



# Revista Brasileira de Geografia Física

Homepage: [www.ufpe.br/rbgfe](http://www.ufpe.br/rbgfe)



## Fluxos de Calor Latente e Sensível à Superfície em Caatinga: Estudo Observacional e de Simulação com o BRAMS no Início do Período de Secas<sup>1</sup>

Sérgio Cavalcanti de Paiva<sup>2</sup>; Enilson Palmeira Cavalcanti<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Parte do trabalho de Dissertação do primeiro autor no Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da UFCG – Bolsa financiada pela Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal do Ensino Superior – CAPES.

<sup>2</sup> Professor Assistente II, Bacharelado em Sistemas de Informação da Universidade Federal Rural de Pernambuco. Fazenda Saco s/n, CEP 56900-000, Serra Talhada, PE. C.P. 063. Fone: (87)3831-1921. e-mail: [paivasc@gmail.com](mailto:paivasc@gmail.com)

<sup>3</sup> Professor Associado II, Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande. Av. Aprígio Veloso 882, Bodocongó, CEP 58109-970, Campina Grande, PB. Fone: (83) 2101-1201. e-mail: [enilson@dca.ufcg.edu.br](mailto:enilson@dca.ufcg.edu.br)

Artigo recebido em 17/06/2011 e aceito em 01/12/2011

### RESUMO

Neste trabalho foram analisados aspectos do balanço de energia à superfície com ênfase aos fluxos de calor latente e sensível. Utilizaram-se dados observados da localidade de Petrolina – PE. Também, foram realizadas simulações com Brazilian Regional Atmospheric Modeling System – BRAMS para dois domínios de 50 por 50 pontos de grade com resoluções de 30 e de 5 km, centradas nas coordenadas 9° S e 40.5° W. Foi escolhido para investigação, um período de cinco dias onde o solo apresentava-se relativamente seco. As análises se restringiram à grade aninhada, que dispõe de maior resolução espacial. A maior limitação na simulação foi a utilização da umidade do solo de forma homogênea, devido ao desconhecimento de dados observacionais na região. Os resultados comprovam que a energia disponível é majoritariamente utilizada como fluxo de calor sensível para solo seco. Os valores observados dos fluxos de calores latente e sensível foram bem representados nas simulações.

Palavras chaves: Fluxo de calor latente, Fluxo de calor sensível, modelo BRAMS, Caatinga.

## Surface Latent and sensitive heat flux in in Caatinga: Observational Study and Simulation with BRAMS in beginning dry period

### ABSTRACT

In this work, we analyzed aspects of the energy balance at the surface, with emphasis on the latent and sensitive heat flux. Used data was observed in the location of Petrolina (city in the state of Pernambuco, Brazil), and simulations were made using the Brazilian Regional Atmospheric Modeling System — BRAMS, for two domains of 50 by 50 points of grid with resolutions of 30 and 5 km, centered in the coordinates 9°S and 40.5°W. One period of five days in relatively dry soil were chosen for investigation. Analyses were limited to the higher resolution. Largest limitation in the simulation was the impossibility of using the moisture of the soil in a non-homogenous way. Results proved that the most part of available energy is used as sensitive heat flux for dry soil. Observed values of the latent and sensitive heat fluxes were well represented in the simulations.

Keywords: latent heat flux, sensitive heat flux, BRAMS, Caatinga.

### 1. Introdução

A caatinga é o único bioma exclusivamente brasileiro e ocupa cerca de

11% do território do Brasil. O cenário árido é uma descrição da Caatinga, que apresenta índices pluviométricos abaixo de 1.000 mm anuais e possui temperaturas médias

\* E-mail para correspondência: [paivasc@gmail.com](mailto:paivasc@gmail.com)  
(Paiva, S. C.).

geralmente superiores a 25°C durante o ano. Além dessas condições climáticas rigorosas, a região das caatingas ainda está submetida a ventos fortes e secos, que contribuem para a aridez da paisagem nos meses de seca.

O sol forte acelera a evaporação da água das lagoas e rios que, nos trechos mais estreitos, secam e param de correr. Mesmo quando chove, o solo raso e pedregoso não consegue armazenar a água que cai e a temperatura elevada provoca intensa evaporação.

As variações espaciais e sazonais da precipitação são influenciadas por diversos fenômenos atmosféricos (Aouad, 1986 e Melo, 2003). Dentre eles destacam-se:

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é o sistema responsável pelas chuvas no norte do Nordeste Brasileiro (NEB) garantindo o período chuvoso na região, de fevereiro a maio, com máximo de chuvas em março-abril. A ZCIT é formada pela interação da zona de confluências dos ventos alísios, áreas de máxima temperatura da superfície do mar e de máxima convergência de massa (Hastenrath & Heller, 1977 e Moura & Shukla, 1982);

Os Distúrbios Ondulatórios de Leste, que são aglomerados de nuvens com deslocamento de leste para o oeste, que se propagam sobre o Atlântico desde a África até a costa leste do Nordeste do Brasil (NEB), provocando chuvas na região costeira e parte do agreste, principalmente no inverno do Hemisfério Sul;

Os Sistemas Frontais, oriundos das latitudes médias do Hemisfério Sul influenciam a precipitação, principalmente no sul-sudeste e oeste da região Nordeste durante quase todo o ano, com maior intensidade no verão (de novembro a fevereiro) (Marengo & Nobre, 1997 e Kousky & Ferreira, 1981);

Os Vórtices Ciclônicos do Ar Superior (VCAS) se formam na parte subtropical dos oceanos Atlântico Sul e Pacífico Sul. Ocorrem principalmente no verão, favorecidos pela configuração do escoamento médio na alta troposfera, podendo ser intensificado e originado pela proximidade de um sistema frontal (Kousky & Gan, 1981).

