

UM MÉTODO PARA DETECTAR PRECIPITAÇÃO NULA UTILIZANDO IMAGENS DO INFRAVERMELHO TERMAL

Marcus Jorge Bottino, Paulo Nobre e Jorge Gomes

Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Cachoeira Paulista – SP,
Bra. marcus.bottino@cptec.inpe.br, pnobre@cptec.inpe.br, jorge.gomes@cptec.inpe.br.

Resumo

Observações de precipitação acumulada por três horas da Região Nordeste foram comparadas às imagens do satélite geoestacionário GOES 12. A temperatura de brilho no canal infravermelho termal foi reescalada pela subtração de seu valor na condição de céu claro. A temperatura de brilho de céu claro foi estimada por uma parametrização da transmitância atmosférica em função da água precipitável e pela temperatura da superfície, variáveis obtidas de saídas do modelo regional ETA-CPTEC. A análise indica que 70% dos dados com precipitação nula ocorrem para diferenças de temperatura de brilho inferiores a ~20 K, sendo que este limite acumula 25% do total de precipitação observada. Este limite de diferença de temperatura corresponde principalmente aos casos de céu claro e de nuvens de topo baixo. Este valor limiar foi utilizado para estimar a frequência de precipitação nula mensal mostrando coerência com os campos mensais de precipitação observada.

Abstract

Accumulated for three hours Haste observations of the Northeast Region were compared to the images of the satellite GOES 12. The brightness temperature in the thermal infrared channel was rescheduled by subtraction of his value in clear sky condition. The brightness temperature of clear sky was estimated by a parametric atmospheric transmittance as function of the precipitable water and by the surface temperature, available in the ETA-CPTEC regional model. The analysis indicates that 70 % of the data with null precipitation takes place for brightness temperature difference inferior to ~20 K, being that this limit accumulates 25 % of the total precipitation. This limit corresponds principally to clear sky and low top clouds cases. This threshold value was used to appreciate the frequency of monthly null precipitation that showing coherence with the monthly fields of observed precipitation.

Palavras-chave: Precipitação, satélite, GOES

1. Introdução

A distribuição da precipitação é uma informação importante para os estudos climáticos, a modelagem atmosférica e o planejamento estratégico do país. A cobertura escassa ou irregular de pluviômetros em algumas regiões compromete a qualidade das estimativas da distribuição de precipitação observada, especialmente em condições de chuvas intensas como mostrado por Smith *et*

al. (1996). A visada quase hemisférica e a frequência de 30 minutos das imagens de satélites geoestacionários, motivou o uso do canal infravermelho termal (IV) na estimativa a precipitação diária (Negri e Adler 1981, Scofield 1987, Vicente *et al.* 1998). Estes estudos mostraram uma relação inversa entre a temperatura de brilho (inversamente proporcional a altura do topo das nuvens) e a taxa de precipitação. Aprimoramentos destes métodos, incluindo a variabilidade local e temporal da temperatura dos pixels e as condições atmosféricas, resultaram em melhorias nas estimativas, mostrando contudo considerável dispersão na comparação contra pluviômetros e dados de radar (Scofield e Kuligowski 2003). Por outro lado, a detecção de áreas sem chuva ou de precipitação nula tem aplicações hidrológicas, além de contribuir no aprimoramento das estimativas de precipitação obtidas por interpolação dos dados observacionais, especialmente em regiões com distribuição irregular de estações. A grande emissividade das nuvens (espessas) no canal IV impede a detecção de camadas sobrepostas, aspecto que favorece a verificação de pixels contendo unicamente nuvens baixas e céu claro, situação tipicamente seca. Entretanto, a determinação de um limiar fixo de céu claro para o mascaramento de imagens é dificultado pelo significativo ciclo diário e sazonal da temperatura da superfície continental (como mostrado por Yang e Slingo 2001), e pelas variações da transmitância atmosférica no canal IV devido principalmente ao vapor d'água (Liou 2002). No método adotado pelo "International Satellite Cloud Climatology Project" (ISCCP) a condição de céu claro foi obtida pelo acúmulo de pixels quentes e de baixa variância local e temporal de séries de imagens (Rossow e Garder 1993). No caso de céu claro e na faixa espectral do IV (~10,8 μm), a transmitância atmosférica (simulada por um modelo de transferência radiativa como por exemplo o Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer - SBDART) pode ser aproximada por uma equação paramétrica em função do conteúdo de vapor d'água na coluna atmosférica e, a temperatura de brilho de céu claro ser estimada a partir da temperatura da superfície. A diferença entre a temperatura de brilho observada pelo satélite e a estimada para condição de céu claro corresponde aproximadamente ao decaimento de temperatura entre o topo de uma camada com nuvens e a superfície que, em situações de céu claro deve ser nula. Neste estudo as observações de precipitação foram comparadas aos dados do satélite GOES 12 afim de identificar um valor limite desta diferença de temperatura de brilho correspondente com as regiões de alta probabilidade de precipitação nula.

