

A DIVERGÊNCIA DO VENTO EM ALTOS NÍVEIS E SUA RELAÇÃO COM A COBERTURA DE NUVENS E A PRECIPITAÇÃO, DURANTE O WETAMC/LBA

ALEXANDRA AMARO DE LIMA¹, LUIZ AUGUSTO TOLEDO MACHADO² E HENRI LAURENT²

¹Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC),
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
Caixa Postal 515, 12201-970 - São José dos Campos, SP

²Centro Técnico Aeroespacial (CTA), Instituto de Aeronáutica e Espaço (IAE),
Divisão de Ciências Atmosféricas (ACA)

Pçª. Mal do Ar Eduardo Gomes n. 50, 12228-904 - São José dos Campos, SP
E-mail: xanduca@cptec.inpe.br, machado@iae.cta.br, hlaurent@iae.cta.br

RESUMO

Este trabalho tem por objetivo estudar as relações entre a divergência do vento em altos níveis, obtida por três métodos diferentes, com a fração de cobertura de nuvens e a precipitação. Foram utilizados dados da campanha WETAMC/LBA, realizada durante janeiro e fevereiro de 1999. A fração de cobertura de nuvens foi calculada a partir das imagens GOES-8, a fração de chuva foi obtida utilizando a refletividade do radar TOGA, e a precipitação a superfície foi medida pela rede de pluviômetros do WETAMC/LBA. Essas variáveis foram analisadas do ponto de vista do ciclo diurno e relacionadas à divergência do vento em altos níveis obtida pelo canal do vapor d'água do satélite GOES. O ciclo diurno da divergência do vento em altos níveis é marcada por um máximo no início da tarde em fase com o ciclo diurno da precipitação. O máximo da cobertura de nuvens convectivas apresenta uma defasagem de várias horas com relação ao máximo da divergência do vento em altos níveis. A divergência do vento em altos níveis pode ser um importante parâmetro na estimativa da precipitação por satélites.

Palavras-chave: precipitação, divergência dos ventos em altos níveis, satélites ambientais, radar meteorológico, estimativa de precipitação

ABSTRACT: UPPER LEVEL WIND DIVERGENCE AND RELATIONSHIP WITH CLOUD FRACTION AND PRECIPITATION DATA: WETAMC/LBA

This paper addressed wind divergence in upper level. Upper level wind divergence, its diurnal cycle, and its relationship to both cloud fraction and precipitation data are analyzed. Data base draws on the WETAMC/LBA campaign from January/February 1999: GOES-8 images provided cloud fractions, TOGA radar was used for computation of rain fractions, and precipitation data was obtained from a WETAMC/LBA surface network. These variables are analyzed from the viewpoint of diurnal cycle, and related to the divergence of high level winds, which is obtained using the water vapor channel in GOES. The diurnal cycle of wind divergence in high levels displays a maximum in the beginning of the afternoon, and is in phase with the diurnal cycle of precipitation. The moment of maximum convective cloud cover is delayed for few hours from the maximum upper level wind divergence. The upper level wind divergence can be an important parameter in the satellite precipitation estimation.

Keys words: Upper level wind divergence, cloud fractions, precipitation, environment satellite, meteorological radar.

1. INTRODUÇÃO

Por sua localização na região equatorial, a Amazônia é caracterizada por uma pequena variação da temperatura e um regime de precipitação altamente variável ao longo do ano. Os altos índices pluviométricos registrados na região podem ser explicados dentre outros aspectos, pela convecção local e suas relações com a floresta, o efeito da monção no período chuvoso, a influência de linhas de instabilidade e a penetração de sistemas frontais oriundos do sul que auxiliam a organização da convecção local. Estudos como de Nishizawa e Tamaka, 1983; Figueroa e Nobre, 1990, mostraram que grande parte da região tropical e subtropical da América do Sul recebe mais de 50% da precipitação anual no verão austral, e segundo Silva Dias et al. (1987) esta precipitação ocorre na forma de chuva convectiva com forte variação diurna. Utilizando o sensor de 85 GHz do SSM/I (Special Sensor of Microwave/Imager) Mohr et al; (1999) verificaram que os sistemas convectivos de mesoescala apesar de representarem somente 10 a 20% de toda a população de aglomerados de nuvens, eles são responsáveis por 70 a 80% de toda a precipitação. Os mesmos autores discutem que a convecção na Amazônia apresenta maior semelhança à convecção sobre o oceano que sobre o continente.

Tão importante quanto a precipitação, o conhecimento da nebulosidade é básico para o monitoramento e entendimento climático e para a validação de modelos numéricos de previsão do tempo. O conhecimento da nebulosidade auxilia o entendimento dos mecanismos de troca de energia entre a superfície e a atmosfera. A convecção na região Amazônica é um importante mecanismo de aquecimento da atmosfera e suas variações em termos de intensidade e posição tem um papel importante na determinação do tempo e clima, não somente nestas regiões, mas também em regiões vizinhas (Gandu e Dias, 1998). A convecção na escala de cumulus tem um importante papel no balanço de calor da atmosfera tropical (Riehl and Malkus, 1958). Malkus and Williams (1963) encontraram que cumulus com alto desenvolvimento vertical ocorrem sob regiões com convergência, em escala sinótica, nos baixos níveis, e este trabalho foi a base para Kuo (1965) desenvolver uma parametrização de nuvens, onde propõe que o aquecimento convectivo é proporcional a convergência de umidade nos baixos níveis. Nos níveis altos da troposfera a resposta da atmosfera a convergência de umidade na superfície e o intenso fluxo de massa no interior das nuvens cumulus é a formação de um campo divergente que realiza o balanço de massa na coluna atmosférica. Logo, o conhecimento do campo da divergência do vento em altos níveis é

importante para compreender as circulações atmosféricas nos trópicos além de vir a ser um traçador da atividade convectiva e conseqüentemente da precipitação. Em estudos para a América do Sul, Gandu e Dias, (1998) verificaram que a fonte de calor tropical associada à liberação de calor latente tem um papel importante na divergência do vento em altos níveis.

As trajetórias dos campos de vapor d'água atmosférico produzem campos vetoriais coerentes espacialmente tanto em situações de céu claro quanto em céu nublado. Essas observações complementam os dados disponíveis operacionalmente de fontes convencionais (por exemplo: radiossondagens) e melhoram a análise do vento na alta troposfera e, por conseqüência, o estudo da convecção. Velden (1996) demonstrou que uma melhora da previsão de tempo pode ser obtidas, através da assimilação de campos vetoriais de vento obtidos no canal vapor d'água em sistemas de previsão numérica de tempo. Lima et al. (2000) mostraram que as informações do vento obtidas no canal do vapor d'água contribuem no entendimento da variabilidade da cobertura de nuvens. Sakamoto e Laurent (1998) calcularam a divergência do vento em altos níveis, a partir de campos de vento derivados de imagens do canal do vapor d'água (WV) do Meteosat-5, utilizando o método da interpolação de Barnes (1964) e aproximação por diferenças finitas. Eles verificaram que áreas com baixa temperatura de brilho são fortemente relacionadas com altos valores de divergência do vento nos altos níveis. Durante esse estudo foram utilizadas análises do European Center for Medium Range Weather Forecast (ECMWF) para comparar os campos de divergência do vento em altos níveis obtido por meio dos dados de satélite com aqueles derivados do ECMWF. Os resultados mostraram que os campos do ECMWF são mais suavizados do que aqueles derivados por satélite e que, apesar de ter sido utilizado um número limitado de casos, o método mostrou seu potencial na descrição e monitoramento dos Sistemas Convectivos de Mesoescala.

O objetivo deste trabalho, portanto, é estudar a potencialidade dos campos de divergência do vento em altos níveis calculados a partir do canal do vapor d'água do satélite GOES-8 na descrição da precipitação e da atividade convectiva. Para tanto, foram utilizados os dados coletados no WETAMC/LBA (Wet Atmospheric Mesoscale Campaign/Large-Scale Biosphere-Atmosphere), para analisar as relações da divergência do vento em altos níveis com a fração de cobertura de nuvens, com a fração de chuva e com a precipitação medida à superfície.

