

ANÁLISE DE SIMULAÇÕES DE CURTO PRAZO DE PRECIPITAÇÃO PARA ENTRADA A MODELOS HIDROLÓGICOS

Ana Cláudia F. M. Braga¹; Carlos de O. Galvão²; Renato de O. Fernandes³ & Enio P. de Souza²

RESUMO – Eventos de grande intensidade e quantidade de precipitações geram situações de emergência e calamidade. As previsões de tempo passam a despertar a atenção da comunidade de hidrologia, como uma informação potencial útil na emissão de alertas e antecipação de impactos. O acoplamento entre modelos atmosféricos e hidrológicos é uma ferramenta útil para gerar cenários de escoamento com base nestas previsões. No entanto, os erros nelas existentes podem influenciar diretamente o escoamento gerado, pois o modelo hidrológico não vai gerar uma vazão consistente se utilizar valores incorretos de precipitação ou com má localização. Desta forma, existe a necessidade de análises mais detalhadas a respeito das incertezas nas simulações das precipitações que possam influenciar diretamente o resultado de acoplamentos. Este trabalho é uma contribuição com este propósito. Após a análise de três eventos no Nordeste semiárido do Brasil, encontrou-se que o modelo regional fez a mesma distribuição espacial de chuva nos eventos, superestimou os picos e não alocou picos de precipitação em um dia, como nos dados observados, mas os distribui ao longo dos dias dos eventos. Estas características podem ser indicio de erro sistemático no modelo atmosférico.

ABSTRACT – Meteorological events with high intensity and total amount of rainfall lead to emergency and disaster situations. Weather-based precipitation forecasts are getting the attention of the community of hydrology as a potential useful information to produce warnings and anticipate impacts. The coupling between atmospheric and hydrological models is a useful tool to generate flow scenarios based on these forecasts. However, the errors associated with these forecasts can influence directly flow generation, because the hydrologic model will not generate a consistent flow using incorrect values or location of precipitation. Thus, there is a need for more detailed analysis regarding the uncertainties in simulations of rainfall that can influence directly the result of coupling. This work is a contribution with this purpose. After the analysis of three events in the semiarid Northeastern Brazil, it was found that the regional model has the same spatial distribution of rain in the events, overestimated the peak and that it does not allocate peak of precipitation in one day, as the observed data, but distributed over all days in the events. These features may be evidence of systematic error in the atmospheric model.

Palavras-chave: acoplamento, simulação da precipitação, semiárido.

¹ Professora Adjunta da Universidade Federal da Paraíba, UFPB – Campus Universitário I, CT/DECA, Cidade Universitária, Castelo Branco, 58.051-900, João Pessoa/PB. Email: anacmedeiros@yahoo.com.br

² Professor Adjunto da Universidade Federal de Campina Grande - UFCG. Email: galvao@dec.ufcg.edu.br, esouza@dca.ufcg.edu.br

³ Mestrando da Universidade Federal de Campina Grande – UFCG. Email: renato@hidro.ufcg.edu.br

1 – INTRODUÇÃO

As previsões de tempo e clima são informações de grande valia para a sociedade em geral, em especial para previsão de eventos extremos como cheias e secas. Áreas com problemas historicamente relacionados às secas, como o Nordeste semiárido do Brasil, também sofrem com eventos extremos opostos, como cheias e inundações. Nesta década, particularmente, em vários anos a intensidade e quantidade das precipitações tem sido grande, gerando situações de emergência e calamidade como as enchentes dos anos 2008 e 2009.

Neste contexto, as previsões de tempo, aí incluídas as de precipitação de curto prazo (entre um e cinco dias de antecedência), passam a despertar a atenção da comunidade de hidrologia, como uma informação potencialmente útil na emissão de alertas e antecipação dos impactos.

Essas previsões são realizadas através da execução de modelos atmosféricos globais, com resolução na ordem de uma centena de quilômetros. Os modelos atmosféricos regionais, com resolução mais refinada, na ordem de poucas dezenas de quilômetros, são executados utilizando condições de contorno fornecidas por um modelo atmosférico global. Com o avanço computacional nas últimas décadas, os modelos atmosféricos globais e regionais puderam ser executados em escalas mais finas, compatíveis com os processos hidrológicos nas bacias hidrográficas. Este fato é de especial importância, visto que esses eventos extremos se refletem imediatamente nos escoamentos gerados nas bacias hidrográficas.

Desta forma, recentemente, o acoplamento entre modelos atmosféricos e hidrológicos tem sido testado para a previsão ou simulação da vazão dos rios. O termo acoplamento denota o uso conjunto dos modelos atmosféricos e hidrológicos, embora isto na prática implique em diferentes abordagens e procedimentos para sua implementação. Em alguns tipos de acoplamento, as informações meteorológicas (precipitação, temperatura do ar, etc.) têm sido usadas como dados de entrada em modelos hidrológicos, por exemplo, para previsão de escoamento (Galvão, 1999; Pietroniro et al., 2001; Tucci et al., 2003; Evans, 2003; Meneguzzo et al., 2004; Verbunt et al., 2006) ou para avaliação de mudança climática (Arora e Boer, 2001; Simonovic e Lanhai, 2004; Dibike e Coulibaly, 2005; Fujihara et al., 2008). São os conhecidos acoplamentos unidirecionais, que possuem concepção simples e, conseqüentemente, uso difundido em todo o mundo (Ines e Hansen, 2006; Misra, 2007; Collischonn et al., 2007).

