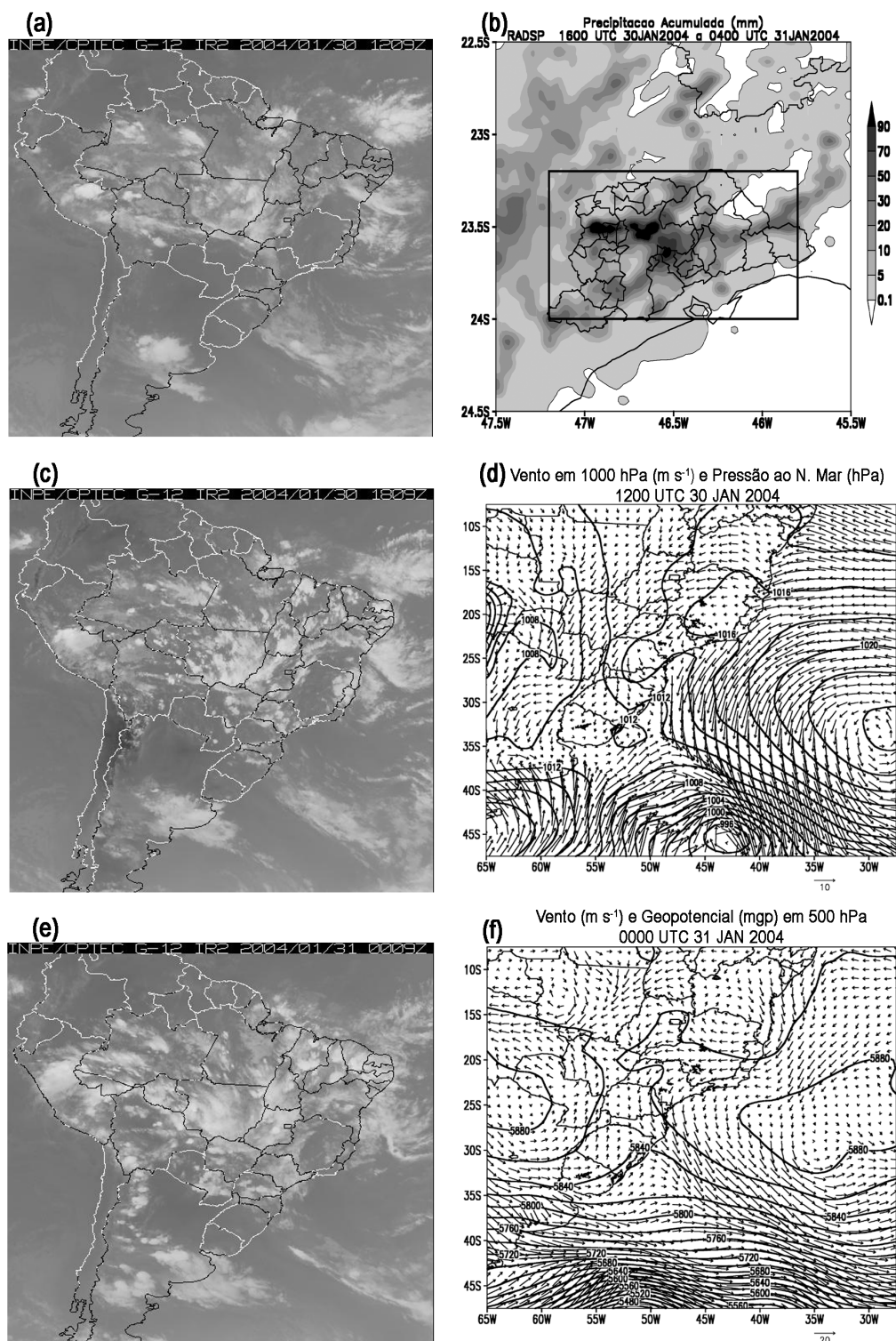


Figura 7 - (a) Imagem GOES-12 no canal infravermelho às 1209 UTC 30 JAN 2004. (b) Precipitação acumulada estimada com as medidas RADSP no período indicado no topo da figura. (c) Imagem GOES-12 no canal infravermelho às 1809 UTC 30 JAN 2004. (d) Análise GFS para os campos de vento em 1000 hPa e pressão reduzida ao nível do mar às 1200 UTC 30 JAN 2004. O vetor de referência corresponde a 10 m s^{-1} . O intervalo das isóbaras é de 2 hPa. (e) Imagem GOES-12 no canal infravermelho às 0009 UTC 31 JAN 2004; (f) Análise GFS para os campos de vento e altura geopotencial em 500 hPa às 0000 UTC 31 JAN 2004. O vetor de referência corresponde a 20 m s^{-1} . O intervalo das isolinhas é de 20 mgp.

Imagens GOES-12, Estimativas RADSP e Campos GFS

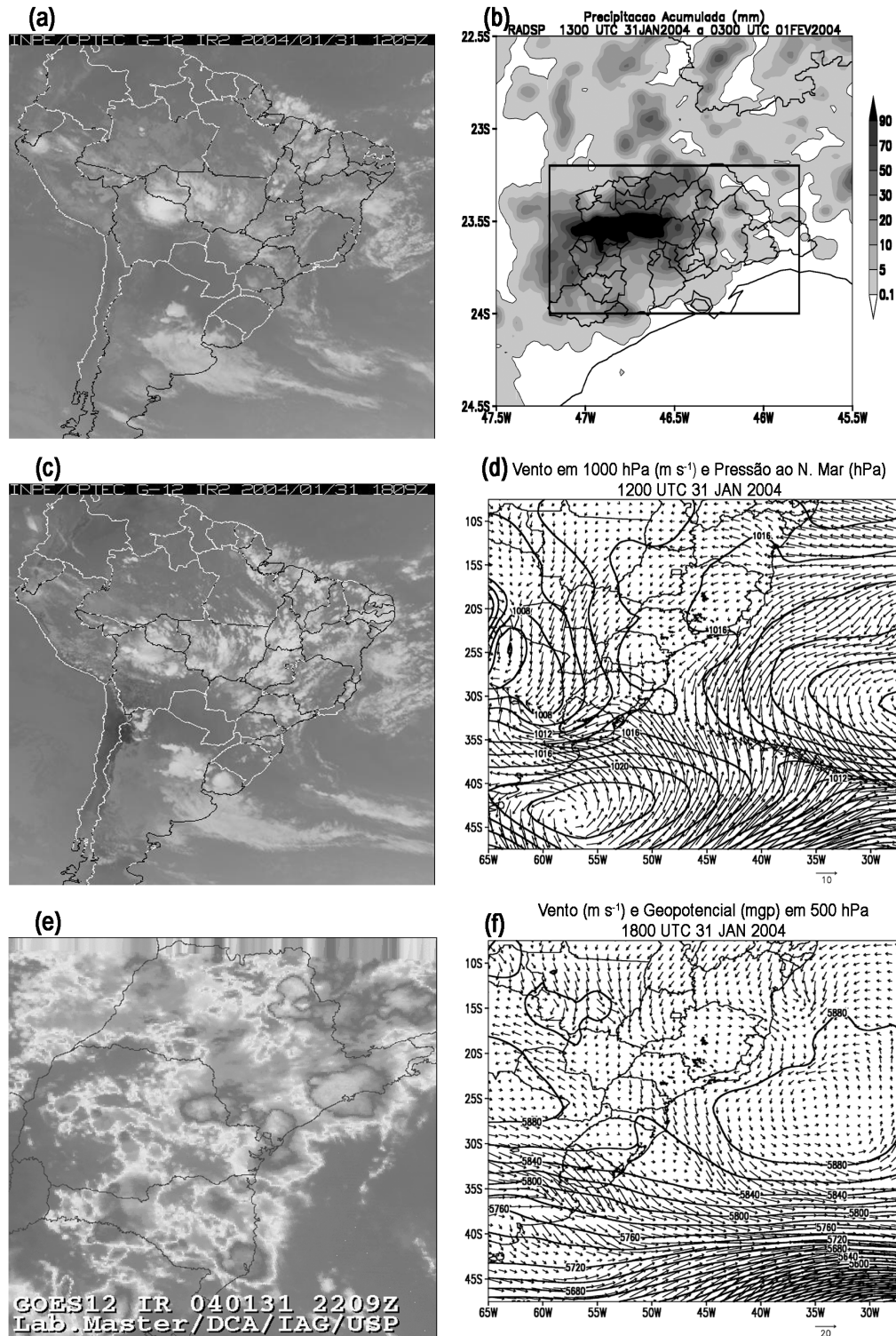


Figura 8 - (a) Imagem GOES-12 no canal infravermelho às 1209 UTC 31 JAN 2004. (b) Precipitação acumulada estimada com as medidas RADSP no período indicado no topo da figura. (c) Imagem GOES-12 no canal infravermelho às 1809 UTC 31 JAN 2004. (d) Análise GFS para os campos de vento em 1000 hPa e pressão reduzida ao nível do mar às 1200 UTC 31 JAN 2004. O vetor de referência corresponde a $10 m s^{-1}$. O intervalo das isóbaras é de 2 hPa. (e) Imagem GOES-12 no canal infravermelho às 2209 UTC 31 JAN 2004; (f) Análise GFS para os campos de vento e altura geopotencial em 500 hPa às 1800 UTC 31 JAN 2004 O vetor de referência corresponde a $20 m s^{-1}$. O intervalo das isolinhas é de 20 mgp.

