

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
DEPARTAMENTO DE FÍSICA
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA

RONER FERREIRA DA COSTA

**ESTUDO DE SENSIBILIDADE DO MODELO BRAMS ÀS VARIAÇÕES DOS
PARÂMETROS DE SUPERFÍCIE NO NORDESTE DO BRASIL**

Fortaleza
2007

RONER FERREIRA DA COSTA

**ESTUDO DE SENSIBILIDADE DO MODELO BRAMS ÀS VARIAÇÕES DOS
PARÂMETROS DE SUPERFÍCIE NO NORDESTE DO BRASIL**

Dissertação submetida à Coordenação do Curso de Pós-Graduação em Física, da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para a obtenção do grau de Mestre em Física.

Orientador: Prof. Dr. José Carlos Parente de Oliveira
Co-Orientador: Prof. Dr. Antonio Carlos Santana Santos

C874e Costa, Roner Ferreira da

Estudo de sensibilidade do modelo BRAMS às variações dos parâmetros de superfície no nordeste do Brasil. / Roner Ferreira da Costa. - Fortaleza: [s.n.], 2007.

77 f.: il.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Ceará. Departamento de Física.

Orientador: Prof. Dr. José Carlos Parente de Oliveira

Área de concentração: Física da Matéria Condensada.

1. Meteorologia. 2. Atmosfera. 3. Nuvens. I. Título.

CDD551.1

RONER FERREIRA DA COSTA

**ESTUDO DE SENSIBILIDADE DO MODELO BRAMS ÀS VARIAÇÕES DOS
PARÂMETROS DE SUPERFÍCIE NO NORDESTE DO BRASIL**

Dissertação submetida à Coordenação do Curso de Pós-Graduação Física, da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para a obtenção do grau de Mestre em Física.

Aprovada em / /

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. José Carlos Parente Oliveira (Orientador)
Departamento de Física – Laboratório de Física de Nuvens e Mesoescala
Universidade Federal do Ceará – UFC

Prof. Dr. Antônio Carlos Santana Santos
Curso de Física
Universidade Estadual do Ceará – UECE

Dr. Sérgio Sousa Sombra
Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos - FUNCEME

A Deus, fonte de tudo.
A minha namorada Eveline pela compreensão e ajuda.
A meus irmãos.
Aos meus pais.
Aos meus amigos pelo apoio e companheirismo.

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao CNPq pelo financiamento da pesquisa.

Agradeço ao Prof. Dr. José Carlos Parente de Oliveira pela orientação e apoio no Laboratório de Física de Nuvens Mesoescala (LFNM).

Agradeço ao Prof. Dr. Antonio Carlos Santana Santos pela co-orientação e apoio na Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME).

Agradeço à Escola de Pós-Graduação em Física da UFC, na pessoa do atual coordenador do curso, Prof. Dr. José Soares Andrade Júnior por toda infra-estrutura oferecida.

Agradeço ao Departamento de Física da UFC na pessoa do atual chefe Prof. Dr. Maria Marlúcia Freitas Santiago.

Agradeço ao Dr. Sergio Sousa Sombra pela ajuda nas simulações e processamento de dados por mim utilizados.

Agradeço a todos os professores do curso de Pós-Graduação em Física da UFC, em especial ao Prof. Dr. Nilson Sena, por toda a formação acadêmica e aos funcionários do Departamento de Física.

Agradeço a todos os colegas do Departamento de Física pela convivência, sempre amigável: Ana Abreu, Ivan Jardim, José Sidou, Nizomar, João Claudio, Damaceno e Sérgio Gomes pelo companheirismo e a ajuda durante o curso.

Agradeço a todos os colegas da Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos - FUNCEME pela compreensão e liberdade para o desenvolvimento deste trabalho.

Agradeço a toda e qualquer pessoa que por ventura tenha contribuído de alguma forma com este trabalho.

*“[...] É melhor tentar e falhar,
que preocupar-se e ver a vida passar;
é melhor tentar, ainda que em vão,
que sentar-se fazendo nada até o final.
Eu prefiro na chuva caminhar,
que em dias tristes em casa me esconder.
Prefiro ser feliz, embora louco,
que em conformidade viver...”*

Martin Luther King

RESUMO

Neste trabalho foi realizado um experimento numérico com o modelo BRAMS (*Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*) com a finalidade de estudar as mudanças verificadas nas variáveis de superfície devido às variações dos parâmetros de superfície tais como, umidade do solo e a classe de vegetação no Nordeste do Brasil que alimentam o BRAMS. Foram feitas três simulações, a primeira (simulação controle) foi inicializadas com os arquivos padrões do próprio modelo, a segunda simulação foi mantido a classe de vegetação padrão (*Deciduous shrub*) alterando apenas a umidade do solo e a terceira simulação altera a vegetação para semi-deserto além de reduzir a umidade do solo. Também foi realizada uma validação do modelo com uma umidade de solo calculada a partir de dados observados de precipitação. Verifica-se que a umidade do solo e a vegetação têm uma forte influência sobre o clima da região Nordeste do Brasil, porém não é muito significativa na previsão do tempo.

ABSTRACT

In this work a numeric experiment was accomplished with the model BRAMS (Brazilian Regional Atmospheric Modeling System) with the purpose of studying the changes in the surface variables due to the variations of the surface parameters as soil moisture and the vegetation class in the Northeast of Brazil which are input in BRAMS. They were made three simulations, the first (simulation control) it was initialized with the standard files of the own model, the second simulation was maintained the class of vegetation pattern (*Deciduous shrub*) and just altering the soil moisture and the third simulation alters the vegetation for semi-desert besides reducing the humidity of the soil. Also a validation of the model was accomplished with a soil humidity made calculations starting from observed data of precipitation. It is verified that the humidity of the soil and the vegetation have a strong influences on the climate of the Northeast area of Brazil; however it is not very significant in the weather forecast.

LISTA DE SIGLAS

| | |
|---------|--|
| AVHRR | — <i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i> |
| BRAMS | — <i>Brazilian Regional Atmospheric Modeling System</i> |
| BATS | — <i>Biosphere-Atmospheric Transfer Schema</i> |
| FUNCEME | — Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos |
| IVDN | — Índice de Vegetação por Diferença Normalizada |
| LEAF | — <i>Land Ecosystem-Atmospheric Feedback</i> |
| NOAA | — <i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i> |
| NREL | — <i>National Resource Ecology Lab</i> |
| SOF | — <i>Surface Overland Flux</i> |
| PCD | — Plataforma de Coleta de Dados |

LISTA DE SÍMBOLOS

| | |
|---------------|--|
| u | — Componente zonal do vento |
| v | — Componente meridional do vento |
| w | — Componente vertical do vento |
| θ_{il} | — Temperatura potencial da água líquida e do gelo |
| r^n | — Razão de mistura das n espécies de água |
| π_0 | — Escala sinótica da função de Exner |
| π' | — Perturbação da função de Exner |
| t | — Tempo |
| x | — Distância Leste-Oeste |
| y | — Distância Norte-Sul |
| z | — Altura |
| f | — Aceleração de Coriolis |
| K_m | — Coeficiente de difusão do momento |
| K_h | — Coeficiente de difusão do calor |
| θ_v | — Temperatura potencial virtual |
| θ_0 | — Temperatura potencial média |
| g | — Aceleração da gravidade |
| C_v | — Calor específico do ar a volume constante |
| R | — Constante dos gases |
| Υ | — Índice de área foliar |
| Γ | — Fração de cobertura vegetada |
| W_c | — Conteúdo de umidade do ar da copa |
| F_{wgc} | — Fluxo de água do solo via evaporação para o ar da copa |
| F_{wvc} | — Fluxo de água da vegetação via evaporação para o ar da copa |
| $F_{wgv c}$ | — Fluxo de água do solo por meio da vegetação via transpiração para o ar da copa |
| F_{wav} | — Fluxo de água do ar da copa para a vegetação |

| | |
|-----------------|--|
| F_{wgg} | — Fluxo de água de uma camada mais interna de solo para outra |
| C_c | — Capacidade de calor do ar da copa |
| C_v | — Capacidade de calor da vegetação |
| r_g | — Razão de mistura de água para a superfície do solo |
| r_c | — Razão de mistura de água para o ar da copa |
| \mathcal{R}_d | — Resistência ao fluxo entre a vegetação e o ar da copa |
| σ_w | — Fração da área foliada que é coberta por uma fração da água |
| \mathcal{R}_c | — Resistência pelo estômato |
| γ | — Índice de área foliar |
| ρ | — Densidade do ar |
| u_*, r_*, T_* | — Gradientes verticais de velocidade, temperatura e razão de mistura do vapor d'água |
| C_a | — Calor específico do ar |
| T_g | — Temperatura do solo |
| C_g | — Calor específico |
| m_g | — Massa de solo seco por metro cúbico do volume total |
| ρ_w | — Densidade da água líquida |
| k_h | — Condutividade hidráulica |
| Ψ | — Potencial de umidade ou tensão |
| Ψ_s | — Potencial de umidade saturado |
| k_s | — Condutividade hidráulica saturada |
| b | — Constante adimensional que depende do tipo de solo |
| W_g | — Conteúdo de água do solo |

SUMÁRIO

| | |
|--|-------------|
| AGRADECIMENTOS..... | VI |
| RESUMO | VIII |
| ABSTRACT | IX |
| LISTA DE SIGLAS | X |
| LISTA DE SÍMBOLOS..... | XI |
| SUMÁRIO..... | XIII |
| 1. INTRODUÇÃO..... | 15 |
| 2. MODELOS BRAMS, LEAF, TOPMODEL E O IVDN | 17 |
| 2.1. Modelo Atmosférico BRAMS..... | 17 |
| 2.1.1. Equações do Modelo..... | 18 |
| 2.1.2. Características e Opções do Modelo BRAMS | 20 |
| 2.1.3. Diferenciação no Tempo | 21 |
| 2.1.4. Estruturas da Grade..... | 21 |
| 2.1.5. Esquema de Radiação | 22 |
| 2.1.6. Condições de Contorno..... | 23 |
| 2.1.7. Parametrização da Turbulência | 24 |
| 2.1.8. “Nudging” | 26 |
| 2.1.9. Esquema de Convecção de Nuvem do Tipo Grell..... | 26 |
| 2.2. O Modelo LEAF..... | 27 |
| 2.2.1. Principais Componentes e Equações de Conservação | 28 |
| 2.2.2. Fluxos entre as camadas do solo | 33 |
| 2.2.3. Fluxos turbulentos de umidade e calor | 35 |
| 2.2.4. Fluxos radiativos de onda longa..... | 39 |
| 2.2.5. Fluxos radiativos de onda curta..... | 40 |
| 2.2.6. Fluxos de precipitação | 40 |
| 2.2.7. Mosaicos não vegetados..... | 41 |
| 2.2.8. Fluxos combinados entre os mosaicos..... | 41 |
| 2.2.9. Parâmetros de vegetação do modelo..... | 42 |
| 2.3. Modelo TOPMODEL | 44 |
| 2.4. Índice de Vegetação por Diferença Normalizada – IVDN | 50 |
| 3. MATERIAIS E MÉTODOS | 52 |
| 3.1. Configuração do arquivo RAMSIN para a execução do modelo BRAMS..... | 52 |
| 3.1.1. Arquivos de Superfície | 53 |
| 3.2. Cálculo das Variáveis no Modelo..... | 54 |
| 3.3. Desenho do Teste de Sensibilidade | 56 |

| | |
|---|-----------|
| 3.3.1. Simulações | 56 |
| 4. RESULTADOS..... | 58 |
| 4.1. Resultados das Simulações..... | 59 |
| 4.2. Comparação das Temperaturas..... | 62 |
| 4.3. Calor Sensível, Latente e Taxa de Bowen..... | 63 |
| 4.4. Precipitação e Cobertura de Nuvem | 67 |
| 4.5. Simulação de Validação..... | 69 |
| 4.5.1. Umidade do Solo | 69 |
| 5. CONCLUSÃO | 74 |
| 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 75 |

1. INTRODUÇÃO

A modelagem numérica é uma ferramenta de fundamental importância para uma melhor compreensão da dinâmica atmosférica, assim como a previsão do tempo. Um dos principais determinantes da qualidade de uma simulação numérica é a forma de como se dá a partição dos fluxos em superfície (MELO 2003).

Neste trabalho a sensibilidade do modelo BRAMS é testada com relação às variações aos parâmetros de superfície (temperatura do ar, velocidade do vento, calor sensível e latente, etc.) no Nordeste do Brasil, devido à variação da umidade do solo e/ou mudança da classe de vegetação. Usou-se o LEAF-3, um submodelo do modelo BRAMS, que tem a habilidade de representar a vegetação utilizando dados em IVDN (Índice de Vegetação por Diferença Normalizada) coletados das observações de satélites. Também foi utilizado o TOPMODEL que é um modelo hidrológico, que representa a distribuição lateral da umidade do solo acoplado ao modelo LEAF. Inicialmente, uso-se uma variação na umidade do solo a qual foi forçada ser de 70% da prevista e mantendo a mesma classe de vegetação (*Default*) do modelo. Depois se fez uma simulação da mudança do tipo vegetação para semi-deserto e fazendo a umidade do solo igual a da simulação anterior. E finalmente, foi feito uma simulação para o ano de 2005 com dados em IVDN com a finalidade de comparar com dados observados do NCAR do estado do Ceará a fim de validar o modelo.

O modelo BRAMS foi eficiente em representar às variações nos parâmetros de superfície analisadas. A umidade de solo e o tipo de vegetação interferem significativamente em algumas variáveis de superfície e na precipitação, porém na cobertura de nuvem não há grandes modificações devido a efeitos de fenômenos da escala global como a Zona de Convergência Intertropical – ZCIT.

O trabalho está dividido da seguinte forma: o capítulo 2 traz a descrição dos modelos utilizados bem como uma definição do Índice de Vegetação por Diferença

Normalizada - IVDN. O capítulo 3 trata das simulações feitas, inicialização e cálculo da variáveis dos modelos. O capítulo 4 trata dos resultados obtidos e uma análise dos mesmos. As conclusões são descritas no capítulo 5.

2. MODELOS BRAMS, LEAF, TOPMODEL E O IVDN

Neste capítulo temos uma breve descrição dos modelos utilizados, BRAMS, LEAF-3 e TOPMODEL bem com do índice de vegetação por diferença normalizada (IVDN).

O BRAMS (*Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*) foi desenvolvido pelo ATMET em cooperação com IME/USP, IAG/USP e CPTEC/INPE. O modelo BRAMS é muito flexível e com muitas opções de parametrizações e condições de fronteira, podendo ser configurado para realizar simulações de circulação atmosférica em varias escalas de espaço e tempo, bem como diferentes resoluções, horizontal e vertical.

O modelo LEAF (*Land Ecosystem-Atmospheric Feedback model*), que é incorporado ao BRAMS, trata de uma maneira direta como se dá a interação entre os componentes da superfície. Na versão utilizada neste trabalho faz uso dos dados de IVDN que é obtido por uma diferença normalizada das medidas obtidas dos canais de infravermelho próximo e visível da sonda AVHRR que equipa os satélites da série NOAA, também faz uso de um modelo de hidrológico, o TOPMODEL.

2.1. Modelo Atmosférico BRAMS

O BRAMS é um modelo de área limitada, e muita de suas parametrizações tem sido designada para a mesoescala ou escala de grade de alta resolução. Não há nenhum limite inferior ao tamanho do domínio ou para o tamanho da célula da malha da grade de diferença finita do modelo; fenômenos de microescalas tais como tornados e turbilhões na camada limite, assim como fenômenos da sub microescala de fluxo turbulento sobre prédios e em túnel de vento têm sido simulados com esse código. Dois caminhos interativos de “aninhamento” de grade no BRAMS permitem que a malha de grade local seja fina o

suficiente para resolver sistemas atmosféricos de pequena escala tais como temporais quando, simultaneamente, modela ambientes de larga-escala dos sistemas numa grade “grossa”.

O modelo BRAMS é construído a partir de um conjunto completo de equações compressíveis e não hidrostáticas da dinâmica e da termodinâmica atmosférica, mais as equações para quantidades escalares tais como o vapor d’água, água líquida e razão de mistura de hidrometeoros de gelo. Essas equações são complementadas com uma grande seleção de parametrizações para a difusão turbulenta, a radiação solar e terrestre, os processos de mistura incluindo a formação e interação de nuvens e precipitação líquida e hidrometeoros de gelo, os efeitos cinemáticos do terreno, a convecção de nuvens cúmulos, e a troca de calor sensível e latente entre a atmosfera e a superfície.

O modelo BRAMS considera as equações de conservação do momento, da termodinâmica, das várias espécies de água e da massa.

2.1.1. Equações do Modelo

As principais equações do BRAMS são as equações do movimento, a equação da termodinâmica, a equação da continuidade da razão de mistura das diversas espécies de água e a equação da continuidade da massa, as quais são escritas em notação tensorial (TRIPOLI & COTTON, 1982; PIELKE, 1984). As variáveis com barra indicam a média das grandezas para o volume de cada elemento da grade e as transformações das escalas, horizontal e vertical da grade foram omitidas para simplificação das equações, além de se escrever a força do gradiente de pressão com a função de Exner.

As equações não hidrostáticas do modelo são dadas por (TRIPOLI & COTTON, 1982; PIELKE, 1984):

Conservação do movimento:

$$\begin{aligned}
\underbrace{\frac{\partial u}{\partial t}}_{\text{mudança local}} = & \underbrace{-u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial z}}_{\text{advecção}} - \underbrace{\theta \frac{\partial \pi'}{\partial x}}_{\substack{\text{gradiente} \\ \text{de} \\ \text{pressão}}} + \underbrace{fv}_{\substack{\text{força} \\ \text{de} \\ \text{Coriolis}}} \\
& + \underbrace{\frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial z} \right)}_{\text{transporte turbulento}}
\end{aligned} \tag{2.1}$$

$$\begin{aligned}
\frac{\partial v}{\partial t} = & -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial y} + fv + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial y} \right) \\
& + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial z} \right)
\end{aligned} \tag{2.2}$$

$$\begin{aligned}
\frac{\partial w}{\partial t} = & -u \frac{\partial w}{\partial x} - v \frac{\partial w}{\partial y} - w \frac{\partial w}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial z} + \frac{g\theta'_v}{\theta_0} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial y} \right) \\
& + \frac{\partial}{\partial z}
\end{aligned} \tag{2.3}$$

Conservação da energia:

$$\begin{aligned}
\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} = & -u \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} - v \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} - w \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} + \left(\theta \frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} \right)_{rad} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} \right) \\
& + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} \right)
\end{aligned} \tag{2.4}$$

Conservação da razão de mistura das espécies de água:

$$\frac{\partial r_n}{\partial t} = -u \frac{\partial r_n}{\partial x} - v \frac{\partial r_n}{\partial y} - w \frac{\partial r_n}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial z} \right) \tag{2.5}$$

Equação da pressão:

$$\frac{\partial \pi'}{\partial t} = -\frac{R\pi_0}{C_v \rho_0 \theta_0} \left(\frac{\partial \rho_0 \theta_0 u}{\partial x} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 v}{\partial y} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 w}{\partial z} \right) \tag{2.6}$$

aonde se defini a função de Exner como,

$$\pi \equiv C_p \left(\frac{p}{p_{00}} \right)^{R/c_p} . \tag{2.7}$$

Os operadores de difusão são de primeira ordem, baseados em coeficientes de troca (SMAGORARISKY, 1963), onde K_m é o coeficiente de troca para o momentum e K_h é o coeficiente de troca para o calor e umidade,

$$K_m = \frac{.25}{\sqrt{2}} l^2 \sqrt{1 - \frac{K_h}{K_m} Ri \sqrt{D^2 + MAX(-N, 0)^2}}. \quad (2.8)$$

sendo D a deformação, N a frequência de Brunt-Väisälä e Ri o número de Richardson. A lista de siglas traz a simbologia utilizada nas equações do modelo. Os três primeiros termos do lado direito das equações de movimento são de advecção e os três últimos são de difusão horizontal e vertical. O quarto termo do lado direito das equações de movimento descreve as mudanças devido ao gradiente de pressão e o quinto termo das equações (2.1) e (2.2) representa a força de Coriolis. O quinto termo do lado direito da equação (2.3) descreve a flutuabilidade da velocidade vertical. Na equação da conservação da energia (2.4) um termo é adicionado para representar o aquecimento devido à divergência de radiação.

