

A influência da variabilidade e a incerteza na medida da chuva por radar e pluviômetro na água disponível no solo.

Luiz Roberto Trovati¹, Maurício de Agostinho Antonio²

¹FEIS/Unesp-Campus de Ilha Solteira, 15385-000 - Ilha Solteira-SP, trovati@dfq.feis.unesp.br

²IPMET/Unesp-Campus de Bauru, 17033-360 – Bauru-SP, mauricio@ipmet.unesp.br

Abstract. This paper investigates the application of data obtained from a field of spatial distribution of rainfall accumulated in area. In order to determine the water balance, this distribution was quantified by weather radar. Considerations related to spatial, temporal variability of rainfall and soil as well as a new methodology to obtain the water balance is presented. This methodology uses a high spatial resolution, pixels of 1km x 1km. The soil spatial variability is embodied in the water balance by means of juxtaposition between radar pixels and soil maps, which scale describes the various types of soil characterization. The distributed water balance with 1km² area resolution was tested in periods of ten days in an area of 50km x 50km in the region of Jaú (SP). The distributed water balance performance was compared to a conventional balance which was computed by three rain-gauge located in three points of area. Results of water balance measured by using accumulated rainfall area computed by radar and rain-gauge are presented in map format showing the water availability percent in every pixel of area.

Palavras-chave: weather radar, rainfall variability, soil water storage, radar meteorológico, variabilidade da chuva, balanço hídrico.

1. Introdução

A intensidade da precipitação exibe uma enorme flutuação em espaço e tempo. As medidas pontuais por pluviômetro e as observações por sensoriamento remoto de radar e satélite revelam que os campos de chuva são altamente variáveis numa escala espacial de alguns metros a centenas de quilômetros. Portanto, a representação de sua variabilidade no domínio espaço e tempo está sujeita a um alto grau de indeterminação.

A chuva é a primeira variável que ativa o fluxo e o transporte de massa no ciclo hidrológico e a busca para o melhor entendimento da sua variabilidade no espaço e no tempo e o modo de como quantificar essa variabilidade tem conduzido os pesquisadores a uma considerável atividade na modelagem para a representação do campo espacial e temporal da chuva. Em diversos trabalhos observa-se o forte desejo de incorporar fatores fisicamente realísticos da distribuição espacial e temporal da chuva em modelos estocásticos, com o propósito de produzir melhores bases de previsibilidade do campo da distribuição da chuva.

A caracterização da estrutura da chuva, com altíssima variabilidade temporal e espacial, por processos estocásticos pontuais ou multipontos não é simples e direta, de modo que o problema da modelagem da chuva no espaço e no tempo é ainda um desafio formidável (Burlando e Rosso, 1996).

A precipitação é o parâmetro mais significativo para cálculo do balanço de água no solo. Entretanto, face à sua enorme variabilidade espacial a determinação de sua distribuição em área contém as incertezas decorrentes dos métodos utilizados para quantificar essa distribuição. Tradicionalmente, a determinação da distribuição da quantidade de chuva em área, medida por pluviômetros, é feita com base no princípio de média. Em que pese a aplicação de técnicas subjetivas ou computacionais de ajuste, para exprimir do melhor modo o campo de distribuição da chuva em área, a natureza da medida pontual pelos pluviômetros confere a imensurável incerteza própria dos processos de extrapolação. O problema se agrava por tratar-se de extrapolação de sistemas ergódicos como é o caso da precipitação.

Ademais, a variabilidade espacial e temporal do fenômeno chuva é intensa e sabida. De fato, há uma enorme dificuldade de representação das chuvas convectivas pelas redes pluviométricas. Nas latitudes tropicais, as chuvas convectivas são da ordem de 50% do volume total precipitado. A chuva média em área, mesmo para as redes pluviométricas bem

projetadas, não depende apenas da densidade de distribuição dos pluviômetros, mas também das características da área e do mecanismo de produção da chuva. Particularmente, as chuvas convectivas apresentam um enorme padrão de variabilidade espacial e temporal que dificultam as análises e conclusões sobre a distribuição da chuva média em área.

