



**Variabilidade Temporal da Precipitação e da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) na Amazônia Oriental Durante o Projeto Chuva**  
Temporal Variability of Rainfall and Convective Available Potential Energy (CAPE) in Eastern Amazon During Chuva Project

Romero Thiago Sobrinho Wanzeler<sup>1</sup>; Maria Aurora Santos da Mota<sup>2</sup> & Daniele Santos Nogueira<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Universidade Federal de Campina Grande, Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas - Centro de Tecnologia e Recursos Naturais (UACA-CTRN). Av. Aprígio Vêloso, 882, Bairro Universitário, 58429-140 Campina Grande, Paraíba

<sup>2</sup> Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências (IG). Rua Augusto Correa, 01, Guamá, 66075-110, Belém, Pará

<sup>3</sup> Centro Gestor e Operacional do Sistema de Proteção da Amazônia, Centro Regional de Belém (CENSIPAM - CR-BE)

Av. Júlio César, 7060, Val de Cans, 66617-420, Belém, Pará

E-mails: romero-thiago@hotmail.com; aurora@ufpa.br; daniele.nogueira@sipam.gov.br

Recebido em: 13/04/2018 Aprovado em: 09/07/2018

DOI: [http://dx.doi.org/10.11137/2018\\_2\\_305\\_317](http://dx.doi.org/10.11137/2018_2_305_317)

## Resumo

Este trabalho teve o objetivo de analisar a variação e a evolução da estrutura termodinâmica da atmosfera, discutindo a importância dos fatores termodinâmicos e dinâmicos para o desenvolvimento da nebulosidade, à luz da teoria da Energia Potencial Conectiva Disponível (CAPE). Na região de estudo estão localizadas as cidades de Belém, São Miguel do Guamá e Tomé Açú, região nordeste do estado do Pará, onde ocorreu o experimento do Projeto CHUVA, entre 19 e 26 de junho de 2011. Foi observado que durante o período da campanha, a atmosfera esteve sempre instável, com valores de CAPE altos (na maioria dos casos, acima de 1000 J/kg), além de um ciclo diário bem definido, com máximos e mínimos ocorrendo às 15:00 e 03:00 HL, respectivamente. Esse ciclo era interrompido toda vez que ocorria precipitação, geralmente no período da tarde ou no início da noite. A interação entre as forçantes termodinâmica e dinâmica apresentou importante contribuição na formação de chuvas que foram registradas na região durante o período do experimento, como nos dias 21 e 22, em que a atuação da brisa marítima favoreceu o aumento da instabilidade local, o que foi verificado pelos valores altos de CAPE nas três cidades (CAPE > 2000 J/kg). Os resultados apresentados confirmam que embora a atmosfera estivesse instável, este fator sozinho não foi suficiente para gerar precipitação, havendo a necessidade da sua interação com a forçante dinâmica de escala maior.

**Palavras-chave:** Termodinâmica da Atmosfera; Convecção; CAPE; Região amazônica

## Abstract

Data from CHUVA project experiment, occurred in the period of 19 to 26 June of 2011, in the cities of Belem, São Miguel do Guama and Tome Açú, northeast region of Para state, were used to analyze de variation and evolution of the atmosphere thermodynamic structure, discussing the importance of dynamic and thermodynamic factors to cloudiness development, in the light of Convective Available Potential Energy (CAPE) theory. During the campaign period, the atmosphere was always unstable, presenting high CAPE values (in most cases, above 1000 J/kg), in addition to a well defined daily cycle, with maximums and minimums occurring 15:00 and 03:00 LH, respectively. This cycle was stopped every time rained, generally in the afternoon or in the early evening. The interaction between dynamic and thermodynamic factors presented important contribution in the rainfall formation that were registered during the experiment, as on days 21 and 22, in which the sea breeze action favored the increase of local instability, verified by high CAPE values in the three cities (CAPE > 2000 J/kg). These results showed that although the atmosphere were unstable, alone, this factor wasn't enough to generate rainfall and it was need the interaction with dynamic forcing of large scale.

**Keywords:** CHUVA Project; Rainfall; Convection; CAPE; Amazon

## Introdução

Localizada na região tropical, a Amazônia é conhecida por desempenhar um papel muito importante no sistema climático, ajudando a impulsionar as circulações atmosféricas nos trópicos através de cerca de metade da chuva que cai na sua floresta (Marengo *et al.*, 2009). De acordo com Mota & Nobre (2006), a atividade convectiva na Amazônia influencia os sistemas meteorológicos e os padrões climáticos característicos do verão da América do Sul, tais como: a) circulação anticiclônica em altos níveis, denominada de Alta da Bolívia (AB); b) banda de nebulosidade de intensa atividade convectiva com orientação NW-SE, denominada Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS); c) Vórtice Ciclônico em Altos Níveis (VCAN) e d) Baixa do Chaco.

Os gradientes horizontais de temperatura na região amazônica são muito pequenos, sendo que esses perfis de temperatura mudam lentamente com o tempo. No entanto, a quantidade de umidade presente na atmosfera apresenta variações espaciais bastante acentuadas entre uma região com forte atividade convectiva, devido a movimentos ascendentes do ar que resfriam e umedecem a atmosfera, e outra com pouca ou nenhuma nebulosidade convectiva, natural de movimentos subsidentes que aquecem e secam a atmosfera (Riehl, 1979; Ananias *et al.*, 2010). Dessa forma, a estrutura termodinâmica da atmosfera pode ser determinada pelo tipo de convecção presente (Betts, 1974), pois a baixa troposfera geralmente se apresenta mais fria em dias chuvosos que em dias secos (Betts, 1976; Riehl, 1979; Albrecht, 1993). A atividade convectiva (característica da Bacia Amazônica) tem papel determinante no tempo e no clima da região. A influência nos sistemas meteorológicos locais ocorre da mesma maneira que eles (sistemas meteorológicos) atuam fortalecendo e/ou enfraquecendo as atividades convectivas (Mota & Nobre, 2006).

Uma maneira de verificar a possibilidade de ocorrência de convecção e o seu tipo de organização consiste em analisar o ambiente termodinâmico e identificar instabilidade na atmosfera da região. Essa análise pode ser realizada por meio de parâmetros

objetivos, conhecidos como “índices de instabilidade”, utilizados como ferramentas de auxílio à previsão do tempo, tanto em latitudes médias, como tropicais (Lima, 2005; Nascimento e Ambrizzi, 2002; Tavares & Mota, 2012; Santos *et al.*, 2014). Nesse contexto, um índice muito utilizado é a Energia Potencial Convectiva Disponível (do inglês, *Convective Available Potential Energy* - CAPE), que atua de maneira fundamental no acionamento e na intensidade da convecção (Emanuel, 1994). A CAPE é um parâmetro termodinâmico que se originou após Williams & Rennó (1993) notarem que na região tropical, a convecção profunda se desenvolve em uma área muito pequena e na forma de células, concluindo assim que o método da parcela poderia ser empregado na avaliação da instabilidade da atmosfera e na formação de nuvens.

Diversos autores têm estudado o comportamento e a estrutura termodinâmica da atmosfera e de sistemas tropicais de meso e grande escala na região amazônica. Tavares & Mota (2012) e Gille & Mota (2014), por exemplo, destacaram a importância de fatores termodinâmicos na ocorrência de eventos extremos de precipitação em Belém, concluindo que altos valores de CAPE estão relacionados a significativos eventos de precipitação. Também para Belém, Santos *et al.* (2014) elaboraram uma classificação climatológica da CAPE e verificaram a importância desse índice na previsão de eventos extremos de precipitação, ratificando a necessidade de ajustes nos valores de referência da CAPE para Belém, uma vez que eles são impactados pelos altos valores de temperatura da região.

