

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

## Parte I: Descrição da metodologia e validação

Rodrigo Gevaerd<sup>1</sup>, Saulo Freitas<sup>2</sup>

**Resumo.** Este trabalho descreve um modelo numérico implementado para estimativa operacional da umidade do solo para posterior iniciação deste parâmetro em modelos de previsão numérica de tempo. O principal objetivo consiste na melhoria da performance dos modelos atmosféricos, sobretudo nos aspectos relacionados à previsão da precipitação e representação das propriedades da camada limite planetária. A estimativa de umidade do solo é obtida partindo de dados de precipitação antecedente estimados via satélite aplicados a um modelo hidrológico simples. Dados atuais de uso e textura do solo são utilizados para descrever as propriedades biofisiológicas e edáficas destes respectivos sistemas. O produto final consiste de campos tridimensionais diários de umidade volumétrica em oito camadas de solo. Os mapas de umidade obtidos conseguem reproduzir de forma coerente os padrões esperados em cada estação na América do Sul, e apresentam satisfatória concordância na variabilidade temporal. Os resultados mostram também que a implementação dos campos de umidade do solo espacialmente heterogêneos no modelo atmosférico BRAMS causou impacto apreciável na qualidade da simulação.

**Palavras-chave:** umidade do solo, previsão de tempo, modelagem numérica, condição inicial.

**Revista Brasileira de Meteorologia - volume Especial do LBA**

**Em impressão**

---

<sup>1</sup> Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, Rua do Matão 1226, 05508-900, São Paulo, SP, Brasil. Tel.: 11-3091-4808. Fax.: 11-3091-4769. E-mail: [rodrigo@master.iag.usp.br](mailto:rodrigo@master.iag.usp.br)

<sup>2</sup> Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Rod. Presidente Dutra km 39, 12630-000, Cachoeira Paulista, Brasil. Tel.: 12-3186-8538. Fax.: 12-3101-2835. E-mail: [sfreitas@cptec.inpe.br](mailto:sfreitas@cptec.inpe.br)

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

### Part I: model description and validation

**Abstract.** This work describes an operational numerical model to estimate soil moisture for initialization in weather forecast models. This project aims at improving the quality of the weather forecast model outputs, especially in precipitation prediction and the representation of the planetary boundary layer. The soil moisture estimation is obtained by providing satellite precipitation estimates to a simple hydrological model. This technique considers current vegetation and soil textural class maps, which describe both bio-physiologic and soil properties in the model domain. The final product is the spatial structure in eight soil layers of the ratio between liquid water volume and soil volume. The modelled soil moisture is able to coherently reproduce the expected patterns throughout the seasons over South America, with satisfactory agreement on time variability. Results also show that the horizontally heterogeneous soil moisture field initialization in the BRAMS simulation improves the weather forecast quality.

**Keywords:** soil moisture, weather forecast, numerical modelling, model initialization.

Brazilian Journal of Meteorology – LBA SPECIAL ISSUE

IN PRESS

### 1. INTRODUÇÃO

A forte dependência entre atmosfera e superfície tem sido comprovada em estudos observacionais e análises numéricas, por exemplo Nobre et al., 1991. Esta interação é realizada trocando umidade, calor e momento linear. Tipicamente, durante o dia, a superfície atua como fonte de calor e umidade para as camadas de ar mais próximas da superfície (camada limite superficial) e sumidouro de momento linear, que são misturados e transportados verticalmente pela turbulência na camada limite planetária (CLP). Em situações favoráveis, como a existência de instabilidade termodinâmica, a formação de elementos convectivos, precipitantes ou não, atua para transportá-los para a troposfera.

Bernardet et al. (2000) estudaram os efeitos de várias forçantes convectivas atmosféricas e propriedades da superfície na previsibilidade de eventos convectivos de mesoescala, em particular, na determinação dos controles de local e instante de ocorrência. Simulações realistas de uma linha seca (linha de instabilidade formada na região de forte gradiente de umidade na CLP, como descrita por Ziegler, 1993) foram obtidas iniciando o modelo com a umidade do solo prescrita pelo método API<sup>3</sup> (Wetzel e Chang, 1988), o que gerou uma distribuição

---

<sup>3</sup> Antecedent Precipitation Index

horizontal heterogênea em função da precipitação ocorrida em dias anteriores. Utilizando uma distribuição de umidade do solo espacialmente homogênea, o modelo não foi capaz de simular a convecção observada.

Mahfouf (1991) propõe que nos casos de simulação com escala temporal da ordem de alguns dias, como é o caso da previsão numérica de tempo (PNT), tipicamente entre 6 e 72 horas, as variações da umidade do solo apresentam maior relevância no balanço de energia na superfície e nas propriedades da CLP; indicando que uma iniciação realista do campo de umidade do solo traz benefícios à confiabilidade dos sistemas de PNT.

Cândido (2002) avaliou o impacto da condição inicial da umidade do solo na simulação de sistemas de verão da América do Sul utilizando o esquema de superfície SSiB (Sellers et al., 1989) no modelo regional ETA. Diversos experimentos foram realizados com diferentes condições da umidade do solo inicial e mostraram alterações importantes nos perfis termodinâmicos, balanço de radiação na superfície, padrões de precipitação e de escoamento na América do Sul. Longo, (2003) realizou vários testes de sensibilidade visando analisar a influência da umidade do solo na representação das principais características em simulações de um sistema convectivo de meso-escala, ocorrido do leste da Amazônia nos dias 10 e 11 de agosto de 2001. Concluiu-se que o uso de um campo heterogêneo de umidade resultou em uma convecção mais bem retratada, principalmente nos estágios iniciais, quando o impacto do aquecimento diferencial é máximo. Gevaerd et al. (2004), mostraram o impacto da umidade do solo na formação de uma linha seca tropical ocorrida em Goiás no dia 16 de outubro de 2002. Os resultados das simulações realizadas com o modelo atmosférico B-RAMS deixaram claro que o uso de campos heterogêneos foi fundamental para reproduzir o posicionamento, a estrutura e propagação da linha observada. Com o uso de umidade espacialmente homogênea não houve formação do sistema, sendo observadas algumas nuvens dispostas sem organização típica deste fenômeno.

Nos diversos sistemas de PNT no Brasil, a falta de uma rede de observação da umidade do solo impõe aos previsores iniciar este parâmetro nos modelos em função da história prévia do campo de precipitação observado e com uma distribuição espacial homogênea ou, mais comumente, com o campo gerado pelo próprio modelo em sua execução anterior. Em outros casos, são utilizados dados climatológicos de umidade do solo derivados de precipitação observada e variáveis de superfície, como radiação, temperatura, umidade específica e velocidade do vento (Mintz e Serafini, 1992). Esses procedimentos certamente degradam o desempenho do modelo, uma vez que a condição inicial não reproduz os gradientes existentes ou o faz de forma não realista. A umidade do solo climatológica, em particular, é incapaz de descrever condições anômalas. Anomalias mensais de precipitação podem também ser usadas para representar a heterogeneidade horizontal de umidade do solo na condição inicial, o que levou a resultados mais realistas em Camargo e Silva Dias (2000).

A determinação da umidade do solo em campo pode ser realizada localmente por meio de métodos não destrutivos, que garantem um mínimo de perturbação no ambiente para que a medição não seja afetada pelo procedimento adotado. O mais usual é o refletômetro com domínio de frequência (FDR), além do refletômetro com domínio temporal (TDR) e a sonda de nêutrons (Hillel, 1998). Entretanto, a aplicação de tais métodos em extensas áreas pode não ser indicada, uma vez que a aplicação de recursos materiais e humanos para obtenção de dados precisos com resolução minimamente razoável tornaria inviável tal procedimento. Desta forma, tendo em vista a importância deste parâmetro nos processos de interação entre a superfície e a atmosfera, a implementação e validação de um algoritmo para estimativa da umidade do solo aplicado à escala continental deve trazer melhoria à modelagem numérica da atmosfera, sobretudo se a métrica de avaliação for baseada no ajuste às observações de superfície.

O objetivo principal deste trabalho é descrever e validar a implementação de um algoritmo para estimativa da umidade do solo que constitui parte da condição inicial de um modelo numérico da atmosfera.

## 2. METODOLOGIA

A estimativa da umidade do solo é obtida através de um algoritmo que combina modelagem numérica com produtos de sensoriamento remoto. O modelo de transporte de água implementado no algoritmo foi baseado em McCumber e Pielke (1981) e Tremback e Kessler (1985). A equação prognóstica para o conteúdo de umidade no solo  $\eta$  (volume de água por volume de solo,  $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ) é dada pela equação de Richards (Hillel, 1998):

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \left( D_{\eta} \frac{\partial \eta}{\partial z} - K_{\eta} \right) + S_{\eta} \quad (1)$$

sendo  $D_{\eta}$  a difusividade hidráulica,  $K_{\eta}$  é a condutividade hidráulica,  $z$  a profundidade da camada e  $S_{\eta}$  correspondendo a um termo fonte volumétrico associado à extração de água por raízes de plantas e mudanças de fase da água, por exemplo mudanças de gelo para água líquida. O fechamento da Equação 1 é realizado através de relações funcionais do tipo  $D = D(\eta)$ ,  $K = K(\eta)$  e  $S = S(\eta)$ . Neste trabalho, utiliza-se as relações paramétricas descritas em Clapp e Hornberger (1978), que relacionam a condutividade, difusividade e potencial matricial ( $\psi$ ) em termos dos respectivos valores de saturação, porosidade ( $\eta_s$ ), da umidade atual e de um parâmetro  $b$  na seguinte forma:

$$\begin{cases} K_{\eta} = K_s \left( \frac{\eta}{\eta_s} \right)^{2b+3} \\ D_{\eta} = -b \frac{K_s}{\eta} \psi_s \left( \frac{\eta}{\eta_s} \right)^{b+3} \\ \psi_{\eta} = \psi_s \left( \frac{\eta_s}{\eta} \right)^b \end{cases} \quad (2)$$

Todos os valores de  $K_s$ ,  $\psi_s$ ,  $\eta_s$  e da constante  $b$  dependem do tipo de solo e são iniciados por valores de referência (Clapp e Hornberger, 1978; McCumber e Pielke 1981; Tremback e Kessler 1985) e distribuídos geograficamente em função da classe de textura de solo. Estas classes provêm do mapa global da FAO/UNESCO (2004), com resolução de 5 km. A representação da variabilidade espacial do solo permanece como grande desafio. Em função destes tipos dificuldades, o modelo aqui descrito atribui valores médios para os parâmetros utilizados em função do tipo de solo, como pode ser visto na Tabela 1. Futuras versões do modelo incluirão parâmetros de solo e descrições mais apropriados para regiões tropicais de acordo com Tomasella e Hodnett (1996) e Hodnett e Tomasella (2002). Ressalte, contudo que o mesmo trabalho deve ser realizado nos principais modelos de PNT e clima utilizados na América do Sul, visto que tais modelos possuem parametrizações de solo que também seguem a linha e utilizam os dados de Clapp e Hornberger (1978).