2. Dados e métodos

Observações de precipitação acumulada por três horas obtidas pelas estações da Plataforma Automática de Coleta de Dados (PCD) do INPE, foram relacionadas com dados de imagem GOES 12 a

cada meia hora. O modelo de transferência radiativa SBDART foi utilizado para elaborar uma equação paramétrica da transmitância atmosférica em função da água precipitável. A massa de vapor d'água atravessada foi corrigida em função do ângulo de visada do satélite. A temperatura da superfície e a água precipitável foram obtidos nos quatro horários sinópticos a partir de análises e previsões de seis horas do modelo regional ETA-CPTEC. Estes dados foram interpolados para a resolução espacial (~5 km) e temporal (30 min.) correspondente às imagens de satélite. Para cada localidade e instante foi calculado a média (DTb) e o desvio padrão ($dDTb$) da diferença de temperatura de brilho de alvos de 3x3 pixels (~15x15 km). Para cada dado de precipitação acumulada até o horário t_{obs} foram avaliados DTb e $dDTb$ a cada meia hora nos horários $t_n = t_{obs} - 0,5(7-n)$ para $n=1, \dots, 6$.

Foram analisados dados relativos as observações sobre a Região Nordeste durante os meses de março e abril de 2006. Nota-se que a série de imagens não está completa, sendo considerado indefinido os horários faltosos

3. Resultados

A precipitação observada num total de 10748 dados, apresenta o valor nulo de precipitação em 86% dos casos. A distribuição das observações com precipitação (não nula) mostra que são muito mais frequentes os valores com baixa taxa de precipitação, onde 50% destes dados apresentam taxas menores que 2 mm/3h e em 99% dos casos são menores que 55 mm/3h. A correlação entre a precipitação observada e a diferença DTb foi maior para as imagens mais próximas do horário final da observação, contudo não superando o valor de 0,08 para o último horário de imagem (t_6).

Considerando o sub-conjunto de dados observados referentes ao horário t_6 encontra-se que 86% destes correspondem aos casos de precipitação nula. A representação destes casos em ordem crescente de DTb (Figura 1a) mostra que os primeiros 70% são semelhantes com DTb inferior a 20 K aproximadamente e, que os 30% restantes apresentam valores crescentes de DTb que ultrapassam 90 K. As grandes diferenças de temperatura neste segundo grupo de dados pode ser atribuído a ocorrência de diversos tipos de nuvens (com diferentes alturas de topo) que não precipitaram. Nota-se contudo que alguns destes dados podem provir de pluviômetros defeituosos. A diferença entre DTb (em t_6) e a sua média quadrática de nos seis horários de imagem, representa a variabilidade temporal. Verifica-se pela Figura 1a que para as observações onde DTb foi inferior a ~20 K a variabilidade temporal foi relativamente menor (maior agrupamento de pontos), situação característica de céu claro ou a ocorrência de poucas nuvens baixas. O aumento da variabilidade temporal no restante das observações,

indica uma variação na cobertura de nuvens médias e altas, freqüentes em sistemas associados a convecção. Os valores negativos de DTb devem-se principalmente a parametrização da transmitância atmosférica, as interpolações e erros nos dados do modelo regional.