Imagens GOES-12, Estimativas RADSP e Campos GFS

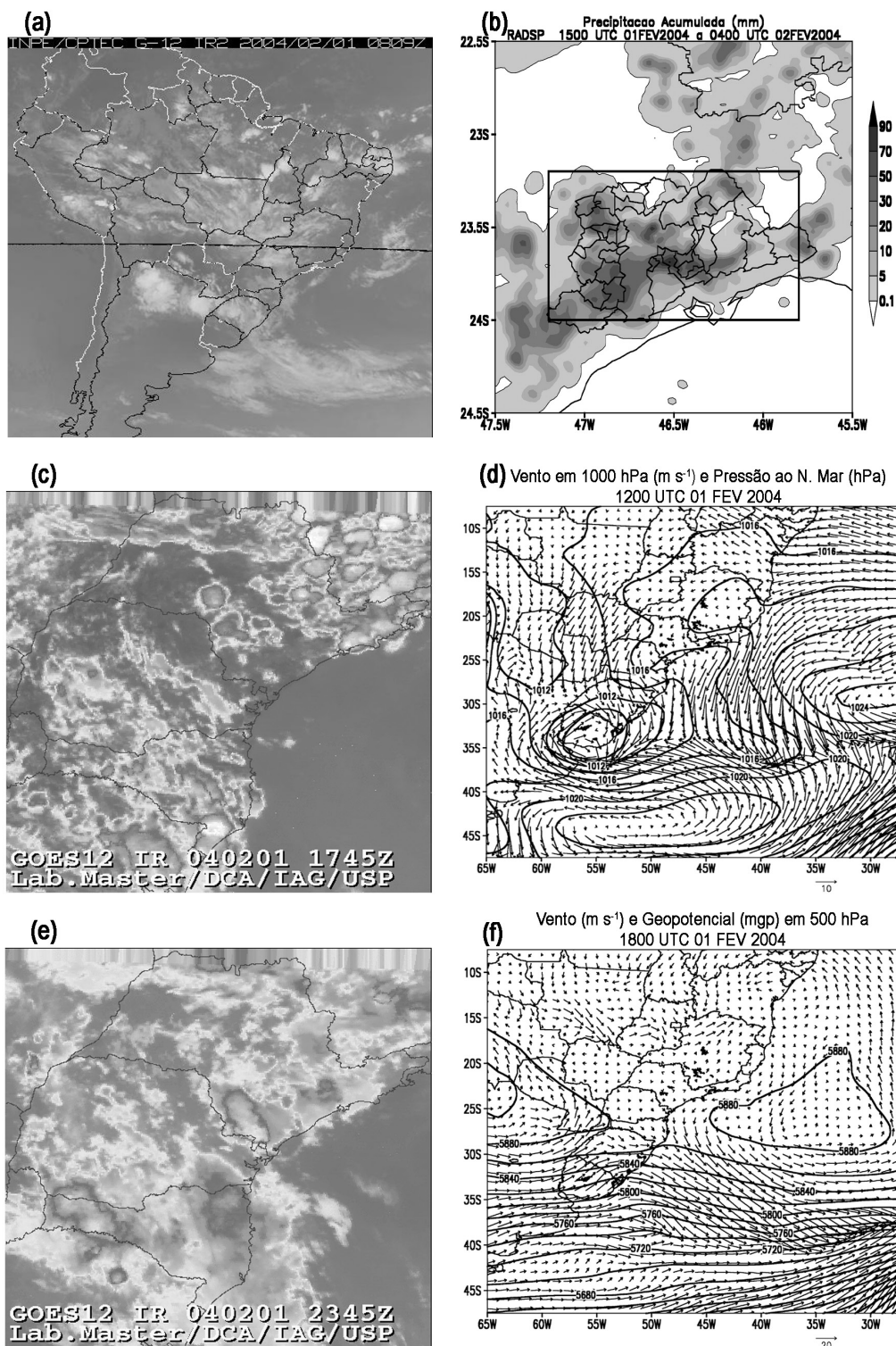


Figura 9 - (a) Imagem GOES-12 no canal infravermelho às 0809 UTC 01 FEV 2004. (b) Precipitação acumulada estimada com as medidas RADSP no período indicado no topo da figura. (c) Imagem GOES-12 no canal infravermelho às 1745 UTC 01 FEV 2004. (d) Análise GFS para os campos de vento em 1000 hPa e pressão reduzida ao nível do mar às 1200 UTC 01 FEV 2004. O vetor de referência corresponde a 10 m s⁻¹. O intervalo das isóbaras é de 2 hPa. (e) Imagem GOES-12 no canal infravermelho às 2345 UTC 01 FEV 2004; (f) Análise GFS para os campos de vento e altura geopotencial em 500 hPa às 1800 UTC 01 FEV 2004 O vetor de referência corresponde a 20 m s⁻¹. O intervalo das isolinhas é de 20 mgp.

1800 UTC (Figura 10f) continua zonal na altura do Rio Grande do Sul e não mostra suporte dinâmico para sistemas de grande escala em São Paulo. Em 200 hPa (Figura 3f), o VCAN aparece mais afastado do continente que no dia anterior (Figura 3e). As imagens GOES-12 mostram pouca nebulosidade em São Paulo às 1209 UTC (Figura 10a) e 1809 UTC (Figura 10c). Na imagem GOES-12 de maior resolução espacial das 2039 UTC (Figura 10e), entretanto, a convecção profunda já é intensa na RMSP e no sul de São Paulo. Por esta imagem (com suporte dado pelo campo de pressão reduzida ao nível do mar das 1800 UTC, figura não mostrada), verifica-se que a extremidade frontal do ciclone extratropical está posicionada na altura de Santa Catarina, não influenciando diretamente as condições sinóticas em São Paulo. A circulação de noroeste na RMSP, provavelmente induzida pela tendência negativa de pressão associada ao ciclone extratropical posicionado já sobre o oceano ao sul de São Paulo, é observado entre 700 e 800 hPa na Figura 4a para a sondagem das 1200 UTC de 02 de fevereiro. A convecção observada na imagem infravermelha da Figura 10e parece, assim, ter sido originada pelas condições pré-frontais em grande escala e pela circulação de brisa marítima vespertina típica da RMSP no verão.

No dia 03 de fevereiro as condições de instabilidade convectiva não são observadas no perfil vertical de θ_e para a sondagem das 1200 UTC de 03 de fevereiro (Figura 4b). No entanto, estações pluviométricas, no extremo sudoeste da RMSP, mediram precipitação significativa, capturadas pelas estimativas RADSP (Figura 11b). O volume total horário de precipitação à superfície (Figura 2), corrobora o caráter copioso das chuvas neste dia. O VCAN, por sua vez, desloca-se ainda mais para nordeste sobre o Oceano Atlântico. Em altos níveis às 1200 UTC (Figura 3f), São Paulo está sob influência de escoamento com curvatura ciclônica, embora difluente. O afastamento do VCAN para leste pode ser associado à diminuição da quantidade de nuvens no leste do continente sulamericano, como observado nas imagens das 1209 UTC (Figura 11a) e 1609 UTC (Figura 11c). A imagem de 0139 UTC de 04 de fevereiro (Figura 11e) mostra nebulosidade na região central do Estado, possivelmente advectada a partir da RMSP, onde não se vê mais a nebulosidade que dá origem à precipitação detectada pelas estimativas de precipitação acumulada RADSP da Figura 11b (válidas entre 1500 UTC e 2000 UTC de 03 de fevereiro). O campo de geopotencial em 500 hPa mostra o estabelecimento de uma circulação anticiclônica em níveis médios com centro próximo ao norte de Santa Catarina, com ventos fracos sobre o Estado de São Paulo. A extremidade frontal do ciclone extratropical é observada afastada do continente, na altura dos Estados de Santa Catarina e Paraná (Figuras 11c e 11d). O rápido deslocamento do ciclone para leste dá lugar à penetração de um sistema de alta pressão, observado no Atlântico com centro na latitude de

aproximadamente 40°S às 1200 UTC de 03 de fevereiro (Figura 11d). Não se identificam, portanto, forçantes de grande escala que indiquem alterações da massa de ar predominante na RMSP para este dia em relação aos dias anteriores.

No dia 04 de fevereiro há formação do terceiro ciclone extratropical do período, o qual já aparece na costa do nordeste da Argentina no campo de pressão reduzida ao nível do mar às 1200 UTC (Figura 12d). As imagens GOES-12 das 1209 UTC (Figura 12a) e 1609 UTC (Figura 12c) mostram que não há nebulosidade associada a movimentos de grande escala na Região Sudeste do Brasil. Na imagem das 2045 UTC (Figura 12e), observa-se convecção profunda em estágio maduro na RMSP, que produziu altos índices de precipitação e enchentes repentinas naquela área (Barros et al. 2004). A circulação anticiclônica de 500 hPa aparece sobre São Paulo com predomínio de uma crista fechada na altura geopotencial. O perfil vertical de vento mostra uma estreita camada com escoamento de noroeste em 850 hPa em Campo de Marte (Figura 4a), bem como contraste de θ_e entre a superfície e os níveis médios baixos (Figura 4b). Neste dia, portanto, as condições dinâmicas de grande escala não favorecem o desenvolvimento da convecção severa observada na RMSP nas Figura 12e, que dá origem a altos valores de acumulação registrados pela rede de estações de superfície (Figura 1) e pelas estimativas RADSP (Figuras 2 e 12b). Assim, também neste dia as condições termodinâmicas locais favoráveis e as circulações de mesoescala são fatores determinantes na iniciação e desenvolvimento da convecção profunda observada.

3.1.6 Determinação dos eventos mais chuvosos no período analisado

Pelas análises efetuadas na seção 3.1, pode-se afirmar que os eventos convectivos dos dias 30 e 31 de janeiro, 02, 03 e 04 de fevereiro foram originados pelas condições termodinâmicas favoráveis, ausência de forçantes dinâmicas de grande escala significativas e pela circulação de brisa marítima típica dos horários vespertinos e início da noite na RMSP. Nestes cinco eventos, ainda, verificou-se escoamento de noroeste em uma camada atmosférica acima da superfície, mas abaixo de 700 hPa, embora mais tênue no evento de 03 de fevereiro, com posterior giro do vento local na costa do Estado de São Paulo para sudeste. Esta situação é típica de dias com tempestades na RMSP, conforme relatado nos estudos de Silva Dias et al. (1995), Silva Dias e Machado (1997) e Morales et al. (2010).

3.2 Resultados dos índices cinemáticos BRS, SWEAT e HR

As características dos perfis verticais de vento derivados das sondagens do Campo de Marte, mostrados na Figura 4a,