2.1.2. Características e Opções do Modelo BRAMS

O modelo BRAMS provê uma vasta gama de opções que permite ser aplicado a vários tipos de situações. O código do modelo BRAMS possui uma grande variedade de estruturas e características para a opção não hidrostática, uma resolução de poucos centímetros a centenas de quilômetros, um domínio de poucos quilômetros na escala global, além de acompanhar muitas opções físicas. Isso permite selecionar as opções apropriadas para as diferentes escalas espaciais, aplicações ou problemas meteorológicos ou problemas locais.

2.1.3. Diferenciação no Tempo

O modelo BRAMS tem várias opções para o esquema de diferenciação no tempo. Para a versão não hidrostática, pode-se escolher entre um esquema de primeira ordem avançado-recuado, um esquema “leapfrog” ou um esquema híbrido que consiste de uma diferenciação avançada no tempo para as variáveis termodinâmicas e uma diferenciação “leapfrog” para as componentes da velocidade e pressão.

Todas essas opções de diferenciação do modelo BRAMS são formuladas com o esquema de diferenciação “time-split” (TRIPOLI & COTTON, 1982; TREMBACK *ET AL.*, 1985).

2.1.4. Estruturas da Grade

O modelo BRAMS utiliza a grade de Arakawa (F. MESINGER AND A. ARAKAWA, 1976) do tipo “C”, cujas variáveis termodinâmicas e de misturas são definidas em pontos da grade e as componentes de velocidade do vento u, v e w são definidas nos pontos $\frac{\Delta x}{2}$, $\frac{\Delta y}{2}$ e $\frac{\Delta z}{2}$, respectivamente.

O modelo BRAMS usa a projeção estereográfica polar na horizontal, onde o pólo da projeção fica próximo ao centro da área de domínio, isso minimiza a distorção da projeção da principal área de interesse. Esse modelo também pode utilizar as coordenadas cartesianas.

A estrutura vertical da grade do modelo BRAMS usa o sistema de coordenadas que segue os contornos do terreno do tipo σ_z (GAL-CHEN e SOMERVILLE, 1975; CLARK, 1977; TRIPOLI & COTTON, 1982). Na horizontal temos $x^* = x$ e $y^* = y$ que são coordenadas cartesianas. Na vertical a coordenada σ_z tem a forma $z^* = \sigma_z = H[(z - z_s)/(H - z_s)]$ em que as coordenadas estrelas são as coordenadas

transformadas, z_s é a altura da superfície em relação ao nível médio do mar (topografia) e H é a altura do topo do modelo.

2.1.5. Esquema de Radiação

O modelo BRAMS possui várias opções de esquemas de radiação. Uma escolha é executar o modelo sem levar em conta os efeitos da radiação. As primeiras opções são de Mahrer e Pielke (1977) e são bastante simples, mas não levam em conta os efeitos da radiação sobre as nuvens. O segundo conjunto é de Chen e Cotton (1983) que leva em conta a quantidade de condensação presente na atmosfera simulada. E por último o esquema de Harrington o qual foi utilizado neste trabalho.

O esquema de radiação desenvolvido por Harrington é mais detalhado e computacionalmente mais dispendioso do modelo BRAMS. Este esquema leva em conta a interação da radiação com todos os tipos de hidrometeoros resolvidos pelo modelo, possibilitando um resultado mais realista do esfriamento na atmosfera e nos fluxos de superfícies.

A parametrização de Harrington usa um esquema de radiação em duas direções (two-stream), esquema este bastante usado em modelagem atmosférica. O modelo de radiação de Harrington possui duas estruturas de bandas: uma estrutura de bandas largas (três solares e cinco infravermelhas) e uma estreita (seis solares e doze infravermelhas). O esquema é descrito com mais detalhes em Harrington (1997).

2.1.6. Condições de Contorno

A condição de contorno lateral, ou de fronteira lateral, tem por princípio permitir que ondas de gravidade e outros fenômenos advectados tenham passagem livre pela fronteira e, assim, não permitindo reflexão para o interior da área de domínio.

O modelo BRAMS contém várias opções para especificar as condições de fronteira lateral. A forma geral na grade C padrão que é usada no modelo BRAMS é a condição radiativa básica, e esta é suposta que as ondas se movem como a propagação de uma onda linear, formulada matematicamente por $\frac{\partial u}{\partial t} = -c^* \frac{\partial u}{\partial x}$, em que $\frac{\partial u}{\partial t}$ é a taxa de variação temporal da velocidade normal à fronteira, $\frac{\partial u}{\partial x}$ é a variação espacial da velocidade normal ao contorno e $c^* = u + c$ é a velocidade de fase modificada pelo efeito Doppler.

O problema é então para especificar a forma de c^* , a velocidade de fase. Existem vários métodos utilizados pelo modelo BRAMS, com destaque para Orlanski (1976) que propõe o cálculo pela expressão: $c^* = \left(\frac{\partial u}{\partial t}\right) / \left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)$ calculada no passo de tempo anterior e no ponto interior à fronteira.

O esquema de Klemp e Lilly (1978) sugere que se aplique o valor médio à velocidade de fase de Orlanski na vertical, para a coluna vertical do domínio, enquanto Klemp & Wilhelmson sugerem o uso do valor típico para a velocidade de fase de onda de gravidade (10 – 30 m/s). Na prática, qualquer método aplicado não evita totalmente a reflexão na fronteira lateral, mas é importante que a reflexão seja mínima.

A condição de contorno na vertical, para o topo do modelo, é tratada com uma relativa diferença em relação à horizontal, por causa das formas distintas de propagação da onda de gravidade. A propagação da onda na vertical apresenta velocidade de fase oposta à velocidade de grupo, situação em que os distúrbios poderão ser advectados do domínio do

modelo, permitindo a passagem de ondas de energia por meio do contorno vertical e o efeito da propagação na direção contrária (direção da superfície) deve ser eliminada.

No modelo BRAMS há duas escolhas para a condição não hidrostática, a escolha denominada “parede rígida” para $w = 0$, ou a condição de Klemp & Durran (1983) que considera a propagação da onda de gravidade na vertical e formula um contorno da equação do movimento linear, anelástica, incluindo o efeito da força de Coriolis. No intuito de eliminar uma possível reflexão de onda de gravidade interna, é considerada, também, uma “esponja”, com espessura convenientemente definida e situada no topo do modelo.

A condição de contorno da superfície relaciona as diferentes trocas de calor, momento e massa entre as superfícies e a atmosfera será explicitamente exposta na seção que trata o modelo LEAF, onde há uma descrição mais completa de como acontecem essas interações na fronteira inferior.

2.1.7. Parametrização da Turbulência

O espaçamento de grade horizontal e vertical configurado no modelo determina as escalas espaciais das variáveis prognosticadas, que podem ser explicitamente resolvidas ou não: esse é o chamado efeito da sub-grade. As médias de Reynolds das equações diferenciais prognósticas para o momento e escalares conservativos são executadas pela partição do transporte advectivo nas componentes resolvidas e não resolvidas.

As componentes de fluxo não resolvidas podem ser expressas em termos de covariâncias da forma $\overline{u_i' u_j'}$ para o momentum e $\overline{u_i' \phi'}$ para escalares, onde os subscritos i e j denotam direções espaciais (1, 2, 3), u_i é a componente da velocidade que transporta, u_j é a componente da velocidade do transportado, ϕ representa o escalar transportado, a barra superior representa a média de Reynolds, e o primo é o desvio daquela média.

No modelo BRAMS, para a atmosfera livre, a parametrização do transporte mal resolvido é feito usando a teoria K , onde o termo turbulento é calculado como o produto de um coeficiente turbulento e o gradiente da quantidade transportada. Para escalares, essa parametrização toma a forma $\overline{u_i u_j} = -K_{hi} \frac{\partial \phi}{\partial x_i}$, em que K_{hi} é o coeficiente turbulento para escalares que é aplicado para as i -direções. O K_{hi} , nunca é negativo, o que restringe a parametrização da turbulência de fluxo sempre ser pra baixo.

Para a componente da velocidade, duas diferentes formas são usadas, dependendo da escala do movimento resolvidas pela grade do modelo. Quando o espaçamento de grade horizontal é comparável ao espaçamento na vertical tal que movimentos convectivos são resolvidos, o *stress* de Reynolds é calculado de $-K_{mi} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right)$, em que K_{mi} é o coeficiente de mistura turbulenta para o *momentum*. Nesse caso, é considerado que $K_{mi} = K_{hi}$, e que, $\overline{u_i u_j} = \overline{u_j u_i}$. Essa condição é chamada de simetria da componente do *stress* de Reynolds.

Há quatro opções básicas que são utilizadas pelo BRAMS para o cálculo K_{mi} e K_{hi} . Duas dessas são baseadas no esquema de Smagorinsky (1963) que relaciona o coeficiente de mistura com a tensão do fluido ou taxa de deformação, e inclui correções para a influência da frequência de Brunt-Väisälä e o numero de Richardson.

Há outras opções para o diagnostico do coeficiente de mistura de uma parametrização da energia cinética turbulenta, que é prognosticada no modelo. Se o espaçamento de grade é grande em comparação com a vertical, o esquema de Mello e Yamada (1974) é usado para a determinação do coeficiente de mistura turbulenta. Se o espaçamento horizontal da grade for pequeno e, portanto, os movimentos convectivos, o esquema de Deardorff (1980) é usado.

2.1.8. “Nudging”

A assimilação de dados em 4 dimensões (4DDA) implica numa integração eficaz dos dados observacionais dependentes do tempo do modelo BRAMS . Isto pode ser feito nos estágios iniciais de uma “rodada” do modelo como uma relaxação Newtoniana (mais comumente conhecida como "nudging") ou num esquema variacional como método adjacente.

No esquema de “nudging” um termo de tendência extra é adicionado para cada equação prognóstica, que força a variável prevista em direção às observações. Esse termo é dado pela equação

$$\frac{\partial x}{\partial t} = F(x) + N(x, y, z, t)(x_0 - x), \quad (3.1)$$

onde x é a variável do modelo, $F(x)$ representa a física do modelo, $N(x, y, z, t)$ é o peso do “nudging” e x_0 a observação da variável do modelo considerada (WANG & WARNER, 1988).

2.1.9. Esquema de Convecção de Nuvem do Tipo Grell

Diversos fechamentos são usados no esquema Grell para determinar m_b que é o fluxo de massa da nuvem, a fim de conhecer a localização e chegada da convecção. Na implementação original de Grell, um dos tipos de fechamentos baseia-se em estabilidade de equilíbrio, por meio da definição da função trabalho da nuvem, que foi primeiro definido por Arakawa e Schubert (1974) e mostra um equilíbrio entre o forçante de grande escala e a resposta da nuvem, na forma:

$$-\frac{A'(\lambda) - A(\lambda)}{dt} = \left(\frac{A''(\lambda)}{m'_b(\lambda) dt} \right) m_b(\lambda)$$

Onde $A(\lambda)$ é a função trabalho da nuvem obtido por campos termodinâmicos e $A''(\lambda)$ é a função trabalho da nuvem.

2.2. O Modelo LEAF

O modelo LEAF (*Land Ecosystem-Atmospheric Feedback Model*) é um submodelo do modelo BRAMS que representa o armazenamento de energia, umidade para o solo e vegetação, como também as trocas dessas energias e umidade entre essas componentes e a atmosfera (LEE,1992; LEE ET AL., 1995; WALKO ET AL.,2000; LISTON & PIEIKE, 2001).

O modelo LEAF tem uma representação das características da superfície atmosférica que inclui vegetação, solo, lagos, oceanos, cobertura de neve, quando esta está presente, e as influências de uma componente sobre as outras na atmosfera. O modelo LEAF também inclui as equações prognósticas para a temperatura do solo e umidade para múltiplas camadas, temperatura da vegetação e água de superfície incluindo o orvalho e chuva interceptada pelas folhas, bem como temperatura e a razão de mistura do vapor d'água do ar da copa. Os termos de troca das equações desse modelo incluem trocas turbulentas, condução de calor, difusão e filtração no solo, transferências radiativas de onda curta e longa, transpiração, e precipitação.

O modelo LEAF tem a habilidade de representar as variações de escalas da subgrade nas interfaces características, tais como tipo de vegetação, declive do terreno, tipo de solo e umidade, ou corpo hídrico, que sempre tem uma considerável variação sobre curtas distâncias horizontais. Essa representação é feita pela subdivisão das células da grade em

múltiplas sub-grades denominadas mosaicos, onde cada mosaico consiste de sua própria múltipla camada de solo, vegetação e ar da copa (exceto para a superfície de água do mosaico), e essas componentes são calculadas por mosaico. Nessa aproximação estatística dinâmica, todos os mosaicos interagem consigo mesmo por meio de trocas de fluxos na vertical sobre a fração da área de cobertura da vegetação do mesmo. Não é consideradas as trocas de fluxos na horizontal, pois estas são desprezíveis em comparação com as trocas na vertical.

O modelo LEAF obtém a partir do cruzamento de informações de modelos biológicos, estudos de campo e sensoriamento remoto as características essenciais da vegetação como índice de área foliar γ e fração de cobertura vegetada Γ o albedo e altura da rugosidade são especificados de acordo com a classe de vegetação. Sua nova versão tem uma dependência sazonal para o índice de área foliar e fração de cobertura vegetada da qual a amplitude é igualmente uma função da classe de vegetação e latitude. Algumas melhorias foram adotadas na atual versão, LEAF-3. Essas melhorias são baseadas nas observações da fração de cobertura vegetal por satélites independentes e representada pelo Índice de Vegetação por Diferença Normalizada - IVDN. Os valores de IVDN têm informações importantes sobre a variabilidade espacial e temporal da cor verde da vegetação.

2.2.1. Principais Componentes e Equações de Conservação

O modelo LEAF contém um conjunto completo de equações que representam o armazenamento e a troca de calor e umidade associada com a interface terra-atmosfera. O modelo envolve as seguintes componentes físicas: solo, água de superfície temporária, vegetação, ar da copa, e atmosfera livre. A componente do solo é subdividida em vários níveis

verticais ou camadas de solo para representar a variabilidade vertical da superfície até uma profundidade de poucos metros. O conteúdo de energia interna e umidade são calculados em cada camada de solo. A água de superfície temporária é definida como a precipitação que tem alcançado o chão mais ainda não tenha sido filtrada ou escoada para algum corpo hídrico permanente (oceano, lago, rio permanente) e inclui água de chuva, rio temporário e lagoa.

A vegetação não é dividida em camadas, a temperatura da vegetação é prognosticada da temperatura e umidade da superfície (orvalho ou chuva interceptada). A avaliação da troca de calor e umidade se dá na grande área da superfície da vegetação densa exposta ao ar. O ar da copa é definido como a área de ar próxima a copa da vegetação e influenciado pela mesma sendo também representada pelo cálculo da temperatura e umidade (razão de mistura do vapor d'água). O ar da copa tem como finalidade estabelecer uma comunicação direta via fluxos turbulentos com o solo, cobertura de neve, vegetação e atmosfera livre permitindo a influência indireta entre as componentes do modelo.

Atualmente as temperaturas dos corpos hídricos são especificadas como constantes temporais ou variando sazonalmente. A temperatura da superfície da água e a pressão de vapor da água são usadas na determinação do calor sensível e fluxos de vapor com o ar.

A determinação de todas as variáveis de umidade e calor é governada pelas equações de conservação que incluem termos de armazenamento e variação de fluxos entre as componentes do sistema representado no modelo LEAF. Essas componentes (exceto para corpos hídricos permanentes) e o caminho do fluxo entre elas são ilustrados na figura 2.1.

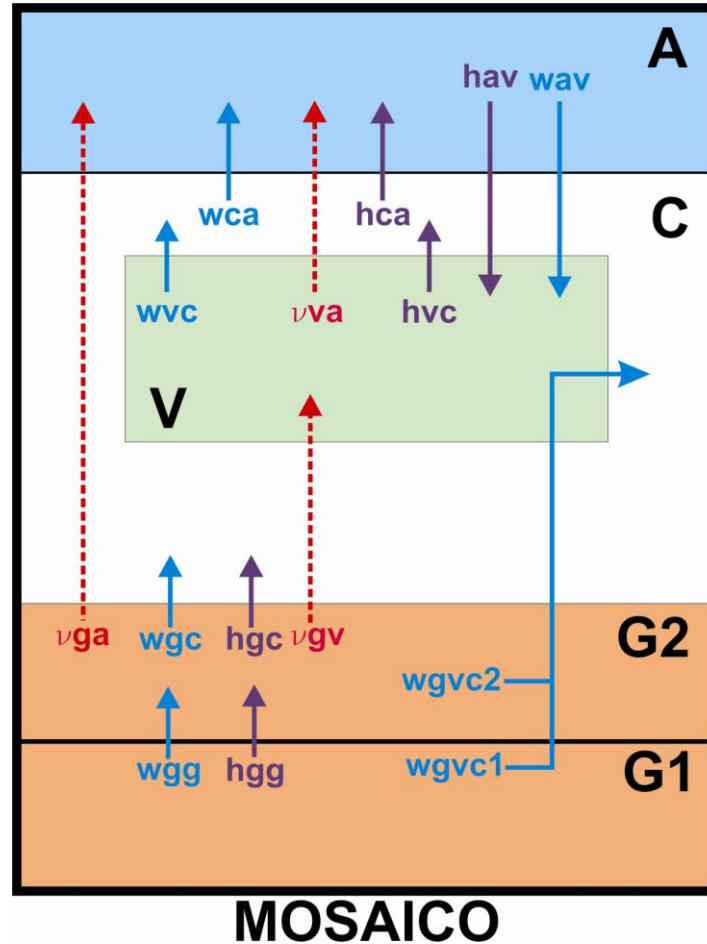


Figura 2.1 - Esquema da transferência de calor e umidade entre as componentes do modelo LEAF-3 um mosaico dentro de uma célula da grade do modelo. A atmosfera livre, cobertura de ar, vegetação, e chão (solo) são representadas pelas letras **A**, **C**, **V** e **G**, respectivamente (as camadas de neve foram retiradas para simplificar a figura). (Adaptação da figura de WALKO ET AL, 2000)

Os fluxos estão representados por termos na forma de F_{wvc} , onde F é o fluxo e (w , h , e ν) são os subscritos que indicam se o fluxo é transferência de água, transferência de calor ou transferência radiativa de onda longa, e o segundo e terceiro subscrito indicam a fonte e o receptor, respectivamente, da quantidade de fluxo, g para o solo, v para a vegetação c , para o ar da copa e a para a atmosfera livre. Os fluxos são definidos positivos na direção das setas e valores negativos implicam o transporte na direção oposta. A transferência radiativa de onda curta que aparece nas equações do modelo, porém não ilustrada na figura 2.1 é denotada por uma quantidade líquida S recebida por cada componente do sistema sobre a influência de todas as outras componentes, como troca de fluxos entre as mesmas. E os

subscritos numerados são adicionados a $S_{g1,2}$ e $F_{wgvc 1,2}$ para indicar recepção da camada de solo específica.

