

# **Simulação numérica do ciclo diurno de precipitação sobre a Amazônia**

**Cláudio Moisés Santos e Silva**

Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN)  
Departamento de Física Teórica e Experimental (DFTE)  
Programa de Pós-graduação em Ciências Climáticas  
claudio@dfte.ufrn.br

**Saulo Ribeiro de Freitas**

**Ralf Gielow**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE)  
Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC)

## **RESUMO**

Modelos numéricos apresentam deficiência em simular o ciclo diário de precipitação sobre a Bacia Amazônica. Assim, a presente pesquisa enfatiza a importância da formulação da Função de Disparo de Convecção (FDC) através da implementação de uma FDC na parametrização convectiva em uso no modelo regional BRAMS. Sobre a região do experimento TRMM-LBA (Rondônia, SO da Amazônia), a versão original do modelo simula o máximo de precipitação às 1400 UTC (1000 HL). Após a implementação, o máximo simulado ocorre às 1800 UTC (1400 HL), enquanto as observações de um radar banda S mostram o máximo às 1900 UTC (1500 HL).

## **Numerical simulation of the rainfall diurnal cycle over Amazonia**

### **ABSTRACT**

Numerical models fail to simulate the rainfall diurnal cycle over the Amazon basin. Thus, this work emphasizes the importance of the Convective Trigger Function (CTF) formulation on the rainfall diurnal cycle over the Amazon Basin. A new CTF is implemented in the convective parameterization used in the BRAMS regional model. Over the area of the TRMM-LBA experiment (Rondonia, SW Amazonia), the original version of BRAMS simulates the maximum rainfall at 1400 UTC (1000 LST); with the new CTF, the maximum is at 1800 UTC (1400 LST), while the S-band radar rainfall maximum is observed at 1900 UTC (1500 LST).

### **1 - INTRODUÇÃO**

O ciclo diário de precipitação na Amazônia é função do tipo de sistema convectivo de mesoescala formado em diferentes regiões da bacia e da propagação no interior do continente desses sistemas que podem organizar-se em linhas de instabilidade (COHEN et al., 1995). Responde às mudanças do uso da terra que afetam o balanço de água e energia à superfície e modulam a distribuição precipitação (FERREIRA DA COSTA et al., 1998). Apresenta variabilidade sazonal em função do tipo de cobertura do solo (Savanas ou Florestas) que apresentam características particulares quanto a parâmetros termodinâmicos (MACHADO,

2004). É função da interação entre sistemas de mesoescala que provocam frentes de rajadas que são intensificadas em regiões de acentuada topografia (LIMA E WILSON, 2008). Além disso, responde às forçantes de grande escala, principalmente na escala intrassazonal (RICKENBACH et al., 2002). Essa rede complexa de interações colabora para que os modelos numéricos, usados em previsão do tempo e do clima, falhem em simular de forma adequada o ciclo diurno e isso é mais crítico em regiões continentais tropicais como a Amazônia. Nesse sentido, simular de forma adequada o ciclo diurno de precipitação tem sido um importante teste para as parametrizações físicas desses modelos. Ressalta-se que erros sistemáticos encontrados em simulações de processos físicos de formação de nuvens (e por consequência na simulação de precipitação) são uma das principais fontes de incertezas nos prognósticos climáticos elaborados pelo *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC, 2007). Assim, apresentam-se resultados obtidos na simulação do ciclo diurno da precipitação sobre a bacia amazônica através do modelo regional *Brazilian Developments on the Regional Atmospheric Modelling* (BRAMS), enfatizando-se as melhorias obtidas através da implementação de uma Função de Disparo de Convecção (FDC) na parametrização de convecção *cumulus* de Grell e Devenyi (2002).

