

ANÁLISE DA COBERTURA DE NUVENS E SUAS RELAÇÕES COM A DIVERGÊNCIA DO VENTO EM ALTOS NÍVEIS DURANTE O WETAMC/LBA

Alexandra Amaro de Lima
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - METEOROLOGIA/INPE
Av. dos Astronautas, 1758, Jardim da Granja, São José dos Campos-SP, 12227-010
e-mail: xanduca@met.inpe.br

Luiz Augusto Toledo Machado
Instituto de Aeronáutica e Espaço/Divisão de Ciências Atmosféricas - CTA/IAE/ACA
Praça Marechal E. Gomes, 50, Vila das Acácias, São José dos Campos-SP, 12228-901
e-mail: machado@iae.cta.br

Henri Laurent
Instituto de Aeronáutica e Espaço/Divisão de Ciências Atmosféricas - CTA/IAE/ACA
Praça Marechal E. Gomes, 50, Vila das Acácias, São José dos Campos-SP, 12228-901
e-mail: hlaurent@iae.cta.br

Abstract

The relationship between cloud fraction from different thresholds obtained from high-resolution satellite images (IR), rainfall and upper levels wind divergence from WV channel has been analyzed for WETAMC/LBA region. This study presents the diurnal cycle of the cloud fraction, precipitation and upper levels wind divergence. The results show a lag between the maximum convective cloud cover and precipitation. Actually, maximum precipitation happen at the moment of maximum increase of the convective cloud fraction. The upper level wind divergence is in phase with precipitation showing very well relation between convection and large-scale circulation.

1. Introdução

O estudo da formação e desenvolvimento dos Sistemas Convectivos (SC) sempre foi de grande interesse na meteorologia tropical pois a maior parte da precipitação é organizada em grandes aglomerados de nuvens. Mas, foi após o lançamento do primeiro satélite ambiental, que estudos sobre a estrutura horizontal da convecção foram aplicados e intensificados. Maddox (1980) utilizando classificação de Orlanski (1975) para as escalas de comprimento meso α , denominou de Complexos Convectivos de Mesoscala (CCM) sistemas representativos de uma classe de aglomerados de nuvens que estivessem dentro desta escala de comprimento.

Dos estudos sobre os CCM na América do Norte, podem-se destacar alguns como o de Laing e Fritsch (1993 a, b), onde descrevem o comportamento dos CCM sobre a região de Monção da Índia e África. Eles encontraram o horário de máximo desenvolvimento horizontal e dissipação dos SC como sendo respectivamente as 00:00 e 06:00, e 07:00 e 14:00 hora local. Durante este estudo eles encontraram também outras características como o tempo de vida médio (aproximadamente) e suas dimensões máximas (em torno de 2×10^5 a 3×10^5 km). Algumas condições dinâmicas como a magnitude do cisalhamento do vento e jatos em baixos níveis, seriam condições necessárias para organizar a convecção, em sistemas de mesoscala.

Condições dinâmicas para a formação dos Sistemas Convectivos de Mesoscala (SCM) na América do Sul foi objeto de estudo de Dias (1987 e 1996), que observou que os CCM produzem fortes ventos e intensa precipitação, chegando a atingir as regiões sul, centro-oeste e sudeste do Brasil, e que a sotavento da Cordilheira dos Andes estes sistemas possuem um aspecto noturno, e o escoamento de norte, no lado leste é típico de verão. A modulação diurna da intensidade do jato em baixos níveis, é um fator que induz a formação dos SCM (Cotton e Anthes, 1989; Guedes, 1985; Velasco e Fritsch, 1987).

