

ESTIMATIVA OPERACIONAL DA UMIDADE DO SOLO PARA INICIAÇÃO DE MODELOS DE PREVISÃO NUMÉRICA DA ATMOSFERA

Parte II: Impacto da umidade do solo e da parametrização de cumulus na simulação de uma linha seca

Rodrigo Gevaerd¹

Saulo Freitas²

Marcos Longo¹

Demerval Soares Moreira¹

Maria Assunção Faus da Silva Dias²

Pedro Leite da Silva Dias¹

Resumo. A convecção úmida representa um dos principais vínculos entre as características da superfície e a atmosfera, assumindo papel fundamental no ciclo hidrológico e no balanço de gases-traço. Este trabalho visa avaliar o impacto da parametrização de cúmulos (Grell e Kuo) e do uso de campos de umidade do solo espacialmente heterogêneos na formação e desenvolvimento de uma linha seca tropical (*dryline*), formada em Goiás no dia 16 de outubro de 2002, com deslocamento ao sul da Amazônia. A estimativa de umidade do solo é obtida a partir de dados de precipitação antecedente estimada via satélite, combinada com um modelo hidrológico. Para a simulação da tempestade foi utilizado o modelo atmosférico BRAMS. Os resultados da simulação indicaram que a introdução de dados realistas de umidade do solo e do esquema de Grell foi fundamental para representar o posicionamento, estrutura e instante de ocorrência do sistema. O gradiente de umidade e a convergência em baixos níveis tem apreciável impacto na qualidade da simulação. O cálculo da função frontogenética para identificação de regiões favoráveis à propagação da linha evidenciou que, sem estas melhorias, o modelo não foi capaz de recriar os gradientes atmosféricos de umidade e temperatura, fundamentais para disparar instabilidades convectivas. Com o uso de umidade espacialmente homogênea ou do esquema de Kuo não foi possível reproduzir a convecção observada, e foram formadas algumas nuvens dispostas sem organização típica do sistema analisado.

Palavras-chave: linha seca, umidade do solo, parametrização de cúmulos, modelagem numérica

¹ Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, Rua do Matão 1226, 05508-900, São Paulo, SP, Brasil. Tel.: 11-3091-4808. Fax.: 11-3091-4769. E-mail: rodrigo@master.iag.usp.br, marcos@master.iag.usp.br, demerval@cptec.inpe.br, pldsdias@model.iag.usp.br.

² Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Rod. Presidente Dutra km 40, 12630-000, Cachoeira Paulista, Brasil. Tel.: 12-3186-8538. Fax.: 12-3101-2835. E-mail: sfreitas@cptec.inpe.br, assuncao@cptec.inpe.br

**OPERATIONAL SOIL MOISTURE ESTIMATE FOR INITIALIZATION
OF NUMERICAL WEATHER FORECAST MODELS**

**Part II: the effect of initial soil moisture and cumulus parameterization on
simulation of a dryline convective system**

Abstract. This work describes the impact of the soil moisture condition and cumulus parameterization on the numerical simulation of a mesoscale convective system. We show the importance of a heterogeneous soil moisture field on the triggering and development of a tropical dryline that took place in Goiás State on October 16, 2002 moving westward. The numerical simulations were carried out through BRAMS model using two different cumulus parameterization, Grell and Kuo schemes. The results point out the need of a realistic soil moisture initial condition and a cumulus scheme that have strong coupling with surface fluxes in order to better reproduce the real system.

Keywords: dryline, soil moisture, cumulus parameterization, numerical atmospheric prediction.

1. INTRODUÇÃO

O termo linha seca (*dryline*) foi citado inicialmente por McGuire (1962), e se refere a uma região contendo um forte gradiente de umidade na camada limite planetária (CLP). Anteriormente, Beebe (1958) e Fujita (1958) referenciaram o sistema como frente de ponto de orvalho e frente seca, respectivamente. Dentre os diversos fenômenos meteorológicos que podem dar origem a sistemas convectivos, a linha seca apresenta uma dinâmica fortemente dependente das características de superfície, sobretudo da umidade do solo. Isto a torna um caso didático para avaliar a influência deste parâmetro nos modelos de previsão numérica de tempo e em como a atmosfera simulada interage com sua superfície.

A linha seca é reconhecida como a principal causadora de tempestades nas planícies centrais dos Estados Unidos, durante a primavera (Hane et al., 1993). Estas tempestades frequentemente se transformam em sistemas convectivos de mesoescala em poucas horas, percorrendo milhares de quilômetros. Tornados também podem estar associados a estes sistemas.

Um resumo das características de linhas secas pode ser visto em Schaefer (1986). Sun e Wu (1992) encontraram as condições essenciais para formação de linhas secas. Os três fatores mais importantes para origem e manutenção do gradiente de umidade seriam: (1) presença de cisalhamento vertical do vento horizontal em baixos níveis (vorticidade horizontal), (2) gradiente de umidade do solo e (3) terreno inclinado. Com estes três fatores presentes, um gradiente inicial de umidade atmosférica não é requerido para o estabelecimento da linha seca.

Entretanto, ainda é preciso determinar como exatamente estas três componentes trabalham na criação de um forte gradiente de umidade, convergência e momento vertical ao longo da linha seca. Uma possível explicação está no mecanismo de forçante solenoidal. Estudos numéricos sugerem que este mecanismo é responsável pela geração de convergência e conseqüente aumento do gradiente de mistura e movimento vertical ao longo da linha seca. O movimento adquirido pela linha se deve à diferença de densidade do ar na dianteira e retaguarda do sistema. O lado mais seco é mais denso que o lado úmido, provocando um gradiente de pressão e o deslocamento da linha em direção ao lado relativamente mais úmido. O movimento da linha seca, por sua vez, acarreta o levantamento de ar quente para níveis superiores por mecanismo de corrente de densidade (Charba, 1974; Seitter, 1986), dando início a convecção. Persons et al. (1991), utilizando um LIDAR Doppler, mediu correntes ascendentes da ordem de 5 ms^{-1} .

Este trabalho utiliza uma técnica de obtenção da umidade do solo baseada em um modelo hidrológico e na precipitação antecedente estimada via satélite, para avaliar o impacto deste parâmetro na simulação de uma linha seca em região tropical, objeto de poucos estudos até o momento. Além disto, sistemas convectivos que ocorrem em regiões próximas às áreas de queimadas em floresta e cerrado são responsáveis pelo transporte vertical de produtos da queima de

biomassa. A boa reprodução das características dos sistemas convectivos depende do esquema de parametrização de cúmulos utilizado, também objetos de análise neste trabalho. Em níveis mais altos da CLP, os poluentes são advectados por ventos horizontais mais intensos, o que explica grande parte da concentração de poluentes em regiões remotas aos incêndios.

1.1 Interação superfície-atmosfera

É bem reconhecida atualmente a sensibilidade dos modelos atmosféricos à forma e intensidade com as quais a atmosfera simulada interage com a superfície. Diversos autores têm discutido os mecanismos de interação entre superfície e atmosfera. Sellers et al. (1989) demonstraram que o conteúdo de água no solo é o elemento mais importante na variabilidade das transferências de calor sensível e latente. Outros estudos sugerem que a umidade do solo tem destaque na determinação da estrutura da camada limite e do potencial convectivo, inclusive quando comparado aos efeitos do albedo, textura e uso do solo (McCumber e Pielke, 1981; Zhang e Anthes, 1982; Segal et al., 1995). Esta dependência significativa entre superfície e atmosfera decorre do fato de que, na ausência de forçantes de grande escala, a circulação de mesoescala é produzida por aquecimento diferencial induzido por características de superfície heterogêneas (Pielke e Segal, 1986).

Chang e Wetzel (1991), utilizando o modelo de mesoescala GMASS, chegaram à conclusão de que gradientes horizontais de vegetação e umidade do solo afetam a evolução de estruturas baroclínicas através do aquecimento diferencial. Fortes gradientes locais de superfície foram vitais para a definição exata da intensidade e local de descontinuidades dinâmicas e termodinâmicas da atmosfera, ao longo das quais tempestades severas tendem a se desenvolver. Outros trabalhos revelaram que práticas de irrigação para agricultura eram capazes de alterar o padrão de precipitação em escala regional (Barnston e Schickedanz, 1984; Moore e Rojstaczer, 2002).

Rabin (1977) usou um modelo de balanço de energia para estudar os efeitos da vegetação e umidade do solo no instante inicial da convecção. Estudos de caso revelaram que a superfície modula a convecção em situações de forçante sinótica de fraca intensidade. Utilizando imagens de satélite e um banco de dados de informações de superfície, Rabin et al. (1990) estudaram os efeitos da variabilidade espacial da superfície na formação de cúmulos sobre regiões relativamente planas e confirmaram aqueles resultados. Os efeitos seriam notáveis, principalmente na ausência de frentes e outros distúrbios. Quando a baixa atmosfera estava relativamente úmida, nuvens convectivas se desenvolviam preferencialmente em regiões com solo úmido. Por outro lado, quando a baixa atmosfera estava relativamente seca, o desenvolvimento se dava sobre solo seco e quente. A Figura 1 ilustra esta situação: é mostrada a energia total (calor sensível e latente) requerida pela atmosfera para a formação de nuvens convectivas versus a razão de Bowen (β) da superfície (razão entre o fluxo de calor sensível e o latente). Quanto maior essa razão, mais seco é o solo. Observa-se que pouca energia total é necessária para formação de nuvens em condições de alta umidade, quando β é pequeno. Em dias secos, a convecção é esperada sobre lugares com elevada razão de Bowen. A explicação para tal comportamento reside nos dois mecanismos possíveis para que ocorra formação de nuvens (Mahrt e Ek, 1993): (1) desenvolver a camada de mistura (CM) até que o seu topo atinja o nível de condensação por

levantamento (NCL) ou (2) reduzir o NCL por meio do aumento da umidade até este alcançar o topo da CM. O primeiro processo é possível através da liberação de calor sensível e ocorre preferencialmente em uma atmosfera seca, já que reduzir o NCL nestas condições exigiria mais energia. O segundo processo se dá por meio da liberação de calor latente e prevalece numa atmosfera úmida, com o NCL já em níveis mais baixos. Esta hipótese pôde ser testada com o estudo do desenvolvimento de nuvens cúmulos, via sensoriamento remoto, e do padrão de vegetação e ocorrência de precipitação recente.