## 2 - METODOLOGIA

O modelo BRAMS é uma versão adaptada aos trópicos da sexta versão do modelo RAMS (WALKO et al., 2000), que por sua vez é um modelo não hidrostático construído para simular desde pequenos turbilhões atmosféricos até movimentos em escala planetária. O modelo BRAMS contém a opção de parametrização de *cumulus* profundos de Grell e Devenyi (2002) e uma série de implementações e melhorias realizadas por pesquisadores brasileiros. Detalhes do desenvolvimento do modelo BRAMS são encontrados no trabalho de Freitas et al. (2009). As condições de contorno de grande escala usadas nas simulações foram as reanálises do modelo global do *European Center for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), que apresentam espaçamento de grade de 2,5° e atualizadas a cada 6 horas. Os experimentos foram realizados com uma grade centrada na latitude (longitude) de 5,0S (62,0 W) e apresentou espaçamento horizontal de 25 km. As integrações foram efetuadas a cada 30 s, implicando em um coeficiente de instabilidade numérica (CFL) de 0,9. A parametrização da convecção rasa e da convecção profunda foi acionada a cada 600 segundos. Usaram-se 300 (200) pontos na direção zonal (meridional). Na vertical limitou-se a grade a 40 níveis, com espaçamento inicial de 150 m e razão de incremento de 1,07, até o espaçamento máximo de 950 m, resultando um domínio vertical de profundidade igual a 22 km. Realizaram-se dois experimentos numéricos em que a única diferença foi o acionamento da FDC desenvolvida por Jakob e Siebesma (2003) (JS03). No experimento CTRL1 a parametrização original de Grell e Devenyi (2002) foi acionada, enquanto no experimento NRAS8 testou-se a FDC de JS03 na parametrização convectiva. Detalhes dessas parametrizações e do processo de implementação são descritos em Santos e Silva (2009). Para avaliar as simulações usaram-se os dados de precipitação do radar banda S (S-POL) que foi instalado em Rondônia e dados de precipitação coletados através da rede de pluviômetros do experimento *Tropical Rainfall Measuring Mission and Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia* (TRMM-LBA). Além disso, os fluxos de calor sensível e de calor latente observados na Reserva Biológica do Jaru (REBIO-Jaru) também foram utilizados.

## 3 - RESULTADOS

Na Figura 1 analisam-se a Energia Potencial Disponível para a Convecção (CAPE) e os fluxos de calor sensível (H) e de calor Latente (LE) juntamente com a precipitação simulada nos experimentos CTRL1 e NRAS8 e a observada através dos pluviômetros e com o radar S-POL. O mecanismo de disparo de Grell e Devenyi (2002) usado no experimento

CTRL1 apresenta dependência na CAPE, em que se estabelece a condição de quase equilíbrio convectivo de Arakawa e Schubert (1974). Assim, neste experimento, a CAPE alcança o valor máximo de  $3,2 \text{ kJ kg}^{-1}$  às 1300 UTC e a convecção remove  $0,8 \text{ kJ kg}^{-1}$  na hora seguinte, o que determina o máximo de precipitação de  $1,8 \text{ mm h}^{-1}$  neste horário. Após esse máximo, a atmosfera torna-se estável e não atinge mais condições termodinamicamente favoráveis para acúmulo de CAPE. A CAPE de CTRL1 é sempre maior que a CAPE de NRAS8, exceto entre 1400 e 1600 UTC. Isso se deve ao critério da parcela utilizado em cada FDC. Como em GD02 considera-se o nível vertical com maior energia estática úmida em baixos níveis, então se ascende uma parcela estaticamente mais instável que a parcela com propriedades bem misturadas de JS03. Verificou-se no experimento NRAS8 um forte acoplamento entre a precipitação e os fluxos de calor sensível e de calor latente à superfície. Conforme discutido por Santos e Silva (2009), quanto maior a soma dos fluxos ( $H+LE$ ) maior será a perturbação causada no nível mais baixo do modelo e, portanto, maior a possibilidade da parcela adquirir empuxo positivo e desenvolver convecção. O ciclo diário de  $H$  observado apresenta máximo de  $63 \text{ W m}^{-2}$  às 1400 UTC, após isso mantém-se praticamente constante até 1700 UTC, quando finalmente diminui. Ao mesmo tempo, o fluxo de calor latente apresenta padrão semelhante, porém o máximo observado às 1500 UTC é de  $300 \text{ W m}^{-2}$ .