Além desses sistemas de circulação de grande escala, devem-se considerar, também, os sistemas locais de ventos, tais como as brisas marítimo-terrestre e as brisas montanha-vale, importantes para a produção de chuvas locais no Nordeste. Quando a situação local e de escala sinótica se associam em condições favoráveis existe a formação de nuvens convectivas, podendo acontecer eventos pluviiais extremos na região.

Nesse contexto, o solo e vegetação são componentes importantes do sistema climático. O solo influencia a entrada de água e calor para a atmosfera. Por sua vez, o clima influencia a distribuição da vegetação na superfície da Terra. Representações adequadas de processos físicos que governam a troca de energia entre a atmosfera e os ecossistemas terrestres são, assim, chaves para o entendimento do sistema climático.

Sabendo disso, utiliza-se a modelagem numérica como uma ferramenta de fundamental importância para uma melhor compreensão da dinâmica da atmosfera, assim como para previsão de tempo. Durante anos, largos esforços foram realizados para o desenvolvimento de modelos numéricos para previsão meteorológica e hidrológica com respeito a diferentes escalas temporais e espaciais. Tem sido mostrado que previsões climáticas são altamente sensíveis à precisão do balanço hidrológico e de energia da superfície. E, além disso, um dos principais determinantes da qualidade de uma simulação numérica é a forma de como se dá a partição dos fluxos em superfície.

Uma má representação dos processos da superfície pode forçar o clima previsto dentro de um estado não realista. Desta forma, um modelo numérico da atmosfera estará bem ajustado se conseguir refletir com coerência os processos de superfície, em especial, os fluxos de calor latente e calor sensível. A obtenção desses fluxos, através do modelo BRAMS (Brazilian Regional Atmospheric Modeling System) para cenários característicos do NEB e sua comparação com observações, representam uma iniciativa de ajustar o BRAMS à região.

Neste trabalho teve-se como objetivo analisar aspectos da sensibilidade do BRAMS às variações de umidade em cobertura vegetal do solo da caatinga do NEB, em relação aos fluxos de calor latente e calor sensível. Para isso, realizou-se a observação no período de

cinco dias para a região de Petrolina – PE, com características de solo relativamente seco. Em seguida efetuou-se a simulação na tentativa de obter as características anteriormente relatadas e realizar comparação com as observações.

## 2. Material e Métodos

### 2.1 Localização e características das áreas do experimento

A localidade escolhida foi uma área de vegetação de caatinga (Latitude: 09° 05'S, Longitude: 40° 24'W, Altitude: 379m) na Estação Experimental da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (Embrapa Semi-Árido) no município de Petrolina – PE, região do Submédio São Francisco.

O clima da região é classificado como semi-árido e apresenta as seguintes características médias anuais: temperatura de 26°C, umidade relativa de 67,8%, insolação de 3.000 horas, evaporação média de 2.000mm, velocidade do vento de 2,3 m/s, precipitação média anual de aproximadamente 500mm e regime de chuvas bastante irregular, tendo anos com índices pluviométricos acima de 800 mm e anos em que as chuvas ficam abaixo de 200 mm e com a estação chuvosa compreendida entre os meses janeiro e abril. O solo da área apresenta solo pouco profundo e pedregoso e a umidade do solo estava mercê da precipitação.

### 2.2 Dados e período de estudo

No intuito de se fazer uma análise

comparativa entre fluxos de energias (sensível e latente) observadas à superfície com o padrão gerado pelo BRAMS, optou-se por escolher um período em que o solo estivesse relativamente seco. Entretanto, o único ponto de medições micrometeorológicas em área de caatinga para o Nordeste do Brasil só dispôs de uma série confiável a partir de julho de 2004. Neste sentido os dados disponíveis para o presente estudo cobriam os meses de julho a novembro, ambos meses que tiveram pouca precipitação e conseqüentemente baixa umidade do solo. O período selecionado foi de 17 a 21 de julho de 2004, que representa o início do período de seca, obtido sob uma área de vegetação de caatinga sob os cuidados do CPTEC que instalou no local uma torre micrometeorológicas.

### 2.3 O modelo BRAMS

Para essas simulações foi utilizado o modelo BRAMS na sua versão 3.2. O BRAMS é uma adaptação do modelo RAMS desenvolvido segundo Pielke et al. (1992). O modelo original foi desenvolvido na Universidade do Estado do Colorado (EUA). Constitui-se de um código numérico altamente versátil, usado para simular e prognosticar fenômenos meteorológicos.

Seu conceito nasceu inicialmente pela mistura de três modelos relacionados: o modelo de mesoescala/nuvem CSU de Trípoli e Cotton (Trípoli & Cotton, 1982), uma versão hidrostática do modelo de nuvem de Tremback (Tremback, 1990) e o modelo de

brisa marítima descrito por Mahrer e Pielke (Mahrer & Pielke, 1977). Surgiu de esforços realizados separadamente, desde os anos 70, comandados pelo Dr. William R. Cotton na parte de modelagem de sistemas dinâmicos de microescala e processos microfísicos, e pelo Dr. Roger A. Pielke na parte de modelagem de sistemas de mesoescala e na influência da superfície da terra nas características da atmosfera; no entanto, só em 1986 esses esforços foram somados, no intuito de gerar um modelo mais completo (Cotton et al., 2003; Tremback & Walko, 1997).