As equações de conservação do modelo LEAF das componentes dependentes do tempo para o conteúdo de umidade (os termos relacionados aos fluxos de neve foram extraídos das equações, por simplificação, já que nunca foi registrada precipitação de neve no Nordeste do Brasil), são dadas por (WALKO *ET AL*, 2000):

$$\frac{\partial W_c}{\partial t} = F_{wgc} + F_{wvc} + F_{wgvc 2} + F_{wgvc 1} \quad (2.9)$$

$$\frac{\partial W_v}{\partial t} = -F_{wvc} + F_{wav} \quad (2.10)$$

$$\Delta z_2 \frac{\partial W_{g2}}{\partial t} = -F_{wgc} - F_{wgvc 2} + F_{wgg} \quad (2.11)$$

$$\Delta z_1 \frac{\partial W_{g1}}{\partial t} = -F_{wgg} - F_{wgvc 1} \quad (2.12)$$

As variáveis W_c , W_v , representam o conteúdo de água do ar da copa, vegetação dentro do mosaico, enquanto que W_{g1} e W_{g2} são o conteúdo de água das camadas 1 e 2 do solo. O conteúdo de água do ar da copa W_c está na forma de vapor d'água e o da vegetação W_v está na forma de água de superfície nas plantas e talos devido à precipitação interceptada ou orvalho. Como a vegetação não ocupa a área do mosaico completo, definimos W_v como a média sobre a área do mosaico; o conteúdo de umidade atual por metro quadrado da fração de vegetação do mosaico seria alto. Todos os fluxos de umidade são em unidades de $[kg m^{-2} s^{-1}]$ e igualmente representam os valores médios sobre o mosaico completo. Δz_1 e Δz_2 são as espessuras em metros, da camada do solo.

Para a conservação da energia as equações são (WALKO *ET AL*, 2000):

$$C_c \frac{\partial T_c}{\partial t} = F_{hgc} + F_{hvc} - F_{hca} \quad (2.13)$$

$$C_v \frac{\partial T_v}{\partial t} = -F_{hvc} + F_{hav} - F_{vva} + F_{vgv} + S_v - (F_{wvc} + F_{wgvc 2} + F_{wgvc 1})L \quad (2.14)$$

$$\Delta z_2 \frac{\partial Q_{g2}}{\partial t} = -F_{hgc} + F_{hgg} - F_{vga} - F_{vgv} + S_g - F_{wgc} L \quad (2.15)$$

$$\Delta z_1 \frac{\partial Q_{g1}}{\partial t} = -F_{hgg} \quad (2.16)$$

Os fluxos de umidade que aparecem nas equações da temperatura são multiplicados pelo calor latente L de mudança de fase, que é líquido-vapor L_{lv} dependendo da temperatura da vegetação ou da superfície de solo envolvida. As variáveis T_c e T_v representam as temperatura do ar da copa e vegetação e os coeficientes C_c e C_v são as capacidades de calor localizadas.

O modelo LEAF define uma variável mais geral que a temperatura que é a energia interna sendo Q a sua representação. Para o solo, a energia interna da umidade do solo, relativa ao estado de referência do solo e a umidade, é definida por (WALKO ET AL, 2000).

$$Q_g = W_g f_l(C_l T_g) + C_g m_g T_g \quad (2.17)$$

onde m_g é a massa de solo seco por metro cúbico do volume total (o volume inclui água, solo, e ar) e C_g é o calor específico das partículas de solo seco.

As equações (2.9-2.16) são todas resolvidas explicitamente no tempo. A maioria dos termos de fluxos no lado direito das equações de conservação são avaliados como produtos de coeficientes de umidade e gradientes das variáveis prognósticas. A solução numericamente estável por diferenciações explícita no tempo requer que calor e a capacidade de armazenamento de água de cada componente do sistema sejam suficientemente grandes. Para o solo, é considerado um passo de tempo de 2 minutos, o que traduz o desejo de uma espessura mínima por volta de três centímetros para cada camada. Para a vegetação e o ar da

copa, particularmente onde a vegetação é escassa ou rala, as capacidades de armazenamento podem ser também lenta para soluções numéricas estáveis a menos que o passo de tempo do modelo seja curto. Assim é imposta uma fronteira inferior artificial nos valores da capacidade de calor e de armazenamento do ar da copa, assim como a capacidade de calor da vegetação, e que suas capacidades naturais são também baixas. As capacidades artificiais são normalmente apenas grandes o bastante para a integração numérica estável, que significa que a vegetação e a cobertura de ar respondem rapidamente às mudanças do sistema.

2.2.2. Fluxos entre as camadas do solo

Fluxos entre camadas de solo são parametrizados no modelo LEAF, baseando-se em um esquema de solo de multicamadas descrito por Tremback e Kessler (1985). Esse esquema é uma modificação de esquemas descritos por Mahrer e Pielke (1977) e McCumber e Pielke (1981) com os numerosos processos interativos removidos. Os fluxos de umidade, que aparecem acima nas equações (2.11) e (2.12), são dados pela equação (TREMBACK & KESSLER, 1985):

$$F_{wgg} = \rho_w K_\eta \left(\frac{\partial(\psi + z)}{\partial z} \right), \quad (2.18)$$

onde ρ_w é a densidade da água líquida, K_η é a condutividade hidráulica, ψ é o potencial de umidade ou tensão, e z é a altura.

O modelo LEAF tem duas maneiras de calcular a condutividade hidráulica e o potencial de umidade. Uma delas é definida em Clapp e Hornberger (1978):

$$K_\eta = K_s \left[\frac{\eta}{\eta_s} \right]^{2b+3} \quad (2.19)$$

$$\psi = \psi_s \left[\frac{\eta_s}{\eta} \right]^b \quad (2.20)$$

onde η é uma quantidade adimensional representando o conteúdo de umidade do solo expresso em termos de volume de água por volume de solo e dado por,

$$\eta = \frac{W_g}{\rho_w} \quad (2.21)$$

onde K_s , ψ_s , e η_s são os valores para um solo saturado, e b é uma constante adimensional dependente da classe da textura do solo. Esses parâmetros são dados para diferentes tipos de solo na Tabela 2.2.

Tabela 2. 1: Parâmetros de solo para USDA classes de textura usada no modelo LEAF.

| Classes de solo | $\eta_f (m^3 m^{-3})$ | $\psi_f (m)$ | $K_f (ms^{-1})$ | b | $C_d (Jm^{-3}K^{-1})$ |
|------------------------|-----------------------|--------------|------------------------|-------|-----------------------|
| Areia | 0.395 | -.121 | 1.760×10^{-4} | 4.05 | 1.465×10^6 |
| Areia argilosa | 0.410 | -.090 | 1.563×10^{-4} | 4.38 | 1.407×10^6 |
| Marga arenosa | 0.435 | -.218 | 0.347×10^{-4} | 4.90 | 1.344×10^6 |
| Marga lamenta | 0.485 | -.786 | 0.072×10^{-4} | 5.30 | 1.273×10^6 |
| Marga | 0.451 | -.478 | 0.070×10^{-4} | 5.39 | 1.214×10^6 |
| Marga de barro arenoso | 0.420 | -.299 | 0.063×10^{-4} | 7.12 | 1.177×10^6 |
| Marga de barro lamenta | 0.477 | -.356 | 0.017×10^{-4} | 7.75 | 1.319×10^6 |
| Marga de barro | 0.476 | -.630 | 0.025×10^{-4} | 8.52 | 1.227×10^6 |
| Barro arenoso | 0.426 | -.153 | 0.022×10^{-4} | 10.40 | 1.177×10^6 |
| Barro lamenta | 0.492 | -.490 | 0.010×10^{-4} | 10.40 | 1.151×10^6 |
| Barro | 0.482 | -.405 | 0.013×10^{-4} | 11.40 | 1.088×10^6 |
| Turfa | 0.863 | -.356 | 0.080×10^{-4} | 7.75 | 0.874×10^6 |

A segunda opção é Van Genuchten, 1980:

$$K_\eta = K_{\eta_s} \eta_e^5 \left[1 - \left(1 - \eta_e^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad (2.22)$$

$$\psi = \frac{1}{\alpha} \left[(\eta_e)^{-1/m} - 1 \right]^{1/n} \quad (2.23)$$

onde a saturação efetiva é dada por,

$$\eta_e = \left[\frac{\eta - \eta_r}{\eta_s - \eta_r} \right] \quad (2.24)$$

onde η_r é um resíduo (mínimo possível) do valor de η e α , m e n são parâmetros empíricos dados por Carsel e Parrisch (1988). O fluxo de calor nas equações (2.15) e (2.16) é dado por

$$F_{\text{hgg}} = -\lambda \frac{\partial T_g}{\partial z} \quad (2.25)$$

onde a condutividade térmica λ é dada por uma equação quadrática,

$$\lambda = A \left(\frac{\eta}{\eta_s} \right)^2 + B \left(\frac{\eta}{\eta_s} \right) + C \quad (2.26)$$

com os coeficientes A , B e C dependentes somente da classe de textura do solo.

2.2.3. Fluxos turbulentos de umidade e calor

São definidos três parâmetros para descrever os fluxos relacionados com a vegetação no modelo LEAF. O índice de área foliar Y que é a área da superfície efetiva da vegetação exposta ao ar da copa, normalizada duas vezes pela área horizontal do mosaico completo. A fração da cobertura da vegetação ou transmissividade Γ , que é a fração da radiação pra baixo da atmosfera que é diretamente interceptada pela vegetação antes de chegar ao solo. O valor de Y é usado na determinação dos fluxos de calor sensível e latente entre vegetação e o ar da copa. É importante salientar que Γ e Y são definidos com respeito a um mosaico individual.

Os fluxos de umidade e calor sensível ilustrados na Figura 2.1 que se dão por meio de transferências turbulentas as quais envolvem diretamente o ar da copa, e suas representações no modelo LEAF são dadas por (LEE, 1992) como:

$$F_{\text{wgc}} = \frac{\rho_a (r_g - r_c)}{\mathcal{R}_d} \quad (2.27)$$

$$F_{wvc} = \frac{2.2Y\rho_a\mathcal{R}_c\sigma_w}{\mathcal{R}_b} \quad (2.28)$$

$$(F_{wgv c 2} + F_{wgv c 1}) = \frac{Y\rho_a r_c(1 - \sigma_w)}{\mathcal{R}_b + \mathcal{R}_c} \quad (2.29)$$

$$F_{wca} = -\rho_a u_* r_* \quad (2.30)$$

$$F_{hgc} = \frac{C_a \rho_a (T_v - T_c)}{\mathcal{R}_d} \quad (2.31)$$

$$F_{hvc} = \frac{2.2YC_a\rho_a(T_v - T_c)}{\mathcal{R}_b} \quad (2.32)$$

$$F_{hca} = -C_a\rho_a u_* T_* \quad (2.33)$$

Nas equações (2.28) e (2.32), para a evaporação da superfície de (ou condensação) e troca de calor com superfície vegetada, o fator de 2.2 multiplicando Y se deve ao fato do modelo considerar a contribuição dos dois lados da folha e dos talos da área da superfície vegetada, porém isso não ocorre na equação (2.29), porque os poros de transpiração (estômatos) normalmente existem somente em um lado da folha. Os termos ρ_a e C_a são a densidade e o calor específico do ar, r_c é a razão de mistura do vapor d'água e r_g é a razão de mistura do vapor d'água para a superfície do solo.

$$r_g = \beta \tilde{r}_g + (1 - \beta)r_c \quad (2.34)$$

onde \tilde{r}_g é dado por Philip (1957),

$$\tilde{r}_g = r_{T_g} e^{\left[\frac{G\psi}{R_v T_g}\right]} \quad (2.35)$$

com r_{T_g} sendo a razão de mistura para o vapor d'água saturado a uma temperatura T_g , G é a aceleração da gravidade e R_v é a constante dos gases para o vapor d'água.

Por outro lado, o parâmetro de peso β é calculado seguindo Lee e Pielke (1992):

$$\beta = .25 \left\{ 1 - \cos \left[\min \left(1, \frac{\eta_g}{\eta_{fc}} \right) \pi \right] \right\}^2 \quad (2.36)$$

A razão de mistura do vapor do ar da copa é prognosticada através da equação (2.9) usando a relação,

$$r_c = \frac{W_c}{\rho_a \Delta z_c}, \quad (2.37)$$

onde Δz_c pode ser interpretado como uma profundidade efetiva do ar da copa, que pode ser artificialmente feita maior que a atual altura da copa para aumentar a capacidade de armazenamento de umidade.

O parâmetro σ_w é uma fração de área foliar que é coberta por uma superfície de água (chuva ou orvalho) e funciona como uma função peso para dividir a área foliada que é coberta por uma superfície de água separada em partes: evaporação e transpiração. Esse parâmetro é dado por

$$\sigma_w = \left(\frac{W_v}{W_{vm} Y} \right)^{\frac{2}{3}}, \quad (2.38)$$

onde $W_{vmax} = 0.2 \text{ Kg m}^{-2}$ é considerado como a capacidade máxima de armazenamento de umidade na superfície de uma folha individual (DEARDOFF, 1978), e W_v não pode exceder $W_{vmax} Y$. Os parâmetros de fluxos u_* , T_* e r_* são baseados na teoria da superfície similar (Louis 1981) que usa gradientes verticais de velocidade, temperatura, e razão de mistura do vapor entre o nível atmosférico mais baixo e do ar da copa.

Os parâmetros de resistência \mathcal{R}_b , \mathcal{R}_c e \mathcal{R}_d (LEE, 1992) têm unidades de $[s \text{ m}^{-1}]$ e são os inversos dos coeficientes de mistura. Eles representam a resistência para o fluxo entre a superfície de vegetação e o ar da copa, através do estômato da vegetação e entre o solo e ar da

copa, respectivamente. A resistência aerodinâmica entre a superfície vegetada e o ar da copa é dada por,

$$\mathcal{R}_b = \frac{1 + 0.55Y}{(C_1 u_*)^{0.5}} \quad (2.39)$$

onde C_1 é dado por

$$C_1 = .026 \left(\frac{1 - e^{-2n}}{2n} \right)^{0.5} \quad (2.40)$$

em que n é um coeficiente de decaimento adimensional para o perfil de vento no ar da copa, que é suposto variar exponencialmente com a altura. Os valores para n alcançam de 0.4 para vegetação escassa até 4.0 para a vegetação densa.

A resistência aerodinâmica \mathcal{R}_d entre o solo e o ar da copa é expressa como um peso médio de resistência \mathcal{R}_{dg} , sem vegetação, e resistência \mathcal{R}_{dv} , com vegetação densa, pelas fórmulas (GARRANTT, 1992)

$$\mathcal{R}_d = \mathcal{R}_{dg} \max(1 - C_2, 0) + \mathcal{R}_{dv} \min(C_2, 1) \quad (2.41)$$

$$\mathcal{R}_{dg} = 5/u_* \quad (2.42)$$

$$\mathcal{R}_{dv} = \frac{\ln(z_a/z_{ov})}{k^2 u} \frac{z_v}{n(z_{ov} - z_{dv})} \left\{ \exp(n) - \exp \left[n \left(1 - \frac{z_{dv} + z_{ov}}{z_v} \right) \right] \right\} \quad (2.43)$$

onde o peso C_2 é dado por

$$C_2 = 1.1 \frac{Y}{Y_c} \quad (2.44)$$

A função de resistência dos estômatos \mathcal{R}_c representa o grau de fechamento do estômato da planta, pelo qual acontece a transpiração, e é dado por

$$\mathcal{R}_c = [1 + e^{-S_1(T_v - b_1)}][1 + e^{-S_2(T_v - b_2)}][1 + e^{-S_3(R_{s1} - b_3)}][1 + e^{-S_4(\max(\psi_1, \psi_2) - b_4)}][1 + e^{-S_5(r_l - b_5)}] \mathcal{R}_{cm} \quad (2.45)$$

onde os cinco termos entre colchetes representam as contribuições do fechamento dos estômatos causado por uma excessiva temperatura morna, das temperaturas frias, da falta de fluxo radiativo solar $R_{s\downarrow}$, falta de água nas camadas de solo incluído a zona da raiz da planta e da baixa razão de mistura de vapor no ar da copa r_l .

A equação (2.29) determina o fluxo de umidade líquida para o ar da copa pela transpiração. A quantidade fracionada dessa umidade que é extraída para cada nível de solo sendo calculada como

$$F_{\text{wgvc } i} = \frac{r_i/\psi_i}{\sum_i r_i/\psi_i} \quad (2.46)$$

onde o índice i em F , r , ψ , e \sum denota a camada do solo, r_i é a densidade de raiz de uma camada, uma propriedade definida para cada tipo de vegetação, ψ_i é a tensão água do solo para a camada.

2.2.4. Fluxos radiativos de onda longa

A radiação de onda longa é emitida, absorvida e refletida pela a atmosfera, vegetação, solo e corpos hídricos permanentes. O solo e a vegetação atuam como aproximadamente um corpo negro para a radiação de onda longa, isto é, tem uma alta emissividade (baixa refletividade). É suposto no modelo LEAF que não ocorra uma múltipla reflexão de onda longa, ou seja, uma vez a onda refletida é considerada ser completamente absorvida na próxima superfície alcançada.