Os dados não nulos de precipitação foram ordenados em ordem crescente de DTb (referente ao horário t_6) e calculada a precipitação acumulada relativa. Estes dados foram plotados na Figura 1b em conjunto com a variabilidade local $dDTb$ do horário t_6 . Observa-se pela figura que para os casos onde DTb foi inferior a ~ 20 K a homogeneidade espacial foi maior e acumulou $\sim 25\%$ do total precipitação. A partir deste limite de DTb as observações de precipitação são de maior intensidade e a variabilidade local aumenta, chegando a mais de 20 K num alvo de 15 km. Nos casos extremos ($DTb > 70$ K) a variabilidade local é reduzida, associado a detecção de topos convectivos homogêneos que alcançam o topo da troposfera.

O critério $DTb < 20$ K foi adotado para detectar a ocorrência de precipitação nula na série mensal de imagens (amostradas a cada três horas) e calcular a frequência relativa de precipitação nula mensal. Esta estatística mensal foi comparada à precipitação observada média mensal interpolada pelo método “Kriging”. A Figura 2 mostra coerência na distribuição espacial entre as regiões com pouca precipitação observada (< 6 mm/dia) e com alta frequência ($> 70\%$) de casos com precipitação nula por satélite.

4. Conclusões

Os resultados obtidos na comparação entre a precipitação observada e os dados de satélite sugerem o limite $DTb < 20$ K como um critério razoável para mascarar imagens de satélite indicando a ocorrência de precipitação nula. Deve-se notar que uma diferença de 20 K representa aproximadamente uma nuvem estratos com topo a 3 km (considerando o lapse-rate de $-6,5$ °C/km). A distribuição mensal da frequência de precipitação nula por satélite mostrou-se coerente com as observações e, a comparação ilustra a aplicação do método proposto para o monitoramento de áreas secas e aprimoramento das estimativas de precipitação.

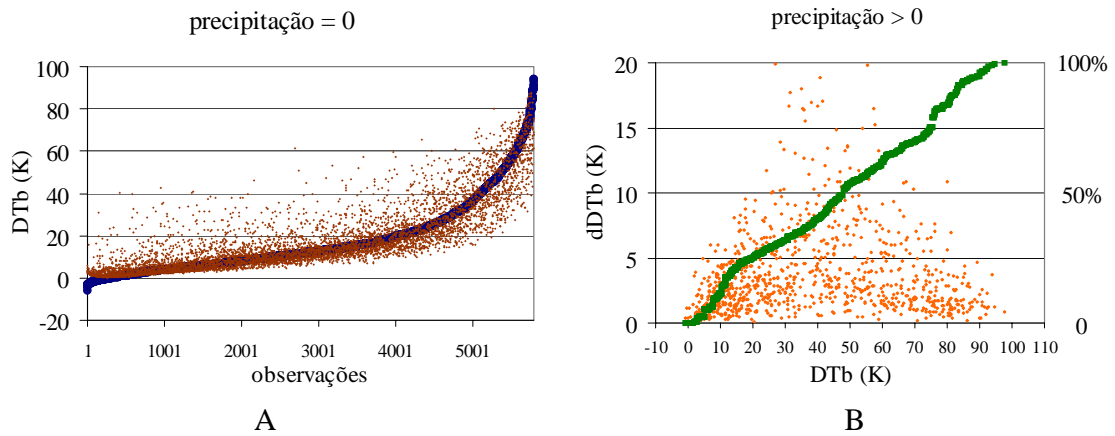


Figura 1. (A) DTb no horário t_6 em ordem crescente (pontos azuis) e média quadrática de DTb entre t_1 e t_6 (pontos vermelhos) dos casos sem precipitação; (B) Dispersão de DTb no horário t_6 (em ordem crescente) contra precipitação acumulada relativa percentual (pontos verdes) e variabilidade local $dDTb$ no horário t_6 (pontos laranjas).