Para um sistema com modelos acoplados, a precipitação prevista pelo modelo atmosférico deve ser confiável, sob pena de deterioração das estimativas da vazão (Arora, 2001; Guo et al., 2002). Dois

fatores podem ser limitantes para a destreza da previsão feita pelo modelo atmosférico: (a) as características não-lineares dos fluxos de massa, energia e momentum na atmosfera e (b) o fato dos modelos atmosféricos gerarem algumas variáveis sem utilização de dados observados, como é o caso da precipitação. Estas são variáveis altamente dependentes das parametrizações do modelo, podendo resultar em erros sistemáticos nas simulações (Fuchs et al., 2001, Decharme e Douville, 2006, Misra, 2007).

O modelo atmosférico deve prever a precipitação - principal variável para o componente hidrológico - na quantidade e nas suas distribuições temporal e espacial. Podem existir erros na previsão numérica de quantidade, de localização, de distribuição temporal e na escala aplicada (previsões diárias apresentam maiores erros que as escalas mensal e sazonal). Estes erros podem aumentar ainda mais as incertezas na simulação da vazão que, além daquelas relacionadas ao modelo hidrológico, possuirá ainda as relacionadas à previsão da chuva. Em alguns casos, o modelo hidrológico pode até atenuar esta última (Braga et al., 2007), dependendo do tipo de modelo aplicado (concentrado ou distribuído) e do tipo de erro encontrado (temporal, por exemplo). No entanto, o modelo hidrológico não vai gerar uma vazão consistente se utilizar valores incorretos de precipitação ou com má localização, às vezes até fora da bacia hidrográfica.

No ano de 2005, os projetos COPAD e SegHidro (<http://seghidro.lsd.ufcg.edu.br/>) possibilitaram que o modelo atmosférico regional BRAMS – Brazilian Regional Atmospheric Modeling System – fosse executado operacionalmente na Universidade Federal de Campina Grande (UFCG) em duas grades aninhadas, uma de 20 km, abrangendo todo o Nordeste, e outra de 5 km, sobre os Estados da Paraíba e Pernambuco, para realização de previsões numéricas de tempo. Embora este fosse apenas um dos objetivos dos projetos, isto permitiu que se possam produzir previsões mais detalhadas espacialmente de variáveis como a precipitação, temperatura e umidade do ar.

Esta evolução do BRAMS se desenvolveu em meio ao debate sobre acoplamentos de modelos atmosféricos e hidrológicos e geração de cenários futuros (Braga et al., 2006). No entanto, existe a necessidade de análises mais detalhadas a respeito das incertezas nas simulações das precipitações que possam influenciar diretamente o resultado de acoplamentos unidirecionais. Este trabalho é uma contribuição com este propósito.

2 – PRECIPITAÇÃO NO NORDESTE DO BRASIL

A estrutura norte-sul das anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) observadas no Atlântico é conhecida como dipolo do Atlântico Tropical (Hastenrath e Heller, 1977; Nobre e Shukla, 1996). Este padrão dipolo do Atlântico Tropical permite a ocorrência de gradientes meridionais de anomalias de TSM que impactam a posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) que, por sua vez, modulam a distribuição sazonal de precipitação sobre o Atlântico equatorial, sobre parte do norte do Nordeste do Brasil, e até sobre a parte central da Amazônia. O excesso ou escassez de precipitação ao sul do equador será associado ao deslocamento latitudinal anômalo da ZCIT e, principalmente, ao período de incursão da ZCIT ao sul do Equador (Dias e Marengo, 2003). Em anos chuvosos para o Nordeste do Brasil, a ZCIT permanece ao sul até abril, enquanto que, em anos de seca no NEB, a ZCIT retorna ao hemisfério norte já em março.

Estudos mostram que sendo dados os campos das TSMs dos oceanos, os Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGAs) simulam a variabilidade interanual da chuva sobre o Nordeste do Brasil com alta precisão. Esta previsibilidade foi examinada em estudos teóricos (Shukla, 1981) ou observacionais (Hastenrath e Heller, 1977; Nobre e Shukla, 1996) e na modelagem numérica da atmosfera global (Moura e Shukla, 1981; Marengo et al., 2003). Com os recentes avanços na precisão da previsão das TSMs sobre os oceanos tropicais, tem sido possível produzir previsões sazonais de precipitação confiáveis sobre a região utilizando-se MCGAs.

No entanto, nas previsões de curto prazo, as previsões perdem esta confiabilidade. O fenômeno formador da precipitação nesta região, a convecção, não consegue ser bem representado na escala na qual os modelos atmosféricos regionais são simulados (resolução máxima operacional por volta de 5Km). Desta forma, as chuvas fortes e rápidas que ocorrem no NEB e caracterizam este fenômeno, não são bem simuladas pelo modelo regional.

Para o Nordeste do Brasil, a previsão sazonal favorece a previsão das secas e o planejamento da mitigação de seus impactos. No entanto, a previsão de curto prazo ou previsão de tempo possui grande importância para previsão de cheias, em especial, no caso de eventos extremos.

3 – O MODELO ATMOSFÉRICO

O BRAMS (<http://www.cptec.inpe.br/brams>) é um modelo que possui frequentes aplicações de simulações de fenômenos atmosféricos na mesoescala (escalas horizontais de 2 km a 2000 km) para

previsões operacionais do tempo, de regulação da qualidade do ar e também de suporte a pesquisas (Tremback e Walko, 2003). As condições iniciais e de contorno foram as do Modelo Global do CPTEC (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do INPE), simulado com 78 km de resolução horizontal no Equador e 28 níveis verticais.