Imagens GOES-12, Estimativas RADSP e Campos GFS

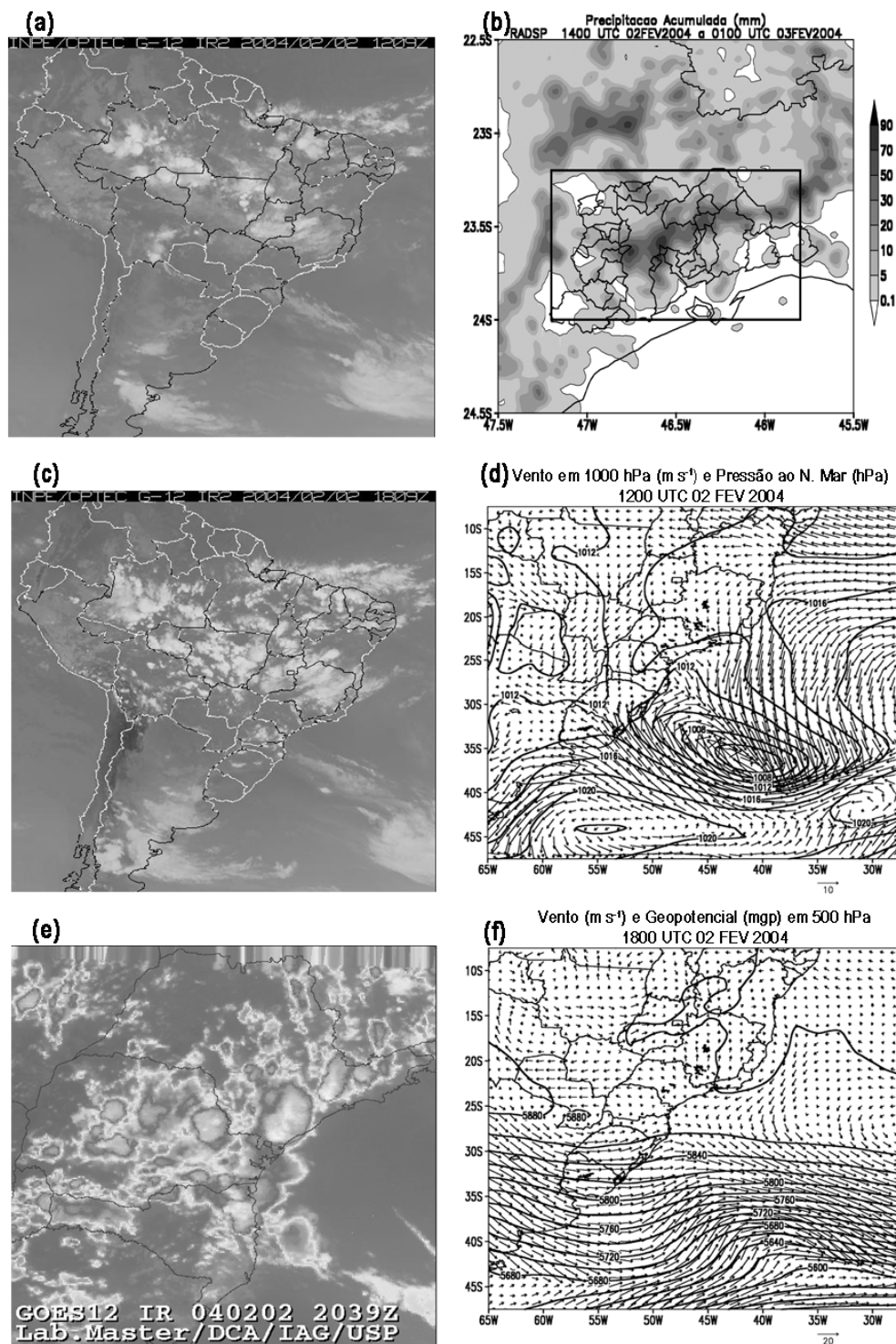


Figura 10 - (a) Imagem GOES-12 no canal infravermelho às 1209 UTC 02 FEV 2004. (b) Precipitação acumulada estimada com as medidas RADSP no período indicado no topo da figura. (c) Imagem GOES-12 no canal infravermelho às 1809 UTC 02 FEV 2004. (d) Análise GFS para os campos de vento em 1000 hPa e pressão reduzida ao nível do mar às 1200 UTC 02 FEV 2004. O vetor de referência corresponde a $10 m s^{-1}$. O intervalo das isóbaras é de 2 hPa. (e) Imagem GOES-12 no canal infravermelho às 2039 UTC 02 FEV 2004; (f) Análise GFS para os campos de vento e altura geopotencial em 500 hPa às 1800 UTC 02 FEV 2004 O vetor de referência corresponde a $20 m s^{-1}$. O intervalo das isolinhas é de 20 mgp.

Imagens GOES-12, Estimativas RADSP e Campos GFS

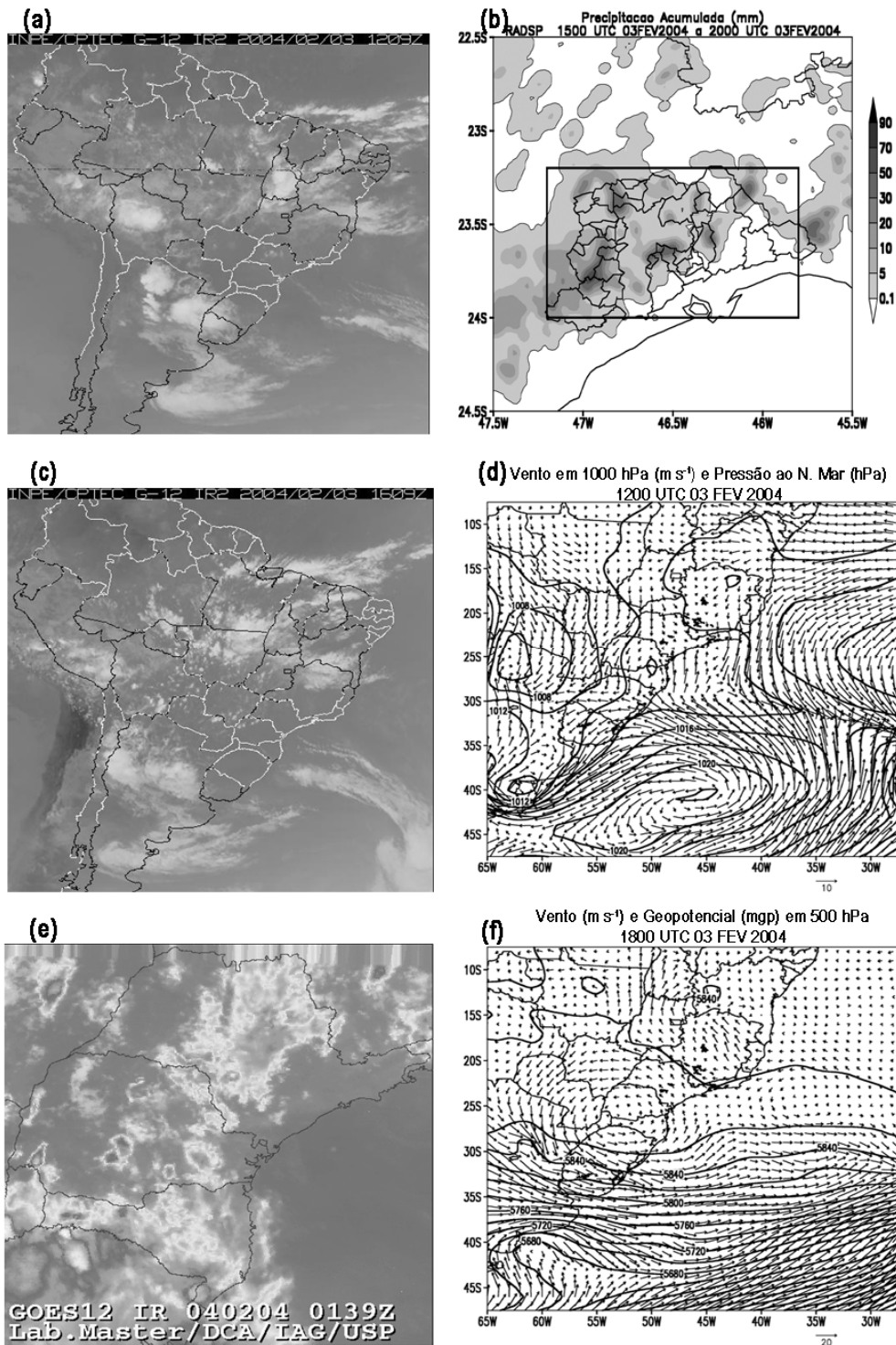


Figura 11 - (a) Imagem GOES-12 no canal infravermelho às 1209 UTC 03 FEV 2004. (b) Precipitação acumulada estimada com as medidas RADSP no período indicado no topo da figura. (c) Imagem GOES-12 no canal infravermelho às 1609 UTC 03 FEV 2004. (d) Análise GFS para os campos de vento em 1000 hPa e pressão reduzida ao nível do mar às 1200 UTC 03 FEV 2004. O vetor de referência corresponde a 10 m s⁻¹. O intervalo das isóbaras é de 2 hPa. (e) Imagem GOES-12 no canal infravermelho às 0139 UTC 04 FEV 2004; (f) Análise GFS para os campos de vento e altura geopotencial em 500 hPa às 1800 UTC 03 FEV 2004 O vetor de referência corresponde a 20 m s⁻¹. O intervalo das isolinhas é de 20 mgp.

Imagens GOES-12, Estimativas RADSP e Campos GFS

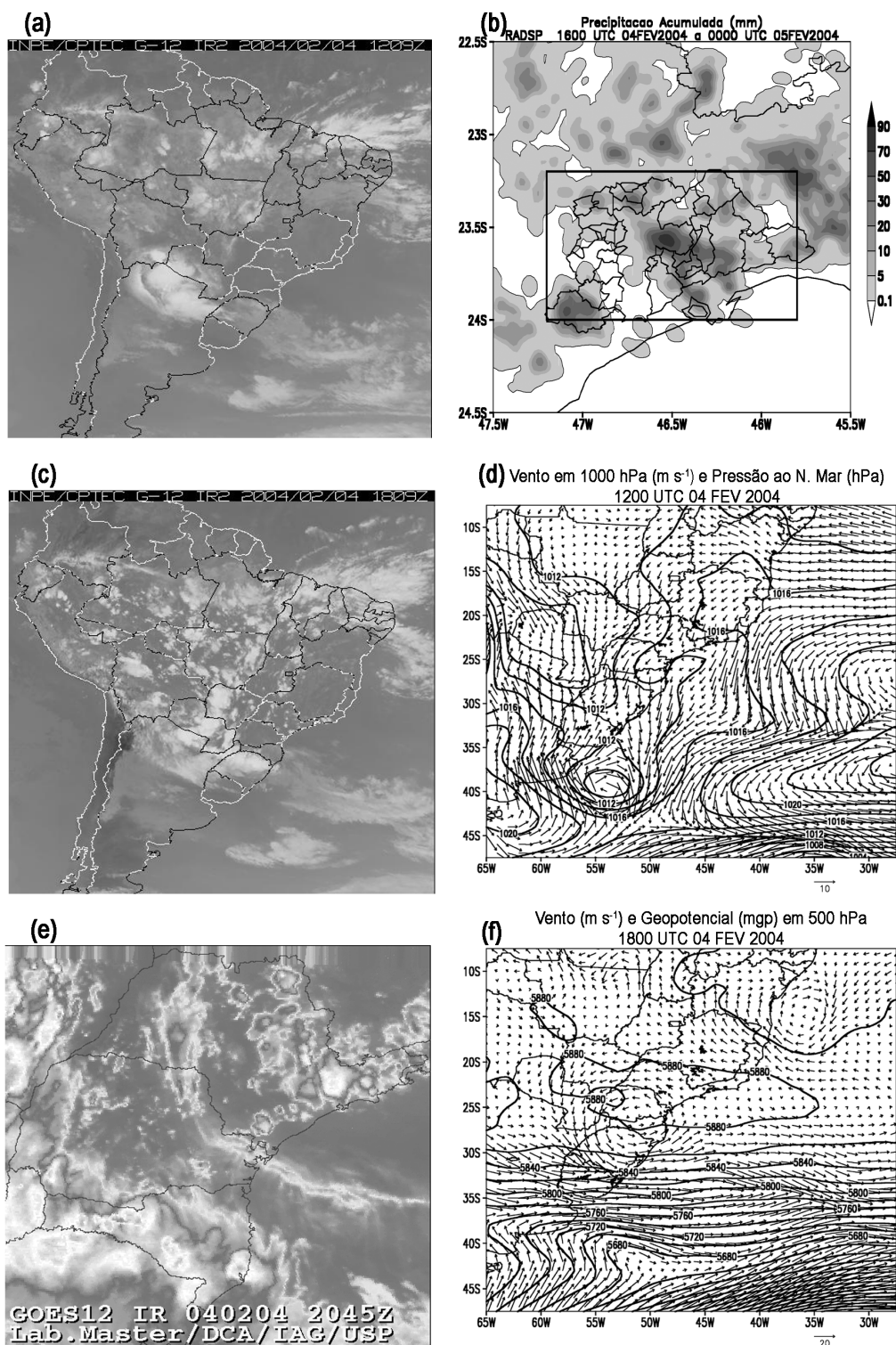


Figura 12 - (a) Imagem GOES-12 no canal infravermelho às 1209 UTC 04 FEB 2004. (b) Precipitação acumulada estimada com as medidas RADSP no período indicado no topo da figura. (c) Imagem GOES-12 no canal infravermelho às 1809 UTC 04 FEB 2004. (d) Análise GFS para os campos de vento em 1000 hPa e pressão reduzida ao nível do mar às 1200 UTC 04 FEB 2004. O vetor de referência corresponde a $10 m s^{-1}$. O intervalo das isóbaras é de 2 hPa. (e) Imagem GOES-12 no canal infravermelho às 2045 UTC 04 FEB 2004; (f) Análise GFS para os campos de vento e altura geopotencial em 500 hPa às 1800 UTC 04 FEB 2004. O vetor de referência corresponde a $20 m s^{-1}$. O intervalo das isolinhas é de 20 mcp.