O sensoriamento remoto da atmosfera com radar meteorológico tem-se mostrado como o meio disponível mais apropriado para resolver o problema da quantificação da chuva em área, essencialmente devido à sua alta resolução espacial ($\leq 1 \text{ km}^2$) e temporal ($\leq 15 \text{ min}$) na amostragem do campo de chuva. O potencial e a vantagem do sensoriamento remoto com radar, se deve principalmente, aos seguintes fatores: as medidas são obtidas sem descontinuidade horizontal com alta resolução espacial e temporal; a forma de aquisição dos dados não interfere no processo que está sendo observado; as medidas são feitas em área ao invés de pontos; toda informação coletada é armazenada em um único local; os dados são disponibilizados em formato digital; as informações podem ser obtidas em áreas complexas da superfície de difícil acesso para as medições convencionais; os produtos resultantes estão disponíveis aos usuários através de programa de informática dedicado.

Os solos apresentam, naturalmente, uma inerente variabilidade de textura, estrutura e de outras propriedades físicas e químicas, as quais resultam em padrões de classificação dos tipos, classe e subclasses de solos. Além da variabilidade natural em escala espacial, outros fatores como o plantio, o cultivo e práticas agrícolas relacionadas, alteram as características do solo. Essa variabilidade afeta de modo significativo à capacidade de armazenamento de água no perfil do solo, portanto ela carece ser muito bem descrita para o conhecimento da disponibilidade hídrica no solo. O tratamento real das propriedades da variabilidade espacial do solo, especialmente no que diz respeito ao armazenamento e movimento da água no interior do solo, em escala de campo, requer a representação através de medidas tridimensionais. Entretanto, na prática, adota-se simplificações para incorporar apenas os maiores efeitos da variabilidade do solo no plano horizontal. Em geral, os mapas de classificação dos solos, em escalas detalhada ou semidetalhada, são aptos para se identificar o domínio da variabilidade espacial da superfície em grande escala.

A incorporação dos dados de chuva de radar obtidos com alta resolução espacial, em quadrículas de $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$, superpostos à matriz de tipos de solo com a mesma resolução, assim como a estimativa da evapotranspiração em área, pode permitir a execução de balanço hídrico altamente distribuído. Explorando essa potencialidade da disponibilidade de chuva área com a resolução dada pelo radar meteorológico, Trovati e Antonio (1996), desenvolveram o processo para a execução de um balanço hídrico altamente distribuído, ou seja, com a mesma resolução das células unitárias (pixels) do radar ($1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$). Esse balanço incorpora, na mesma resolução do radar, a variações dos tipos de solo presentes na área levando em conta para cada um dos solos a característica das capacidades máxima e mínima de armazenamento de água no perfil.

O objetivo deste trabalho é mostrar a execução do balanço hídrico com alta resolução espacial utilizando como insumo de entrada, a distribuição da chuva acumulada em área quantificada por radar meteorológico. Esta propriedade de ser um balanço altamente distribuído, permite levar em conta as características de variabilidade espacial do solo em termos da capacidade de armazenamento para os diversos tipos de solo que recobrem a área de estudo.

2. Metodologia

A execução do balanço de água no solo com definição espacial em área de 1 km^2 e periodicidade decenal foi testada na região central do Estado de São Paulo, numa área de $50 \text{ km} \times 50 \text{ km}$, referente ao mapa quadrícula de Jaú, compreendido entre; 22° e $22^\circ 30'$ de

latitude Sul - 48°30' e 49° de longitude. A região possui topografia suavemente ondulada, onde predomina a cultura de cana-de-açúcar e sua máxima distância ao raio de recobrimento do radar meteorológico do IPMet/UNESP de Bauru é de aproximadamente 70 km.

A estimativa da chuva em área com radar foi realizada num plano de altura constante, *CAPPI* de 3,5 km, em intervalos de amostragem de 15 minutos e com o uso da relação de Marshall-Palmer, $Z = 200 R^{1,6}$, convertendo a informação de refletividade de radar, dada em mm^6/m^3 , em intensidade de chuva mm/h. Então, os valores convertidos foram acumulados em totais horários, dando o campo horário de precipitação no raio de 240 km do radar. O processo é repetido a cada hora de modo que ao completar às 24 horas tem-se o acumulado diário de precipitação dada pelo radar, que é aquele tornado disponível ao usuário do IPMet.

A estimativa da evapotranspiração em área foi efetuada em períodos decendiais com base nos dados de três estações meteorológicas da área e vizinhança, quais sejam: Ibitinga, Barra Bonita e Boracéia, a partir do modelo da relação complementar, desenvolvido por Morton (1983). Essencialmente, o modelo está fundamentado no conceito de que existe uma relação complementar, uma resposta igual e de sinal oposto entre as evapotranspirações, de área (ETA) e potencial (ETP), motivada pela disponibilidade hídrica para evapotranspiração.