## 2 Material e Métodos

Os dados observacionais utilizados neste trabalho foram coletados durante o lançamento de radiossondagens do Projeto CHUVA – “*Cloud processes of the main precipitation systems in Brazil: A contribution to cloud resolving modeling and to the GPM (Global Precipitation Measurement)*” (Machado *et al.*, 2014), realizado na capital paraense de Belém, em junho de 2011. Foi delimitado um triângulo de mesoescala para medidas de radiossondagem, cujos vértices foram fixados nas cidades de

Belém (lat.  $01^{\circ} 27' S$ , long.  $48^{\circ} 30' W$ ), São Miguel do Guamá (lat  $01^{\circ} 37' S$ , long.  $47^{\circ} 29' W$ ), e Tomé Açú (lat.  $02^{\circ} 25' S$ , long.  $48^{\circ} 09' W$ ), como pode ser visto na Figura 1.

Durante a campanha, diariamente eram lançadas 4 radiossondagens, nos horários sinóticos das 00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTC (21:00, 03:00, 09:00 e 15:00 HL, respectivamente), no período de 19 a 26 de junho de 2011. Em alguns horários, por motivo de falha no equipamento, não houve lançamento da radiossondagens nas cidades de São Miguel do Guamá e Tomé Açú.

Os dados horários de precipitação analisados neste trabalho foram observados nas estações meteorológicas automáticas de Belém e Tomé Açú, administradas pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). A partir das medições horárias, foi feito o cálculo da precipitação acumulada a cada seis horas, coincidindo com os horários de lançamento das radiossondagens. Na cidade de São Miguel do Guamá, a ausência de estação meteorológica de superfície impossibilitou o registro da quantidade de precipitação ocorrida naquela região.

De acordo com a escala meso- $\beta$  de Orlanski (1975), a informação de radiossondagem se torna válida para uma área com raio de aproximadamente, até 200 km. Sendo assim, também foram obtidas informações de chuva, coletadas nas estações mete-

orológicas convencional de Soure – PA (lat.  $00^{\circ} 43' S$ , long.  $48^{\circ} 31' W$ ), automática de Castanhal – PA (lat.  $01^{\circ} 17' S$ , long.  $47^{\circ} 55' W$ ) e de um pluviômetro localizado em Marituba – PA (lat.  $01^{\circ} 21' S$ , long.  $48^{\circ} 20' W$ ). Além disso, também foram utilizadas as informações meteorológicas do código *METeoro-logical Aerodrome Report* (METAR) do Aeroporto Internacional de Belém, obtidas no site da Rede de Meteorologia da Aeronáutica (REDEMET).

Foram utilizadas imagens do satélite meteorológico *Geostationary Operational Environmental Satellites* (GOES-12) no canal infravermelho, obtidas no banco de dados de imagens do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE). Também foram usados os campos de máxima refletividade medida pelo radar meteorológico banda S de Belém (lat.  $01^{\circ} 24' S$ , long.  $48^{\circ} 27' W$ ), operado pelo Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM). O mesmo possui área de varredura operacional com alcance radial de 240 km, suficiente para abranger a região do triângulo de radiossondagens. O processamento desses dados foi feito através do software *Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting* (TITAN), desenvolvido por Dixon & Wiener (1993) para empregar algoritmos sofisticados que possam identificar e rastrear tempestades.

Para a análise de alguns campos meteorológicos, como divergência e circulação do vento em 200

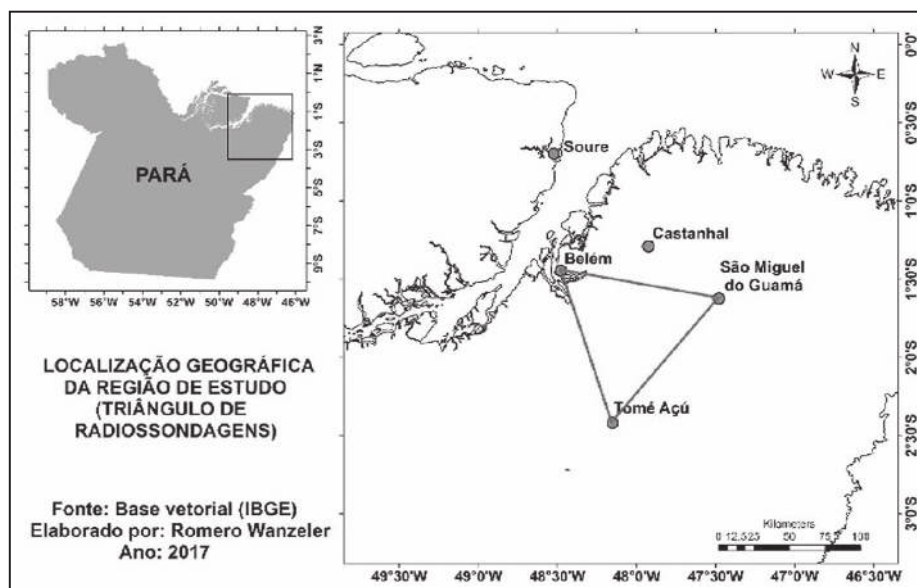


Figura 1 Localização geográfica da região de estudo.

hPa, foram utilizados os dados da Reanálise do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), processados no software *Grid Analysis and Display System* (GrADS).

Na análise dos perfis verticais termodinâmicos de temperatura potencial ( $\Theta$ ), temperatura potencial equivalente ( $\Theta_e$ ) e temperatura potencial equivalente saturada ( $\Theta_{es}$ ), a subtração dos valores de  $\Theta_e$  da superfície com os valores de  $\Theta_{es}$  em cada nível da atmosfera, determina as áreas positiva e negativa (Figura 2). A CAPE representa a área positiva, localizada entre os perfis de  $\Theta_e$  e  $\Theta_{es}$ , onde a pseudo-adiabática do deslocamento da parcela de ar se encontra mais quente que o ambiente, representando, assim, uma situação onde a atmosfera se encontra em situação de instabilidade. Portanto, neste trabalho, utilizou-se a CAPE como critério de avaliação das condições de instabilidade da atmosfera ou como critério de equilíbrio da convecção e seu cálculo foi feito através da equação proposta por Emanuel (1994):

$$CAPE = \int_{NCE}^{NE} R_d (T_{vp} - T_{va}) d \ln P$$

Onde,

NCE (Nível de convecção espontânea) é o limite inferior da integral;

NE (Nível de equilíbrio) é o limite superior da integral;

$R_d$  é a constante do gás para ar seco ( $287,04 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ );

$T_{vp}$  é a temperatura potencial equivalente da parcela (K);

$T_{va}$  é a temperatura potencial equivalente saturada do ambiente (K);

P é a pressão atmosférica (hPa).

Para verificar a relação da precipitação com a CAPE, optou-se por realizar um estudo um pouco mais detalhado de algumas condições termodinâmicas, dinâmicas e sinóticas da atmosfera ocorridas nos dias 21 e 22 de junho. De posse das imagens de satélite e de radar meteorológico, de alguns campos sinóticos e dos dados das estações meteorológicas de superfície, foi possível elaborar uma análise descritiva de sistemas meteorológicos que atuaram sobre a área de estudo gerando precipitação durante esses dias.

### 3 Resultados e Discussão

Na região tropical, valores de CAPE a partir de  $1000 \text{ J/kg}$  são necessários para sustentar circulações convectivas, mantendo-as contra as perdas dissipativas mecânicas (Rennó & Ingersoll, 1996). A Figura 3 apresenta a variação temporal da precipitação e da CAPE durante o Projeto CHUVA.