A sessão 2 apresenta o conjunto de dados e a metodologia utilizada no trabalho, na sessão 3 são

apresentados os resultados, realizando uma análise do comportamento diário da divergência do vento em altos níveis e a fração de cobertura de nuvens, fração de chuva e a precipitação medida à superfície; finalmente a sessão 4 apresenta as conclusões e considerações finais.

2. DADOS E METODOLOGIA

O conjunto de dados utilizados na elaboração deste trabalho foi coletado durante a campanha WETAMC/LBA. Esta campanha foi realizada em Rondônia durante os meses de janeiro e fevereiro de 1999, na estação chuvosa. Esses dados consistem em séries temporais de precipitação, produtos derivados de satélite e radar, coletados em uma área de $2.3^\circ \times 2.3^\circ$, centrada na região do experimento (ver Figura 1). Medidas de precipitação à superfície utilizando uma rede de pluviômetros automáticos foram realizadas durante esse período a fim de calibrar o satélite TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission), estudar o regime de precipitação e investigar a variabilidade temporal e espacial da precipitação sobre a área de trabalho. Neste estudo foram utilizadas séries temporais da precipitação medida à superfície, obtidas a partir de uma rede de 40 pluviômetros do tipo “tip bucket” distribuídos em 4 redes de trabalho na área de abrangência do radar TOGA (Figura 1). Esses instrumentos forneceram medidas instantâneas da precipitação com precisão de 0.25 mm e resolução temporal de 10 minutos. Neste trabalho foi utilizada a precipitação média acumulada em 1 hora, fornecida pelo Goddard DAAC (Distributed Active Archive Center), os quais passaram por um rígido controle de qualidade.

Com o auxílio das imagens do satélite GOES-8 nos canais infravermelho 10,6 μm (canal 4) e vapor d'água 6,7 μm (canal 3) calculou-se as frações de cobertura de nuvens e o vento em altos níveis respectivamente. As imagens do satélite GOES-8, utilizadas neste trabalho, têm uma resolução temporal de 30 minutos e uma resolução espacial no ponto subsatélite de 4 km x 4 km.

Além das informações obtidas pela rede pluviométrica e pelo satélite GOES-8, este trabalho utilizou as informações coletadas por um radar Doppler, banda C instalado no sítio Fazenda Nossa Senhora-Abracos, nomeado como radar TOGA (este foi o radar que participou do experimento TOGA). Este radar coletou informações digitais a cada 15 minutos em uma região com um raio de cobertura de 150 km (veja a Figura 1). O radar TOGA tem um comprimento de onda de 5,4 cm e uma largura de pulso de 1,65 graus e operou realizando uma varredura volumétrica, a cada 15 minutos, com 11 elevações variando de 0,5 a 6,2 graus de elevação. As informações digitais primárias utilizadas neste trabalho foram à refletividade apresentadas no CAPPI de 2 km

(Constant Altitude Plan Position Indicator) a cada 15 minutos e com uma resolução espacial de 5 km x 5 km.

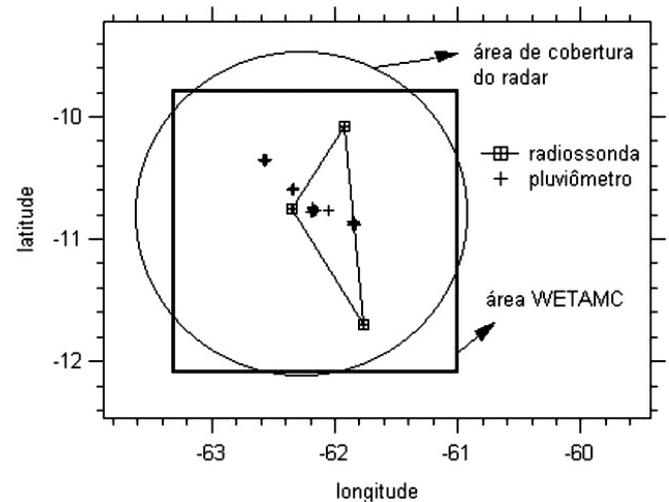


Figura 1: Região do experimento e a localização das redes de coletas de dados.

A análise da divergência do vento em altos níveis foi obtida a partir de três diferentes fontes de dados; 1) campos de vento obtidos por meio do canal 3 (canal do vapor d'água – WV) do GOES a cada três horas; 2) campos de vento em 200 hPa, a cada seis horas, na resolução espacial de 2.5 x 2.5, fornecidos pelas re-análises do NCEP (National Center for Environmental Prediction); e 3) campos de vento medidos pelas radiossondagens em 200 hPa. Os campos de divergência do vento calculados a partir dos dados de radiossondagem foram obtidos por meio de medidas pontuais realizadas a cada 3 horas (a partir da 0:00 UTC) nos sítios de medidas de Fazenda Nossa Senhora -Abracos, Rebio Jaru e Rolim de Moura. O sítio de Rebio Jaru ($10^\circ 14' \text{ S}$ a $10^\circ 08' \text{ S}$ / $61^\circ 91' \text{ W}$ a $61^\circ 54' \text{ W}$), situa-se a 120 m de altitude e a 80 km de Ji-Paraná, sendo esta uma região caracterizada basicamente pela presença de floresta tropical. A Fazenda Nossa Senhora - Abracos ($10^\circ 46' \text{ S}$ a $10^\circ 75' \text{ S}$ / $62^\circ 20' \text{ W}$ a $62^\circ 37' \text{ W}$) é caracterizada basicamente por pastagens (a floresta foi substituída por gramínea) situado a 15 km de Ouro Preto dOeste (oeste de Ji-Paraná). Localizada ao sul de Ji-Paraná, e igualmente um sítio de pastagem, Rolim de Moura ($11^\circ 42' \text{ S}$ a $10^\circ 88' \text{ S}$ / $62^\circ 20' \text{ W}$ a $62^\circ 37' \text{ W}$) completa o grupo de medidas de radiossondagens usadas neste trabalho. As radiossondagens fornecidas pelos 3 sítios de medidas passaram por um controle de qualidade descrito detalhadamente por Longo et al. 2001.

2.1 Fração de cobertura de nuvens

A fração de cobertura de nuvens foi calculada

utilizando as imagens GOES-8 e definindo-se diversos limiares de temperatura de brilho (Tir). Os limiares foram definidos de modo a apresentar uma descrição das frações da cobertura total de nuvens e das nuvens convectivas. A escolha dos limiares baseou-se no estudo de Machado et al. (2002) que definiu o limiar de 284 K para fornecer uma medida próxima à cobertura total e 235K para definir a fração de nuvens altas associada aos processos convectivo. Machado et al. (2002) mostram que na região Amazônica, na época chuvosa, existe uma grande quantidade de vapor d'água próximo à superfície e conseqüentemente a absorção da radiação infravermelha emitida pela superfície é fortemente absorvida na camada limite, desta forma, a temperatura de brilho associada à emissão em céu claro está mais associada à temperatura de brilho da camada de mistura que apresenta uma temperatura média de 284 K que a temperatura da superfície. Ainda no mesmo trabalho, os autores utilizando um histograma de Tir mostram que a partir de 245 K o histograma passa a descrever um padrão de nebulosidade associado à convecção. Optou-se por utilizar o valor de 235 K para evitar uma possível contaminação de nuvens mais quentes que se superpõe no histograma na fronteira entre nuvens médias e altas. Machado e Rossow (1993) apresentam uma discussão detalhada sobre os limiares mais apropriados para representar a cobertura de nuvens formada pelos sistemas convectivos de mesoescala. Machado et al. (1998) identificaram os sistemas convectivos de mesoescala utilizando o limiar de temperatura de brilho de 245 K e a parte mais convectiva com Tir menor que 218 K.