Esse modelo atmosférico foi construído com base nas equações da dinâmica da atmosfera, complementadas com parametrizações de difusão turbulenta, radiação solar e terrestre, processos úmidos incluindo a formação e a interação de nuvens e água líquida precipitante e gelo, calor sensível e latente, camadas de solo, vegetação e superfície de água, efeitos cinemáticos do terreno e convecção cumulus. Uma de suas vantagens é que todas essas parametrizações e características do modelo podem ser alteradas de maneira a melhor se adequarem às condições específicas de determinado local, ou a condições idealizadas para simulações de situações, o que se constitui numa excelente ferramenta para pesquisas meteorológicas. Essa versão do BRAMS, além de melhorias do código, dispõe de outras opções de parametrização da convecção profunda e ainda, uma parametrização para convecção rasa (Souza, 1999).

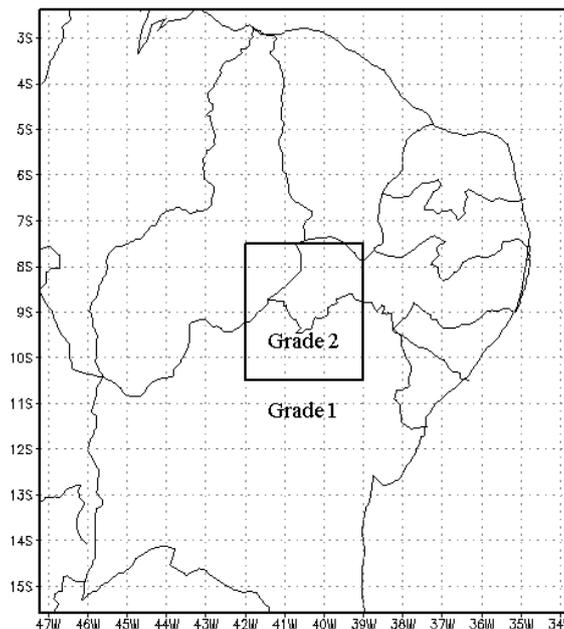
### 2.3.1 Dados para assimilação do BRAMS

Os dados de grande escala utilizados para a simulação das informações de menor escala através do BRAMS, para os meses e anos especificados, referem-se a arquivos de análises obtidos no CPTEC para alimentação do modelo regional. As variáveis utilizadas são: altura geopotencial, temperatura do ar, umidade relativa do ar e componentes zonal e meridional do vento, para uma grade de 2,5° por 2,5° de latitude e longitude, respectivamente, em níveis padrões de pressões (1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50 e 30 hPa) para

intervalos de 6 horas (00, 06, 12, 18 UTC).

### 2.3.2 Caracterização do BRAMS para as simulações

Foram definidas duas grades de 50 por 50 pontos com resoluções horizontais de 30 km (Grade 1) e 5 km (Grade 2), ambas, centradas na latitude de 9°S e longitude de 40°30'W, conforme Figura 1. Na vertical foram adotados 32 níveis atmosféricos e nove níveis de solo (profundidades: 05; 25; 50; 75; 100; 125; 150; 175; 200 cm). Foi aplicado um nudging de 1800 segundos, nos limites laterais e no interior do domínio.



**Figura 1.** Área coberta pela grade 1 e pela grade 2 centradas na latitude de 9°S e longitude de 40° 30'W

O tipo de solo e vegetação considerado segue o modelo de Solo/Vegetação, obtido a partir de dados de sensoriamento remoto através do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (IVDN ou a sigla em inglês NDVI). O tipo de solo

considerado nas simulações foi o solo misto que existem no submodelo de solo do BRAMS.

A parametrização de radiação utilizada foi a de radiação de onda longa e curta segundo Chen (Chen & Cotton, 1983,1987),

esquema em que leva em consideração a interação da radiação com as nuvens, trata-se de uma solução completa da equação de transferência radiativa. Essa parametrização propicia o tratamento de diversos processos radiativos de ondas curtas, como espalhamento, absorção, transmissão e reflexão por nuvens. Para a radiação de onda longa, permite avaliar-se a emissão da atmosfera clara, emissão de camadas mistas (nuvens e céu claro). A parametrização possibilita que o conteúdo de água líquida e o vapor presentes na atmosfera, influenciem os fluxos de radiação solar e terrestre.

A parametrização cumulus utilizada foi a tipo Grell, esquema que considera uma nuvem única de tamanho grande bidimensional com parametrização dos movimentos verticais descendentes e ascendentes. Também considera que só existe mistura de ar saturado com ar ambiente no topo e na base da nuvem. Toda a água condensada se transforma em chuva. O feedback é determinado através dos fluxos descendentes compensatórios dos fluxos verticais na nuvem. No esquema de Grell (1993) apud Sousa (2002), o controle dinâmico é feito relacionando a convecção com a desestabilização imposta pela grande escala considerando que as nuvens estabilizam o ambiente à mesma taxa que o ambiente de larga escala o desestabiliza.

A parametrização turbulenta utilizada foi o esquema de Mellor & Yamada (1974) para a determinação do coeficiente de mistura

turbulento, esquema que considera o espaçamento horizontal da grade grande em comparação ao espaçamento vertical.