Bernardet et al. (2000) estudaram os efeitos de várias forçantes convectivas atmosféricas e propriedades da superfície na previsibilidade de eventos convectivos de mesoescala, em particular, na determinação dos controles de local e instante de ocorrência. Simulações realistas foram conseguidas iniciando o modelo com a umidade do solo prescrita pelo método API (Wetzel e Chang, 1998), *Antecedent Precipitation Index*, o que gerou uma distribuição horizontal heterogênea em função da precipitação ocorrida em dias anteriores. Utilizando uma distribuição de umidade do solo espacialmente homogênea, o modelo não foi capaz de reproduzir a convecção observada. Um dos eventos estudados foi uma supercélula associada a linha seca formada em 26 de abril de 1991 entre Kansas e Oklahoma, nos Estados Unidos.

Utilizando uma distribuição de umidade do solo derivada da climatologia, Lanicci et al. (1987) constataram efeitos significativos no ambiente de grande-escala da linha seca. Ziegler et al. (1995) e Shaw et al. (1997) deram continuidade a estes estudos e demonstraram a sensibilidade da linha seca às variações da umidade do solo em um domínio bidimensional. Os resultados deixaram claro que a formação da linha seca e a evolução da camada limite convectiva são sensíveis ao gradiente de calor sensível. O aquecimento da superfície ocorre mais rapidamente em condições de solo seco, gerando uma CLP profunda no lado seco da linha e uma CLP rasa no lado úmido. Nas simulações de Shaw et al. (1997), realizadas com uma versão tridimensional e não-hidrostática do modelo RAMS (Regional Atmospheric Modelling System), o uso de campos realistas e heterogêneos de umidade do solo e vegetação se demonstraram extremamente importantes para uma previsão acurada da formação e morfologia da linha seca. O efeito da variação da umidade do solo surge em primeira ordem, com grandes impactos na intensidade dos gradientes térmicos e de umidade ao longo da linha, bem como na estrutura, posição e movimento.

Ziegler et al. (1995) utilizaram uma versão não-hidrostática e bidimensional do RAMS. As simulações com umidade do solo horizontalmente homogênea não foram capazes de reproduzir a linha. Constataram ainda que, para formação da linha seca clássica nas simulações, se fazia necessária a existência de um gradiente na fração volumétrica de umidade do solo de 0,15 a cada 50 km, o que resultava em um gradiente de fluxo de calor sensível na camada superficial de cerca de 100 Wm^{-2} a cada 50 km. Sem gradiente de umidade do solo, eles observaram a formação de linha seca “não-clássica”, com forte convergência, correntes ascendentes elevadas e com fraca razão de mistura (linha de convergência de meso-escala).

Grasso (2000) estudou detalhadamente a dependência da morfologia da linha seca com a variação horizontal da umidade do solo, realizando cinco simulações onde somente este último parâmetro era alterado através do uso de gradientes de umidade com diferentes magnitudes. Os resultados sugeriram que o movimento da linha e a magnitude do gradiente do vapor de água em baixos níveis são sensíveis a mudanças da umidade do solo. A habilidade de um modelo de mesoescala em simular a evolução de uma linha seca em uma grade regional ficou muito prejudicada com o uso de umidade constante ou com gradientes reduzidos.

1.2 Parametrização de cúmulos

Os processos de troca de umidade, calor e momento relacionados à convecção úmida não podem ser resolvidos explicitamente em modelos atmosféricos de baixa resolução. Isto decorre do fato de que a escala horizontal do fenômeno físico é menor do que a escala horizontal das malhas ajustadas nos modelos. Entretanto, desconsiderar os processos dinâmicos e energéticos ligados à convecção afetaria o desempenho da simulação, o que levou ao desenvolvimento de diversas parametrizações a fim de contabilizar implicitamente a contribuição destes processos às variáveis da escala resolvida pelo modelo.

A parametrização de cúmulos originalmente contida no modelo RAMS segue a linha desenvolvida por Kuo (1965, 1974), descrita em Molinari (1985) e Tremback (1990), baseada na observação de uma forte correlação entre precipitação convectiva e a convergência total de vapor em larga escala em uma coluna atmosférica. O esquema é baseado na hipótese do equilíbrio, na qual a convecção ocorre para consumir a instabilidade convectiva fornecida pela larga escala, transportando calor e umidade.

O acionamento da parametrização é realizado em função das condições atmosféricas do ambiente (modelo) e dos perfis convectivos, verificando-se a existência de instabilidade condicional através do perfil da energia estática úmida e a existência de um movimento vertical positivo acima de um valor crítico. Após o acionamento, um modelo de nuvens com correntes ascendentes e descendentes é utilizado.

Raymond e Emanuel (1993) alertam para o fato de que a concepção deste esquema viola a relação de causa e efeito, pois a convecção não é provocada pelo fornecimento de água a partir de escalas maiores. Esta inconsistência física acarreta, em diversas situações, problemas de representatividade, mesmo em situações relativamente simples e conhecidas. Entretanto, trata-se de uma técnica bastante difundida.

Dentro dos aperfeiçoamentos realizados no modelo atmosférico BRAMS (Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System), foi implementado uma nova parametrização de cúmulos profundos baseada no trabalho de Grell (1993) e Grell e Dévényi

(2002). Trata-se de um esquema baseado no conceito de fluxo de massa com vários tipos diferentes de fechamento, fazendo uso também de técnicas estatísticas para obtenção do fluxo de massa. As nuvens são representadas por duas circulações estacionárias, contabilizando os efeitos de correntes ascendentes e descendentes. O esquema possui ainda um ensemble na eficiência de precipitação e na energia cinética da parcela na camada sub-nuvem. Esta energia cinética controla o principal gatilho (*trigger function*) da parametrização sendo calculada em função da energia cinética turbulenta dentro da camada limite planetária.

2. CARACTERÍSTICAS DA LINHA SECA ANALISADA

A formação do sistema se iniciou aproximadamente às 17:30 UTC do dia 16 de outubro de 2002, na divisa de Goiás e Mato Grosso. A linha tinha orientação sudoeste-nordeste abrangendo toda a extensão de Goiás, deslocando-se para oeste em direção ao Mato Grosso (Figura 2), mantendo intensidade ainda nas primeiras horas da manhã do dia 17 de outubro. Sua formação tem início com uma célula localizada na divisa entre Tocantins e Goiás e que apresenta uma larga banda estratiforme, enquanto novas células se formam a sudoeste da nebulosidade inicial. No sul de Goiás, há formação de uma segunda linha de retaguarda, menor e menos intensa, que acompanha a evolução da linha principal.

Na figura 3.a são apresentados os dados do SYNOP para o dia 16 de outubro às 12:00 UTC. É nítido o gradiente de umidade na região. Mato Grosso se mantém mais úmido que Minas Gerais e Bahia, estando Goiás e Tocantins na região de transição. Por outro lado, não se observa a existência de gradiente de temperatura significativo na região. Às 18:00 UTC (não mostrado), algumas estações em Goiás e Mato Grosso já registravam trovoadas.

O campo de temperatura potencial equivalente em 850 hPa (Figura 3.b) demarca o gradiente orientado ao longo de Goiás, na direção leste-oeste. A análise do vento mostra um sistema frontal atuando no Rio Grande do Sul e norte da Argentina, distante da área em que a linha seca se formou. Todo o leste do Brasil está sob o domínio de um anticiclone localizado no Atlântico Sul, embora sobre Goiás ocorra uma ligeira curvatura ciclônica associada ao aquecimento. Na mesma figura, vê-se que o movimento ascendente (campo ω em 500 hPa) na área de formação da linha é desprezível. Este aspecto reforça a idéia de que a grande escala não influencia diretamente o desenvolvimento do sistema.

Foram obtidas duas radiossondagens no domínio de interesse (Figura 4), no dia 16 de outubro de 2002. Uma delas em Alta Floresta às 00:00 UTC (a), região relativamente mais úmida, e outra na localidade de Bom Jesus da Lapa às 12:00 UTC (b). Não foi utilizada a radiossondagem das 12:00 UTC em Alta Floresta, pois esta região apresentou precipitação no início da manhã, o que

estabilizou localmente a atmosfera. Em Alta Floresta, a atmosfera apresenta um perfil que favorece o desenvolvimento de convecção apesar da forte inversão presente próximo à superfície, com elevada energia potencial disponível para convecção (CAPE). Destaca-se, no caso de Bom Jesus da Lapa, a estabilidade presente em toda a coluna atmosférica, não havendo sequer instabilidade condicional ou convectiva em baixos níveis. Esse comportamento se estende para quase toda região leste, não apresentando condições propícias para início de atividade convectiva.

A Figura 5 contém a estimativa de precipitação pelo satélite TRMM (Huffman et al., 1995), acumulada em 3 horas entre 18 e 21:00 UTC do dia 16, durante o período mais ativo do sistema. A atividade da linha de instabilidade é visível, gerando máximos de quase 40 mm no final da estação seca. Normalmente, os algoritmos para estimativa de precipitação a partir de dados de satélite tendem a subestimar a precipitação, pois células precipitantes mais rasas com topos relativamente mais quentes não são bem identificadas.

3. METODOLOGIA

3.1 Técnica de obtenção da umidade do solo

A umidade do solo foi obtida através da técnica desenvolvida por Gevaerd e Freitas (2005). Nela, a estimativa do conteúdo de água no solo é determinada partindo de dados de precipitação estimada via satélite TRMM (*Tropical Rainfall Measurement Mission*) aplicados a um modelo hidrológico multicamadas. A Figura 6 ilustra a umidade do solo às 12:00 UTC do dia 15 de outubro de 2002, um dia antes da formação da linha seca, na camada mais superficial de solo (10 cm). Fica evidente o intenso gradiente posicionado próximo à divisa de Goiás e Mato Grosso. Todo o setor leste apresenta valores mínimos de umidade. Goiás, em particular, registra armazenamento inferior a $0,15 \text{ m}^3/\text{m}^3$. Núcleos mais elevados de até $0,45 \text{ m}^3/\text{m}^3$, valores próximos a saturação do solo, aparecem distribuídos ao longo da divisa entre Mato Grosso e Pará.