A fração de cobertura de nuvens é definida como a razão entre o número de pixels da imagem do satélite, na área do experimento (63,3° W a 61,0° W/ 12,11° S a 9,8° S), mais frios do que o limiar utilizado e o número total de pixels encontrados na área de estudo. O limiar de temperatura de brilho 284 K foi usado para descrever uma medida próxima da cobertura total de nuvens e a cobertura de nuvens associada à atividade convectiva foi definida pelo do limiar de 235 K. Uma série temporal das frações de cobertura de nuvem total e convectiva para a região do experimento foi calculada com resolução temporal de três horas. A fração de nuvens em um determinado horário corresponde ao valor médio no período entre 1,5 horas antes e 1,5 horas depois do horário.

2.2 Fração de chuva

A refletividade do radar fornece uma informação sobre a energia retrospalhada pelas gotas de chuva e pode ser associado à quantidade de água armazenada nas nuvens disponível ou não para o processo de precipitação. De maneira análoga ao estudo da fração de cobertura de

nuvens, foram calculados fração de chuva baseado em diversos limiares utilizando o CAPPI em 2 km. A fração de refletividade ou fração de chuva representa a distribuição de chuva em 2 km de altura para diferentes intensidades. Machado et al. (2002) apresenta o histograma de refletividade para a região em estudo. A partir deste histograma definiu-se os limiares de 20 dBZ para representar a fração de chuva total, fortemente ponderada pela chuva fraca à moderada e o limiar de 35 dBZ é para representar a chuva mais intensa. Lembramos que o limiar de 35 dbZ é um valor médio sobre uma região de 5 km x 5 km e portanto é um valor bastante elevado normalmente associado a precipitação intensa. A fração de chuva é definida como a razão entre o número de pixels do radar na imagem CAPPI – 2 km na área do experimento que possuam um valor de

refletividade mais alta do que o limiar escolhido e o total de pixels na área estudada. Uma série temporal das frações de chuva total e intensa, para a região do experimento, foi calculada com resolução temporal de três horas. A fração de chuva para um determinado horário corresponde ao valor médio no período entre 1,5 horas antes e 1,5 horas depois do horário.

2.3 Cálculo da divergência do vento em altos níveis

Os campos de vento em altos níveis no canal 3 (vapor d'água - WV) foram obtidos a partir das imagens GOES-8; obtidos junto a NOAA, os quais utiliza-se a metodologia de Velden (1996), sendo aplicada posteriormente a metodologia de Sakamoto e Laurent (1998) para o cálculo da divergência do vento em altitude. Essa metodologia consiste na interpolação (temporal e espacial) dos dados originais em uma grade regular utilizando a metodologia desenvolvida por Barnes (1964) e aplicado posteriormente o método de diferenças finitas. Para o cálculo da divergência do vento no nível de 200 hPa consideramos todos os vetores existentes entre as camadas de 150 hPa e 250 hPa. A resolução da grade é determinada de acordo com a densidade dos dados – neste caso, utilizou-se uma grade de 1,0° x 1,0°. Para obter vetores vento interpolados (ϕ_g) aplicou-se a função:

$$\phi_g = \frac{\sum_{i=1}^M W_i \phi_i}{\sum_{i=1}^M W_i} \quad (1)$$

em que: ϕ_g é o valor interpolado na posição da grade;

é o número de observações, W_i é a função peso; ϕ_i são as componentes zonal e meridional reportados pelo conjunto de dados utilizados na posição x,y .

$$W_i = \text{Exp} \left\{ - \left(\frac{d_i}{\delta} \right)^2 - \left(\frac{t_i}{\tau} \right)^2 \right\} \quad (2)$$

em que: W_i é o peso localizado a uma distância d_i , num intervalo de tempo t_i num ponto de grade considerado, δ e τ são os raios de influência no espaço de 1° de

latitude e longitude e no tempo de 3 horas, que podem ser utilizados para alisar os campos no espaço e no tempo, respectivamente. Os raios de influência foram determinados baseando-se no intervalo de tempo de 3 horas entre os campos sucessivos e na distância média entre vetores vento sucessivos (em torno de 128 km). Depois de realizada a interpolação para todos os vetores, o cálculo da divergência é executado utilizando diferenças finitas. A Figura 2 mostra um exemplo de campos de divergência do vento em altos níveis derivados do canal do vapor d'água, utilizando a metodologia descrita anteriormente, mostrando uma seqüência de campos

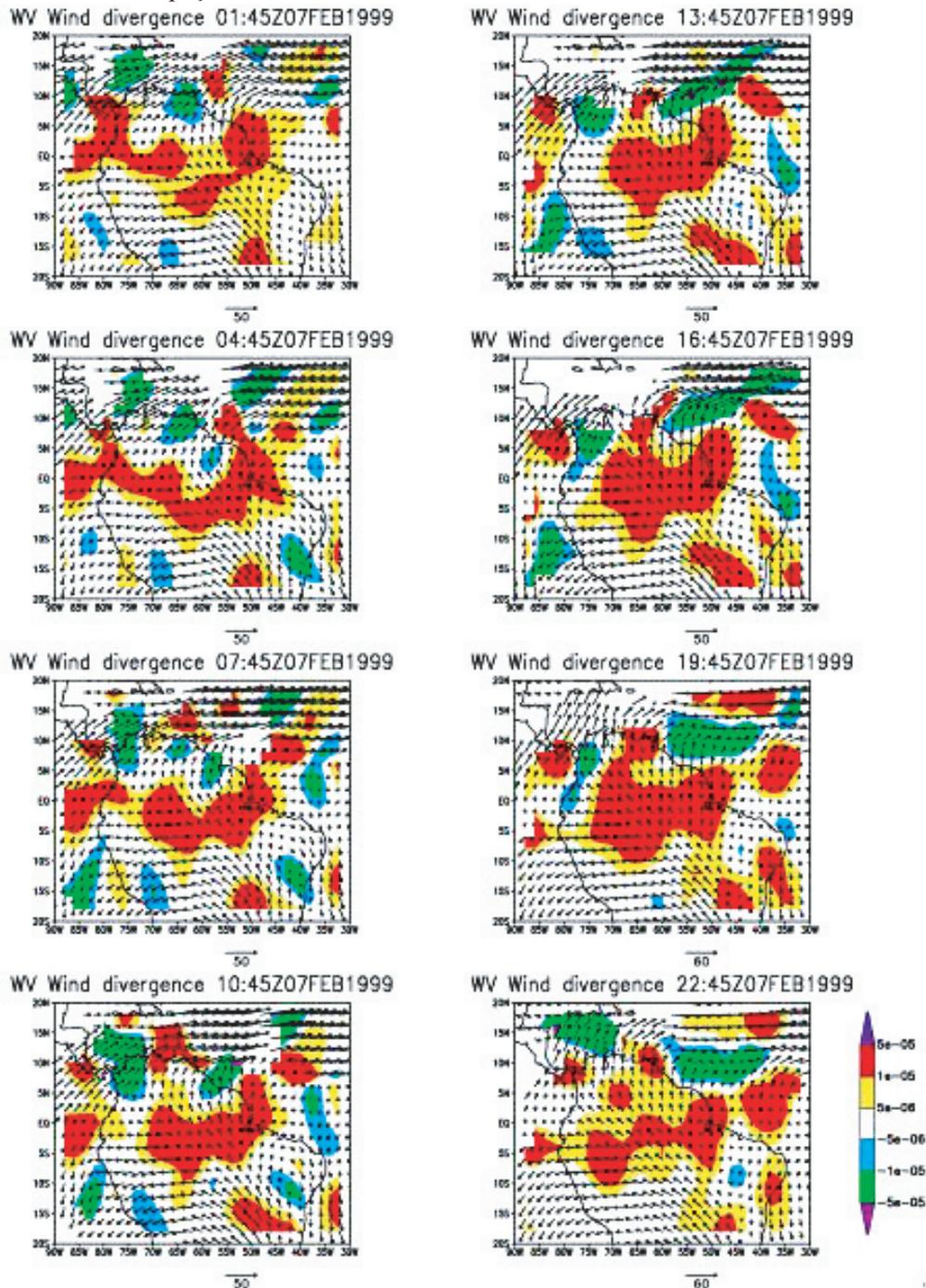


Figura 2: Campos de vento (m/s) e a divergência do vento em altos níveis (colorido), calculados à partir de imagens satélite para o dia 14 de fevereiro de 1999, a cada três horas.

