

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM RECURSOS NATURAIS**

**GERAÇÃO E PROPAGAÇÃO DA VAZÃO A PARTIR DE SIMULAÇÕES
COM O MODELO ATMOSFÉRICO BRAMS EM BACIAS
HIDROGRÁFICAS NO NORDESTE DO BRASIL**

ANA CLÁUDIA FERNANDES MEDEIROS BRAGA

CAMPINA GRANDE (PB)

2008

UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM RECURSOS NATURAIS

**GERAÇÃO E PROPAGAÇÃO DA VAZÃO A PARTIR DE SIMULAÇÕES
COM O MODELO ATMOSFÉRICO BRAMS EM BACIAS
HIDROGRÁFICAS NO NORDESTE DO BRASIL**

ANA CLÁUDIA FERNANDES MEDEIROS BRAGA

Tese submetida ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Naturais da Universidade Federal de Campina Grande como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Recursos Naturais

Orientadores:

Carlos de Oliveira Galvão

Unidade Acadêmica de Engenharia Civil

Enio Pereira de Souza

Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas

Campina Grande (PB)

2008

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

B713g

2008 Braga, Ana Cláudia Fernandes Medeiros.

Geração e propagação da vazão a partir de simulações com o modelo atmosférico BRAMS em bacias hidrográficas no Nordeste do Brasil / Ana Cláudia Fernandes Medeiros Braga. — Campina Grande, 2008.

135f : il.

Tese (Doutorado em Recursos Naturais) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais.

Referências.

Orientadores : Prof. Dr. Carlos de Oliveira Galvão, Prof. Dr. Enio Pereira de Souza.

1. Acoplamento. 2. Escoamento. 3. SVAT. 4. BRAMS. 5. Ciclo Hidrológico. I. Título.

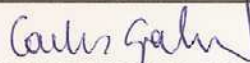
CDU – 551.579(043)

ANA CLÁUDIA FERNANDES MEDEIROS BRAGA

**GERAÇÃO E PROPAGAÇÃO DA VAZÃO A PARTIR DE SIMULAÇÕES COM O
MODELO ATMOSFÉRICO BRAMS EM BACIAS HIDROGRÁFICAS NO NORDESTE
DO BRASIL**


APROVADA EM: 30/05/2008

BANCA EXAMINADORA



Dr. CARLOS DE OLIVEIRA GALVÃO

Centro de Tecnologia e Recursos Naturais - CTRN
Universidade Federal de Campina Grande - UFCG



Dr. ENIO PEREIRA DE SOUZA

Centro de Tecnologia e Recursos Naturais - CTRN
Universidade Federal de Campina Grande - UFCG



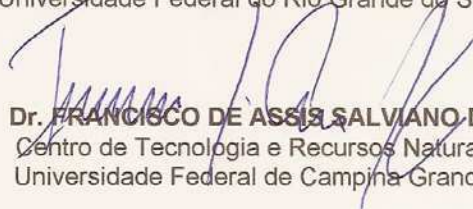
Dr. SAULO RIBEIRO DE FREITAS

Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - CPTEC
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE



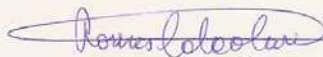
Dr. WALTER COLLISCHONN

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS



Dr. FRANCISCO DE ASSIS SALVIANO DE SOUSA

Centro de Tecnologia e Recursos Naturais - CTRN
Universidade Federal de Campina Grande - UFCG



Dra. ROSIRES CATÃO CURI

Centro de Tecnologia e Recursos Naturais - CTRN
Universidade Federal de Campina Grande - UFCG

AGRADECIMENTOS

A Deus.

Aos meus orientadores, Carlos de Oliveira Galvão e Enio Pereira de Souza, pela disponibilidade e estímulo durante o desenvolvimento deste trabalho.

Ao CT-HIDRO/CNPQ pelo suporte financeiro em parte desta pesquisa, através de concessão de bolsa de pós-graduação.

Ao Projeto PRECLIHNE (CT-HIDRO/FINEP), pelos conhecimentos adquiridos.

Ao Projeto SegHidro (CT-INFO/MCT) e a todos os seus participantes, pela experiência.

Ao projeto “Cooperativa de Processamento de Alto Desempenho” - COPAD - (CT-INFRA/FINEP), que instalou em 2004 cerca de 80 CPUs para processamento de alto desempenho em plataforma de grade e implementou a paralelização do BRAMS .

Aos colegas do LSD, em especial Eliane Araújo e José Flávio pelos “auxílios informáticos”.

Aos colegas do Laboratório de Hidráulica II, em especial Renato Oliveira, pelo suporte dado, Rodolfo Nóbrega e Marília, pelo apoio durante o desenvolvimento da tese.

Ao Prof. Walter Collischonn e a Adriano Rolim, pelo apoio durante a implementação da bacia hidrográfica no MGB (Modelo de Grandes Bacias).

Ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, pelo acesso aos dados e pela disponibilização do BRAMS, em especial Jairo Pannetta e Álvaro Fazenda.

À Equipe do Suporte Técnico do BRAMS, que sempre respondeu às dúvidas e auxiliaram remotamente (via Internet) a instalação do BRAMS.

Aos Centros Regionais de Meteorologia, nos Estados da Paraíba (AESA), do Rio Grande do Norte (EMPARN), de Pernambuco (LAMEPE) e do Ceará (FUNCEME), pelo acesso aos dados de precipitação observada.

Ao Consórcio Contécnica/Planservi/Lenc, na pessoa do Eng. José Mário Ferreira, pelo apoio necessário neste último ano.

A Marizete Fernandes, pela revisão do texto.

À minha família, pelo apoio incondicional em todas as horas, em especial a Sávio e a Elba.

A todos que direta ou indiretamente contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho.

A meus pais Armando (*in memoriam*) e Elba,
A meu querido Sávio e a meu pequeno Guilherme.
Dedico.

Oh, Deus, perdoe este pobre coitado
Que de joelho rezou um bocado
Pedindo pra chuva cair sem parar
Oh, Deus, será que o Senhor se zangou
E só por isso o sol arretirou
Fazendo a chuva cair sem parar

Senhor, eu pedi para o sol
se esconder um pouquinho
Pedi pra chover, mas chover de mansinho
Pra ver se nascia uma planta no chão
Oh, Deus, se eu não rezei direito
O Senhor me perdoe
Eu acho que a culpa foi desse pobre
Que nem sabe fazer oração...

(Gordurinha/Nelinho)

RESUMO

Modelos hidrológicos são tradicionalmente empregados para representar e simular, na escala das bacias hidrográficas, os processos de geração de escoamento superficial e sua propagação na rede de drenagem das bacias. A maioria destes modelos apenas consideram os processos da fase terrestre do ciclo hidrológico, usando a precipitação e a temperatura como dados de entrada. Particularmente para estudos sobre os impactos da variabilidade e das mudanças climáticas sobre os recursos hídricos, esta característica pode ser limitante à simulação de cenários. Neste trabalho, o esquema de transferência solo-vegetação-atmosfera (SVAT) do modelo atmosférico BRAMS foi alterado para que fosse produzido o escoamento em bacias hidrográficas. Para isso, foi inserido no SVAT do modelo atmosférico o cálculo da geração do escoamento e utilizado um esquema de propagação da vazão para o cálculo do escoamento no exutório de bacias hidrográficas. Desta forma, tentou-se manter uma coerência na modelagem dos processos, com o cálculo das fases terrestre e atmosférica do ciclo hidrológico através de um só modelo. Quatro experimentos foram realizados para quatro eventos e analisados em diversas bacias hidrográficas do semi-árido do Nordeste do Brasil, para avaliar o escoamento gerado e testar a sensibilidade destas estimativas às parametrizações do BRAMS. De forma geral, houve uma superestimativa da vazão simulada. Uma nova parametrização do SVAT reduziu o volume escoado em proporções entre 10 e 40% em relação ao experimento padrão, mas mantendo ainda a vazão sobrestimada. Esta superestimativa foi causada em parte pela precipitação simulada e pela subestimativa do fluxo de umidade do solo para o dossel no balanço hídrico no SVAT em certos pontos da área de estudo. O escoamento se mostrou bastante sensível ao aprofundamento das camadas de solos, conseguindo aproximar os hidrogramas observado e simulados nas diversas bacias. Algumas bacias, no entanto, já no experimento padrão mostraram resultados acurados e outras mostraram maior influência da precipitação do que de outros fatores.

Palavras-chave: acoplamento, escoamento, SVAT, BRAMS, ciclo hidrológico.

ABSTRACT

Hydrological models are traditionally used for representing and simulating, at basin scale, the processes of runoff generation and propagation over the river network. The majority of those models only considers the land surface processes of the hydrological cycle, using rainfall and temperature as input data. This characteristic of the hydrological models can be a limiting factor, particularly when studying the impacts of climate variability and change on water resources. In this work, the soil-vegetation-atmosphere transfer scheme (SVAT) of the atmospheric model BRAMS was used to produce flow in hydrographic basins. To this purpose, was inserted into SVAT of the atmospheric model the calculation of runoff and was used a scheme of flow propagation to calculate discharge in hydrographic basins. Thus, attempts were made to maintain a consistency of processes, with the calculation of the terrestrial and atmospheric phases of water cycle by a single model. Four experiments were run for four events and analysed in various basins to evaluate the generated flow and sensitivities tests were made. Results show that, in most part of the basins, there was an overestimation of simulated flow. The parameterization reduced the simulated volume at rates between 10 and 40%, compared to the standard experiment, but still maintaining the flow overestimated. This overestimation was caused in part by rainfall and the soil umidity flux. The flow was very sensitive to the deepening of the soil layers, and succeeded in bringing together the hydrographs observed and simulated in several basins. Some basins, however, already in the standard experiment showed promising results and other showed greater influence of precipitation than other factors.

Key-words: coupling, runoff, SVAT, BRAMS, hydrological cycle

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	I
RESUMO	IV
ABSTRACT	V
LISTA DE FIGURAS.....	IX
LISTA DE TABELAS	XI
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 O QUADRO TEÓRICO	5
2.1 O DESENVOLVIMENTO DOS ESQUEMAS DE SUPERFÍCIE.....	5
2.2 PARAMETRIZAÇÃO.....	8
2.3 SISTEMAS INTEGRADOS	11
2.4 ALGUMAS QUESTÕES RELATIVAS AO ACOPLAMENTO DE MODELOS	14
3 METODOLOGIA.....	18
3.1 CONTEXTUALIZAÇÃO	18
3.2 O MODELO ATMOSFÉRICO	20
3.2.1 Dados de Entrada	21
3.2.2 Espaçamento da Grade	21
3.2.3 Parametrização da Superfície.....	22
3.2.3.1 Solo.....	24
3.2.3.2 Fluxo de umidade	25
3.2.3.3 Fluxos radiativos.....	26
3.2.3.4 Água temporária de superfície.....	26
3.3 O CÁLCULO DO ESCOAMENTO.....	29
3.4 ÁREA DE ESTUDO.....	31
3.4.1 Generalidades	31
3.4.2 Características Gerais da Área de Estudo.....	33
3.4.3 Características Climatológicas	36

3.4.4	Características do Escoamento da Região.....	37
3.5	BASE DE DADOS E EVENTOS.....	38
3.5.1	Dados Pluviométricos e Fluviométricos.....	38
3.5.2	Dados para Simulação do BRAMS.....	38
3.5.2.1	Dados de entrada do modelo global.....	40
3.5.2.2	Dados de vegetação.....	41
3.5.2.3	Dados do uso do solo.....	41
3.5.2.4	Dados sobre a umidade inicial do solo.....	41
3.5.2.5	Dados sobre a classe de textura do solo.....	42
3.5.2.6	Dados sobre a temperatura da superfície do mar (TSM).....	42
3.5.2.7	Dados de topografia.....	42
3.5.3	Seleção de Eventos para o Estudo.....	43
3.6	O ESQUEMA DE PROPAGAÇÃO DA VAZÃO.....	43
3.6.1	O modelo de Muskingum-Cunge.....	44
3.6.2	Preparação da Bacia Hidrográfica para a Aplicação do Esquema de Propagação.....	45
3.6.3	O Esquema de Propagação de Vazão Aplicado.....	48
3.7	O ACOPLAMENTO DO ESQUEMA DE PROPAGAÇÃO DA VAZÃO AO BRAMS.....	48
3.7.1	Extração das Variáveis.....	48
3.7.2	O Cálculo do Escoamento e o Esquema de Propagação.....	50
3.8	PARAMETRIZAÇÃO DO MODELO BRAMS.....	50
3.8.1	Solos.....	50
3.8.2	Uso da Terra e Vegetação.....	51
3.8.3	Umidade Inicial do Solo.....	51
3.9	AVALIAÇÃO DOS RESULTADOS.....	51
3.9.1	Análise da Precipitação.....	55
3.9.2	Análise do Escoamento.....	56
4	ANÁLISE DOS RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	57
4.1	ANÁLISE DA PRECIPITAÇÃO.....	57
4.1.1	Distribuição Espacial.....	57
4.1.2	Avaliação Quantitativa.....	59
4.1.3	Comentários.....	66
4.2	ANÁLISE DO ESCOAMENTO.....	66
4.2.1	Processos Hidrológicos.....	66
4.2.2	Escoamento Gerado.....	70
4.2.2.1	Evento 1.....	70
4.2.2.2	Evento 2.....	75
4.2.2.3	Evento 3.....	82
4.2.2.4	Evento 4.....	86
4.2.3	Comentários.....	89