3.2 Simulações numéricas

As simulações foram realizadas com o modelo atmosférico BRAMS versão 3.1 (Walko et al., 2000). O modelo foi configurado com duas grades, com resolução de 60 e 20 km. A escolha destes valores se deve à eficiência de um dos esquemas de parametrização de cúmulos utilizado no modelo (Grell, 1993), que apresenta melhores resultados com resoluções superiores a 20 km.

Para dados de entrada e condições de contorno são utilizadas análises do NCEP (Kalnay et al., 1996), com resolução espacial de $2,5^\circ$. Os dados de textura e uso do solo são provenientes do FAO/UNESCO (Smith, 1991) e IGBP/USGS (Belward, 1996), respectivamente, com nove níveis de solo ajustados.

Os esquemas de radiação de onda curta e longa utilizados são descritos por Harrington (1997) e Chen e Cotton (1993), respectivamente. A difusão turbulenta corresponde a de Mellor e Yamada (1974) e a parametrização de microfísica descrita em Flatau et al. (1989).

Segundo Stein e Alpert (1993), são necessárias no mínimo quatro simulações para avaliar o impacto da umidade do solo espacialmente heterogênea e da parametrização de cúmulos (Kuo e Grell), a fim de considerar cada contribuição e suas possíveis interações. Outras duas simulações foram realizadas utilizando o campo homogêneo de umidade do solo superestimado e subestimado, com a parametrização de Grell. Desta forma, foram efetuadas as seis simulações descritas na Tabela 1, combinando os dois parâmetros a serem analisados.

O código do modelo atmosférico BRAMS foi alterado de forma que, no início da execução, é realizada a leitura e a interpolação conservativa dos dados de umidade do solo para a grade ajustada no modelo. Desta forma, a quantidade de água originalmente presente nos níveis de solo do arquivo de umidade é redistribuída nos níveis de solo do BRAMS. Nas simulações homogêneas, a textura do solo foi representada pelo solo do tipo barro argiloso, pois esta classe domina na área utilizada, e com valores de conteúdo de água médios do campo heterogêneo na grade de 20 km.

3.3 Função frontogenética

Para análise mais apurada das simulações foi calculada a função frontogenética. Como a linha seca é gerada a partir de um gradiente de umidade, é possível definir duas regiões ao longo do sistema: uma dianteira onde há intensificação dos gradientes de umidade (frente da linha seca), e a retaguarda onde ocorre enfraquecimento do gradiente. As regiões de intensificação são indicadas por valores positivos da função frontogenética (frontogênese), enquanto valores negativos identificam porções de enfraquecimento (frontólise).

Satyamurty e Mattos (1989) calcularam a função frontogenética baseada em gradientes de temperatura para identificação da climatologia de regiões favoráveis à formação de frentes em latitudes médias. Grasso (2000) aplicou a função a partir da razão de mistura para o estudo morfológico da linha seca, já que os gradientes de umidade são mais importantes que os de temperatura para sistemas deste tipo. Neste trabalho optou-se por uma metodologia que agregue os dois gradientes, pois ambos são importantes para análise do impacto da umidade do solo e parametrização de cúmulos. Utilizou-se a temperatura adiabática equivalente (T_E), definida segundo van Mieghen e Dufour (1976):

$$T_E = T \exp \left[\frac{r_v L_v}{c_{pa} T_c} \right] \quad (1)$$

onde L_v é o calor latente de condensação assumido independente da temperatura, c_{pa} é o calor específico em pressão constante para o ar seco, r_v a razão de mistura e T_c a temperatura no nível de condensação por levantamento definida por Bolton (1980):

$$T_c = \frac{2840}{3.5 \ln(T) - \ln(e) - 4.805} + 55 \quad (2)$$

onde e é a pressão de vapor.

A função frontogenética adaptada F é dada por:

$$F = -\frac{1}{2} |\nabla T_E| [D \cos(2\gamma) + \delta] \quad (3)$$

sendo que $D=D_1+D_2$ é a deformação total, $\gamma=\alpha-\chi$, e demais parâmetros definidos por:

$$\alpha = \frac{1}{2} \arctan\left(\frac{D_1}{D_2}\right) \quad (4)$$

$$\chi = \arctan\left(\frac{\partial T_E / \partial y}{\partial T_E / \partial x}\right) \quad (5)$$

$$\delta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (6)$$

$$D_1 = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \quad (7)$$

$$D_2 = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \quad (8)$$

onde D_1 e D_2 são, respectivamente, as deformações horizontais por dilatação e contração, e δ a divergência.

A equação para o cálculo de F é uma simplificação, já que não se consideram os efeitos da inclinação dos gradientes horizontais de temperatura potencial, tampouco o aquecimento diabático. Isso significa que em regiões próximas a superfície, onde os gradientes de temperatura são intensos, ou ocorre condensação, a análise deve ser mais cuidadosa.

4. RESULTADOS

A análise das simulações realizadas revelou diferenças significativas dos campos básicos. Os fluxos de superfície, gradientes de temperatura e umidade e a evolução da CLP apresentaram

grande discordância. Isto gerou campos de precipitação com estrutura e propagação bastante distintos.

A Figura 7 contém os campos de precipitação acumulada em 3 horas, razão de mistura e vento em superfície para os seis experimentos realizados. É possível observar que a simulação HET-GRELL é a única que apresenta precipitação em forma de linha organizada ao longo da fronteira entre Goiás e Mato Grosso, tal como pode ser observado nas imagens de satélite (Figura 2). O gradiente de razão de mistura reproduzido por este experimento é o mais intenso e é ao longo deste que a convecção atua. Em nenhuma outra simulação ocorre um sistema convectivo com propagação próxima à observada. A precipitação ocorrida ao sul do Mato Grosso, na fase mais ativa do sistema, é inexistente ou subestimada nos experimentos utilizando umidade do solo homogênea ou parametrização de Kuo. Nesta região, a estimativa de precipitação por satélite (Figura 5) indica ocorrência de precipitação com distribuição espacial e posicionamento bastante próximos ao do experimento HET-GRELL. Os gradientes de umidade mais fracos e desorganizados parecem ser insuficientes para formação e propagação da linha seca. Duas células de menor intensidade presentes ao sul de Goiás se formam em horário próximo à posição da linha de retaguarda citada anteriormente e também visível nas imagens de satélite. Esta linha independente da principal, mas com intensidade comparável, surge em alguns experimentos mas é melhor dimensionado na simulação HET-GRELL, embora seu posicionamento ocorra mais ao sul do que o observado. A simulação HET-GRELL apresenta falha no horário de formação do sistema, adiantando-o em cerca de meia hora.

A simulação HOM-GRELL é a que mais se aproxima do observado depois da HET-GRELL, com gradiente de umidade atmosférica em superfície bem menos intenso, embora com certa organização. O sistema convectivo formado é estacionário e mal posicionado. A precipitação mais forte ao sul de Goiás inexistente neste experimento.

As simulações utilizando a parametrização de Kuo não foram capazes de produzir precipitação na região analisada. Foi observado que este esquema produz precipitação irreal espalhada por toda a grade 2 nos instantes iniciais da simulação, alterando o perfil atmosférico e prejudicando a produção de instabilidades nos instantes seguintes e a alteração do gradiente de razão de mistura observado. No experimento HOM-KUO, particularmente, fica evidente que a precipitação fica restrita e alinhada ao longo de uma região com forte convergência em superfície, fato este ligado ao conceito desta parametrização.

Os experimentos utilizando umidade homogênea superestimada (HOM-GRELL-230%) e superestimada (HOM-GRELL-80%), Figuras 7.e e 7.f, também não reproduziram de forma adequada a precipitação observada. Alterar o valor absoluto da umidade do solo é prática comum em simulações numéricas quando não se dispõe de campos espacialmente heterogêneos ou de

valores observados que possam servir de referência. Vê-se que em HOM-GRELL-230% há precipitação espalhada no setor mais úmido da grade, mas sem organização que identifique a linha de instabilidade analisada. Em HOM-GRELL-80% os resultados se aproximam do experimento HOM-GRELL mas com poucas bandas de precipitação, embora a intensidade dos núcleos mais fortes se assemelhem.

De forma geral, o que se observa é que a umidade do solo espacialmente heterogênea é fundamental para construir um gradiente de umidade atmosférica intenso, necessário para a formação da linha seca. Nas simulações homogêneas este gradiente é sempre mais fraco. Igualmente importante é a região de convergência em superfície ao longo do gradiente de mistura. Percebe-se que em simulações envolvendo umidade heterogênea, há convergência em superfície ao longo do gradiente de umidade em baixos níveis (ou seja, na retaguarda da linha de instabilidade). Utilizando umidade homogênea, esta convergência não é observada ou é sempre mais fraca.

Por outro lado, a parametrização de cúmulos de Grell identifica melhor os perfis favoráveis ou não à convecção. A esquema de Kuo falha desde os instantes iniciais e gera convecção esparsa inicialmente que, por sua vez, produz circulações irreais que desorganizam o gradiente de razão de mistura.

Através da Figura 8, vê-se que a simulação HET-GRELL apresenta, às 17:00 UTC e em 15°S, as correntes ascendentes mais intensas, aspecto compatível com a precipitação mais intensa desta simulação. Isto provavelmente se deve ao aquecimento diferencial proporcionado pelo gradiente de umidade do solo e à eficiência da parametrização de cúmulos utilizada, que aciona o modelo de nuvens em momento apropriado. A simulação HOM-GRELL dispõe de configuração semelhante, porém com velocidade inferior. Os experimentos com Kuo apresentam velocidades desprezíveis e, no caso de HOM-KUO, com correntes descendentes. Nesta mesma figura, observa-se o impacto na estrutura vertical da baixa atmosfera, induzindo a formação de gradientes de razão de mistura e alterando o potencial convectivo da camada. Fica também evidente que o maior impacto é na CM, níveis superiores só serão afetados através da convecção. Acima de 1500 m de altura, os gradientes não apresentam diferenças significativas em região com correntes ascendentes fracas, confirmando os resultados de Grasso (2000).