refletem-se nos valores dos índices cinemáticos. Por exemplo, a Figura 13 mostra a série temporal da variável BRS (também mostrada na Tabela 8), que mede o cisalhamento vertical entre a superfície e 6000 m de altitude (Tabela 1). Observa-se que os maiores valores de BRS em todo o período de análise ocorrem entre 28 e 29 de janeiro, com pico de 16.5 m s^{-1} às 1200 UTC de 28 de janeiro. Nestes dois dias, os máximos valores de BRS ocorrem nas sondagens das 1200 UTC. A partir das 1200 UTC de 29 de janeiro, há diminuição do cisalhamento vertical. A partir das 1200 UTC de 30 de janeiro, os valores de BRS ficam abaixo de 5.4 m s^{-1} . Thompson et al. (2007) ressaltam que os valores de BRS devem ser maiores que $20 \text{ a } 25 \text{ m s}^{-1}$ para manter uma estrutura de supercélula de longa duração nas Planícies americanas. Por esta interpretação, os valores de BRS do período em análise indicam que as células convectivas observadas na RMSP são basicamente ordinárias.

As oscilações diárias da curva de BRS, a partir de 0000 UTC de 02 de fevereiro, parecem estar associadas ao transporte vertical de momento pelas tempestades, com máximos valores diários de BRS (cerca de 4 m s^{-1}) nas sondagens realizadas às 0000 UTC, horário posterior à ocorrência das tempestades ou durante seu estágio de decaimento. Os mínimos de BRS (cerca de 2 m s^{-1}), em contrapartida, ocorrem nas sondagens das 1200 UTC, antes do início das tempestades. Portanto, há diferenças entre as condições de escoamento nas camadas atmosféricas abaixo de 6000 m a partir de 02 de fevereiro em relação ao observado nos dias 28 e 29 de janeiro. O intervalo de tempo entre 30 de janeiro e 01 de fevereiro é um período de transição entre as condições sinóticas associadas à banda quase meridional de precipitação observada em São Paulo nos dias 28 e 29 de janeiro e o período a partir de 02 de fevereiro, onde as forçantes dinâmicas de grande escala são fracas na RMSP.

O índice SWEAT (Tabela 1), que considera simultaneamente informações termodinâmicas e cinemáticas

em sua formulação, também reflete o período de ventos fracos a partir de 30 de janeiro de 2004, conforme Tabela 8. A média de SWEAT foi aproximadamente 186 com desvio padrão de 36. Como BRS, os maiores valores de SWEAT ocorreram para o início do período analisado, com máximo de 230 para a sondagem de 0000 UTC do dia 28 de janeiro. Segundo a Tabela 7, o limiar mais baixo para possibilidade de tempestades severas que possam causar danos materiais associados a movimentos bruscos de massas de ar é de 300 unidades.

Vê-se na Tabela 8 que o índice HR apresentou valor mínimo de $-96 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ (sondagem das 1200 UTC de 28 de janeiro) e máximo de $57 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ (sondagem das 1200 UTC de 29 de janeiro), com média de $-7 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ e desvio padrão de $37 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. Rasmussen e Blanchard (1998) relatam que valores de HR acima de $150 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, em valores absolutos, são indicativos de tempestades severas nas condições ambientes americanas. Para uma qualificação mais adequada do valor prognóstico dos índices cinemáticos ou de cisalhamento, é necessário o registro de eventos severos associados a movimentos bruscos de massas de ar na RMSP para o período analisado, não disponível para este trabalho. Assim, maior ênfase será dada aos índices termodinâmicos no restante do manuscrito.

3.3 Análise dos índices de instabilidade termodinâmica para o período de 0000 UTC de 28 de janeiro a 0000 UTC de 05 de fevereiro de 2004

3.3.1 Comparação entre CAPE_{T_V} e IL

A Figura 14a mostra a sobreposição das séries temporais de CAPE_{T_V} e IL entre 0000 UTC de 28 de janeiro e 0000 UTC de 05 de fevereiro de 2004. Os valores de IL foram multiplicados pela constante -500 para permitir a sobreposição de sua curva à de CAPE_{T_V} num mesmo gráfico. Verifica-se que ambas as

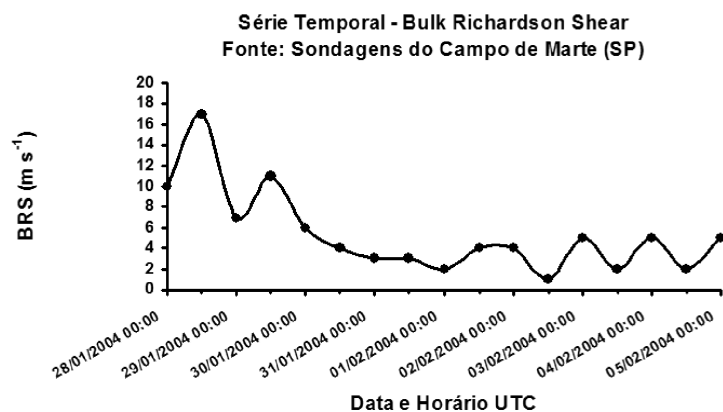


Figura 13 - Série temporal de Bulk Richardson Shear [BRS] (m s^{-1}) derivada do perfil vertical do vento medido entre 0000 UTC de 28 janeiro e 0000 UTC de 05 de fevereiro de 2004 com sondagens realizadas no aeródromo de Campo de Marte na Cidade de São Paulo (SP). O intervalo de lançamento das sondagens é de 12 horas.

Tabela 8 - Índices termodinâmicos e cinemáticos derivados das sondagens realizadas no aeródromo de Campo de Marte (SP)

Valores calculados em cada dia nos horários UTC indicados																
Índices	28 jan		29 jan		30 jan		31 jan		01 fev		02 fev		03 fev		04 fev	
	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12
NCL (mb)	905	910	885	891	855	856	881	845	904	871	855	855	884	871	882	877
NCE (mb)	0	773	878	777	899	808	718	697	775	785	794	809	403	849	794	824
NE (mb)	925	535	215	351	327	200	934	470	349	200	308	300	565	200	261	200
CAPE _{TV} (J kg ⁻¹)	0	658	1948	1258	810	2029	48	733	1343	2011	1371	1375	263	2488	1748	2204
CINE _{TV} (J kg ⁻¹)	0	0	0	-18	-40	0	-142	-80	-53	-8	-21	0	-99	0	0	0
IS (°C)	-2	-3	-2	-5	-6	-6	-7	-1	-9	-9	-7	-5	-7	-5	-5	-6
IK (°C)	33	30	34	12	18	24	32	27	27	30	37	27	37	27	26	31
IL (°C)	0.0	-2.6	-4.1	-3.4	-2.4	-4.7	-0.1	-3.7	-4.9	-6.1	-4.5	-4.3	-1.5	-4.7	-4.3	-4.9
ITT (°C)	41	39	43	42	44	42	43	48	45	46	48	45	45	41	44	43
SWEAT	230	204	226	180	189	156	159	166	132	128	195	164	190	153	190	174
BRS (m s ⁻¹)	9,6	16,5	6,5	10,7	6,5	4,2	3,1	3,1	1,9	4,1	4,0	1,2	5,4	2,3	4,6	2,1
HR (m ² s ⁻²)	-39	-96	8	57	-43	-20	-17	-61	-3	17	27	21	0	24	-7	38

variáveis apresentam fases coincidentes ao longo do tempo. A correlação entre CAPE_{TV} e IL (dados originais, sem fator multiplicativo) é alta ($r = -0.8908$) no nível de significância de 5% (Figura 14b). Um fator comum entre CAPE_{TV} e IL que as tornam equivalentes é a distribuição de umidade em baixos níveis da troposfera. Pela Figura 14a e Tabela 8, maiores valores de CAPE_{TV} são encontrados nas sondagens das 1200 UTC (10:00 h local no horário brasileiro de verão) em comparação à sondagem imediatamente anterior (0000 UTC do mesmo dia), sendo também no horário das 1200 UTC, que IL fornece os valores mais negativos. O gráfico da Figura 14a mostra que uma quantidade integral como CAPE_{TV}, cujos procedimentos de cálculo são mais complexos do que de IL, pode ser substituída sem perda de generalidades pelo índice IL, de cálculo mais simples e imediato. As razões físicas que explicam cerca de 80% da variância do índice IL, explicam também a mesma quantidade da variância de CAPE_{TV} (Figura 14b). Discussões adicionais sobre os valores destes índices e as tempestades observadas na RMSP no período de análise são fornecidas mais adiante.

3.3.2 Sequência temporal dos índices IK, ITT, IL e IS

A Figura 15 traz a série temporal dos índices termodinâmicos, também apresentados na Tabela 8, onde se

verifica ausência de oscilação em fase das curvas correspondentes aos índices IK (Figura 15a), ITT (Figura 15b), IS (Figura 15c) e IL (Figura 15d) ao longo do tempo. Isto reflete o fato de que os índices foram criados para diferentes propósitos. Observa-se, ainda, que os quatro índices apresentam, em geral, dependência funcional com o horário de lançamento das sondagens (0000 UTC e 1200 UTC).

A Figura 15a mostra o efeito do ressecamento nos níveis médios baixos da troposfera, como observado no perfil vertical de θ_e da Figura 4b, sobre os valores de IK, que se manteve abaixo de 31 em todas as sondagens realizadas às 1200 UTC, com máxima indicação de possibilidade de tempestades na RMSP entre 60 e 80 % (Tabela 2). Há um mínimo absoluto de 12 unidades às 1200 UTC de 29 de janeiro, que coincide com o mínimo θ_e (316 K) no perfil vertical da Figura 4b. Observa-se também, que os maiores valores de IK, em geral, ocorrem para as sondagens lançadas às 0000 UTC, uma vez que ainda há registro de precipitação na RMSP no horário, segundo as estimativas RADSP da Figura 2. Observe-se, a este respeito, que nos dias em que não há registro de chuvas às 0000 UTC (dias 30 de janeiro e 04 de fevereiro), os valores de IK foram, respectivamente, 18 e 26 para estas sondagens. Não se identifica tendência positiva ou negativa ao longo do tempo na série temporal de IK.