A parametrização de microfísica no BRAMS, descrita por Walko et al. (1995), calcula as fontes e sumidouros das diferentes categorias de hidrometeoros. A razão de mistura de vapor d'água e gota de nuvem são diagnosticadas, enquanto que a razão de mistura para as demais categorias são prognosticadas. Nessa parametrização são levados em consideração os diferentes processos microfísicos, como: colisão e coalescência, nucleação, sedimentação e conversão de uma categoria para outra. A obtenção de cristal de gelo e neve possibilita contemplar outros processos na parametrização de microfísica, como por exemplo, aqueles relacionados com o efeito radiativo nas nuvens cirros (Cavalcanti, 2001).

Além desses tipos de parametrizações foram realizados, para alguns experimentos, testes com relação a outros tipos de parametrizações, como radiação (Harrington) e cumulus (Arakawa-Schubert), não tendo diferença perceptível dos valores anteriormente obtidos, então foram retiradas do experimento.

#### 2.4 Influência da umidade do solo

A condição da umidade do solo, ambos na superfície e em camadas mais profundas, controla muitos processos próximos à superfície incluindo partição de

fluxos da superfície, dinâmicas do ecossistema e ciclos biogeoquímicos. Precipitação, heterogeneidade em textura do solo, vegetação, uso do solo, água subterrânea e topografia contribuem para flutuações espaço-temporal significativa em umidade do solo. Estimativas precisas da condição da umidade do solo são um importante fator para a inicialização de modelos solo-atmosfera. Muitos estudos de intercâmbio de água entre a camada do solo saturada e a atmosfera têm focado seus esforços no entendimento da variação de umidade do solo e seus efeitos em processos da camada limite atmosférica afetando clima e tempo (Chen & Hu, 2004).

Freqüentemente, técnicas de sensoriamento remoto provêm a mais praticável possibilidade de monitorar umidade do solo sobre uma larga escala espacial e temporal. Técnicas de microondas são também muito usadas para quantitativamente monitorar umidade do solo para uma variedade de condições topográficas e vegetais. Medidas de microondas de umidade do solo, contudo, são limitadas a poucos centímetros do topo da coluna do solo e muitos processos de interação solo-atmosfera dependem do perfil da umidade e temperatura do solo a profundidades consideravelmente maior que a uns poucos centímetros. Conseqüentemente, essa umidade medida à profundidade rasa impõem uma séria limitação no uso de medidas passivas de microondas de umidade do solo (Li & Islam, 2002).

A principal limitação verificada neste trabalho foi a não utilização da umidade real do solo, já que não se sabia da existência de valores reais para a área como um todo. Isso nos forçou a utilização da umidade de forma horizontalmente homogênea para o domínio por completo. No intuito de melhor representar a umidade do solo da área, buscou-se um trabalho que guiasse para esses dados, tendo como resultado o trabalho de Rossato (2001), que usando uma função de pedo-transferência (método que descreve a retenção de água no solo a partir de características básicas do solo como textura, densidade e conteúdo de matéria orgânica) organizou um balanço hídrico para todo o Brasil entre 1971 e 1990, incorporando conjuntos de dados baseados no projeto RADAMBRASIL (iniciado como projeto RADAM – Radar na Amazônia – foi gradativamente ampliado até a totalidade do território brasileiro, sendo responsável pelas imagens de radar e amostras de solo) e da Embrapa (levantamento pedológico), com resolução de aproximadamente 5 km.

O método aplicado foi função do armazenamento de água no solo disponível para as plantas, da precipitação e da evapotranspiração real da cobertura vegetal. A profundidade máxima do solo utilizada para os cálculos foi limitada em função do tipo de solo, variando de 60 a 120 cm. Então, baseando-se em Rossato (2001), colocou-se os seguintes valores para todo o domínio como é mostrado nos Quadro 1.

**Quadro 1.** Valores da profundidade (Prof) e umidade do solo (US) (%) para inicialização do BRAMS

Prof (m)	US (%)
0,05	30
0,25	31
0,50	32
0,75	34
1,00	35
1,25	36
1,50	37
1,75	38
2,00	40

### 2.5 Balanço de energia à superfície

Cerca de 70% da entrada de energia solar para o sistema climático é absorvido pelas superfícies do solo e oceanos e liberada para a atmosfera como radiação termal, vapor de água (calor latente) e calor sensível. Desse ponto de vista a disponibilidade de calor e umidade na superfície do solo é uma importante forçante para as condições atmosféricas. Contudo, quando modelando os processos de troca solo-superfície-atmosfera, a perspectiva oposta é geralmente mais útil. O solo é então considerado como depósito de calor e água, com a cobertura vegetal como uma interface para condições atmosféricas forçante.

Neste contorno básico do sistema solo-superfície-atmosfera, a cobertura vegetal representa qualquer tipo de cobertura do solo; solo descoberto (nu), neve, grama, árvores ou uma mistura de todas essas. Deve também ser notado que depósitos temporais de calor e água dentro da cobertura vegetal em muitos casos são tão importantes quanto o depósito

no solo, e conseqüentemente incluídos nos modelos.

Os mais importantes processos para a interação solo superfície-atmosfera são: O balanço de radiação da superfície do solo, a troca turbulenta de momento, calor e umidade entre a superfície do solo e atmosfera e o depósito de energia no sistema solo superfície.