Os fluxos de calor no solo respondem diretamente aos padrões de umidade do solo. A Figura 9 apresenta as séries temporais do fluxo de calor latente nos quatro casos analisados, em 15°S de latitude. Estes gráficos são particularmente interessantes, pois retratam a propagação do sistema, quando existente. Na simulação HET-GRELL, é notável que o setor oeste encontra-se mais úmido, com valores maiores de fluxo de calor latente, o que indica mais evaporação. A partir das 14:00 UTC, já se observa umedecimento do solo por precipitação em 49°W, com posterior propagação até 57°W. A simulação HET-KUO apresentou um sistema com pequena propagação e em horário não

condizente com o observado. As simulações com umidade do solo espacialmente homogênea apresentam fluxos menos intensos e mais localizados, sem nenhum sistema com deslocamento típico.

O cálculo da função frontogenética revelou diferenças significativas nas tendências dos gradientes de temperatura equivalente T_E . A função deve ser avaliada como a região em que os gradientes estão variando de maneira significativa. A simulação HET-GRELL (Figura 10.a) apresenta os gradientes mais intensos da função frontogenética. A presença de bipolos fortes mostra a atuação da linha de instabilidade em posição coincidente com a região de precipitação mais intensa nas Figuras 2.b ou 7.a, em 15°S - 52,5°W aproximadamente, com deslocamento para. Há um segundo bipolo entre 48° e 50°W, no lado mais seco, que provavelmente representa uma variação localizada do gradiente de umidade ou temperatura em sentido contrário ao primeiro. No experimento HET-KUO (Figura 10.c) se observa um dipolo relativamente mais fraco e o sistema se deslocando para leste. Além disto, outra diferença marcante entre estas simulações consiste na inexistência de bipolos intensos da função frontogenética em níveis mais altos quando se utiliza a parametrização de Kuo. Como se vê, a umidade do solo espacialmente heterogênea utilizada em ambos contribui para o estabelecimento de circulações (bipolos representando frontogênese e frontólise), mas somente com a parametrização de Grell a circulação condiz com as características do sistema observado. Isto ocorre porque esta parametrização reproduz mais adequadamente o fechamento vertical destas células de circulação geradas por convergência de baixos níveis, respeitando os aspectos energéticos da atmosfera e se há predisposição ou não a convecção.

Nas simulações com umidade do solo homogênea (Figuras 10.b e 10.d), a função frontogenética não apresenta gradientes intensos, mesmo próximos à superfície, apesar de existirem núcleos fortes. Sem estes gradientes a linha de instabilidade observada não pôde ser reproduzida.

5. CONCLUSÕES

As simulações realizadas com uma linha seca tropical demonstraram a importância de uma boa representação da superfície quanto ao conteúdo de água no solo e da parametrização de cúmulos para obtenção de resultados realistas. Os gradientes de razão de mistura e fluxos de superfície só puderam ser recriados adequadamente a partir da simulação com assimilação inicial dos gradientes de umidade do solo construídos através da precipitação antecedente. O maior impacto dos campos espacialmente heterogêneos se limita a níveis mais baixos da CM. A parametrização de cúmulos foi fundamental para transferência adequada dos gradientes de superfície a níveis mais altos da CLP e para recriar a precipitação condizente com o sistema observado.

Os gradientes da função frontogenética evidenciaram a contribuição dos parâmetros de umidade do solo e da parametrização de cúmulos: somente naquela iniciada com umidade do solo espacialmente heterogênea houve formação e propagação adequada da linha seca observada.

6. AGREDECIMENTOS

Os autores agradecem a Aline Anderson de Castro, e Eder Paulo Vendrasco pelas sugestões e a FAPESP pelo financiamento deste trabalho (processo 01/14981-6).

7. REFERÊNCIAS

- BARNSTON, A. G.; SCHICKEDANZ, P. T. The effect of irrigation on warm season precipitation in the southern Great Plains. **J. Climate Appl. Meteor.**, v. 23, p. 865-888, 1984.
- BEEBE, R. G. An instability line development as observed by the tornado research airplane. **J. Meteor.**, v. 15, p. 278-282, 1958.
- BELWARD, A. S. The IGBP-DIS global 1km land cover data set (DISCover) -- proposal and implementation plans. **IGBP-DIS Working Paper**, v. 13, p. 61, 1996.
- BERNARDET, L. R.; GRASSO, L. D.; NACHAMKIN, J. E.; FINLEY, C. A.; COTTON, W. R. Simulating convective events using a high-resolution mesoscale model. **J. Geophys. Res.**, v. 105, n. D11, p. 14963-14982, 2000.
- BOLTON, D. The computation of equivalent potential temperature. **Mon. Wea. Rev.**, v. 108, p. 1046-1053, 1980.
- CHANG, J. T.; WETZEL, P. J. Effects of spatial variations of soil moisture and vegetation on the evolution of a prestorm environment: A case study. **Mon. Wea. Rev.**, v. 119, p. 1368-1390, 1991.
- CHARBA, J. Application of gravity current model to analysis of squall-line gust front. **Mon. Wea. Rev.**, v. 102, p. 140-156, 1974.
- CHEN, C; COTTON, W. R. A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 25, n. 4, p. 289-321, 1983.
- FAO/UNESCO. Soil characteristics from FAO. Disponível em: <http://daac.gsfc.nasa.gov/>. Acesso em 10 de abril de 2004.
- FUJITA, T. T. Structure and movement of a dry front. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 39, p. 574-582, 1958.
- FLATAU, P. J.; TRIPOLI, G. J.; VERLINDE, J.; COTTON, W. R. **The CSU-RAMS cloud microphysical module**: General theory and code documentation. Dept. of Atmos. Science Paper, 451. Fort Collins: Colorado State University, 1989.

- GEVAERD, R.; FREITAS, S. R. F. Determinação operacional da umidade do solo para iniciação de modelos de previsão numérica da atmosfera. Parte 1: Descrição da metodologia e validação submetido à **Revista Brasileira de Meteorologia**, 2005.
- GRASSO, L. D. A numerical simulation of dryline sensitive to soil moisture. **Mon. Wea. Rev.**, v. 128, p. 278-282, 2000.
- GRELL, G. A. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. **Mon. Wea. Rev.**, v. 121, n. 3, p. 764-787, 1993.
- GRELL, G. A.; DÉVÉNYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geo. Res. Lett.**, v. 29, n. 14, 2002.
- HANE, C. E.; ZIEGLER, C. L.; BLUESTEIN, H. B. Investigation of the dryline and convective storms initiated along the dryline: field experiments during COPS-91. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 74, n. 11, 1993.
- HARRINGTON, J. Y. The effects of radiative and microphysical processes on simulated warm and transition season arctic stratus. 1997. 239 p. Thesis (Ph. D. in Meteorology), Colorado State University, Fort Collins.
- HUFFMAN, G. J.; ADLER, R. F.; RUDOLF, B.; SCHNEIDER, U.; KEEHN, P. R. Global precipitation estimates based on a technique for combining satellite-based estimates, rain gauge analysis, and NWP model precipitation information. **J. Climate**, v. 8, p. 1284-1295, 1995.
- IGBP/USGS. Disponível em: http://edcdaac.usgs.gov/glcc/globdoc2_0.html. Acesso em 10 de abril de 2004.
- KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, B.; CHELLIAH, M.; EBISUKAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K. C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; JENNE, R.; JOSEPH, D. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. **Bull. Meteor. Sci.**, v. 77, n. 3, p. 437-472, 1996.
- KUO, H. L. On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. **J. Atmos. Sci.**, v. 22, p. 40-63, 1965.
- KUO, H. L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. **J. Atmos. Sci.**, v. 31, n. 5, p. 1232-1240, 1974.
- LANICCI, J. M.; CARLSON, T. N.; WARNER, T. T. Sensitivity of the Great Plains severe-storm environment to soil-moisture distribution. **Mon. Wea. Rev.**, v. 115, p. 2660-2673, 1987.
- MAHRT, L.; EK, M. Spatial variability of turbulent fluxes and roughness lengths in HAPEX-MOBILHY. **Bound. Layer Meteor.**, v. 65, p. 381-400, 1993.
- MELLOR, G. L.; YAMADA, T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. **J. Atmos. Sci.**, v. 31, n. 7, p. 1791-1806, 1974.