A sequência temporal do índice ITT mostrada na Figura 15b e na Tabela 8 mostra que este índice variou entre 39 e 48 ao

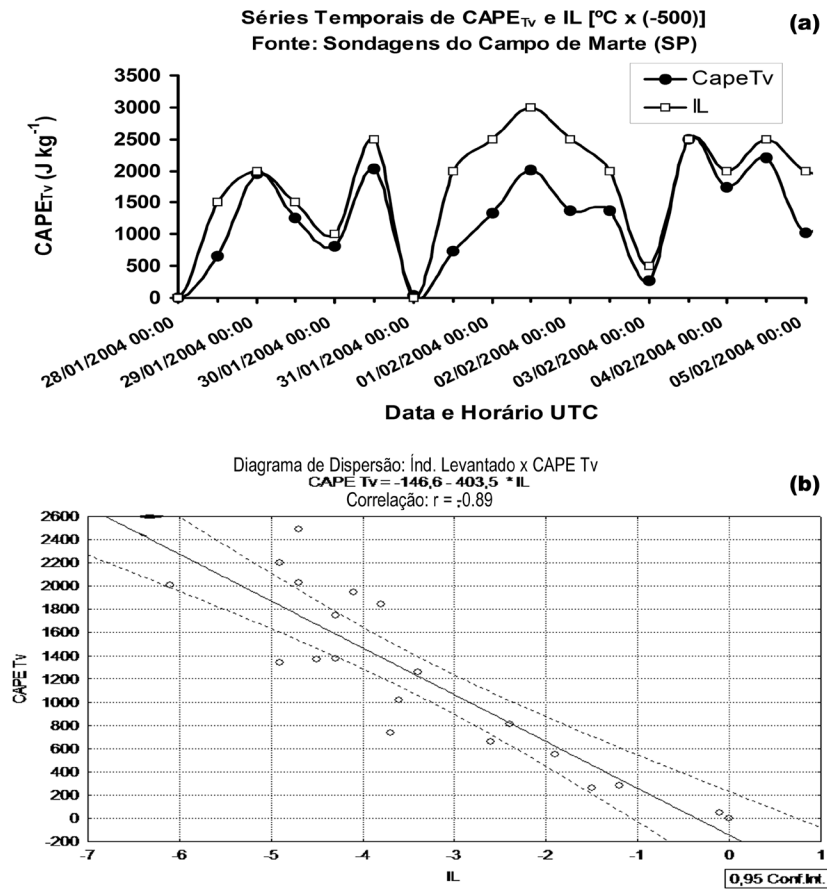


Figura 14 - (a) Séries temporais das variáveis CAPE_{Tv} e IL entre 0000 UTC de 28 de janeiro e 0000 UTC de 05 de fevereiro de 2004 calculadas a partir das sondagens realizadas no aeródromo de Campo de Marte na Cidade de São Paulo (SP). O intervalo de lançamento das sondagens é de 12 horas. Os valores de IL foram multiplicados pelo fator -500 para serem comparáveis aos valores de CAPE_{Tv}. (b) Diagrama de dispersão, reta do ajuste de mínimos quadrados e correlação de Pearson (r) para as variáveis IL e CAPE_{Tv} mostradas em (a). São mostradas também as curvas limites do intervalo de confiança de 95% para o ajuste.

longo do período analisado, identificando-se tendência positiva nos seus valores desde o início do período, com ITT = 39 às 1200 UTC de 28 de janeiro, até 0000 UTC de 02 de fevereiro, com ITT = 48. Há um mínimo relativo de ITT = 41 na sondagem lançada às 1200 UTC de 03 de fevereiro, voltando a subir no dia 04 de fevereiro, atingindo potencial moderado às 1200 UTC desse dia, com ITT = 43, quando as chuvas foram copiosas em alguns pontos da RMSP (Figura 12b). Pelos limiares registrados em Air Weather Service (1979) e reproduzidos na Tabela 4, este índice é considerado alto para valores de ITT ≥ 50 .

Na Figura 15c e na Tabela 8, vê-se que, o índice IS tem valor discrepante na sondagem das 1200 UTC de 31 de janeiro. Excetuando-se esta sondagem, o índice IS manteve-se igual ou abaixo de -2 por todo o período. Segundo a Tabela 3, IS < -2 é indicação de possibilidade de tempestades severas. Observa-se que há tendência negativa na curva de IS até as 1200 UTC de 01 de fevereiro, excetuando-se a sondagem das 1200 UTC do dia 31 de janeiro. A partir do dia 29 de janeiro,

os valores de IS para as sondagens das 1200 UTC ficam entre -5 e -6, incluindo o episódio em que a precipitação foi menos intensa, em 01 de fevereiro. Os valores de IS nas sondagens das 0000 UTC também indicam, em geral, a possibilidade de tempestades severas, provavelmente devido ao alto conteúdo de vapor d'água na baixa troposfera, pelas mesmas razões já discutidas para o índice IK.

A série temporal de IL (Figura 15d) mostra que a maioria das sondagens das 1200 UTC no período analisado são consideradas moderadamente instáveis, com exceção de 28 de janeiro e 01 de fevereiro. O valor de IL = -2,6 às 1200 UTC de 28 de janeiro indica atmosfera marginalmente instável neste dia (Tabela 5), o que concorda com as observações de precipitação das Figuras 1, 2 e 3b. O mínimo valor de IL no período, de -6,1 (Tabela 8), coloca a sondagem das 1200 UTC de 01 de fevereiro como a mais instável de todo o período (Tabela 5), não correspondendo com as observações de precipitação à superfície analisadas na seção 3.1. Em geral, IL é mais negativo

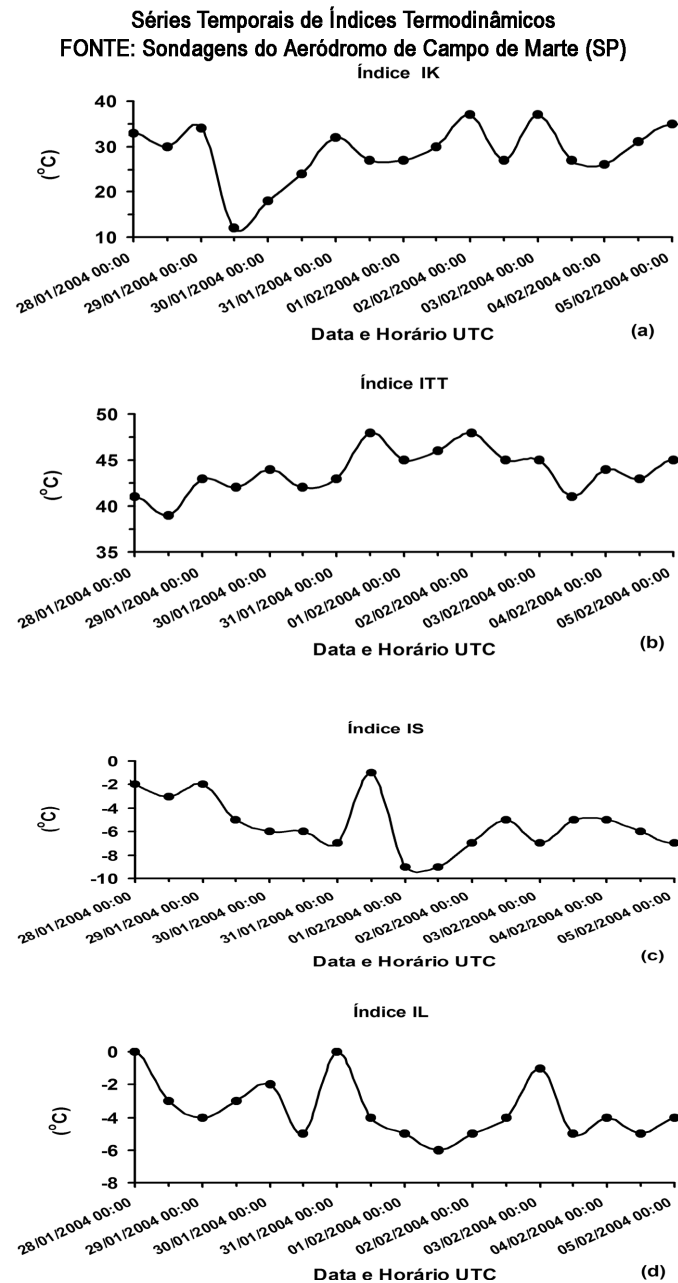


Figura 15 - Séries temporais dos índices de instabilidade atmosférica (a) IK, (b) ITT, (c) IS e (d) IL, calculadas a partir das sondagens realizadas no aeródromo de Campo de Marte na Cidade de São Paulo (SP) para o período de 0000 UTC de 28 de janeiro a 0000 UTC de 05 de fevereiro de 2004. O intervalo de lançamento das sondagens é de 12 horas.

nas sondagens das 1200 UTC do que nas das 0000 UTC, excetuando-se 29 de janeiro e 02 de fevereiro. Para os dias em que houve constatação de convecção severa na RMSPP (30 e 31 de janeiro, 02, 03 e 04 de fevereiro), o índice IL fornece indicações de atmosfera moderadamente instável.

A sondagem das 1200 UTC de 31 de janeiro fornece para os índices IS e $CAPE_{TV}$ valores que indicam atmosfera pouco instável para o tipo de precipitação observada naquele

dia (Figuras 1, 2 e 8). O diagrama termodinâmico (Skew T – Log P) para esta sondagem é mostrado na Figura 16. O círculo em destaque nesta figura resalta uma camada isotérmica entre 910 e 840 hPa, a qual contribuiu para o aumento do valor da inibição de convecção nesse horário (Tabela 8). Ressalta-se que esta sondagem (Figura 16) e a sondagem das 1200 UTC de 01 de fevereiro (sondagem não mostrada), com camada isotérmica de menor espessura em relação ao dia anterior, são

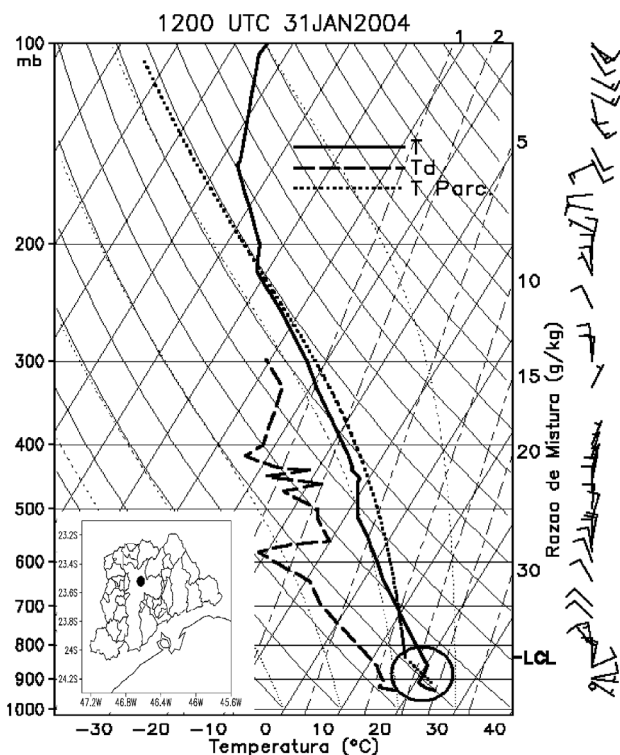


Figura 16 - Diagrama termodinâmico Skew T-Log p da sondagem realizada no aeródromo de Campo de Marte às 1200 UTC de 31 de janeiro de 2004. Curva tracejada: T_d ($^{\circ}\text{C}$); curva contínua: T ($^{\circ}\text{C}$); curva pontilhada corresponde à temperatura de uma parcela hipotética de ar levantada a partir do primeiro nível da sondagem. Barbelas: 1/2 barbela, 2.5 m s^{-1} ; barbela inteira, 5.0 m s^{-1} . Em destaque no canto inferior esquerdo da figura, a posição geográfica do aeródromo de Campo de Marte na cidade de São Paulo. O círculo aberto na borda inferior direita do diagrama destaca uma camada isotérmica entre, aproximadamente, 910 e 840 hPa.

as únicas em todo o período que apresentaram uma camada isotérmica em baixos níveis da troposfera (sondagens não mostradas). Em adição, observa-se também que nenhuma das sondagens apresentou inversões térmicas de baixos níveis. Assim, no caso específico da sondagem das 1200 UTC de 31 de janeiro, os valores dos índices termodinâmicos IS e CAPE_{TV} foram reduzidos pela presença de uma camada com estabilidade neutra próxima à superfície, e a interpretação de seus valores não permite identificar o potencial para as tempestades observadas horas mais tarde. Por outro lado, o índice ITT nesta mesma sondagem foi insensível à camada neutra de baixos níveis, fornecendo para esta sondagem o valor mais instável ($\text{ITT} = 48$) de todo o período. Contudo, este é um exemplo de como certas circunstâncias atmosféricas podem afetar o cálculo dos índices, as quais devem ser consideradas no controle de qualidade durante a fase de análise de consistência de um conjunto de dados em trabalhos que visam elaborar uma climatologia regional dos mesmos.