As cartas de solo com levantamento pedológico semidetalhado, escala 1:100.000, do Estado de São Paulo, apresentam a descrição espacial dos todos os tipos de solo e as suas respectivas classificações dentro de mapas quadrículas de 30' de latitude e longitude. Isto é, cada mapa quadrícula (50 km x 50 km), descreve os tipos de solos com resolução espacial de 2 km x 2 km. Neste estudo utilizou-se o mapa de levantamento pedológico semidetalhado referente à quadrícula de Jaú. Com base na classificação dos tipos e textura dos solos de cada região podemos inferir para o perfil de solo (L) que envolve o sistema radicular o valor médio de umidade ($\bar{\theta} \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$) nos limites de 15 atm e 1/3 atm, correspondentes ao ponto de murchamento permanente e à capacidade de campo, respectivamente.

Conhecendo-se os limites médios de umidade, na capacidade de campo $\bar{\theta}_{c.c.}$ e no ponto de murchamento permanente $\bar{\theta}_{p.m.p.}$ de cada tipo de solo da área, para o perfil $L = 40$ cm de profundidade, foi determinada a capacidade de armazenamento máximo ($S_{máx}$) e mínimo ($S_{mín}$) de água no solo, conforme as equações:

$$S_{máx} = \bar{\theta}_{c.c.} L \quad (1)$$

$$S_{mín} = \bar{\theta}_{p.m.p.} L \quad (2)$$

onde, os valores de $\bar{\theta}$ para cada tipo de solo estão mostrados na **Tabela 1**.

As informações do mapa de solo com as respectivas capacidades de armazenamento de água para cada tipo de solo foram digitalizadas e justapostas à grade de pixels do radar. Dessa forma, foi composta uma matriz com a mesma dimensão dos pixels do radar (1 km x 1 km) que incorpora os dados de solo e da chuva observada pelo radar sobre a área. Em cada pixel dessa nova matriz podemos calcular o conteúdo de água disponível (AD) no perfil de solo por:

$$AD = S_{máx} - S_{mín} \quad (3)$$

A partir do conhecimento da água disponível pixel a pixel, da intensidade de chuva média horária em cada pixel amostrada pelo radar a cada 15 minutos e da estimativa da

evapotranspiração em área, foi executado o balanço hídrico integrando-se os dados em períodos decendiais.

Tabela 1 - Valores médios de umidade do solo na capacidade de campo e ponto de murchamento permanente para os solos da quadricula de Jaú - (Reichardt, K., 1996: comunicação pessoal).

Tipo de Solo	Profundidade <i>L</i> (cm)	Umidade em Volume (cm ³ . cm ⁻³)	
		$\theta_{c.c.}$ (1/3atm.)	$\theta_{p.m.p.}$ (15atm.)
Latossolo Roxo	0 – 40	0,36	0,26
Latossolo Vermelho Escuro	0 – 40	0,33	0,25
Latossolo Vermelho Amarelo	0 – 40	0,20	0,12
Podzólico Vermelho Amarelo	0 – 40	0,30	0,15
Terra Roxa Estruturada	0 – 40	0,40	0,28
Brunissem Avermelhado	0 – 40	0,36*	0,26*
Areias Quartzosas Profundas	0 – 40	0,18*	0,08*
Solos Litólicos	0 – 40	0,25*	0,15*
Solos Hidromórficos	0 – 40	0,50*	0,40*

(* valores típicos)

Considerando que o balanço visa, preferencialmente, atender às finalidades agrônômicas, as seguintes condições de contorno foram impostas:

- i* - quando a umidade no perfil de solo atingir o valor mínimo ($\bar{\theta}_{p.m.p.}$) a evapotranspiração é nula.
- ii* - quando a umidade no perfil de solo encontrar-se entre os valores máximo ($\bar{\theta}_{c.c.}$) e mínimo ($\bar{\theta}_{p.m.p.}$) a evapotranspiração se processa de modo linear, conforme a demanda.
- iii* - quando a umidade no perfil de solo atingir o valor máximo ($\bar{\theta}_{c.c.}$) a precipitação é considerada como escoamento superficial.
- iv* - enquanto a umidade no perfil de solo estiver abaixo do valor máximo ($\bar{\theta}_{c.c.}$) toda chuva é considerada efetiva, independente de sua intensidade.
- v* - a depleção de água por drenagem profunda no perfil do solo é considerada nula.