A Divergência do vento em altos níveis e sua relação com a cobertura de nuvens e a precipitação, durante o WETAMC/LBA

de vento nos altos níveis sobrepostos à divergência do vento durante o dia 14 de fevereiro, em intervalo a cada três horas.

A divergência do vento calculada para o experimento foi a divergência média sobre a área do experimento mostrada na figura 1.

Foram igualmente utilizados, para comparação, os campos de vento e a divergência associada em 200 hPa da reanálises do NCEP, em uma resolução de 2,5 x 2,5. Esses valores foram calculados a cada seis horas, conforme a resolução temporal dos dados do NCEP em um ponto de grade centrado na região do experimento.

Com o objetivo de analisar o comportamento dos diferentes métodos de obtenção da divergência do vento, foram utilizados os dados de radiossondagem. Para tanto, aplicou-se a Equação (3) para o cálculo da divergência do vento utilizada igualmente por Machado (2000). O autor utiliza a equação a fim de obter os fluxos de energia na região Amazônica integrados desde a superfície até o nível de pressão de 100 hPa. Assumindo que existe uma variação linear entre os níveis e que o vento varia linearmente entre as estações o campo de divergência médio na área pode ser calculado a partir da seguinte equação:

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{V} = \frac{1}{A} \oint \vec{V} \cdot d\vec{l} \quad (3)$$

onde: \vec{V} é o vetor vento, $d\vec{l}$ é o vetor normal ao vértice do triângulo, sendo o triângulo formado pelas três estações de radiossondagens mencionadas anteriormente (ver Figura 1), e A é a área da região analisada. A divergência é calculada a partir dos vetores vento que cruzam o contorno (limite da área do triângulo formado pelos sítios de medidas de Abracos, Rebio Jaru e Rolim

de Moura). Os vetores que são paralelos ao contorno não são levados em conta, pois o produto escalar é nulo. Este método possibilita obter a divergência em todos os níveis de pressão disponíveis pela radiossondagem. Logo é possível obter informações sobre a estrutura de cada camada, extrair um perfil vertical médio da divergência e o valor das camadas em altos níveis. No presente estudo utilizou-se o nível de 200 hPa com resolução temporal de três horas.

3. RESULTADOS

Os campos de divergência do vento em altos níveis permitem analisar os processos convectivos e a circulação atmosférica nos trópicos e extratropicais. Primeiramente, a divergência do vento em altos níveis foi analisada do ponto de vista de três diferentes fontes de cálculo, a fim de se verificar a evolução temporal desses campos e as diferenças resultantes dos diferentes processos de obtenção destes valores. A Figura 3 mostra a evolução diária da divergência do vento em torno de 200 hPa proveniente das três fontes de dados no período entre o dia 27 e 51 dia Juliano. Nota-se claramente que os campos de divergência do vento em altos níveis, calculados a partir das radiossondagens apresentam flutuações maiores em relação aos demais campos (NCEP e WV), com valores absolutos de até duas vezes maiores. Isso se deve ao fato dos campos obtidos utilizando-se radiossondagem possuírem uma escala muito menor (tanto temporal como espacial) que os campos obtidos com dados do NCEP e do GOES-8. O forte detalhamento da estrutura dos campos divergentes na camada de 200 hPa obtida através dos dados de radiossondagem foi calculada para uma escala espacial em torno de 60 x 60 km² através de uma medida instantânea sem nenhuma

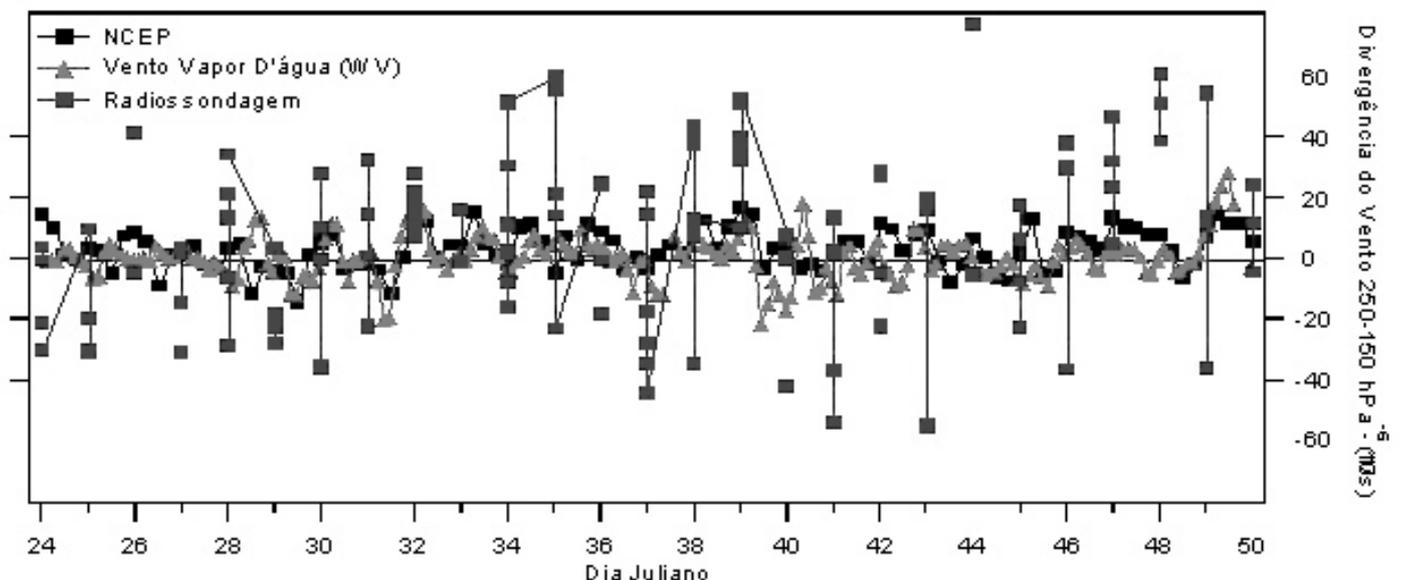


Figura 3: Série temporal da divergência do vento em altos níveis (200 hPa) calculada a partir de três diferentes fontes: radiossonda, NCEP e canal do vapor d'água.

suavização, capturando com mais eficiência fenômenos de pequena escala. Por outro lado, os campos obtidos através do canal do WV capturam fenômenos de escalas bem maiores (janelas de 130 km x 130 km e suavizados pelo interpolador).

Os campos de divergência do vento em altos níveis calculados a partir do canal do WV e os campos obtidos através das reanálises do NCEP. A partir das séries temporais das médias diárias foram calculados alguns parâmetros estatísticos, tais como correlação, bias e o erro médio quadrático, de modo a apresentar uma visão objetiva da relação entre as diferentes séries temporais (ver Tabela 1). Verificando os valores encontrados na Tabela 1, nota-se que o índice de correlação obtido entre as três fontes de dados é relativamente baixa exceto entre os campos do NCEP e WV com valores em torno de 0.50. Os campos obtidos pelos dados de radiossondagem mostram um baixo índice de correlação (em torno de 0.21) em relação ao WV, já com relação aos campos do NCEP a correlação é relativamente alta, em torno de 0,44, contudo o erro médio quadrático é bastante elevado. Os campos obtidos por meio do WV e do NCEP apresentaram um bias com relação aquele obtido por radiossondagem de $4,0$ e $2,6 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ respectivamente. Os campos que melhor se relacionam, com o menor bias, erro médio quadrático e a maior correlação são os campos de divergência em altos níveis obtidos por meio do WV e NCEP, contudo, lembramos que esta análise foi realizada com as médias diárias e como veremos a seguir os campos do NCEP não reproduzem corretamente o ciclo diurno.