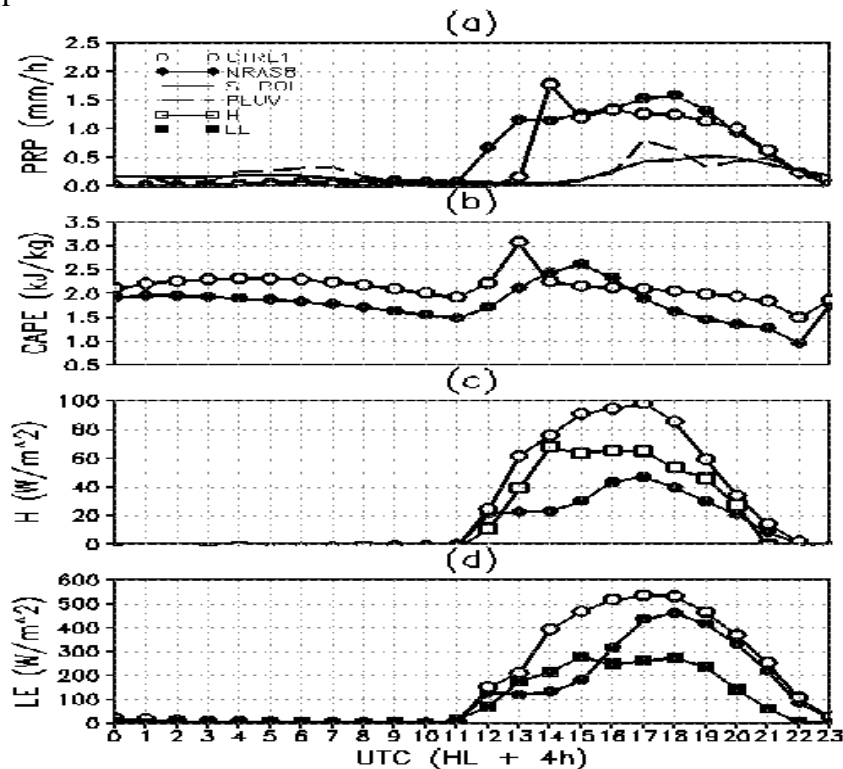


Figura 1 – Ciclo diário da: (a) precipitação simulada nos experimentos CTRL1, NRAS8 e observada a partir do radar S-POL e pluviômetros; (b) CAPE destes dois experimentos; (c) Densidade de fluxo de calor sensível observado na REBIO-Jaru e simulado; (d) idêntico a (c), mas para o fluxo de calor latente. Os fluxos observados correspondem ao mês de fevereiro de 1999

Os perfis de aquecimento ( $Q_1$ ) e secagem ( $Q_2$ ) da atmosfera devido à convecção profunda são mostrados na Figura 2. Verifica-se uma evolução gradual da atividade convectiva desde às 0800 UTC, a qual está em fase com a marcha horária dos fluxos de calor sensível e latente mostrados na Figura 1. No experimento CTRL1 a atividade convectiva é mais intensa às 1400 UTC quando  $Q_1$  alcança máximo também de  $24 \text{ K dia}^{-1}$  e a altura das