A evapotranspiração possui importância destacada, uma vez que o perfil de raízes determina a retirada de umidade nas camadas do solo e controla o perfil vertical de umidade típico em cada bioma. Este perfil também depende da estação climática atuante. Além disto, é o principal processo de remoção de umidade. Hodnett et al. (1996a) concluíram que, durante a estação seca, houve maior extração de água em perfis mais profundos sob a floresta na Amazônia. Outros estudos (Chauvel et al., 1992; Nepstad et al., 1994) confirmaram que a floresta extrai água de profundidades maiores que 3,6 m (profundidade máxima dos tubos de acesso no experimento ABRACOS). Consistente com uma estação seca mais longa, as máximas variações de armazenamento até a profundidade de 3,67 m em Marabá foram de 742 mm e 376 mm para floresta e pastagem, respectivamente. No presente trabalho, o termo de evapotranspiração ( $S_{\eta}$ ) é estimado através de uma relação funcional entre a umidade da camada, seu valor de capacidade de campo e de ponto-de-murcha, e a evapotranspiração potencial ( $E_{pot}$ ). Sendo a correspondente remoção d'água distribuída verticalmente em função da densidade de raízes da vegetação ( $root(z)$ ):

$$\begin{aligned} S_{\eta} &= -E_{pot} f(\eta) root(z) \\ f(\eta) &= \max \left\{ 0, \min \left( 1, \frac{\eta - \eta_{pm}}{\eta_{cc} - \eta_{pm}} \right) \right\} \end{aligned} \quad (3)$$

onde  $\eta_{cc}$  e  $\eta_{pm}$  correspondem à capacidade de campo e ponto-de-murcha do solo, respectivamente. A densidade de raízes (em fração) é calculada a partir do parâmetro fração de raízes acumulado médio dado por:

$$F(z) = 1 - e^{-\bar{a}z} \quad (4)$$

onde  $z$  é a profundidade da camada e  $\bar{a}$  um parâmetro médio dependente do tipo de vegetação (Arora e Bôer, 2003). A evapotranspiração potencial é estimada com o método de Thornthwaite (Pereira et al., 1997) em função da temperatura a 2 metros. O método de Thornthwaite tem sua principal limitação no fato de se apoiar apenas na temperatura para o cálculo da evapotranspiração. Esta variável, normalmente medida em estações meteorológicas, não constitui bom indicador da energia disponível para a evapotranspiração. Outras limitações do método são: desconsidera o impacto do vento e não contabiliza a advecção de ar frio ou quente (Pereira e Camargo, 1989). Uma importante vantagem deste método é a de que ele necessita apenas um parâmetro para estimar  $E_{pot}$ . Em função da baixa representatividade espacial das redes de observação de superfície, optou-se pelo uso de dados analisados produzidos pelos centros de previsão do tempo para a determinação da temperatura a 2 metros. Neste trabalho este parâmetro é determinado através da média diária global utilizando-se 22 anos de dados das reanálises do European Center for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF, <http://data.ecmwf.int/data/index.html>). Isto traduziu-se em uma climatologia diária de  $E_{pot}$  com resolução espacial de 2.5 x 2.5 graus. Este procedimento pode gerar resultados não realistas em função da ocorrência de anomalias, em razão disto futuras versões da metodologia utilizarão análises obtidas por esquemas de assimilação de dados. A fração da evapotranspiração correspondente à evaporação direta da camada superficial do solo é estimada utilizando-se a seguinte relação empírica (Campbel, 1985):

$$\frac{E_v}{\int S_\eta dz} = e^{-0.82LAI} \quad (5)$$

onde LAI corresponde ao índice de área foliar da vegetação dominante da grade.

A interceptação da precipitação pelo dossel pode representar uma perda considerável em função da espécie de cobertura vegetal predominante. Além de depender do bioma presente, a fração interceptada varia conforme a intensidade, espectro de gotas e duração da precipitação. Tipicamente, intensidade da precipitação e tamanho das gotas são inversamente proporcionais à interceptação, enquanto a duração é diretamente proporcional. Por simplicidade nós adotamos os valores de interceptação dados por 11, 5 e 2% para os biomas floresta tropical, cerrado e pastagem/lavouras, respectivamente, representando a fração de cobertura do dossel dos principais biomas da América do Sul (Ubarana et al., 1996; Andrade Lima et al., 1999). Para

definir as classes de vegetação foram utilizados os conjuntos de dados do IGBP/USGS (2004), com 1 km de resolução (Belward, 1996).

A solução do problema é obtida numericamente usando o método de diferenças finitas centrado no espaço e avançado no tempo. O solo é dividido em 8 camadas de espessuras de 5, 8, 12, 25, 50, 75, 75 e 200 cm numa grade vertical Arakawa-C, sendo a umidade calculada na posição central e os fluxos nas faces. O passo no tempo de integração é de 600 segundos. Testes de sensibilidade mostraram que esta configuração apresenta uma solução numericamente estável e representa uma relação satisfatória em reduzir os erros de truncamento mantendo o desempenho computacional. No presente momento, o código está sendo paralelizado permitindo, assim, simulações com resolução superior àquelas apresentadas neste trabalho. Ressalte-se, contudo, que a configuração aqui utilizada é em muito superior em termos de resolução espacial vertical àquelas utilizadas nas parametrizações de solo dos principais modelos atmosféricos de PNT e clima (Sellers et al., 1989, Sellers et al., 1996, Viterbo and Beljaars, 1995). Futuras versões do modelo incluirão uma solução utilizando um esquema implícito no tempo que permitirá maior robustez na solução numérica.

Como condição de contorno na fronteira superior, o fluxo de umidade ( $I$ ) é dado pelo valor mínimo entre a precipitação líquida (isto é, a precipitação total menos a parte interceptada pelo dossel,  $P_{net}$ ) e a máxima infiltração ( $w_{sat}$ ):

$$I = \min(w_{sat}, P_{net})$$

$$w_{sat} = K_s + D_s \left. \frac{\eta_s - \eta}{\Delta z} \right|_{sup} \quad (6)$$

Desta forma, o escoamento lateral (*runnof* superficial,  $R_{surf}$ ) é dado por:

$$R_{surf} = \max(0, P_{net} - I) \quad (7)$$

A condição de contorno na fronteira inferior é dada pela condição de drenagem gravitacional:

$$w = K_s \left( \frac{\eta}{\eta_s} \right)^{2b+3} \quad (8)$$

Após a atualização da umidade do solo, o *runoff* no volume de solo é calculado de acordo com a seguinte equação:

$$runoff_{vol} = \max(0, \eta - \eta_s) \quad (9)$$

não se permitindo que a umidade volumétrica exceda a porosidade ( $\eta_s$ ) ou seja inferior ao valor de ponto-de-murcha ( $\eta_{pm}$ ). O eventual excesso de umidade numa coluna não é

transferido para as colunas adjacentes. Este procedimento é justificável na escala atualmente utilizada. Em resoluções muito superiores a utilizada neste trabalho a transferência de água entre colunas deve ser contabilizada.

Novamente, em função da baixa representatividade espacial das redes de observação de superfície, o campo de precipitação é obtido por sensoriamento remoto. Uma das estimativas de precipitação por sensoriamento remoto utilizadas se refere ao produto do programa TRMM<sup>4</sup> (Huffman et al., 1995). O satélite de órbita polar fornece dados sistemáticos obtidos a partir da combinação de três instrumentos: totalizador de microondas (TMI), varredor infravermelho visível (VIRS) e o fotorreceptor. O TMI informa o índice integrado da precipitação na coluna, água e gelo na nuvem e intensidade de chuva. O VIRS fornece informações sobre a cobertura e tipo de nuvens e de picos de temperatura na camada de nebulosidade. O fotorreceptor é um radar operando em 13,8 GHz que mede a distribuição tridimensional da chuva definindo a profundidade da camada de precipitação. Radares de superfície atuam na validação do conjunto de dados fornecidos. Como se trata de um satélite de órbita polar, a precipitação com domínio global é conseguida combinando os dados anteriores com as estimativas baseadas em satélites geoestacionários (GPI<sup>5</sup>), com calibração viabilizada pela existência dos dados do TRMM. Este produto fornece a precipitação antecedente com domínio global limitado em latitude entre 50°S e 50°N, com resolução espacial de aproximadamente 30 km e temporal de 3 horas. Desta forma, os mapas de umidade do solo são gerados diariamente a cada 12 horas (00 e 12 UTC) para o domínio do TRMM, na mesma resolução espacial.

É importante ressaltar que o desenvolvimento deste produto sempre foi norteado pelo requisito de ser operacional, isto é, a possibilidade de ter o produto em tempo real para a iniciação de modelos de PNT. Isto impõe o uso mínimo de informações, ou forçantes, como dado necessário de entrada. No presente caso somente a temperatura em 2 metros e o campo de precipitação sobre a América do Sul são necessários para se gerar a estimativa de umidade do solo.

### **3. COMPARAÇÃO DO MODELO COM OBSERVAÇÕES E OUTROS PRODUTOS.**

#### **3.1 Comparação com dados observados**

O modelo foi comparado com observações coletadas no experimento ABRACOS/LBA apresentado satisfatória concordância. A Figura 1 apresenta comparações do conteúdo de água dentro dos primeiros 2000 mm do solo realizadas em três sítios experimentais na região norte do Brasil: (a) Fazenda Dimona com cobertura de floresta tropical, (b) Fazenda Nossa Senhora com cobertura de pastagem e (c) Reserva Jarú também com floresta tropical, em integrações que vão

---

<sup>4</sup> Tropical Rainfall Measurement Mission (<ftp://198.118.195.57/pub/merged/mergeIRMicro/>)

<sup>5</sup> Geostationary Operational Environmental Satellite Precipitation Index.



de 1,5 a 2 anos. Em todos os casos, o modelo foi iniciado com a umidade do solo observada e forçado com a precipitação observada. Utilizando valores observados de  $\eta_s$  e  $K_s$  (Hodnet et al, 1996a, Tomasella and Hodnett, 1996) e otimizando o parâmetro  $b$  (Tomasella and Hodnett (1996) utilizam a representação de van Genuchten) é possível obter correlações superiores a 0.8 como pode ser observado. Especificamente, para a Reserva Jaru (c), o modelo consegue reproduzir muito bem tanto a variabilidade temporal quanto o valor em si.