Em Belém, 60% do total de radiossondagens lançadas apresentou valores de CAPE entre  $1000$  e  $2500 \text{ J/kg}$ . Resultados semelhantes também foram encontrados por Williams & Rennó (1993), no experimento *Amazon Boundary Layer Experiment* (ABLE 2B), que ocorreu na Amazônia nos anos 80 (Garstang *et al.*, 1990). Em estudo mais recente, Santos *et al.* (2014) mostraram que, climatologicamente, este intervalo representa 44% da CAPE para Belém. Em São Miguel do Guamá, a porcentagem de sondagens cujos valores de CAPE ultrapassaram o limiar de  $1000 \text{ J/kg}$  foi de 41% e em Tomé Açú, foi de um total de aproximadamente 70%.

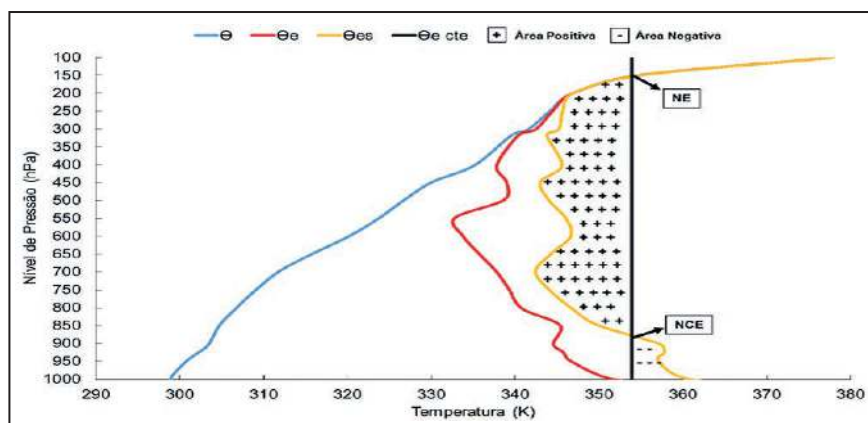


Figura 2 Áreas positiva e negativa da sondagem do dia 20 de junho de 2011 às 12:00 UTC na cidade de Belém – PA.

Na maioria dos horários, os valores da CAPE foram altos. O seu ciclo diário se apresentou bem definido nas três cidades, caracterizado pelo aumento durante o período da manhã, devido ao aquecimento causado pela entrada de radiação solar (valores máximos registrados às 15:00 HL) e diminuição durante o período noturno, alcançando valores mínimos geralmente durante a madrugada (03:00 HL), devido ao resfriamento na atmosfera. Entretanto, esse ciclo diário era interrompido sempre que chovia, característica esta que esteve bem destacada nas três cidades, com diminuição nos valores de CAPE. Essa redução se dava quase sempre nos horários após a ocorrência da precipitação, uma vez que esta é resposta aos valores de CAPE. Por exemplo, nos dias 24 e 25, em Belém, o valor máximo de CAPE ocorreu às 09:00 HL (2438 J/kg) e 21:00 HL (2168 J/kg), respectivamente, e houve registros de precipitação algumas horas após esses horários. Em Tomé Açú, após registro de chuva às 21:00 HL do dia 20, o valor de CAPE registrado neste horário (1142 J/kg) foi menor do que na madrugada deste mesmo dia (1625 J/kg), e no dia seguinte, continuou diminuindo até atingir valor mínimo às 09:00 HL (280 J/kg), retomando seu ciclo diário em seguida.

Segundo Mota & Nobre (2006), quando a grande escala instabiliza o ambiente e produz correntes ascendentes, a convecção profunda cria correntes descendentes que estabilizam o ambiente localmente, fazendo com que diminua o valor da CAPE. Quando isso ocorre, percebe-se que o sistema convectivo precipitante está consumindo a CAPE que foi gerada pelo mecanismo de grande escala. Um exemplo dessa característica foi verificado no dia 21. Em Belém, às 15:00 HL, o valor de CAPE era de 4676 J/kg e diminuiu para 1912 J/kg às 21:00 HL, quando houve registro de 52,6 mm de precipitação. Da mesma forma, em Tomé Açú, o valor da CAPE era de 2970 J/kg às 15:00 HL, reduzindo para 1127 J/kg às 21:00 HL, quando foram registrados 4,4 mm de precipitação, ocorridos entre esses horários.

Resultados semelhantes foram encontrados por Mota & Nobre (2006) durante a campanha do WetAMC/LBA, realizado no estado de Rondônia, confirmando que a CAPE depende das condições termodinâmicas (umidade e temperatura) da super-

fície e ambiente e que o seu aumento é resposta do aquecimento diurno, que torna o ambiente ainda mais termodinamicamente instável quando interage com um sistema de mesoescala, como por exemplo, linhas de instabilidade. No dia 24, também foi possível identificar a mesma particularidade descrita acima, durante a ocorrência de chuva causada por uma Linha de Instabilidade, que se desenvolveu na região costeira do nordeste paraense por volta das 15:00 HL.

Durante o período do projeto, quase todos os registros de precipitação ocorreram nos horários da tarde e da noite (com exceção do dia 21 de junho, em Belém), sendo este um resultado semelhante ao descrito por Mota & Nobre (2006), que sugerem que a forçante termodinâmica necessita de uma escala temporal de algumas horas para formar convecção. Como a região de estudo apresenta alto teor de umidade próximo à superfície, dentro da camada limite planetária (CLP), conforme a radiação vai aquecendo o ambiente e mudando os fluxos de calor e umidade durante o dia, a CLP vai se tornando mais instável. Com isso, as nuvens convectivas tendem a se desenvolver e a chuva ocorre no período da tarde ou no início da noite. Devido à importância da evolução da camada limite no controle da CAPE (Donner & Phillips, 2003), Adams *et al.* (2009) destacam a relevância da realização de simulações apropriadas da camada limite para a modelagem da convecção na Amazônia.

### 3.1 Análise das Condições Termodinâmicas, Dinâmicas e Sinóticas dos Dias 21 e 22 de Junho de 2011 na Região do Triângulo de Radiossonagens.

No dia 21 de junho, as informações do código METAR, coletadas no Aeroporto Internacional de Belém, reportavam a presença de nuvens *cumulonimbus* às 18:00 HL e também a ocorrência de chuvas com ocorrência de trovoadas na região, entre as 16:00 HL e 19:00 HL. Neste dia, a estação automática de Belém registrou o maior volume de precipitação de todo o período do projeto CHUVA (total diário de 56,8 mm). Na estação de Tomé Açú, o registro foi de 4,4 mm de chuva para o mesmo dia. O horário de ocorrência da chuva mais intensa foi entre 15:00