O ciclo de vida dos SCM e sua estrutura morfológica e radiativa na região tropical do Oceano Atlântico e nas Américas foram estudados por Machado et al. (1992, 1993 e 1998). Estes verificaram através de observações por

satélite que o tamanho do SCM varia linearmente com os limiares de temperatura de brilho (Tir) e que a medida que diminuimos os valores do limiar de Tir, também será menor o tamanho de SC particular, e o tamanho médio é associado com o seu tempo de vida. Dos resultados encontrados nas Américas destaca-se que os sistemas com um tempo de vida em torno de 6 h tem um raio de 120 km, e aqueles com tempo de vida em torno de 18 h tem um raio da ordem de 200 km. Os autores encontraram que na América do Sul os SCM durante a primavera tem um tempo de vida médio de 12 a 18 h. Através do estudo de Velasco e Fritsch (1987) foram encontradas similaridades sobre os SCM que formam-se sobre a América do Norte e do Sul, eles verificaram que os SCM ocorrem com a mesma frequência e possuem características similares em ambos os hemisférios.

Os sistemas convectivos e sua associação com as circulações de meso e de grande escala, exercem um papel importante na descrição da circulação geral. O desenvolvimento dos SCM sobre a região tropical são constantes durante todo o ano e certamente um padrão de divergência em altos níveis é esperado como assinatura da convecção na sua interação com a circulação em grande escala.

Este trabalho representa a primeira parte de um estudo que visa analisar os SCM que cruzaram a área do WETAMC/LBA. Para tanto, será analisado o ciclo diurno da cobertura de nuvens, da precipitação e da divergência em altos níveis visando verificar as fases e defasagens entre esses parâmetros que são característicos da atividade convectiva.

2. Dados

Os dados utilizados são de satélites e estação de superfície, que foram obtidos durante os meses de janeiro e fevereiro de 1999, no experimento “Wet Season Atmospheric Mesoscale Campaign/ Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia” (WETAMC/LBA). Este experimento tem como objetivo principal, compreender o complexo funcionamento climático, ecológico, biogeoquímico e hidrológico da Amazônia, o que permitirá conhecer os processos associados a formação de nuvens e da convecção na Amazônia.

Os dados de satélite são aqueles obtidos pelo GOES-8, recebidos e processados pelo CPTEC. Os dados de vento em altos níveis foram obtidos a partir das imagens WV e processadas pela NOAA. Para calcular a divergência do vento em altos níveis foram utilizadas as imagens do vapor d'água, enquanto que para efetuar os cálculos de fração de cobertura de nuvens, só as imagens no canal IR.

Para as medidas em superfície foi utilizado uma rede de 40 pluviômetros instalados dentro da área de abrangência do radar TOGA.

3. Metodologia

A cobertura de nuvens foi calculada, utilizando-se imagens de satélite no canal infravermelho (IR), onde foram estabelecidos 8 limiares de temperatura de brilho (273°K, 255°K, 245°K, 235°K, 225°K, 215°K, 210°K, 200°K) que compreende desde nuvens com topos mais quentes, até nuvens com topos mais frios. O range do limiar de Tir, permite ter uma visão da variabilidade da cobertura de diferentes tipos de nuvens na região. Em um imagem obtemos a fração de cobertura de nuvens(%) como sendo, a relação existente entre o número de pixel mais frio que o limiar de Tir e o número total de pixel dentro da área de estudo. A fração de cobertura obtida através do limiar de 273°K (considerado um limiar quente) descreve, aproximadamente a variabilidade da cobertura total de nuvens. As frações que são calculadas para limiares mais frios representam a cobertura de nuvens mais convectivas.

A convecção na escala cumulus fornece o calor latente necessário para gerar distúrbios de grande escala, e estes por sua vez, produzem convergência de umidade necessária para disparar a convecção cumulus. Isto significa que na escala cumulus existe convergência de umidade nos baixos níveis e por continuidade, divergência nos altos níveis (Holton,1979). Logo o conhecimento do campo da divergência é muito importante para a compreensão das circulações atmosféricas. Os valores da divergência utilizados neste trabalho, foram obtidos utilizando o canal WV do GOES-8, através da metodologia de Sakamoto e Laurent (1998). Esta metodologia consiste na interpolação dos dados originais em uma grade regular (Barnes 1964), sendo posteriormente, aplicado o método de aproximação por diferenças finitas (Sakamoto e Laurent, 1998). Os vetores vento foram interpolados em uma grade regular de 2,5°x2,5° através da função abaixo:

$$f(u, v) = \frac{\sum_{m=1}^M W_m \cdot f'_m(u, v)}{\sum_{m=1}^M W_m}$$

onde, $f(u,v)$ é o interpolado no ponto da grade; M é o número de observações; W_m é a função peso; $f'_m(u,v)$ são as componentes zonal e meridional reportados pelo conjunto de dados utilizados na posição x, y . Efetuada a interpolação para todos os vetores, calcula-se a divergência utilizando diferenças finitas:

$$\bar{\nabla} \cdot \bar{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$$