Correlação	
Vapor x NCEP	0.56
Vapor x radiossondagem	0.20
NCEP x radiossondagem	0.44
Bias	
Vapor x NCEP	-63.03
Vapor x radiossondagem	-115.56
NCEP x radiossondagem	-45.35

Tabela 1: Valores de correlação, bias e desvio padrão verificados entre os campos de divergência do vento em altos níveis calculados a partir dos dados do NCEP, radiossonda e imagem do canal vapor d'água do GOES-8.

3.1 Ciclo diurno da divergência do vento em altos níveis

A análise anterior tratou da relação entre os campos de divergência do vento em altos níveis considerando uma média diária. Nesta sessão discutiremos essas

relações analisando o potencial das três fontes de dados em descrever o ciclo diurno. Para tanto, foram utilizadas médias temporais a cada 3 horas (divergência calculada a partir de dados do WV e radiossondagem) e 6 horas (divergência obtida através de dados de reanálises do NCEP), para o período entre o dia 24 Juliano ao 50 Juliano. A Figura 4 mostra o ciclo diurno da divergência do vento em altos níveis calculado a partir das três séries temporais.

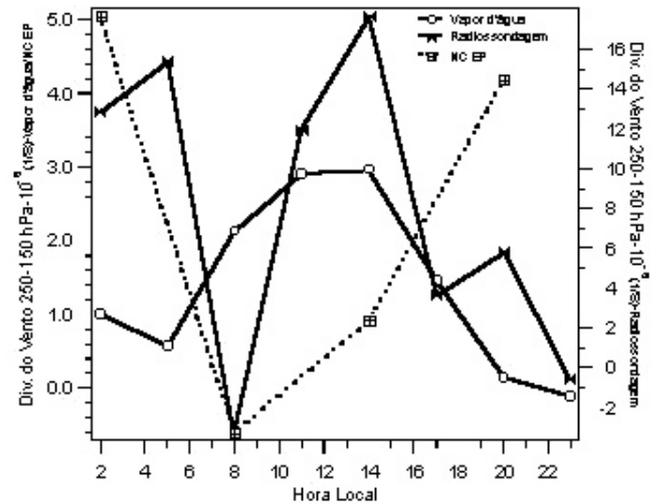


Figura 4: Ciclo diurno da divergência do vento em altos níveis ($200 \text{ hPa} - 10^{-6} \text{ 1/S}$) derivadas: pelo canal do vapor d'água (eixo da esquerda), NCEP (eixo da esquerda) e radiossondagem (eixo da direita).

O ciclo diurno da divergência do vento em altos níveis obtido pela radiossondagem mostra um máximo em torno das 14:00 HL e um máximo secundário ao redor de 04:00 HL, seguido por um forte decréscimo atingindo o mínimo às 08:00 HL. O ciclo diurno calculado a partir do canal vapor d'água apresenta um mínimo até três horas mais cedo (a resolução temporal é de três horas), em torno das 5:00 HL, enquanto os demais campos, o mínimo ocorre em torno das 8:00 HL. O máximo noturno não é capturado pelo campo de WV, provavelmente devido à pequena cobertura de nuvens altas neste horário (veja Figura 7) impossibilitando o cálculo dos vetores vento. O máximo principal do campo obtido com WV está em fase com aquele obtido pela radiossondagem, nota-se claramente o efeito de suavização dos campos de WV com relação ao de radiossondagem, os campos obtidos por radiossondagem mostram também um pequeno máximo no fim da tarde associado com a forte convecção observada nestes horários em alguns dias do experimento. A divergência do vento em altos níveis, obtida por meio do vapor d'água e das radiossondagens são coerente com a evolução da atividade convectiva durante o LBA, pois as primeiras horas do dia são marcadas por um mínimo

A Divergência do vento em altos níveis e sua relação com a cobertura de nuvens e a precipitação, durante o WETAMC/LBA

de precipitação e nuvens convectivas (veja Figura 5 e 7) e no início da tarde apresentam um máximo seguido por um forte decréscimo em torno das 16:00 HL coerente com os campos de precipitação observados no experimento. Os campos do NCEP apesar de apresentarem um mínimo em fase com o campo de radiossondagem mostram estar completamente deslocado do momento de máxima convecção, o máximo de divergência do vento a partir dos dados do NCEP ocorre às 02:00 HL.

A suavização dos campos de divergência do vento em altos níveis observado nos campos obtidos com o canal do WV não parece ser uma característica da interpolação, mas da própria forma que o vetor vento é calculado, i.e., por meio de um campo médio de deslocamento das nuvens em uma área de 128 km x 128 km. Um esforço na obtenção do vetor vento em maior resolução espacial deve ser realizado para gerar campos com um potencial ainda maior para análise diagnóstica.

Apesar do forte detalhamento (espacial e temporal) e semelhança no comportamento do ciclo diurno com a convecção observada durante o WETAMC/LBA, os campos obtidos através de radiossondagens cobrem somente uma restrita área do experimento e ao mesmo tempo, os eventos em que três sondagens simultâneas alcançaram o nível de 100 hPa é inferior a 60 %. Assim, as análises realizadas foram baseadas na utilização dos campos de divergência pelo canal do vapor d'água, pois estes além descreverem o ciclo diurno da convecção, encontram-se disponíveis para toda a área tropical e apresentam uma razoável resolução temporal, contrário aos campos do NCEP que são disponíveis a cada 6 horas e não estão capturando o momento da convecção.

3.2 Ciclo diurno da fração de chuva e da cobertura de nuvens e da precipitação

Inicialmente discutiremos a relação entre a divergência do vento em altos níveis e a fração de chuva e de cobertura de nuvens sob o ponto de vista do ciclo diurno. A Figura 5 mostra o ciclo diurno da precipitação sobreposto ao da divergência do vento em altos níveis, calculada a partir das imagens do canal vapor d'água. A precipitação apresenta um máximo durante o início da tarde (entre 12:30 e 15:30 HL) e um máximo secundário durante a madrugada (entre 0:30 e 3:30 HL). Ambos os eventos são acompanhados por máximos da divergência do vento em altos níveis. O final da tarde é marcado pela brusca diminuição da precipitação acompanhada pelo decréscimo da divergência do vento em altos níveis e durante a madrugada, após o máximo secundário, ambas variáveis decrescem até o momento de mínima precipitação/divergência. Pequenas diferenças de fase entre os dois conjuntos de dados não podem ser levadas em conta, pois os campos de divergência do vento foram obtidos no horário das imagens, embora suavizados no tempo e os campos de precipitação são campos médios de três horas, logo defasagens menores que até 1,5 horas não podem ser interpretadas fisicamente. O máximo secundário de precipitação observado durante a noite pode estar relacionado com ocorrências esporádicas de linhas de instabilidade noturnas que passaram pela região.