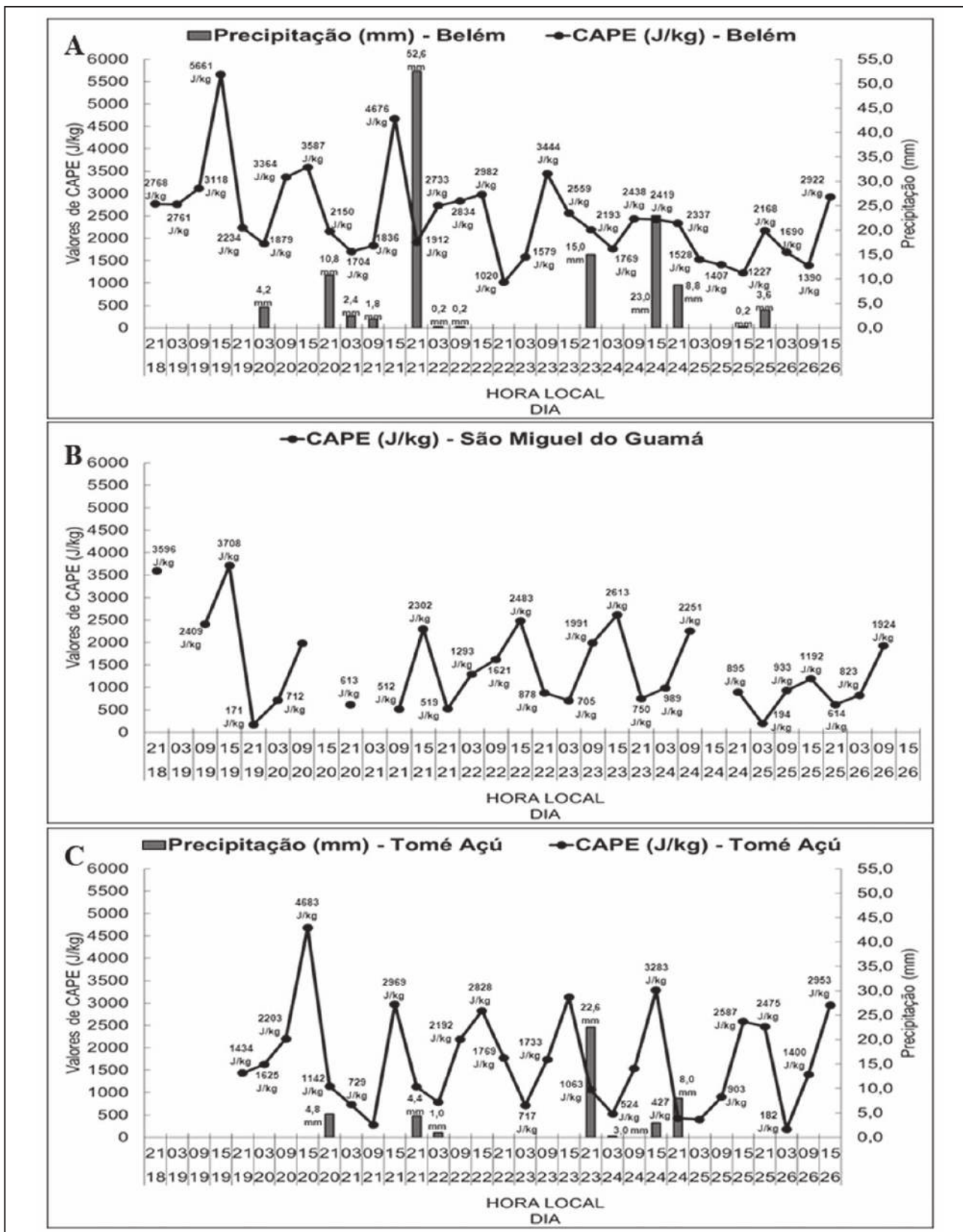


Figura 3 Variação temporal da precipitação acumulada em mm a cada 6 horas (barras) e da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) em J/kg (linha preta com marcadores) das cidades de: A. Belém; B. São Miguel do Guamá; C. Tomé Açú, durante o Projeto CHUVA.

HL e 21:00 HL em ambas as cidades, sendo que, neste intervalo de tempo, em Belém, choveu 52,6 mm (aproximadamente 93% do total diário).

Na cidade de Castanhal, a estação automática registrou um valor de 2,6 mm às 20:00 HL deste dia. Em Marituba, o registro, feito às 09:00 HL do dia 22, foi de 30,7 mm de precipitação. Este valor compreende ao total pluviométrico ocorrido entre as 09:00 HL do dia anterior (21 de junho) até as 09:00 HL do dia 22.

Durante o intervalo entre 15:00 HL e 21:00 HL, a CAPE diminuiu significativamente nas três localidades do Triângulo de Radiosondagens. Às 15:00 HL, os valores máximos foram registrados em Belém (4676 J/kg), São Miguel do Guamá (2302 J/kg) e Tomé Açú (2969 J/kg), e, conforme a chuva ocorria no decorrer deste intervalo de tempo, o sistema precipitante consumia a CAPE, que, às

21:00 HL, passou a apresentar valores de 1912 J/kg, 519 J/kg e 1127 J/kg em Belém, São Miguel do Guamá e Tomé Açú, respectivamente, conforme mostrado na Figura 3.

Os perfis verticais termodinâmicos de temperatura do Ar ( $T_{ar}$ ) e temperatura do ponto de orvalho ( $T_d$ ) de Belém, São Miguel do Guamá e Tomé Açú (Figura 4), para o dia 21 de junho às 21:00 HL, apresentavam-se notadamente úmidos, visto que a proximidade das curvas de  $T_{ar}$  e  $T_d$ , indicava uma atmosfera mais instável, algumas horas após a ocorrência de chuvas na região. Em Tomé Açú, o perfil termodinâmico se apresentou bem mais úmido em relação às outras duas cidades, principalmente entre os níveis de 850 e 650 hPa. Em Belém e São Miguel do Guamá, o maior teor de umidade do perfil estava na camada entre aproximadamente 950 e 800 hPa.

A Figura 5, mostra a variabilidade temporal da atividade convectiva do período, através de imagens do satélite GOES-12, no canal infravermelho realçado. Percebe-se a formação de atividade convectiva por volta das 17:00 HL (Figura 5A) que se intensificou bem próximo à região do Triângulo de Radiosondagens e apresentou valores de temperatura de brilho no topo das nuvens entre  $-60^{\circ}\text{C}$  e  $-70^{\circ}\text{C}$ , entre 18:00 HL e 19:00 HL (Figuras 5B e 5C, respectivamente). Às 20:00 HL (Figura 5D), os aglomerados convectivos ainda apresentavam valores muito baixos de temperatura de brilho no topo das nuvens, mas já se afastavam da região. Às 21:00 HL (Figura 5E), começaram a enfraquecer e, às 22:00 HL (Figura 5F), já se encontravam muito deslocados de sua região de origem (próximo ao litoral, no nordeste do paraense) com valores de temperatura de brilho entre  $-40^{\circ}\text{C}$  e  $-50^{\circ}\text{C}$ .

A Figura 6 apresenta os campos de máxima refletividade do radar meteorológico de Belém no dia 21 de junho, indicando o desenvolvimento da atividade convectiva que causou intensa precipitação em Belém e regiões próximas. Foi possível observar a evolução temporal das nuvens convectivas, a partir das 15:57 HL (Figura 6A) até as 20:57 HL (Figura 6F), quando as nuvens já se encontravam em fase de dissipação. No horário das 16:57 HL (Figura 6B), ocorreu a formação de células convectivas a uma distância de aproximadamente 40 km de Be-

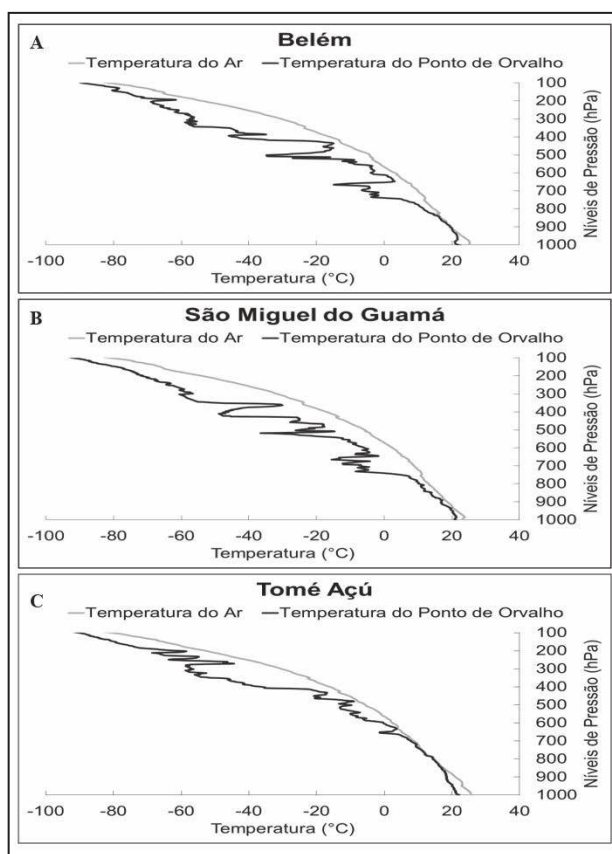


Figura 4 Perfis verticais de temperatura do ar ( $T_{ar}$  em  $^{\circ}\text{C}$ ) e temperatura do ponto de orvalho ( $T_d$  em  $^{\circ}\text{C}$ ) das radiosondagens lançadas no dia 21 de junho, às 21:00 HL, em: A - Belém, B - São Miguel do Guamá e C - Tomé Açú.