A comparação da umidade do solo simulada com observação em região de cerrado é mostrada na Figura 2. Dados observados foram obtidos no sítio de cerrado sensu stricto (s. s.) em Santa Rita de Passa Quatro (Bruno, 2004). O modelo foi configurado com a mesma distribuição de camadas de solo dos dados observacionais e executado com a precipitação medida localmente. Até 1 metro de profundidade, a porosidade foi definida como sendo 0,25, e 0,19 para as camadas abaixo. Ponto de murcha permanente e valor de capacidade de campo foram definidos como 0,07 e 0,16, respectivamente. Condutividade hidráulica  $K_s$  foi  $6,5 \cdot 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$  para o primeiro metro de solo e  $2,5 \cdot 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$  para demais. O modelo simula bem o conteúdo de umidade do solo até a 5ª camada tanto em intensidade quanto na variabilidade temporal, mostrando uma dinâmica coerente com a observação e com coeficiente de correlação  $R^2$  superior a 0,9. Em regiões abaixo de 1500 mm, o modelo subestima sistematicamente a umidade na estação chuvosa. Isto pode indicar que as relações paramétricas de Clapp e Hornberger não seriam estritamente apropriadas para este tipo de solo, este aspecto será objeto de estudo em trabalhos futuros.

### 3.2 Comparação com outros modelos publicados

A Comparação com o produto de estimativa de umidade do solo do NCEP (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/soilmst/w.html>) é mostrada na Figura 3 para os EUA. O modelo do NCEP é do tipo 'bucket' com 1600 mm de profundidade e está descrito em Huang et al, (1996) com validações realizadas com dados observados nos EUA. As Figuras 3.a e 3.b apresentam a climatologia do conteúdo de água nos primeiros 1600 mm de solo calculada com o modelo do NCEP para os meses de janeiro e junho, enquanto que as Figuras 3.c e 3.d apresentam a correspondente climatologia calculada pelo modelo desenvolvido. É notável a semelhança da distribuição espacial e dos valores de conteúdo de água, e demonstra a capacidade do modelo desenvolvido em reproduzir padrões realísticos. Importante notar que ambos os modelos são diferentes na sua formulação e foram forçados com diferentes fontes de climatologias de precipitação. No caso do modelo do NCEP, a precipitação utilizada foi a obtida da rede de observação, enquanto que o modelo desenvolvido utilizou-se o produto do Global Precipitation Climatology Project (GPCP, [http://precip.gsfc.nasa.gov/gpcp\\_daily\\_comb.html](http://precip.gsfc.nasa.gov/gpcp_daily_comb.html)) com resolução espacial de 1 grau e temporal de 1 dia (Huffman et al., 2001).

### 3.3 Comparação com outras estimativas

Sentelhas et al. (1999) realizaram o balanço hídrico climatológico mensal para 500 localidades do território brasileiro. O método utilizado para cálculo foi baseado em Thornthwaite e Mather (1955) para uma capacidade de água disponível de 100 mm, com a evapotranspiração potencial sendo estimada pelo método Thornthwaite (1948) a partir de dados de precipitação e temperatura do ar utilizando-se médias mensais. Eles obtiveram estimativas de evapotranspiração real, armazenamento de água no solo, deficiência hídrica e excedente hídrico.

Por meio de uma função de pedo-transferência (método que descreve a retenção de água no solo a partir de características básicas do solo e de fácil medição, como textura, densidade e conteúdo de matéria orgânica), Rossato (2001) elaborou um balanço hídrico para todo o Brasil entre 1971 e 1990, incorporando as propriedades físicas dos solos através de um conjunto de dados baseados no projeto RADAM-Brasil (imagens de radar e amostras de solo) e da Embrapa (levantamento pedológico), com resolução de aproximadamente 5 km. O método aplicado foi função do armazenamento de água no solo disponível para as plantas, da precipitação e da evapotranspiração real da cobertura vegetal. O armazenamento, por sua vez, foi obtido a partir da estimativa da capacidade de campo e do ponto de murcha através de funções específicas. Esse tipo de função possibilita estimar as propriedades hidráulicas através das características básicas do solo (percentual de cascalho, areia, silte, matéria orgânica, conteúdo de carbono, entre outros). A evapotranspiração foi calculada pelo modelo de Penman-Monteith (Smith, 1991). O mapa de vegetação é equivalente ao do modelo SiB (Simple Biosphere Model), Sellers et al., 1989. A profundidade máxima do solo utilizada para os cálculos foi limitada em função do tipo de solo, variando de 60 a 120 cm.

A Figura 4 apresenta as séries temporais do armazenamento de umidade do solo ao longo do ano de 2002 para 4 localidades caracterizadas por diferentes regimes pluviométricos e tipo de vegetação. São mostrados os valores obtidos pelo modelo aqui descrito integrados até sete níveis diferentes e os resultados de Sentelhas et al. (1999) e Rossato (2001).

A Figura 4.a ilustra a evolução para Brasília (15°S-47°W), cuja vegetação atribuída pelo modelo corresponde ao cerrado. A variabilidade mensal guarda certa semelhança entre os três trabalhos, embora o modelo numérico tenha um viés negativo na estação seca e positivo na estação úmida. É possível observar que as camadas superficiais são as que primeiro respondem aos períodos de transição dos regimes de precipitação: apresentam os menores valores durante a estação seca e armazenam mais água com o início da estação chuvosa. Fora destes períodos de transição, entre dezembro e abril, as camadas armazenam quantidades equivalentes.

Para Itu (23°S-47°W) e Santa Maria-RS (29°S-53°W) o bioma do modelo é do tipo pastagem (Figuras 4.b e 4.c respectivamente). Em ambos os casos a sazonalidade é bem demarcada. O perfil de raízes é raso e a retirada de umidade é predominante nas camadas superficiais. Em Santa Maria o armazenamento é aproximadamente constante durante todo o

ano, conseqüência da atuação freqüente de sistemas frontais. O abastecimento freqüente também promove equilíbrio entre as camadas.

A Figura 4.d representa a série para Manaus (3°S-60°W), com vegetação típica de floresta. A sazonalidade presente nos resultados do modelo numérico é bem demarcada, coincidindo sobretudo sobretudo com dados de Rossato. Os valores obtidos por Sentelhas apresentam brusca redução entre julho e dezembro, não presente em nenhum dos outros trabalhos. Neste período Manaus ainda sofre atuação de sistemas precipitantes e os valores obtidos pelo modelo numérico e por Rossato parecem mais coerentes.

De forma geral o modelo numérico conseguiu reproduzir a variabilidade da umidade do solo, com coerente variação mensal de precipitação em cada região analisada. Em todos os locais analisados não foi observada a ocorrência de deriva significativa ao longo do período de um ano, com pequenas variações de armazenamento relacionadas às anomalias de precipitação.

### **3.4 Variabilidade espacial sazonal**

Os mapas apresentados nas Figuras 5.a e 5.b apresentam o conteúdo médio de água no solo entre 1997 e 2004, em milímetros, para as camadas entre 0 e 500 mm e 500 e 1500 mm, respectivamente.

Um dos padrões observados é a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), descrita em Kodama, 1982. Este sistema é caracterizado por uma banda de nebulosidade que atinge grande parte do Brasil, com orientação no eixo determinado pelo noroeste da Amazônia e a região sudeste do Brasil. Sua fase ativa compreende o período entre dezembro e março, que coincide com a umidade do solo mais elevada na região de atuação. A partir de abril o sistema entra em sua fase de quebra e retrai. Nos meses seguintes apenas regiões do extremo norte da Amazônia (Colômbia, Venezuela e Amazonas), que sofrem influência de sistemas precipitantes associados à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), permanecem com valores de umidade mais elevados.

A circulação geral (grande escala) demarca, ao longo da Cordilheira dos Andes, uma região desértica em toda a costa oeste da América do Sul, exceto na Colômbia e norte do Equador. É possível visualizar o Deserto do Atacama (Chile e Peru) ao sul, com valores extremamente baixos de umidade do solo ao longo de todo o ano. O extremo norte da Região Nordeste também possui seu regime pluviométrico bem demarcado. O principal mecanismo atuante nesta região é a ZCIT. No início do ano a umidade atinge seus valores máximos, coincidindo com o posicionamento da ZCIT sobre a região.

O leste da Região Nordeste (Zona da Mata), por sua vez, não se mostra coerente com a atuação típica de sistemas precipitantes que dominam na área. A subestimativa observada pode ser explicada pela técnica de obtenção de precipitação por satélites, que falha nos casos de sistemas convectivos rasos comuns nesta região. O contraste de temperatura terra-oceano é o

principal mecanismo nesta área, sobretudo entre abril e julho. O extremo sul-sudeste da Região Nordeste apresenta os maiores valores de umidade do solo entre dezembro e março, quando da atividade de frentes que vem do sul e do ciclo diurno (aquecimento).

A região Centro-Oeste apresenta estações mais bem definidas, o verão com elevada umidade do solo e inverno mais seco. Os sistemas frontais passam a atuar com maior frequência a partir de abril, época de inverno no hemisfério sul e em que o escoamento das ondas de oeste em latitudes médias se encontra mais meridional, favorecendo o avanço de sistemas frontais frios até o sul do Brasil. Observa-se que o Uruguai e extremo sul do Brasil apresentam constantemente valores altos de umidade do solo. Tal fato se deve a presença de Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), que se formam sobre essa região, favorecidos pelo acoplamento dos jatos de baixo e alto nível e da circulação vale-montanha associada a Cordilheira dos Andes.

O produto de umidade do solo foi capaz de recriar os principais padrões de umidade do solo devido aos sistemas de precipitação observados na América do Sul, determinando a sazonalidade deste parâmetro e reproduzindo importantes gradientes de água no solo que podem induzir circulações atmosféricas.

#### **4. IMPLEMENTAÇÃO DA TÉCNICA NO MODELO ATMOSFÉRICO RAMS/B-RAMS**

O impacto da iniciação da umidade do solo de modelos de previsão de tempo com este produto é descrito a seguir. O modelo B-RAMS<sup>6</sup>, baseado na versão internacional do RAMS (Walko et al., 2000), teve o código alterado de forma que, a cada iniciação, é lido o arquivo de umidade do solo e realizada uma interpolação conservativa do conteúdo de água nas diversas camadas de solo do modelo atmosférico e para a resolução das malhas. Desta forma, a quantidade de água originalmente presente nos 8 níveis de solo do arquivo de umidade é redistribuída nos níveis de solo do modelo de PNT.