Tais condições colocadas como hipóteses restritivas objetivam simplificar a execução do balanço.

Foi escolhido para teste o período de julho a dezembro de 1995, evidenciado por um período de estiagem na região central do Estado de São Paulo, que se prolongou de maio até o início da segunda quinzena do mês de setembro. Naturalmente, com o transcorrer desse período sem chuvas, supôs-se que ocorreu a depleção de 50% da água disponível no perfil de 40 cm de profundidade do solo. Hipótese esta bastante realística, considerando-se que o período antecedente é normalmente seco e os balanços de água no solo demonstram que déficit hídrico perdura até meados de setembro e outubro naquela região. A inicialização do balanço em períodos decendiais desde o início de julho até a chegada das primeiras chuvas em setembro, pode permitir uma relativa estabilidade nos dados dos parâmetros calculados. Com base na equação (3) e nas condições de contorno, impostas como restrição, apresentadas anteriormente, foram executados dois tipos de balanço hídrico. No primeiro balanço hídrico utilizou-se como insumo de entrada, o campo de distribuição de chuva em área amostrado pelo radar meteorológico de Bauru, com as informações de chuva obtidas a cada 15 minutos,

sobre pixels com resolução de 1 km x 1 km, integradas em períodos decendiais. O segundo balanço foi executado a partir de dados de chuva obtidos por pluviômetros. A distribuição da chuva em áreas foi calculada pela média aritmética simples de dados de três estações da região, quais sejam, Ibitinga, Barra Bonita e Boracéia, também para períodos decendiais.

Ambos os balanços levaram em consideração a variabilidade dos tipos de solo no cálculo de capacidade do armazenamento de água, ou seja, foram realizados com um modelo distribuído de solos. O único parâmetro que variou, de um balanço para o outro, foi à forma de obtenção dos dados de distribuição da chuva média em área. Todos os demais parâmetros utilizados foram determinados de forma similar.

3. Resultados e Discussões

3.1. Chuva média em área

Apesar do objetivo principal desse trabalho não ser o de investigar aspectos de calibração entre as medidas de chuva por radar e pluviômetro, foi observada uma significativa diferença nos valores da chuva média acumulada pelos pluviógrafos e aquela integrada pelo radar nos pixels sobre os pluviógrafos. Os desvios observados entre a chuva acumulada pelo radar e pelos pluviógrafos, durante o período de seis meses de acumulação, para os dados amostrados nas três estações utilizadas nesse estudo, foram de 300%. A **Figura 1** mostra a curva de massa da chuva estimada pelo radar através da relação Z-R de Marshall-Palmer e a curva de massa da chuva medida pelos pluviógrafos durante o período referenciado. Observa-se que, temporalmente a estimativa da chuva acumulada pelo radar subestima a chuva acumulada medida pelos pluviógrafos num fator de aproximadamente, 3 vezes.