nuvens fica em torno de 14 km. Entre 1500 e 1800 UTC  $Q_1$  não ultrapassa 20 K dia<sup>-1</sup>, embora o alcance vertical das nuvens seja cerca de 2 km mais elevado em relação a NRAS8. Próximo à superfície a atividade convectiva causa uma secagem intensa em ambos os experimentos, o que é mostrado no ciclo diário de  $Q_2$  (Figura 2d, e). No experimento NRAS8 o resfriamento até 1 km é de -12 K dia<sup>-1</sup>, entre 1200 UTC e 2100 UTC e às 1800 UTC verificam-se taxas de resfriamento na ordem de -6 K dia<sup>-1</sup> até a altura de 5 km. No experimento CTRL1  $Q_2$  é também em torno de 12 K.dia<sup>-1</sup>, porém as isolinhas de -6 K dia<sup>-1</sup> são verificadas às 1400 UTC. O perfil médio de  $Q_1$  (Figura 2c) mostra que a atividade convectiva no experimento NRAS8 é mais intensa e menos profunda relativa ao experimento CTRL1. O máximo de aquecimento diabático em NRAS8 (CTRL1) é de 8 K dia<sup>-1</sup> (6 K dia<sup>-1</sup>) na altura de 5 km (6 km). Ao mesmo tempo o perfil de  $Q_2$  revela que até à altura de 1 km os dois experimentos produzem taxas de resfriamento médio de -8 K dia<sup>-1</sup> e na camada de 2 a 5 km a simulação NRAS8 produz um perfil 0,5 K dia<sup>-1</sup> mais frio que a simulação CTRL1. Com o uso da FDC de JS03 verifica-se que o máximo da atividade convectiva simulada passa de 1400 UTC para 1800 UTC, ou seja, houve um atraso de fase de 4 horas do experimento NRAS8 para o CTRL1. Em Bechtold et al. (2004) o uso desta FDC faz o máximo de atividade convectiva passar de 1330 UTC para 1600 UTC. Apesar dessa discrepância entre o número de horas, o que pode ser explicado pelo uso de modelos regionais e PNC diferentes neste estudo e no trabalho de Bechtold et al. (2004), verifica-se consistência nestes resultados. Além disso, o algoritmo de JS03 também foi testado juntamente com outras FDC em diferentes PNC, mas para simulações com modelos globais (TOST et al., 2006). Embora esses autores não tivessem focado no ciclo diário, o uso desta FDC acarreta melhorias tanto na distribuição espacial quanto à sazonalidade da precipitação.