A fim de verificar o impacto em simulações atmosféricas, confrontaram-se as temperaturas e temperaturas do ponto de orvalho de superfície fornecidas por simulações paralelas, onde a única diferença é a forma de iniciação do campo de umidade do solo, com os dados observados do METAR. A previsão é realizada diariamente para um período de 72 horas abrangendo toda a América do Sul entre 0 e 40°S aproximadamente, com duas grades de 100 e 25 km de resolução horizontal, e utilizando análises do CPTEC como dados atmosféricos para iniciação e condição de contorno.

É evidente que estas variáveis contêm outras fontes de erros não relacionadas com a umidade do solo. Erros provenientes das condições iniciais e de processos parametrizados, que

---

<sup>6</sup> Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System

nem sempre atingem bom grau de realismo, afetam os valores indicados pelo modelo. As análises atmosféricas de grande escala, utilizadas como condição inicial, normalmente perdem características sinóticas importantes. A comparação, portanto, está condicionada a estas limitações.

Na estação SBGR (Guarulhos), Figura 6.a, vê-se que as duas simulações registram temperaturas parecidas nas primeiras 12 horas de previsão e superestimam a temperatura. Após este período, as simulações passam a fornecer valores distintos e aquela iniciada com umidade do solo espacialmente heterogênea se aproxima mais dos valores observados. A simulação heterogênea falha na previsão da temperatura máxima do dia 27 e em um período do dia 28, onde a simulação homogênea é mais acurada. No dia 27, fica evidente a dificuldade dos modelos em prever também a temperatura mínima. Na previsão da temperatura do ponto de orvalho (Figura 6.b) a simulação heterogênea é nitidamente superior à homogênea, que tende a subestimar durante quase todo o período esta variável relacionada ao conteúdo de umidade no ar.

Na Figura 6.c, que contém a previsão da temperatura para a estação SBRB (Rio Branco), é possível perceber o melhor desempenho da simulação heterogênea, apesar da discrepância nas primeiras 12 horas, enquanto o modelo ainda não se ajustou. A simulação homogênea, neste caso, superestima muito a temperatura em todo o período da previsão. As duas simulações falham na previsão da temperatura do ponto de orvalho (Figura 6.d), mas a iniciada com umidade heterogênea apresenta maior aproximação dos dados observados.

Utilizando a metodologia descrita em Moreira et al. (2004), foi calculado o erro médio quadrático (EMQ) das simulações realizadas para a comparação anterior. O cálculo foi realizado considerando as previsões de quatro dias, entre 26 e 29 de maio de 2004. O EMQ da temperatura em SBGR (Figura 7.a) é ligeiramente maior na simulação heterogênea. Isto pode ser consequência da deficiência deste na previsão das temperaturas máximas, como mostrado anteriormente. O modelo de umidade do solo não contém tratamento especial para regiões urbanas e pode estar atribuindo a estas localidades umidade maior do que a real, o que diminui a amplitude da temperatura. O modelo, neste caso, não é capaz de reproduzir bem os máximos e mínimos de temperatura, como realmente ocorre em SBGR (Figura 6.a). O EMQ da pressão em SBGR (Figura 7.b) mostra que houve pequeno ganho na simulação heterogênea. A análise da pressão deve levar em consideração o fato de que o valor contido no METAR é referente à pressão reduzida ao nível médio do mar sob condições da atmosfera padrão.

Para SBRB (Figura 7.c e 7.d) é notável a melhor qualidade da simulação heterogênea, sobretudo na temperatura simulada, mostrando o impacto positivo da utilização de campos espacialmente heterogêneos. Estes resultados confirmam a importância da iniciação da umidade do solo para a PNT.

Um ponto importante a ser considerado na iniciação da umidade do solo é a consistência entre a formulação dos fluxos de superfície do modelo hidrológico e do modelo atmosférico. Idealmente, os modelos atmosféricos deveriam responder realisticamente em termos do prognóstico dos fluxos a uma iniciação da umidade do solo consistente com a observação. Contudo, os diversos esquemas de superfícies contêm em si deficiências na sua formulação física e, assim, não é garantido que uma iniciação com valores reais de umidade do solo produzirá automaticamente fluxos coerentes, o que geraria um impacto positivo na performance dos modelos de PNT e clima. Isto dá origem à questão de qual é a melhor forma de iniciar a umidade do solo de modo a minimizar os erros sistemáticos do modelo de PNT e clima. A questão que naturalmente surge é: há avanço científico onde o acerto provem do cancelamento de um conjunto de erros sistemáticos?

A presente metodologia pretende gerar estimativas reais do conteúdo de umidade do solo e, desta forma, poderia ser aplicada a qualquer modelo atmosférico. Neste trabalho e em Gevaerd et al (2006) o impacto desta iniciação foi demonstrado no modelo RAMS/B-RAMS, Estudos do impacto desta iniciação no modelo global do CPTEC com o esquema SSIB estão sendo realizados e serão objetos de futuras publicações.

## **5. CONCLUSÕES**

Um método numérico desenvolvido para obtenção da umidade do solo em tempo real é descrito e confrontado com dados observacionais e outras estimativas apresentando satisfatória concordância. O produto também apresenta satisfatória coerência com os padrões sinóticos associados aos principais sistemas precipitantes da América do Sul ao longo do ano. E por fim, o impacto positivo da iniciação de um modelo de PNT na temperatura e umidade do ar previstos é demonstrado. Normalmente um significativo avanço foi alcançado por modelos de PNT quando este tipo de produto é usado em sua operação. Este impacto não se resume somente nas propriedades termodinâmicas da CLP, surge também na determinação espacial e temporal da ocorrência de sistemas convectivos, uma vez que é possível reproduzir os gradientes anômalos não presentes em dados climatológicos e que são fundamentais para simular com realismo os fluxos de superfície e disparar circulações de mesoescala. A maior parte das localidades analisadas revelou impacto positivo na qualidade da previsão e indicou fatores que ainda devem ser mais bem trabalhados, como o tratamento especial de regiões urbanas, onde a interferência humana altera as características de infiltração e da vegetação típicas.

## **6. AGRADECIMENTOS**

Os autores agradecem a Marcos Longo, Demerval Soares Moreira, Pedro Leite da Silva Dias e Humberto Rocha pelas discussões sobre o modelo hidrológico e dados cedidos, a Luciana Rossato e Regina Célia dos Santos Alvalá pelos dados obtidos em seus trabalhos, ao

revisor anônimo pelas críticas e sugestões que aperfeiçoaram este trabalho. Agradecem também a FAPESP pelo financiamento deste trabalho (processo 01/14981-6).

## 7. REFERÊNCIAS

- ANDRADE LIMA, P. R.; LEOPOLDO, P. R. Interceptação de chuva por mata ciliar na região central do Estado de São Paulo. **Energia na Agricultura**, v. 14, n. 3, p. 25-33, 1999.
- ARORA, V.; G. BÔER. A representation of variable root distribution in dynamic vegetation models. **Earth Interactions**, v. 7, p. 1-19, 2003.
- BELWARD, A. S. The IGBP-DIS global 1km land cover data set (DISCover) - proposal and implementation plans. **IGBP-DIS Working Paper**, v. 13, p. 61, 1996.
- BERNARDET, L. R.; GRASSO, L. D.; NACHAMKIN, J. E.; FINLEY, C. A.; COTTON, W. R. Simulating convective events using a high-resolution mesoscale model. **J. Geophys. Res.**, v. 105, n. D11, p. 14963-14982, 2000.
- BRUNO, R. D. **Variabilidade observada da umidade do solo em floresta tropical e cerrado**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, São Paulo, 189 pp. 2004.
- CAMARGO, R.; SILVA DIAS, P. L. The mesoscale adjustment in the Paranaguá Bay: Case study of the period 10 to 25 August 1993. **Rev. Bras. Meteo.**, v. 15, n. 1, p. 1-13, 2000.
- CAMPBELL, G. Soil Physics with Basic. Transport models for soil-plant systems. Developments in Soil Science, 14, **ELSEVIER**, 1985.
- CÂNDIDO, L. A. **Impacto da condição inicial de água no solo na previsão de verão da América do Sul**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 10477-TDI/931, 2002.
- CHAUVEL, A.; VITAL, A. R. T.; LUCAS, Y.; DESJARDINS, T.; FRANKEN, W.; LUIZÃO, F. J.; A-ARAGUÁS, L.; ROZANSKI, K.; BEDMAR, A. P. O papel das raízes no ciclo hidrológico da floresta Amazônica. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA**, 7, São Paulo, p. 298-302, 1992.
- CLAPP, R. B.; HORNBERGER, G. M. Empirical equations for some hydraulic properties. **Water Resour. Res.**, v. 14, p. 601-604, 1978.
- FAO/UNESCO. **Soil characteristics from FAO**. Apresenta uma descrição dos arquivos de características de solo. Disponível em: <http://daac.gsfc.nasa.gov/>. Acesso em: 20 abr. 2004.
- GEVAERD, R.; FREITAS, S. R.; LONGO, M.; SILVA DIAS, M. A. F. Impact of soil moisture on tropical dryline storm formation and development. In: LBA-ECO SCIENCE TEAM BUSINESS MEETING, 7., 2003, Fortaleza. **Electronic Abstracts**. Manaus: LBA-Ecologia, em <http://www.lbaeco.org>. Acesso em: 20 abr. 2004.
- GEVAERD, R.; FREITAS, S. R.; LONGO, M.; MOREIRA, D. S.; SILVA DIAS, M. A. F.; SILVA DIAS, P. L. Estimativa operacional da umidade do solo para iniciação de modelos