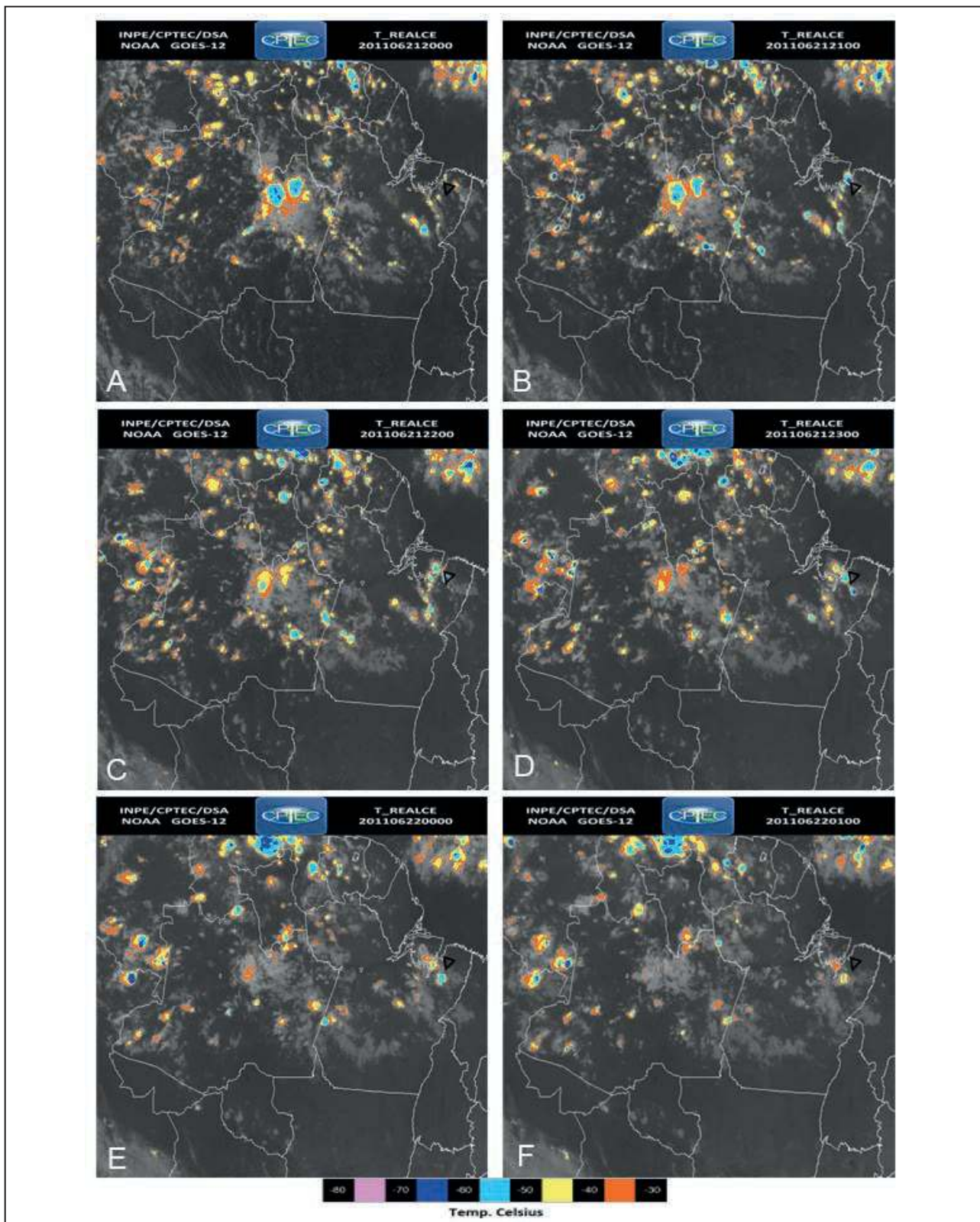


Figura 5 Imagens do satélite GOES-12, no canal IR realçado, para o dia 21 de junho de 2011, às: A. 17:00 HL; B. 18:00 HL; C. 19:00 HL; D. 20:00 HL; E. 21:00 HL; F. 22:00 HL. Fonte: CPTEC/INPE.



lém, que passaram sobre Castanhal e se deslocaram para sudoeste, apresentando valores de refletividade em torno de 50 dBZ. A partir de 17:57 HL, (Figura 6C), essas nuvens carregadas se encontravam sobre a cidade de Belém, provocando precipitação acumulada de 56,2 mm durante o período de atuação das células convectivas na região metropolitana da cidade. Durante o intervalo entre 17:57 HL e 18:57 HL (Figura 6D) foi possível notar o deslocamento da nebulosidade no sentido sudoeste, alcançando uma área de até 80 km de distância de Belém, além da atuação das nuvens convectivas também próximo a Tomé Açú, onde também houve registro de chuva nesse período de tempo. No horário das 19:57 HL (Figura 6E), as células convectivas ainda atuavam, porém com valores menores de refletividade (aproximadamente 40 dBZ) e às 20:57 HL (Figura 6F), já entravam na fase de dissipação.

No dia 22 de junho, como pôde ser visto na Figura 3, houve considerável diminuição no valor da CAPE, entre os horários de 15:00 HL e 21:00 HL, indicando que a energia disponível para formar convecção, havia sido consumida por um sistema precipitante, durante aquele intervalo de tempo.

Embora não tenha havido registro de precipitação em Belém e Tomé-Açu nesses horários, as imagens do satélite GOES 12, no canal infravermelho realçado, para o dia 22 (Figura 7), mostram que, por volta das 18:00 HL (Figura 7A), formou-se, próximo ao litoral do Pará, uma nebulosidade do tipo convectiva, associada a uma Linha de Instabilidade com características do tipo costeira (Cohen et al., 1995), intensificada pela atuação da brisa marítima. Às 20:00 HL (Figura 7C), as nuvens cobriam a área do Triângulo de Radiossondagens, com temperaturas de brilho no topo entre  $-60^{\circ}\text{C}$  e  $-70^{\circ}\text{C}$ , associadas à ocorrência de chuvas na região. Sistemas de meso e grande escala intensificam a atividade convectiva local através do cisalhamento do vento, gerando CAPE, que favorecem a formação de tempestades, pois as condições termodinâmicas locais estão relacionadas com a profundidade e longevidade da convecção (LeMone *et al.*, 1998; Gille & Mota, 2014).