5	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	93
5.1	SÍNTESE.....	93
5.2	COERÊNCIA DOS PROCESSOS	94
5.3	ESCOAMENTO SIMULADO	94
5.3.1	A Influência da Precipitação.....	95
5.3.2	Experimento 1.....	96
5.3.3	Experimento 2.....	96
5.3.4	Experimento 3.....	97
5.3.5	Considerações Finais	97
5.4	RECOMENDAÇÕES	98
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	100
	ANEXOS	113

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 - Desvio padrão médio e espacial sobre todos os 61 pontos da grade, previsto pelos modelos entre os anos 1980-1986 (Lohmann et al. 1998).....	7
Figura 2.2 - Ciclos sazonais médios (a) vazão total (mm/mês); e, (b) razões mensais entre a vazão e precipitação (Ducharne et al., 2000).....	10
Figura 2.3 - Precipitação média sazonal sobre a Bacia do rio Piancó, localizada no semi-árido do NEB (adaptado de Oliveira et al., 2005a).....	16
Figura 3.1 - Representação esquemática do sistema.....	19
Figura 3.2 - Representação dos patches (Walko et al., 2000)	24
Figura 3.3 – Esquema da água líquida no LEAF-3.....	29
Figura 3.4 – Área de estudo (adaptado de UFPB, 2001).....	31
Figura 3.5 – Mapa de solos da região (UFPB, 2001).....	34
Figura 3.6 – Modelo digital de elevação do terreno.....	34
Figura 3.7 – Cobertura vegetal na região de estudo (UFPB, 2001).....	35
Figura 3.8 – Isoietas de precipitação média anual (UFPB, 2001)	37
Figura 3.9 – Grades aplicadas ao modelo BRAMS.....	39
Figura 3.10 – Drenagem gerada para a resolução de 5 km.....	46
Figura 3.11 - Sub-bacias geradas com uma resolução de 5 km, drenagens e delimitação real das bacias hidrográficas.	47
Figura 3.12 - Esquema de interpolação (Oliveira, 2006).....	49
Figura 4.1 - Precipitação acumulada entre os dias 23 e 27 de fevereiro de 2006 (evento 1): (a) observada; (b), (c) e (d) simuladas para os Experimento 1, 2 e 3, respectivamente.	58
Figura 4.2 - Precipitação acumulada entre os dias 11 e 23 de maio de 2006 (evento 3): (a) observada; (b), (c) e (d) simuladas para os Experimentos 1, 2 e 3, respectivamente.....	59
Figura 4.3 - Hietograma de precipitação média observada e simulada para a Bacia de Aparecida, no Evento 2. Pobs é a precipitação média observada e Pexp1, Pexp2 e Pexp3 são as precipitações médias simuladas nos experimentos 1,2 e 3.....	61
Figura 4.4 - Gráfico comparativo entre a precipitação média acumulada simulada e observada nas diversas sub-bacias: (a) Evento 1, (b) Evento 2 e, (c) Evento 3.....	64
Figura 4.5 – Precipitação observada e simulada acumulada nos diversos postos pluviométricos, para o Evento 1.	65
Figura 4.6 - Precipitação observada e simulada acumulada nos diversos postos pluviométricos, para o Evento 2.	65
Figura 4.7 – Mapas da distribuição espacial. Dados simulados acumulados para o Evento 2 – 16 a 23 de março de 2006: (a) precipitação, (b) água livre, (c) capacidade de armazenamento do solo e (d) fluxo de umidade do solo para o dossel.	67

Figura 4.8 - Mapas da distribuição espacial. Dados simulados acumulados para o Evento 3 – 11 a 23 de maio de 2006: (a) precipitação, (b) água livre, (c) capacidade de armazenamento do solo e (d) fluxo de umidade do solo para o dossel.....	69
Figura 4.9 – Hidrograma observado e simulado no Evento 1, experimentos 1, 2 e 3, para as bacias: (a) Piancó e, (b) São Fernando.....	71
Figura 4.10 - Hidrograma observado e simulado no Evento 1, experimento 4, para a bacia de São Fernando.	73
Figura 4.11 - Hidrograma observado e simulado no Evento 2 para as bacias de: (a) Piancó e, (b) Serra Negra do Norte.	76
Figura 4.12 - Hidrograma observado e simulado no Evento 2 para as bacias de: (a) Sítio Volta e Antenor Navarro.	77
Figura 4.13 – Acoplamento unidirecional entre o BRAMS e um modelo hidrológico para o mesmo evento (Braga et al. 2007).....	79
Figura 4.14 - Hidrograma observado e simulado no Evento 2 para as bacias de: (a) Sítio Volta e Antenor Navarro.	80
Figura 4.15 - Hidrograma observado e simulado no Evento 3 para as bacias de: (a) Piancó e (b) Aparecida.	83
Figura 4.16 - Hidrograma observado e simulado no Evento 3 para a bacia de Antenor Navarro.	84
Figura 4.17 - Hidrograma observado e simulado no Evento 3, experimento 4, para a bacia de Piancó.....	86
Figura 4.18 - Hidrograma observado e simulado no Evento 4, experimentos 1, 2 e 3, para as bacias de: (a) Piancó e, (b) Emas.....	88
Figura 4.19 – Vazão calculada por dez modelos regionais e dois esquemas de propagação (Graham et al., 2007).....	91

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 Postos fluviométricos e bacias hidrográficas disponíveis (adaptado de UFPB, 2001).	32
Tabela 3.2 – Profundidade das camadas de solos	39
Tabela 3.3 – Parametrização da rodada padrão	40
Tabela 3.4 – Postos fluviométricos utilizados para a avaliação do escoamento gerado	48
Tabela 3.5 – Tabela com as profundidades do solo para o Experimento 3.....	52
Tabela 3.6 – Postos fluviométricos utilizados para a análise dos eventos.....	56
Tabela 4.1 - Precipitação média observada e simulada e desvio relativo, para o Evento 1.....	62
Tabela 4.2 – Precipitação média observada e simulada e desvio relativo, para o Evento 2.....	62
Tabela 4.3 – Precipitação média acumulada, observada e simulada, e o desvio relativo para o Evento 3.	63
Tabela 4.4 – Precipitação média acumulada, observada e simulada, e o desvio relativo para o Evento 4.	63
Tabela 4.5 - Valores de evapotranspiração potencial.....	68
Tabela 4.6 – Volumes observados e simulados nos experimentos 1, 2 e 3, Evento 1.....	72
Tabela 4.7 – Tabela com volumes escoados observado e nos experimentos 1 e 4, Evento2....	74
Tabela 4.8 – Volumes observados e simulados nos experimentos 1, 2 e 3, Evento 2.....	78
Tabela 4.9 – Volumes observados e simulados nos experimentos 1 e 4, Evento 2.....	81
Tabela 4.10 – Volumes observados e simulados nos experimentos 1, 2 e 3, Evento 3.	85
Tabela 4.11 – Volumes observados e simulados nos experimentos 1 e 4, Evento 3.....	86
Tabela 4.12 – Volumes observados e simulados nos experimentos 1, 2 e 3, Evento 4.	88
Tabela 4.13 – Volumes observados e simulados nos experimentos 1 e 4, Evento 4.....	89

1 INTRODUÇÃO

As mudanças e variabilidades do clima, sejam elas de origem natural ou antrópica, afetam diretamente a vida humana, com conseqüentes impactos sócio-econômicos, os quais devem ser considerados na formulação de políticas e planejamento com vistas ao desenvolvimento sustentável de uma determinada região.

A mudança climática, proveniente da emissão de gases de efeito estufa, e seus impactos estão sendo bastante discutidos mundialmente por representantes de Estados e organismos internacionais, que em eventos de cunho científico, econômico e social, traçam políticas e estratégias de desenvolvimento sustentável. Para isso, simulações feitas com modelos atmosféricos fornecem cenários futuros, permitindo uma análise consistente dos efeitos sobre a temperatura, a precipitação e o escoamento. Nesta mesma perspectiva, os modelos atmosféricos também podem fornecer cenários para avaliação de impactos em horizonte sazonal, para previsões de secas, e em curto prazo, como nos casos de previsões de cheias.

Sendo o cenário de longo, de médio ou de curto prazo, destaca-se a forte necessidade da quantificação do escoamento gerado nas bacias hidrográficas. Esta quantificação se torna de especial interesse pelos impactos gerados na oferta e na demanda da água em diversos setores usuários, como abastecimento urbano, irrigação e geração de energia, que dependem da disponibilidade dos recursos hídricos nas bacias. Tradicionalmente, a simulação do escoamento é feita através de modelagem hidrológica.

A limitação existente na maioria dos modelos que simulam o escoamento é que apenas consideram os parâmetros que influenciam a fase terrestre do ciclo hidrológico. A fase que ocorre na atmosfera é representada à parte em modelos atmosféricos. Entretanto, a disponibilidade da água depende tanto das condições físicas da superfície da terra quanto também das condições e variabilidade do clima.

Neste sentido, seria interessante que os processos hidrológicos e os atmosféricos pudessem ser simulados integradamente. Um dos entraves nesta integração era a diferença de escalas em que são modelados os fenômenos atmosféricos e os processos hidrológicos. Com o avanço computacional nas últimas décadas, os modelos atmosféricos globais e regionais puderam ser executados em escalas mais finas, compatíveis com a modelagem hidrológica de bacias hidrográficas.

Assim, recentemente, o acoplamento entre modelos atmosféricos e hidrológicos tem sido testado. Em alguns tipos de acoplamento, as informações meteorológicas (precipitação, evapotranspiração) 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; Collischon et al., 2007). Entretanto, tratam o ciclo hidrológico em dois modelos diferentes, no hidrológico e no atmosférico. Mölders e Raabe (1997) e Habets et al. (1999) adicionaram modelos hidrológicos diretamente à estrutura dos atmosféricos, com a intenção de produzir um único modelo integrado. Entretanto, isto equivale a repetir uma modelagem existente, já que modelos atmosféricos possuem um balanço hídrico do solo em suas estruturas.

Os esquemas de transferência solo-vegetação-atmosfera (SVATs), que são as condições de contorno inferiores dos modelos atmosféricos, fazem esse balanço. Pode-se então explicitar as concepções hidrológicas no modelo atmosférico e assim simular o escoamento, constituindo um único modelo integrado (Arora, 2001; Mölders e Rühaak 2002; Kerkhoven e Gan, 2006).

Os SVATs modelam a interface superfície terrestre-atmosfera no intuito de simular os fluxos de massa, energia e momento lá existentes. Muitos SVATs calculam a vazão do escoamento superficial apenas como mais uma variável, sem no entanto fazer uso dela; outros nem mesmo a extraem de seus algoritmos, embora conceitualmente ela já esteja calculada. Estes esquemas são simulados em cada ponto de grade, onde um valor de vazão pode ser obtido. A inclusão de um esquema de propagação de vazão a essa estrutura permite que o escoamento total seja calculado para uma bacia hidrográfica. Desta forma, o escoamento é então gerado pelo modelo atmosférico permitindo um ganho operacional – na medida em que a vazão poderá ser dada no mesmo passo de tempo que as previsões de precipitação – e um ganho conceitual, já que se passa a ter um sistema integrado que considera as fases terrestre e atmosférica do ciclo hidrológico calculadas por um só modelo.

Para que o sistema integrado seja eficiente, sua parametrização deve conduzir a uma produção de escoamento condizente com a realidade. As características de superfície e a distribuição espacial da precipitação influem diretamente na formação do escoamento (Osborn e Renard, 1970; Yair e Lavee, 1978; Faurès et al., 1995; Shah et al., 1996; Ceballos e

Schnabel, 1998; Jothityangkoon et al., 2001; Yair e Kossovsky, 2002; Fekete et al., 2004). A parametrização nos SVATs, portanto, é importante não apenas para a correta simulação dos fluxos de massa e energia, mas também para a geração do escoamento.