Outra forma de analisar os campos de precipitação, mas sobre uma escala maior é analisando os campos de fração de chuva obtidos pelo radar

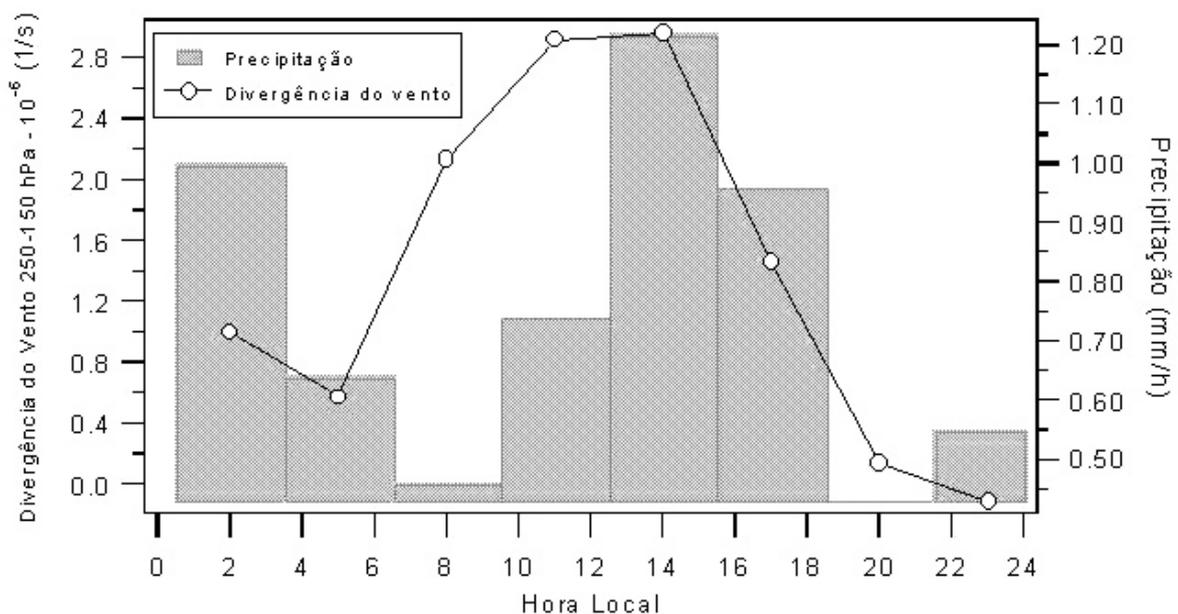


Figura 5: Ciclo diurno da precipitação superposta a divergência do vento em altos níveis derivada pelo canal do vapor d'água.

(Figura 6). Nesta Figura pode-se notar que o momento de maior crescimento da fração de chuva nos limiares de refletividade analisados (20 dBZ e 35 dBZ) é acompanhado pelo momento de maior crescimento da divergência do vento em altos níveis (WV). Estes momentos de máximo crescimento acontecem durante o final da manhã e início da tarde (em torno de 10:30 HL), momento este em que se inicia um forte desenvolvimento da atividade convectiva na região. À medida que se analisa a fração de chuva notam-se algumas semelhanças ao comportamento encontrado na análise anterior na qual a divergência foi analisada em relação à precipitação. Essa semelhança entre o ciclo diurno da fração de chuva com o da divergência do vento pode ser explicada pelo fato da fração de chuva representar a porcentagem de água líquida contida nas nuvens disponível ou não para

o processo de precipitação, bem correlacionado com a precipitação e com a atividade convectiva que por sua vez força o desenvolvimento vertical das nuvens aumentando o fluxo de massa no interior da nuvem e conseqüentemente gerando divergência no topo dos aglomerados de nuvem.

O comportamento do ciclo diurno da divergência do vento em altos níveis é comparado à cobertura total de nuvens e a cobertura de nuvens convectivas (Figura 7). Pode-se notar que durante a noite existe um predomínio da cobertura total de nuvens (284 K), e que esta apresenta um caráter oposto à divergência do vento em altos níveis (WV), ou seja, no momento em que a cobertura total de nuvens apresenta um máximo, a divergência do vento apresenta um mínimo valor. A cobertura total de nuvens existente nesse período é

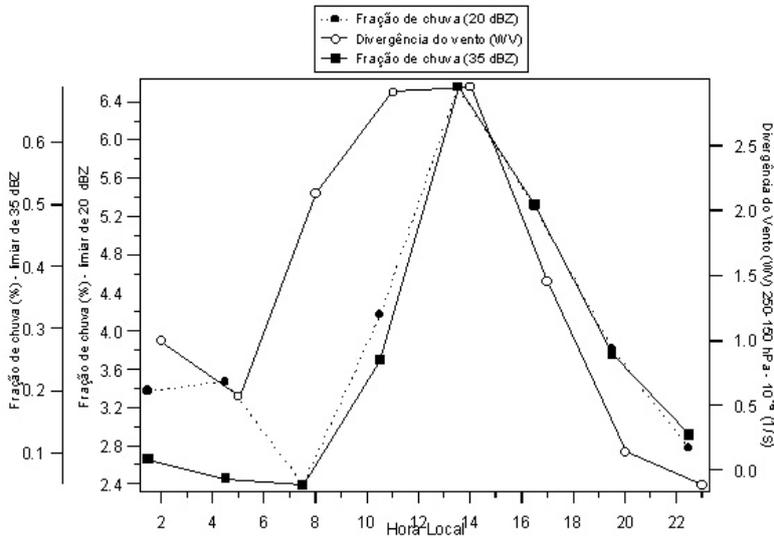


Figura 6: Ciclo diurno da divergência do vento em altos níveis derivado pelo canal do vapor d'água (eixo da direita) e fração de chuva (%) para os limiares de refletividade de 20 e 35 dBZ (eixo da esquerda).

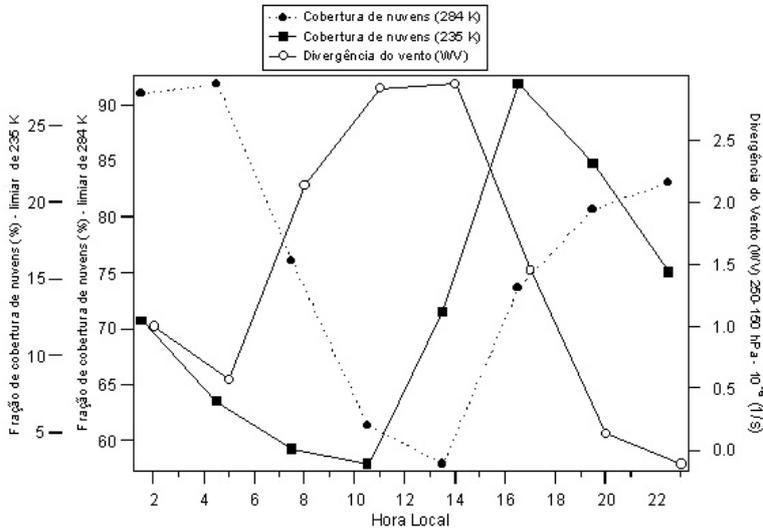


Figura 7: Ciclo diurno da divergência do vento em altos níveis derivado pelo canal do vapor d'água (eixo da direita) e fração de cobertura de nuvens (%) para os limiares de temperatura de brilho 284 K (cobertura total de nuvens) e 235 K (cobertura de nuvens convectivas).

A Divergência do vento em altos níveis e sua relação com a cobertura de nuvens e a precipitação, durante o WETAMC/LBA

principalmente a cobertura de nuvens com topos médios e baixos como podemos ver na Figura 7, (à noite somente 5 % da cobertura total é associada a nuvens convectivas, ou seja, nuvens com temperatura de topo mais frias do que 235 K). A cobertura total de nuvens, que descreve principalmente a fração de nuvens baixas, parece ser uma resposta da dissipação da cobertura de nuvens convectivas. Nesse momento, a divergência do vento em altos níveis é, na média, negativa ou próxima de zero, indicando a fase de dissipação da atividade convectiva. Esse aumento da cobertura total de nuvens pode ser consequência do decaimento do ciclo da convecção. Com relação a cobertura de nuvens convectivas (235 K), pode-se notar o máximo crescimento da área convectiva ocorre no momento de máxima intensidade divergência do vento em altos níveis e da precipitação. Observa-se uma defasagem entre a cobertura de nuvens convectivas e a divergência do vento em altos níveis, mostrando que a divergência pode ser um predictor da cobertura de nuvens associada a atividade convectiva. Essa defasagem entre a precipitação e a cobertura de nuvens convectivas é discutida em Machado et al. (2002), que sugere o crescimento da cobertura convectiva na fase de maturação dos sistemas convectivos, devido ao transporte de vapor d'água e água líquida da parte convectiva para as partes estratiformes, diminuindo a precipitação na parte convectiva. Essa defasagem entre a precipitação e as nuvens associada a convecção mostra a limitação dos métodos de estimativa de precipitação por satélites que utilizam como parâmetro estimador da precipitação a fração de área coberta por nuvens definidos com limiares próximos ao utilizado neste estudo.