Às 21:00 HL (Figura 7D), a nebulosidade convectiva ainda atuava sobre a região de Belém e áreas

próximas, porém com menor intensidade e, às 22:00 HL (Figura 7E), os valores de temperatura de brilho no topo das nuvens estava entre  $-40^{\circ}\text{C}$  e  $-50^{\circ}\text{C}$ . Às 23:00 HL, o sistema já havia se dissipado, restando sobre a região, apenas a nebulosidade estratiforme do sistema.

Os perfis termodinâmicos de  $T_{\text{ar}}$  e  $T_{\text{d}}$  do dia 22 de junho de 2011, das radiossondagens lançadas às 21:00 HL (00:00 UTC do dia 23) em Belém, São Miguel do Guamá e Tomé Açú (Figura 8), sugerem duas características importantes para indicar que o ambiente na região se apresentava instável, nos horários anteriores ao lançamento da radiossondagem. A primeira característica é a presença de perfis bem úmidos, indicados pela maior proximidade das curvas de  $T_{\text{ar}}$  e  $T_{\text{d}}$ , principalmente em Belém e São Miguel do Guamá. A segunda característica (perceptível nos três perfis) é a ocorrência de uma camada de ar mais seco nos médios níveis da sondagem (em torno de 700 e 500 hPa). De acordo com Gille & Mota (2014), essa característica do ar seco provoca evaporação, que produz correntes descendentes capazes de gerar uma nova nebulosidade que favorece a instabilidade convectiva, podendo causar precipitação e até tempestades.

Analisando o campo da divergência do vento, no nível de 200 hPa, a partir das reanálises do NCEP, para os horários de 15:00 HL (Figura 9A) e 21:00 HL (Figura 9B) do dia 22 de junho de 2011, foi observado que, durante esse intervalo de tempo, a região do Triângulo de Radiossondagens esteve sob influência de núcleos positivos de divergência em altos níveis. Este indicativo, aponta que a divergência apresentada em altos níveis se refletia nos baixos níveis com fluxos de convergência de ar (divergência negativa), o que propiciava a ocorrência de movimentos ascendentes, que favoreceram a formação de nebulosidade e, conseqüentemente, a ocorrência de precipitação sobre a região. O vento é predominantemente de nordeste próximo à costa do Pará e o sentido do seu giro é anti-horário, com boa parte vindo do oceano em direção ao continente. O campo da vorticidade (não mostrado) apontava valores positivos para a região do Triângulo de Radiossondagens, bem representado pelo giro anticiclônico do vento, principalmente no horário das 21:00 HL.

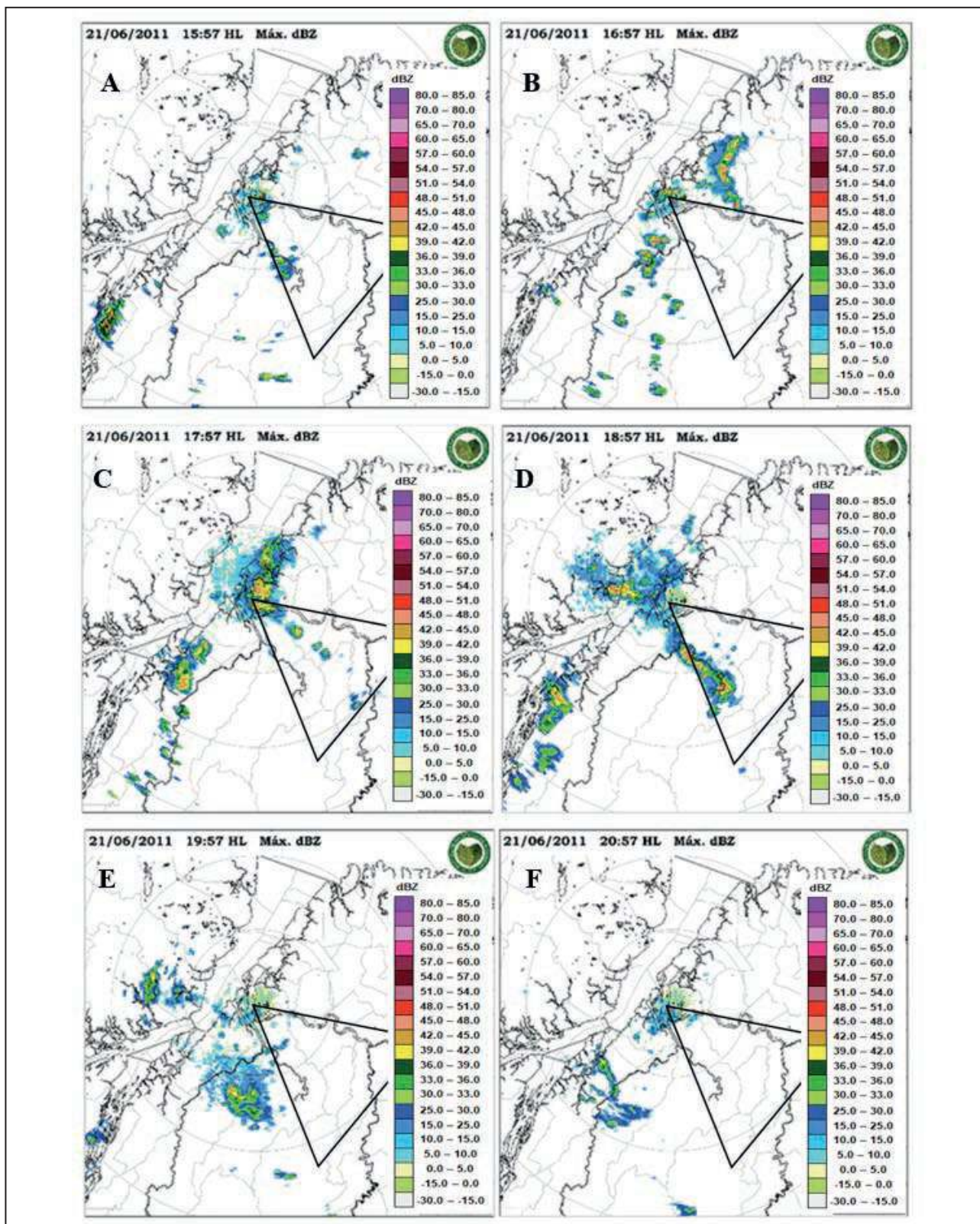


Figura 6 Campo de máxima refletividade (dBZ) do radar meteorológico de Belém – PA, para o dia 21 de junho de 2011, às: A. 15:57 HL; B. 16:57 HL; C. 17:57 HL; D. 18:57 HL; E. 19:57 HL; F. 20:57 HL. Fonte: SIPAM/CR-BE.