- MCCUMBER, M. C; PIELKE, R. A. Simulation of the effects of surface fluxes on heat and moisture in a mesoscale numerical model. Part I: Soil Layer. **J. Geophys. Res.**, v. 86, p. 9929-9938, 1981.
- MCGUIRE, E. L. The vertical structure of three drylines as revealed by aircraft traverses. **National Severe Storms Project Rep.**, n. 7, 11 pp., 1962.
- MOLINARI, J. A general form of Kuo's cumulus parameterization. **Mon. Wea. Rev.**, v. 113, n. 8, p. 1411-1416, 1985.
- MOORE S.; ROJSTACZER S. Irrigation's influence on precipitation: texas high plains, U.S.A. **Geophys. Res. Lett.**, v. 29, n 16, doi:10.1029/2002GLO14940, 2002.
- PARSONS, D. B., SHAPIRO, M. A.; HARDESTY, R. M.; ZAMORA, R. J.; Intrieri, J. M. The finescale structure of a West Texas dryline. **Mon. Wea. Rev.**, v. 119, 1242-1258, 1991.
- PIELKE, R. A.; SEGAL, M. Mesoscale circulations forced by differential terrain heating. **Mesoscale Meteorology and Forecasting**, P. Ray, Ed., AMS, Chapter 22, p. 516-548, 1986.
- RABIN, R. M. **The surface energy budget of a summer convective period**. 1977. 125 f. Dissertation (Master) - McGill University, Montreal, Canada.
- RABIN, R. M.; STADLER, S.; WETZEL, P. J.; STENSRUD, D. J.; GREGORY, M. Observed effects of landscape variability on convective clouds. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v.71, n. 3, p. 272-280, 1990.
- RAYMOND, D. J.; EMANUEL, K. A. The Kuo cumulus parameterization. In: EMANUEL, K. A.; RAYMOND, D. J. **The representation of cumulus convection in numerical models**. Boston: American Meteorological Society, 1993, v. 24, n. 46, cap. 12, p. 145-147.
- SATYAMURTY, P.; MATTOS, L. F. Climatological lower tropospheric frontogenesis in the midlatitudes due to horizontal deformation and divergence. **Mon Wea. Rev.**, v. 117, p. 1355-1364, 1989.
- SCHAEFER, J. T. The dryline. **Mesoscale Meteor. Soc.**, p. 549-572, 1986.
- SEGAL, M.; ARRITT, R. W.; CLARK, C.; RABIN, R.; BROWN, J. Scaling evaluation of the effect of surface characteristics on potential for deep convection over uniform terrain. **Mon. Wea. Rev.**, v. 123, p. 383-400, 1995.
- SEITTER, K. L. A numerical study of atmospheric density current motion including the effects of condensation. **J. Atmos. Sci.**, v. 43, p. 3068-3076, 1986.
- SELLERS, P. J.; SUD, Y. C.; DALCHER, A. A Simple Biosphere Model (SiB) for use within General Circulation Models. **J. Atmos. Sci.**, v. 43, p. 505-531, 1989.
- SHAW, B. L.; PIELKE, R. A.; ZIEGLER, C. L. A three dimensional numerical simulation of a Great Plains dryline. **Mon. Weather Rev.**, v. 125, p. 1489-1506, 1997.

- SMITH, M. Report on the expert consultation on revision of FAO guidelines for prediction of crop water requirements. **Food and Agriculture Organization**, 45 p., 1991.
- STEIN, U.; ALPERT, P. Factor separation in numerical simulations. **J. Atmos. Sci.**, v. 50, n. 14, p. 2107-2108, 1993
- SUN, W.; WU, C. Formation and diurnal variation of the dryline. **J. Atmos. Sci.**, v. 49, p. 1606-1619, 1992.
- TREMBACK, C. J. **Numerical simulation of a mesoscale convective complex: model development and numerical results**. Ph.D. Dissertation, Atmos. Sci. Paper No. 465, Colorado State University, Dept. of Atmospheric Science, Fort Collins, CO 80523.
- TREMBACK, C. J.; KESSLER, R. A surface temperature and moisture parameterization for use in mesoscale numerical models. **Preprints, 7th Conference on numerical weather prediction, Montreal, Canada, AMS**, p. 17-20, 1985.
- MIEGHEM, J.; DUFOUR, L. Thermodynamique de l'atmosphère. Bruxelles, Off. Intern. de Librairie, 247 pp, 1976.
- WALKO, R.; BAND, L.; BARON, J.; KITTEL, F.; LAMMERS, R.; LEE, T.; OJIMA, D.; PIELKE, R.; TAYLOR, C.; TAGUE, C.; TREMBACK, C.; VIDALE, P. Coupled Atmosphere-Biophysics-Hydrology Models for Environmental Modeling. **J. Appl. Meteor.**, v. 39, n. 6, p. 931-944, 2000.
- WETZEL, P. J.; CHANG, J-T. Evapotranspiration from nonuniform surfaces: a first approach for short-term numerical weather prediction. **Mon. Weather Rev.**, v. 116, p. 610-621, 1988.
- ZHANG, D.; ANTHES, R. A. A high resolution model of the planetary boundary layer-sensitivity tests and comparisons with SESAME-97 data. **J. Appl. Meteor.**, v. 121, p. 1594-1609, 1982.
- ZIEGLER, C. L.; HANE, C. An observational study of the dryline. **Mon. Wea. Rev.**, v. 121, p. 1134-1151, 1993.
- ZIEGLER, C. L.; MARTIN, W. J.; PIELKE, R. A.; WALKO, R. L. A modeling study of the dryline. **J. Atmos. Sci.**, v. 52, p. 263-285, 1995.

Lista de figuras

Figura 1. Calor sensível e latente requeridos pela atmosfera para formação de nuvens convectivas versus razão de Bowen da superfície para dois perfis atmosféricos distintos (Adaptado de Rabin, 1977).

Figura 2. Imagens do satélite GOES-8 ilustrando a propagação da linha. Fonte: Laboratório Master.

Figura 3. Dados do SYNOP para o dia 16 de outubro de 2002, às 12:00 UTC (a) e campos de velocidade vertical em 500 hPa (sombreado), vento (vetor) e temperatura potencial equivalente (linha) em 850 hPa na mesma data (b). Fonte: CPTEC/INPE.

Figura 4. Diagramas skew-T log-P para as localidades de Alta Floresta (a) e Bom Jesus da Lapa (b). Em destaque a localização destas cidades. Fonte: Laboratório Master.

Figura 5. Estimativa de precipitação (mm) acumulada entre 18:00 e 21:00 UTC do dia 16 de outubro de 2002, período que explica a maior parte da precipitação associada ao sistema. Fonte: TRMM.

Figura 6. Umidade do solo em Goiás às 12:00 UTC do dia 16 de outubro de 2002 (m^3/m^3), obtida com a técnica de Gevaerd e Freitas (2005).

Figura 7. Precipitação acumulada em 3 hora (mm), razão de mistura (g/kg) e vento em 114.5 m para os experimentos na grade 2, às 21:00 UTC do dia 16 de outubro de 2002.

Figura 8. Perfil vertical em 15°S da razão de mistura (g/kg) e componente vertical do vento (m/s) para as quatro simulações principais na grade 2, às 17:00 UTC do dia 16 de outubro de 2002.

Figura 9. Série temporal em 15°S do fluxo de calor latente nos quatro experimentos principais (W/m^2), a partir de 06:00 UTC do dia 16 de outubro de 2002.

Figura 10. Perfil vertical em 15°S da função frontogênica nos quatro experimentos principais ($\text{K}/\text{km}/\text{dia}$) às 19:00 UTC do dia 16 de outubro de 2002.

Lista de Tabelas

Tabela 1. Simulações realizadas.

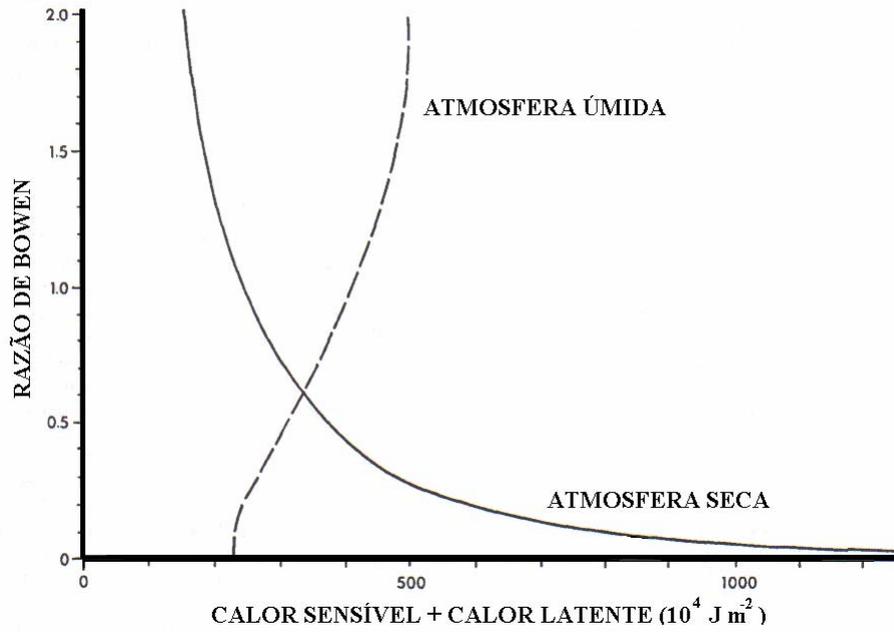
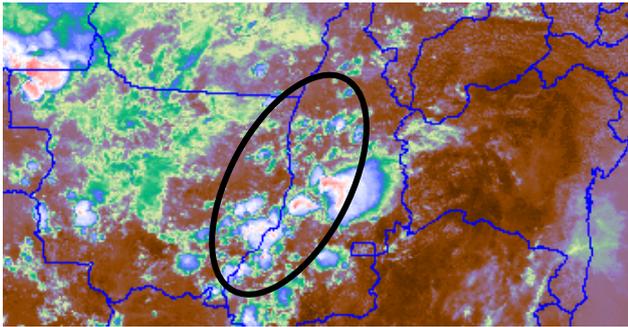
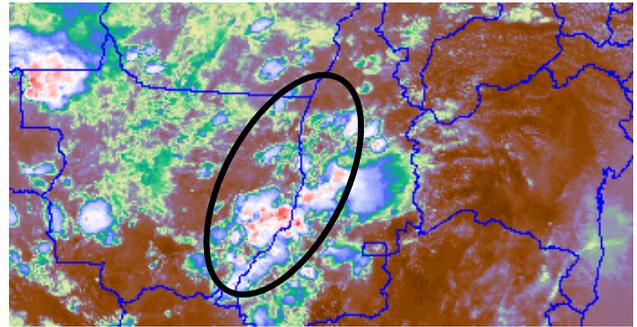


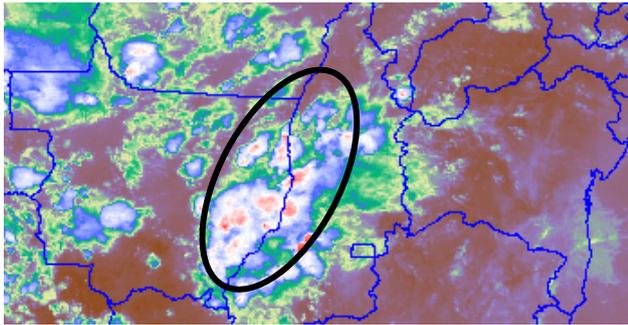
Figura 1. Calor sensível e latente requeridos pela atmosfera para formação de nuvens convectivas versus razão de Bowen da superfície para dois perfis atmosféricos distintos (Adaptado de Rabin, 1977).