Esta fórmula nos fornece um valor de divergência(convergência), componentes zonal e meridional, no tempo em cada ponto de grade. A divergência média da área do experimento foi calculada como a divergência média da camada entre 100 e 200 hPa.

Os cálculos descritos anteriormente resultaram em arquivos de séries temporais. Através destes arquivos, juntamente com a série temporal de precipitação (calculada como a média aritmética dos 40 pluviógrafos) e de fração de cobertura de nuvens, será possível: a) descrever o ciclo diurno da precipitação e da cobertura de nuvens; b) encontrar os momentos mais significativos das frações de cobertura de nuvens mais quente (273°K) e mais fria (200°K); e c) relacionar a precipitação e a divergência que serão mostrados na seção seguinte.

3.Resultados

A figura 1 mostra o ciclo diurno da fração de cobertura de nuvens para todos os limiares de temperatura de brilho durante 33 dias de observações. Através desta figura foi possível entender o comportamento de cada limiar de Tir durante o dia. Nota-se a presença de um pico com alto valor da fração de cobertura para o limiar de 273K durante a madrugada (4 horas), e baixos valores para os outros valores de limiar, isso indica que durante a madrugada existia cobertura quase total de nuvens mas com pouca atividade convectiva. No período das 8:00 as 13:00 horas é possível notar valores mínimos para todos os limiares, indicando que durante este intervalo de tempo a cobertura de nuvens é mínima para limiares quentes e frios, provavelmente devido ao fim do ciclo convectivo e o resfriamento noturno. Neste período a superfície começa a aquecer devido a absorção da energia solar que por sua vez aquece a baixa atmosfera através do fluxo de calor sensível. A partir das 14 horas notamos um aumento na cobertura de nuvens em todos os limiares de Tir. Entre 16:00 e 19:00 horas podemos notar um pico máximo para os limiares mais frios (os limiares de 273°K e 255°K apresentam seus máximos valores durante a madrugada), indicando que durante este período havia um predomínio de cobertura com nuvens com topos altos associados a convecção diurna.

A evolução diurna da fração de nuvens é resultado da média do período analisado; para verificarmos a dispersão dia a dia do horário de máxima cobertura, calculamos o valor mais alto de cada fração para o dia, e relacionamos o seu respectivo horário de ocorrência. Na figura 2 é representada esta análise apenas para o limiar mais quente e mais frio. Os resultados mostram semelhança no horário de máximos valores com o horário dos valores médios de cobertura representados na figura1, para ambos os limiares (273°K e 200°K). Para o limiar de Tir 200°K notamos alguns casos onde os valores máximos ocorrem durante a madrugada, contudo, as frações associadas são relativamente baixas, o maior número de ocorrências, principalmente de maiores frações, é entre as 15:00 e 19:00 horas. Quanto ao limiar de 273°K, observou-se que de forma geral as máximas frações ocorreram durante a madrugada, embora, como no caso do limiar mais frio, houveram casos de a máxima fração ocorrer no período da tarde e noite. Os dias associados a estas ocorrências serão verificados caso a caso.