As parametrizações realizadas até então têm sido definidas objetivando aperfeiçoar os resultados de variáveis resposta da fase atmosférica, como a precipitação e a temperatura. No entanto, as parametrizações possuem uma relevância adicional quando se considera uma região restrita como uma bacia hidrográfica. Os parâmetros que algumas vezes são considerados homogêneos sobre uma grande área nos modelos regionais podem influir de forma preponderante na geração de uma variável como o escoamento. Na escala da bacia hidrográfica, isso pode recair, por exemplo, sobre pequenas formações sedimentares em uma grande área de formação cristalina. O desafio de encontrar a parametrização adequada, que gere o escoamento correto, na escala de uma bacia hidrográfica, perpassa ao fato que ela não interfira na simulação das demais variáveis hidrológicas e conseqüentemente no cálculo dos fluxos de massa e energia do SVAT.

Neste contexto, esta investigação tem como objetivo geral avaliar e aperfeiçoar o SVAT de um modelo atmosférico na produção de respostas hidrológicas de interesse (escoamento), simulando os processos atmosféricos e hidrológicos. Desta forma, pretende-se manter a metodologia de cálculo do balanço hídrico no solo do modelo atmosférico, aperfeiçoando-a para a criação de um sistema integrado. São objetivos específicos:

- Inclusão do cálculo do escoamento superficial no SVAT;
- Implementação de um algoritmo para sua propagação em bacias hidrográficas;
- Parametrização (ajuste) do SVAT para a região estudada;
- Avaliação do modelo parametrizado com relação à simulação do escoamento.

Ênfase será dada em simulações/previsões de curto prazo e na avaliação da sensibilidade do escoamento em relação à parametrização do modelo integrado.

A área selecionada está localizada no semi-árido do Nordeste do Brasil (NEB), região marcada por altas variabilidades climáticas espaciais e temporais. Espera-se, desta forma, contribuir para a melhoria da simulação dos processos integrados e para o aperfeiçoamento de uma ferramenta utilizada para desenvolvimento sustentável da região.

Este trabalho foi organizado em 5 capítulos. Um quadro teórico é apresentado no Capítulo 2. O Capítulo 3 traz a metodologia, com a descrição do modelo atmosférico, do seu

SVAT, da área de estudo, da base de dados e eventos, do esquema de propagação aplicado, do acoplamento e da parametrização testada. O Capítulo 4 é composto pela análise dos resultados, sendo em um primeiro momento, analisada a precipitação simulada e, depois, o escoamento, com base em quatro eventos realizados, dando-se ênfase à coerência dos processos e aos hidrogramas e volumes simulados. As conclusões e recomendações são apresentadas no Capítulo 5.

2 O QUADRO TEÓRICO

A vazão calculada nos sistemas hídricos deve ser vista como parte de um balanço hídrico complexo, que envolve processos que acontecem em diferentes escalas de tempo e espaço. Sua análise não pode mais se restringir apenas aos efeitos na escala espacial das bacias hidrográficas, mas sim como o resultado do que realmente é: a fase terrestre de um ciclo (o ciclo hidrológico).

Ao longo dos últimos anos, a meteorologia e a hidrologia vêm tentando compreender e preencher as lacunas existentes entre os complexos sistemas que abrangem. Neste sentido, um grande avanço se deu no uso de sistemas acoplados de modelos atmosféricos e hidrológicos, pois possuem concepção simples facilitando a análise das incertezas envolvidas. Hoje, estes acoplamentos possuem uso difundido e abordam diferentes aspectos, todos importantes para a compreensão do balanço hídrico, das previsões de precipitação e vazão e do uso destas informações. São trabalhos que prevêm a vazão para o controle de cheias (Jasper et al., 2002; Tucci et al., 2003; Chang et al., 2004; Verbunt et al., 2006), que buscam horizontes sazonais a exemplo de regiões semi-áridas (Chiew et al., 2003; Galvão et al., 2005; Silva Filho, 2005; Reis Júnior et al., 2006) para a previsão de fenômenos como a seca ou ainda de longo prazo (Simonovic e Lanhai, 2004; Araújo et al., 2004; Kay et al., 2006) para a avaliação de impactos de mudanças climáticas sobre os sistemas hídricos.

Paralelamente, alguns SVATs sofreram ajustes para fornecer a vazão entre seus resultados. Embora originalmente estes esquemas de superfície não tenham sido desenvolvidos com este propósito, eles passam a viabilizar a análise de um balanço hídrico conceitualmente consistente. Muitos deles, no entanto, ainda são rodados desacoplados de modelos atmosféricos, negligenciando esta interferência em suas estruturas. Quando acoplados, os modelos atmosféricos passam por uma evolução, constituindo um sistema integrado de previsão de precipitação e vazão. Este quadro teórico abordará o desenvolvimento destes esquemas de superfície até serem formados os sistemas integrados.

2.1 O DESENVOLVIMENTO DOS ESQUEMAS DE SUPERFÍCIE

Um esquema de parametrização de superfície é um algoritmo para simular as trocas de energia, massa e momento entre a atmosfera e a superfície terrestre. Segundo Kerkhoven e

Gan (2006), os processos de superfície foram primeiramente incluídos nos Modelos de Circulação Global nos anos 1960, quando foi reconhecido que os processos atmosféricos eram sensíveis à conversão da energia radiativa particionada em calor latente e sensível.

Os modelos de superfície terrestre (LSM) podem ser classificados em três categorias (Foley, 1995): modelos de transferência solo-vegetação-atmosfera (SVATs), modelos biogeoquímicos terrestres e modelos potenciais de vegetação. Os LSMs são usados em Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGAs) e Modelos Regionais Climáticos (MRC) para separar corretamente o fluxo de radiação incidente em fluxo de calor latente e sensível, calor do solo, degelo e energia, como também devem separar a precipitação na superfície em evaporação, escoamento e armazenamento de umidade. A modelagem real das interações terra-superfície-atmosfera é essencial para a previsão real do clima continental e da hidrologia (Stocker et al., 2001).

Inicialmente, os LSM eram modelos que utilizavam condições prescritas de umidade do solo. Um dos esquemas mais simples, o modelo de Manabe (1969), chamado modelo de reservatório, permitia que o nível de água no reservatório de umidade do solo aumentasse durante os eventos de precipitação e decaísse com a evaporação da água. O escoamento ocorria quando a umidade do solo excedia a capacidade de armazenamento de água no solo. Os SVATs, que são considerados uma evolução destes LSMs originais, possuem uma abordagem que fornece à vegetação um papel mais direto na determinação da energia de superfície e balanço hídrico (Sellers et al., 1986; Yang e Dickinson, 1996; Noilhan e Mahfouf, 1996).

Na década de 1990, o Projeto de Intercomparação de Esquemas de Parametrização da Superfície Terrestre (PILPS), no âmbito do programa GEWEX – *Global Energy and Water Cycle Experiments* – do Programa Mundial de Pesquisa Climática (WCRP), foi responsável por testes de sensibilidade para melhorar o entendimento destes esquemas. Entre as fases do projeto, as primeiras duas fases envolviam testes nos SVATs *off-line* (desacoplados do modelo atmosférico) com forçantes de saídas prescritos de MCGAs (fase 1) e de bases de dados observacionais (Fase 2, Shao e Henderson-Sellers, 1996; Chen et al., 1997; Wood et al., 1998a). A fase 3 do projeto englobava análises dos esquemas *on-line*, ou seja, acoplados aos modelos atmosféricos (Polcher et al., 1998; Henderson-Sellers *et al.*, 1995) e a fase 4 compreendeu a análise de resultados de diferentes esquemas de superfície para um mesmo modelo atmosférico (Henderson-Sellers *et al.*, 1996).

Durante o desenvolvimento do projeto, diversos testes foram realizados em diferentes SVATs. Na fase 1, pode-se destacar o trabalho de Koster e Milly (1997) que testaram 16

SVATs e mostraram como a evaporação e as formulações de escoamento interagem entre si. Os autores apontam que os diferentes esquemas, mesmo dirigidos pelo mesmo forçante meteorológico, podem produzir diferenças marcantes na energia de superfície e no balanço hídrico e afirmam a necessidade de compatibilidade nas formulações. Os esquemas deveriam conduzir a resultados compatíveis com a realidade estudada.

Já na fase 2, Lohmann et al. (1998) incluem um esquema de propagação para transformar as vazões nos pontos da grade do modelo em escoamento. Foram calibrados 16 SVATs, de acordo com o escoamento observado para seis bacias entre 100 e 1000 km². A Figura 2.1 mostra os SVATs testados e os elevados desvios apresentados pelo escoamento médio anual nos diferentes esquemas, inclusive para a climatologia. Pode-se observar que são obtidos pelos modelos diferentes resultados para uma mesma bacia.

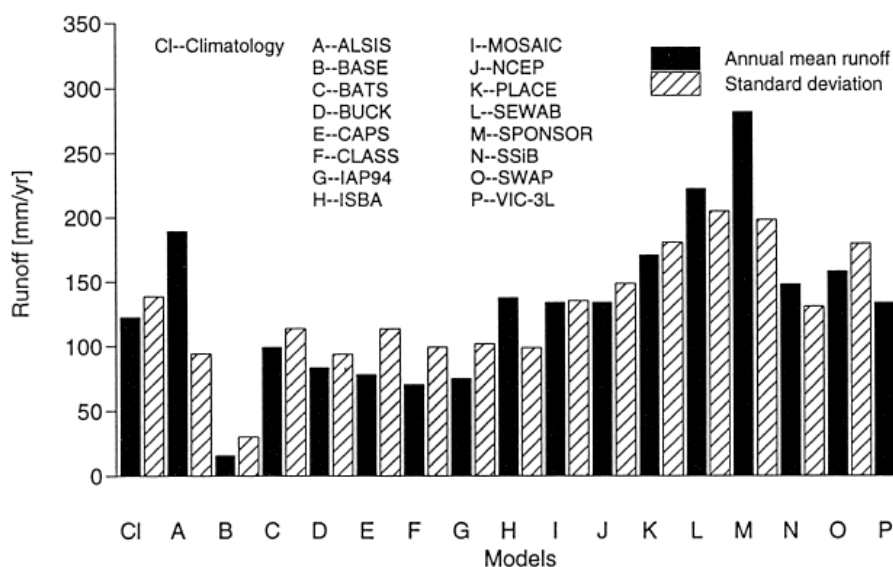


Figura 2.1 - Desvio padrão médio e espacial sobre todos os 61 pontos da grade, previsto pelos modelos entre os anos 1980-1986 (Lohmann et al. 1998).

Os autores (Lohmann et al., 1998) enfatizam entre seus resultados que: (a) a maioria dos modelos prevê vazão excessiva na parte seca da bacia; (b) a mudança no armazenamento mensal tende a ser subestimada; (c) as respostas dos modelos para as precipitações de verão divergiram entre nenhuma chuva até superestimativa da chuva; (d) todos os modelos tendem a subestimar a evapotranspiração no verão e a superestimá-la no inverno; (e) os ciclos sazonais de umidade do solo não prevêem o decaimento de abril e o aumento de outubro, existentes nas observações. Em geral, persistiu o encontrado na fase 1 do projeto, pois existe grande influência dos esquemas sobre os resultados não se podendo ainda chegar a respostas

conclusivas na utilização dos SVATs para estimativa do balanço hídrico, inclusive do escoamento gerado.

Na análise do escoamento em bacias de latitudes altas (Escandinávia), Bowling et al. (2003) encontraram que os modelos com altas taxas de sublimação (menores acumulações de neve, em média) prevêm menor vazão anual e que não existe relação entre as taxas de vazão anual e a proporção de vazão superficial e sub-superficial da bacia como um todo. Esses resultados, conceitualmente, parecem inconsistentes, pois deveria haver relação entre essas variáveis, assim como o trabalho de Lohmann et al. (1998) que deveria indicar semelhantes resultados nos diferentes SVATs.

Frente a esses resultados, foram realizados testes de consistência entre os modelos para o entendimento das disparidades existentes (AO Experiments, 2005). Desses experimentos, concluiu-se que, com os forçantes meteorológicos, os esquemas demoravam a adquirir o equilíbrio térmico e hidrológico e que o estado de equilíbrio final dos modelos dependia do próprio esquema e da inicialização dos estoques de umidade. Assim, segundo este estudo, os resultados discrepantes estão condizentes com o tipo de experimento, pois os esquemas produziam uma gama de resultados que dependiam da inicialização dada. No entanto, deve-se destacar que na escala anual empregada deveria haver ao menos uma tendência de equilíbrio no decorrer na simulação, aproximando os resultados dos esquemas, o que não parece ter acontecido. Mais fatores devem influenciar a diferença encontrada entre os SVATs.