As grades foram centradas nos pontos de coordenadas 37,5oW e 6,3oS e foram definidos 110 pontos de grade em x e 106 pontos de grade em y, que resultaram na cobertura da área mostrada na Figura 1. Na vertical, foram fixados 40 pontos de grade, com espaçamento de 20 m.

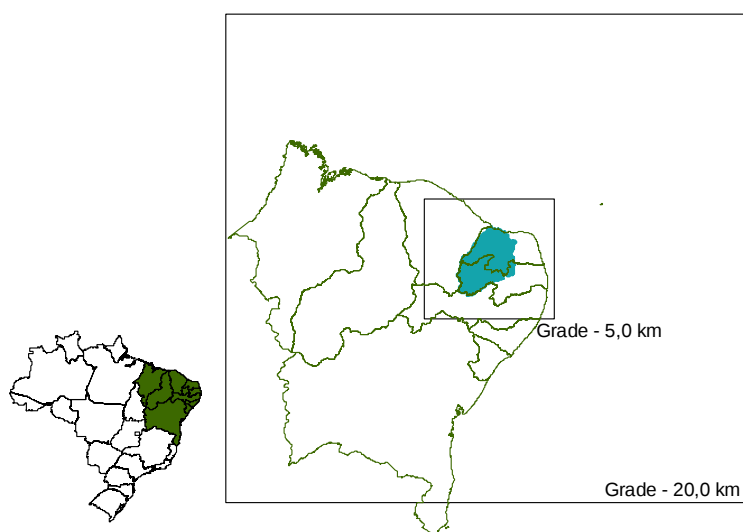


Figura 1 – Grades aplicadas ao modelo BRAMS

A Tabela 1 a seguir apresenta um resumo com as principais parametrizações consideradas no BRAMS.

Tabela 1 – Parametrização do *BRAMS*

Campo	Parametrização
Convecção	Kuo (1974)
Centro das grades	37,5°W; 6,3°S
Pontos em x	110
Pontos em y	106
Espaçamentos das grades	22,0 km, 5,5 km
Camadas de solos	9
Patches	2
Classes de vegetação	Heterogênea
NDVI	Homogêneo
Umidade inicial do solo	Heterogênea
Textura do solo	Homogênea (franco-arenosa)
Turbulência	Smagorinsky (1963)
Radiação	Chen e Cotton (1983)

4 – CASO DE ESTUDO

A área de estudo está localizada no semiárido no Nordeste do Brasil entre os Estados da Paraíba e do Rio Grande do Norte, com aproximadamente 57.957,50 km², é composta de duas bacias principais: a do rio Piranhas-Açu 43.681,50 km², cujo rio principal é de domínio federal e está inserida nos Estados da Paraíba e do Rio Grande do Norte, e a do rio Apodi-Mossoró 14.276,00 km², localizada apenas no Estado do Rio Grande do Norte.

A área possui diversas sub-bacias, sendo selecionadas as listadas na Tabela 2, típicas da região, com solos rasos, altas taxas de evaporação e tem como vegetação predominante a caatinga. Abre-se exceção apenas para a sub-bacia do rio do Peixe, que se encontra sobre região de rochas sedimentares. As isoietas da precipitação média anual indicam variações de 400 a 800 mm ao longo da bacia (UFPB, 2001), que caem sobre a região concentradas em apenas quatro meses do ano.

Tabela 2 Bacias hidrográficas estudadas (adaptado de UFPB, 2001).

Posto Fluviométrico	Área de drenagem (km²)	Bacia Hidrográfica
Pau dos Ferros	2.050	Apodi-Mossoró
Pedra de Abelhas	6.481	Apodi-Mossoró
Mossoró	9.447	Apodi-Mossoró
Upanema	1.414	Apodi-Mossoró
Antenor Navarro	1.514	Peixe
Aparecida	3.429	Peixe
Piancó	4.550	Piancó
Emas	395	Emas
Serra Negra do Norte	3.027	Espinharras
Sítio Volta	1.794	Seridó
São Fernando	9.700	Seridó

Os dados de precipitação observada foram obtidos da Agência Executiva de Gestão de Águas do Estado da Paraíba (AES/PB) e da Empresa de Pesquisa Agropecuárias do Rio Grande do Norte no total dados provenientes de 219 postos pluviométricos.

Os eventos foram selecionados com base na disponibilidade de dados para a simulação do BRAMS, especificamente as condições iniciais do modelo global, na UFCG, que foram obtidos operacionalmente do CPTEC/INPE através do Projeto SegHidro (<http://seghidro.lsd.ufcg.edu.br>). Estes dados estão disponíveis a partir de Julho/2005. Foram selecionados:

Evento 1: 23 de fevereiro a 05 de março de 2006

Evento 2: 16 a 23 de março de 2006

Evento 3: 11 a 23 de maio de 2006

5 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

Mapas de distribuição espacial dos dados observados e simulados foram utilizados para avaliar a localização dos eventos de precipitação.

Os mapas de distribuição espacial de dados observados foram feitos através da desagregação de dados de precipitação observada na grade de 5 km, compatível com a do modelo atmosférico. Para esta tarefa, foi utilizada uma análise objetiva de Barnes (1964) e composto pela função BARTS:

$$F(I, J) = \frac{\sum_{k=1}^N f(x, y)W_k}{\sum_{k=1}^N W_k} \quad (3.32)$$

em que:

$F(I, J)$ – precipitação interpolada no ponto da grade de coordenadas I, J;

$F(x, y)$ – precipitação observada no ponto de coordenada x, y;

W_k – função de ponderação.