Desprezando os fluxos advectivos de calor latente e calor sensível e o termo de armazenamento de energia na biomassa. Esses podem ser formalizados dentro da equação fundamental do balanço de energia para a superfície do solo (Feitosa, 1996).

$$R_n = H + LE + G$$

Em que H representa o fluxo de calor sensível, LE o fluxo de calor latente da superfície (L representa o calor latente de vaporização, cerca de  $2,5 \times 10^6$  J/Kg) e G o fluxo de calor para solo e/ou cobertura vegetal.

Os fluxos de calor sensível e latente são funções de ambos a eficiência do

transporte turbulento (a resistência aerodinâmica) e a disponibilidade de calor e umidade na superfície. Contudo, água em seus diferentes estados é provavelmente o fator mais importante, desde que é o componente dominante da capacidade de calor geral do sistema, e sua disponibilidade para evaporação controla a separação em fluxos de calor latente e sensível (Sellers, 1972).

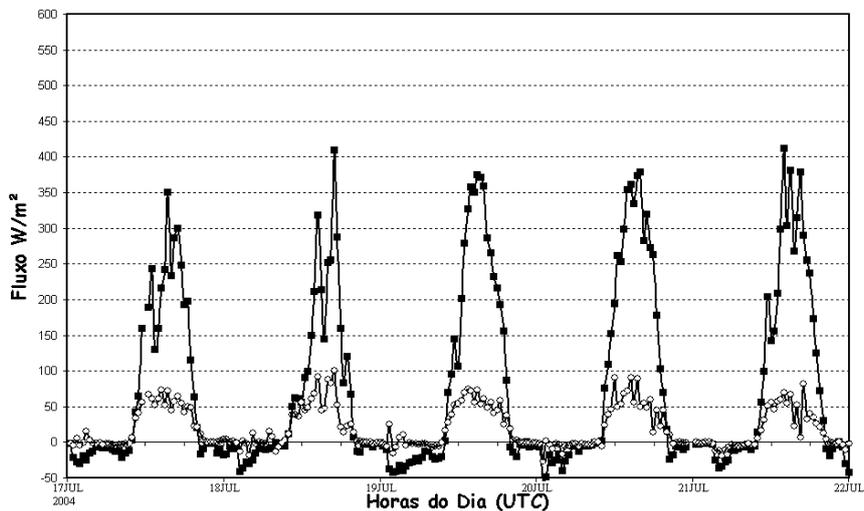
### 3. Resultados e Discussões

Neste capítulo serão analisados e discutidos os seguintes parâmetros observados: fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente para cinco dias do mês de julho de 2004. Em seguida, será analisada e discutida, também, a simulação feita com o modelo BRAMS. Desta feita, é acrescentada

uma análise das mudanças ocorridas entre o ponto de observação e sua redondeza.

#### 3.1 Fluxos de calor latente e sensível observados

A Figura 2 representa o ciclo diário obtido a partir das observações de campo dos fluxos de calor latente e sensível para o período. Verifica-se a intensidade do fluxo de calor latente ser menor em relação ao fluxo de calor sensível. O fluxo de calor latente atinge valores máximos variando entre 50 e 70  $Wm^{-2}$  em torno das 15:00UTC (meio dia local) com alguns picos acima de 70  $Wm^{-2}$  como no segundo dia de observação, indicando, possivelmente, condições de céu desprovido de nuvens. Para o fluxo de calor sensível, verifica-se a existência de máximos variando entre 350 e 400  $Wm^{-2}$  próximo de 15:00UTC (meio dia local).



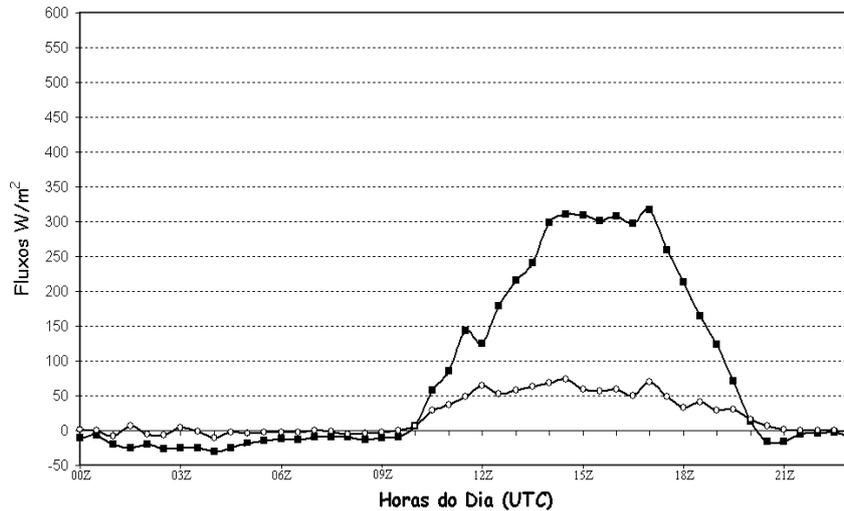
**Figura 2.** Fluxos de Calor Latente (circulo aberto) e Calor Sensível (quadrado fechado) observado no período de 17 a 21 de julho de 2004 em  $Wm^{-2}$

Na Figura 3 representa a média dos fluxos, para o período anteriormente descrito. Nela verifica-se um aumento do fluxo de calor latente desde o início da manhã até as

proximidades das 15:00UTC (meio dia local), retornando a valores mínimos no final da tarde as 21:00UTC (18:00HL). Analisando a média do fluxo de calor latente observa-se

que a taxa máxima de evapotranspiração média ao longo do dia se verifica as 15:00UTC (meio dia local). O fluxo de calor sensível aumenta sua intensidade no início da manhã, atingindo um valor máximo

aproximadamente às 17:00UTC (14:00HL) e tornando a decrescer rapidamente logo após a ocorrência do máximo até valores próximos e abaixo de zero durante a noite e madrugada.