Os fluxos radiativos de onda longa trocados entre as componentes do modelo são representados pelas seguintes equações (WALKO *ET AL*, 2000).

$$F_{vva} = \varepsilon_v T_v^4 \Gamma [1 + (1 - \Gamma)] - R_{L\downarrow} \Gamma [\varepsilon_v + (1 - \Gamma)] \quad (2.47)$$

$$F_{vgv} = \varepsilon_v \varepsilon_g \sigma \Gamma [T_g^4 - T_v^4] \quad (2.48)$$

$$F_{vga} = [\varepsilon_g \sigma T_g^4 (1 - \Gamma) - R_{L\downarrow} (1 - \Gamma) \varepsilon_g] \quad (2.49)$$

2.2.5. Fluxos radiativos de onda curta

No modelo LEAF a vegetação é considerada opaca. Definindo $R_{s\downarrow}$ como a radiação de onda curta no fundo da atmosfera, as radiações de ondas curtas recebida pela vegetação e no topo da camada de solo são dadas respectivamente, por (WALKO *ET AL*, 2000):

$$S_v = R_{s\downarrow} \Gamma [1 - \alpha_v], \quad (2.50)$$

$$S_g = R_{s\downarrow} (1 - \Gamma) (1 - \alpha_g) \quad (2.51)$$

onde α_v e α_g são o albedo da vegetação e solo, respectivamente.

2.2.6. Fluxos de precipitação

As parametrizações de microfísica de volume e convecção no BRAMS produzem fluxo de umidade e energia devido à sedimentação dos hidrometeoros. São calculados umidade e fluxo de energia para as parametrizações combinadas como F_{wa} e F_{ha} . A partição desses fluxos para a vegetação e componentes da superfície da água no modelo LEAF é baseado na fração de cobertura da vegetação de acordo com (WALKO *ET AL*, 2000):

$$F_{wav} = F_{wa} \Gamma \quad (2.52)$$

$$F_{hav} = F_{ha} \Gamma \quad (2.53)$$

Quando o conteúdo de umidade na superfície de vegetação (de uma combinação de precipitação interceptada e formação de orvalho) excede o valor limitante de W_{vmax} Y , a quantidade excedida é primeiro trazido para o equilíbrio térmico com a vegetação devido à transferência de calor e é então retirado da vegetação para entrar na água de superfície de alguma categoria.

2.2.7. Mosaicos não vegetados

Quando a superfície é completamente descoberta, não tendo nenhuma influência da vegetação devida a algum corpo de água permanente, o conjunto de equações prognósticas (2.9-2.16) do modelo é simplificado pela eliminação de todos os termos que envolvem diretamente a vegetação.

Os fluxos turbulentos separados são avaliados para a superfície para a transferência de altura da rugosidade e para a altura da rugosidade atmosférica livre seguindo Garratt (1992). O comprimento da rugosidade para um corpo de água permanente é baseado numa parametrização da altura da onda relacionada com a velocidade do vento instantânea no local (CHARNOCK, 1955; GARRATT, 1992), sendo dado por

$$z_{og} = \max\left(0.0001, \frac{0.16u_*^2}{g}\right). \quad (2.54)$$

2.2.8. Fluxos combinados entre os mosaicos

Cada mosaico ocupa uma fração da área horizontal A_M de uma coluna da grade no modelo BRAMS. O momento líquido, umidade, calor sensível, fluxos de onda longa, e fluxos de onda curta entre a atmosfera e as componentes do modelo LEAF são as integrais de fluxos

sobre todos os mosaicos, pesados pela correspondente fração da área do mosaico. Uma vez que os valores de u_* , T_* e r_* para cada mosaico, são calculados da teoria da similaridade da camada da superfície (LOUIS, 1981), uma integral da camada da superfície do fluxo do momento sobre todos os mosaicos é dada por Louis, 1979:

$$\overline{u'w'} = - \left(\frac{u}{\sqrt{u^2 + v^2}} \right) \sum_{\rho=1}^{NM} A_M(u_*^2)_M \quad (2.55)$$

$$\overline{v'w'} = - \left(\frac{v}{\sqrt{u^2 + v^2}} \right) \sum_{\rho=1}^{NM} A_M(u_*^2)_M \quad (2.56)$$

e a temperatura média e os fluxos de vapor d'água são:

$$\overline{u'T'} = - \sum_{\rho=1}^{NM} A_M(u_*T_*)_M \quad (2.57)$$

$$\overline{u'r'} = \sum_{\rho=1}^{NM} A_M(u_*r_*)_M \quad (2.58)$$

onde NM é o número de mosaicos dentro de uma coluna da grade, o primo denota flutuações turbulentas dos valores médios e as barras sobre denotam médias de flutuações turbulentas.

2.2.9. Parâmetros de vegetação do modelo

O modelo LEAF atualmente usa o BATS (*Biosphere-Atmosphere Transfer Schema*) (DICKINSON, ET AL., 1986) com classes de vegetação para definir muitos dos parâmetros, embora os processos físicos representados no BATS não sejam usados. Os parâmetros de vegetação adotados pelo BATS incluem o índice de área foliar, fração de cobertura, deslocamento da altura, altura da rugosidade, albedo e emissividade. Desses, o índice de área foliar e a fração de cobertura, têm uma simples dependência sazonal. Outras

características da vegetação incluem parâmetros dos estômatos, capacidade de armazenamento de calor e profundidade da zona de raízes também deve ser especificada. A especificação independente de cada um desses parâmetros é opcional quando autoriza a avaliação de dados.

A fonte de dados padrão para inicialização das classes de vegetação e outras características da superfície utilizada no modelo LEAF é o conjunto de dados de Ecossistema Global (Olson, 1994^a, b), que é arquivado no centro de dados EROS. Um total de 94 classes de ecossistemas são definidos numa grade com aproximadamente 1 Km de espaçamento. Para o BRAMS esses dados vêm sendo reprojatados sobre uma latitude-longitude de grade com 30 segundos de espaçamento de grade.

O trabalho é planejado pelo Laboratório Nacional de Recursos Ecológicos (NREL) na Universidade Estadual do Colorado para definir parâmetros físicos, tais como índice de área foliar, fração de cobertura, albedo, perfil de raízes e altura da rugosidade, para cada uma das 94 classes do Ecossistema Global.

Na atual pesquisa, o modelo LEAF tem sido acoplado com o modelo de crescimento de plantas CENTURY (PARTON, 1996), e GEMTM (CHEN & COUGHENOUR, 1994). Esses modelos promovem valores dinâmicos de parâmetros físicos para o modelo LEAF em resposta para a meteorologia e previsões de água de solo dos modelos BRAMS e LEAF. Esse sistema interativo propicia uma ferramenta que pode ser usada para estimar mudanças em longo prazo e a interação entre ecossistemas e previsões climáticas em longo prazo.

2.3. Modelo TOPMODEL

O TOPMODEL é um modelo hidrológico conceitual baseado em grade regular descrito por Beven e Kirkby (1979), e amplamente utilizado na previsão de escoamento de água no solo. O modelo é baseado na teoria da contribuição variável para a formação do escoamento e estima o déficit hídrico no solo e área fonte saturada a partir de características topográficas e do solo.

O transporte de subsuperfícies de água, descrito pelo TOPMODEL, acontece sobre uma escala de distancia horizontal característica de dezenas a centenas de metros, que é menor que o espaçamento de grade usado em muitas das aplicações do BRAMS. No acoplamento do TOPMODEL com o modelo LEAF, a água é redistribuída entre os mosaicos na sub-grade. Não é considerada uma relação espacial entre os mosaicos, e um mosaico individual pode representar várias áreas desconectadas.

Os mosaicos para os quais o modelo TOPMODEL é aplicado são denominados grupo, e a redistribuição de água também é um grupo. Um grupo pode estender-se por mais de uma célula adjacente ou uma célula pode conter mais de um grupo. Um grupo normalmente representa ou represas menores ou áreas de correnteza local dentro do qual a distribuição lateral de água pode acontecer. Um mosaico representa coletivamente todas as áreas dentro dessas represas tendo uma tendência similar para ganho ou perda de água pelo transporte lateral.

Os processos físicos e equações do modelo TOPMODEL são baseados e dados por Beven e Kirkby (1979), Beven (1982), e Sivapalan et al., (1987). O fluxo de água é proporcional à condutividade hidráulica saturada, que decresce exponencialmente com a profundidade de acordo com,

$$K_s(z) = K_0 \exp(fz), \quad (2.59)$$

onde K_0 é o valor da condutividade hidráulica na superfície, f^{-1} é um parâmetro positivo da enésima camada da profundidade de K_s e z é o negativo da profundidade da bacia hidrográfica, sendo $z = 0$ na superfície e diminuindo com a profundidade. Beven (1982, 1984) tem mostrado que essa simples relação parece ser uma aproximação razoável para um grande número de solos. Essa relação é baseada nas medidas de condutividades para diferentes profundidades. Esse perfil de condutividade hidráulica implica que a filtração da umidade é muito lenta além de certa profundidade no solo, e que a precipitação infiltrando suficiente tenderia a formar uma *bacia hidrográfica suspensa* debaixo da qual o solo é saturado e sobre o qual é subsaturado. O modelo considera a bacia hidrográfica paralela a superfície do solo. O declive $\tan \beta$ indica a direção do fluxo lateral da água na zona saturada. O fluxo total da bacia hidrográfica por unidade de comprimento do contorno topográfico é o produto da $\tan \beta$ e a condutividade hidráulica integrada verticalmente para uma grande profundidade onde a condutividade se anula para a altura z_i e pode ser escrita (Lei de Darcy),

$$q = T_0 \tan \beta \exp(f z_i), \quad (2.60)$$

onde $T_0 = K_0 f^{-1}$ e é transmissividade do solo completamente saturado.

Da Eq. (2.60) e da topografia local existe uma tendência em longo prazo para o solo de uma localização particular para ser mais molhado ou mais seco que a média (represa ou grupo) local e esta é calculada por considerar uma situação de recarregar de um estado firme e uniforme horizontalmente pela precipitação por uma taxa R ($m^2 s^{-1}$).

O fluxo q para uma determinada localização é comparado com o produto aR , e a Eq. (2.60) é resolvida para um valor local de z_i , que é dado por

$$z_i = \frac{1}{f} \ln \left(\frac{aR}{T_0 \tan \beta} \right), \quad (2.61)$$

onde a é a drenagem, de largura unitária, localizada acima do ponto i .

A taxa de recarga R é eliminada dessa equação pela integração sobre a área total A do grupo de mosaicos; resolvendo a equação integrada para R , e substituindo o resultado da expressão no interior da equação, que é dada por

$$z_i = \bar{z}_i + \frac{1}{f}(W - \bar{W}) \quad (2.62)$$

onde

$$\bar{z}_i = \frac{1}{A} \int_A z_i dA \quad (2.63)$$

$$W = \ln\left(\frac{aT_e}{T_0 \tan \beta}\right) \quad (2.64)$$

$$\bar{W} = \frac{1}{A} \int_A W dA \quad (2.65)$$

$$\ln T_e = \frac{1}{A} \int_A \ln T_0 dA. \quad (2.66)$$

O *índice de umidade* W é uma função do declive local do terreno, condutividade hidráulica e da área de drenagem que fica acima do ponto considerado, e \bar{W} é uma área média do índice de umidade por grupo; ambos as propriedades são independentes do tempo.

A equação (2.62) descreve a altura local do estado firme da bacia hidrográfica em termos da área média \bar{z}_i e o desvio do índice de umidade local dessa área média sobre condições de recarga de precipitação uniforme temporalmente e espacialmente sobre o grupo. As formulações atuais do TOPMODEL são baseadas no estado firme dado em (BEVEN & KIRKBY 1979; BAND ET AL., 1993).

Para melhor representar o transporte lateral da água no solo no acoplamento dos modelos, deve-se ter conhecimento que os modelos BRAMS e LEAF explicitamente tratam das transições de recarga de precipitação e da perda por evapotranspiração da umidade do

solo. Por outro lado, por causa da corrente inicial de precipitação forte no declive do terreno redistribuindo a água lateralmente antes da infiltração, por causa da infiltração da taxa de evapotranspiração, ambas dependem da umidade do solo, da entrada de líquido ou da perda de água no solo por fluxo vertical, não é espacialmente uniforme. Devido a correnteza inicial causada por uma precipitação forte no terreno inclinado, a redistribuição de água lateral antes da infiltração no solo não espacialmente uniforme, e por causa da taxa de infiltração e evapotranspiração ambas dependeram da umidade de solo, a entrada ou perda líquida de água do solo por fluxos verticais não são espacialmente uniformes. Então é considerada uma constante espacial e temporal R na resolução da Eq. (2.62).

Por outro lado, a Eq. (2.62) representa uma relação em longo prazo entre a topografia e a umidade do solo que tem sido aproximadamente avaliada em alguns experimentos de campo (BEVEN, 1984, 1986). O modelo usa o índice de umidade para caracterizar os efeitos em longo prazo do transporte lateral da água do solo para combinar o transporte de muitas áreas de terra dissimilar, [isto é uma grande declividade do terreno $\tan \beta$ e uma grande área de drenagem acima a com pequenas inclinações e áreas de represas, como é possível ver na Eq. (2.64)], em grupos de umidade similar, que é mais eficiente que o tratamento em áreas terrestre dissimilares individualmente. A opção de explicitamente rodar a descida da água de solo para cada uma das configurações através de uma seqüência de mosaicos espacialmente conectados é computacionalmente impraticável para muitas aplicações. Nesse caso, em lugar de aplicar a distribuição do estado firme de água instantaneamente, é introduzida uma escala de tempo característica \mathcal{T} , definida no decorrer dessa seção. Dessa maneira o TOPMODEL provê uma taxa de redistribuição no lugar de uma distribuição de estado firme.

Nos modelos acoplados, essa taxa é avaliada e aplicada por incrementos para cada passo de tempo do TOPMODEL, com $\Delta t_{\mathcal{T}}$ na transferência de água do solo entre mosaicos de acordo com (referencia)

$$\frac{z_{iu} - z_{ic}}{\Delta t_{\mathcal{T}}} = \frac{(z_i - z_{ic})}{\mathcal{T}}, \quad (2.67)$$

onde z_{ic} e z_{iu} são as alturas atuais e atualizadas, respectivamente das bacias hidrográficas do modelo em um mosaico e z_i é o valor do estado firme para o TOPMODEL dado pela Eq. (2.62). O passo de tempo $\Delta t_{\mathcal{T}}$ é normalmente mais curto que \mathcal{T} . A aplicação incrementada da distribuição de água no TOPMODEL permite a interação entre os modelos e acomodação das transições entre, fontes e sumidouros de água do solo espacialmente não homogênea no modelo LEAF.

Na aplicação da Eq. (2.67) no modelo LEAF, os mosaicos são cada um deles previamente determinado por um valor apropriado do índice de umidade e a fração da área de um grupo baseado nas informações topográficas e solo. O valor médio do grupo de \bar{W} é calculado pelo somatório sobre os valores individuais de W , tendo como peso a fração da área. Os valores atuais de z_{ic} para a altura da bacia hidrográfica para cada mosaico é calculada baseado no prognóstico do perfil de água do solo no modelo LEAF. Isso é feito por contagem dos níveis de solo saturados acima do fundo e parando antes do primeiro nível que contenha uma umidade menor que 95% de saturação. A atual altura média da bacia hidrográfica, \bar{z}_i , para o grupo é calculada como soma das áreas-peso de z_{ic} . As Eq. (2.62) e (2.67) retornam uma distribuição de z_{iu} que tem o mesmo valor médio que z_{ic} e isso conserva a água total *em baixo da* bacia sobre o grupo.

O conteúdo de água na zona não saturada *sobre* a bacia hidrográfica é conservada ambas, globalmente e em cada mosaico, por deixar isso inalterado durante o ajustamento da bacia no modelo TOPMODEL. É possível para a distribuição de água lateral para o solo

completamente saturado num mosaico e produzir um excesso de água sobre a superfície do chão conhecida como fluxo de saturação sobre a terra, SOF (*Surface Overland Flux*). O mosaico de terreno baixo pode representar um fluxo para um reservatório, do qual a água pode ser rodada fora de mosaico e uma célula de grade através de sistema de rios, ou pode representar um lago ou área com um escoamento pobre que coleta águas estagnadas com precipitação suficiente.

O fluxo de água lateral na zona saturada na Eq. (2.60) descreve, além de redistribuição dentro uma represa, uma perda de água líquida da represa por um fluxo ou um terreno baixo conhecido como fluxo de base. Isto é incluído pela seguinte equação que é obtida pela combinação das equações (2.61), (2.62), e (2.64),

$$R = T_e \exp(f\bar{z}_i) \exp(-\bar{W}), \quad (2.68)$$

onde R é a taxa de precipitação requerida para manter uma altura da bacia hidrográfica firme para um valor particular de \bar{z}_i , ou, equivalentemente, como a taxa líquida de água perdida (por fluxo de base) na ausência de precipitação. Essa água removida contribui para um abaixamento da média do grupo da altura da hidrográfica \bar{z}_i a uma velocidade R/η_s , onde η_s é a fração do volume que pode ser ocupado pela água. O parâmetro das camadas do solo f^{-1} dividida pela velocidade da bacia hidrográfica pra baixo promove a medida da resposta característica do tempo do TOPMODEL, que foi usado na Eq. (2.67) e é escrita com a ajuda da Eq. (2.68) como

$$\mathcal{T} = \frac{\eta_s}{fT_e \exp(f\bar{z}_i) \exp(-\bar{W})}. \quad (2.69)$$

Aqui, \mathcal{T} pode ser interpretado como a constante de decaimento do fluxo de base que, na ausência de entrada ou perda líquida de água na superfície, a umidade decresce exponencialmente no tempo. A equação (2.67) pode ser escrita em termos de \mathcal{T} como

$$R = \frac{\eta_s}{fT}. \quad (2.70)$$

O fluxo de base de água é removido do grupo de mosaicos para cada passo de tempo no TOPMODEL, numa quantidade $R\Delta t_T$, similar a aplicação da (2.67), sendo então transferido para o grupo de mosaico de terreno baixo.

2.4. Índice de Vegetação por Diferença Normalizada – IVDN

Atualmente, vem-se levando em conta os efeitos devido à quantidade de vegetação verde e sua influência no ciclo da água, ozônio ou o carbono, o que significa que a cobertura vegetal é um dado determinante em todos os modelos de acompanhamento da biosfera e da atmosfera.