A função de ponderação é uma do tipo gaussiana:

$$W = \exp(-d^2 / 4D^2 \Delta s^2) \quad (3.33)$$

sendo d a distância entre o ponto observado e o ponto da grade; Δs o espaçamento da grade do modelo atmosférico. A função de ponderação (W) será função apenas de D , que é o raio de influência de cada ponto considerado na ponderação e um parâmetro definido pelo usuário. Este parâmetro tem, portanto, o poder de ajuste da precipitação observada à grade do modelo.

O mapa da distribuição espacial da precipitação observada, desta forma, possui resolução mais grosseira em relação ao da precipitação simulada, já que depende da distribuição dos postos pluviométricos e os dados da simulação podem ser obtidos diretamente em cada ponto da grade do BRAMS. Foram analisados ainda hietogramas da precipitação média observada e simulada e tabelas com dados de precipitação média acumulada que permitiram uma avaliação quantitativa dos experimentos. Na análise da distribuição espacial, os picos de precipitação foram considerados como o acumulado de precipitação que se tornou a máxima regional durante o evento.

5.1 Distribuição espacial

Todas as simulações executadas mostram o mesmo padrão de distribuição da precipitação, variando apenas os valores quantitativos em cada evento. Este padrão é mostrado nas Figuras 2 e 3, para os Eventos 1 e 3, respectivamente.

O padrão detectado é válido especialmente para os picos de precipitação. Existe aí uma forte influência da topografia da região, pois estes picos de chuva correspondem a serras e/ou morros. É interessante observar que o BRAMS aloca precipitação exatamente nos pontos altos da topografia. Uma possível causa para isso seria a utilização da parametrização Kuo (1974), que aloca a troca dos fluxos de umidade nestes pontos.

Nas Figuras 2b e 3b, destacam-se três destas áreas. O ponto 1 indica o divisor da Bacia do Apodi-Mossoró e separa as sub-bacias de Pau dos Ferros e de Pedra de Abelhas. Já os pontos 2 e 3 fazem parte do Planalto da Borborema, que divide a região de estudo (no estado da Paraíba) a leste com a Bacia do rio Paraíba e ao sul com a Bacia do rio Pajeú. Alguns desses pontos possuem correspondência com os dados observados, sendo apenas superestimados e com pequenos erros de localização como, por exemplo, os picos assinalados pelo ponto 1.

Outros picos, no entanto, foram criados pelo modelo atmosférico, sem ter correspondência com os dados observados, como o pico alocado entre as sub-bacias delimitadas pelos postos fluviométricos de Aparecida e Antenor Navarro. Alguns deles foram localizados fora das bacias hidrográficas (como os localizados ao sul de Piancó), mas outros, quando inseridos nas áreas das bacias, podem conduzir a uma produção de escoamento maior que a esperada, como no caso do de Pedra de Abelhas.

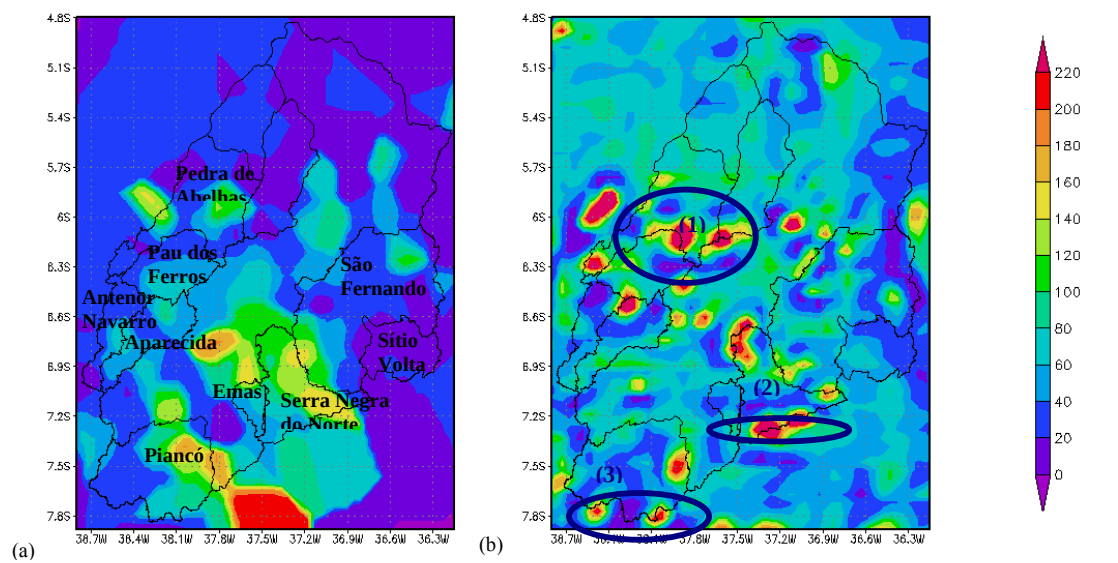


Figura 2 - Precipitação acumulada entre os dias 23 e 27 de fevereiro de 2006 (evento 1):
(a) observada; (b) simulada.