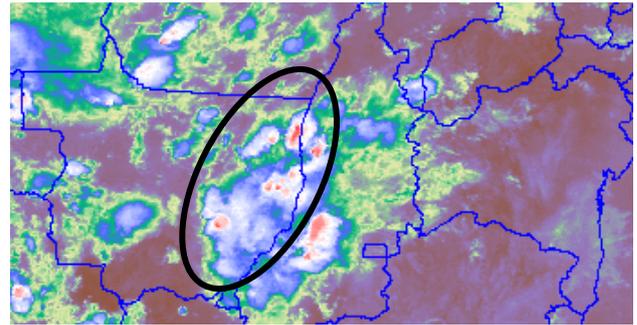
(a) 16 de outubro de 2002 17:45 UTC



(b) 16 de outubro de 2002 18:45 UTC



(c) 16 de outubro de 2002 20:45 UTC



(d) 16 de outubro de 2002 22:15 UTC

Figura 2. Imagens do satélite GOES-8 ilustrando a propagação da linha. Fonte: Laboratório Master.

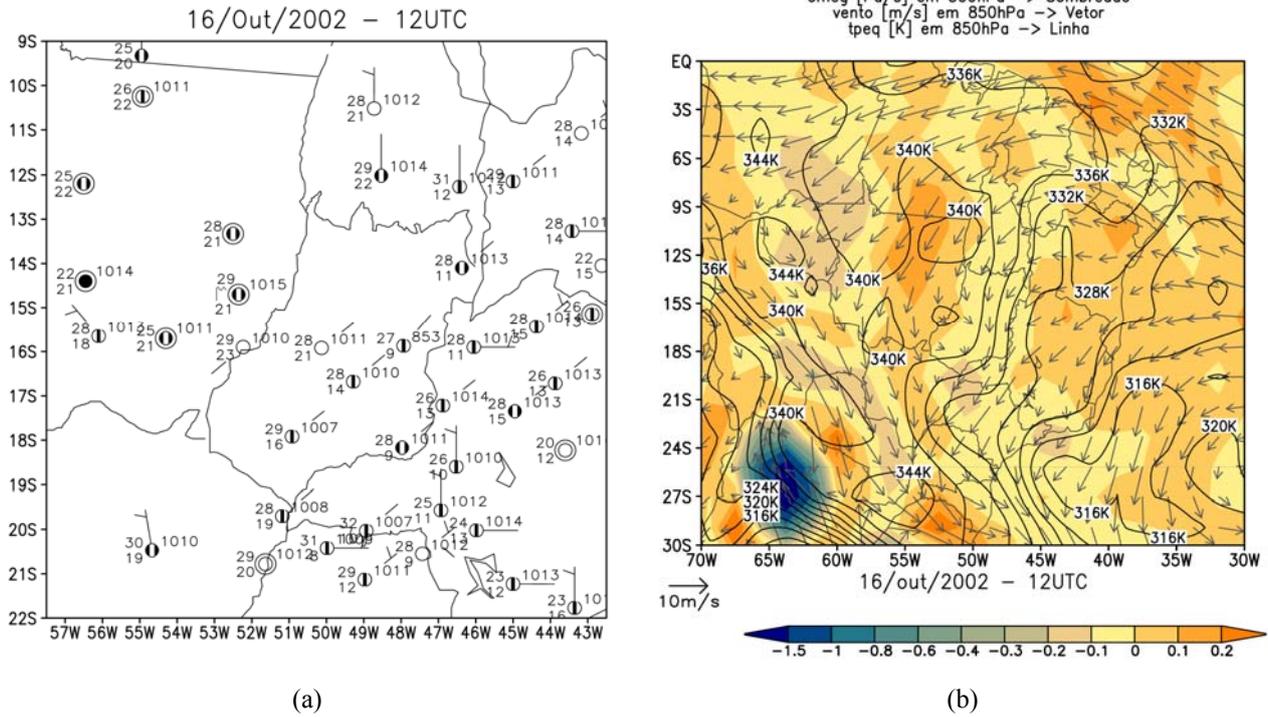


Figura 3. Dados do SYNOP para o dia 16 de outubro de 2002, às 12:00 UTC (a) e campos de velocidade vertical em 500 hPa (sombreado), vento (vetor) e temperatura potencial equivalente (linha) em 850 hPa na mesma data (b). Fonte: CPTEC/INPE.

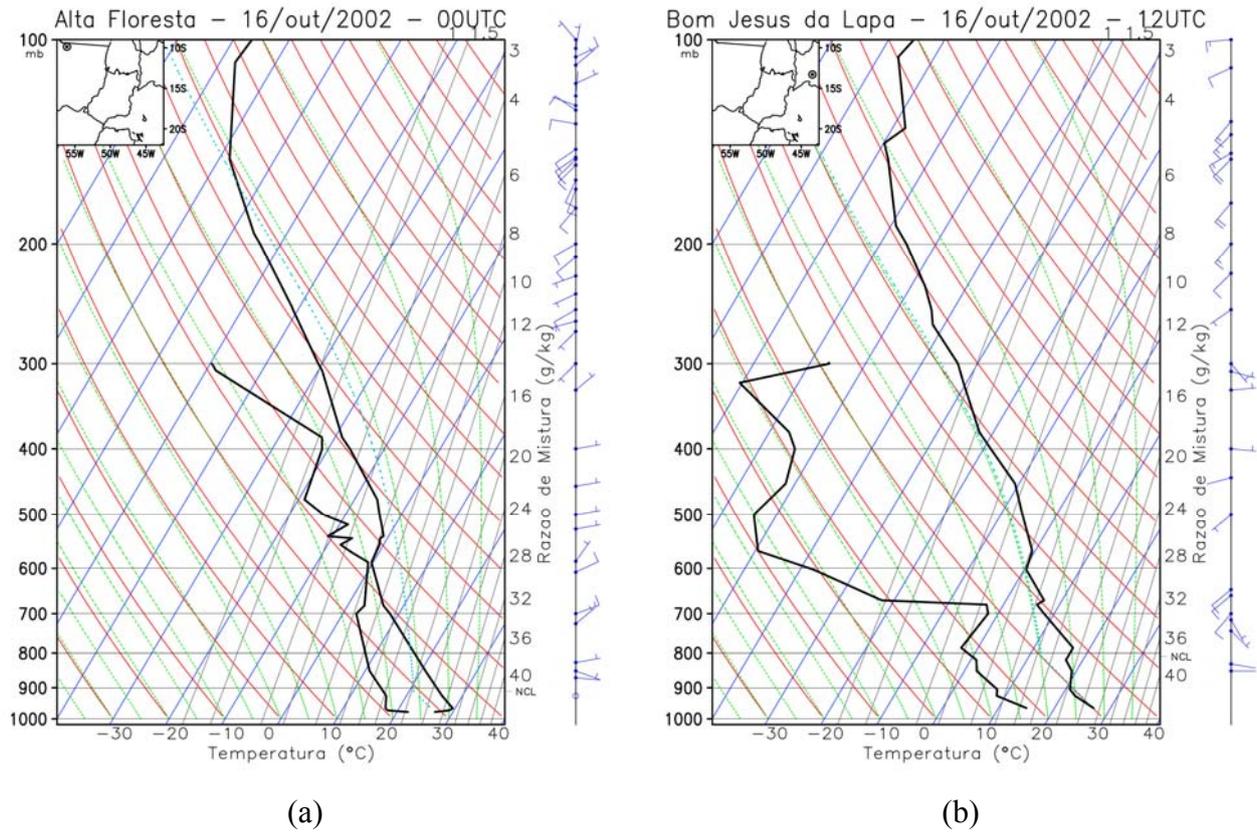


Figura 4. Diagramas skew-T log-P para as localidades de Alta Floresta (a) e Bom Jesus da Lapa (b). Em destaque a localização destas cidades. Fonte: Laboratório Master.

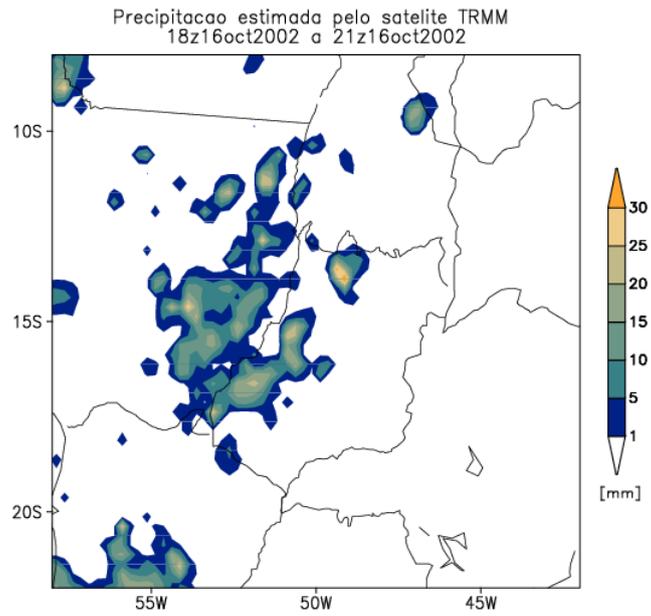


Figura 5. Estimativa de precipitação (mm) acumulada entre 18:00 e 21:00 UTC do dia 16 de outubro de 2002, período que explica a maior parte da precipitação associada ao sistema. Fonte: TRMM.