2.2 PARAMETRIZAÇÃO

A representação dos processos de superfície nos SVATs ou nos modelos de superfície em geral se realiza através de equações que compõem a estrutura do modelo. As parametrizações e esta estrutura em si controlam o comportamento dos processos simulados, devendo ser corretamente representadas para que o modelo possa processar resultados condizentes com a realidade.

Alguns modelos possuem tanto equações empíricas quanto físicas, constituindo-se de um misto de modelo conceitual e físico, apresentando a necessidade de calibração de parte de seus parâmetros (Liang et al., 1994, Mengelkamp et al., 2001). No entanto, a grande maioria dos SVATs acoplados a modelos atmosféricos são modelos físicos, e exigem uma adequada representação das características da área de estudo para o seu processamento.

Para o escoamento, na escala da bacia hidrográfica, esta parametrização recai na heterogeneidade existente. É importante então aprimorar os esquemas de superfície e analisar variabilidade intra-grade de variáveis como umidade do solo, precipitação, topografia e propriedades físicas do solo (Chen e Duhia, 2001; Niehoff et al., 2002) no intuito de avaliar sua influência sobre o escoamento gerado e no próprio modelo atmosférico.

Essas variáveis, em conjunto, afetam diretamente a umidade do solo, que é um fator que rege o escoamento. Muitas pesquisas então se dedicaram a avaliá-la detalhadamente nos SVATs (por ex., Shao e Henderson-Sellers, 1996; Henderson-Sellers, 1996a,b; Nykanen e Foufoula-Georgiou, 2001; Arora e Boer, 2006) e inferiram que existe um desequilíbrio na água de superfície e que a diferença na partição da água entre os esquemas é grande. As respostas dos modelos diferem nas suas estruturas, podendo alguns subestimar o escoamento e conseqüentemente superestimar a evapotranspiração, devido à negligência das variações da umidade do solo e precipitação na escala intra-grade do modelo.

Muitos desses esquemas ainda não consideravam essa variabilidade de umidade. Então a literatura seguiu apontando para suprir essa lacuna alterando os esquemas de superfície. Isso foi feito incorporando a heterogeneidade da superfície terrestre na escala intra-grade do modelo, considerando elementos como uso do solo, reservatórios, tipos de vegetação e topografia para o cálculo da umidade (Avisar e Pielke, 1989; Entekhabi e Eagleson, 1989; Stieglitz et al., 1997; Kim et al., 1998; Oki et al., 1999; Graham e Bergström, 2000; Walko et al., 2000; Liang e Xie, 2001; Warrach et al., 2002). Sendo esta etapa um avanço, visto que se passou a considerar efetivamente fatores que influenciam o escoamento diretamente, na mesma escala de ocorrência.

Duas metodologias se tornaram difundidas para melhorar o escoamento nos SVATs: (a) *Variable infiltration capacity model approach* (Liang e Xie, 2001) – VIC, que considera em sua formulação a influência da topografia e da distribuição do solo na infiltração superficial (Mengelkamp et al, 1999) e, (b) TOPMODEL (Beven e Kirkby, 1979), que usa as informações topográficas para determinar a distribuição estatística da profundidade da linha d'água na bacia hidrográfica e seu impacto na formação do escoamento (Stieglitz et al., 1997; Koster et al, 2000; Walko et al, 2000; Niu e Yang, 2003). Warrach et al. (2002) comparam essas duas metodologias acopladas a um modelo de superfície e estas com o SVAT aplicado sozinho. Entre seus resultados destaca-se que o escoamento simulado apenas com o SVAT é relativamente sem resposta para a geração de degelo e eventos de precipitação (correlações entre 0,63 a 0,80); as simulações melhoram com a incorporação do VIC e ainda mais com o TOPMODEL (correlações entre 0,75 e 0,90), condizentes com os resultados encontrados

também por Evans (2003). Comprovando desta forma a importância deste tipo de parametrização nos SVATs.

Ducharne et al. (2000) empregam uma metodologia que usa a divisão da grade do SVAT em bacias hidrográficas proposta por Koster et al. (2000) para comprovar a influência da topografia na geração do escoamento. Conseguem comprovar isso através da sub-divisão da grade em bacias de aproximadamente 4.540Km² (que seria metade da grade de 1°x1° do SVAT). Um dos seus resultados de interesse é que a vazão mensal, que consiste principalmente do escoamento superficial, é influenciada principalmente pela precipitação e esta é simulada de forma realística, alocando os valores baixos nos meses corretos e refletindo o ciclo sazonal. A Figura 2.2 é apresentada pelos autores como comprovação dos resultados. Em (a) mostram-se valores agregados sazonais e em (b) comprova-se a relação entre precipitação e vazão. A precipitação simulada corretamente é um grande passo para um cálculo do escoamento correto, mas deve-se destacar que uma correta partição da precipitação em evaporação e escoamento são também fatores determinantes para uma simulação bem-sucedida. Além disso, a explicitação da topografia contribuiu para uma melhor formação do escoamento.

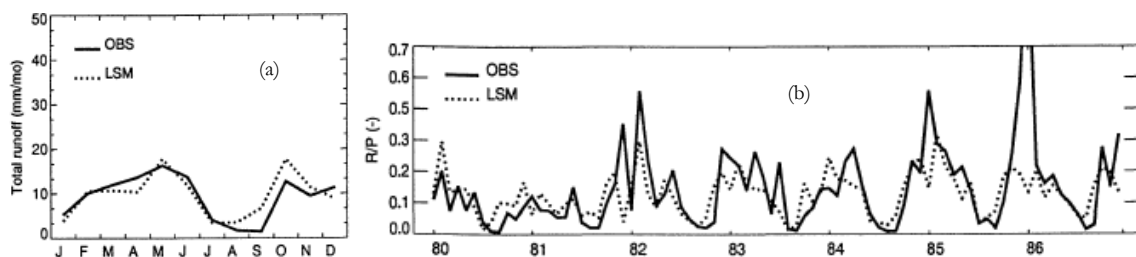


Figura 2.2 - Ciclos sazonais médios (a) vazão total (mm/mês); e, (b) razões mensais entre a vazão e precipitação (Ducharne et al., 2000).

A formação da água de superfície nos SVATs varia desde resultados que foram considerados promissores (Gusev e Nasonova, 2001), até resultados com desvios (Douville, 1998, Decharme e Douville, 2006). Li et al. (2005) no oeste da África, investigaram a variabilidade hidrológica usando um esquema de superfície acoplado a um modelo de propagação de vazão. O esquema de superfície foi calibrado e validado para a região de estudo que incluía áreas áridas e semi-áridas. Os resultados indicaram que o escoamento é extremamente sensível à flutuação da precipitação e que sua variabilidade interanual é duas vezes se comparada à da precipitação e à da evapotranspiração. As grandes variabilidades são

típicas destes tipos de regiões e aqui se pode perceber um indício da propagação do erro da precipitação no escoamento calculado.

É indiscutível a importância de uma correta parametrização do SVAT para que o balanço hídrico simulado seja condizente com a realidade (Habets e Saulnier, 2001, Mengelkamp et al. 2001, Demarty et al., 2004, Melkonian et al., 2007). A cobertura vegetal, os tipos de solo, a topografia são fundamentais na determinação da umidade do solo e no cálculo da vazão e do escoamento da água sobre a superfície da bacia hidrográfica.

Desta forma, na tentativa de aprimorar as parametrizações e avaliar o escoamento gerado, alguns autores adicionaram modelos hidrológicos aos SVATs, sem modificar suas estruturas (Mölders e Raabe, 1997; Habets et al., 1999; Evans, 2003). Essa metodologia serve para analisar a influência dos parâmetros hidrológicos, na escala da bacia hidrográfica, na melhoria do escoamento. No entanto, ressalta-se que elas conduzem a uma repetição de modelagem visto que os algoritmos dos SVATs já incluem o balanço hídrico no solo em sua estrutura, mesmo que seja de forma incipiente.

Os trabalhos apresentados neste item abrangem os SVATs sendo simulados desacoplados dos modelos atmosféricos, a seguir serão discutidas pesquisas que já envolvem seu acoplamento efetivo aos modelos atmosféricos.

2.3 SISTEMAS INTEGRADOS

Embora os SVATs tenham sido incorporados aos modelos atmosféricos para simular os fluxos de massa, energia e momento entre a atmosfera e a superfície terrestre, a necessidade de simular a vazão em uma única estrutura evoluiu ao longo do tempo, fazendo com que estes esquemas de superfície fossem utilizados para este fim. Por um lado, existe uma compatibilidade conceitual a ser implementada, por outro, existem as simulações de impacto do clima sobre os sistemas hídricos e sobre seu manejo (Oki et al., 2001, Miller e Russel, 1992; Arora e Boer, 2001; Graham et al., 2007) que também necessitam de uma estrutura única para avaliação. Os SVATs possibilitam que o modelo atmosférico se torne um modelo integrado, através das trocas de fluxo entre a superfície terrestre e a atmosfera.

No entanto, da forma como foram concebidos, a maioria dos esquemas de superfície se compõem de uma coluna que considera a troca de fluxos no sentido vertical, valorizando a descrição da zona de raízes e vegetação. Sua tarefa principal é separar corretamente o fluxo de radiação incidente em fluxo de calor latente e sensível, mas também devem separar a

precipitação na superfície em evaporação, escoamento e armazenamento de umidade. Em geral, não consideram o movimento lateral da água entre as colunas, que contribui para a formação do escoamento sub-superficial e subterrâneo.

Possivelmente, estes modelos não devem fornecer resultados precisos em regiões onde os escoamentos sub-superficial e subterrâneo são preponderantes para a formação do escoamento superficial. Este aspecto também pode ter contribuído para a imprecisão dos resultados alcançados em alguns trabalhos citados no item anterior (por ex., Douville, 1998, Decharme e Douville, 2006), embora não tenham sido apontados como causa pelos autores.

Esses esquemas devem descrever corretamente as variações na umidade do solo, de forma a simular precisamente a geração dos fluxos de superfície, em especial o escoamento, ressaltando a importância de uma correta parametrização do modelo.

Muitas avaliações dos SVATs foram feitas com os esquemas desacoplados do modelo atmosférico, como os já comentados nas seções anteriores. Isso permite um aprofundamento de análise, sem a incorporação das influências do modelo atmosférico sobre os resultados gerados. A análise completa do sistema, incluindo essa influência, torna-se fundamental para o entendimento das variáveis geradas, inclusive do escoamento, já que os SVATs são correntemente aplicados acoplados aos modelos atmosféricos.

Os modelos atmosféricos resolvem as equações de sua estrutura de acordo com sua discretização, que é em geral formatada em grades. A resolução do sistema se dá nestes pontos (de grade) e, para cada passo de tempo, o esquema de superfície é chamado e suas variáveis são calculadas. Desta forma, pode-se ter a vazão em cada ponto de grade do modelo atmosférico, a cada passo de tempo. A partir daqui, a estrutura formada já se parece bastante com os tradicionais modelos hidrológicos distribuídos, que necessitam de um esquema de propagação para o cálculo da vazão no exutório da bacia.

Essa metodologia já foi aplicada em MCGAs (Kuhl e Miller, 1992; Miller et al., 1994; Arora, 2001), mas esbarra na resolução grosseira da grade desses modelos. Arora (2001) utilizou uma grade de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ para simular o escoamento em 23 diferentes bacias. Os resultados mostraram diferenças na simulação regional da precipitação, em relação aos valores observados e esses erros se propagaram na geração do escoamento. Em apenas quatro bacias o escoamento modelado possui uma margem de 20% dentro dos valores observados. O autor afirma que tais erros também podem ter sido influenciados por erros na partição da precipitação pelo SVAT do modelo ou ainda por um baixo desempenho do modelo de propagação utilizado.

Existem muitos modelos de propagação da vazão para grandes bacias, que podem ser utilizados em modelos atmosféricos. Ducharne et al. (2003) afirmam que a maioria daqueles, usados em MCGAs, pertencem à categoria de reservatórios lineares, descarregando a vazão em reservatórios ao longo da rede de drenagem. Na década passada, esses esquemas se desenvolveram em grandes escalas, da ordem de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ (área da célula $\approx 2.000\text{Km}^2$) ou maiores (Miller et al, 1994; Liston et al., 1994; Hagemann e Dümenil, 1998; Oki et al, 2001). As grandes escalas podem deixar de captar processos que influenciam a formação de precipitação em determinadas regiões e deixar de gerar escoamento na quantidade e tempo corretos.

Kerkhoven e Gan (2006) modificaram o ISBA - *Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere* de forma a captar as heterogeneidades da bacia para a geração de escoamento, incluindo no MGCA utilizado um esquema de propagação. Os resultados mostraram que é possível reproduzir a variação anual dos escoamentos mensal, médio anual e anual mínimo sem utilizar técnicas de desagregação (*downscaling*). Como mostrado anteriormente, os esquemas existentes nos modelos atmosféricos podem influenciar demasiadamente a simulação da precipitação; por isso alguns autores preferem alterar o próprio SVAT do modelo atmosférico para facilitar a geração do escoamento (por ex., Araújo et al., 2005; Kerkhoven e Gan, 2006).