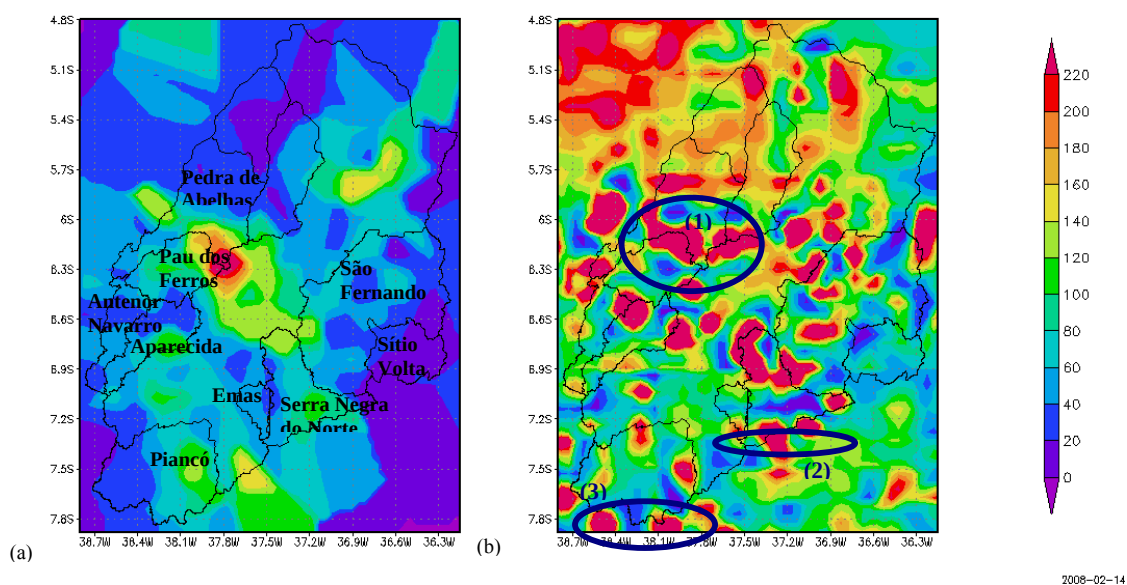


Figura 3 - Precipitação acumulada entre os dias 11 e 23 de maio de 2006 (evento 3):
(a) observada; (b) simulada.

5.2 Avaliação quantitativa

As Figuras 2 e 3 mostram que, na maioria das bacias, houve superestimativa da chuva. No Evento 1, aparentemente, a superestimativa foi menor que nos outros eventos. O fato de ser uma simulação de apenas 5 dias, pode ter favorecido nesse sentido.

Os picos de precipitação também foram superestimados (ver Figuras 2 e 3). Na bacia do rio Piancó, por exemplo, no Evento 1, o pico observado foi da ordem de 150 mm e nos Eventos 2 e 3, da ordem de 130 mm, enquanto que os picos simulados foram, nos três casos, acima de 220 mm. Esta superestimativa de picos de chuva que ocorreram na maioria das bacias deve influenciar uma simulação de escoamento nas bacias hidrográficas.

A Bacia de Serra Negra do Norte é a única que apresentou comportamento ligeiramente diferente. Dentro de sua área, para os três eventos, existe uma pequena região que apresentou uma subestimativa da precipitação, que pode contrapor os picos criados pelo modelo ao sul desta bacia (assinalados nas Figuras 2 e 3, com o número 2).

A avaliação quantitativa e a distribuição da precipitação nos dias do evento também são de importância para análise final do escoamento gerado. A precipitação média na bacia, embora possa mascarar a variabilidade existente nos dados simulados, permite avaliar, por exemplo, se o pico da precipitação foi previsto no dia correto. Isto é de grande importância para a simulação do pico do escoamento gerado, em especial nos casos de simulações de cheias.

Assim, foi feito o cálculo da precipitação média na bacia pelo Método de Thiessen. Para os dados simulados, os valores de precipitação são obtidos por ponderação para as mesmas coordenadas dos postos pluviométricos. Em seguida, a precipitação média foi calculada ponderando-se os valores extraídos da precipitação simulada nas coordenadas de cada posto pluviométrico com os respectivos coeficientes de Thiessen.

A variabilidade diária da chuva não permitiu que o modelo simulasse com precisão os dias dos picos. Em alguns casos, houve antecedência e, em outros, defasagem dos dias dos picos. Destaca-se apenas que, na chuva observada, existe sempre em geral um dia de pico, enquanto que na chuva simulada o volume precipitado no dia do pico aparentemente se distribui nos demais dias, superestimando os valores iniciais de chuva e subestimando o pico médio da bacia, como mostra a Figura para o Evento 2, na Bacia de Aparecida.

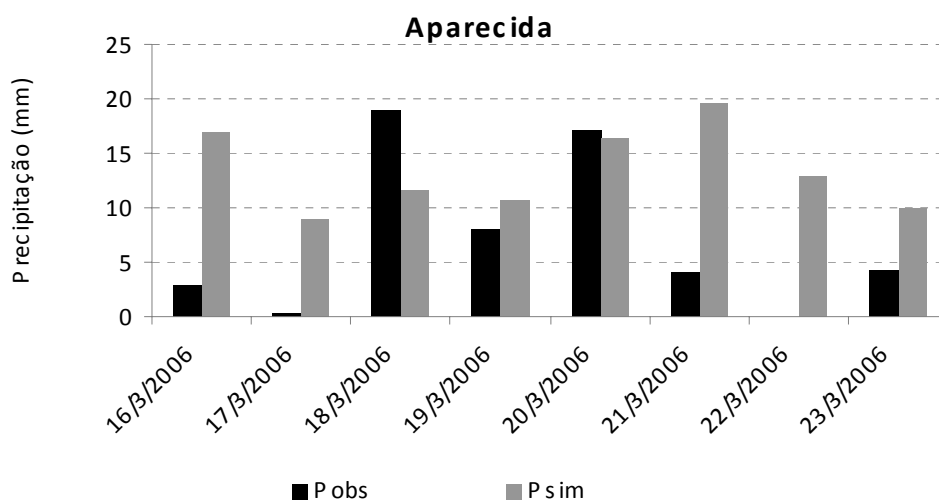


Figura 4 - Hietograma de precipitação média observada e simulada para a Bacia de Aparecida, no Evento 2. Pobs é a precipitação média observada e Psim é a precipitação simulada.