**Figura 3.** Média dos Fluxos de Calor Latente (círculo aberto) e Calor Sensível (quadrado fechado) do período de 17 a 21 de julho de 2004 em  $Wm^{-2}$

### 3.2 Simulações com o modelo BRAMS

A próxima figura foi criada a partir da simulação dos fluxos de calor latente e sensível realizadas para o ponto de latitude  $9^{\circ}S$  e longitude  $40^{\circ}30'W$ , para o mesmo período dos fluxos das observações de campo.

A Figura 4 representa o ciclo diário, no período de cinco dias, do fluxo de calor latente e sensível, obtidos para o período. Verifica-se a intensidade do fluxo de calor latente ser menor em relação ao fluxo de calor sensível. O fluxo de calor latente atinge valores máximos variando entre 20 e  $40 Wm^{-2}$  próximo as 15:00UTC (meio dia local), com um pico de cerca de  $70 Wm^{-2}$ . Verifica-se ainda que a evapotranspiração tende a ser menor nas primeiras horas do dia que no final

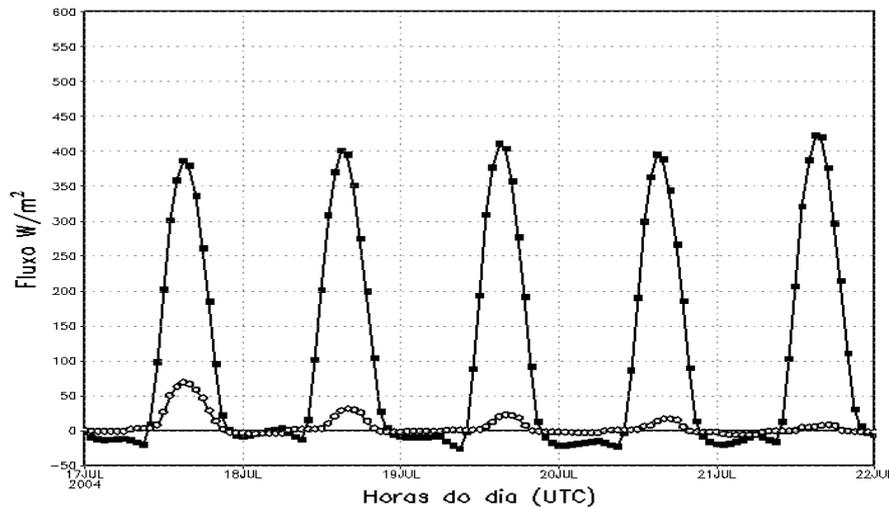
da tarde. Nota-se que o máximo do fluxo de calor latente, com o passar dos dias vai diminuindo de valor, isso pode ser devido à resposta do modelo que tende a evaporar mais rapidamente no primeiro dia de simulação, como uma das formas do processo de ajuste e com o passar do tempo, há uma secagem gradativa das camadas superiores do solo, a evaporação diminui e a temperatura aumenta. Para os fluxos de calor sensível, verifica-se a existência de máximos variando entre 390 a  $430 Wm^{-2}$  próximo de 15:00UTC (meio dia local).

A Figura 5 representa a média dos fluxos, para o período anteriormente descrito. Verifica-se um aumento do fluxo de calor latente desde o início da manhã até a

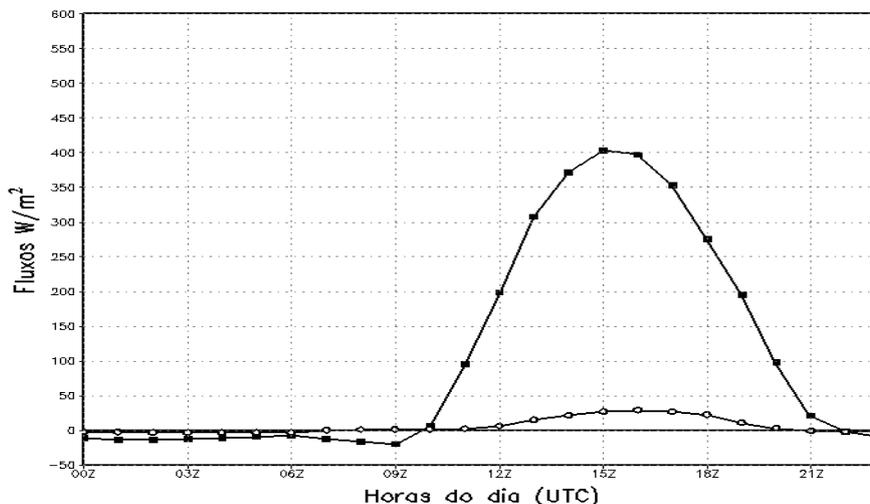
proximidade das 15:00UTC (meio dia local), retornando a valores mínimos no final da tarde, próximo as 21:00UTC (18:00HL). Analisando a média do fluxo de calor latente observa-se que a taxa máxima de evapotranspiração média ao longo do dia se verifica nas proximidades das 15:00UTC (meio dia local). O fluxo de calor sensível aumenta sua intensidade no início da manhã até chegar ao seu valor máximo as 15:00UTC (meio dia local) retornando a decrescer rapidamente logo após a ocorrência do

máximo até valores próximos ou levemente abaixo de zero durante a noite e a madrugada.