- de previsão numérica da atmosfera. Parte II: Impacto da umidade do solo e da parametrização de cumulus na simulação de uma linha seca. **Rev. Bras. Meteo.** 2006, em impressão.
- HILLEL, D. Environmental Soil Physics. **Academic Press**, 770 pp., 1998.
- HODNETT, M. G.; OYAMA, M. D.; TOMASELLA, J. Comparisons of long-term soil water storage behaviour under pasture and forest in three areas of Amazonia. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. **Amazonian Deforestation and Climate**. Chichester: John Wiley, 1996a. p. 57-78.
- HODNETT, M. G.; TOMASELLA, J.; MARQUES FILHO, A. O.; OYAMA M. D. Deep soil water uptake by forest and pasture in central Amazonian: predictions from long-term daily rainfall data using a simple water balance model. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. **Amazonian Deforestation and Climate**. Chichester: John Wiley, 1996b. p. 79-100.
- HODNETT, M. G.; TOMASELLA, J. Marked differences between van Genuchten soil water-retention parameters for temperate and tropical soils: a new water-retention pedo-transfer functions developed for tropical soils. **Geoderma**, v. 108, p. 155-180, 2002.
- HUANG, J.; van den DOOL, H. M.; GEORGARAKOS, K. P. Analysis of Model-Calculated Soil Moisture over the United States (1931-1993) and Applications to Long-Range Temperature Forecasts. **J. Climate**, v. 9, p. 1350-1362, 1996.
- HUFFMAN, G. J.; ADLER, R. F.; RUDOLF, B.; SCHNEIDER, U.; KEEHN, P. R. Global precipitation estimates based on a technique for combining satellite-based estimates, rain gauge analysis, and NWP model precipitation information. **J. Climate**, v. 8, p. 1284-1295, 1995.
- HUFFMAN, G.J.; ADLER, R. F.; MORRISSEY, M.; BOLVIN, D. T.; CURTIS, S.; JOYCE, R.; MCGAVOCK, B.; SUSSKIND, J. Global Precipitation at One-Degree Daily Resolution from Multi-Satellite Observations. **J. Hydrometeor.**, v. 2, p. 36-50, 2001.
- IGBP/USGS. Apresenta banco de dados e descrição do arquivo global de uso do solo. Disponível em: [http://edcdaac.usgs.gov/glcc/globdoc2\\_0.html](http://edcdaac.usgs.gov/glcc/globdoc2_0.html). Acesso em: 20 abr. 2004.
- KODAMA, Y-M. Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, The SPCZ, and the SACZ). Part I: characteristics of subtropical frontal zones. **J. Meteor. Soc. Japan**, v. 70, p. 813-835, 1982.
- LONGO, M. **Balanco de vortacidade horizontal associado a um sistema convectivo de meso-escala na Amazônia**. 2003. 133 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, São Paulo.
- MAHFOUF, J-F. Analysis of soil moisture from near-surface parameters: a feasibility study. **J. Appl. Meteor.**, v. 30, p. 1534-1547, 1991.



- MCCUMBER, M. C.; PIELKE, R. A. Simulation of the effects of surface fluxes on heat and moisture in a mesoscale numerical model. Part I: Soil Layer., **J. Geophys. Res.**, v. 86, p. 9929-9938, 1981.
- MINTZ, Y.; SERAFINI, Y. V. A global climatology of soil moisture and water balance. **Climate Dyn.**, v. 8, p. 13-27, 1992.
- MOREIRA, D. M.; SILVA DIAS, P. L.; LONGO, M.; ITIMURA, M. S. Análise quantitativa do erro associado a diferentes modelos numéricos de previsão de tempo. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA**, 13., 2004, Fortaleza, Anais..., São Paulo: Universidade de São Paulo, 2004.
- NEPSTAD, D. C.; CARVALHO, C.; DAVIDSON, E. A.; JIPP, P. H.; LEFEBVRE, P. A.; NEGREIROS, G. H.; SILVA, E. D.; STONE, T. A.; TRUNBORE, S. E.; VIEIRA, S. The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. **Nature**, v. 372, p. 666-669, 1994.
- NOBRE, C. A. ; SELLERS, P. ; SHUKLA, J. . Regional Climate Change And Amazonian Deforestation Model. **J. Climate**, v. 4, n. 10, p. 957-988, 1991.
- PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDIYAMA, G. C. Evapotranspiração. **FEALQ**, 1997. 183p.
- PEREIRA A. R.; de CAMARGO, A. P. An analysis of the criticism of Thornthwaite's equation for estimating potential evapotranspiration. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 46, p. 149-155, 1989.
- PIELKE, R. A. Mesoscale Meteorological Modeling. Nova Iorque: **Academic Press**, 612 pp., 1984.
- ROSSATO, L. **Estimativa da capacidade de armazenamento de água no solo do Brasil**. 2001. 139 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.
- SELLERS, P. J.; SUD, Y. C.; DALCHER, A. A Simple Biosphere Model (SiB) for use within General Circulation Models. **J. Atmos. Sci.**, v. 43, p. 505-531, 1989.
- SELLERS, P. J.; RANDALL, D. A.; COLLATZ, G. J.; BERRY, J. A.; FIELD, C. B.; DAZLICH, D.A.; ZHANG, C.; COLLELO, G.D.; BOUNOUA, L.A. Revised Land Surface Parameterization (SiB2) for Atmospheric GCMS. Part I: Model Formulation. **J. Climate**, v. 9, p. 676-705, 1996.
- SENTELHAS, P. C.; PEREIRA, A. R.; MARIN, R. R.; ANGELOCCI, L. R.; ALFONSI, R. R.; CARAMORI, P. H.; SWART, S. **Balço hídrico climatológico no Brasil**. [CD ROM], ESALQ/USP – Piracicaba, 1999.
- SMITH, M. Report on the expert consultation on revision of FAO guidelines for prediction of crop water requirements. **Food and Agriculture Organization**, 45 pp., 1991.

- THORNTHWAITE, C. W. An approach toward a rational classification of climate. **Geogr. Rev.**, v. 38, p. 55-94, 1948.
- THORNTHWAITE, C. W.; MATHER, J. R. The water balance. **Publication in Climatology. New Jersey, Drexel Institute of Technology**, 104 pp., 1955.
- TOMASELLA, J.; HODNETT M. G. Soil hydraulic properties and van Genuchten parameters for an oxisol under pasture in central Amazonia. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. **Amazonian Deforestation and Climate**. Chichester: John Wiley, 1996. p. 101-124.
- TREMBACK, C. J.; KESSLER, R. A surface temperature and moisture parametrization for use in mesoscale numerical models. In: **Conference on numerical weather prediction**, 7, Amer. Meteor. Soc., Montreal, p. 17-20, 1985.
- UBARANA, V. N. Observations and modelling of rainfall interception at two experimental sites in Amazônia. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. **Amazonian Deforestation and Climate**. Chichester: John Wiley, 1996, p. 151-162.
- VITERBO, P.; BELJAARS, A. An Improved Land Surface Parameterization Scheme in the ECMWF Model and Its Validation. **J. Climate**, v. 8, p. 2716-2748, 1995.
- WALKO, R.; BAND, L.; BARON, J.; KITTEL, F.; LAMMERS, R.; LEE, T.; OJIMA, D.; PIELKE, R.; TAYLOR, C.; TAGUE, C.; TREMBACK, C.; VIDALE, P. Coupled Atmosphere-Biophysics-Hydrology Models for Environmental Modeling. **J. Appl. Meteor.**, v. 39, n. 6, p. 931-944, 2000.
- WETZEL, P. J.; CHANG, J-T. Evapotranspiration from nonuniform surfaces: a first approach for short-term numerical weather prediction. **Mon. Wea. Rev.**, v. 116, p. 610-621, 1988.
- ZHANG, D.; ANTHES, R. A. A high resolution model of the planetary boundary layer-sensitivity tests and comparisons with SESAME-97 data. **J. Appl. Meteor.**, v. 121, p. 1594-1609, 1982.
- ZIEGLER, C. L.; HANE, C. An observational study of the dryline. **Mon. Wea. Rev.**, v. 121, p. 1134-1151, 1993.
- XUE, Y.; SELLERS, P. J.; KINTER III, J. L.; SHUKLA, J. A simplified biosphere model for global climate studies. **J. Climate**, v. 4, p. 345-364, 1991.

### Lista de figuras

Figura 1: Comparação de conteúdo de água nos primeiros 2000 mm de solo entre modelo (azul) e observação (preto) obtida em sítios na Amazônia.

Figura 2: Comparação da umidade do solo ( $m^3 m^{-3}$ ) em 6 camadas no sítio de cerrado s. s. em Santa Rita de Passa Quatro (SP). Observação aparece em azul e modelo em preto; de baixo para

cima as camadas tem espessuras de 10, 10, 30, 30, 70 e 50 cm, descontinuidades da série azul representam períodos com falhas na observação. Dados cedidos por H. Rocha.

Figura 3: Comparação entre modelos de estimativa de conteúdo de água no solo: (A, B) modelo do CPC/NCEP, (C, D) modelo desenvolvido. Todas as figuras mostram o conteúdo de água nos primeiros 1600 mm de solo como média climatológica modelada para os meses de janeiro e junho, respectivamente.

Figura 4: Séries temporais do armazenamento obtidos pelo modelo numérico para o ano de 2002 e de outros dois trabalhos baseados em dados climatológicos (Sentelhas et al., 1999; Rossato, 2001) para diversas localidades: (a) Brasília, (b) Itu, (c) Santa Maria, (d) Manaus. São apresentados os valores integrados em sete níveis de solo: 5, 13, 25, 50, 100, 175 e 250 cm.

Figura 5: Média do conteúdo de água no solo entre 1997 e 2004 (mm): entre 0 e 500 mm de profundidade (a), e entre 500 e 1500 mm de profundidade (b).

Figura 6: Temperatura do ar simulada pelo modelo em dois ciclos de previsão e a extraída do código METAR (pontos) para a estação de Guarulhos-SBGR (a,b) e Rio Branco-SBRB (c,d), na grade 2 (25 km). Um dos ciclos foi iniciado com umidade do solo espacialmente homogênea e outro com umidade heterogênea.

Figura 7: Erro médio quadrático calculado na grade 2 (25 km) para as estações de Guarulhos-SBGR e Rio Branco-SBRB em quatro ciclos de previsão (entre os dias 26 e 29 de maio de 2004).

#### **Lista de tabelas**

Tabela 1. Propriedades ajustadas no modelo de solo. Fonte: McCumber e Pielke (1981); Pielke (1984); Tremback e Kessler (1985).