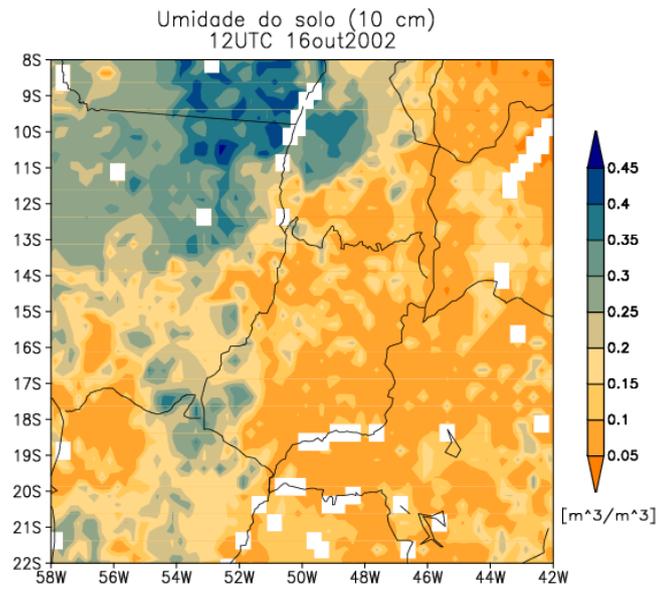


Figura 6. Umidade do solo em Goiás às 12:00 UTC do dia 16 de outubro de 2002 (m^3/m^3), obtida com a técnica de Gevaerd e Freitas (2005).

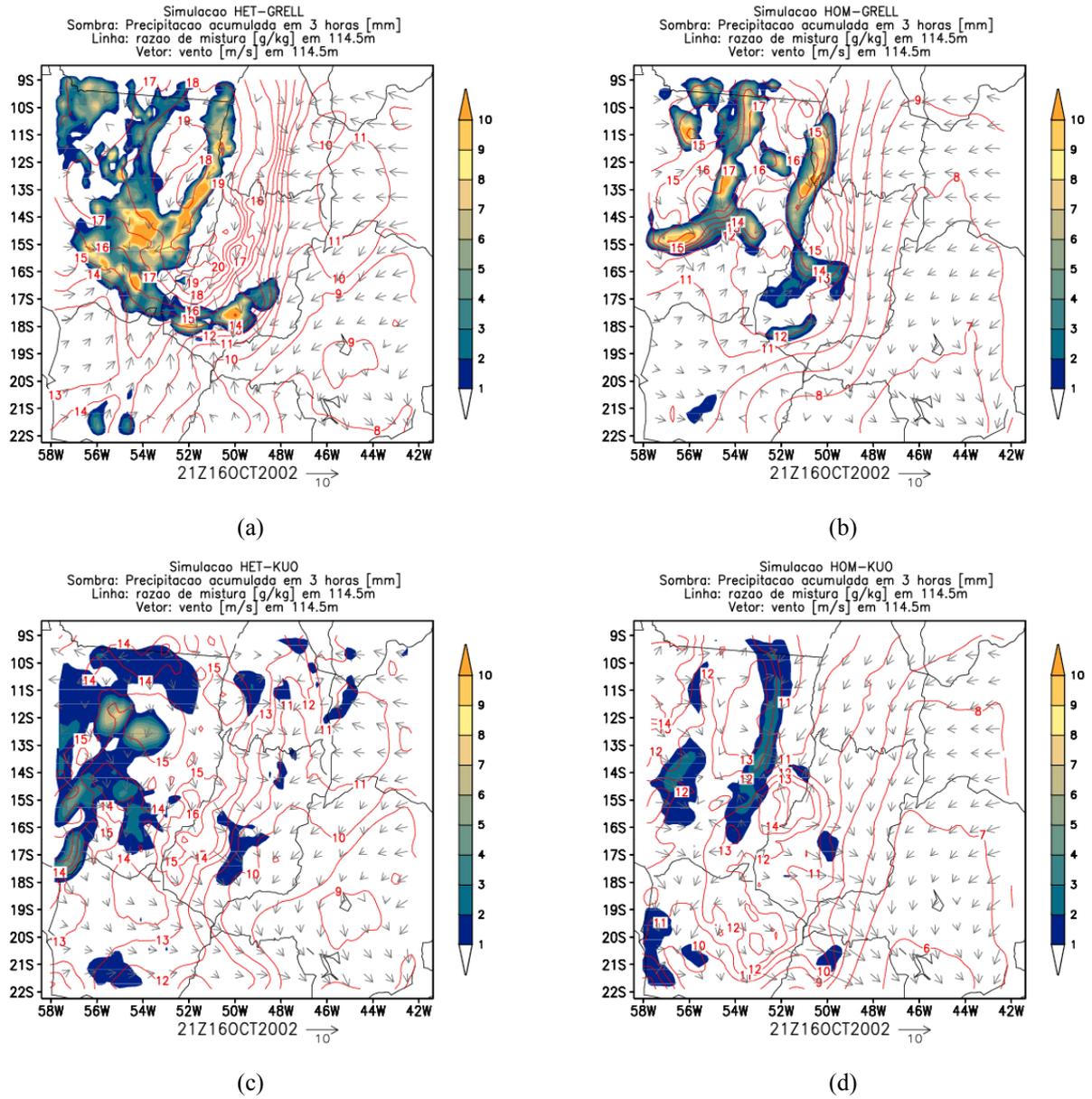


Figura 7. Precipitação acumulada em 3 hora (mm), razão de mistura (g/kg) e vento em 114.5 m para os experimentos na grade 2, às 21:00 UTC do dia 16 de outubro de 2002.

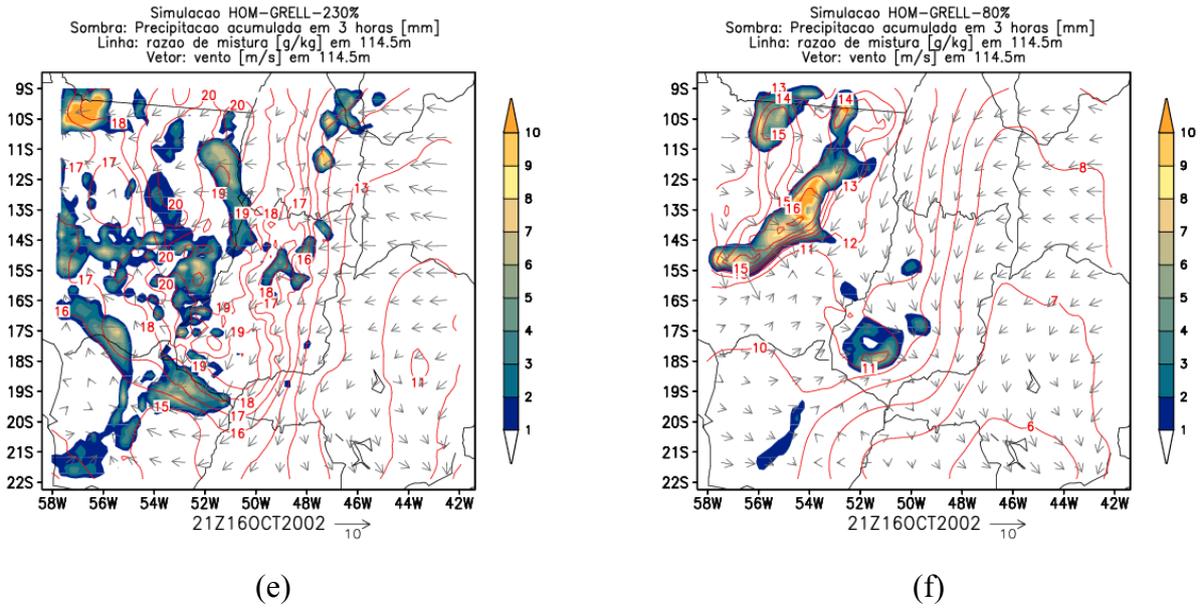


Figura 7. Precipitação acumulada em 3 hora (mm), razão de mistura (g/kg) e vento em 114.5 m para os experimentos na grade 2, às 21:00 UTC do dia 16 de outubro de 2002 .

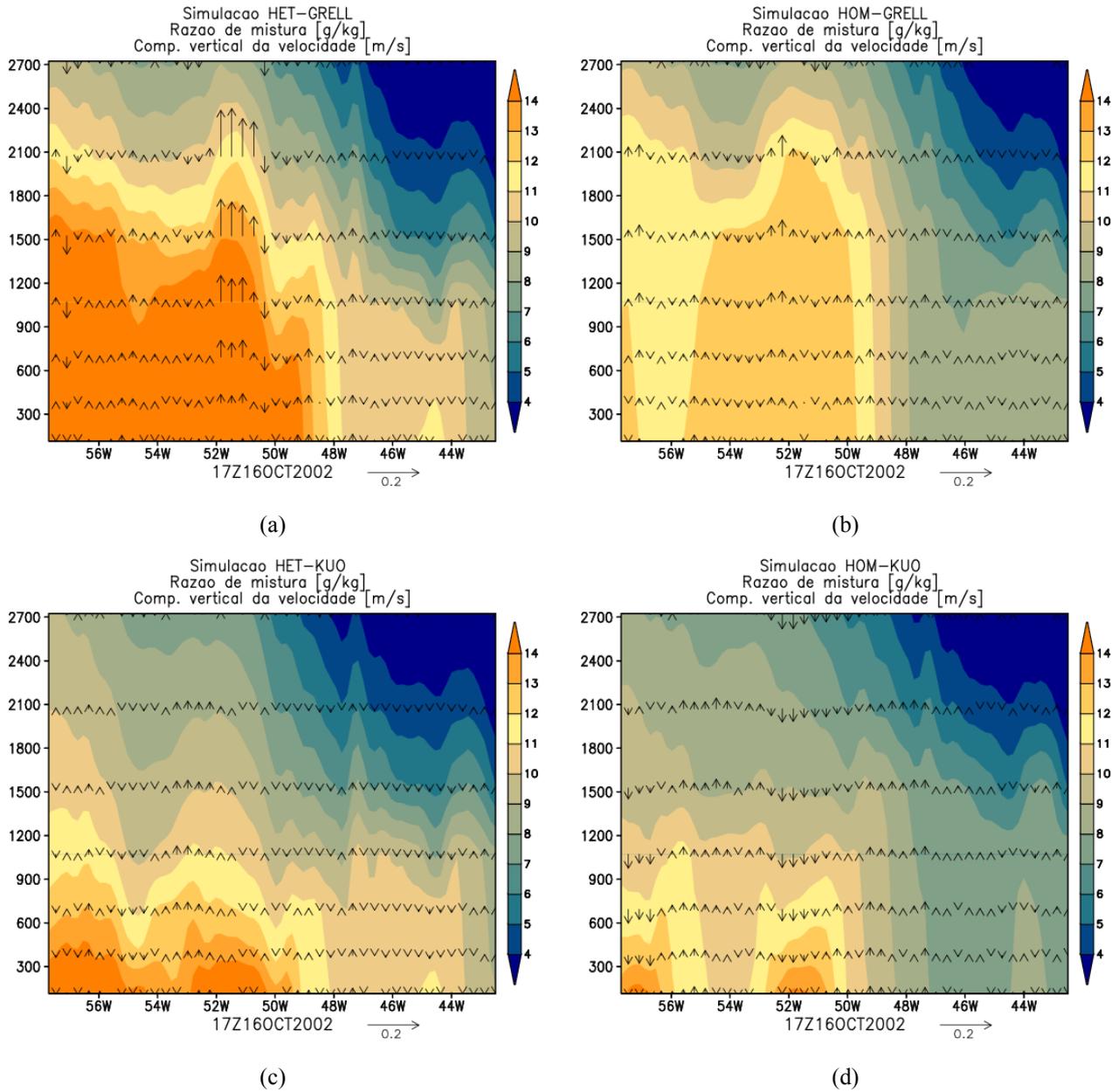


Figura 8. Perfil vertical em 15°S da razão de mistura (g/kg) e componente vertical do vento (m/s) para as quatro simulações principais na grade 2, às 17:00 UTC do dia 16 de outubro de 2002.