3.3.3 Análise dos índices termodinâmicos para os dias mais chuvosos do período

Nas análises efetuadas na seção 3.1 sobre as características de grande escala dominantes no período de 30 de janeiro a 04 de fevereiro de 2004, constatou-se que o ambiente nesta escala estava favorável à instabilidade convectiva nas proximidades da RMSP. De fato, as características gerais da massa de ar, predominante no dia 28 de janeiro e na primeira metade do dia 29 de janeiro, eram diferentes daquelas observadas a partir da sondagem das 1200 UTC de 29 de janeiro (Figura 4b). Em especial, não se constatou mudanças significativas na massa de ar predominante entre 30 de janeiro e 0000 UTC de 05 de fevereiro. De fato, as três ciclogêneses observadas na costa sul do Brasil e Uruguai nos dias 29/30 de janeiro, 01/02 de fevereiro e 03/04 de fevereiro não alteraram de forma direta as condições dinâmicas na RMSP. Não se verificou, por exemplo, que a faixa leste de São Paulo esteve sujeita a mudanças de características dinâmicas e termodinâmicas, por influência direta de extremidades frontais associadas aos ciclones extratropicais. A difluência em altos níveis na faixa leste de São Paulo, associada ao VCAN localizado próximo à costa do sudeste do Brasil, foi favorável à convecção até o dia 01 de fevereiro, não se constatando influência direta deste vórtice de altos níveis nos dias seguintes na faixa leste de São Paulo. Para os eventos das tardes de 30 de janeiro a 04 de fevereiro as forçantes de mesoescala tiveram, portanto, papel fundamental para a iniciação da convecção observada. Assim, os eventos mais chuvosos do período estudado (30 e 31 de janeiro, 02, 03 e 04 de fevereiro) podem ser confrontados em função dos índices de instabilidade calculados com medidas das sondagens realizadas às 1200 UTC de cada dia, por ocorrerem numa mesma massa de ar predominante. Observa-se, pelas razões já expostas, que a comparação desses dias com o evento de 31 de janeiro fica prejudicada.

Note-se, inicialmente, na Tabela 8, que o nível de condensação por levantamento (NCL) é abaixo de 850 hPa em todas as radiossondagens, exceto para 1200 UTC de 31 de janeiro (com NCL em 845 hPa), de forma que não se espera, exceto para 1200 UTC de 31 de janeiro, que os valores dos índices termodinâmicos sejam invalidados pela presença de convecção elevada (Bluestein 1993). Na Tabela 8, vê-se que $\text{IS} \leq -5$ em todo o período a partir de 30 de janeiro, valores que indicam possibilidade de tempestades severas segundo a Tabela 3. Segundo os valores de IS, o dia mais instável é 01 de fevereiro, com $\text{IS} = -9$. No entanto, a precipitação foi menos intensa neste dia em relação aos dias 30 e 31 de janeiro, 02, 03 e 04 de fevereiro. Chama a atenção o valor nulo da inibição de convecção (CINE_{TV}) às 1200 UTC nos dias 30 de janeiro, 02, 03 e 04 de fevereiro, o que indica condições favoráveis à

convecção espontânea. O $CAPE_{Tv}$ mostra valores acima de 2000 J kg^{-1} nos dias 30 de janeiro, 03 e 04 de fevereiro e abaixo de 1400 J kg^{-1} em 02 de fevereiro. O índice IL, que variou entre -4.9 e -4.3 nesses mesmos dias, indica predomínio de atmosfera moderadamente instável (Tabela 5). Quanto ao índice ITT, não há tendência bem definida, com valores variando entre 41 e 46 no período. Segundo a Tabela 4, ITT passa a ser significativo quando igual ou maior que 44. O índice IK, por sua vez, que é associado à disponibilidade de umidade na baixa troposfera e, portanto, um indicador de chuvas copiosas, aponta para probabilidade de tempestades abaixo de 50%, em média, para o conjunto de eventos em análise. Portanto, as indicações fornecidas pelos índices termodinâmicos IS e IL obtidos com as sondagens das 1200 UTC em 30 de janeiro, 02, 03 e 04 de fevereiro de 2004 apontam para atmosfera moderadamente instável. Em adição, ITT indica potencial para algumas tempestades isoladas e pesadas na RMSP nos dias 31 de janeiro e 02 de fevereiro. O índice IK, por sua vez, forneceu valores muito baixos para o tipo de precipitação observada, sendo seus valores mais altos registrados em 01 de fevereiro ($IK = 30$) e 04 de fevereiro ($IK = 31$), valores intermediários da Tabela 2.

3.3.4 Análise dos índices termodinâmicos para os dias menos chuvosos do período

Considerem-se, agora, os casos em que não houve precipitação abundante confirmada (28 e 29 de janeiro, e 01 de fevereiro). As análises dos índices termodinâmicos (Figura 15 e Tabela 8) indicam que o dia 28 de janeiro, com exceção do IK, apresenta um conjunto de valores para $CAPE_{Tv}$, IS, IL e ITT, que apontam para risco nulo ou muito baixo de tempestades severas em ambos os horários de sondagens. No dia 29 de janeiro (1200 UTC) o índice $IS = -5$ indica possibilidade de tempestades severas e o índice $IL = -3$, atmosfera marginalmente instável. $ITT = 42$ e $IK = 12$ apontam para possibilidade nula de tempestades, em contraste aos índices IS e IL. O dia 29 de janeiro apresenta características de transição em grande escala entre o observado no dia 28 de janeiro e aquelas do período entre 30 de janeiro e 04 de fevereiro de 2004, como discutido na seção 3.1.

O dia 01 de fevereiro pertence ao período em que não há modificações significativas de grande escala na massa de ar predominante na RMSP (de 30 de janeiro a 04 de fevereiro). Entretanto, as estações pluviométricas de superfície não mostram grandes quantidades de acumulação em nenhum ponto de medida. As estimativas RADSP para este dia (Figuras 2 e 9b), no entanto, mostram considerável precipitação na área da RMSP. O valor de $CAPE_{Tv} = 2011 \text{ J kg}^{-1}$, na sondagem das 1200 UTC, aponta para um alto potencial para desenvolvimento de tempestades severas. O índice $IS = -9$ em ambas as sondagens

daquele dia também indicam alta possibilidade de convecção severa. Na sondagem das 1200 UTC, $IK = 30$, $ITT = 46$ e $IL = -6.1$ confirmam atmosfera significativamente instável. Em vista da incerteza quanto à abundância de precipitação na RMSP para 01 de fevereiro, nada se pode concluir sobre a destreza dos índices termodinâmicos para este dia.

3.3.5 Determinação da tendência dos fenômenos convectivos na RMSP com o uso de IK e ITT para todo o período

Os critérios apresentados na seção 2.1.1 para determinação de tendência entre chuvas torrenciais ou tempestades severas, com uso apenas de IK e ITT (Silva Dias 2000), são aqui aplicados ao conjunto total de eventos do período em análise com as sondagens realizadas às 1200 UTC. Observa-se, inicialmente, que o critério para tendência a tempestades severas não foi satisfeito em nenhum dos eventos, desde que o mesmo exige $IK < 24$ e $ITT > 45$ concomitantemente. Suponha-se, por sua vez, que os episódios de precipitação dos dias 30 e 31 de janeiro, 02, 03 e 04 de fevereiro sejam torrenciais, e que os episódios dos dias 28 e 29 de janeiro e 01 de fevereiro sejam ordinários, o que é razoável pelas razões já discutidas, com exceção da incerteza para o dia 01 de fevereiro. O critério para chuvas torrenciais exige $IK > 24$ e $ITT > 45$ concomitantemente. A Tabela 9 mostra $IK \geq 24$ nas sondagens das 1200 UTC a partir de 30 de janeiro. Dessa forma, o critério fica dependente do índice ITT, que não obteve bom desempenho no período (seção 3.3.3). O critério prevê corretamente chuvas torrenciais para a tarde do dia 31 de janeiro e foi também praticamente satisfeito para o evento de 02 de fevereiro, uma vez que $ITT = 45$ enquanto o critério exige $ITT > 45$. O critério falhou na detecção dos episódios chuvosos de 30 de janeiro, 03 e 04 de fevereiro, pois ITT apresenta valores muito baixos na sondagem das 1200 UTC desses dias. Houve um falso alarme no evento de 01 de fevereiro. Contudo, como já discutido, há incerteza se o evento de 01 de fevereiro foi ou não chuvoso em vista da baixa densidade de estações pluviométricas disponíveis para este trabalho. Quanto aos dias sem ocorrência de chuvas torrenciais, o critério foi correto ao não indicar falso alarme nos 2 dias não chuvosos (28 e 29 de janeiro).

Excetuando-se o evento de 01 de fevereiro, o critério foi correto na previsão de precipitação abundante na RMSP em 2 dos 5 eventos. Se o evento de 01 de fevereiro for incluído como chuvoso, a porcentagem de acerto aumenta, mas atinge apenas 50%. Assim, o critério não pode ser recomendado como uso geral para auxílio às previsões de chuvas abundantes na RMSP no verão, sem que se faça um número maior de estudos. Ainda, recomenda-se que se incluam os extremos dos intervalos para o critério de chuvas abundantes, ou seja, que $IK \geq 24$ e $ITT \geq 45$, concomitantemente.

Tabela 9 - Valores dos índices IK e ITT derivados das sondagens realizadas no aeródromo de Campo de Marte (SP) às 1200 UTC entre 28 de janeiro e 04 de fevereiro 2004. CRIT: Critério para chuvas torrenciais [IK > 24 e ITT > 45]; CHUVA: chuvas torrenciais observadas no período da tarde pelo RADSP na RMSP (Figura 2) na caixa em destaque na Figura 5b Legendas: S: sim; N: não. Obs.: O critério para tempestades severas CRIT TS não foi satisfeito em nenhum evento.