De forma geral, na maioria das sub-bacias a precipitação média acumulada nos dias dos eventos foi superestimada. A Tabela 3 apresenta as precipitações médias acumuladas, observadas e simuladas, nas diversas sub-bacias e experimentos e, ainda, seus desvios relativos para o Evento 2.

Tabela 3 – Precipitação média observada e simulada e desvio relativo, para o Evento 2.

Bacias hidrográficas	P. Média Obs. (mm)	P. Média Sim. (mm)	Desvio Relativo
Piancó	80,0	83,2	4,1%
Emas	75,9	71,5	5,8%
Antenor Navarro	47,0	105,0	123,4%
Aparecida	55,8	107,0	91,7%
Serra Negra do Norte	52,4	92,1	76,0%
Sítio Volta	30,1	56,9	88,7%
São Fernando	46,8	74,9	59,9%
Pau dos Ferros	60,1	153,4	155,4%
Pedra de Abelhas	71,1	173,0	143,4%

Em todos os casos, o Evento 2 apresentou sobrestimativa dos valores. As bacias de Pau dos Ferros e Pedra de Abelhas possuíram os maiores desvios (155,4 e 143,4%, respectivamente) e os menores desvios médios foram encontrados nas bacias de Piancó (4,1%,) e Emas (5,8%). O Evento 1 foi o que apresentou os menores valores de superestimativa da chuva. Nele, a exceção foram as bacias

de Emas, Piancó e Serra Negra do Norte, para as quais houve subestimativa dos valores simulados. O Evento 3 foi o que apresentou os maiores desvios; as bacias de Antenor Navarro e Pedra de Abelhas apresentaram valores acima de 200,0%, tendo a bacia de Sítio Volta atingido o valor de 346,1%.

Não existe um padrão de redução ou aumento na quantidade total precipitada. Pode-se observar apenas que as bacias de Antenor Navarro, Aparecida e Pedra de Abelhas apresentaram maiores desvios na maioria dos eventos.

A Figura 5 exemplifica graficamente o comportamento das bacias apresentado na Tabela 3. Apenas no Evento 1 houve subestimativa dos valores de chuva simulados em três bacias hidrográficas. Os valores superestimados nas demais bacias apresentaram o mesmo padrão de crescimento. No evento 2 (Figura 5), apenas as bacias de Emas e Piancó não apresentaram tendência de sobrestimativa dos valores, as demais foram destacadas com certo padrão de comportamento, caso que também se aplicou ao Evento 3, com exceção da bacia de Pedra de Abelhas. Esta tendência comum apresentada na maioria das bacias pode indicar um erro sistemático do modelo atmosférico, que pode ser passível de correção.

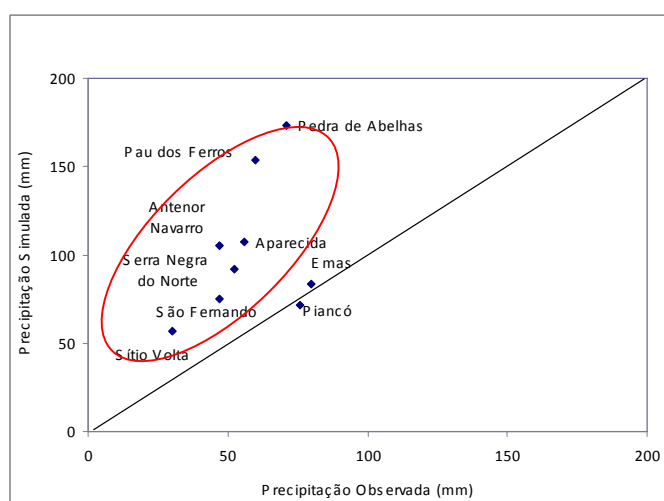


Figura 5 - Gráfico comparativo entre a precipitação média acumulada simulada e observada nas diversas sub-bacias para o Evento 1.

A precipitação média sobre a bacia pode ocultar algum comportamento anômalo da simulação. Compararam-se então os dados da chuva simulada acumulada em cada posto pluviométrico (obtido por ponderação e os dados reais observados nos postos pluviométricos). Pode-se concluir que os dados da

precipitação média sobre as bacias hidrográficas realmente refletiram o comportamento do modelo, como exemplifica a Figura 6, no caso de superestimativa geral da chuva.