Esses resultados mostram que: a) na média os campos de divergência do vento em altos níveis obtidos a partir do canal vapor d'água e da radiossondagem apresentam praticamente a mesma fase, principalmente no período da tarde onde ocorrem a maioria dos processos convectivos.; b) a divergência do vento em altos níveis pode ser uma importante ferramenta na estimativa da precipitação, pois a mesma apresenta seu máximo em fase com o máximo da fração de chuva convectiva.

3.3 Relação entre a divergência do vento em altos níveis e as variáveis estudadas e sua integração no tempo

A análise anterior mostrou a existência de uma relação coerente entre o ciclo diurno da divergência do vento em altos níveis (WV), precipitação, fração de cobertura de nuvens e a fração de chuva. Essa relação média e os conceitos físicos discutidos foram baseados em curvas médias integradas durante todo o período do experimento. Nesta seção será discutida a inter-relação

entre as variáveis para toda a população de eventos, do ponto de vista estatístico.

A Tabela 2 mostra a correlação entre a divergência do vento em altos níveis (WV) e a fração de chuva para o limiar de 20 dBZ, que representa a fração total de chuva, e a fração de cobertura de nuvens convectiva para diversas defasagens entre +6 horas e -6 horas. De acordo com o número de dados da amostra utilizada neste trabalho e aplicando ao teste t-student, valores acima de 0.2 são considerados significativos a 95% (este valor é considerado significativo devido ao tamanho da amostra). Os resultados mostrados na Tabela 2 indicam que existe uma correlação estatisticamente significativa com a fração de chuva, principalmente para o intervalo de defasagem 0 e de +3 horas, confirmando os resultados discutidos com base no ciclo diurno. Com relação à fração de cobertura de nuvens, tal correlação é significativa para a fração de nuvens convectivas com uma defasagem de 3 horas em acordo com o discutido anteriormente.

Defasagem	235 K	20dBZ
- 6 horas	0.044	0.026
- 3 horas	0.011	0.179
0	0.246	0.294
+ 3 horas	0.283	0.256
+ 6 horas	0.138	0.121

Tabela 2 Valores da correlação verificados entre a divergência do vento em altos níveis e a fração de cobertura de nuvens para o limiar de 235 K (cobertura de nuvens associado a convecção) e a fração de chuva para os limiares de 20 dBZ.

Pode-se notar na análise discutida anteriormente que, apesar da existência de uma correlação estatisticamente significativa, a divergência do vento em altos níveis e as frações de chuva e de nuvens, são relativamente baixas. Uma das possibilidades para esta baixa correlação pode estar relacionada ao fato das variáveis (fração de chuva e divergência) estarem sendo representadas em diferentes escalas espaciais/temporais, ou seja, a divergência representa melhor a grande escala incluindo, principalmente, fenômenos como linhas de instabilidade e aglomerados de nuvens, ao passo que a fração de chuva inclui, principalmente, fenômenos de escala local. As Figuras 8 (a e b) mostram diagramas de dispersão entre as frações de chuva total e nuvens convectivas com a divergência do vento. Nesses gráficos foram utilizadas as frações definidas pelos limiares de temperatura de brilho de 235 K, avançada de três horas e a refletividade de 20 dBZ, sem nenhuma defasagem.

Alexandra Amaro de Lima, Luiz Augusto Toledo Machado e Henri Laurent

Observa-se uma grande dispersão entre as frações de cobertura de nuvens associada a convecção e da chuva total com a divergência do vento em altos níveis (WV), mesmo levando-se em conta a defasagem. Apesar dessa dispersão os altos valores de ambas as frações estão geralmente associados a altos valores de divergência.

Outro fator que pode justificar a dispersão observada nessa figura pode estar relacionado aos diferentes tipos de nuvens considerados na fração de nuvens convectiva, alguns representando nuvens Cumulonimbus e outras Cirrus e Altostratus podendo cada tipo de nuvem estar associado a uma fase diferente com relação a divergência

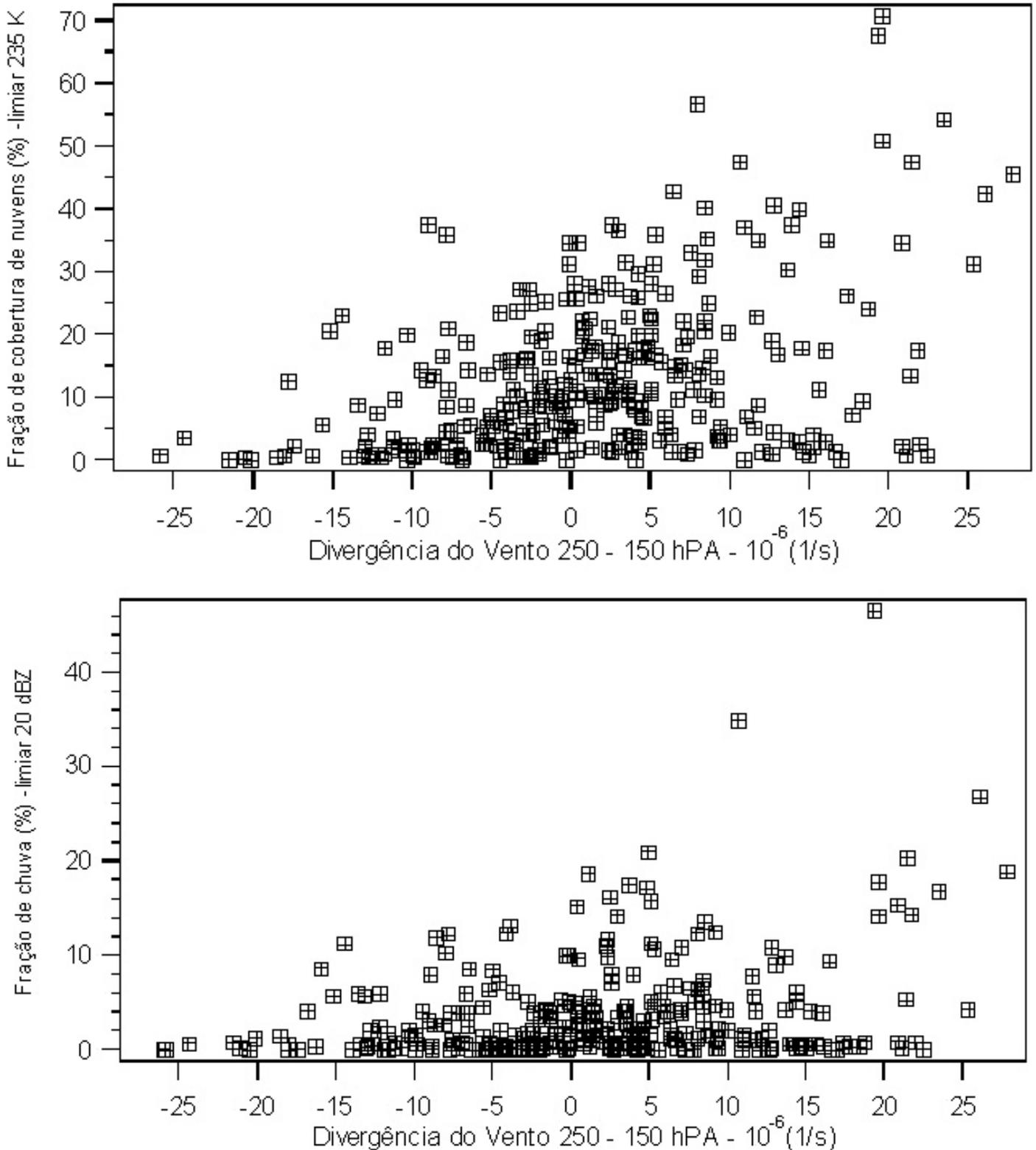


Figura 8 a e b: Diagramas de dispersão entre as frações de chuva total e nuvens convectivas com a divergência do vento.

do vento em altos níveis. Com relação a fração de chuva esta pode incluir também, por estar definida no nível de 2 km, fenômenos precipitantes de menor profundidade que o nível de 200 hPa. Além disso, a defasagem entre essas variáveis também deve variar segundo a intensidade e a duração dos sistemas convectivos considerados. Para realizar uma análise mais detalhada seria necessário realizar um estudo utilizando uma resolução temporal maior, da ordem da resolução máxima de aquisição das imagens no canal do vapor d'água e uma classificação de nuvens e de sistemas precipitante mais detalhada.