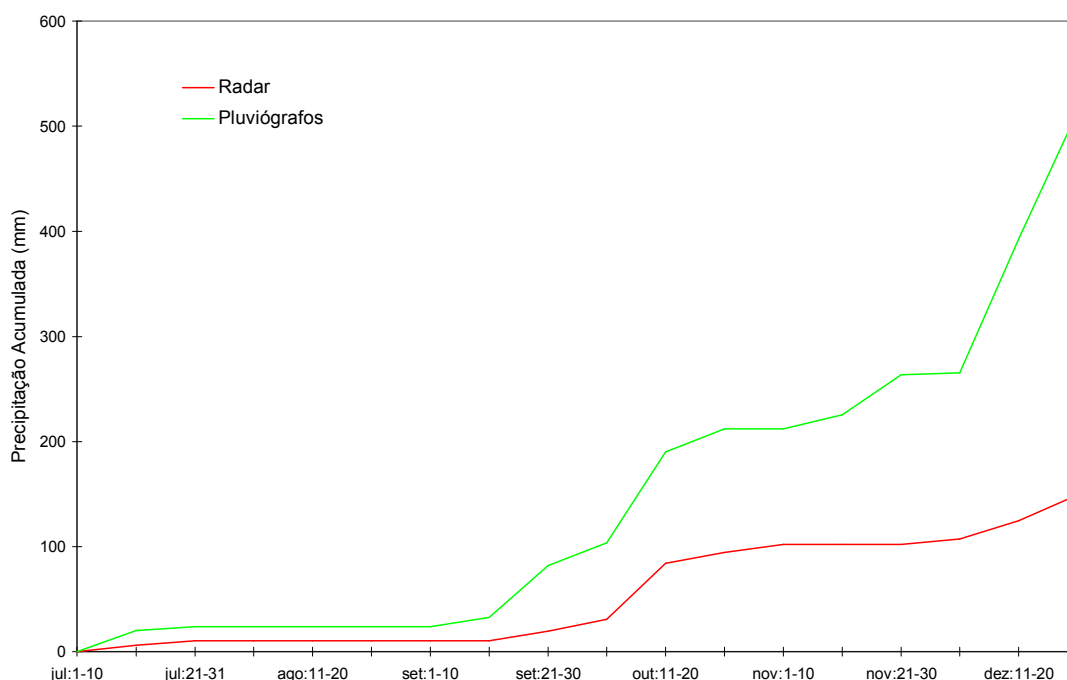


Figura 1 - Curvas de massa da chuva acumulada por radar, sobre os pixels das estações de Ibitinga, Barra Bonita, e Boracéia e chuva acumulada pelos pluviógrafos, no período de julho a dezembro de 1995.

A acurácia das medidas de chuva observada pelo radar tem, normalmente, sido estudadas através das comparações de dados radar e pluviômetro. As causas dos desvios, as fontes de

erros de comparação e métodos de correção dos dados de radar, também, foram publicados por diversos autores, Wilson e Brandes (1979), Doviak (1983), Calheiros e Zawadzki (1987), esses últimos, considerando a distância do radar. A estimativa da intensidade de precipitação em área, como verdade terrestre para os sistemas de sensoriamento remoto da chuva por radar e satélite é muito importante (Seed e Austin, 1990). Essa estimativa é também fundamental para a entrada da modelagem hidrológica e do balanço hídrico. Peters-Lidard e Wood (1994), demonstram que são esperados grandes erros quando a estimativa da chuva média em área é realizada a partir de uma rede pluviométrica com densidade abaixo de um nível crítico. Nesse caso, a realidade da verdade terrestre utilizada pelos sistemas de quantificação da chuva, por radar e satélite, assim como cálculo da entrada nos modelos do balanço da água é questionável.

3.2. Água disponível

Os resultados do balanço de água no solo estão apresentados na forma do percentual de água disponível no perfil de solo com 40 cm de profundidade. A **Figura 2a** mostra um exemplo da distribuição percentual da água disponível na área de estudo (50 km x 50 km), para dois períodos decendiais, 11 a 20.10.95 e 21 a 31.10.95, derivado do balanço hídrico com dados de chuva acumulada, obtida através de radar meteorológico. Essa figura representa então, um balanço hídrico altamente distribuído, isto é, com resolução espacial da dimensão dos pixels de radar, 1 km x 1 km de área. Analogamente, a **Figura 2b** mostra o balanço hídrico da área realizado sobre as mesmas condições, levando em conta inclusive à variabilidade espacial do solo, porém utilizando os dados de chuva média acumulada em área a partir das medidas de três pluviógrafos situados na área e vizinhança.

A comparação entre as figuras permite verificar que o padrão de variabilidade da água disponível no solo está associado ao mecanismo de obtenção da chuva em área. Em decorrência da própria natureza da variabilidade espacial da chuva em área e da variabilidade da capacidade de armazenamento de água nos diferentes tipos de solo. É oportuno lembrar que os limites máximo e mínimo do armazenamento de água no solo variam entre os tipos de solo da área, e, portanto essa heterogeneidade na capacidade de armazenamento de água pelo solo é considerada no balanço distribuído. Da mesma maneira, a variabilidade da chuva em área é minimizada com o uso da informação de radar.

Pela análise seqüencial dos dois períodos do balanço hídrico com radar, **Figura 2a** precisamente onde ocorreu à transição do período seco para o período chuvoso, pode-se verificar a presença de regiões com permanência de déficit hídrico. Notadamente o balanço hídrico do mesmo período a partir de informações pluviométricas da área, **Figura 2b**, mostra um campo de distribuição da umidade do solo com padrão diferente, com déficit ou excesso, dependendo da quantidade de chuva medida pela rede pluviométrica.