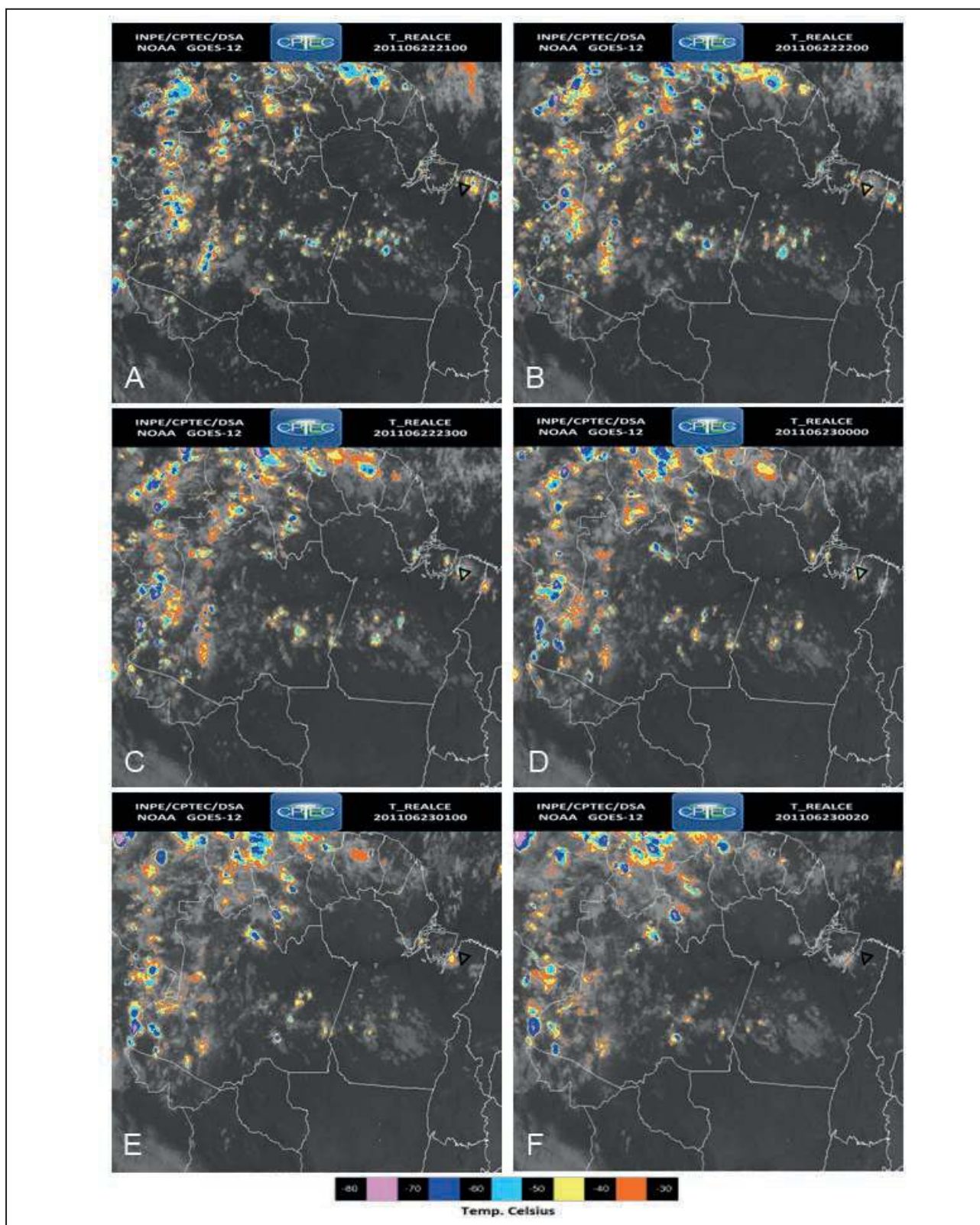


Figura 7 Imagens de satélite GOES-12, no canal IR realçado, para o dia 22 de junho de 2011, às: A. 18:00 HL; B. 19:00 HL; C. 20:00 HL; D. 21:00 HL; E. 22:00 HL; F. 23:00 HL. Fonte: CPTEC/INPE.

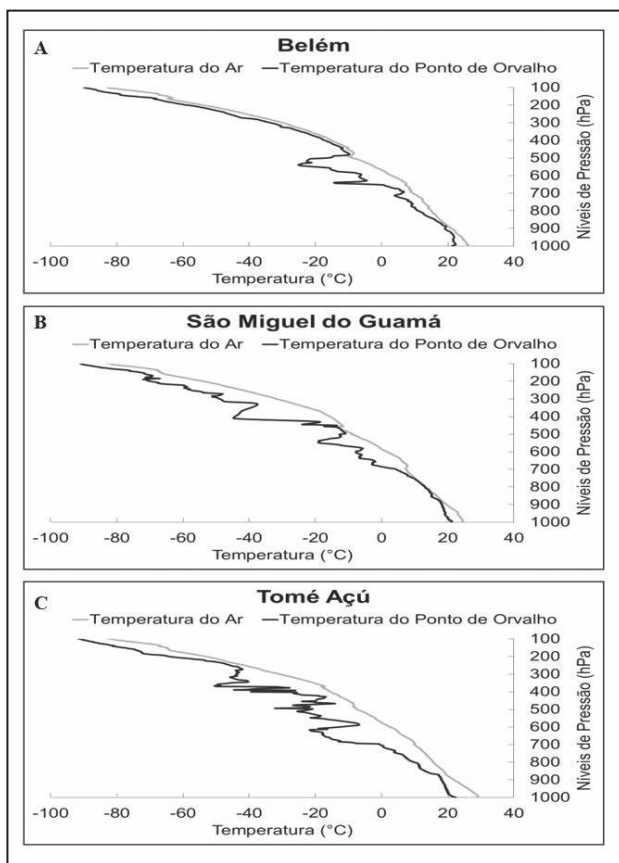


Figura 8 Perfis verticais de Temperatura do ar ( $T_{ar}$  em  $^{\circ}C$ ) e Temperatura do Ponto de Orvalho ( $T_d$  em  $^{\circ}C$ ) das radiossondagens lançadas no dia 22 de junho, às 21:00 HL em: A. Belém; B. São Miguel do Guamá; C. Tomé Açú.

Registros pontuais de 2,3 mm de precipitação ocorrida no dia 22 de junho foram coletados na estação convencional de Soure no dia 23 às 09:00 HL. Na cidade de Castanhal, entre os horários das 18:00 e 20:00 HL, a estação meteorológica de superfície local também registrou precipitação (19,2 mm), indicando que a atuação da atividade convectiva, identificada nas imagens de satélite, foi bastante intensa durante sua passagem sobre essa região. Em Belém também houve reportes do código METAR indicando a ocorrência de céu nublado entre 13:00 HL e 17:00 HL, além da presença de nuvens *cumulus congestus* às 14:00 HL, porém sem ocorrência de chuvas.

#### 4 Conclusões

A maior parte da precipitação em Belém e Tomé Açú ocorreu nos horários da tarde e da noite durante os experimentos do Projeto CHUVA, indicando que a forçante termodinâmica necessita de uma escala temporal de horas para a formação de nuvens precipitantes. Este processo é iniciado pelo aquecimento radiativo durante o dia, que, através de efeitos físicos que ocorrem próximos à superfície, forma nuvens convectivas que causam chuvas durante a tarde e à noite.

A característica do ciclo diário da CAPE se mostrou bem definida nas três cidades do Triângulo de Radiossondagens, com valores máximos quase