Zhou et al. (2004) aperfeiçoaram o SVAT já existente e incluíram o esquema GVIC – *general infiltration capability* ao modelo BATS, que não continha os mecanismos de excesso de infiltração da vazão e excesso de saturação do solo, responsáveis pelo escoamento e acoplaram um esquema de propagação da vazão à estrutura. A simulação foi feita para 123 dias (maio a agosto), sendo os primeiros 15 dias considerados para o tempo de ajuste do modelo. Os resultados indicaram que, em dois meses, o esquema de escoamento refletiu corretamente a simulação da precipitação e que, em um mês, a vazão simulada foi menor que o valor observado, sendo isso reflexo de erro da simulação da precipitação, que não conseguiu captar o processo de sua formação.

Num trabalho mais recente, Overgaard et al. (2007) propuseram uma integração dinâmica dos modelos hidrológico e atmosférico. Para isso, foi implementado no modelo hidrológico um esquema de superfície, que foi de uso comum com o modelo atmosférico. O esquema de superfície original do modelo atmosférico não foi usado. O objetivo do estudo era avaliar o retorno para a atmosfera das mudanças no sistema hidrológico. Os autores encontraram que o sistema desacoplado superestima a evaporação em relação ao sistema integrado. Este estudo reflete mais um avanço em relação a uma integração completa do ciclo hidrológico. No entanto, os autores não mostram avaliações de outras variáveis do modelo

que podem ter sofrido influência da retro-alimentação do modelo. Com os estudos presentes na literatura, indicando grande influência da precipitação e erros sistemáticos (a ser discutida no item seguinte) sobre o escoamento gerado nos esquemas de superfície, espera-se o impacto de uma retro-alimentação sobre outras variáveis do modelo atmosférico.

Esta pesquisa pretende utilizar um SVAT já acoplado a um modelo atmosférico, no sentido de avaliá-lo criteriosamente para o cálculo do escoamento. A maioria dos SVATs possuem os mecanismos formadores da vazão, como o caso do SVAT do modelo BRAMS, versão brasileira do RAMS - *Regional Atmospheric Modeling System* (Pielke et al. 1992); o LEAF-3 possui as variáveis que permitem o cálculo da vazão no ponto de grade. É necessário, portanto, a inclusão do cálculo desta variável de um esquema de propagação da vazão entre as células da grade do modelo BRAMS. Além disto, a resolução atual dos MRCs (da ordem de poucos quilômetros) lhes tornam aptos a captar as heterogeneidades dos processos que influenciam a geração do escoamento na escala da bacia hidrográfica sem a necessidade de desagregação (*downscaling*).

Assim, acredita-se que a modelagem do escoamento a partir de modelos atmosféricos possa ser feita com segurança e seja um avanço na integração das fases terrestre e atmosférica do ciclo hidrológico. Esta análise viabiliza mais uma ferramenta para a geração de escoamento em regiões sem dados hidrológicos ajudando a diminuir as incertezas das previsões (Sivapalan et al., 2003) sem a necessidade de calibração de parâmetros, o que possibilita o estudo hidrológico em regiões com diferentes regimes hidroclimáticos. No entanto, deve-se ressaltar que diversos modelos de base física ainda precisam de ajuste para seu uso. Isso, por um lado, mostra a importância e as peculiaridades das características físicas das bacias hidrográficas, por outro, indica que existem muitos caminhos a serem trilhados nas pesquisas, especialmente no tocante às parametrizações utilizadas nos modelos em geral.

2.4 ALGUMAS QUESTÕES RELATIVAS AO ACOPLAMENTO DE MODELOS

Alguns autores tentaram parametrizar o escoamento para se obter a resposta diretamente nos MCGAs (Kuhl e Miller, 1992; Miller *et al.*, 1994). Esses modelos, operacionalmente, são integrados com resoluções entre 100 e 300km (na época desses trabalhos), no entanto, os MRC podem ser simulados em poucos quilômetros e em escala temporal diária. Os MRC são executados para uma região específica com as condições de contorno fornecidas pelos MCGAs, o que se constitui em um processo de redução da escala

chamado de desagregação dinâmica (*downscaling* dinâmico). Como esses modelos possuem resolução mais fina, podem detectar eventos de microescala e mesosecala que geram precipitação. Resultados de alguns estudos sobre simulações das precipitações médias mensais e de outras variáveis atmosféricas (Nobre et al., 2001; Druyian et al., 2002; Sun et al., 2005) indicaram que simulações do modelo regional apresentaram resultados de igual ou de melhor qualidade que as originadas do MCGA apenas.

Dois fatores podem ser limitantes para a destreza da previsão feita pelo modelo atmosférico: (a) as características não-lineares da atmosfera e (b) o fato dos modelos atmosféricos gerarem algumas variáveis sem assimilação 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. Podem existir erros de quantidade, de localização, de distribuição temporal e na escala aplicada (previsões diárias apresentam maiores erros que as escalas mensal e sazonal).

Para um sistema dinâmico, 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). O modelo deve prever a precipitação - principal variável para o componente hidrológico - na quantidade e nas suas distribuições temporal e espacial.

Uma prática que tem se tornado usual no acoplamento unidirecional é a correção da previsão da precipitação (Fuchs et al., 2001; Wood et al., 2002; Tucci et al., 2003; Sheffield et al., 2004; Ines e Hansen, 2006; Misra, 2007). Os erros sistemáticos dos modelos atmosféricos são atenuados com base na série climatológica observada e na série climatológica do próprio modelo de previsão. Assim diminui-se a chance de propagação de erros da previsão da precipitação na simulação da vazão. Avaliando isoladamente a precipitação prevista sobre uma bacia hidrográfica no semi-árido do NEB, Oliveira et al. (2005a) mostraram que a precipitação mensal prevista sem correção não apresentava correlações com os dados observados e que, depois da correção, a correlação passou a existir na ordem de 70%. A Figura 2.3 mostra o impacto da correção na precipitação média sazonal sobre a bacia hidrográfica do estudo. Desta forma, percebe-se a importância de uma correta caracterização dos padrões de precipitação e de sua simulação. Os erros sistemáticos que interferem na simulação da precipitação e na sua distribuição também estarão intrínsecos na modelagem de um sistema integrado.

Uma forma de caracterização do erro sistemático e de definição das incertezas existentes nas simulações é modificar ligeiramente as condições iniciais dos MCGAs e usá-las

na avaliação desse erro. Passa-se a ter então um conjunto de previsões conhecidas como membros que possuem os mesmos campos de TSM como condição de contorno.

Collischonn et al. (2005) não aplicaram a correção da precipitação para aprimorar os resultados, mas utilizaram um procedimento de atualização das vazões calculadas com base nas informações observadas. As previsões utilizadas foram obtidas do Sistema de Previsão Regional Avançado – ARPS, usado pela Universidade Federal de Santa Catarina, nas escalas de 40, 12 e 4km.

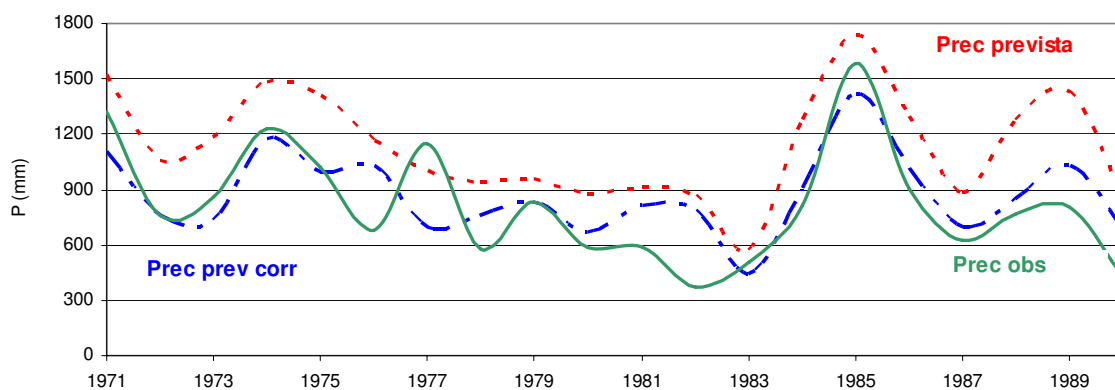


Figura 2.3 - Precipitação média sazonal sobre a Bacia do rio Piancó, localizada no semi-árido do NEB (adaptado de Oliveira et al., 2005a).

Para a precipitação, escalas mais refinadas de tempo (como a diária) são difíceis de ser quantificadas (Galvão et al., 2005; Messenger et al., 2006), diferente de outras escalas de tempo (mensais e sazonais). Isto se deve ao fato da grande variabilidade existente nesta escala de tempo. Messenger et al. (2006) encontraram que a correlação entre os dados observados e simulados foi apenas 0,33, enquanto que para as escalas semanal e mensal a correlação passou para 0,70 e 0,89, respectivamente. A vazão simulada foi subestimada, pois a grande parte da baixa precipitação gerada conduziu a uma baixa restituição da vazão. Segundo os autores, o escoamento é muito sensível à estrutura intra-horária da precipitação. Foi testado um modelo de hietograma multi-picos para melhorar a partição entre o escoamento e a infiltração, o que melhorou em parte os resultados.

Os estudos citados nesta seção indicam que os erros sistemáticos do modelo atmosférico atingem os sistemas de previsão de vazão assim como a quantificação da precipitação na escala diária. A simulação do escoamento em um sistema integrado deve

também ser influenciada por esse viés apresentado pela precipitação simulada e pela sua distribuição.

3 METODOLOGIA

3.1 CONTEXTUALIZAÇÃO

No ano de 2005, os projetos COPAD e SegHidro (CT-INFRA e CT-INFO/FINEP, <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 20km, abrangendo todo o Nordeste, e outra de 5km, sobre os Estados da Paraíba e Pernambuco. Embora este fosse apenas um dos objetivos dos projetos, a experiência permitiu que os centros operacionais regionais de meteorologia pudessem fornecer previsões mais detalhadas espacialmente de variáveis como a precipitação, temperatura e umidade do ar.

Essa evolução do BRAMS se desenvolveu em meio a uma forte discussão sobre acoplamentos de modelos atmosféricos e hidrológicos e geração de cenários futuros (Braga et al., 2006). No entanto, o esquema de superfície do modelo BRAMS, como diversos outros, ainda não possuía em sua estrutura o cálculo da vazão de escoamento superficial. Desta forma, estabeleceu-se como meta desta pesquisa introduzir no modelo BRAMS o cálculo da vazão. O trabalho foi desenvolvido de forma que esse modelo pudesse atender aos requisitos de um sistema integrado, englobando as fases atmosférica e terrestre do ciclo hidrológico.

O SVAT do modelo atmosférico BRAMS na sua forma atual já possibilita a inclusão do cálculo da vazão e é através das variáveis envolvidas nesta estrutura que se fez a modificação aqui proposta. A simulação do SVAT é feita acoplada ao modelo atmosférico, e sua sub-rotina computacional é chamada a cada passo de tempo. Assim, em cada ponto de grade do atmosférico, podem-se obter as variáveis calculadas pelo SVAT, incluindo a vazão, que nesta escala ainda não é adequada para a avaliação, já que os sistemas de medição de vazão observada estão localizados em exutórios de bacias hidrográficas.

Esquemas de propagação da vazão são bastante difundidos e utilizados nos modelos hidrológicos distribuídos. Um esquema de propagação é então necessário para se obter a vazão nestes pontos específicos. Aqui, foi utilizado o esquema de Muskingum-Cunge na forma implementada no Modelo Hidrológico de Grandes Bacias – MGB (Collischonn, 2001). Nele, o esquema de propagação é implementado em uma grade regular, na qual a bacia hidrográfica é discretizada.

O algoritmo do modelo atmosférico não é simples, montado para ser executado em clusters, com código projetado para processamento em paralelo. A cada passo de tempo e espaço, a sub-rotina do SVAT é chamada e submetida a este processamento, impossibilitando o uso de uma grade regular inserida no BRAMS para a propagação da vazão. Dada essa complexidade, decidiu-se que o cálculo da vazão fosse feito fora do modelo atmosférico, experimentalmente.