Verifica-se observando a Figura 4 que o modelo, durante o período de integração tende a diminuir o fluxo de calor latente e conseqüentemente uma taxa de evaporação da superfície inicialmente alta e no decorrer do tempo, tende a cair, isto ocorre provavelmente porque com o passar do tempo, ocorrer uma secagem gradativa das camadas superiores do solo, então a evaporação diminui e a temperatura aumenta.



**Figura 4.** Fluxos de Calor Latente (círculo aberto), Calor Sensível (quadrado) simulado para o período de 17 a 21 de julho de 2004 para o ponto de latitude 9°S e longitude 40°30' W em  $Wm^{-2}$



**Figura 5.** Média dos Fluxos de Calor Latente (círculo aberto), Calor Sensível (quadrado) do período de 17 a 21 de julho de 2004 para o ponto de latitude 9°S e longitude 40°30' W em  $Wm^{-2}$

### 3.3 Fluxos observados versus simulados

Verifica-se que os fluxos simulados são bem semelhantes, quanto ao comportamento, pois se verifica que o máximo, quando possível verificar, estava localizado no mesmo horário ou nas proximidades, não excedendo uma hora de diferença.

Isolando os máximos diários nos fluxos de calor latente e calor sensível em cada período observado verifica-se que eles têm uma variação sazonal, que de certo modo são acompanhadas com certa restrição pelos máximos isolados dos valores de fluxos de calor latente e sensível simulados.

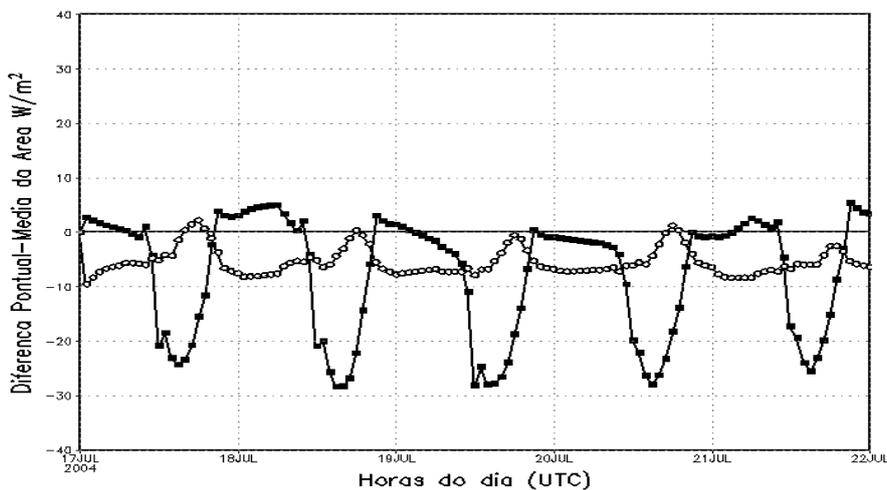
Nota-se que analisando o ciclo diário do fluxo de calor latente, tanto dos fluxos observados quanto dos simulados, observa-se que a preferência de ocorrência da taxa máxima de evapotranspiração média ao longo

do dia se verifica as 15:00UTC (meio dia local).

### 3.4 Variação espacial – ponto central menos média na Grade 2

A próxima figura mostra a diferença dos valores de fluxo de calor latente e calor sensível entre os valores referentes ao ponto de latitude 9°S e longitude 40°30'W e a média na área localizada que se estende da latitude de 7°30' até 10°30'S e longitude de 39° até 42°W na Grade 2, no período de cinco dias.

Na Figura 6 verifica-se, para o período, que a diferença do fluxo de calor latente variou entre -10 e 3 Wm<sup>-2</sup>. Nota-se uma predominância de valores negativos e que seu valor mínimo diário esteve entre -10 e -7 Wm<sup>-2</sup>. Indica-se que o fluxo de calor latente no ponto foi menor que na área, para a maioria dos horários simulados.



**Figura 6.** Diferença dos fluxos de calor latente (circulo aberto) e calor sensível (quadrado fechado) entre os valores referente ao ponto (9°S, 40°30'W) e a média na área da Grade 2 para o período de 17 a 21 de julho de 2004 em Wm<sup>-2</sup>

Verifica-se nessa figura, também, que a diferença do fluxo de calor sensível variou entre -29 e 7 Wm<sup>-2</sup>. Observa-se que o valor

mínimo se localiza nas proximidades das 15:00UTC (meio dia local), com valores entre -29 e -24 Wm<sup>-2</sup> e nota-se também a existência

de algo semelhante a um ciclo diário em que os valores ficam acima de  $-5 \text{ Wm}^{-2}$  desde o início da noite até as primeiras horas do dia seguinte, chegando a diferença máxima em favor da área, como dito anteriormente, nas proximidades das 15:00UTC (meio dia local). A maioria dos valores é negativa, indicando que o fluxo de calor sensível no ponto foi menor que na área, para a maioria dos horários simulados, o que quer dizer que a área está mais quente que o ponto.

#### 4. Conclusões

Com base nos resultados obtidos, têm-se como principais conclusões, que os fluxos simulados representam bem os fluxos observados, já que se assemelham, quanto ao comportamento e ao fato do máximo se localizar no mesmo horário e mesmo com as limitações impostas ao modelo BRAMS com a inicialização homogênea da umidade do solo, este foi capaz de reproduzir, relativamente bem, padrões referentes às condições fisiográficas da região.