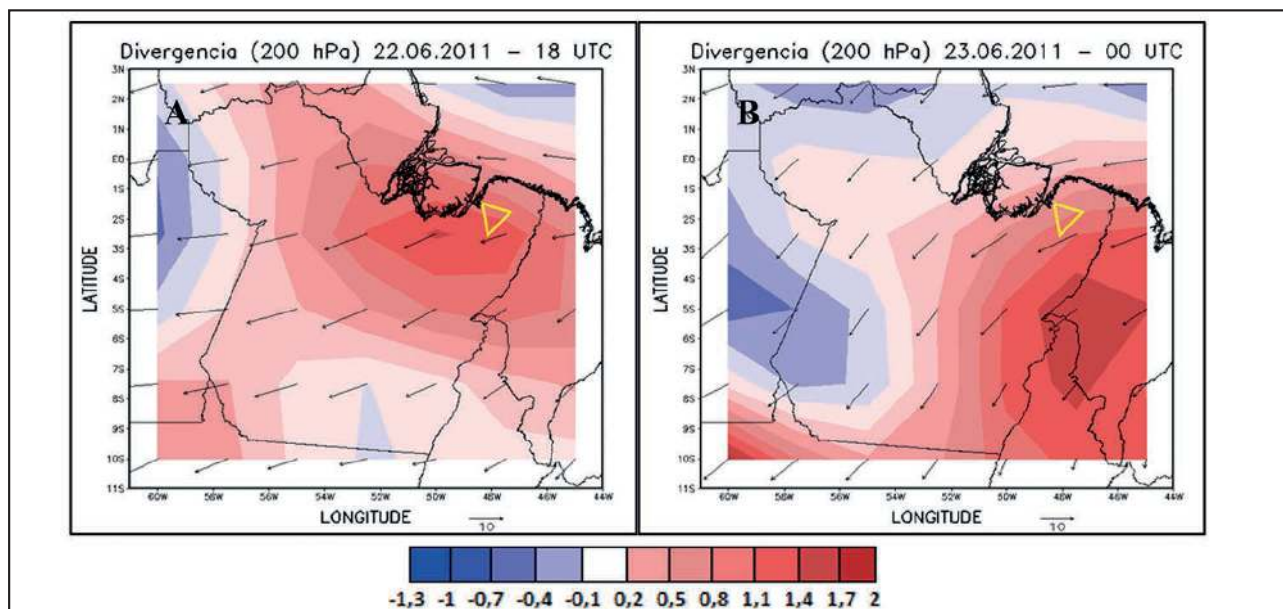


Figura 9 Divergência do vento ( $10^{-5} s^{-1}$ ) no nível de 200 hPa, para o dia 22 de junho de 2011, nos horários das: A. 15:00 HL; B. 21:00 HL.

sempre ocorrendo às 15:00 HL e valores mínimos geralmente às 03:00 HL. Esse ciclo diário era interrompido toda vez em que ocorria precipitação. Geralmente algumas horas após a precipitação, havia registros de valores de CAPE menores que os anteriores, sustentando a teoria de que o sistema precipitante consome a CAPE produzida pela grande escala.

Nos dias 21 e 22 de junho de 2011, nas três cidades, os valores máximos de CAPE estiveram acima de 2000 J/kg algumas horas antes da ocorrência de precipitação. As chuvas registradas na região de estudo e proximidades, em ambos os dias, apresentaram interação de fatores termodinâmicos com forçantes dinâmicas. A atuação de sistemas de mesoescala, como a brisa marítima na região transportando umidade do oceano para o continente, aumentou a instabilidade da atmosfera local, favorecendo o desenvolvimento de aglomerados convectivos intensos, que causaram registros de precipitação de 56,8 mm, 30,7 mm e 4,4 mm em Belém, Marituba e Tomé Açú, respectivamente, no dia 21 de junho de 2011 e de 19,2 mm em Castanhal, no dia 22 de junho de 2011.

Outra característica interessante foi a ocorrência de altos valores de CAPE nem sempre associados ao registro de elevados valores de precipitação, uma vez que a CAPE é uma condição necessária, mas não suficiente para formar convecção profunda precipitante.

## 5 Agradecimentos

Os autores agradecem à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo financiamento do Projeto CHUVA e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa concedida para realização do trabalho.

## 6 Referências

- Adams, D.K.; Souza, E.P. & Costa, A.R. 2009. Convecção úmida na Amazônia: implicações para a modelagem numérica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 24: 168-178.
- Albrecht, B.A. 1993. Effects of precipitation on the thermodynamic structure of the trade wind boundary layer. *Journal of Geophysical Research*, 98(D4): 7327-7377.
- Ananias, D.S.; Souza, E.B.; Souza, P.F.S.; Souza, A.M.L.; Vitorino, M.I.; Teixeira, G.M. & Ferreira, D.B.S. 2010. Climatologia da estrutura vertical da atmosfera em novembro para Belém – PA. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 25 (2): 218-226.
- Betts, A.K. 1974. Further comments on “A comparison of the equivalent potential temperature and the static energy”. *Journal of Atmospheric Sciences*, 31: 1713-1715.
- Betts, A.K. 1976. The thermodynamic transformation of the tropical subcloud layer by precipitation and downdrafts. *Journal of Atmospheric Sciences*, 33: 1008-1020.
- Cohen, J.C.P.; Silva Dias, M.A.F. & Nobre, C.A. 1995. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: A case study. *Monthly Weather Review*, 123: 3163-3174.
- Dixon, M. & Wiener, G. 1993. TITAN: Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting – A radar-based methodology. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 10: 785-797.
- Donner, L. & Phillips, V. 2003. Boundary layer control on convective available potential energy: Implications for cumulus parameterization. *Journal of the Geophysical Research*. 108 (D22): 4701.
- Emanuel, K.A. 1994. *Atmospheric convection*. New York, Oxford University Press. 592 p.
- Garstang, M.; Ulanski, S.; Greco, S.; Scala, J.; Swap, R.; Fitzjarrald, D.; Martin, D.; Browell, E.; Shipman, M.; Connors, V.; Harriss, R.; Talbot, R. 1990. The Amazon Boundary-Layer Experiment (ABLE 2B): A meteorological perspective. *Bulletin American Meteorological Society*, 71: 19-32.
- Gille, F.S.S. & Mota, M.A.S. 2014. Importância das condições termodinâmicas nos eventos extremos de precipitação na cidade de Belém e região metropolitana. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 29: 73-82.
- LeMone, M.A. & Zipser, E.J.; Trier, S.B. 1998. The role of environmental shear and thermodynamic conditions in determining the structure and evolution of MCS during TOGA-COARE. *Journal of Atmospheric Sciences*, 55: 3493-3518.
- Lima, D.R.O. 2005. *Diagnóstico de chuvas e previsão meteorológica para a bacia hidrográfica do rio Manso*. Programa de Pós-graduação em Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 155 p.
- Machado, L.A.T.; Silva Dias, M.A.F.; Morales, C.; Fisch, G.; Vila, D.; Albrecht, R.; Goodman, S.J.; Calheiros, A.J.P.; Biscaro, T.; Kummerow, C.; Cohen, J.; Fitzjarrald, D.; Nascimento, E.L.; Sakamoto, M.S.; Cunningham, C.; Chaboreau, J.P.; Petersen, W.A.; Adams, D.K.; Baldini, L.; Angelis, C.F.; Sapucci, L.F.; Salio, P.; Barbosa, H.M.J.; Landulfo, E.; Souza, R.A.F.; Blakeslee, R.J.; Bailey, J.; Freitas, S.; Lima, W.F.A.; Tokay, A. 2014. The CHUVA Project - how does convection vary across Brazil? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(9): 1365-1380.
- Mota, M.A.S. & Nobre, C.A. 2006. Relação da variabilidade da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) com a precipitação e a Alta da Bolívia (AB) durante a campanha “Wet-AMC/LBA”. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 21(3b): 344-355.
- Nascimento, E.L. & Ambrizzi, T. 2002. The influence of atmospheric blocking on the Rossby wave propagation in southern hemisphere winter flows. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 80(2): 139-159.
- Orlanski, I. 1975. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 56(5): 527-530.
- Rennó, N.O. & Ingersoll, A.P. 1996. Natural convection as a heat engine: a theory for CAPE. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 53: 571-585.
- Riehl, H. 1979. *Climate and weather in the tropics*. London, Academic Press. 623 p.
- Santos, J.S.; Mota, M.A.S. & Rocha, E.J.P. 2014. Classificação climatológica da Energia Potencial Disponível para a Convecção na cidade de Belém – PA. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 29: 60-72.
- Tavares, J.P.N. & Mota, M.A.S. 2012. Condições Termodinâmicas de eventos de precipitação extrema em Belém – PA durante a estação chuvosa. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 27: 207-218.
- Williams, E. & Rennó, N., 1993. An analysis of the conditional instability of the tropical atmosphere. *Monthly Weather Review*, 121: 21-36.