Assim, o sistema foi montado de acordo com o esquema abaixo:

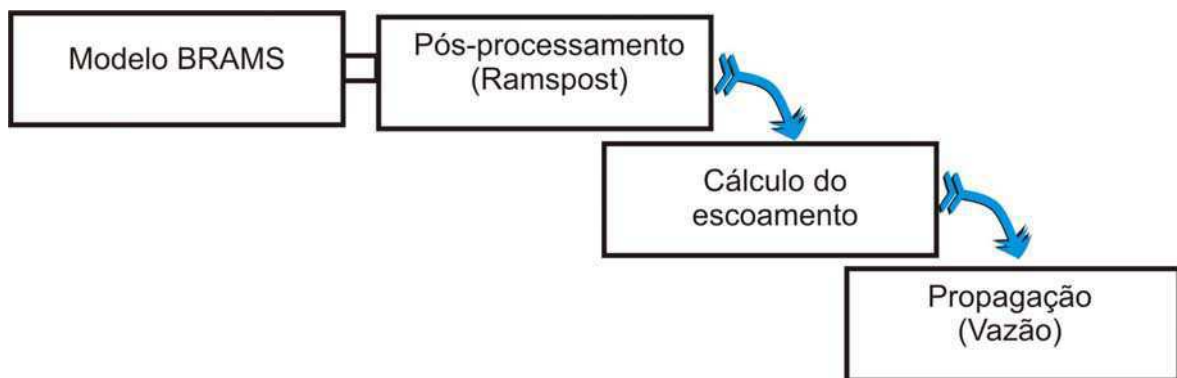


Figura 3.1 - Representação esquemática do sistema

Esta estrutura foi montada de forma a atender os objetivos propostos, dentro do contexto apresentado no quadro teórico (capítulo 2) e da realidade operacional existente.

Neste escopo, esta pesquisa pode ser caracterizada como: (a) experimental, visto que o fenômeno da realidade é reproduzido de forma controlada (simulação matemática computacional), com o objetivo de descobrir os fatores que o produzem ou que sejam por ele produzidos; (b) estudo de caso, por abranger poucas unidades, com profundidade e detalhamento (no caso, a influência da parametrização do SVAT na simulação do escoamento superficial); (c) explicativa, já que representa uma investigação mais complexa, com o registro, análise e interpretação dos fenômenos (buscando identificar suas causas); e, (d) quantitativa, pois os dados foram coletados, produzidos e quantificados mediante o emprego de dados passíveis de serem analisados por técnicas estatísticas.

A seguir, serão descritos detalhadamente o modelo atmosférico BRAMS e seu SVAT, a área de estudo, o esquema de propagação e o acoplamento dos modelos realizado nesta pesquisa.

3.2 O MODELO ATMOSFÉRICO

O RAMS - *Regional Atmospheric Modeling System* (Pielke et al. 1992) é um modelo atmosférico regional que possui freqüentes 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). O modelo tem um código dinâmico que foi desenvolvido na Universidade do Estado do Colorado, nos EUA. Foi introduzido no Brasil pela USP (Universidade de São Paulo) no início da década de 1990 e é amplamente utilizado em diversas instituições do País.

O modelo baseia-se nas equações da dinâmica da atmosfera, que expressam os princípios de conservação de movimento, massa e energia. Fenômenos que não podem ser resolvidos explicitamente para certo espaçamento de grade, são incorporados através de parametrizações, tais como: difusão turbulenta, radiação solar e terrestre, processos úmidos (incluindo a formação e a interação de nuvens e precipitação líquida e gelo), calor sensível e latente, camadas de solo, vegetação, superfície d'água, efeitos cinemáticos do terreno e convecção cúmulos (rasos e profundos). As parametrizações do modelo podem ser alteradas para se adaptarem às condições de um determinado trabalho.

O código do modelo contém uma variedade de estruturas e feições que permitem resoluções menores que um metro a centenas de quilômetros, domínios de poucos quilômetros ao globo inteiro e ainda um conjunto de opções físicas para sua implementação (Cotton et al., 2003). O RAMS, como um modelo regional, trabalha com condições de contorno fornecidas por MCGAs.

Meneguzzo et al. (2004) testaram a sensibilidade do RAMS para as condições iniciais e geométricas em simulações meteorológicas de cheias na bacia do rio Arno, na Itália, tendo produzido previsões quantitativas de precipitação (PQP). Entre suas conclusões mais importantes, está que o tempo de iniciação das previsões numéricas é crítico, tendo as primeiras 12 horas de PQP sido subestimadas e, por volta de 36 horas depois, bastante precisas.

O modelo utilizado nesta pesquisa é uma versão do modelo RAMS voltado para os trópicos. O BRAMS (*Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*) foi fruto de um projeto de pesquisa financiado pela FINEP (Financiadora de Estudos e Projetos) para a formação de uma versão do RAMS para ser usado em produção por centros operacionais brasileiros e em modo de pesquisa pelas universidades brasileiras (Fazenda et al., 2006). Este projeto rendeu

três versões do BRAMS, as demais foram geradas pelo CPTEC (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos) do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais). A versão atual do modelo é a 4.0, suporte desta pesquisa.

O BRAMS possui diversas aplicações no Brasil (Silva et al., 2002; Alonso et al., 2004), inclusive no Estado da Paraíba (Cavalcanti et al., 1998; Cavalcanti, 2001; Melo et al., 2004; Alcântara e Souza, 2008).

3.2.1 Dados de Entrada

Os dados de entrada do modelo, que são requeridos em diferentes níveis da atmosfera (Cavalcanti, 2001), são: temperatura do ar, geopotencial, umidade do ar (temperatura do ponto de orvalho ou razão de mistura ou umidade relativa do ar ou, ainda, diferença psicrométrica), e vento (componentes zonal - u e meridional - v ou direção e intensidade).

3.2.2 Espaçamento da Grade

O BRAMS permite que suas simulações sejam realizadas com diferentes tamanhos de grade. Isso implica em diferentes respostas, que podem ser mais ou menos representativas dos eventos. Uma grade em maior resolução capta fenômenos em menor escala, como mostram Meneguzzo et al. (2001) para grades de resolução de 20 e 4 km e Collischonn et al. (2005), para grades de resolução de 40, 12 e 4 km. A escala em que ocorrem esses fenômenos convectivos isolados interferem na sua simulação (Meneguzzo et al., 2004) e na variabilidade espacial da precipitação e do escoamento.

Lima (2005) afirma que as previsões em alta resolução da grade do modelo, em torno de 1km, exigem acréscimo de tempo computacional. Durante a simulação, isso pode tornar inviáveis as previsões operacionais que podem não ficar prontas em tempo hábil. Em seu estudo, a autora usou três grades aninhadas no modelo RAMS: sendo uma de 50, uma de 12,5 e outra de 3,1 km. No entanto, a chuva intensa que gerou o evento estudado só foi simulada efetivamente pela grade de mais alta resolução espacial. Neste estudo, o modelo foi simulado com a grade de aproximadamente 5km, compatível com a modelagem hidrológica de grandes bacias hidrográficas.

3.2.3 Parametrização da Superfície

A descrição aqui apresentada foi baseada no trabalho de Walko et al. (2000) e no próprio código do LEAF, acoplado ao BRAMS.

Os fluxos de calor, quantidade de movimento e vapor d'água são computados pelo esquema de Louis (1979), que é utilizado para os casos em que a superfície é água, solo exposto e superfície vegetada. Na superfície da terra, a parametrização envolve equações prognósticas para a temperatura, para a umidade do solo e, para o solo, é utilizado um modelo de solo de múltiplas camadas (McCumber e Pielke, 1981). Esse modelo de solo é normalmente simulado entre sete e doze camadas. Está disponível no BRAMS a parametrização das propriedades de vários tipos de solo.

Para as superfícies vegetadas, é usada a equação do balanço de energia à superfície para o cálculo da temperatura e da umidade à superfície. Para tanto, levam-se em consideração os processos radiativos inerentes à camada de vegetação (Avisar e Pielke, 1989). Parâmetros de diversos tipos de vegetação estão pré-definidos no modelo.

A modelagem desta parametrização é feita pelo SVAT do modelo BRAMS. Inicialmente, o componente SVAT do BRAMS foi o modelo de realimentação terra-ecossistema-atmosfera LEAF - *Land Ecosystem-Atmosphere Feedback Model* (Lee, 1992 *apud* Walko et al., 2000). A versão atualmente implementada é o LEAF-3 (Walko e Tremback, 2005), baseado no LEAF-2, descrito por Walko et al. (2000). Esse esquema inclui equações prognósticas para temperaturas do solo e sua umidade para múltiplas camadas, temperatura da vegetação, água de superfície incluindo orvalho e interceptação, massa de cobertura de neve, energia térmica para múltiplas camadas, e temperatura do vapor de água.

O LEAF-3 pode representar variações em escala mais refinada nas características de superfície, tais como: tipo de vegetação, declividade do terreno, tipo de solo, umidade ou corpos d'água, que variam no espaço, especialmente em regiões como o semi-árido do Nordeste do Brasil. Cada tipo de superfície é chamada de *patch* (mancha) e possui as camadas de solo e vegetação (Figura 3.2). Os *patches*, que estão localizados dentro das células da grade do modelo, interagem com a mesma coluna de ar, em proporção com sua área de cobertura (Avisar e Pielke, 1989). Desta forma, eles fazem uma ponderação dos diferentes tipos de superfícies e permitem uma melhor representação das trocas de fluxo existentes.

Alguns modelos usam outras estruturas para representar a variabilidade espacial intra-grade. Koster et al. (2000), por exemplo, usou um modelo de superfície que dividia a área em sub-bacias, o modelo desagregava os dados da grade existente para a sub-bacia e depois os re-

agregava. Embora o uso da bacia hidrográfica como unidade de estudo seja um conceito interessante, a desagregação/re-agregação dos dados de bacia para grade regular e grade regular para bacia pode causar perda de representatividade dos processos. Outros autores usaram também o conceito de *patches* em suas modelagens (Liang et al., 1994; Collischonn, 2001); isso permite captar e considerar as variabilidades espaciais da vegetação existentes na superfície.

No LEAF-3, solo e cobertura de neve são representados por múltiplas camadas, enquanto que a vegetação e o ar do dossel são representados por um único nível. Em cada *patch* são aplicadas equações de conservação para energia e umidade para vegetação, ar do dossel, solo e cobertura de neve e são incluídos um termo de armazenamento para cada um destes componentes e a parametrização dos fluxos entre eles. O ar do dossel é definido como o ar próximo e influenciado pela vegetação.

Walko et al. (2000) mostram a representação esquemática dos componentes (com exceção dos corpos d'água) e seus fluxos, aqui representados na Figura 3.2. São dois *patches* vizinhos na mesma célula da grade do modelo atmosférico, ambos possuem cobertura parcial de vegetação e duas camadas de solo. O *patch* 2 possui a mais duas camadas de cobertura de neve. As setas representam os fluxos existentes. A indicação de cada fluxo é feita por três letras: a primeira delas indica se o fluxo é de transferência de água (w), de calor (h) ou de radiação de onda longa (l), a segunda e a terceira indicam a fonte e o receptor do fluxo, respectivamente (g para solo, n para neve, v para vegetação, d para ar do dossel e a para atmosfera livre). Já wgv é o fluxo de água por evaporação do solo para o ar do dossel via vegetação através da transpiração. A transferência de radiação de onda curta (não representada na Figura 3.2) é uma quantidade recebida por cada componente do sistema sob a influência combinada dos outros componentes, não é uma troca de fluxos. Os fluxos entre a atmosfera e os componentes do LEAF-3 são integrados sobre todos os *patches* e ponderados pelas suas áreas de influência, resultando uma camada de fluxo de momento sobre todos os *patches*.

Uma tentativa foi realizada no intuito de inserir o componente do modelo hidrológico TOPMODEL (Sivapalan et al., 1987) para simular o transporte de água lateral na zona saturada do solo entre *patches*. Testes com este esquema mostraram que a estrutura utilizada do TOPMODEL teve efeitos positivos na não-homogeneidade da umidade solo intra-grade e também nos fluxos de calor sensível e latente médio na célula do modelo. Este sistema atualmente encontra-se inoperante no modelo BRAMS (Tremback, 2006).