4. Conclusões

Esse trabalho examinou o comportamento de balanços hídricos altamente distribuídos, utilizando dados de distribuição de chuva acumulada em área, com alta resolução espacial, obtidos através de radar meteorológico e pela rede pluviométrica. A metodologia desenvolvida permite incorporar a variabilidade espacial do solo no processo de quantificação da disponibilidade hídrica do perfil de solo sobre extensas áreas.

As análises realizadas sobre a distribuição da chuva em área através de informações de radar e de pluviômetros mostraram a ocorrência de desvios com significativa magnitude. O erro associado à comparação radar-pluviômetro para a chuva acumulada, integrada em períodos horários, diários, mensais e semestrais, apresentou uma subestimativa pelo radar de um fator constante de aproximadamente 3 vezes.

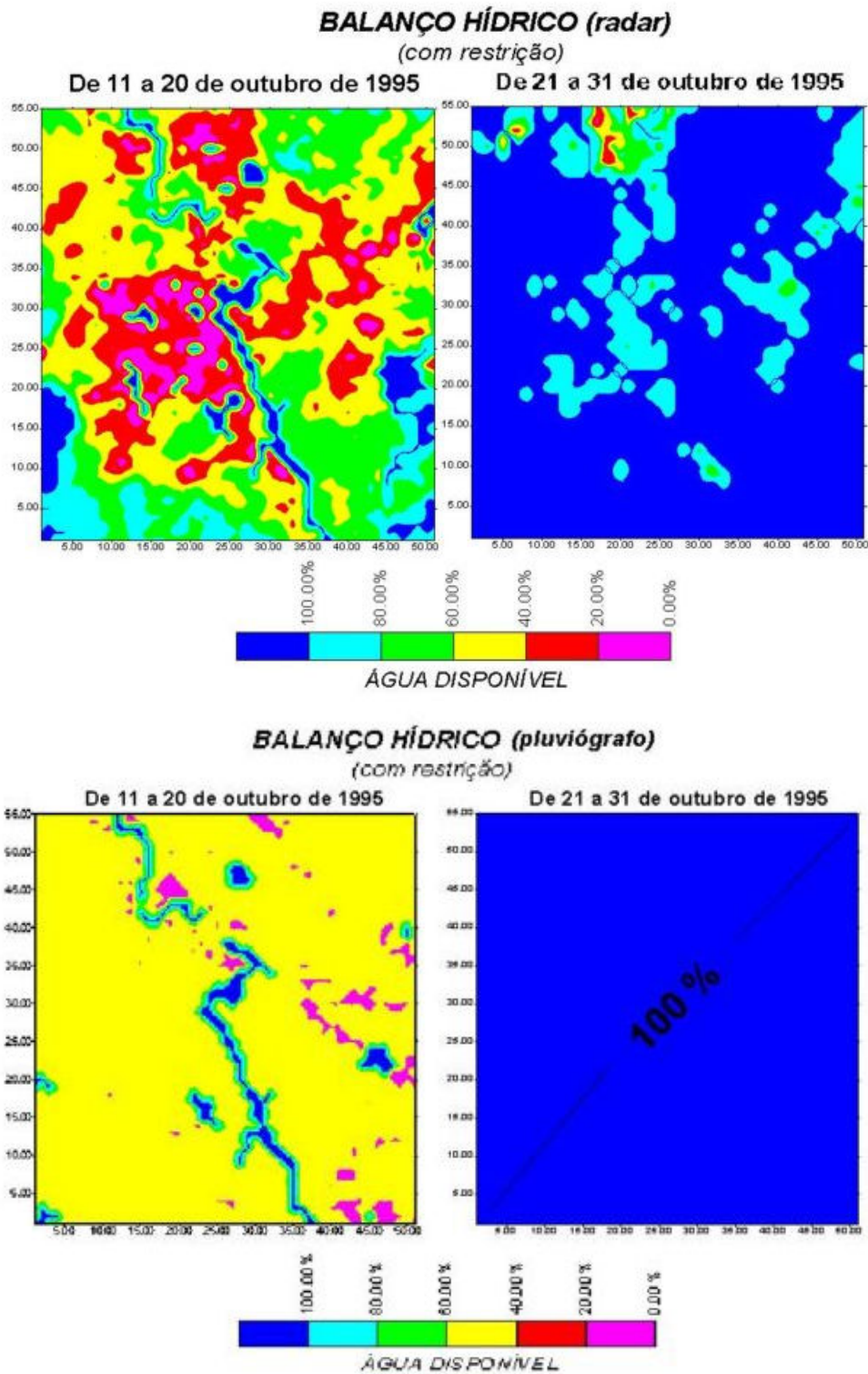


Figura 2 - Balanço hídrico distribuído mostrando o campo de distribuição da água disponível no perfil de solo, 40 cm de profundidade, com resolução espacial de 1 km x 1 km, para quadrícula de Jaú, com área de 50 km x 50 km, a) com dados de chuva cumulada por radar meteorológico; b) com dados de chuva média em área calculada a partir de três pluviógrafos.