A figura 3 mostra a comparação entre a média diária da fração de cobertura de nuvens mais convectiva, com os valores registrados de precipitação. Durante o intervalo das 1:00 até 10:00 horas, verifica-se que a precipitação registrada não estava principalmente associada a cobertura de nuvens convectivas, mas provavelmente a nuvens stratiformes, pois o limiar representativo da cobertura convectiva diminuiu neste período. Contudo, não se excluem os casos noturnos de máxima cobertura convectiva que podem ser os responsáveis pela precipitação na madrugada. Um estudo detalhado de casos será realizado para melhor entender a precipitação noturna. Entre 10:00 e 14:00 horas é possível verificar o aumento na fração de cobertura de nuvens com topos mais frios que 210°K, no horário de máximo aquecimento da superfície. O máximo de precipitação, entre 14:00 e 16:00 horas, ocorre no período de crescimento máximo da fração de cobertura de nuvens. Entre 20:00 as 23:00 os valores de precipitação são relativamente altos, embora se verifica um decaimento da fração convectiva; a precipitação neste horário deve ter uma importante componente da precipitação estratiforme.

A figura 4 mostra a média da precipitação e da divergência do vento em altos níveis (200 hPa) em função da hora local. Podemos verificar que o horário de máxima precipitação se encontra em fase com divergência do vento em altos níveis, mostrando a relação entre a atividade convectiva e os campos de grande escala. Durante a madrugada, em torno de 5 horas, observa-se um pico secundário no campo da divergência do vento, este pico pode estar associado as ocorrências noturnas de convecção profunda discutidas na figura 2.

4. Conclusões

Este trabalho apresentou os resultados preliminares do estudo sobre as relações entre a fração de cobertura de nuvens utilizando imagens IR, a precipitação medida em uma rede de pluviógrafos na região do WETAMC/LBA e a divergência do vento em altos níveis extraído a partir de imagens de satélite no canal WV.

Algumas características marcantes foram observadas, como o horário predominante da cobertura de nuvens com limiares frios (200°K e 210°K) em torno das 14:00 e 22:00 horas, sendo esses limiares representativos a coberturas convectivas. Em relação a precipitação o período de máximos valores médios diários, entre 14:00 e 16:00 horas, ocorre no momento de máximo crescimento da fração de nuvens convectiva. Uma defasagem de aproximadamente três horas separa o máximo de cobertura de nuvens convectivas (210° K) e o máximo da precipitação. O ciclo diurno da divergência do vento em altos níveis está em fase com a precipitação mostrando o impacto da precipitação nos campos de grande escala.

5. Agradecimentos

Os autores agradecem a Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo – FAPESP (Projeto 1999/06045-7). Este trabalho também possui o auxílio do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq (REF. 300692/95-1. Projeto de cooperação bilateral CNPq/IRD).

6. Referências Bibliográficas

Barnes, S. L., 1964 A technique for Maximizing Details in Numerical Weather Map Analysis. **J. Appl. Meteor.**, 3, 396-409.

Cotton, W. R. e Anthes, R. A., 1989 Storm and Colud Dynamics. **Academic Press**.

Dias, M. A. F. S., 1996 Complexos Convectivos de Mesoescala sobre a Região Sul do Brasil. **Climanálise Especial**, 1, 12.

Dias, M. A. F. S., 1987 Sistemas de Mesoescala e Previsão de Tempo a Curto Prazo. **Rev. Brasil. Meteor.**, 2, 133-150.

Guedes, R. L., 1985 Condições de Grande Escala Associadas a Sistemas Convectivos de Mesoescala Sobre a Região Central da América do Sul. **Relatório Técnico ECA-03/87**.

Holton, J. R., 1979 An introduction to Dynamic Meteorology. **Academic Press**, 394 pp.

Laing, A. G., e Fritsch, J. M., 1993a Meso-scale Convective over the Indian Monsoon. Region. **J. Climate**, 6, 911-919.

Laing, A. G., e Fritsch, J. M., 1993b Meso-scale Convective over the Indian Monsoon. Region. **Mon. Wea. Rev.**, 121, 2254-2263.

Maddox, R. A., 1980 Meso-scale Convective Complexes. **Bull. Am. Meteor. Soc.**, 61, 1374-1387.

Machado, L. A. T., e Debois, M., Duvel, J.-Ph., 1992 Structural Characteristics of deep Convective Systems over Tropical Africa and the Atlantic Ocean. **Mon. Wea Rev.**, 121, 3234-3260.