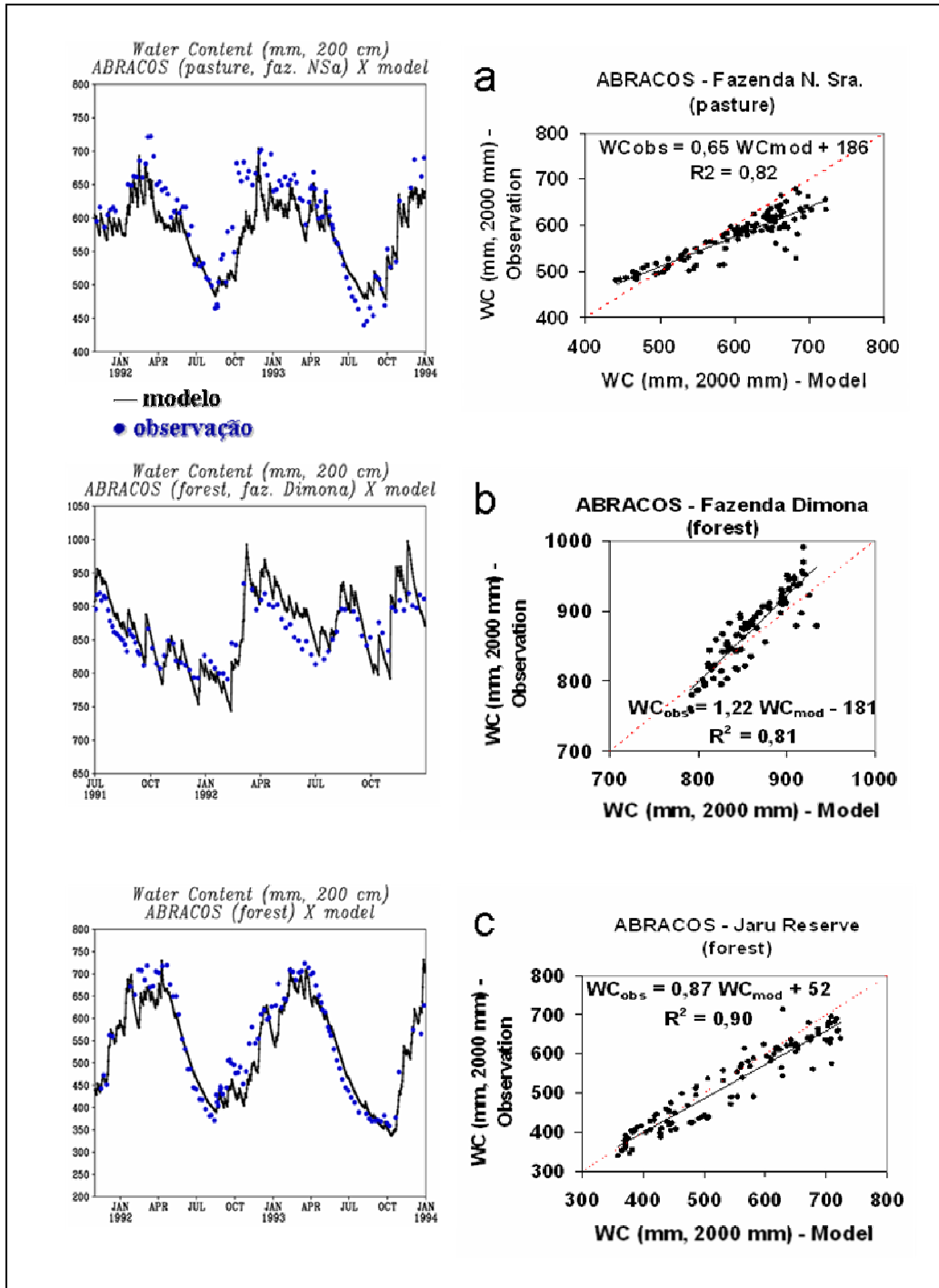


Figura 1. Comparação de conteúdo de água nos primeiros 2000 mm de solo entre modelo (azul) e observação (preto) obtida em sítios na Amazônia.

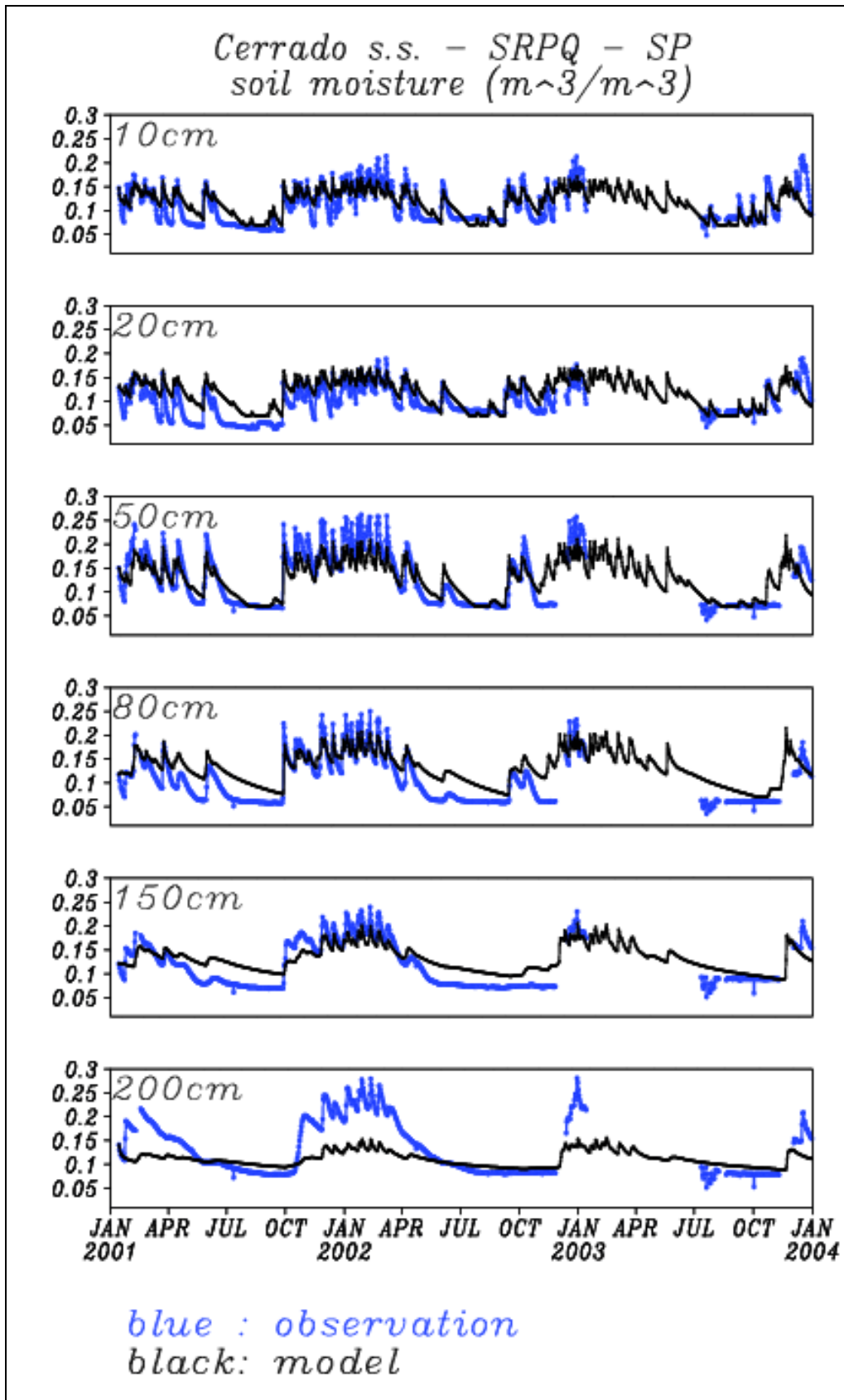


Figura 2: Comparação da umidade do solo ( $m^3m^{-3}$ ) em 6 camadas no sítio de cerrado s. s. em Santa Rita do Passa Quatro (SP). Observação aparece em azul e modelo em preto; de baixo para cima as camadas tem espessuras de 10, 10, 30, 30, 70 e 50 cm, descontinuidades da série azul representam períodos com falhas na observação. Dados cedidos por H. Rocha.

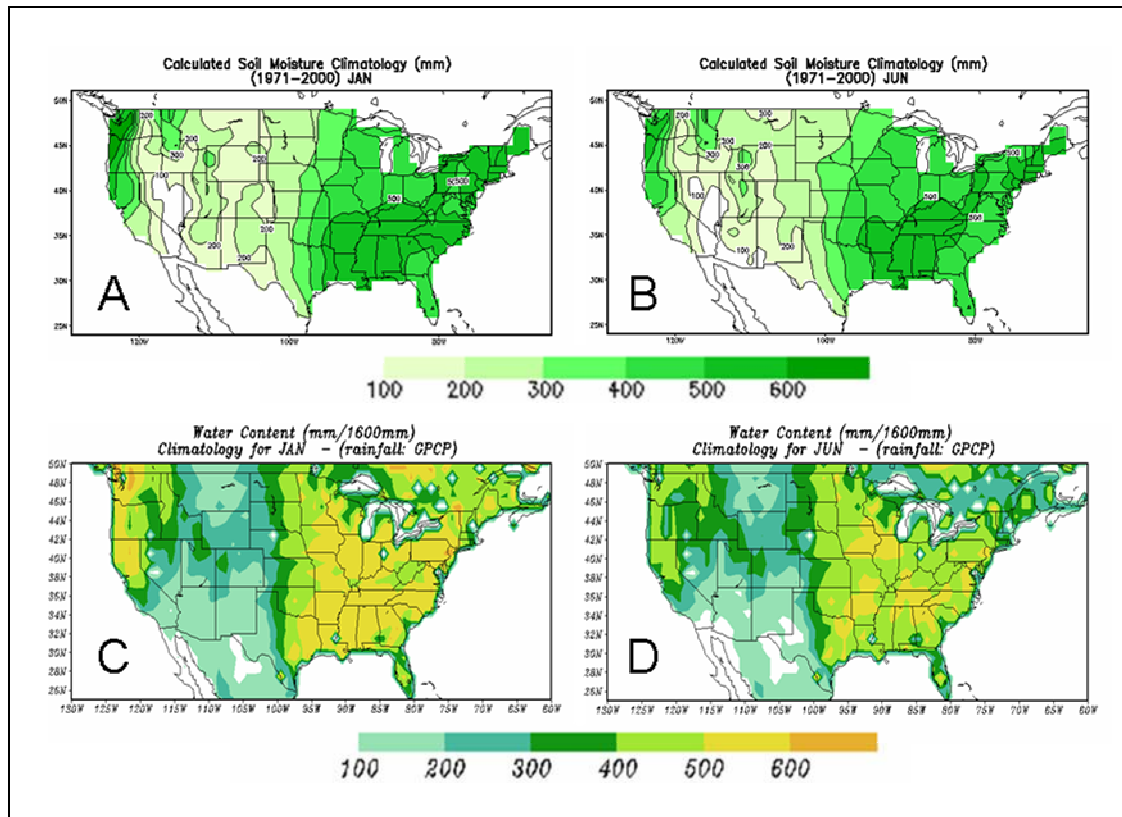


Figura 3: Comparação entre modelos de estimativa de conteúdo de água no solo: (A, B) modelo do CPC/NCEP, (C, D) modelo desenvolvido. Todas as figuras mostram o conteúdo de água nos primeiros 1600 mm de solo como média climatológica modelada para os meses de janeiro e junho, respectivamente.