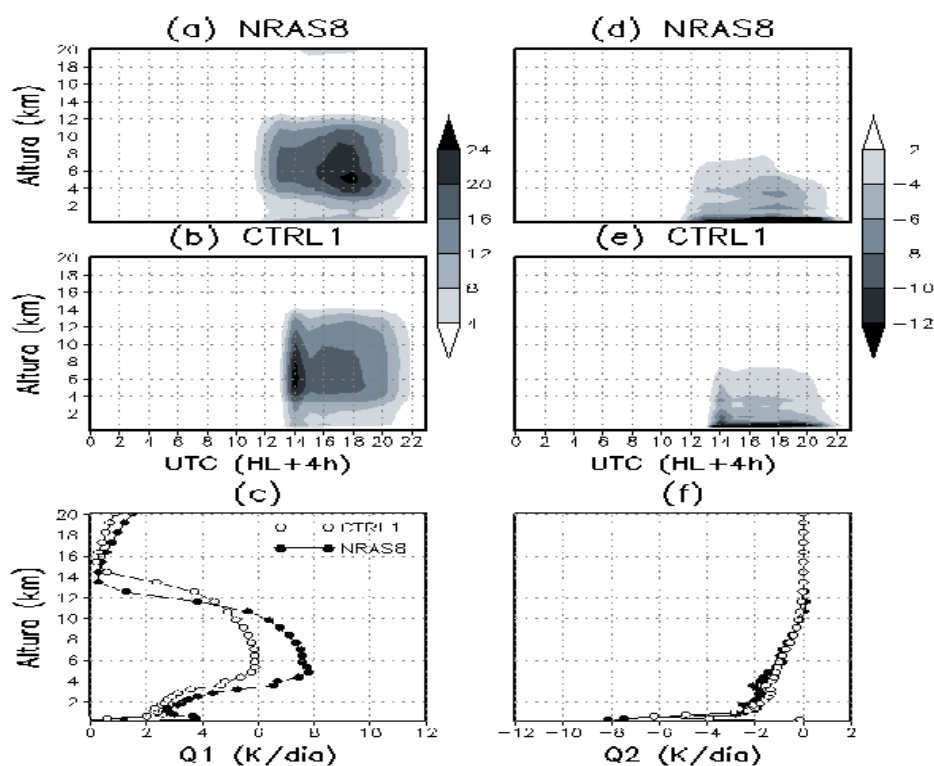


Figura 2 – (a) e (b) ciclo diário do perfil vertical da taxa de aquecimento dos experimentos NRAS8 e CTRL1, respectivamente; (d) e (e) idêntico a (a) e (b), mas para a taxa de secagem; (c) e (f) perfil médio de  $Q_1$  e  $Q_2$ , respectivamente.

#### 4 - CONCLUSÕES

O máximo de precipitação do experimento CTRL1, que é realizado sem acionar a nova FDC, ocorre às 1400 UTC (1000 HL). No experimento NRAS8, a precipitação máxima ocorre às 1800 UTC (1400 HL), coerente com o ciclo diário da precipitação obtido através do radar S-POL e observado com os dados dos pluviômetros. O máximo antecipado de precipitação no experimento CTRL1 deve-se ao acúmulo de CAPE durante as primeiras horas do dia. Assim, a redução de CAPE no experimento NRAS8, que ocorre em virtude do critério de parcela adotado por JS03, apresenta-se como um mecanismo importante de modulação do ciclo diário. Não se aponta na presente pesquisa um método “ótimo” para simular o ciclo diário da precipitação. Porém, mostra-se que é possível obter avanços através de melhorias na formulação do algoritmo que é responsável pelo disparo da convecção.

#### 5 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BECHTOLD, P.; et al. The simulation of the diurnal cycle of convection precipitations over land in a global model. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**, v.130, n. 604, p. 3119-3137, 2004.
- COHEN, J.C.P.; et al. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: a case study. **Monthly Weather Review**, v.123, n. 11, p. 3163–3174, 1995.
- FERREIRA DA COSTA, R.; et al. Variabilidade diária da precipitação em regiões de floresta e pastagem na Amazônia. **Acta Amazônica**, v. 28, n. 4, p. 395-408, 1998.
- FREITAS, S.R.; et al. The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS) – Part 1: Model description and evaluation. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussion**, v. 7, n. 3, p. 8525–8569, 2009.
- GRELL, G.A.; DEVENYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 14, 1693, doi:10.1029/2002GL015311, 2002.
- INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). **The scientific basis: contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change**. Cambridge, UK: University Press, 2007. 996f. Edited by Solomon et al.
- JAKOB, C. E SIEBESMA, A. P. A new subcloud model for mass-flux convection schemes: influence on triggering, updrafts properties, and model climate. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 9, p. 2765-2778, 2003.
- LIMA, M.A. E WILSON, J.W. Convection storm initiation in a moist tropical environment. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 6, p. 1847-1864, 2008.
- MACHADO, L.A.T.; et al. Seasonal and diurnal variability of convection over the Amazonia: a comparison of different vegetation types and large scale forcing. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 61-77, 2004.
- RICKENBACH, T.M.; et al. Modulation of convection in the southwestern Amazon basin by extratropical stationary fronts. **Journal of Geophysical Research**, v.107, n. D20, 8040, doi: 10.1029/2001JD000263, 2002.
- Santos e Silva, C.M. **Simulação numérica do ciclo diário da precipitação sobre a bacia amazônica durante a estação chuvosa**, 181p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais). São José dos Campos, 2009.
- TOST, H.; et al. Influence of different convection parameterisations in a GCM. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 6, n. 12, p. 5475–5493, 2006.
- WALKO R.; et al. Coupled atmosphere-biophysics-hydrology models for environmental modeling. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, n. 6, p. 931-944, 2000.