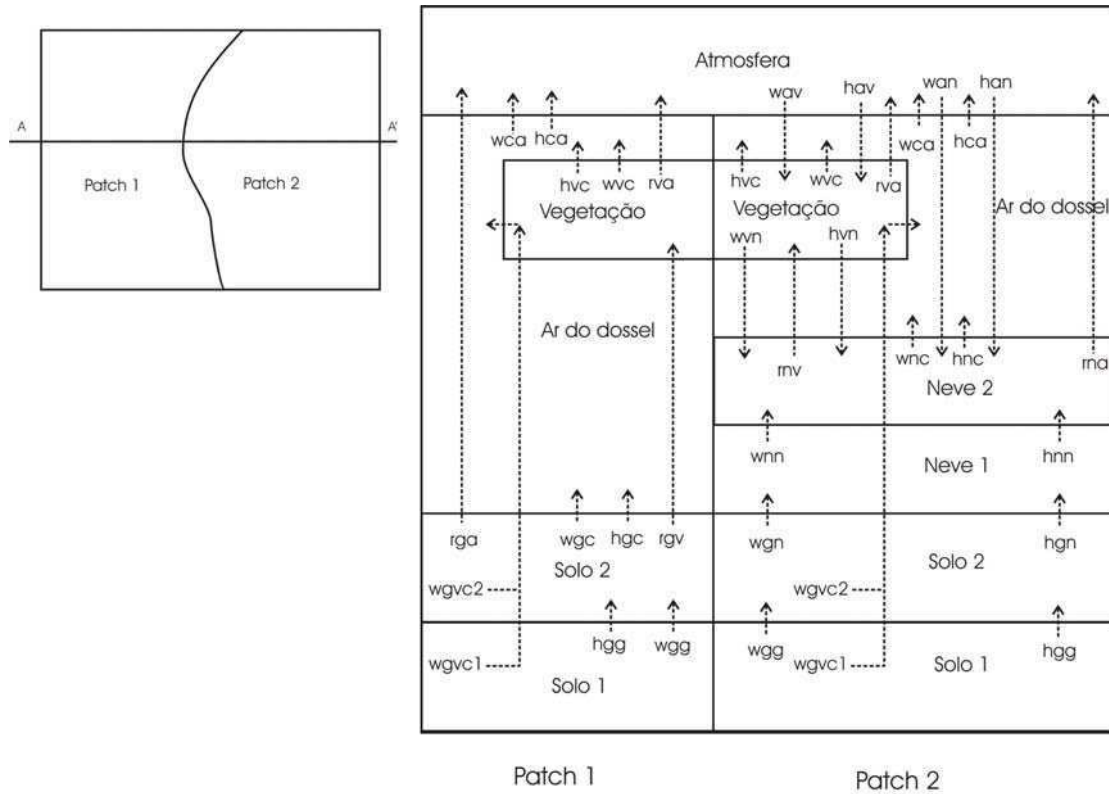


Figura 3.2 - Representação dos patches (Walko et al., 2000)

3.2.3.1 Solo

O fluxo de umidade entre camadas de solo é modelado de acordo com os esquemas de Mahrer e Pielke (1977) e McCumber e Pielke (1981), posteriormente modificado por Tremback e Kessler (1985, *apud* McCumber e Pielke, 1981). Assim, o fluxo de umidade entre as camadas de solo é dado pela equação:

$$F_{wgg} = -\rho_w K_\eta \frac{\partial(\psi + z)}{\partial z} \quad (3.1)$$

em que: ρ_w é a densidade da água líquida; K_η ($m \cdot s^{-1}$) é a condutividade hidráulica; ψ (m) é a umidade potencial ou tensão e z é a profundidade da camada em metros. Essa equação é baseada em um modelo de múltiplas camadas de Tremback e Kessler (1985), cuja origem se deu em modificações dos esquemas propostos por Mahrer e Pielke (1977) e McCumber e Pielke (1981). Considera-se neste modelo que a condutividade hidráulica no solo saturado decresce exponencialmente com a profundidade do solo.

O LEAF-3 é um modelo geral. Assim muitas de suas equações são preparadas para a ocorrência de neve, mesmo que esta não seja uma realidade de algumas regiões do mundo, como as semi-áridas. Isso não as invalida, mudam apenas as condições de aplicação, pois elas constituem a concepção do modelo aplicado. A energia interna do solo úmido é calculada para cada camada de solo por:

$$Q_g = W_g f_i C_i T_g + W_g f_l (C_l T_g + L_{il}) + C_g m_g T_g \quad (\text{J m}^{-3}) \quad (3.2)$$

em que: T_g é a temperatura do solo, f_l e f_i são as frações de água líquida e gelo (massa) relativa à água total no solo, m_g e W_g são a massa de solo seco e de água em kg.m^{-3} do volume total (volume incluindo água, solo e ar), L_{il} é o calor latente de fusão da água, C_i , C_l e C_g são os calores específicos das partículas de gelo, água líquida e solo ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$), respectivamente.

O fluxo de calor no solo é calculado pela equação abaixo:

$$F_{hgg} = -\lambda \frac{\partial T_g}{\partial z} + F_{wgg} (C_l T_s + L_{il}) \quad (3.3)$$

O último termo da equação acima descreve a energia interna carregada com o fluxo de umidade. As equações da condutividade térmica ($\text{J m}^{-1} \text{s}^{-1} \text{K}^{-1}$) são adaptadas de McCumber e Pielke (1981) ao Sistema Internacional pelas equações abaixo:

$$\lambda = e^{-[\log_{10}|100\psi|+2,7]} \times 4,186 \times 10^2, \text{ para } \log_{10}|100\psi| \leq 5,1 \quad (3.4)$$

$$\lambda = 0,00041 \times 4,186 \times 10^2, \text{ para } \log_{10}|100\psi| > 5,1 \quad (3.5)$$

3.2.3.2 Fluxo de umidade

Parametrizações microfísicas e convectivas produzem fluxos de superfície de umidade e energia em virtude da sedimentação de hidrometeoros. Os fluxos são divididos entre a vegetação e os componentes de água de superfície, de acordo com a cobertura de vegetação no *patch*. Quando a quantidade de umidade da vegetação excede o valor que ela pode armazenar, o excesso é colocado em equilíbrio térmico com a própria vegetação por

transferência de calor e depois é tirado da vegetação para ser colocado na categoria de água de superfície. Assim:

$$w_{free} = dew_{gnd} + pcp_{gl} \times veg_{fracc} + w_{shed} \times veg_fracarea \quad (3.6)$$

nesta equação, w_{free} é a quantidade líquida da água livre e disponível infiltrar na camada de solo, dew_{gnd} é a massa de orvalho formada na superfície do solo, pcp_{gl} é a precipitação proveniente da microfísica e da convecção, w_{shed} é o excesso de água da vegetação; todos em $kg.m^{-2}$, $veg_fracarea$ é a fração de área coberta de vegetação e veg_{fracc} é a fração sem a cobertura de vegetação ($veg_{fracc}=1-veg_fracarea$). A notação da Equação (3.6) corresponde a uma linha de código do BRAMS.

O fluxo de umidade ascendente do solo para o dossel é retirado diretamente do solo, onde é feita a atualização da umidade:

$$soil_water(mzg) = soil_water(mzg) - 10^{-3} \times w_{flxgc} \times dslzidt(mzg) \quad (3.7)$$

em que: $soil_water$ é a umidade do solo em kg/m^2 , w_{flxgc} é o fluxo de umidade do solo para o dossel em $kg/m^2/s$ e $dslzidt$ é o passo de tempo; mzg refere-se às camadas de solo.

3.2.3.3 Fluxos radiativos

A atmosfera, vegetação, solos e corpos d'água permanentes emitem, absorvem e refletem radiação. Cada componente do sistema possui suas características específicas, alguns de transmissividade e outros de emissividade, como o caso de solos e vegetação. O solo e a vegetação possuem alta emissividade. O esquema considera que não ocorrem reflexões múltiplas de ondas longas e que a radiação refletida é completamente absorvida ao atingir a superfície.

3.2.3.4 Água temporária de superfície

A água de superfície é a precipitação que atingiu a terra e ainda não percolou e nem escoou até os corpos d'água, inclui cobertura de neve, derretimento da neve, água de chuva,

lagoas e córregos temporários. A energia interna da camada de neve, relativa a um estado de referência do gelo a 0°C, é dada por:

$$Q_s = f_i C_i T_s + f_l (C_l T_s + L_{il}) \quad (\text{J.Kg}^{-1}) \quad (3.8)$$

em que: T_s é a temperatura em °C, C_i e C_l calores específicos do gelo e da água líquida ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$), f_l e f_i são frações de água líquida e gelo (de massa) da camada de neve e L_{il} é o calor latente de fusão da água. As transferências de massa entre as camadas de neve e das coberturas de neve para o solo são caracterizadas pelos fluxos F_{wss} e F_{wgs} . O modelo parametriza os fluxos de calor latente e sensível juntos, baseados em Adams e Brown (1983) através da equação:

$$K_s = (1,093 \times 10^{-3}) \exp(0,028 T_s) \times [0,03 + 0,303(\rho_s \times 10^{-3})^2 + 2,25(\rho_s \times 10^{-3})^3] \quad (3.9)$$

em que: T_s é a temperatura em °C e ρ_s é a densidade da camada de neve em kg.m^{-3} . Um fluxo de calor adicional é levado por $F_{wss} Q_s$, infiltrando a água líquida. O fluxo de calor remanescente entre as camadas de neve é dado por:

$$F_{hss} = -K_s \frac{\partial T}{\partial z} - F_{wss} Q_{s2} \quad (3.10)$$

e o fluxo de calor da camada de neve para o solo, pela seguinte equação:

$$F_{hgs} = -0,5(K_s + C_g \lambda) \frac{\partial T}{\partial z} - F_{wgs} Q_{s1} \quad (3.11)$$

A água líquida proveniente de cada camada de gelo em cada passo de tempo é, na realidade, o excesso de água sobre a capacidade de armazenamento da própria camada de gelo. A fração de água líquida é definida na camada superior, e a quantidade de água excedendo 10% da massa de gelo é percolada para a camada inferior, modificando seus valores de massa e energia. A água líquida é definida novamente para a nova camada e o processo se repete novamente. O acúmulo desta água ao longo das camadas de neve é dado por w :

$$w = \text{sfcwater_mass}(k) + w_{free} \quad (3.12)$$

sendo $sfcwater_mass$, a massa de água ao longo de todas as camadas de gelo. A quantidade de água livre ($wfree$) foi definida pela Equação (3.6).

O modelo limita a quantidade de água em excesso na camada de gelo numa fração de 1:9 água líquida-gelo:

$$wfreeb = \max(0, w \times (fracliq(k + mzg) - 0,1) / 0,9) \quad (3.13)$$

em que: w é o acúmulo da água ao longo das camadas de gelo, definido pela equação (3.11) e $fracliq$ é a fração de líquido nas camadas de neve ou água de superfície.

O excesso de água da última camada de neve infiltra na camada superior do solo até que o solo sature, quando atinge sua capacidade de armazenamento. A capacidade de armazenamento no solo, $soilcap$, é determinada por:

$$soilcap = 1000 \times \max(0, -slz(mzg) \times (slmsts(nsoil) - soil_water(mzg))) \quad (3.14)$$

nessa equação, slz é a profundidade das camadas de solo, que são dadas no arquivo de entrada do BRAMS em valores negativos e metros, $slmsts$ é a umidade máxima das camadas de solo (m^3/m^3) e $soil_water$ é a umidade atual do solo (m^3/m^3), mzg e $nsoil$ referem-se às camadas de solo.

A quantidade de água que permanece na última camada de neve, depois que o solo saturou é a vazão. No entanto, o LEAF-3, não considerava o cálculo da vazão em sua estrutura, e fornecia na mesma estrutura, um novo conceito para $wfreeb$, que passa a ser então o valor que infiltra e atualiza a umidade do solo:

$$wsoil = \min(wfreeb, soilcap)^1 \quad (3.15)$$

$$soil_water(mzg) = soil_water(mzg) + 10^{-3} \times wsoil \times dslzi(mzg) \quad (3.16)$$

$$sfcwater_mass(k) = w - wsoil \quad (3.17)$$

¹ Na descrição apresentada, tentou-se preservar a denominação das variáveis conforme expressa no código do BRAMS. No entanto, $wsoil$ é uma exceção, pois o código apresenta esta variável como $wfreeb$, mantendo o mesmo nome da variável que representa a água anterior, modificando seu significado. Tentou-se, portanto, evitar a duplicidade do nome das variáveis.

em que: *soil_water* é a umidade do solo, *dslz_i* é a espessura das camadas de solo, *sfcwater_mass*, a massa de água. A Figura 3.3 apresenta esquematicamente a representação do sistema vigente no LEAF-3 acoplado ao BRAMS.

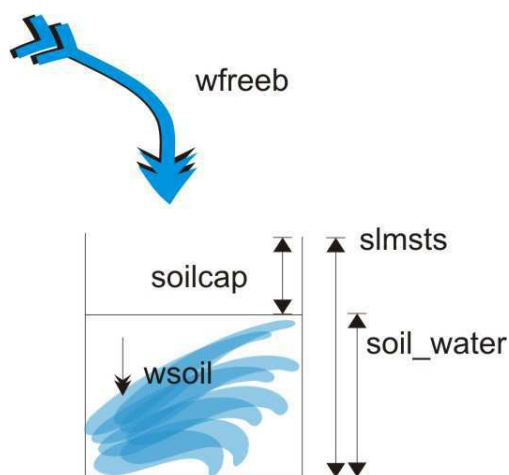


Figura 3.3 – Esquema da água líquida no LEAF-3

3.3 O CÁLCULO DO ESCOAMENTO

Como se pôde ver nas seções anteriores, todo o balanço hídrico do solo necessário ao cálculo da vazão já está presente no LEAF. O modelo, no entanto, despreza essa quantidade, não a transferindo para outras partes do código. Portanto, neste trabalho modificou-se o código original para a exploração da variável conforme segue.