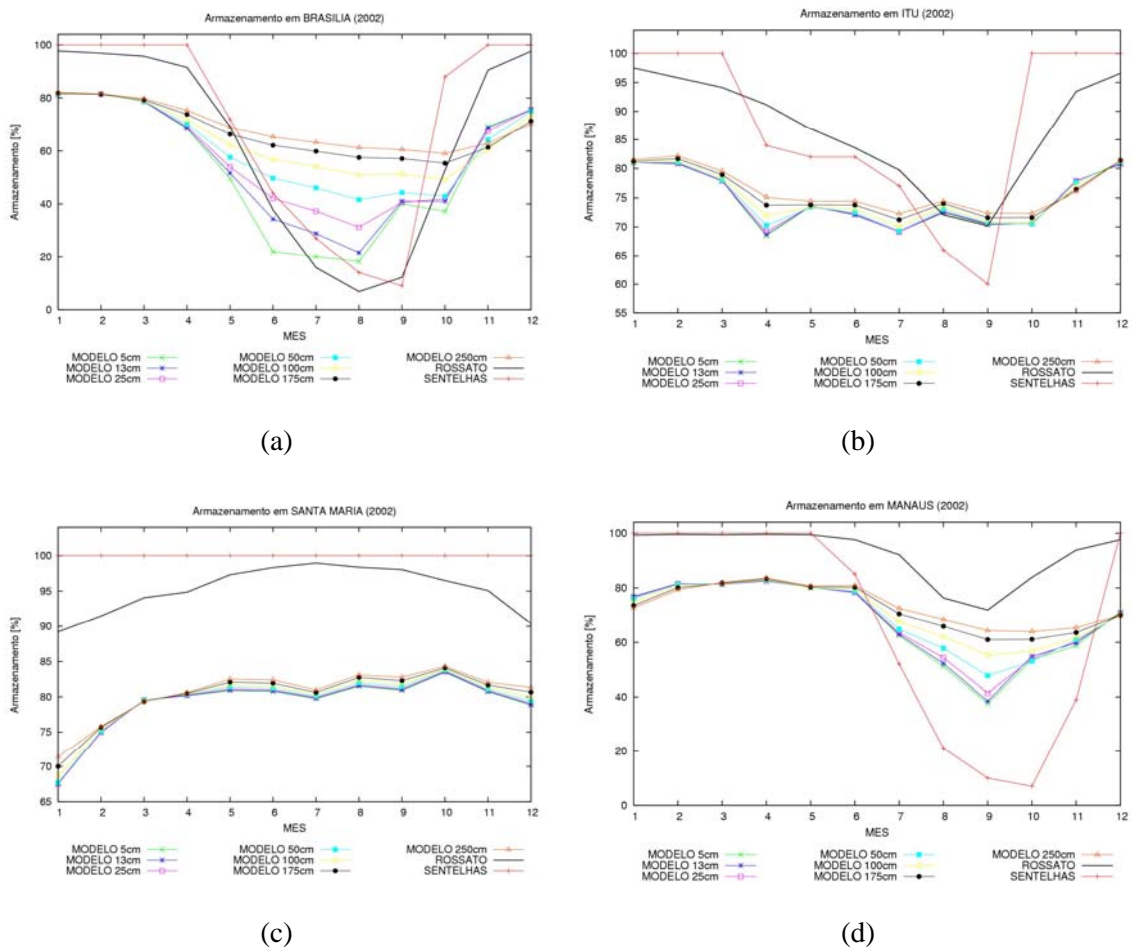
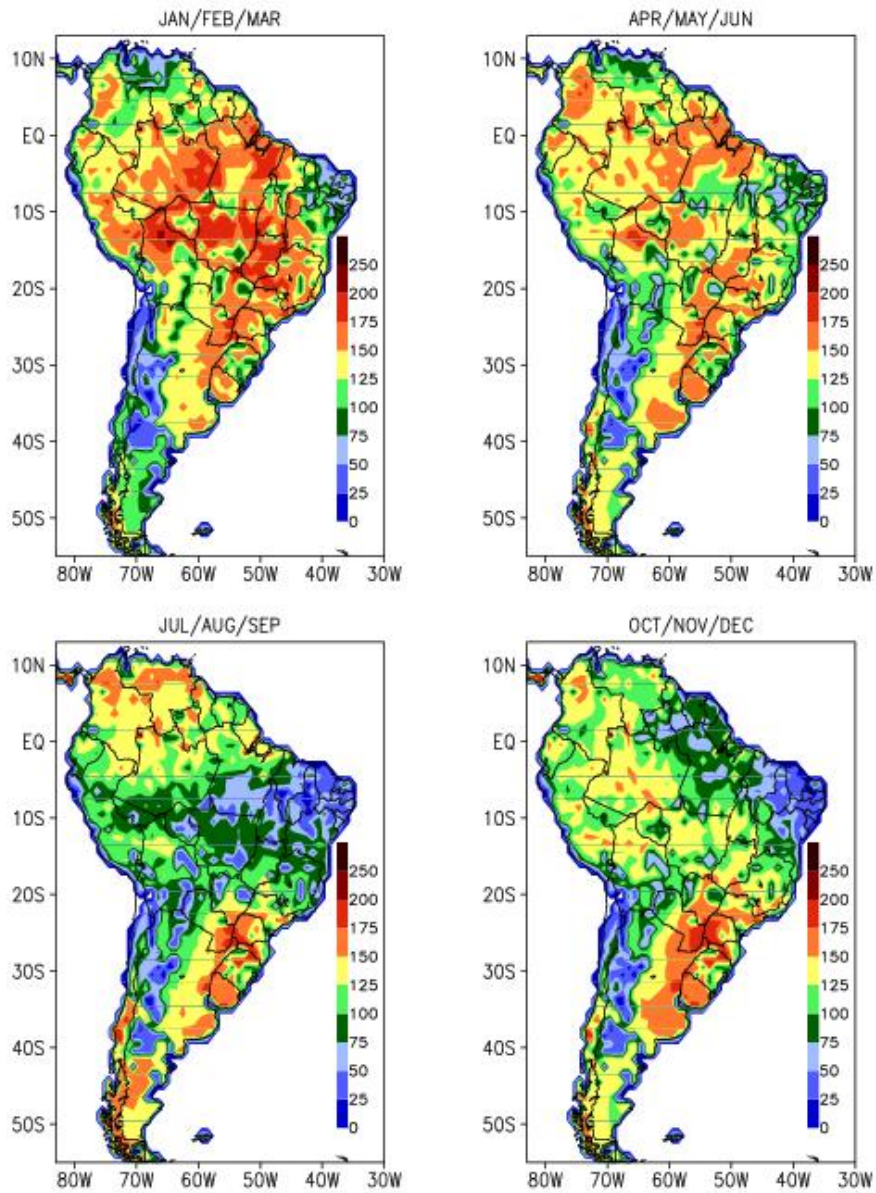


Figura 4. Séries temporais do armazenamento obtidos pelo modelo numérico para o ano de 2002 e de outros dois trabalhos baseados em dados climatológicos (Sentelhas et al., 1999; Rossato, 2001) para diversas localidades: (a) Brasília, (b) Itu, (c) Santa Maria, (d) Manaus. São apresentados os valores integrados em sete níveis de solo: 5, 13, 25, 50, 100, 175 e 250 cm.