Machado, L. A. T., e Rossow, W. B., 1993 Structural Characteristics and Radiative Properties of Tropical Cloud Clusters. **Mon. Wea. Rev.**, 121, 3234-3260.

Machado, L. A. T., Rossow, W. B., Guedes, R. L., Walker, A. W., 1998. Life cycle of Mesoscale Convective Systems over the Americas. **Mon. Wea. Rev.**, 126, 1630-1654.

Orlanski, I., 1975 A Rational Subdivision of Scales for Atmospheric Processes. **Bull. Am. Meteor. Soc.**, 56, 527-530.

Sakamoto, M. S., e Laurent, H., 1998 Estimativa de Campos de Vento a partir de Imagens de Satélite do Canal do Vapor D'Água do Satélite Meteosat. **X Cong. Brasil. Meteor.**

Sakamoto, M. S., e Laurent, H., 1998 Cálculo da Divergência no Topo de Sistemas Convectivos Tropicais Utilizando-se Campos de Vento Derivados de Imagens do Canal do Vapor D'Água do Satélite Meteosat. **X Cong. Brasil. Meteor.**

Velasco, I., e Fritsch, J. M., 1987 Meso-scale Convective Complexes in the Americas. **J. Geophys. Res.**, 92, 9591-9613.

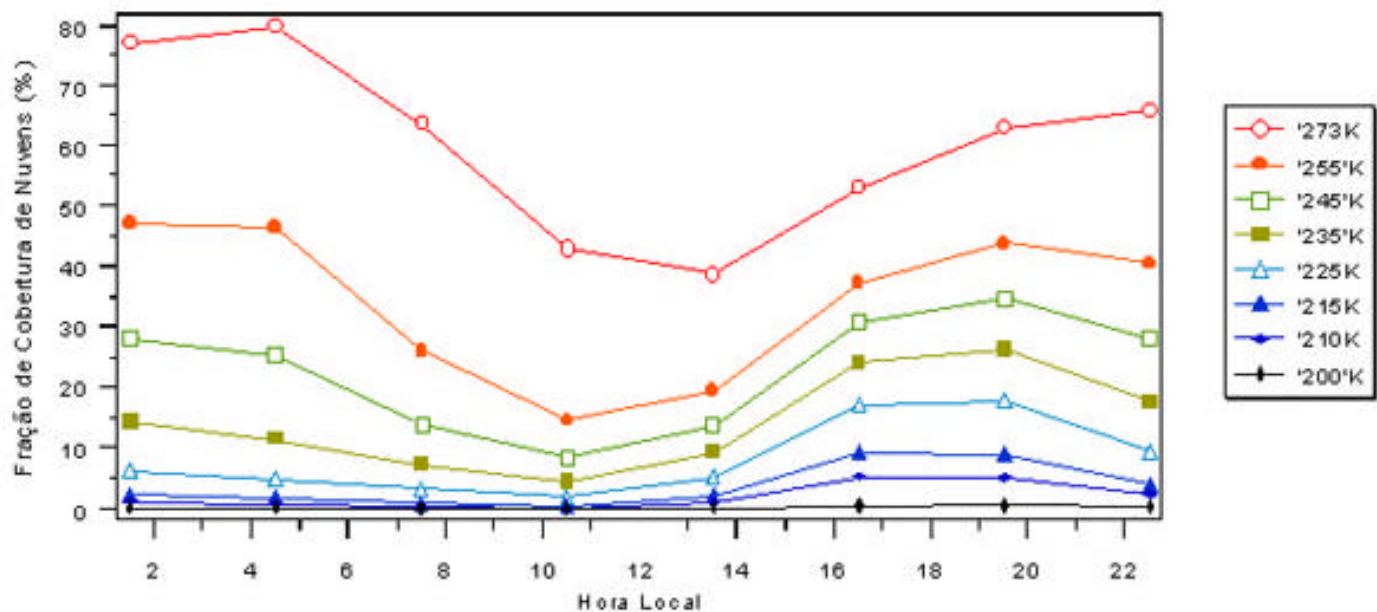


Figura 1 : Distribuição média da fração de cobertura de nuvens em função da hora local.