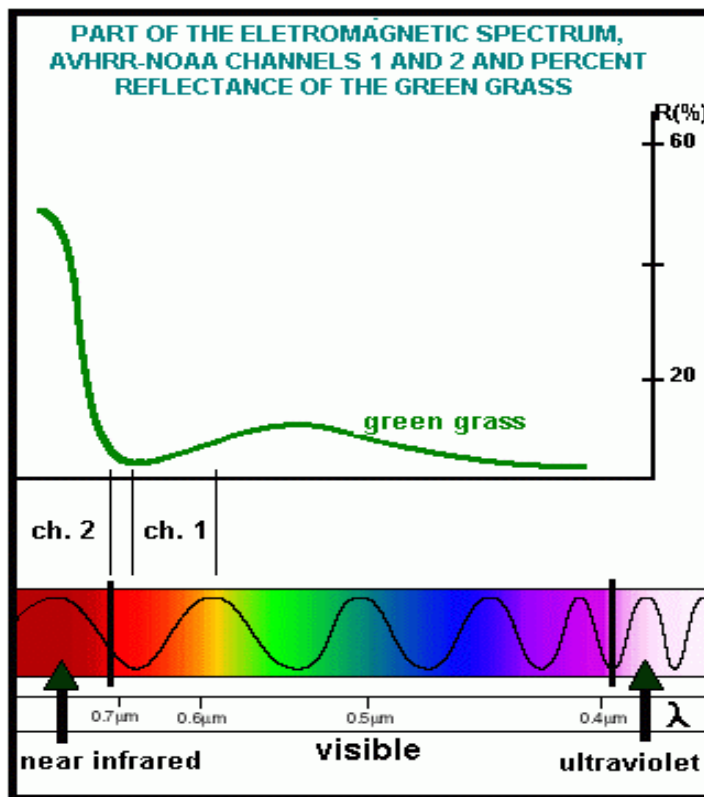


Figura 2.2 – Refletâncias aproximadas (R), em porcentagem, da grama de acordo com o canais 1 e 2 do AVHRR. Note a baixa refletância da grama no canal 1 e a alta refletância no canal 2. Diagrama retirado e adaptado do sitio do USGS, EROS Data Center - Science. (Adaptação da figura de RAUL FRITZ BECHTEL TEIXEIRA, FUNCEME 2006)

A refletância da vegetação é uma função do comprimento de onda, onde é fraca no comprimento de ondas curtas (ultravioleta e visível até $0,5 \mu m$), mas passa por máximo relativo no verde ($0,55 \mu m$) diminuindo no vermelho até conhecer um máximo na refletância no infravermelho próximo (ver Fig. 2.2). Esse comportamento da vegetação é devido a alguns pigmentos nas folhas verdes, principalmente a clorofila que tem duas bandas de absorção no azul e no vermelho para uso na fotossíntese. E o máximo de refletância no infravermelho próximo é devido à estrutura anatômica das folhas e além de $1,3 \mu m$ o comportamento espectral dos vegetais é essencialmente função do seu teor de água.

O IVDN é obtido a partir de combinação simples dos canais vermelho e infravermelho próximo, e de uma diferença normalizada:

$$IVDN = \frac{IVP - VIS_{ver}}{IVP + VIS_{ver}} = \frac{\text{canal 2} - \text{canal 1}}{\text{canal 2} + \text{canal 1}} \quad (2.71)$$

onde IVP é o canal do infravermelho próximo e VIS_{ver} é canal do visível no vermelho. A normalização permite eliminar em parte as variações simultâneas de iluminação nas duas bandas devido principalmente as heterogeneidades da estrutura da paisagem observada (inclinação) ou as condições de tomadas de vistas diferentes.

O valores de IVDN podem ser 0 ou 1 sobre o continente, porém são negativos sobre o mar, isso acontece por que a água tem uma baixa refletância no infravermelho próximo. O índice por ser escrito de outra forma, definindo uma Taxa Simples $TS = IVP/VIS_{ver}$,

$$IVDN = TS - 1/TS + 1. \quad (2.72)$$

A resposta espectral de uma cobertura vegetal abundante é forte no canal 2 e fraco no canal 1 enquanto uma cobertura vegetal pouco densa e/ou empobrecida é fraca no canal 2 e mais elevada no canal 1. Este índice aparece, por conseguinte, como um método cômodo de

discriminação dos tipos de cobertura para uma dada imagem. Pode igualmente ser utilizado para estudar as conseqüências para a vegetação da variabilidade climática interanual, como os efeitos da seca. O acompanhamento sazonal é, por conseguinte, possível à condição de dispor suficientemente de imagens desprovidas de cobertura nebulosa e cujos dados sejam certamente comparáveis. Porém, a maior parte dos estudos mostra uma boa correlação entre o valor de IVDN e a quantidade de biomassa (BARETET ET AL., 1988).

As medidas ao solo mostram que uma relação simples liga o IVDN à biomassa verde; até certo valor de saturação o IVDN continua a ser constantes. Um dos produtos responsáveis por essa relação é o *IAF* (Índice de Área Foliar) ou como definido anteriormente no LEAF apenas Y que representa a superfície total das folhas contidas numa coluna de altura igual à cobertura por unidade de superfície.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. Configuração do arquivo RAMSIN para a execução do modelo BRAMS

Um dos arquivos que fazem parte do modelo BRAMS é o RAMSIN, esse arquivo é o responsável pelas as informações de inicialização do modelo, como tamanho da grade, número de níveis verticais, tipo de vegetação, tipo de solo, etc. Nos parágrafos seguintes serão dados as opções e arquivos de inicialização que foram usados nas simulações realizadas neste trabalho.

Conforme dito anteriormente o modelo utilizado neste trabalho foi o BRAMS (*Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*) que é tridimensional, não hidrostático, consistindo de equações de conservação do momento, calor, umidade e massa, desenvolvido em conjunto pela ATMET, CPTEC/INPE, IAG/USP e IME/USP, e foi executado operacionalmente no Departamento de Meteorologia - DEMET da Fundação Cearense de

Meteorologia e Recursos Hídricos - FUNCEME. A grade da simulação foi definida com resolução horizontal de 30 km com 50x50 pontos e centrada no ponto 6°S e 38°W, cobrindo toda a região da caatinga no Nordeste do Brasil. Na vertical foram adotados 35 níveis atmosféricos e nove níveis de solo. Nos limites laterais foi aplicado um “nudging” de 1000 segundos e 43200 segundos para o topo do domínio e 1700 metros para o topo do domínio em relação à altura, no interior do domínio nenhum “nudging” foi aplicado de forma que a própria dinâmica do modelo determine a qualidade da simulação.

As parametrizações de radiação de onda longa e curta foram ativadas segundo Harrington (1997) que é um esquema mais detalhado e computacionalmente mais dispendioso do BRAMS. Esse esquema leva em conta a interação da radiação com todos os tipos de hidrometeoros resolvidos pelo BRAMS, possibilitando um resultado mais realista do esfriamento radiativo na atmosfera e nos fluxos de superfície. A parametrização das nuvens Cúmulos congestus é do tipo Grell (2002) e aquela de cúmulos rasos o que fornece um rol de amplo fechamento. A difusão turbulenta segue a proposta de Mellor e Yamada (1982) que é um esquema não local (opção do RAMSIN IDIFFK=1) onde os coeficientes de difusão turbulenta vertical, K_{mv} e K_{hv} , são diagnosticados a partir da energia cinética turbulenta e a parametrização de microfísica segue o que foi proposto por Walko *et al* (1995) e foi ativada no nível três, de modo a considerar a produção de precipitação a partir da evolução do espectro de gotas, em nuvens com características estratiformes. As condições de fronteira lateral utilizada foram as de Klemp e Wilhelmson (1978).

3.1.1. Arquivos de Superfície

Os arquivos de superfície ou condições de contorno são lidos ao longo de toda a simulação e foram produzidos no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos -

CPTEC em formato *grib* contendo o estado da atmosfera em uma grade gaussiana. Estes arquivos contêm informações das condições iniciais e de fronteira do BRAMS.

A topografia (ITOPTFN='topo/EL') foi inicializada com o conjunto de dados globais com resolução de 1 km.

A temperatura de superfície do mar (TSM) são dados semanais de 2003 e para a vegetação (IVEGTFN= 'ogedata/GE') foram usados dados padrões do RAMS 6.0 que contém dados de superfície, os quais são uma média de abril 1992 até março de 1993, em IVDN, obtida a partir da AVRHH com resolução espacial de 1 km.

A textura de solo (ISOILFN= 'FAO_INPE/FAO') padrão do BRAMS para o território brasileiro tem os dados fornecidos e atualizados pelo Instituto Nacional de Pesquisa Espacial - INPE.

Os dados de índice de vegetação por diferença normalizada (NDVIFN='NDVI-MODIS/N') foram obtidos a partir dos dados coletados de 2001 a 2002 e processados pelo Laboratório de Sensoriamento Remoto e biofísico Terrestre do Arizona, EUA e foi reformatado para uso no BRAMS. Esse conjunto de dados é mensal e possui uma resolução espacial de 30 segundos.

3.2. Cálculo das Variáveis no Modelo

Vários algoritmos existem para derivar Índice de Área Foliar (IAF) do conjunto de dados de Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (IVDN) (SELLERS ET AL. 1996; NEMANI ET AL. 1996). O algoritmo introduzido por Sellers *et al.* (1996) foi aplicado neste estudo como segue. Primeiro, a tabela de consulta foi criada para relacionar a classe de vegetação usada no BRAMS com aquela usada no SiB2 (*Simple Biosphere Model*) (LU 1999;

LU ET AL. 2001), então, a taxa simples (TS) foi calculada, baseada na relação $RS = 1 + IVDN/1 - IVDN$. A Fração Fotossintética da Radiação Ativa ($FFRA$) é então dada por,

$$FFRA = \frac{(TS - TS_{i,min})(FFRA_{max} - FFRA_{min})}{(TS_{i,max} - TS_{i,min})} + FFRA_{min}, \quad (3.2)$$

onde $FFRA_{max} = 0.950$, $FFRA_{min} = 0.001$, $FFRA_{max}$ e $FFRA_{min}$ são independente do tipo de vegetação, $TS_{i,max}$ é igual ao valor TS correspondendo 98% do $IVDN$ da população i , e $TS_{i,min}$ é igual ao valor correspondente a 5% da população $IVDN$.

É considerado que a relação entre $FFRA$ e IAF para uma vegetação distribuída uniformemente para uma escala regional pode ser descrita por uma equação exponencial (MONTEITH & UNSWORTH 1990) com a forma

$$IAF = IAF_{i,max} \frac{\log(1 - FFRA)}{\log(1 - FFRA_{max})}, \quad (3.3)$$

onde $IAF_{i,max}$ é o índice de área foliar verde máximo definido pelo tipo de vegetação i . Para a vegetação agrupada, por exemplo, árvores coníferas e arbustos, a equação se torna,

$$IAF = IAF_{i,max} \frac{FFRA}{FFRA_{i,max}}. \quad (3.4)$$

Nos casos onde há uma combinação da distribuição uniforme e agrupada da vegetação,

$$IAF = (1 - F_{cl})IAF_{i,max} \frac{\log(1 - FFRA)}{\log(1 - FFRA_{max})} + F_{cl} \frac{IAF_{i,max} FFRA}{FFRA_{max}}, \quad (3.5)$$

onde F_{cl} é a fração de vegetação acumulada na área da grade. O valor de F_{cl} para cada classe de cobertura da terra pode ser encontrado em Sellers *et al.* (1996).

3.3. Desenho do Teste de Sensibilidade

Neste trabalho foram realizadas três simulações com o objetivo de analisar a sensibilidade do modelo BRAMS às variações dos parâmetros de superfície tais como umidade de solo e tipo de vegetação sobre a região Nordeste do Brasil para o período de janeiro a junho de 2003 além de fazer uma validação com dados observados pela FUNCEME no litoral do estado do Ceará no mesmo período do ano de 2005.

3.3.1. Simulações

Todas as simulações foram inicializadas com o mesmo arquivo RAMSIN, porém os parâmetros de superfície foram modificados com o objetivo de obter e analisar a resposta do modelo. O teste foi idealizado da seguinte forma: primeiro foi realizado a simulação controle; na segunda simulação foi modificado o tipo de vegetação de *Decíduos shrub* (Fig. 4.1) que é a savana africana, (essa opção é a que melhor representa a vegetação da caatinga no modelo) para semi-deserto (Fig. 4.1); na terceira, variou-se a umidade de solo e manteve-se a mesma vegetação da simulação controle.

Simulação controle (SIM00):

- A umidade de solo utilizada foi baseada na precipitação prevista pelo modelo no período considerado pela simulação;
- O tipo de vegetação utilizado foi o *Decíduos shrub* do arquivo padrão do RAMS 6.0. Esse tipo de vegetação é similar à caatinga, pois apresenta uma variação sazonal na fração de cobertura vegetal.

Teste da sensibilidade à variação do tipo de vegetação (SIM01):

- A vegetação foi modificada de *Decíduos Shrub* (tipo 13) para semi-deserto (tipo 10) ver Fig.4.1.

- Nessa simulação a umidade de solo foi feita 70% dos valores considerados na simulação controle.

Teste de sensibilidade do modelo à variação da umidade de solo (SIM02):

- A classe de vegetação na região da caatinga continua sendo tipo 13 (*Decíduos shrub*), porém a umidade do solo é feita 70% dos valores considerados na simulação controle.

4. RESULTADOS

Neste trabalho são analisados e discutidos, os seguintes campos: temperatura do ar, umidade do solo, cobertura de nuvem, precipitação acumulada, cobertura vegetal, fluxo de calor sensível, latente e taxa de Bowen, para os seis meses do ano de 2003 na região da caatinga, no Nordeste do Brasil. Na Figura 4.1 é mostrada a distribuição das classes de vegetação sobre a região Nordeste do Brasil, porém o estudo de sensibilidade do modelo se concentrou sobre a caatinga.

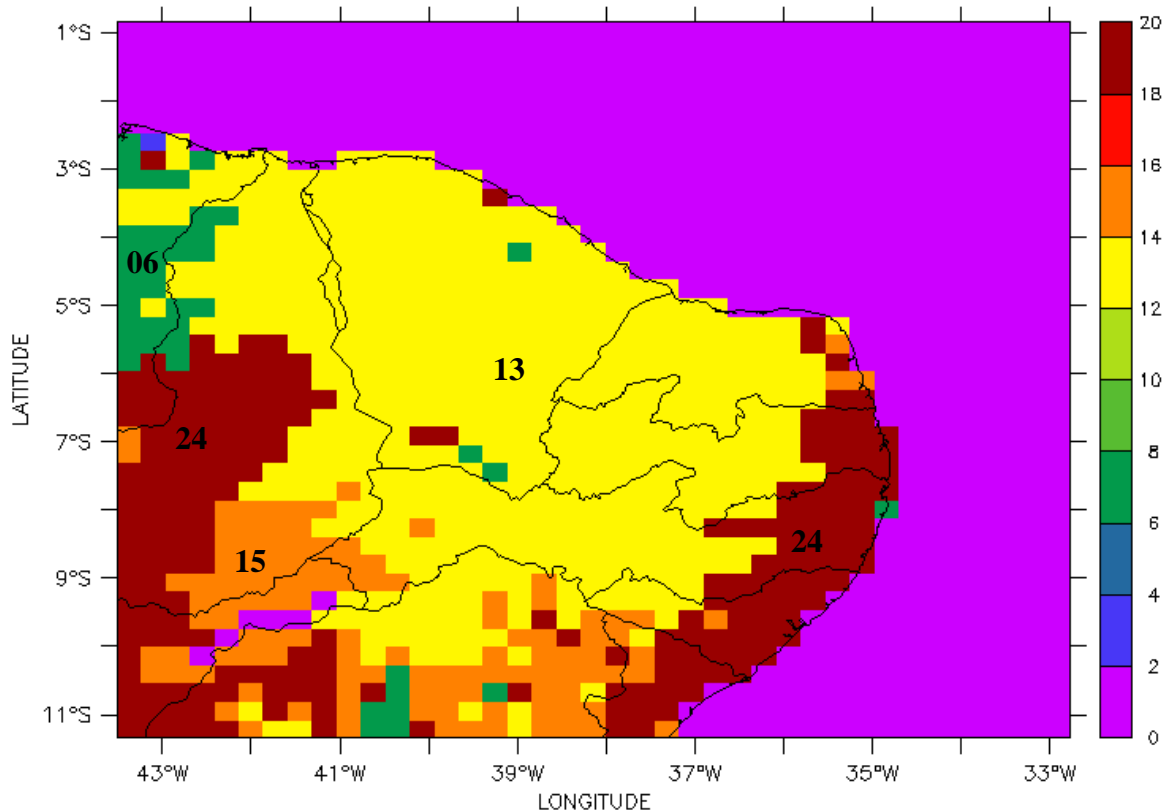


Figura 4.1 – Mapa dos principais tipos de vegetação do modelo RAMS (arquivos padrões) para o Nordeste do Brasil, onde o amarelo representa a caatinga (*decíduos shrub*) tipo 13, o marrom representa a mata atlântica e cerrado tipo 24, amarelo queimado representa uma espécie de caatinga tipo 15 e o verde é floresta de babaçu tipo 06 (média dos anos 1992 e 1993 de dados em NDVI).

As simulações numéricas realizadas foram divididas em três tipos: uma com parâmetros da cobertura vegetal e umidade do solo padrões do modelo RAMS 6.0 que foi denominada simulação controle (SIM00), na simulação seguinte (SIM01) foi alterado a classe

de vegetação de caatinga (*Deciduous shrub*) para semi-deserto e a umidade do solo foi reduzida para 70% da umidade da simulação controle e por ultimo, foi feita uma simulação mantendo a vegetação da SIM00 e apenas reduzindo a quantidade de água no solo para 70% da simulação controle. Essa simulação foi denominada (SIM02). Adicionalmente, foi feita uma validação do modelo BRAMS usando umidade do solo calculada pelo modelo a partir de dados de umidade de solo prognosticado por um modelo hidrológico alimentado por dados de precipitação observados (PCNP 2005). As simulações usaram os valores IVDN dos arquivos padrões de superfície do modelo BRAMS ($NDVIFN = 'NDVI-MODIS/N'$) que são medias geradas a partir de dados dos anos 2002 e 2003. O espaçamento de grade utilizado foi de 30km e com nove níveis de solo, e localizada em $10^{\circ}S - 1^{\circ}S$ e $43.5^{\circ}W - 33.5^{\circ}W$, na região Nordeste do Brasil.

Tabela 3 – Características das simulações

| Simulação | Tipo de Vegetação | Umidade do solo |
|---------------------|---|---|
| SIM00 (controle) | <i>Deciduous shrub</i> (caatinga) opção 13 do modelo RAMS | Calculada pelo modelo aproximadamente |
| SIM01 | Semi-deserto opção 10 do modelo RAMS | Umidade do solo igual a 70% da simulação controle |
| SIM02 | <i>Deciduous shrub</i> (caatinga) opção 13 do modelo RAMS | Umidade do solo igual a 70% da simulação controle |

4.1. Resultados das Simulações

As simulações fazem uma média diária entre os nove níveis de solo que são os seguintes -2.0, -1.75, -1.5, -1.0, -0.75, -0.50, -0.25, -0.1, onde essa profundidade é dada em metros, onde se considera zero na superfície e aumentam negativamente e estes foram inicializados com uma umidade de $0.2 \text{ m}^3/\text{m}^3$ na simulação SIM00 (controle) e nas outras duas simulações foram inicializadas com mesmas umidades, porém menores que a controle.