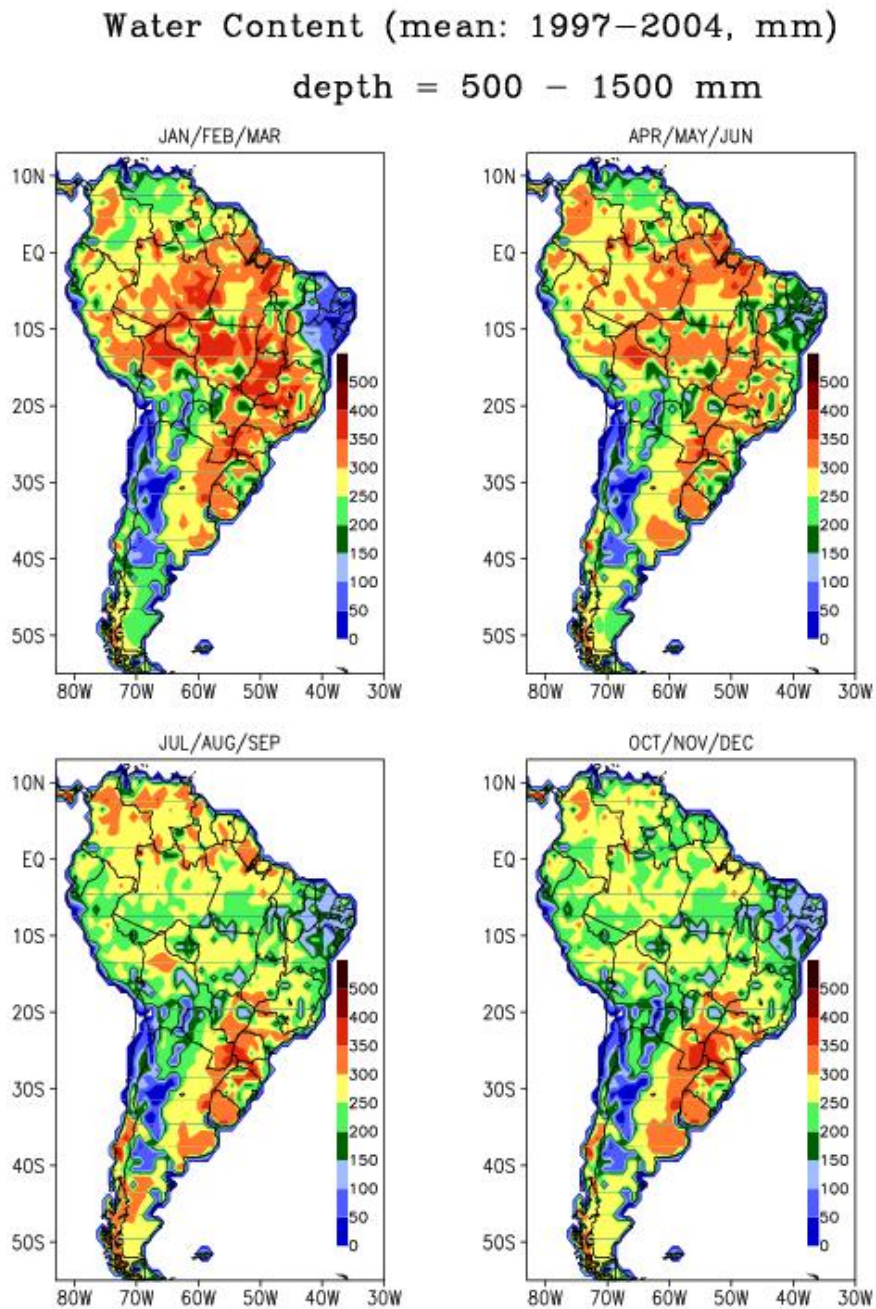
**Water Content (mean: 1997–2004, mm)**

depth = 0 – 500 mm



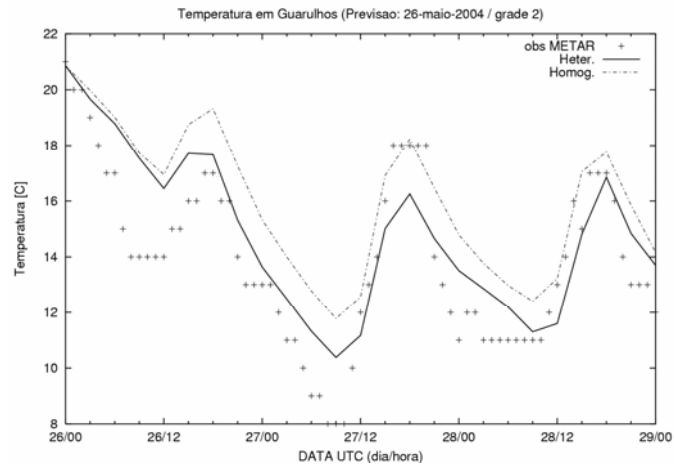
(a)



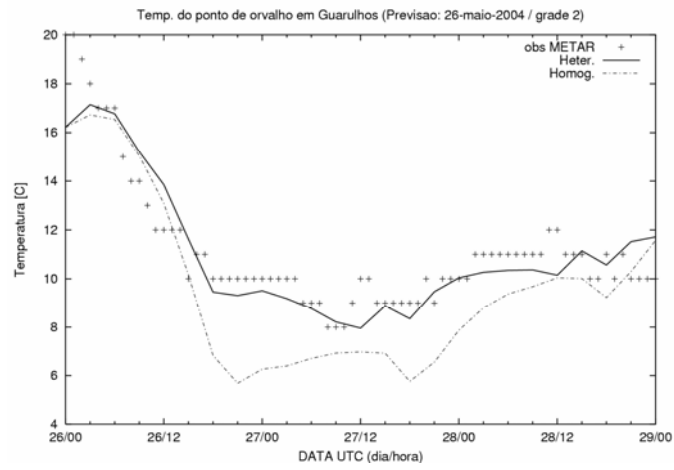


(b)

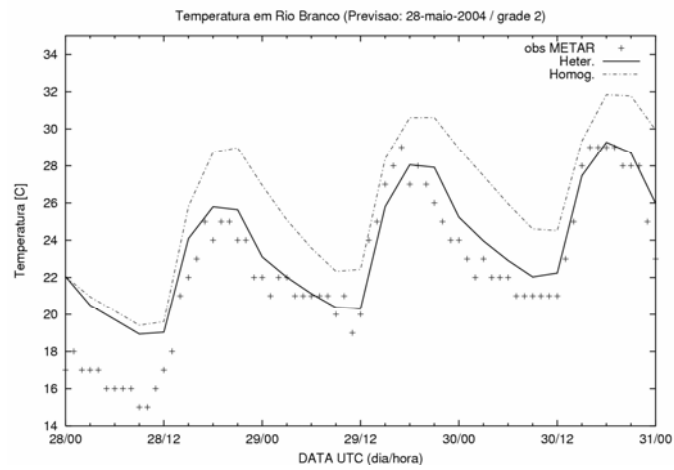
Figura 5. Média do conteúdo de água no solo entre 1997 e 2004 (mm): entre 0 e 500 mm de profundidade (a), e entre 500 e 1500 mm de profundidade (b).



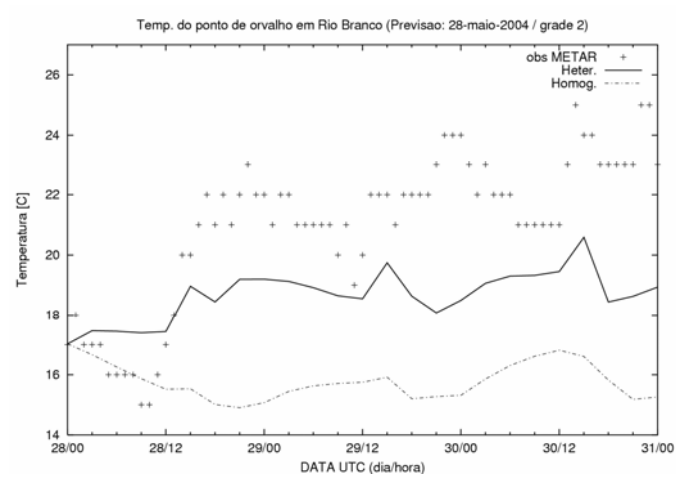
(a)



(b)

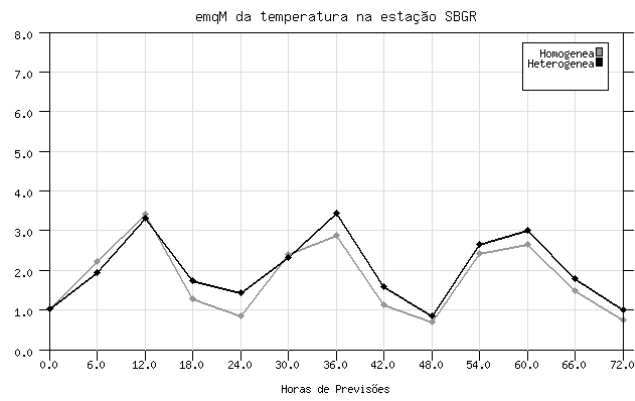


(c)

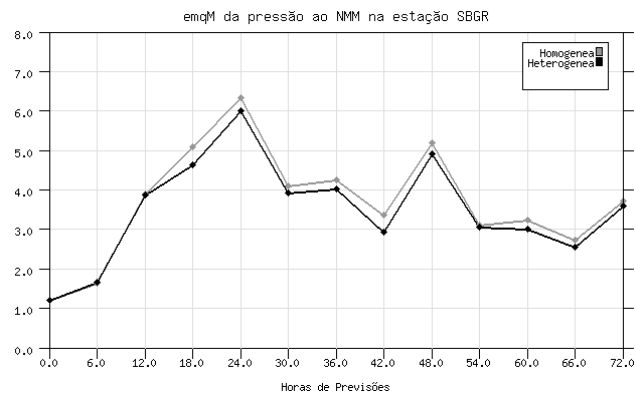


(d)

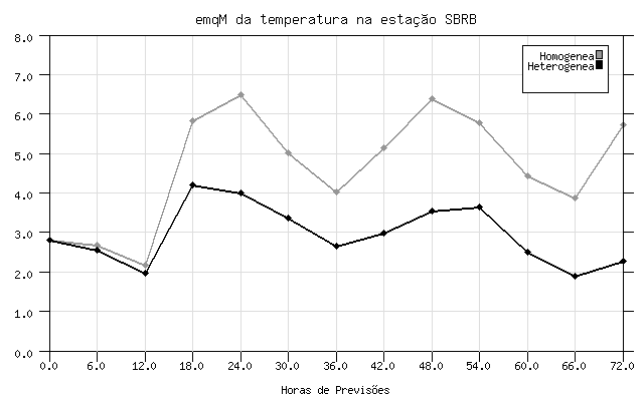
Figura 6. Temperatura do ar simulada pelo modelo em dois ciclos de previsão e a extraída do código METAR (pontos) para a estação de Grarulhos-SBGR (a,b) e Rio Branco-SBRB (c,d), na grade 2 (25 km). Um dos ciclos foi iniciado com umidade do solo espacialmente homogênea e outro com umidade heterogênea.



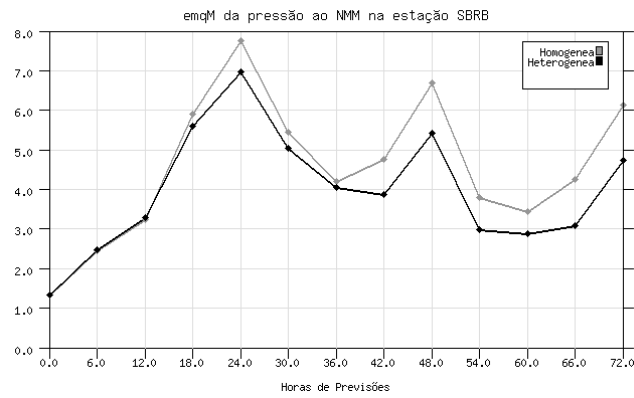
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 7. Erro médio quadrático calculado na grade 2 (25 km) para as estações de Guarulhos-SBGR e Rio Branco-SBRB em quatro ciclos de previsão (entre os dias 26 e 29 de maio de 2004).

Tabela 1. Propriedades ajustadas no modelo de solo. Fonte: McCumber e Pielke (1981); Pielke (1984); Tremback e Kessler (1985).

<b>Textura do solo</b>	<b>Ponto de murcha</b> (x 10 <sup>-2</sup> m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> )	<b>Porosidade</b> (x 10 <sup>-1</sup> m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> )	<b>Condutividade hidráulica</b> (x 10 <sup>-4</sup> ms <sup>-1</sup> )	<b>Potencial de saturação (m)</b>	<b>Parâmetro b</b>
<b>Areia</b>	3,21	3,95	1,76	-0,121	2,79
<b>Areia barrenta</b>	3,56	4,10	1,563	-0,090	4,26
<b>Barro arenoso</b>	4,40	4,35	0,3467	-0,218	4,74
<b>Barro / Silte</b>	6,01	4,85	0,072	-0,789	5,33
<b>Barro argilo-arenoso</b>	5,45	4,20	0,063	-0,299	6,66
<b>Barro areno-siltoso</b>	7,55	4,77	0,017	-0,356	8,72
<b>Barro argiloso</b>	6,64	4,20	0,0245	-0,630	8,17
<b>Barro arenoso</b>	6,50	4,26	0,02167	-0,153	10,73