	28/01	29/01	30/01	31/01	01/02	02/02	03/02	04/02
IK	30	12	24	27	30	27	27	31
ITT	39	42	42	48	46	45	41	43
CRIT.	N	N	N	S	S	N	N	N
CHUVA	N	N	S	S	S	S	N	S

4. CONCLUSÕES

Este trabalho discute, sob o ponto de vista prognóstico em curtíssimo prazo, os índices de instabilidade atmosférica termodinâmicos (IK, IL, IS, ITT, CAPE_{TV} e CINE_{TV}) e cinemáticos (BRS, SWEAT e HR) para a Região Metropolitana de São Paulo, calculados para o período de 0000 UTC de 28 de janeiro a 0000 UTC de 05 de fevereiro de 2004, a partir das radiossondagens do Aeródromo de Campo de Marte, localizado próximo da área central da cidade de São Paulo. Os cálculos dos índices foram objetivos, no sentido de que não houve modificação dos valores medidos pelas radiossondagens a fim de fornecer informações subjetivas de previsão de temperatura máxima e umidade do horário mais instável do dia (tipicamente no período da tarde na RMSP durante o verão). Dessa forma, a avaliação da destreza dos índices em fornecer indicações de severidade na convecção de verão na RMSP, a partir de modificações nos perfis medidos, permanece como questão para trabalhos futuros.

Durante o período selecionado para análises, constatou-se precipitação diária na RMSP. Em 5 dos 8 dias, as chuvas foram torrenciais em pontos localizados da RMSP, sendo o evento de 01 de fevereiro considerado incerto quanto à abundância das chuvas. As informações de precipitação, medida por estações de superfície e estimada pelo radar meteorológico de São Paulo, indicaram que os dias mais chuvosos no período foram 30 e 31 de janeiro, 02, 03 e 04 de fevereiro de 2004. Nestes dias, as estações pluviométricas de superfície mediram acumulados de precipitação maiores do que 40 mm em 24 horas, em duas ou mais estações da RMSP em cada um dos dias, ou registraram máximos acima de 110 mm, como na estação do município de Mauá em 30 de janeiro e 04 de fevereiro (Figura 1).

As imagens do canal infravermelho do satélite GOES-12 e as análises do modelo GFS mostraram que, nos 5 eventos mais chuvosos, a dinâmica de grande escala não foi determinante na iniciação e desenvolvimento dos sistemas convectivos observados na RMSP, mas sim as circulações locais de mesoescala. Nos dias considerados mais chuvosos do período, os quais ocorreram a partir de 30 de janeiro, não se constatou na

RMSP influência direta da região periférica do VCAN observado nas proximidades da costa do norte de Espírito Santo. A região periférica de um VCAN é caracterizada por movimento vertical ascendente, sendo esta influência mais evidente nos sistemas convectivos de Minas Gerais. Contudo, o escoamento de massa em altos níveis associado à presença do VCAN influenciou de forma marginal a configuração do campo de linhas de corrente na faixa leste de São Paulo. Como consequência, uma região de deformação do escoamento, também chamada ponto de sela, foi observada em 200 hPa na faixa leste de São Paulo nos dias 29 e 30 de janeiro, estabelecendo difluência sobre a faixa leste de São Paulo. No entanto, essa região de deformação deslocou-se para leste no dias seguintes. Por fim, verificou-se que a situação termodinâmica em escala sinótica manteve condições favoráveis à convecção na RMSP a partir de 30 de janeiro. Dessa forma, o período de 30 de janeiro a 04 de fevereiro de 2004 é considerado adequado para comparação entre os índices de instabilidade, desde que a massa de ar predominante na RMSP não sofreu modificações substanciais.

Três ciclones extratropicais se formaram e desenvolveram na altura do Uruguai e Rio Grande do Sul durante o período de análises, os quais adquiriram deslocamento para leste ou sudeste nas horas seguintes. No entanto, as análises GFS e imagens do satélite GOES-12 mostraram que as influências diretas dos ciclones e das circulações associadas a eles, nos níveis médios, ocorreram em latitudes mais altas do que aquelas da RMSP. A série temporal do perfil vertical do vento medido pelas radiossondagens do Aeródromo de Campo de Marte mostrou que a RMSP esteve sob domínio de ventos fracos em toda a coluna a partir de 30 de janeiro de 2004. O fraco cisalhamento vertical observado, refletido nos baixos valores dos índices cinemáticos para o período a partir de 30 de janeiro, é indicativo de convecção isolada ou multicelular não organizada. Os valores dos índices cinemáticos foram maiores no início do período de análises (28 e 29 de janeiro de 2004). Por exemplo, o índice BRS atingiu o máximo de 16.5 m s⁻¹ às 1200 UTC de 28 de janeiro. Nesta mesma sondagem, o índice SWEAT forneceu o valor de 204 (SWEAT máximo ocorreu na sondagem anterior,

com $SWEAT = 230$ às 0000 UTC do mesmo dia), enquanto HR foi igual a $-96 \text{ m}^2 \text{ s}^2$. Apesar de serem valores altos, os três índices ficaram abaixo dos valores de limiares associados à convecção severa para as condições das Planícies americanas. Por fim, os três índices cinemáticos mostraram diminuição de valores a partir de 30 de janeiro.

Durante o desenvolvimento dos 3 ciclones extratropicais do período, o escoamento de noroeste de baixos níveis em 30 de janeiro, 31 de janeiro, 02 e 04 de fevereiro de 2004 foi provavelmente devido à situação sinótica pré-frontal, determinada pela proximidade da área de tendência negativa de pressão a sudeste de São Paulo. Por conseguinte, o escoamento de noroeste na sondagem das 1200 UTC, desses mesmos dias, foi favorável à convecção observada à tarde e início da noite, sendo que sua iniciação coincide com os horários de penetração de brisa marítima na RMSP, cujo movimento típico é no sentido oposto ao da circulação de noroeste. No caso de 03 de fevereiro, o perfil vertical das 1200 UTC não evidencia uma camada significativa de ventos com componente noroeste. No entanto, neste dia a precipitação foi mais intensa sobre a topografia elevada do extremo sudoeste da RMSP. Assim, a iniciação da convecção nesta região, no dia 03 de fevereiro, pode ser associada à penetração da brisa marítima com levantamento forçado de parcelas de ar sobre a topografia.

A sequência temporal de $CAPE_{Tv}$ mostrou alta correlação e concordância de fase com a série temporal do índice IL, calculados segundo as formulações mostradas na Tabela 1. Este resultado leva à sugestão de que se estenda o estudo da correlação entre estas variáveis para outros períodos de análise, para confirmação dos resultados aqui obtidos. Por outro lado, sugere-se também a aplicação de outras formulações para o cálculo de IL. Uma formulação ligeiramente diferente da aqui utilizada é encontrada no Glossário de Meteorologia da Sociedade Americana de Meteorologia (<http://amsglossary.allenpress.com/glossary>), onde se relata ainda que variadas formulações para IL têm sido utilizadas desde sua proposição original (Galway 1956).

Para os índices termodinâmicos IK, IS, IL e ITT, ressalta-se que houve maior interesse na análise dos valores calculados com as sondagens das 1200 UTC, por ser esta a sondagem do dia mais próxima ao horário de iniciação convectiva vespertina na RMSP no verão. Para os dias mais chuvosos do período, os índices IS e IL diagnosticaram instabilidade atmosférica nas sondagens das 1200 UTC, embora não na magnitude apropriada para o tipo de precipitação observada, segundo os limiares apresentados nas Tabelas 3 e 5, respectivamente. O índice ITT indicou possibilidade de tempestades pesadas para a tarde 02 de fevereiro e tempestades pesadas com algumas tempestades severas para a tarde de 31 de janeiro. Este índice falhou nos dias 30 de janeiro (ITT =

42), 03 de fevereiro (ITT = 41) e 04 de fevereiro (ITT = 43), segundo os limiares da Tabela 4. ITT foi adequado nos dias não chuvosos de 28 de janeiro e 29 de janeiro. O índice IL indicou instabilidade moderada para as tardes dos 5 dias chuvosos. IL foi adequado para o dia 28 de janeiro ($IL < -2.6$ durante todo o dia), e respondeu adequadamente ao aumento da instabilidade local da RMSP verificada a partir da sondagem de 29 de janeiro ($IL < -3.4$), embora 29 de janeiro não tenha sido considerado chuvoso neste trabalho. O índice IS apontou possibilidade de tempestades severas nas sondagens das 1200 UTC de 30 de janeiro, 02, 03 e 04 de fevereiro (dias chuvosos). No entanto, IS falha na detecção do evento severo da tarde de 31 de janeiro de 2004, pois foi afetado pela camada isotérmica de baixos níveis na sondagem das 1200 UTC de 31 de janeiro, possivelmente originada pela cobertura de nuvens na RMSP naquele dia (Figuras 3e e 3f), a qual reteve a radiação de onda longa terrestre nas camadas próximas à superfície. Os valores de IS foram mais baixos nas sondagens anteriores às 1200 UTC de 29 de janeiro, correspondendo à observação de chuvas menos intensas no período. O índice IK obtido pelas sondagens das 1200 UTC mostrou valores abaixo do esperado para o tipo de acumulação de precipitação nos dias mais chuvosos, segundo a Tabela 2. Os valores baixos de IK foram devidos à presença de uma camada relativamente fria e seca nos níveis médios baixos da troposfera, incluindo o nível de 700 hPa, a partir de 30 de janeiro.

Assim como o índice IS, o cálculo de $CAPE_{Tv}$ para a sondagem das 1200 UTC de 31 de janeiro de 2004, teve seu valor fortemente reduzido pela presença da camada isotérmica nos baixos níveis da troposfera. A sensibilidade do cálculo dos índices termodinâmicos de estabilidade às variações de situações atmosféricas, como a do dia 31 de janeiro, sugere maior cautela quanto ao uso indiscriminado dos mesmos. Para os outros dias mais chuvosos, $CAPE_{Tv}$ indicou alto potencial para tempestades severas nas tardes de 30 de janeiro, 02, 03 e 04 de fevereiro. Para o dia 28 de janeiro, $CAPE_{Tv}$ indicou corretamente baixo potencial, apresentando aumento significativo de valores nas sondagens do dia 29 de janeiro. Por fim, a inibição de convecção nula ($CINE_{Tv} = 0 \text{ J kg}^{-1}$) nas tardes chuvosas de 30 de janeiro, 02, 03 e 04 de fevereiro, em associação com fraco cisalhamento vertical e com IS, IL e $CAPE_{Tv}$ pelo menos moderados, parecem ser características comuns em dias de chuvas abundantes de verão na área da RMSP, quando há pequena influência da dinâmica de grande escala, justificando a extensão das análises para um número maior de episódios semelhantes.