O erro relativo entre as curvas de massa de taxa de precipitação acumulada por radar e pluviômetro pode sugerir, a princípio, a necessidade do uso de uma relação Z-R mais apropriada. O uso da relação Z-R de Marshall-Palmer ($Z=200R^{1.6}$) para compor o campo de chuva acumulada pelo radar de Bauru, sobre áreas da dimensão da enfocada nesse estudo e com amostragem temporal da chuva integrada a cada 15 minutos, não reproduz realisticamente o volume precipitado sobre a rede pluviométrica. Com o uso dessa relação à medida de chuva pelo radar subestimou em 3 vezes a taxa de chuva observada pelos pluviômetros. A diferença encontrada entre as medidas de chuva do radar e pluviômetros é decorrente da própria filosofia de medidas dos instrumentos e dos erros devido aos princípios físicos de medidas pelo sensoriamento remoto por radar. Os estudos de comparação radar-pluviômetro e a alternativa de calibração dessas medidas em tempo real têm sido conduzidas visando minimizar esse efeito. A introdução de um fator de correção (f_0) na equação do radar, proposta por Creutin *et al.* (1997), apresenta-se como uma alternativa simples e promissora para permitir a aplicabilidade operacional dos dados de radar em diversas áreas. Foi observada uma estrita similaridade entre o fator de correção, $f_0 = 3,2$ encontrado por aqueles autores e a diferença do fator de aproximadamente 3, observado entre a chuva acumulada por radar e pluviômetro na análise desse estudo.

O balanço hídrico distribuído executado com dados de chuva quantificada por radar meteorológico, permitindo considerar a variabilidade espacial do campo de chuva sobre área e incorporar a variabilidade espacial do solo, apresenta potencialidades de extraordinário valor sócio econômico. Como, por exemplo, nas aplicações do setor agrícola, de gerenciamento de atividades de manejo de solos, tratos culturais, suporte à irrigação e na modelagem de previsão de safras. Também, as áreas de hidrologia, como entrada aos modelos chuva-vazão, e de meteorologia, como condição de inicialização aos modelos de previsão de tempo, poderão ser beneficiadas com um balanço hídrico distribuído sobre extensas áreas.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BURLANDO, P. ROSSO, R.. Scaling and multiscaling models of depth-duration-frequency curves for storm precipitation. **Journal of Hydrology**, v.87, p.45-64, 1996.
- CALHEIROS, R.V., ZAWADZKY, I. Reflectivity-rain rate relationships for radar hydrology in Brazil. **Journal of Climatic and Applied Meteorology**, v.26, 188-92, 1987.
- CREUTIN, J.D., ANDRIEU, H., FAURE, D. Use of a weather radar for the hydrology of a mountainous area. Part II: radar measurement validation. **Journal of Hydrology**, v.193, p.26-44, 1997.
- DOVIK, R.J. A survey of radar rain measurement techniques. **Journal of Climatic and Applied Meteorology**, v.22, p. 832-49, 1983.
- MORTON, F. I. Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. **Journal of Hydrology**, v.66, p.1-76, 1983.
- PETERS-LIDARD, C.D., WOOD, E.F. Estimating storm areal average rainfall intensity in field experiment. **Water Resources Research**, v.30, n.7, p.2119-31, 1994.
- SEED, A.W., AUSTIN, G.L. Sampling errors for raingage-derived mean areal daily and monthly rainfall. **Journal of Hydrology**, v.8, p.163-73, 1990.
- TROVATI, L.R., ANTONIO, M. A . Balanço hídrico distribuído com medidas de chuva por radar meteorológico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 9, 1996, Campos do Jordão. v.2, p.1148-51.
- WILSON, J. W., BRANDES, E. A. Radar rainfall measurement: a summary. **American Meteorological Society Bulletin**, v.60, 1048-58, 1979.