#### 5. Agradecimentos

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal do Ensino Superior (CAPES) pelo apoio financeiro, na forma de concessão de Bolsa de Mestrado ao primeiro autor, fundamental para a realização desta pesquisa.

#### 6. Referências Bibliográficas

Aouad, M. S. (1986). Clima da caatinga. In: I SIMPÓSIO SOBRE CAATINGA E SUA

EXPLORAÇÃO RACIONAL, 1984, Feira de Santana, Anais..., Brasília: EMBRAPA – DDT. p. 37 – 48.

Cavalcanti, E.P. (2001). Teor e transporte de vapor d'água na atmosfera do Nordeste do Brasil. Campina Grande. 2001. 115f. Tese (Doutorado em Recursos Naturais) – Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande.

Chen, C.; Cotton, W. R. (1983). A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer. *Boundary Layer Meteorology*, Dordrecht, n. 25, p. 289-321.

Chen, C.; Cotton, W. R. (1987). The physics of the marine stratocumulus-capped mixed layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Boston, AMS, v. 44, n. 20, p. 2951-2977.

Chen, X.; Hu, Q. (2004). Groundwater influences on soil moisture and surface evaporation. *Journal of Hydrology*, [S.l.], v. 297, p. 285-300.

Cotton, W.R. et al. (2003). RAMS 2001: current status and future directions. *Meteorology and Atmospheric Physics*, [S.l.], v. 82. p. 5-25.

Feitosa, J. R. P. (1996). Balanço de energia e evapotranspiração em área de pastagem e de floresta densa na Amazônia Central. 1996. 95f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande.

- Grell, G. (1993). Semiprognostic tests of cumulus parametrizations schemes in the middle latitudes. *Monthly Weather Review*, [S.l.], v. 119, p. 5-31.
- Hastenrath, S.; Heller, L. (1977). Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Berkshire, v. 103, p. 77-92.
- Kousky, V. E.; Ferreira, N. J. (1981). Interdiurnal surface pressure variation in Brazil: their spatial distributions, origins and effects. *Monthly Weather Review*, [S.l.], v. 109, n. 9, p. 1999 – 2008.
- Kousky, V. E.; Gan, M. A. (1981). Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical south atlantic. *Tellus*, Copenhagen, v. 33, n. 6, p.538-550.
- Li, J.; Islam, S. (2002). Estimation of root zone soil moisture and surface fluxes partitioning using near surface soil moisture measurements. *Journal of Hydrology*, [S.l.], v. 259, p. 1-14.
- Mahrer, Y.; Pielke, R.A. (1977). A numerical study of the airflow over irregular terrain. *Beitrage zur Physik der Atmosphere*, [S.l.], v. 50, p. 98-113.
- Marengo, J. A.; Nobre, C. A. (1997). Climatic impacts of “Friagens” in forested and deforested areas of the Amazon basin. *Journal of Applied Meteorology*, [S.l.], v. 36, p. 1553-1566.
- Mellor, G. L.; Yamada, T. (1974). A hierarchy of turbulence closure models for planetary boudary layers. *Journal of the Atmospheric Sciences*. Boston, AMS, v. 31, n. 7, p. 1791-1806.
- Melo, M. L. D. (2003). Efeito da vegetação em simulações numéricas com o modelo RAMS. 2003. 108f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande.
- Moura, A. M.; Shukla, J. (1982). On the dynamics of droughts in northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, [S.l.], v. 38, p. 2653 – 2675.
- Pielke, R. A. et al. (1992). A comprehensive meteorological modeling system - RAMS. *Meteorology and Atmospheric Physics*, [S.l.], v. 49, p. 49-91,
- Rossato, L. (2001). Estimativa da capacidade de armazenamento de água no solo do Brasil. 2001. 139 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.
- Sellers, W. D. (1969). *Physical climatology*. 3. ed. Chicago: University of Chicago Press. 272p.
- Sousa, T. A. S. C. (2002). Previsão meteorológica em Portugal continental utilizando o modelo operacional e de investigação MM5. 2002. 150f. Dissertação

(Mestrado em Ecologia, Gestão e Modelação dos Recursos Marinhos) – Universidade Técnica de Lisboa/Instituto Superior Técnico, Lisboa.

Souza, E. P. (1999). Estudo teórico e numérico de relação entre convecção e superfícies heterogêneas na região Amazônica. 1999. 121f. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo.

Tremback, C. J.; Walko, R. L. (1997). The regional atmospheric modeling system (RAMS): Development to parallel processing computer architectures. [Colorado?]. Disponível em: <walfredo.dsc.ufcg.edu.br/cursos/2002/parcomp20022/rams.pdf>. Acesso em: 01 jun. 2011.

Tremback, C. J. (1990). Numerical simulation of a mesoscale convective complex: Model development and numerical results. 1990. 247. Ph.D. dissertation (Master in Atmospheric Sciences) – Colorado State University, Colorado.

Tripoli, G. J.; Cotton, W. R. (1982). The Colorado State University three-dimensional cloud mesoscale model -1982. Part 1: General theoretical framework and sensitivity experiments. *Journal de Recherches Atmosphériques*. [S.l.], v. 16, p. 185-219.

Walko, R. L. et al. (1995). New RAMS cloud microphysics parameterization part I: the single-moment scheme. *Journal of Atmospheric Research*, Amsterdam, Elsevier Science B.V., v. 38, p. 29-62.