A ausência de uma distribuição adequada de pluviômetros de superfície para a RMSP não permitiu identificar se o episódio de 01 de fevereiro de 2004 foi ou não chuvoso, o que gerou incerteza quanto ao possível falso alarme neste dia. De fato, os valores de todos os índices termodinâmicos apontam para chuva abundante na tarde de 01 de fevereiro na RMSP e as

estimativas RADSP das Figuras 2 e 9b parecem confirmar o evento, mas as estações de superfície não mediram quantidades consideráveis de precipitação em nenhum dos pontos de observação. Outra fonte de imprecisão nos valores dos índices são os erros instrumentais ou sistemáticos nas medidas efetuadas com as radiossondagens. Como mostrado em Crook (1996), erros instrumentais típicos em temperatura (entre 1 e 2 °C) e razão de mistura (em torno de 1 g kg⁻¹) podem definir se haverá ou não iniciação da convecção e afetar valores de índices termodinâmicos. Como consequência, erros dessa ordem de grandeza podem ser decisivos na determinação do fenômeno esperado para cada um dos índices em função de seus limiares tabelados.

Ao lado dos esforços em estabelecer limiares adequados para os índices mais tradicionais para a realidade brasileira (p. ex., Beneti e Silva Dias 1986; Tomaziello e Gandu 2008; Oliveira e Oyama 2009; Escobar e Andrade 2010) e os trabalhos que se referem à proposição ou uso de novos índices (p. ex., Sacramento Neto et al. 2008; Lima et al. 2006; Silva et al. 2010), é necessário complementar os resultados já obtidos com trabalhos que apresentem os resultados de forma sistemática e, em adição, quantifiquem a confiabilidade de cada índice. No primeiro caso, é necessário que os resultados climatológicos sejam categorizados em função do fenômeno atmosférico convectivo esperado, nos moldes das Tabelas 2 a 7. No segundo caso, recomenda-se o uso de ferramentas estatísticas adequadas para a determinação do valor prognóstico dos variados índices, em vista do crescente interesse no uso dos mesmos no Brasil. Como sugerido em Doswell e Schultz (2006), a metodologia de tabelas de contingência (Doswell et al. 1990) é provavelmente a mais indicada para a quantificação da probabilidade de detecção, falsos alarmes, falhas na detecção e frequência de acertos de não ocorrência dos eventos severos em função de variados limiares para cada índice.

5. AGRADECIMENTOS

O primeiro autor agradece à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio a esta pesquisa. Os autores agradecem ao Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE) do Estado de São Paulo pelos arquivos RADSP e medições de precipitação acumulada de sua rede de estações de superfície.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AIR WEATHER SERVICE: **The Use of the Skew T, Log P Diagram in Analysis and Forecasting. AWS/TR-79/006 (December)**, Air Weather Service, Scott Air Force Base,

Illinois, 8 chapters, 4 attachments (revision of AWSM, 105-124), 1990. 159 p.

- ALONSO, M. F., SARAIVA, J. M. B.: Estudo numérico do papel dos esquemas de convecção na simulação de um evento severo nos extratropicais do Brasil. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 25, p. 237-255, 2007
- BANACOS, P. C., SCHULTZ, D. M.: The use of moisture flux convergence in forecasting convective initiation. Historical and operational perspectives. **Weather and Forecasting**, v. 20, p. 351-366, 2005.
- BARROS, M. T. L., PEREIRA FILHO, A. J., GANDU, A. W., HALLAK, R., ANDRIOLI, C. P.: Impacto hidrológico das precipitações observadas na região metropolitana de São Paulo nos dias 04 de fevereiro de 2004 e 29 de janeiro de 2004. In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza, CE. **Anais...** Soc. Bras. Meteorologia, 2004. DVD.
- BENETI, C. A., SILVA DIAS, M. A. F.: Análise da performance de índices de instabilidade como previsores de tempestades na região de São Paulo. In: IV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Brasília, DF. **Anais...** Soc. Bras. Meteorologia, v.2, p. 65-70, 1986.
- BLUESTEIN, H. B.: **Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Volume II: Observations and Theory of Weather Systems**. Oxford University Press, New York, EUA, 1993. 594 p.
- CARVALHO, L. M. V., JONES, C., LIEBMANN, B.: Extreme precipitation events in Southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic convergence zone. **Journal of Climate**, v. 15, 2377-2394, 2002.
- CROOK, N. A.: Sensitivity of moist convection forced by boundary layer process to low-level thermodynamic fields. **Monthly Weather Review**. **124**, 1768-1785, 1996.
- DOSWELL, C. A., III, DAVIES-JONES, R., KELLER, D.: On summary of skill in rare forecasting based on contingency tables. **Weather and Forecasting**, v. 5, p. 576-585, 1990.
- DOSWELL, C. A., III, SCHULTZ, D. M.: On the use of indices and parameters in forecasting severe storms. **The Electronic Journal of Severe Storms Meteorology**, v. 1(3), p. 1-22, 2006.
- ESCOBAR, G., ANDRADE, K.: Climatologia dos índices de instabilidade K e Total Totals (TT) para o Sul e Sudeste do Brasil. In: XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Belém, PA. **Anais...** Soc. Bras. Meteorologia, 2010. DVD.
- FERREIRA, N. J., RAMIREZ, M. V., GAN, M. A.: **Vórtices ciclônicos de altos níveis que atuam na vizinhança do nordeste do Brasil**. In: Tempo e Clima no Brasil. Oficina de Textos, São Paulo-SP, 2009, p. 43-60.
- FOGACCIA, C. V. M. C., PEREIRA FILHO, A. J.: Turbulência e cisalhamento do vento na área do Aeroporto Internacional de São Paulo/Guarulhos. In: XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz do Iguaçu, PR. **Anais...** Soc. Bras. Meteorologia, 2002. DVD.

- GALWAY, J. G.: The lifted index as a predictor of latent instability. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, v. 43, p. 528-529, 1956.
- GEORGE, J. J.: **Weather Forecasting for Aeronautics**, Academic Press, 1960. 673 p.
- HALLAK, R., PEREIRA FILHO, A. J., GANDU, A. W.: Simulação numérica de frentes de brisa e de rajadas associadas a células convectivas profundas com o modelo ARPS em alta resolução espaço-temporal. In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Florianópolis, SC. **Anais...** Soc. Bras. Meteorologia, 2006. DVD.
- LIMA, D. R. O., MENEZES, W. F., ROTUNNO FILHO, O. C.: Um novo índice de instabilidade – O índice CK. In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Florianópolis, SC. **Anais...** Soc. Bras. Meteorologia, 2006. DVD.
- MARSHALL, J. S., PALMER, W. M. K.: The distribution of raindrops with size. *J. of Meteo.*, v. 5, p. 165-166, 1948.
- MORALES, C. A. R., DA ROCHA, R. P., BOMBARDI, R.: On the development of Summer thunderstorms in the city of São Paulo: Mean meteorological characteristics and pollution effect. **Atmospheric Research**, v. 96, p. 477-488, 2010.
- NASCIMENTO, E. L.: Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil? **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, p. 121-140, 2005.
- OLIVEIRA, F.P.; OYAMA, M.D.: Radiosounding-derived convective parameters for the Alcântara Launch Center. **Journal of Aerospace Technology and Management**. v. 2, p. 211-216, 2009.
- PEREIRA FILHO, A. J., BARROS, M. T. L.: Flood Warning System for Megacities: A Brazilian Perspective. In: International Conference on Hydrology in a Changing Environment, England. **Preprints...** British Hydrological Society, 1998. DVD.
- PEREIRA FILHO, A. J.: Chuvas de verão e as enchentes na Grande São Paulo: El Niño, Brisa Marítima e Ilha de Calor. In: XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro, RJ. **Anais...** Soc. Bras. Meteorologia, 2000. DVD.
- PEREIRA FILHO, A. J., P. T. NAKAYAMA: Intercomparison of radar rainfall estimates and rain gage measurements in Sao Paulo, Brazil. In: Fifth International Symposium on Hydrological Applications of Weather Radar. Kyoto, Japan. **Preprints...** Japan .BR02, 2001. DVD.
- RASMUSSEN, E. N., BLANCHARD, D. O.: A baseline climatology of sounding-derived supercell and tornado forecast parameters. **Weather and Forecasting**, v. 13, p. 1148-1164, 1998.
- SACRAMENTO NETO, O. B., SILVA JUNIOR, V., SILVA, P. D.: Análise sinótica de um evento extremo ocorrido no estado de Santa Catarina, Região Sul do Brasil, durante o verão 2007/2008. In: XV Congresso Brasileiro de Meteorologia, São Paulo, SP. **Anais...** Soc. Bras. Meteorologia, 2008. DVD.
- SANTOS NETO, L. A., MORAES, J. C.: Identificação e análise de ocorrência de tempo severo em Porto Velho – RO: Um estudo de caso. In: XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Belém, PA. **Anais...** Soc. Bras. Meteorologia, 2010. DVD.
- SHOWALTER, A. K.: A stability index for forecasting thunderstorms. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 34, p. 250-252, 1947.
- SILVA, F. D. S., PEREIRA FILHO, A. J., HALLAK, R.: Classificação de sistemas meteorológicos e comparação da precipitação estimada pelo radar e medida pela rede telemétrica na Bacia Hidrográfica do Alto Tietê. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, p. 292-307, 2009.
- SILVA, G. M., WELTER, M. E. S., PUHALES, F. S., ANABOR, V.: Avaliação do índice do sistema convectivo de mesoescala. In: XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Belém, PA. **Anais...** Soc. Bras. Meteorologia, 2010. DVD.
- SILVA, W. B.: Resultados numéricos usando o modelo regional BRAMS com alta resolução para um evento de chuva forte na região metropolitana de São Paulo. In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza, CE. **Anais...** Soc. Bras. Meteorologia, 2004. DVD.
- SILVA DIAS, M. A. F.: Índices de **Instabilidade para Previsão de Chuva e Tempestades Severas**. Disponível em <www.master.iag.usp.br/ensino/indices.pdf>. Acesso em 04 de julho de 2010, 2000.
- SILVA DIAS, M. A. F., VIDALE, P. L., BLANCO, C. M. R.: Case study and numerical simulation of the summer regional circulation in São Paulo, Brazil. **Boundary-Layer Meteorology**. v. 74, 371-388, 1995.
- SILVA DIAS, M. A. F., MACHADO, A. J.: The role of local circulations in summertime convective development and nocturnal fog in São Paulo, Brazil. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 82, 135-157, 1997.
- THOMPSON, R. L., EDWARDS, R., HART, J. A., ELMORE, K. L., MARKOWSKI, P.: Close proximity soundings within supercell environments obtained from the Rapid Update Cycle. **Weather and Forecasting**, v. 18, p. 1243-1261, 2003.
- THOMPSON, R. L., COREY, M. M., EDWARDS, R.: Effective storm-relative helicity and bulk shear in supercell thunderstorm environments. **Weather and Forecasting**, v. 22, p. 102-115, 2007.
- TOMAZIELLO, A. C. N., GANDU, A. W.: Análise estatística de índices de instabilidade termodinâmica em São Paulo. In: XV Congresso Brasileiro de Meteorologia, São Paulo, SP. **Anais...** Soc. Bras. Meteorologia, 2008. DVD.
- WEISMAN, M. L., KLEMP, J. B.: The dependence of numerically-simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. **Monthly Weather Review**, v. 110, p. 504-520, 1982.
- WEISMAN, M. L., KLEMP, J. B.: **Characteristics of Convective Storms**. In: **Mesoscale Meteorology and Forecasting**. Peter S. Ray Ed., Amer. Meteor. Soc., 1986. p. 331-358.