4. CONCLUSÕES

Este trabalho comparou o cálculo da divergência do vento em altos níveis a partir de diferentes fontes de dados e analisou as relações com a cobertura de nuvens e a precipitação medidas a superfície e por radar.

A divergência do vento em altos níveis se relacionada com a atividade convectiva em função da relação existente entre o fluxo de massa no interior das nuvens e a divergência do vento em altos níveis. Logo, forte fluxo de massa no interior da nuvem representa forte atividade convectiva, formação de nuvens convectivas e geração de precipitação e o posterior desenvolvimento de nuvens estratiformes.

A análise da divergência do vento em altos níveis por diferentes fontes de dados e metodologias mostrou que os campos de vento obtidos por radiossondagem têm a capacidade de descrever fenômenos de menor escala, já os campos obtidos através das imagens de vapor d'água e do NCEP são mais suavizados e são até duas vezes menores que os campos obtidos por radiossondagem. Com relação ao ciclo diurno, os campos obtidos por radiossondagem e pelo WV, apesar da diferente magnitude dos campos, ambos estão em fase em grande parte do período, principalmente durante à tarde, quando foi verificado o momento de máxima divergência para ambas os métodos. Já os dados calculados com as reanálises do NCEP, os mesmos estão fora de fase e não coerentes com o ciclo diurno da atividade convectiva verificado na região durante o WETAMC/LBA.

O ciclo diurno da precipitação média medida a superfície é marcado por um máximo principal (máxima área de cobertura do limiar de 35 dBZ) durante o início da tarde, sendo este máximo acompanhado pela máxima divergência do vento em altos níveis (WV).

O ciclo diurno da fração de chuva assim como o da precipitação à superfície estão em fase com o da divergência do vento em altos níveis. A cobertura de nuvens na região do experimento foi estudada por meio da fração de cobertura de nuvens nas imagens GOES-8, contando com a utilização de dois limiares de temperatura

de brilho, um descrevendo a cobertura total e outro a cobertura de nuvens associados à atividade convectiva. Foi possível verificar que a divergência do vento em altos níveis está inversamente relacionada à fração de cobertura total de nuvens e que a cobertura de nuvens associada a convecção apresenta uma defasagem de até 3 horas em relação à divergência do vento em altos níveis. Essa característica observada para a cobertura total é provavelmente devida à mesma ser principalmente representada pelas nuvens baixas que atingem o máximo após a dissipação da convecção. Testes estatísticos mostraram que a correlação entre a cobertura de nuvens associada a convecção e a divergência do vento em altos níveis aumenta à medida que se atrasa a divergência em três horas. Essa defasagem de 3 horas mostra o potencial da divergência do vento em altos níveis como predictor da cobertura de nuvens em altos níveis associada a atividade convectiva. Os resultados mostrados neste estudo apresentam uma importante ferramenta para estimar o momento que ocorre a precipitação e como predictor da cobertura de nuvens associado à convecção. Estudos utilizando dados em alta resolução temporal deverão ser realizados de forma a caracterizar as defasagens de uma forma mais precisa.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARNES, S.L. A Technique for maximizing details in numerical weather map analysis. **J. Appl. Meteorol.**, v. 3, p. 396-409, 1964.
- FIGUEROA, S.P., NOBRE, C.A. Precipitation distribution over central and western tropical South America. **Climanálise**, v. 5, n. 6, p. 36-45, 1990.
- GANDU, A.W., DIAS, P.L.S. Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence. **J. Geophys. Rev.**, v. 103, n. D6, p. 6001- 6015, 1998.
- HOLTON, J.R. **An introduction to dynamic meteorology**. New York: Academic Press, 1979. 394 p. (International Geophysics Series ; 23)
- KUO, H.L. On the formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. **J. Atmos. Sci.**, v. 22, p. 40-63, 1965.
- LIMA, A.A., MACHADO, L.A.T., LAURENT, H. Análise da cobertura de nuvens e suas relações com a divergência do vento em altos níveis durante o WETAMC/LBA. In: CONGRESSO

- BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2000, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 2000. 1 CD-ROM.
- LIMA, A.A. **A variabilidade da precipitação e suas relações com medidas por satélite, radar e divergência do vento em altos níveis.** 2001. Dissertação (Mestrado) – INPE, São José dos Campos.
- LONGO, M., ALBRECHT, R.I., MACHADO, L.A.T., FISCH, G., SILVA DIAS, M.A.F. Controle de qualidade dos dados de radiossondagem da Campanha WET-AMC/LBA. **Sub. a R. bras. Meteorol.**, 2001.
- MACHADO, L.A.T., ROSSOW, W.B. Structural characteristics and radiative properties of tropical cloud clusters. **Mon. Weather Rev.**, v. 121, p. 3234-3260, 1993.
- MACHADO, L.A.T., ROSSOW, W.B., GUEDES, R.L., WALKER, A.W. Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas. **Mon. Weather Rev.**, v. 126, p. 1630-1654, 1998.
- MACHADO, L.A.T. The Amazon energy budget using the ABLE-2B and FluAmazon data.. **J. Atmos. Sci.**, v.57, n. 18, p. 3131–3144, 2000.
- MACHADO, L.A.T., LAURENT, H., LIMA, A.A. Diurnal march of the convection observed during TRMM-WETAMC/LBA. **J. Geophys. Rev.**, v. 107, n. D20, p. 31-46, 2002.
- MALKUS, J.S., WILLIAMS, R.T. On the interaction between severe storm and large scale cumulus cloud. **Meteorol. Monogr**, v. 5, p. 59-64, 1963.
- MOHR, K.I., FAMIGLIETTI, J.S., ZIPSER, E.J. The contribution to tropical rainfall with respect to convective system type, size, and intensity estimated from the 85-GHz Ice-scattering signature **J. Appl. Meteorol.**, v. 38, p. 596-606, 1999.
- NISHIZAWA, T., TANAKA, M. The annual change in the tropospheric circulation and the rainfall in South America. **Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol.**, Ser. B, v. 33, p. 107-116, 1983.
- RIEHL, H., MALKUS, J.S. On the heat balance in the equatorial trough zone. **Geophysica**, v. 6, p. 503-538, 1958.
- SAKAMOTO, M.S., LAURENT, H. Cálculo da divergência no topo de sistemas convectivos tropicais utilizando campos de vento derivados de imagens do Canal do D'água do Satélite Meteosat. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10., 1998, Brasília. **Anais...** Brasília: SBMET, 1998. 1 CD-ROM.
- SILVA DIAS, M.A.F., BONATTI, J.P., KOUSKY, V.E. Diurnally forced tropical tropospheric circulation over South America. **Mon. Weather Rev.**, v. 115, p. 1465-1478, 1987.
- VELDEN, C.S. Winds derived from geostationary satellite moisture channel observations: applications and impact on numerical weather. **Meteorol. Atmos. Phys.**, v. 60, p. 37-46, 1996.