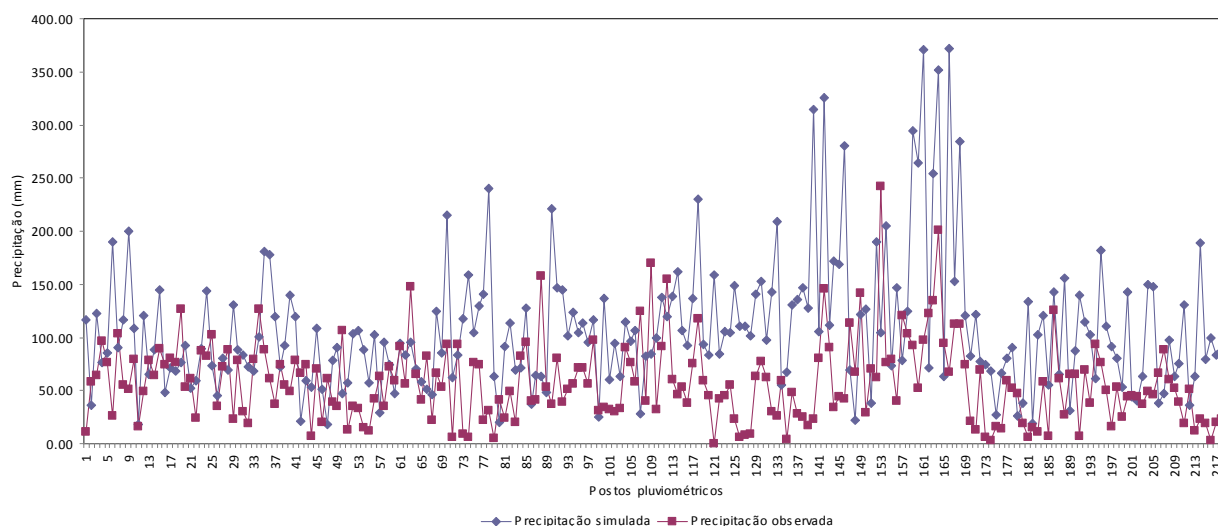


Figura 6 - Precipitação observada e simulada acumulada nos diversos postos pluviométricos, para o Evento 2.

6 – CONCLUSÕES

A avaliação da simulação da precipitação com vistas à modelagem hidrológica, no sentido do uso de acoplamento de modelos atmosféricos e hidrológicos é destacada pelo fato da precipitação ser o principal dado de entrada aos modelos de simulação da vazão. Erros neste dado de entrada inevitavelmente devem conduzir a erros na geração da vazão.

Os mapas de distribuição da precipitação aqui apresentados foram feitos com base na acumulação de precipitação observada e simulada nos dias que constituem os eventos. O modelo fez a mesma distribuição de precipitação nos três eventos estudados, principalmente nos picos de chuva, que foram alocados em pontos de alta topografia na região. Sendo os picos localizados nos pontos de alta topografia, como os divisores de água das bacias, este resultado pode ser proveniente da parametrização Kuo (1974), que aloca troca de umidade nos pontos de alta altitude, indicando pouca variação espacial da chuva simulada. Outra observação importante é que picos de chuva foram alocados com erros de localização e de quantidade; por exemplo, picos observados da ordem de 130-150 mm foram simulados acima de 220 mm.

Em geral, houve superestimativa dos valores de chuva e simulação de alguns picos de chuva sem correspondência com os dados observados. A precipitação média nas bacias mostrou que o BRAMS não aloca picos de precipitação isoladamente em um dia, como acontece com dados observados, mas faz uma distribuição mais uniforme em todos os dias do evento. Isso deve influir de forma preponderante em simulações do escoamento, pois deve alterar a forma de hidrogramas simulados.

A precipitação é uma das variáveis determinantes no cálculo da vazão no semiárido. Pode-se concluir, portanto, que os erros aqui avaliados devem afetar diretamente escoamentos gerados a partir de modelagem hidrológica. Deve haver uma propagação das incertezas da simulação da precipitação ao longo de um acoplamento.

Os resultados preliminares aqui apresentados mostram que os modelos atmosféricos de previsão de tempo em alta resolução podem ser potencialmente úteis a aplicações hidrológicas. Recomenda-se a continuidade da caracterização do seu desempenho na previsão de precipitação em curto prazo, de forma a identificar nichos de aplicabilidade destas ferramentas em conjunto com outras já utilizadas. A possibilidade de ocorrência de erros sistemáticos no modelo atmosférico regional deve ser estudada com vistas a eventualmente se propor medidas de correção.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem aos Fundos Setoriais de Recursos Hídricos (CT-HIDRO), para Tecnologia da Informação (CT-INFO) e de Infra-Estrutura (CT-INFRA) do Ministério da Ciência e Tecnologia que, através da FINEP e do CNPq, financiaram os projetos REPENTE, SegHidro e COPAD, através dos quais esta pesquisa foi executada.

BIBLIOGRAFIA

- ARORA, V. K. (2001). "*Streamflow simulations for continental-scale river basins in a global atmospheric general circulation model*". *Advances in Water Resources* 24(7), pp. 775-791.
- ARORA, V. K., BOER, G. J. (2001). "*The effects of simulated climate change on the hydrology of major river basins*". *Journal of Geophysical Research* 106(D4), pp. 3335-3348.
- BARNES, S. L. (1964). "*A technique for maximizing details in numerical weather map analysis*". *Journal of Applied Meteorology* 3(4), pp. 396-409.