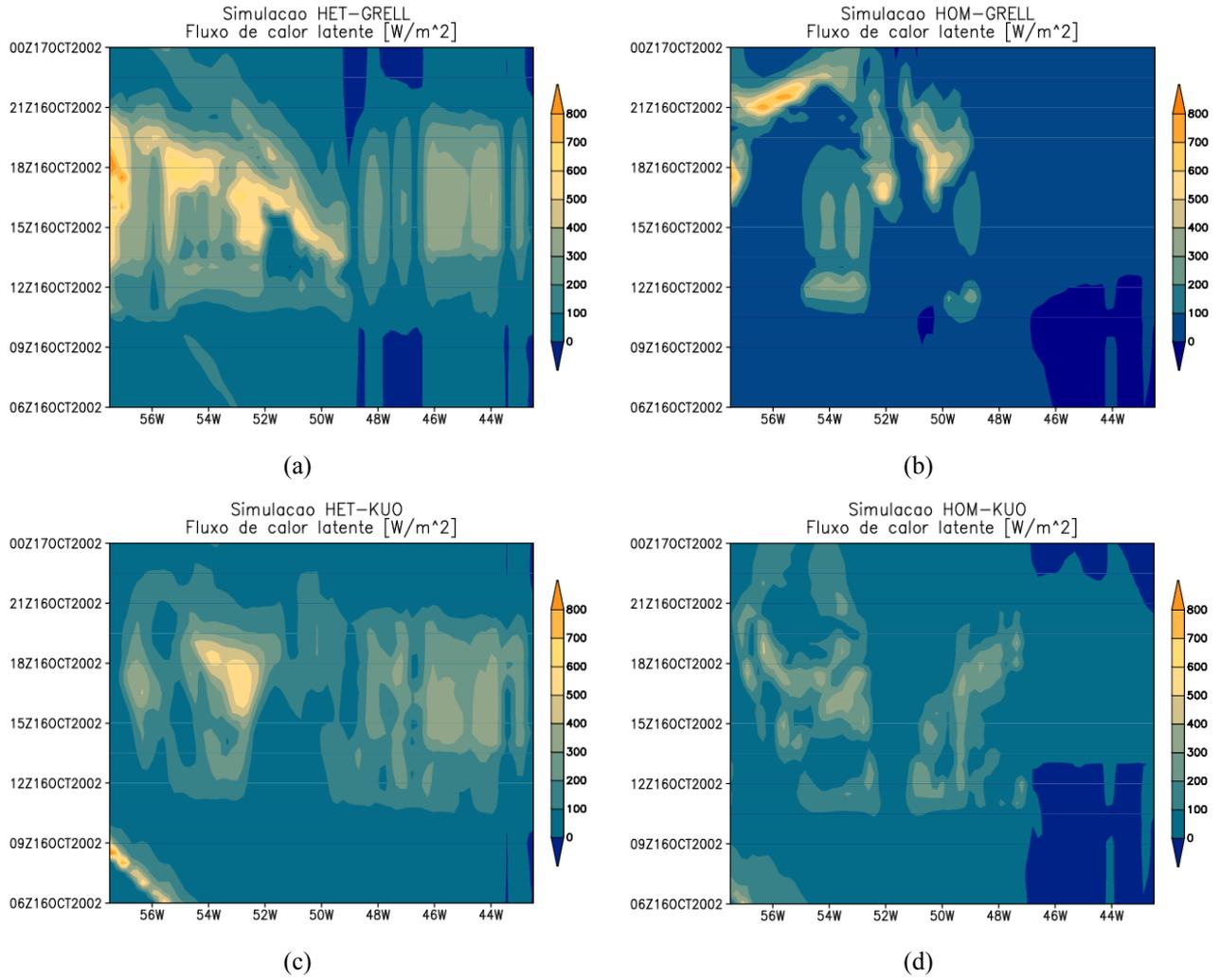


Figura 9. Série temporal em 15°S do fluxo de calor latente nos quatro experimentos principais (W/m^2), a partir de 06:00 UTC do dia 16 de outubro de 2002.

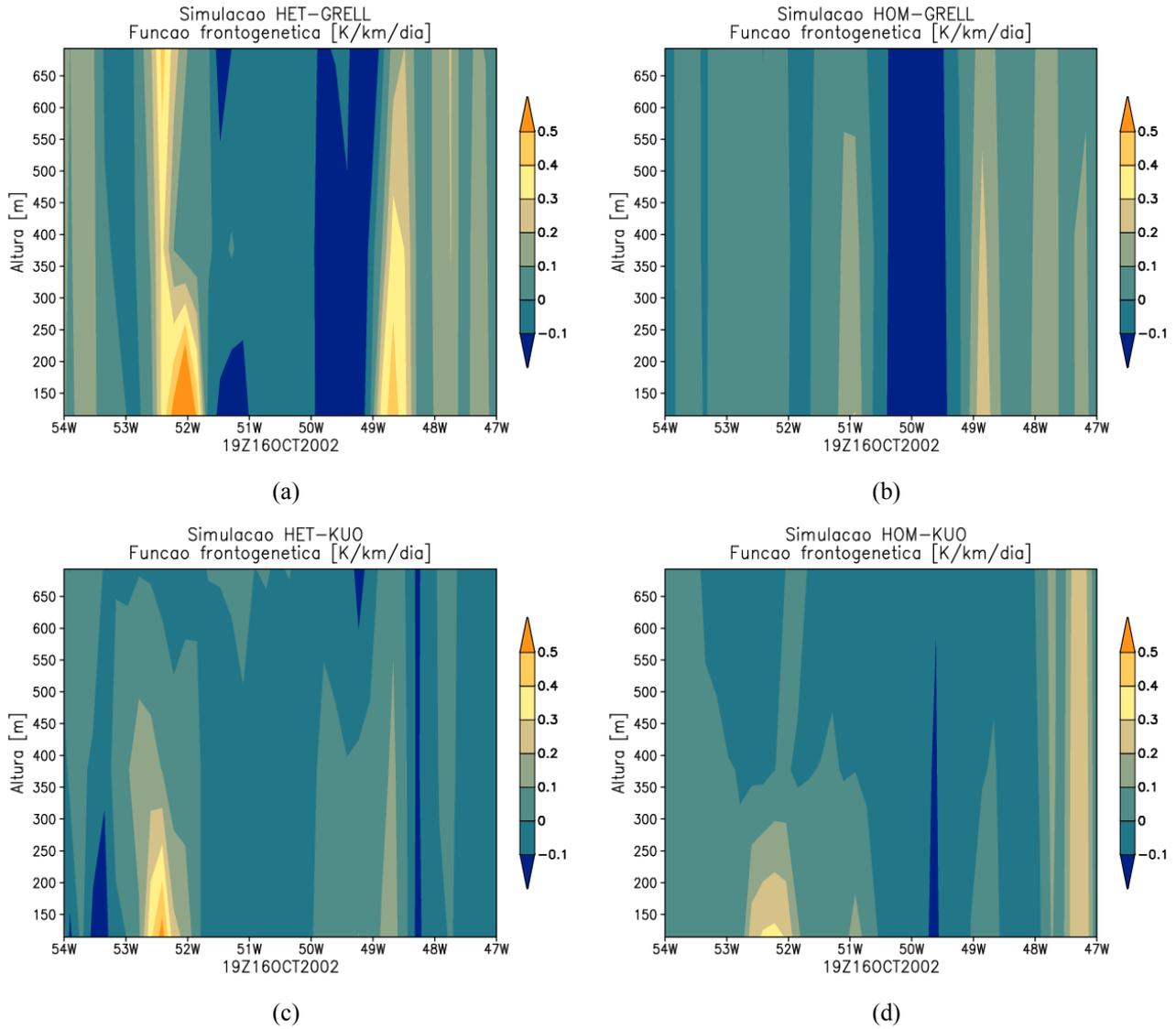


Figura 10. Perfil vertical em 15°S da função frontogênica nos quatro experimentos principais (K/km/dia) às 19:00 UTC do dia 16 de outubro de 2002.

Tabela 1. Simulações realizadas.	
Experimento	Configuração
HET-GRELL	umidade heterogênea com esquema de Grell (1993)
HOM-GRELL	umidade homogênea (valor médio do campo heterogêneo na área da grade 2) com esquema de Grell (1993)
HET-KUO	umidade heterogênea com esquema de Kuo (1974)
HOM-KUO	umidade homogênea (valor médio do campo heterogêneo na área da grade 2) com esquema de Kuo (1974)
HOM-GRELL-230%	umidade homogênea superestimada (230%)
HOM-GRELL-80%	umidade homogênea subestimada (80%)