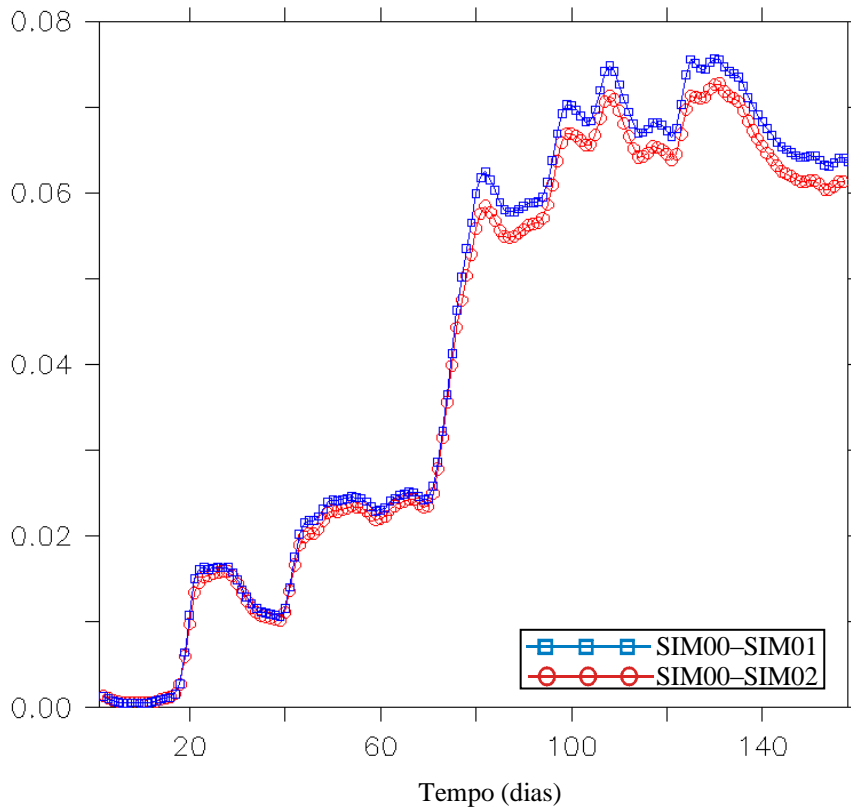


Figura 4.2 – Diferença de umidade do solo média sobre a região da caatinga localizada em 10°S - 1°S e 43.5°W - 33.5°W entre a simulação controle (SIM00) e a simulação SIM01 (linha vermelha com círculos) e a SIM00 e SIM02 (linha azul com quadrados).

A Figura 4.2 mostra a diferença entre a umidade do solo da simulação controle (SIM00) com as simulações SIM01 e SIM02, respectivamente. Analisando-se o comportamento da umidade média do solo sobre a região Nordeste para o período de janeiro a julho de 2003 verifica-se que nos meses de janeiro e fevereiro a diferença de umidade do solo é pequena, e isso se deve ao fato do modelo ser inicializado com a mesma umidade para todos os níveis do solo. Para o período de março até maio a diferença cresce devido o aumento de chuvas nesses meses. Pode-se observar ainda que as diferenças de umidade de solo das simulações SIM01 e SIM02 com relação a SIM00, não apresentaram grandes variações.

Na Figura 4.3 temos dois gráficos que mostram a fração de cobertura vegetal variando com o tempo, ou seja, variando sazonalmente. O gráfico superior trata da variação temporal da cobertura de vegetação utilizada em duas simulações, SIM00 e SIM02, as quais contêm a mesma classe de vegetação. O gráfico inferior mostra essa variação para a cobertura

semi-deserto. Os dados em IVDN ($NDVIFN = NDVI-MODIS/N'$), utilizados em todas as simulações, foram multiplicados por parâmetros característicos das classes de vegetação os quais podem ser verificado abaixo na Tabela 4 (WALKO & TREMBACK, 2005).

Tabela 4: Classes de vegetação utilizadas nas simulações.

| Albedo Verde | Albedo Marrom | Emissividade | TS Máximo | IAF Máximo | IATalos | Cobertura Vegetal | Fração de Vegetação | Vegetação ht | Profund. das Raízes | Fração de Veg. Morta | Resist. Mín. Estômatos | Classe de Vegetação |
|--------------|---------------|--------------|-----------|------------|---------|-------------------|---------------------|--------------|---------------------|----------------------|------------------------|-----------------------------|
| 0,20 | 0,28 | 0,97 | 5,1 | 5,5 | 1,0 | 1,0 | 0,70 | 1,0 | 1,0 | 0,0 | 500, | 13 – <i>Deciduous shrub</i> |
| 0,24 | 0,24 | 0,96 | 5,1 | 1,0 | 0,2 | 1,0 | 0,20 | 0,7 | 1,0 | 0,0 | 500, | 10 – Semi-deserto |

Onde TS é a taxa simples definida no capítulo 3, equação 2.72, IAF é o Índice de Área Foliar, IATalos é o Índice de Área de Talos.

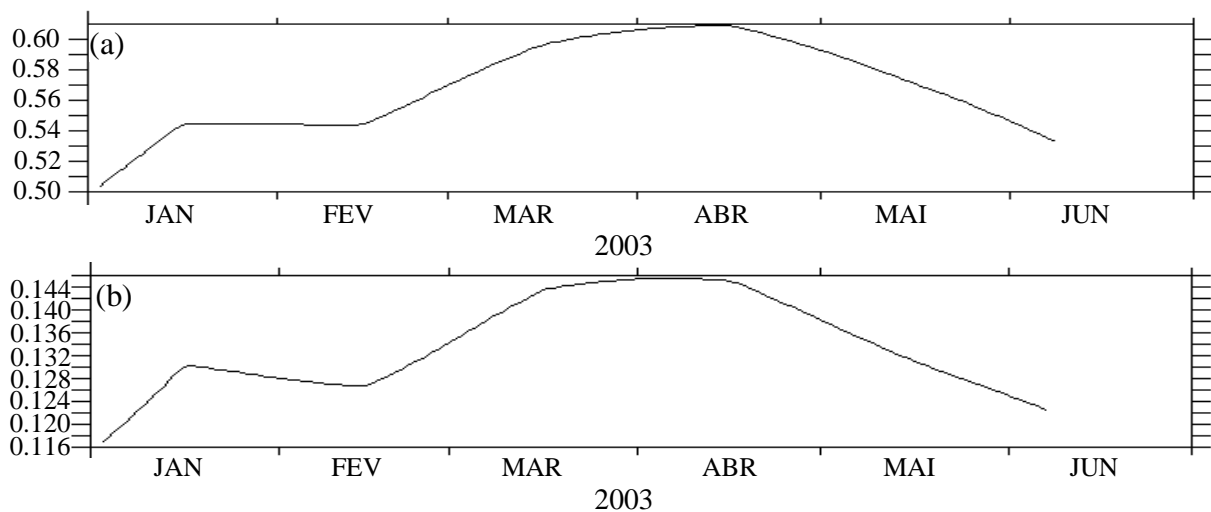


Figura 4.3 – Variação da cobertura de vegetação no período de janeiro a junho de 2003 na região $10^{\circ}S - 1^{\circ}S$ e $43.5^{\circ}W - 33.5^{\circ}W$ do Nordeste do Brasil. (a) *Deciduous shrub*, que a classe de vegetação que melhor representa a caatinga no modelo RAMS 6.0 e (b) semi-deserto.

Observa-se o comportamento parecido dos dois gráficos, porém com intensidades diferentes. No final do mês de março e começo de abril as duas classes de vegetação apresentam os máximos na fração de vegetação em torno de 0,6 para a classe de vegetação *deciduous shrub* e 0,14 para o semi-deserto e isso é devido ao aumento das chuvas nesse período que conseqüentemente ocorre o aumento da umidade de solo nessa região (ver Fig. 4.2).

4.2. Comparação das Temperaturas

Na Figura 4.4 estão mostradas as temperaturas médias do segundo nível do modelo, aproximadamente 30 m acima da superfície para os seis primeiros meses de 2003. A diferença entre as simulações SIM00 e SIM01 é apenas a umidade de solo e da SIM01 e SIM02 é a classe de vegetação como foi descrito anteriormente. A Figura 4.6 mostra a diferença de temperaturas das simulações SIM01 e SIM02 com a simulação controle.

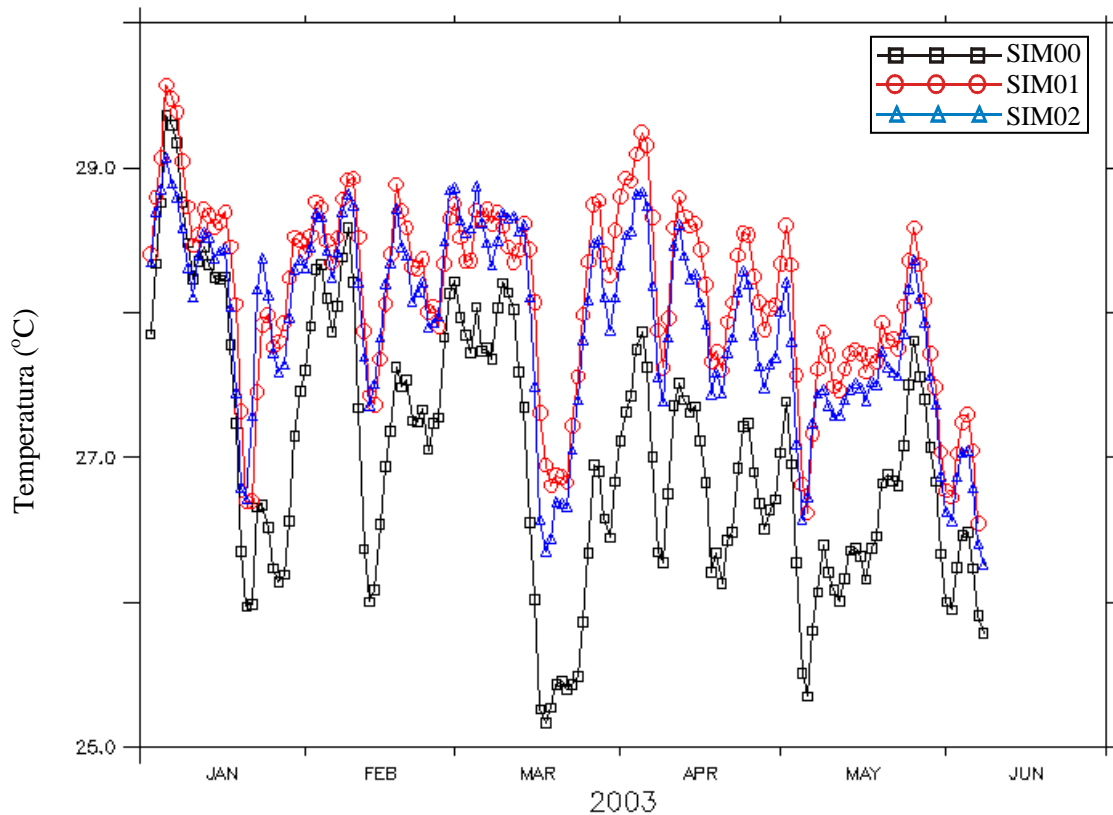


Figura 4.4 - Temperatura média do segundo nível do modelo a aproximadamente 30m da superfície sobre a região $10^{\circ}\text{S} - 1^{\circ}\text{S}$ e $43.5^{\circ}\text{W} - 33.5^{\circ}\text{W}$, onde linha preta com quadrados é a simulação controle, linha vermelha com círculos a SIM01(semi-deserto e umidade menor que SIM00) e linha azul com triângulos a SIM02 (semi-deserto e umidade igual a SIM01).

Observa-se na Figura 4.4 que as temperaturas das simulações SIM01 e SIM02 são maiores que da simulação controle e isso se deve à menor quantidade de água no solo nestas duas simulações fazendo com que a capacidade térmica do solo diminua e conseqüentemente elevando a temperatura média diária.

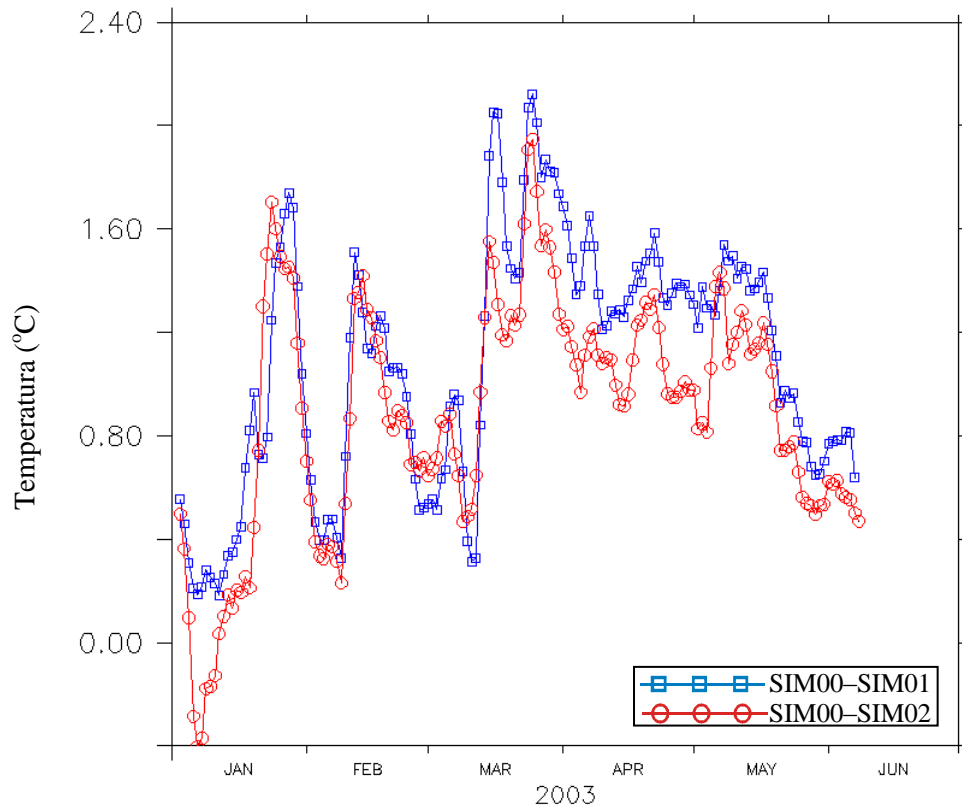


Figura 4.5 – Diferença de temperatura sobre a região $10^{\circ}\text{S} - 1^{\circ}\text{S}$ e $43.5^{\circ}\text{W} - 33.5^{\circ}\text{W}$ da simulação controle (SIM00) e das simulações SIM01 e SIM02. Linha verde com quadrados e a diferença SIM01 e SIM00; linha vermelha com círculos e a diferença SIM02 e SIM00.

Na Figura 4.5 nota-se que as diferenças de temperatura são maiores entre os meses de março até maio, isso ocorre porque a diferença de umidade aumenta nesse período como mostrado na Figura 4.2 por causa do aumento das chuvas nesses meses. Nota-se ainda na Figura 4.5 que as diferenças de temperaturas da simulação SIM01 em relação à SIM00 (linha azul com quadrados) são maiores que a simulação SIM02 em relação à SIM00 (linha vermelha com círculos), isso ocorre devido à soma de dois fatores, menor umidade de solo e menor fração de cobertura vegetal na simulação SIM01 (semi-deserto).

4.3. Calor Sensível, Latente e Taxa de Bowen.

A superfície terrestre transfere energia para a atmosfera sob forma de calor latente e calor sensível (por condução ou radiação). O calor transferido por condução é responsável

pelo desenvolvimento de correntes de ar ascendentes que transportam energia térmica para níveis atmosféricos afastados da superfície (convecção). A taxa ou razão de Bowen é definida como a razão entre calor sensível e calor latente. A razão de Bowen esta relacionada com a energia disponível na superfície para a geração de instabilidade na atmosfera e também funciona como estimador da evapotranspiração do tipo de vegetação considerado na região em estudo, em nosso caso a espécie de vegetação considerada é a caatinga (SIM02 e SIM00) e o semi-deserto (SIM01).

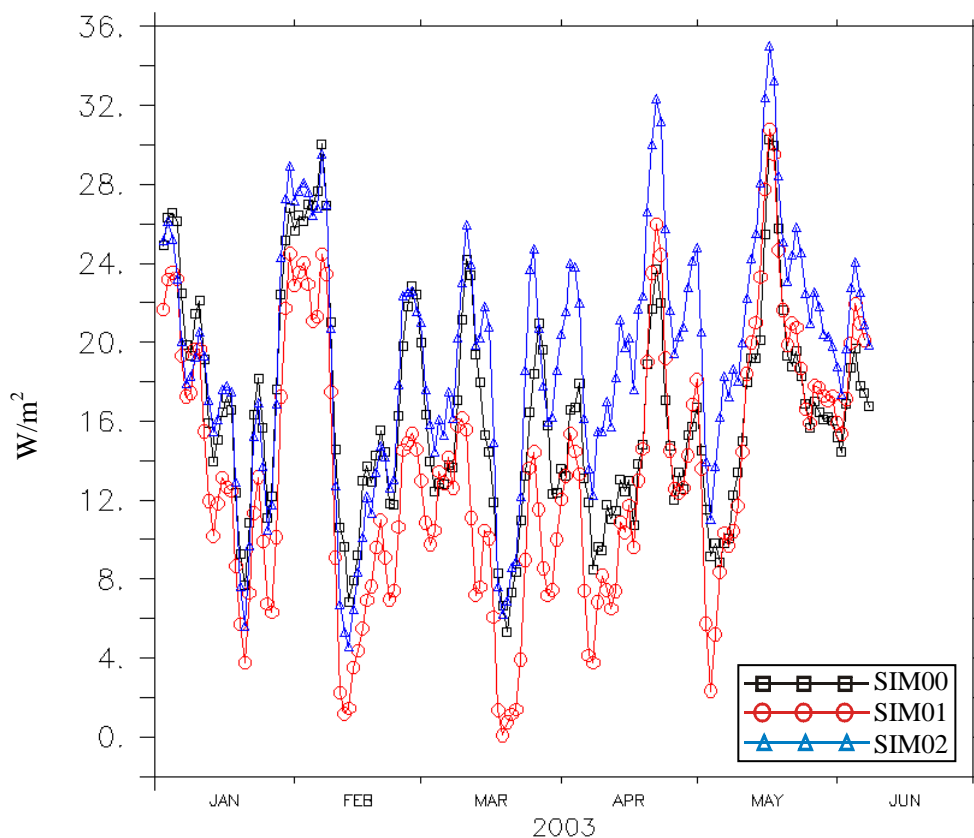


Figura 4.6 – Comparação entre os fluxos de calor sensível das simulações com modificação na umidade de solo e classe de vegetação. A simulação controle (SIM00) é representada com linha preta com quadrados, já linha vermelha com círculos representa a simulação com a classe de vegetação do tipo semi-deserto (SIM01) e por último a linha azul com triângulos representa a simulação que varia apenas a umidade do solo, mantendo a classe de vegetação igual a simulação controle (SIM02).

As Figuras 4.6, 4.7 e 4.8 mostram uma comparação entre os fluxos de calor sensível, calor latente e a taxa de Bowen, respectivamente, das simulações SIM00, SIM01 e

SIM02 com o objetivo de analisar o comportamento desses fluxos sobre uma diferença de umidade do solo e a mudança na classe de vegetação.

Observa-se na Figura 4.6 que o fluxo de calor sensível é maior à medida que a diferença de umidade de solo aumenta (Figura 4.2), pois com menos água no solo diminui a capacidade térmica aumenta o albedo o que um aumento da temperatura próximo à superfície favorecendo dessa forma um aumento no fluxo de calor sensível das simulações SIM02 e SIM01. No período chuvoso (MAR, ABR, MAI) essa diferença fica mais evidente devido o aumento na diferença da umidade de solo na simulação controle em relação às simulações SIM01 e SIM02, pois ambas apresentam uma umidade de solo menor que a SIM00.