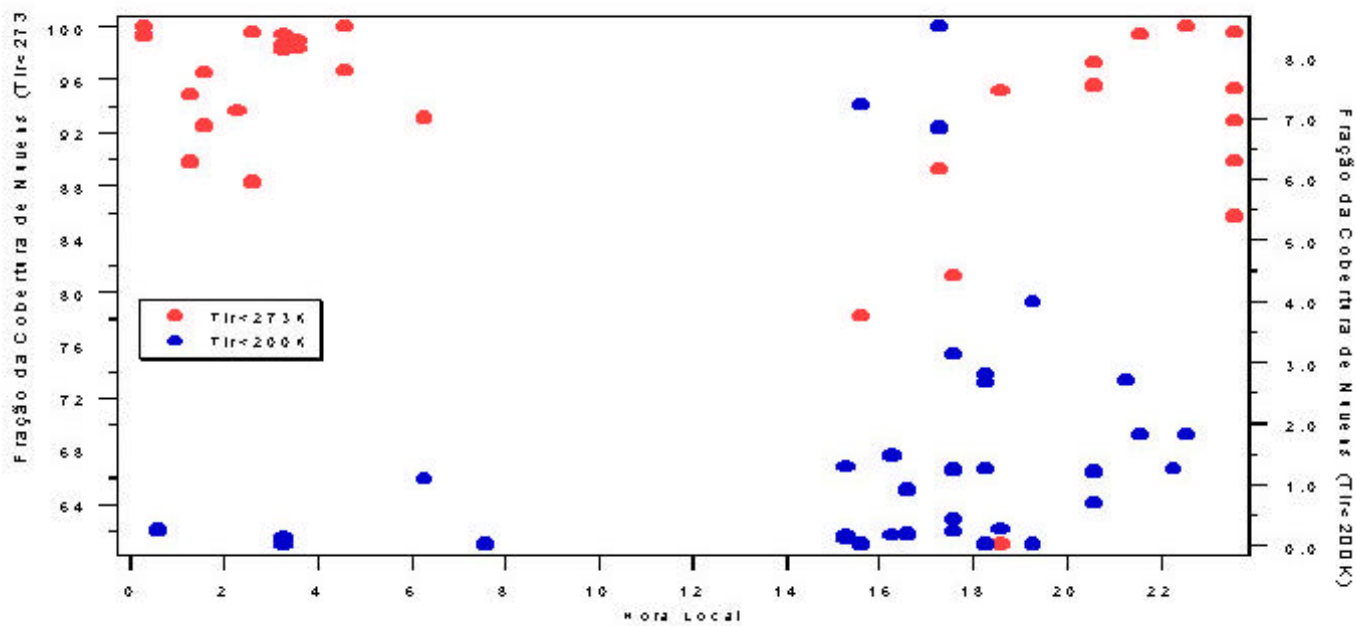


Figura 2: Valores máximos para cada dia da fração de cobertura de nuvens mais (200°K) e menos (273°K) convectivas em função do horário de ocorrência