- BRAGA, A. C. F. M., GALVÃO, C. O., ARAÚJO, E. C., OLIVEIRA, K. F., COSTA, I. Y. L. G., NÓBREGA, R. L. B., ALMEIDA, E. M. M., CIRNE FILHO, W. C., SOUZA, E. P. (2006). “A computational-grid for collaboratively coupling atmospheric, hydrological and water management models”, in Joint Assembly of the American Geophysical Union, Baltimore. Eos Transactions AGU, Joint Assembly Supplement. Washington: AGU, 87. pp. A23D-01-A23D-01.
- BRAGA, A. C. F. M., GALVÃO, C. O., SOUZA, E. P., CAVALCANTI, E., FERNANDES, R., OLIVEIRA, K. (2007). “Integrated atmospheric and hydrologic modelling for short-term and basin-scale forecasts in a tropical semi-arid context”, in Quantification and Reduction of Predictive Uncertainty for Sustainable Water Resources Management. Wallingford: IAHS Press. 313. pp. 134-140.
- COLLISCHONN, W., ALLASIA, D., TUCCI, C. E. M., PAZ, A. R. (2007). “Coupling meteorological and hydrological models for medium-range streamflow forecasts in the Parana basin”, in Quantification and Reduction of Predictive Uncertainty for Sustainable Water Resources Management. Wallingford: IAHS Press. 313. pp. 167-173.
- DECHARME, B., DOUVILLE, H. (2006). “Uncertainties in the GSWP-2 precipitation forcing and their impacts on regional and global hydrological simulations”. *Climate Dynamics* 27(7-8), pp. 695-713.
- DIBIKE, Y. B., COULIBALY, P. (2005). “Hydrologic impact of climate change in the Saguenay watershed: comparison of downscaling methods and hydrological models”. *Journal of Hydrology* 307(1-4), pp. 145-163.
- FUCHS, T., RAPP, J., RUBEL, F., RUDOLF, B. (2001). “Correction of synoptic precipitation observations due to systematic measuring errors with special regard to precipitation phases”. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere* 26(9), pp. 689-693.
- FUJIHARA, Y., TANAKA, K., WATANABE, T., NAGANO, T., KOJIRI, T. (2008). “Assessing the impacts of climate change on the water resources of the Seyhan River Basin in Turkey: use of dynamically downscaled data for hydrologic simulations”. *Journal of Hydrology* 353(1-2), pp. 33-48.
- GALVÃO, C.O. (1999). *Aplicabilidade em Recursos Hídricos da Previsão de Longo Prazo no Nordeste do Brasil*. Tese de Doutorado. Porto Alegre: Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 167 p.
- GUO, S., WANG, J., XIONG, L., YING, A., LI, D. (2002). “A macro-scale and semi-distributed monthly water balance model to predict climate change impacts in China”. *Journal of Hydrology* 268(1-4), pp. 1-15.
- HASTENRATH, S., HELLER, L. (1977). “Dynamics of climatic hazards in north-east Brazil”. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 110, pp.411-425.
- INES, A. V. M., HANSEN, J. W. (2006). “Bias correction of daily GCM rainfall for crop simulation studies”. *Agricultural and Forest Meteorology* 138(1-4), pp. 44-53.
- KUO, H.L., (1974). “Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large scale flow”. *Journal of Atmospheric Sciences* 31(5), pp. 1232-1240.

- MARENGO, J. A., CAVALCANTI, I. F. A., SATYAMURTY, P., NOBRE, C. A., BONATTI, J. P., MANZI, A. O., TROSNIKOV, I., SAMPAIO, G., CAMARGO, H., SANCHES, M. B., CUNNINGHAM, C. A. C., D'ALMEIDA, C., PEZZI, L. P. (2003). "Assessment of regional seasonal rainfall predictability using the CPTEC/COLA atmospheric GCM". *Climate Dynamics* 21(5-6), pp. 459-475.
- MENEGUZZO, F., PASQUI, M., MENDUNI, G., MESSERI, G., GOZZINI, B., GRIFONI, D., ROSSI, M., MARACCHI, G. (2004). "Sensitivity of meteorological high-resolution numerical simulations of the biggest floods occurred over the Arno river basin, Italy, in the 20th century". *Journal of Hydrology* 288(3-4), pp. 37-56.
- MISRA, V. (2007). "Adressing the issue of systematic errors in a regional climate model". *Journal of Climate*. 20(5), pp. 801-818.
- MOURA, A. D., SHUKLA, J. (1981). "On the dynamics of droughts in northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model". *Journal of Atmospheric Sciences* 38(12), pp. 2653-2675.
- NOBRE, P., SHUKLA, J. (1996). "Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America". *Journal of Climate* 9(10), pp. 2464-2479.
- PIETRONIRO, A., SOULIS, E. D., SNELGROVE, K., KOUEN, N. (2001). "A framework for coupling atmospheric and hydrological models", in DOLMAN, A. J., HALL, A. J., KAVVAS, M. L., OKI, T., POMEROY, J. W. (eds). *Soil-Vegetation-Atmophere Transfer Schemes and Large-Scale Hydrological Models*. Wallingford: IAHS Press. 270. pp. 25-34. IAHS Publ.
- SIMONOVIC, S. P., LANHAI, L. (2004). "Sensitivity of the Red River Basin flood prediction system to climatic variability and change". *Water Resources Management* 18(2), pp. 89-110.
- TREMBACK, C. J., WALKO R. L. (2003). *The Regional Atmospheric Modeling System (RAMS): Development for Parallel Processing Computer Architectures*. Disponível on-line: <http://rams.atmos.colostate.edu/>, em 15/09/2003.
- TUCCI, C. E. M., CLARKE, R. T., COLLISCHONN, W., DIAS, P. L. S., OLIVEIRA, G. S. (2003). "Long-term flow forecasts based on climate and hydrologic modeling: Uruguay river basin". *Water Resources Research* 39(7), pp.1170-1181.
- VERBUNT, M., ZAPPA, M., GURTZ, J., KAUFMANN, P. (2006). "Verification of a coupled hydrometeorological approach for alpine tributaries in the Rhine basin". *Journal of Hydrology* 324(1-4), p. 224-238.