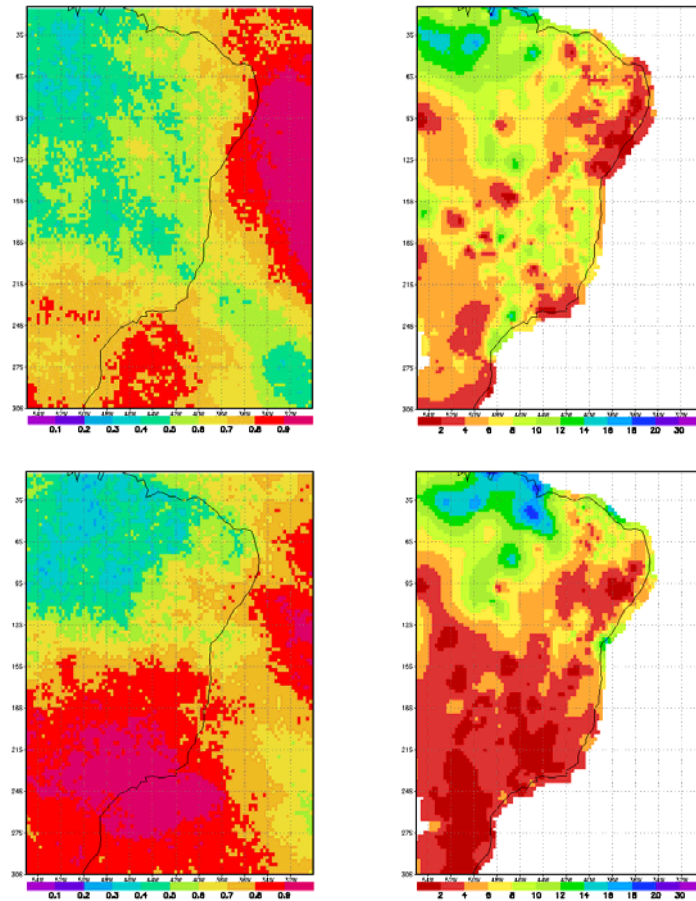


Figura 2. Frequência relativa de precipitação nula por satélite (esquerda) e precipitação observada média mensal em mm/dia (direita), para março (superior) e abril (inferior) de 2006.

5. Referências bibliográficas

- Liou K. N., 2002. An Introduction to Atmospheric Radiation Second Edition This is Volume 84 in the INTERNATIONAL GEOPHYSICS SERIES Academic Press pp. 583.
- Negri, A. J., and R. F. Adler, 1981: Relationship of satellite-based thunderstorm intensity to radar-estimated rainfall. *J. Appl. Meteor.*, **20**, 288–300.
- Rossow, W.B., and L.C. Garder, 1993: Validation of ISCCP cloud detections. *J. Climate*, **6**, 2370-2393.
- Scofield, R. A., 1987: The NESDIS operational convective precipitation technique. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1773–1792.
- Scofield, R. A., and R. J. Kuligowski, 2003: Status and outlook of operational satellite precipitation algorithms for extreme-precipitation events. *Wea. Forecasting*, **18**, 1037-1051.
- Smith, J. A., D. J. Seo, M. L. Baeck, and M. D. Hudlow (1996), An Intercomparison Study of NEXRAD Precipitation Estimates, *Water Resour. Res.*, 32(7), 2035–2045.
- Vicente, G. A., R. A. Scofield, and W. P. Menzel, 1998: The operational GOES infrared rainfall estimation technique. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**, 1883-1898.
- Yang, G.Y., and J. Slingo, 2001: The Diurnal Cycle in the Tropics. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 784–801.