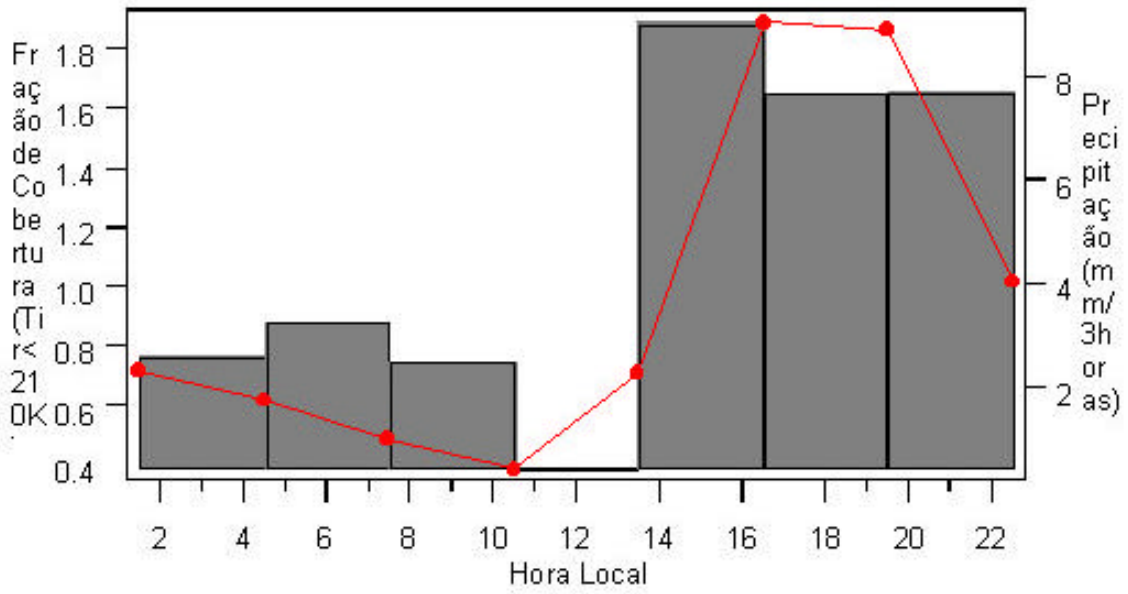


Figura 3: Ciclo diurno da precipitação e da fração de cobertura de nuvens de Tir <210°K.

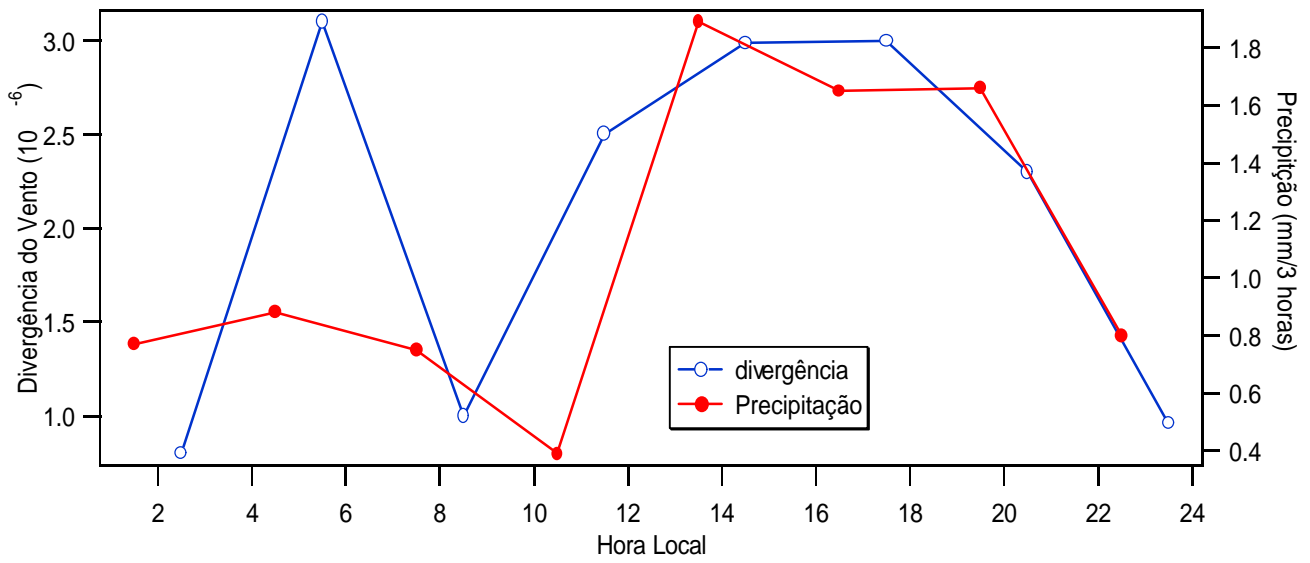


Figura 4: Ciclo diurno da divergência do vento em altos níveis (100- 200 hPa) e a precipitação, dados a cada 3 horas.