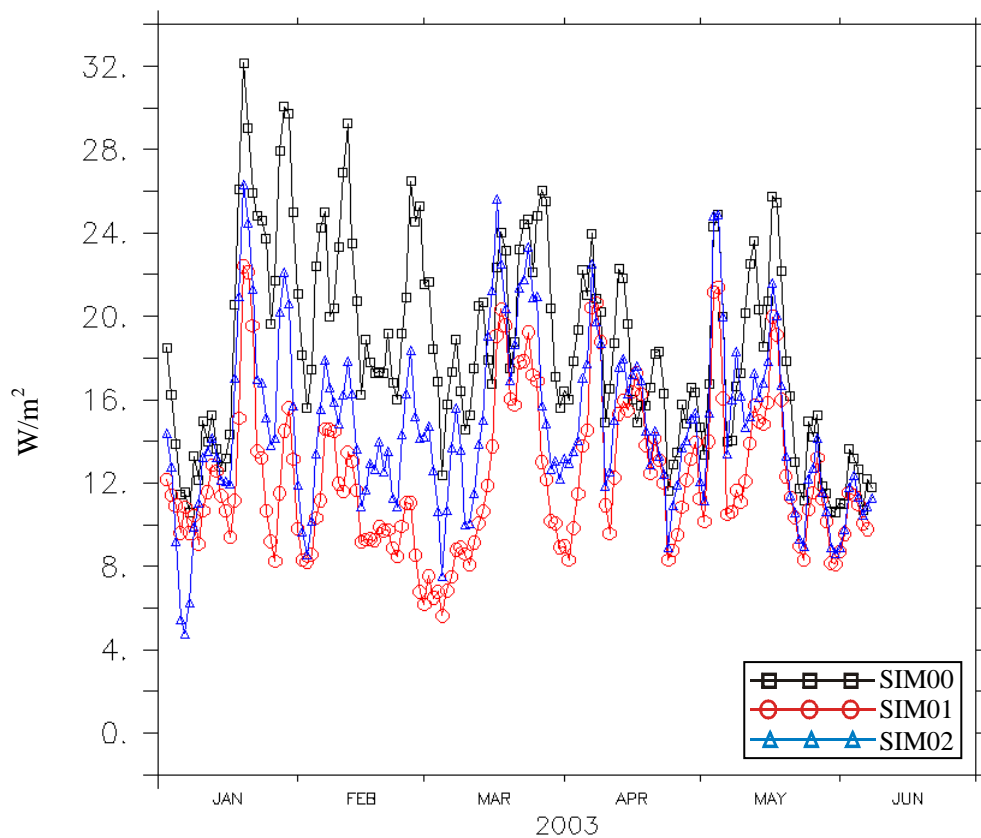


Figura 4.7 - O fluxo de calor latente da simulação controle (linha preta com quadrados) e da SIM01 que troca a classe de vegetação da SIM00 por semi-deserto e tem menos umidade de solo (linha vermelha com círculos) e a SIM02 é representada pela linha azul com triângulos.

Na Figura 4.7, pode-se constatar que a simulação controle tem maior fluxo de calor latente devido sua maior quantidade de água no solo que provoca um aumento da

capacidade térmica, reduz o albedo, aumenta a evapotranspiração e reduz o calor sensível. Nota-se na Figura 4.7 que a simulação SIM02 tem maior fluxo de calor latente que a simulação SIM01 devida à presença de maior cobertura vegetal (ver Fig. 4.3) na SIM02, a qual contribui com a evaporação devido à água interceptada pelas folhas e talos e a própria transpiração das plantas.

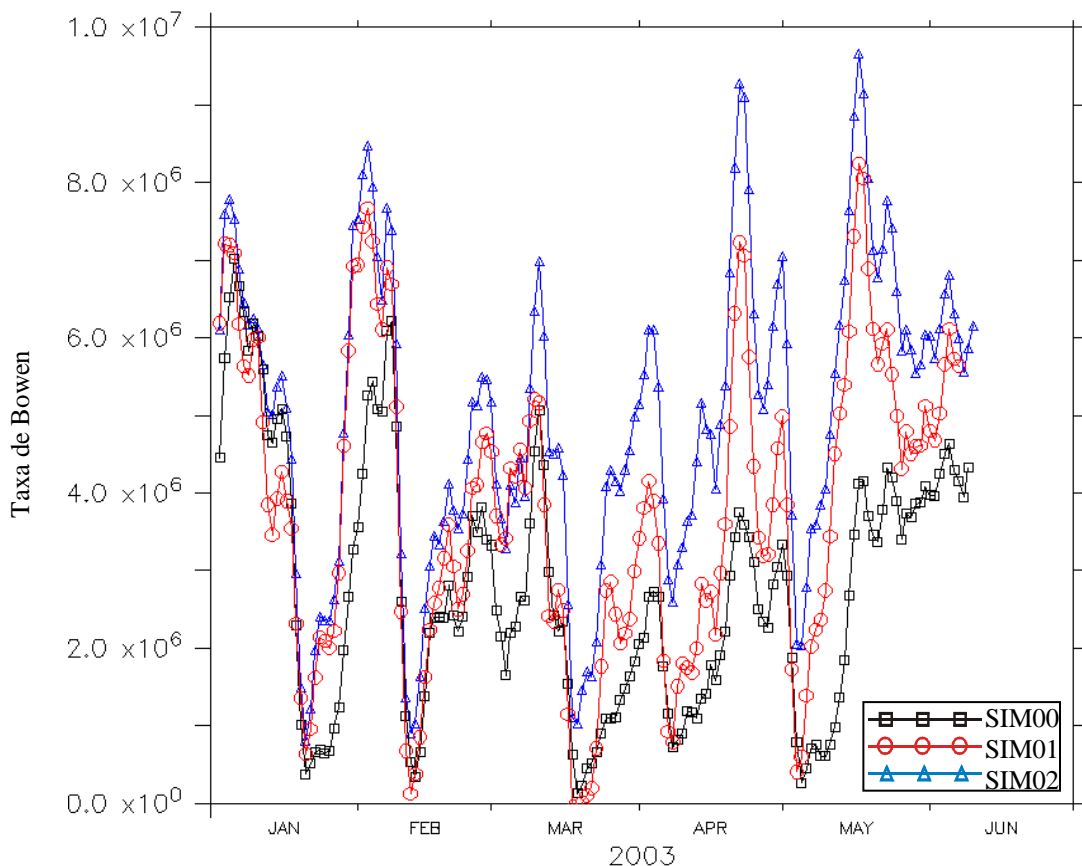


Figura 4.8 – Taxa de Bowen para a simulação SIM00 (linha preta com quadrados) com umidade resolvida pelo modelo, SIM01 (linha vermelha com círculos) com semi-deserto e umidade do solo 70% da simulação controle, e SIM02 (linha azul com triângulos).

A Figura 4.8 mostra a taxa de Bowen, que é a razão entre o calor sensível e o calor latente. Observa-se na Figura 4.8 que nos dois primeiros meses não houve grande diferença entre as razões de Bowen das simulações SIM01, SIM02 e SIM00 isso se explica devido às simulações terem sido inicializadas com umidade solo aproximadamente iguais e a cobertura vegetal ainda não exerce grande influência sobre o calor latente por meio da evapotranspiração das plantas. No período de maior incidência de chuvas nesta região, (10°S -

1°S e 43.5°W - 33.5°W), a taxa de Bowen sofre modificações relevantes nas simulações SIM01 e SIM02 em relação à simulação controle. Nota-se que na simulação SIM02 a taxa de Bowen tem maiores valores devida ao maior fluxo de calor latente provocado pelo maior umidade do solo e maior cobertura vegetal (Ver Fig. 4.2 e Fig.4.3 (a)). Para a simulação SIM01 tem-se menor variação da taxa de Bowen em relação à simulação controle devido à menor cobertura vegetal favorecer ao aumento da temperatura da superfície aumentando assim o fluxo de calor sensível aquecendo a superfície e aumentando a evaporação da água do solo. A simulação controle tem menores variações nessa taxa devido à maior umidade de solo e maior cobertura vegetal que controlam a temperatura evitando uma grande diferença entre o calor sensível e o calor latente.

4.4. Precipitação e Cobertura de Nuvem

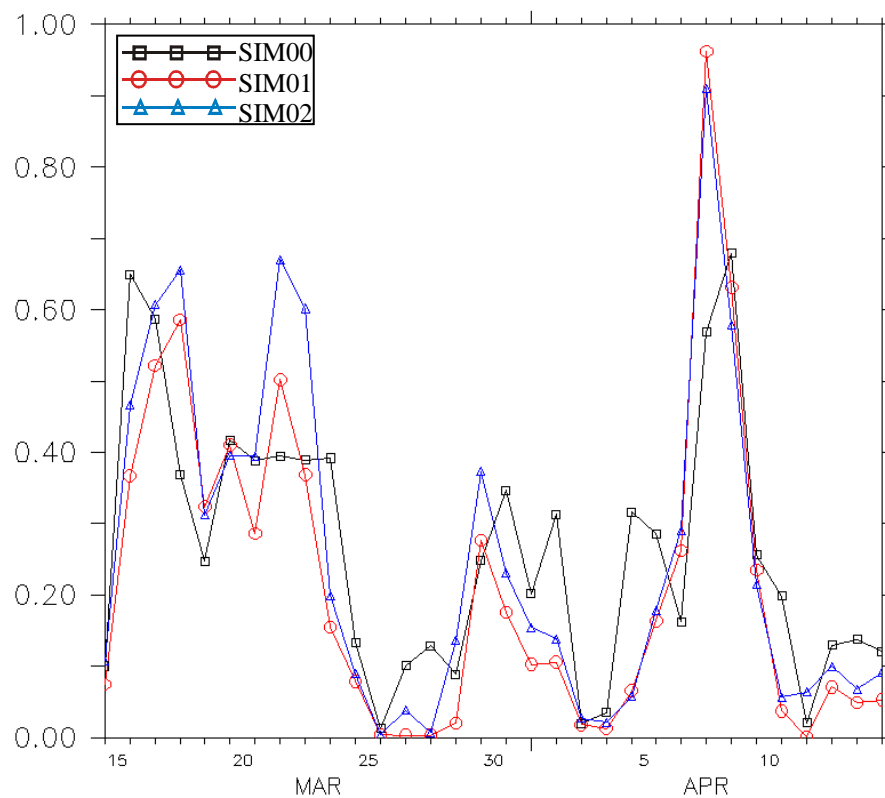


Figura 4.9 – Mostra a precipitação diária para o período mais chuvoso da região Nordeste do Brasil, onde linha a linha preta representa a precipitação da simulação SIM00, linha verde para SIM01 e linha vermelha para SIM02.

A Figura 4.9 e Figura 4.10 mostram, respectivamente, a precipitação diária e a cobertura de nuvem no período de 15 de março a 15 de abril de 2003, período que apresenta maior índice de chuvas na região Nordeste do Brasil para as simulações com os parâmetros de superfície variados. A Figura 4.9 não apresenta diferenças significativas na precipitação e isso se deve ao fato da estação chuvosa ser governada pela Zona de Convergência Intertropical – ZCIT, o mesmo ocorre para a cobertura de nuvem, como pode ser visto na Figura 4.10.

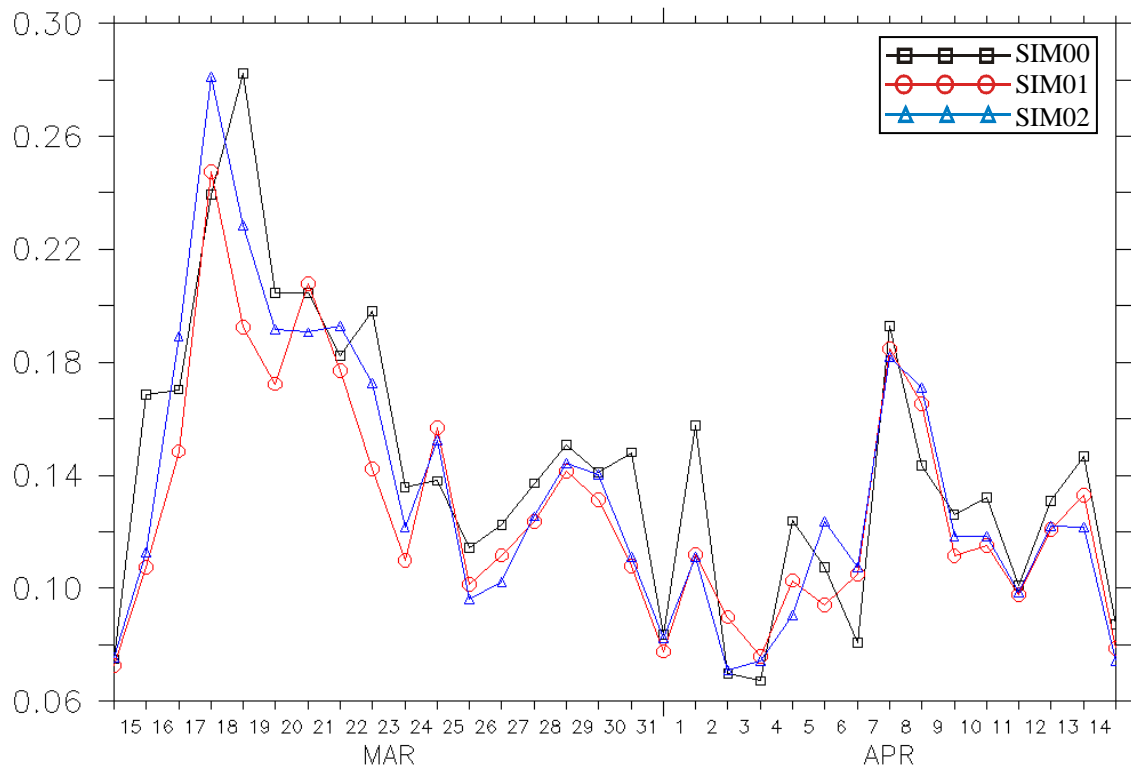


Figura 4.10 – Mostra a cobertura de nuvem no período de 15 de março a 15 de abril de 2003, sendo linha preta a simulação SIM00; linha azul a SIM01 e linha vermelha a SIM02.

Comparando a Figura 4.9 com a Figura 4.10 observa-se que os máximos e os mínimos de precipitação coincidem com aqueles da cobertura de nuvem em todas as simulações. Contudo as simulações a SIM01 e SIM02 apresentaram no dia 7 de abril uma precipitação maior que a prevista para a simulação controle, e isso se deve ao fato do aumento da temperatura causar maior convergência na camada de mistura provocando assim uma precipitação maior que a da simulação controle SIM00.

4.5. Simulação de Validação

A simulação de validação foi idealizada e executada da seguinte maneira: o modelo BRAMS foi inicializado com dados de precipitação observados da PCNP 2005 sobre a região Nordeste do Brasil, a partir desses dados o modelo calculou a umidade do solo utilizada nas simulações SIMMLL (simulação alimentada com umidade “observada”) e foi feita uma comparação com SIMMU (simulação alimentada com umidade padrão do modelo) e também foi feita uma análise das variáveis que já foram exaustivamente discutidas nas seções anteriores, porém é apresentado um resultado que é extremamente importante para os órgãos responsáveis pela previsão (FUNCEME no caso do estado do Ceará) da quadra chuvosa ou precipitação acumulada na região Nordeste do Brasil para o primeiro semestre de cada ano.

4.5.1. Umidade do Solo

A Figura 4.11 compara a umidade de solo da simulação de controle, que é obtida de arquivos padrões do modelo BRAMS, com a umidade do solo resolvida pelo modelo a partir de dados observados de precipitação no Nordeste no período de 2 de janeiro de 2005 a 30 de abril desse mesmo ano. A simulação SIMMU de umidade de solo foi realizada na região $10^{\circ}\text{S} - 1^{\circ}\text{S}$ e $43.5^{\circ}\text{W} - 33.5^{\circ}\text{W}$ e a simulação SIMMLL sobre a região $9.5^{\circ}\text{S} - 3^{\circ}\text{S}$ e $41^{\circ}\text{W} - 37^{\circ}\text{W}$ é inicializada com o dado de umidade de solo GPNR com um espaçamento de grade de $1/4^{\circ}$ calculado a partir da precipitação observada durante a fase *Tropical Rainfall Measuring Mission* - TRMM (NASA) do experimento de campo LBA (*Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazônia*) realizado no Brasil em 1999.

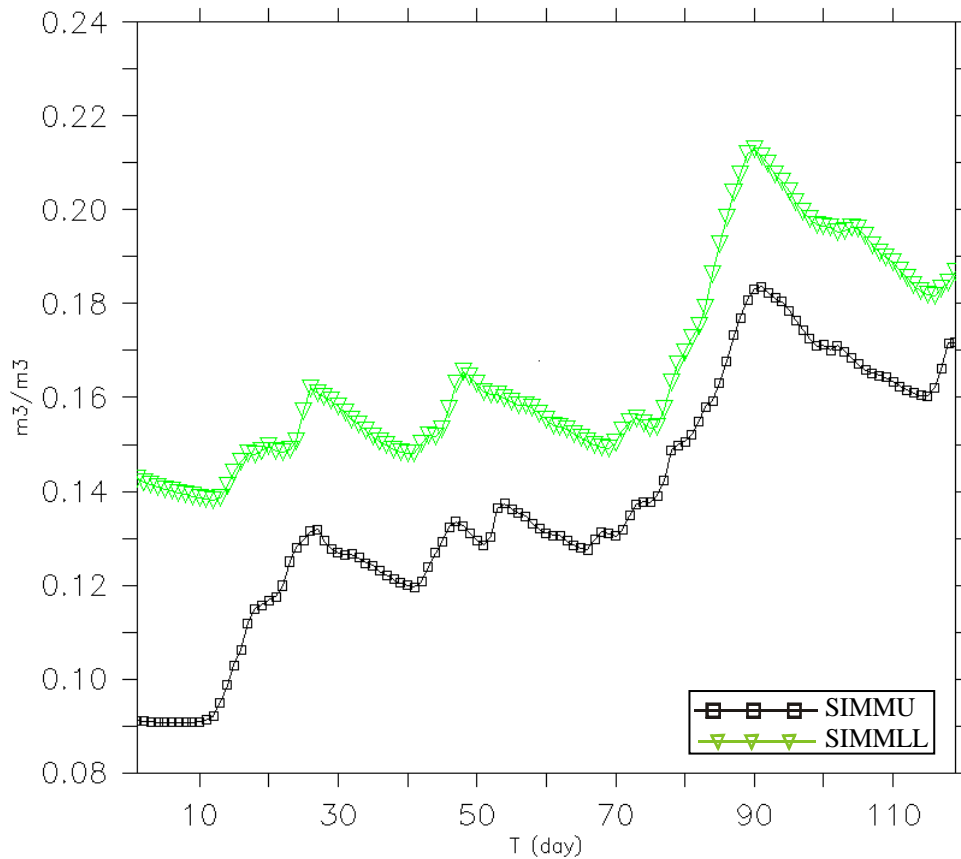


Figura 4.11 – Umidade do solo para duas simulações. Linha preta com quadrados corresponde à simulação controle (SIMMU) e linha verde com triângulos invertidos representa umidade resultante da precipitação observada (SIMMLL) ambas para o ano de 2005.

Observa-se na Figura 4.11 que a umidade de solo “observada” da simulação SIMMLL é sempre maior que a da simulação controle durante todo o período simulado, ou seja, o modelo apresenta uma subestimação da umidade de solo em relação à calculada com umidade resolvida pelo modelo a partir da precipitação observada (PCNP do ano de 2005) indicando que o modelo tem um viés seco.

A Figura 4.12 mostra uma comparação entre a cobertura de nuvem média sobre as determinadas regiões já especificadas no início da seção para as simulações SIMMU (linha preta com quadrados) e SIMMLL (linha verde com triângulos invertidos) para o período de janeiro a abril de 2005.

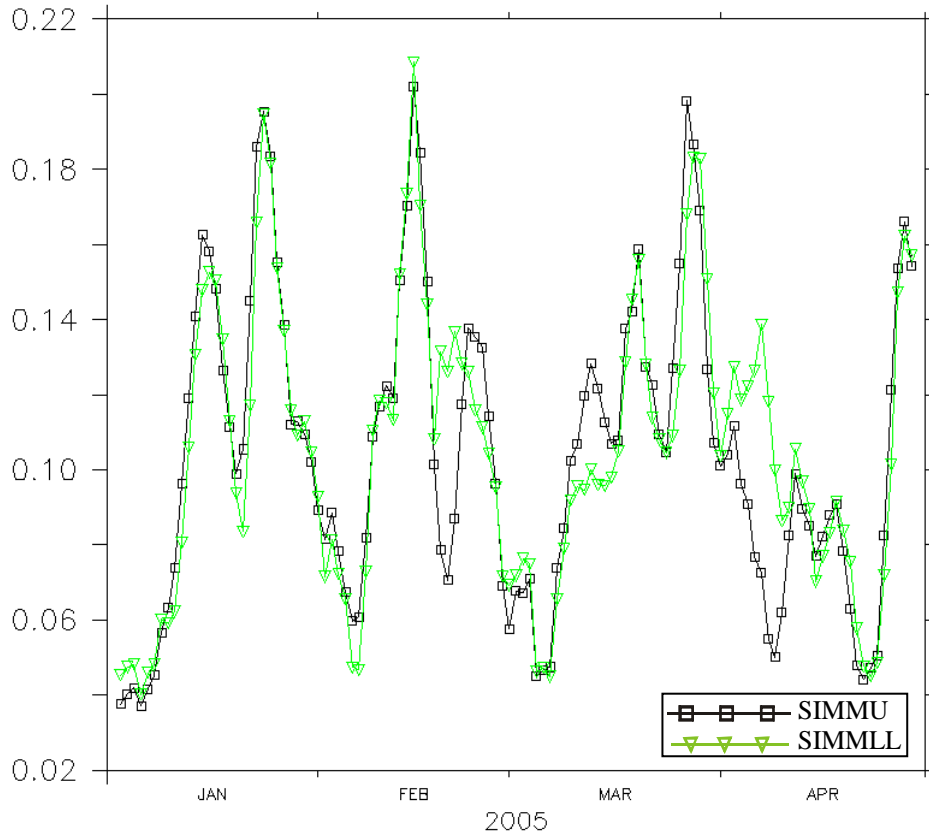


Figura 4.12 – Cobertura de nuvens média para duas simulações. Linha preta com quadrados corresponde à simulação de controle (SIMMU) e linha verde com triângulos invertidos representa umidade resultante da precipitação observada (SIMMLL) ambas para o ano de 2005.

Nota-se na Figura 4.12 que cobertura de nuvens não apresentou grandes variações durante todo o período da simulação isso ocorre devido ao fato da simulação controle ter menos umidade do solo isso implica numa maior temperatura entre o segundo e terceiro nível do modelo fazendo com que exista maior convergência de umidade nessa camada com isso ocorrendo uma formação de nuvens aproximadamente igual à simulação com umidade “observada”.

A Figura 4.13 mostra o fluxo de calor latente entre as duas simulações a fim de tornar evidente que nos primeiros meses do período simulado. A simulação SIMMLL apresentou um fluxo de calor latente maior como esperado já que a diferença de umidade entre a simulação controle (SIMMU) e a simulação com umidade “observada” (SIMMLL) é maior no início do período da simulação. Os últimos dois meses das simulações o fluxo de calor latente fica aproximadamente igual.

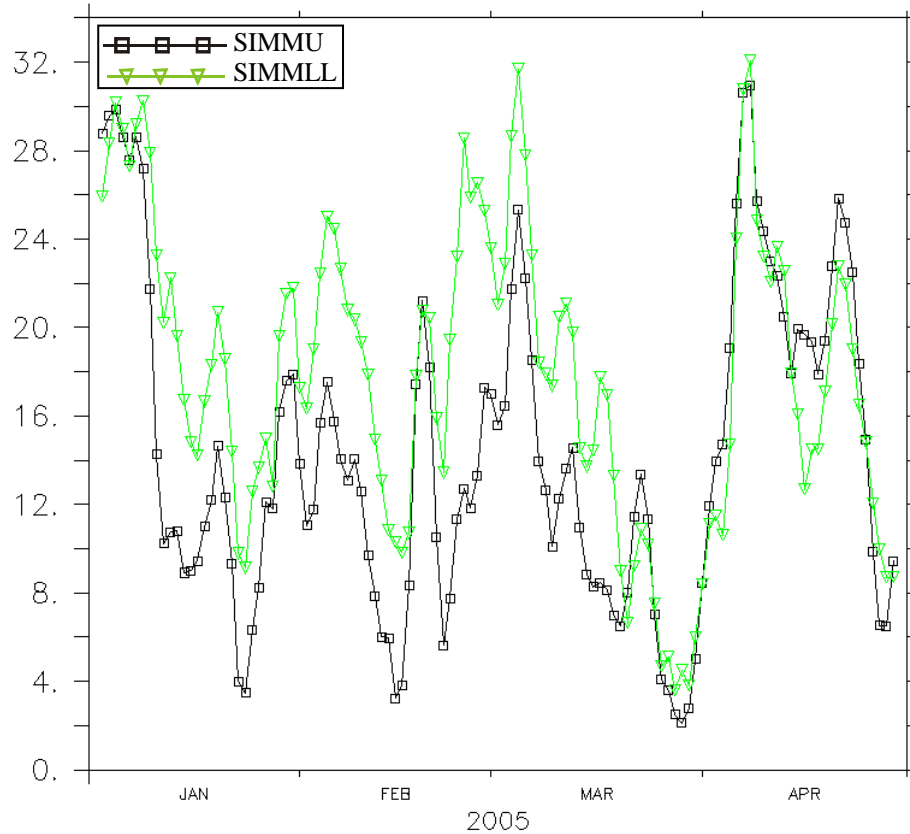


Figura 4.13 – O fluxo de calor latente para duas simulações. Linha preta com quadrados corresponde à simulação de controle (SIMMU) e linha verde com triângulos invertidos representa umidade resultante da precipitação observada (SIMMLL) ambas para o ano de 2005 para as regiões específicas descrita no texto.

Os últimos dois meses das simulações o fluxo de calor latente fica aproximadamente igual. Nesse período a vegetação já exerce uma maior influência sobre o fluxo de calor latente.

Na Figura 4.14 observamos que a simulação controle teve maior precipitação acumulada devido ao fato da convergência de umidade na camada de mistura como foi argumentado na Figura 4.11, vemos também uma boa aproximação entre os dados de precipitação observados do IRI com o calculado na simulação inicializada com dados de umidade do solo calculados a partir dos dados de precipitação observados.

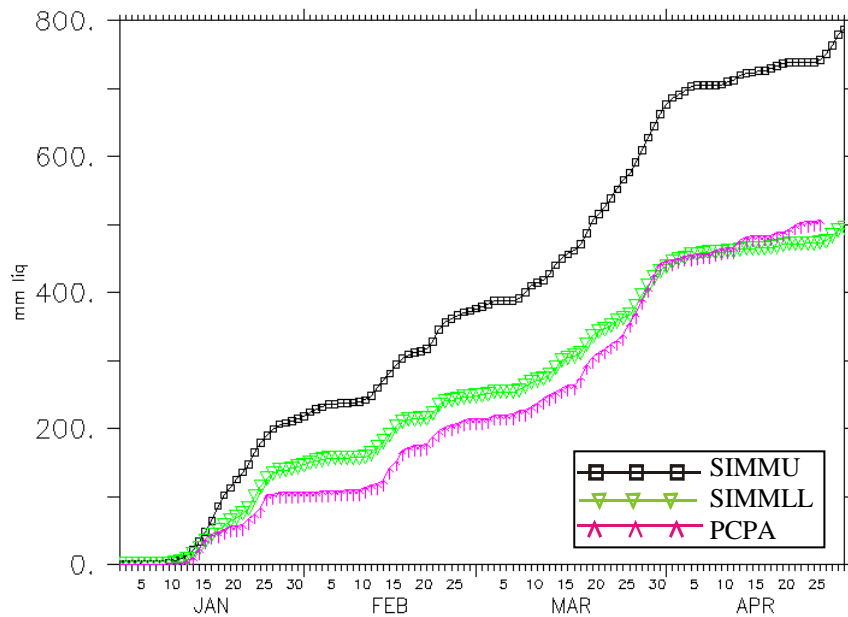


Figura 4.14 – Mostra uma comparação entre a precipitação acumulada da SIMMU (linha vermelha), SIMMLL (linha preta) e PCPA (linha verde) que é extraído dos dados de precipitação diária observada de satélites do IRI (NOAA NCEP CPC CMORPH).

Devido ao fato da simulação controle ter menos umidade do solo isso implica numa maior temperatura entre o segundo e terceiro nível do modelo fazendo com que exista maior convergência de umidade nessa camada com isso provocando mais chuvas. Este resultado é de extrema importância sócio-econômica que as informações climáticas e meteorológicas aproximem-se da realidade, a fim de que a iniciativa privada e o setor público estabeleçam metas, e façam planejamentos estratégicos visando minimizar os impactos, de eventos extremos como secas severa e enchentes.

5. CONCLUSÃO

As simulações realizadas com a alteração dos parâmetros de superfície (umidade do solo e classe de vegetação) apresentaram uma concordância satisfatória, pois os mínimos e os máximos nos gráficos das variáveis de superfície coincidiram alterando apenas a intensidade. Abaixo, são listadas as conclusões tiradas deste trabalho:

1. A umidade do solo tem uma grande influência sobre as variáveis de superfície tais como temperatura, fluxo de calor sensível e latente.
2. Apesar do perfil de precipitação ser determinado pela Zona de Convergência Intertropical – ZCIT a umidade de solo tem sua relevância na intensidade dessa precipitação sobre a região Nordeste.
3. O modelo BRAMS apresenta resultados melhores quando inicializados com dados observados, desde que esses sejam de boa qualidade.
4. A simulação com menor umidade de solo apresentou maior índice precipitação acumulada devido a uma maior temperatura na camada de mistura e conseqüentemente aumentando a convergência de umidade do ar e assim tendo menos dias de chuvas porem mais intensas.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CHARNOCK, H., 1955: Wind stress on a water surface, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 81, 639.
- CHEN, C. and W.R. COTTON, 1983: A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer. *Boundary-Layer Meteorol.* 25, 289-321.
- CLAAP, R.B., e G.M. HORNBERG, 1978: Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resour. Res.*, 14(4), 601-604.
- CLARK, T.L., 1997: A small-scale dynamic model using a terrain-following coordinates transformation. *J. Comput. Phys.*, 24, 186-215.
- DEARDORFF, J. W., 1978: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, 83(C4), 1889-1903.
- DEARDORFF, J.W., 1980: Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model, *Boundary Layer Meteorol.*, 18, 495-527.
- F. MESINGER AND A. ARAKAWA. *Numerical methods used in atmospheric models*, volume I, Garp Publication Series No. 17. 7, 1976.
- GAL – CHEN, T., and R.C.J. SOMERVILLE, 1975: On the use of a coordinate transformation for the solution of the Navier-Stokes equations. *J. Comput. Phys.*, 17, 209-228.
- GARRANT, J.R., 1992: *The atmospheric Boundary Layer*, Cambridge University Press, 316 pp.
- HARRINGTON, J.Y.; *The Effects of Radioactive and Microphysical Processes on Simulated Warm and Transition-Season Arctic stratus*. Ph.D. Dissertation, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, 270 pp., 1997.
- KLEMP, J.B. and D.K. LILLY, 1978: Numerical simulation of hydrostatic mountain waves. *J. Atmos. Sci.*, 35, 78-107.
- KLEMP, J.B. and D.R. DURRAN, 1983: An upper boundary condition permitting internal gravity wave radiation in numerical mesoscale model. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 430-444.
- KLEMP, J.B. AND WILHELMSON, R.B.; *The simulation of three-dimensional convective storm dynamics*, *J. Atmos. Sci.*, 35, 1070–1096, 1978.
- LEE, T.J. and R.A. PIELKE, 1992: Estimating the Soil Surface Specific Humidity. *J. Appl. Meteor.*, 31, 480-484.
- LEE, T.J., 1992. *The Impact of Vegetation on the Atmospheric Boundary Layer and Convective System*. Ph.D. Dissertation. Dept. of Atmospheric Science, Colorado State University, 137 pp.
- LEE, T.J., 1992: *The impact of vegetation on the atmospheric boundary layer and convective storms*. *Atmospheric Science Paper No.509*, Dept. of Atmos. Sci., Colorado State Univ., Fort Collins, CO.

- LEE, T.J., PIELKE, Sr., R.A., MIELKE, Jr., P.W., 1995. Modeling the clear-sky surface energy budget during FIFE87. *J. Geophys. Res.* 100, 25585-25593.
- LISTON, G.E., PIELKE Sr., R.A., 2001. A climate version of the regional atmospheric modeling system. *Theor. Appl. Clim.* 68, 155-173.
- LOUIS, J.F., M. TIEDKE, and GELEYN, 1981: A short history of the PBL parameterization at the ECMWF. Workshop on Planetary Boundary Layer Parameterization, Shinfield Park, Reading, United Kingdom, ECMWF, 59-80.
- LU, L., 1999: Implementation of a two-way interactive atmospheric and ecological model and its application to the central United States. Ph.D. dissertation, Dept. of Atmospheric Science, Colorado State University, 134 pp.
- LU, R. A. PIELKE, G. E. LISTON, W. J. PARTON, D. OJIMA, and M. HARTMAN, 2001: Implementation of a two-way interactive atmospheric and ecological model and its application to the central United States. *J. Climate*, **14**, 900–919.
- MAHRER, Y. and R.A. PIELKE, 1977: A numerical study of the airflow over irregular terrain. *Beitrage zur Physik der atmosphere*, 50, 98-113
- MAHRER, Y., e R.A. PIELKE, 1977: A numerical study of the airflow over irregular terrain. *Contrib. Atmos. Phys.*, 50, 98-113.
- MCCUMBER, M.C., e R.A. PIELKE, 1981: Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model, Part I: Soil Layer. *J. Geophys. Res.*, 86 (C10), 9929-9938.
- MELLOR, G.L., and T. YAMADA, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1791-1806.
- MELO, M. L.D. Efeito da Vegetação em Simulações Numéricas com o Modelo RAMS. 2003. 108p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande , Paraíba, 2003.
- MEYERS, M.P., R.L. WALKO, J.Y. HARRINGTON, e W.R. COTTON, 1997: New BRAMS cloud microphysics parameterization. Part II: The two-moment scheme. *Atmos. Res.*, 45, 3-39.
- NEMANI, R. R., S. W. RUNNING, R. A. PIELKE, and T. N. CHASE, 1996: Global Vegetation Cover Changes From Coarse Resolution Satellite Data. *J. Geophys. Res.*, **101** (D3), 7157–7162.
- ORLANSKI, I., 1976: A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. *J. Comput. Phys.*, 21, 251-269.
- PHILIP, J.R., 1957: Evaporation and moisture and heat fields in the soil. *J. Meteor.*, 14, 354-366.
- PIELKE, R.A., Mesoscale meteorological modeling, Academic Press, Inc, Orlando, Florida, etc, 612pp, 1984.
- SELLERS, P. J., S. O. LOS, C. J. TUCKER, C. O. JUSTICE, D. A. DAZLICH, G. J. COLLATZ, and D. A. RANDALL, 1996: A Revised Land Surface Parameterization (SiB2) for Atmospheric GCMs. Part II: The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from satellite data. *J. Climate*, **9**, 706–737.

SMAGORINSKY, J., 1963: General circulation experiments with the primitive equations. Part I, The basic experiment. *Mon. Wea. Rev.*, 91, 99-164.

TREMBACK, C.J., e R. KESSLER, 1985: A surface temperature and moisture parameterization for use in mesoscale models. *Proc. Seventh Conf on Numerical Weather Prediction*, Amer. Meteor. Soc., Boston, MA, 355-358.

TRIPOLI, G.J., and W.R. COTTON, 1982: The Colorado State University three-dimensional cloud/mesoscale model – 1982. Part I: General Theoretical framework and sensitivity experiments. *J. de Rech. Atmos.*, 16, 185-220.

VAN GENUCHTEN, M.Th., 1980: A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, 892-898.

WALKO, R.L., BAND, L.E., BARON, J, KITTEL, T.G.F., LAMMERS, R., LEE, T.J., OJIMA, D., PIELKE, R.A., TAYLOR, C., TAGUE, C., TREMBACK, C.J., VIDALE, P.L., 2000. Coupled atmospheric-biophysics-hydrology model for environmental modeling. *J. Appl. Meteorol.* 39, 931-944.

WALKO, R.L., W.R. COTTON, M.P. MEYERS, e J.Y. HARRINGTON, 1995: New BRAMS cloud microphysics parameterization. Part I: The single moment scheme. *Atmos. Res.*, 38, 29-62.

WALKO. R.L., C.J. TREMBACK, 2005: Modifications for the Transition From LEAF-2 to LEAF-3. ATMET, LLC. PO Box 19195. Boulder, Colorado 80308-2195.

WANG, W., WARNER, T. T., 1988: Use of four-dimensional data assimilation by Newtonian relaxation and latent-heat forcing to improve a mesoscale-model precipitation forecast: A case study. *Mon. Wea. Rev.* 116, 2593-2613.

WANG, W., WARNER, T. T., 1988: *Use of Four-Dimensional Data Assimilation by Newtonian Relaxation and Latent-Heat Forcing to Improve a Mesoscale-Model Precipitation Forecast: A case study.* *Mon. Wea. Rev.*, 116, 2593-2613.

ARAKAWA, A.; SCHUBERT W. H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the larger-scale enviroment. Part I. *Journal of the Atmospheric Sciences.* V. 31, 674-701, 1974.