O escoamento é o deslocamento das águas na superfície terrestre, sua variável representativa em uma seção de curso d'água é a vazão, que é o volume escoado na unidade de tempo. Quando o volume precipitado atinge a superfície terrestre e alcança certas condições, forma-se então o escoamento. Estas condições dependem das características da bacia hidrográfica. O escoamento superficial pode ocorrer quando a capacidade de infiltração é superada (Horton, 1933) ou pode ocorrer quando a precipitação atinge áreas já saturadas e ocorre uma elevação do lençol freático (Dunne e Black, 1970).

O escoamento calculado pode ser considerado do tipo Hortoniano, no qual a vazão se dá pelo excesso de umidade no solo.

A capacidade de armazenamento de água do solo (*soilcap*) pode assumir valores maiores ou iguais a zero. Se o solo já estiver saturado, com sua capacidade de armazenamento igual a zero, toda a água livre (*wfreeb*) que chegar irá se tornar apta para o escoamento (*runoff*):

$$\text{Se } \textit{soilcap} = 0, \text{ então } \textit{runoff} = \textit{wfreeb} \quad (3.18)$$

No entanto, se o solo não estiver completamente saturado (*soilcap* maior do que zero), podem ser considerados dois casos: (a) água livre em quantidade menor que a capacidade de armazenamento do solo, neste caso a água livre infiltra totalmente, atualizando a umidade do solo e a vazão é zero; (b) água livre em quantidade maior que a capacidade de armazenamento de água no solo, ela atualiza a umidade do solo e o excesso torna-se a vazão.

$$\text{Se } \textit{soilcap} > 0 \text{ e } \textit{wfreeb} < \textit{soilcap}, \text{ então } \textit{runoff} = 0 \quad (3.19)$$

$$\text{Se } \textit{soilcap} > 0 \text{ e } \textit{wfreeb} > \textit{soilcap}, \text{ então } \textit{runoff} = \textit{wfreeb} - \textit{soilcap} \quad (3.20)$$

Como a vazão foi calculada como um módulo externo do BRAMS, extrairam-se as variáveis necessárias para sua implementação, *soilcap* e *wfreeb* acumulada no tempo (equação 3.21). A variável *wfreeb* é calculada no mesmo passo de tempo do modelo BRAMS, no caso 60s, assim para se ter a informação a cada 24 horas, é necessário acumulá-la no decorrer do tempo.

$$\textit{awfreeb} = \textit{awfreeb} + \textit{wfreeb} \quad (3.21)$$

Diversas variáveis são calculadas quando o modelo BRAMS é simulado. No entanto, é necessário um pós-processamento para leitura dos dados em formato adequado. Isto é feito pelo programa *RAMSPOST*, que extrai as variáveis solicitadas pelo usuário e as transforma em formato de leitura no programa GrADS (<http://www.iges.org/grads/>), que é uma ferramenta computacional que permite a manipulação e visualização de dados e é disponibilizado livremente na Internet. O GrADS é implementado mundialmente e amplamente utilizado pelos meteorologistas.

Foi necessário um ajuste no *RAMSPOST*, de forma que as variáveis necessárias ao cálculo da vazão também pudessem ser por ele processadas e posteriormente manipuladas no GrADS.

3.4 ÁREA DE ESTUDO

3.4.1 Generalidades

A área de estudo está localizada no semi-árido 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 (Figura 3.4).

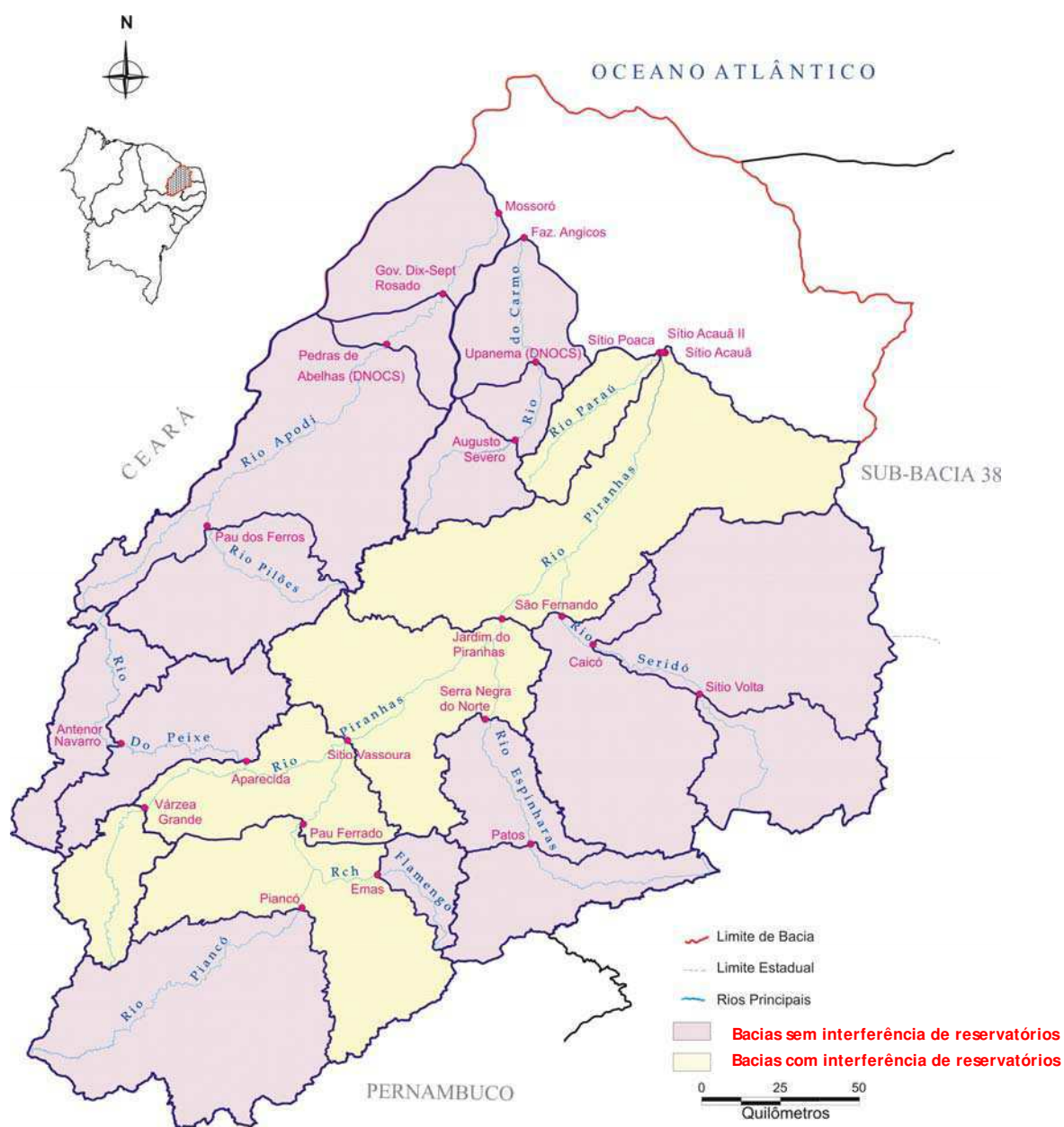


Figura 3.4 – Área de estudo (adaptado de UFPB, 2001).

A região possui diversas sub-bacias instrumentadas para a medição da precipitação e da vazão observada, contribuindo assim para a avaliação do desempenho da simulação da precipitação e do escoamento pelo modelo acoplado. São 13 postos fluviométricos (Tabela 3.1) sem interferência de reservatórios (UFPB, 2001). Poderá então ser analisada a resposta às grandes bacias, que em geral apresentam melhores resultados de geração de vazão (Uvo e Graham, 1998; Arora, 2001), e ainda às bacias menores compatíveis com a maioria dos reservatórios localizados na região Nordeste. Esses postos fluviométricos correspondem às bacias hidrográficas listadas na Tabela 3.1, como mais de um posto fluviométrico delimitam áreas da mesma bacia hidrográfica, cada sub-bacia hidrográfica será aqui denominada pelo nome do posto fluviométrico que a delimitou. Como exemplo, a sub-bacia de Pedra de Abelhas é a delimitada pelo posto fluviométrico de Pedra de Abelhas.

Tabela 3.1 Postos fluviométricos e bacias hidrográficas disponíveis (adaptado de UFPB, 2001).

Código	Posto	Área de drenagem (km ²)	Bacia Hidrográfica
37030000	Pau dos Ferros	2.050	Apodi-Mossoró
37080000	Pedra de Abelhas	6.481	Apodi-Mossoró
37090000	Mossoró	9.447	Apodi-Mossoró
37150000	Augusto Severo	1.083	Apodi-Mossoró
37185000	Upanema	1.414	Apodi-Mossoró
37190000	Faz. Angicos	2.547	Apodi-Mossoró
37260000	Antenor Navarro	1.514	Peixe
37290000	Aparecida	3.429	Peixe
37340000	Piancó	4.550	Piancó
37360000	Emas	395	Emas
37440000	Serra Negra do Norte	3.027	Espinharas
37515000	Sítio Volta	1.794	Seridó
37570000	São Fernando	9.700	Seridó

Além disso, foi estabelecido um Marco Regulatório (Braga et al., 2004) para a Bacia do rio Piranhas-Açu para a definição da vazão de passagem na fronteira entre os Estados do Rio Grande do Norte e da Paraíba. O grande número de solicitações por outorga de uso da água na Agência Nacional de Águas motivou esse trabalho, que hoje está na fase de montagem do Comitê da Bacia Hidrográfica. Esta problemática instiga na hidrologia a busca de estudos que envolvam previsões meteorológicas para definição da vazão outorgável, o que é mais uma justificativa para o presente trabalho.

3.4.2 Características Gerais da Área de Estudo

As bacias hidrográficas são localizadas basicamente no sistema cristalino e possuem rochas ígneas, metamórficas e sedimentares na sua constituição geológica, originadas no período Pré-Cambriano. Podem ser encontradas duas bacias sedimentares: a do Grupo Rio do Peixe, localizada no oeste do Estado da Paraíba, e a do Grupo Apodi, situada ao norte da região, no Estado do Rio Grande do Norte.

Os solos, como mostram a Figura 3.5, são constituídos predominantemente de solos com horizonte B textural e argila de atividade alta (não hidromórficos, no centro da bacia), solos pouco desenvolvidos (no sul e leste da bacia), e solos com horizonte B textural e argila de atividade baixa (não hidromórficos, no sul e oeste da bacia). Estes solos são típicos de regiões semi-áridas e se constituem de solos rasos que produzem um rápido escoamento, são solos litólitos eutróficos, podzólicos vermelho-amarelo e brunos não-cálcicos. Também podem ser encontrados ao norte, em menor proporção, solos com horizonte B incipiente (não hidromórficos). Destaca-se que nas bacias sedimentares (a sudoeste a nordeste da região de estudo) podem ser encontrados ainda solos halomórficos (solonetz solodizado).

O Mapa de Relevo do Brasil, elaborado pelo IBGE (2006), aponta que o Planalto da Borborema é o divisor natural das águas entre o sudeste da região (pertencente à bacia do rio Piranhas-Açu) e a Bacia do rio Paraíba, ocupando ainda um pouco no limite sul da bacia. São cotas médias de 500 m, podendo atingir picos de 800 a 1000 m, como mostra o mapa digital de elevação do terreno (Figura 3.6) traçado com os dados obtidos na resolução de 90 m do NASA Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM), que são disponibilizados *on-line* pelo CGIAR-CSI GeoPortal (CGIAR-CSI, 2006).

Já o Patamar Sertanejo, segundo o IBGE, ocupa a parte alta do rio Piranhas. Possui cotas não elevadas de 350 m e relevo de dissecção relativamente acentuada em formas convexas e aguçadas. Segundo Paraíba (2004), também aparecem na região os inselbergues, morros completamente isolados ou morros semi-isolados unidos que se destacam nos baixos pediplanos sertanejos. Esses inselbergues apresentam alturas entre 300-400 m.

A oeste da bacia, entre as divisas dos Estados da Paraíba, Rio Grande do Norte e Ceará também pode ser encontrada a unidade do Planalto Residual Sertanejo, com presença de isenbergs e de inselgebirgens (paredões relativamente contínuos). Formando os divisores de água da bacia.

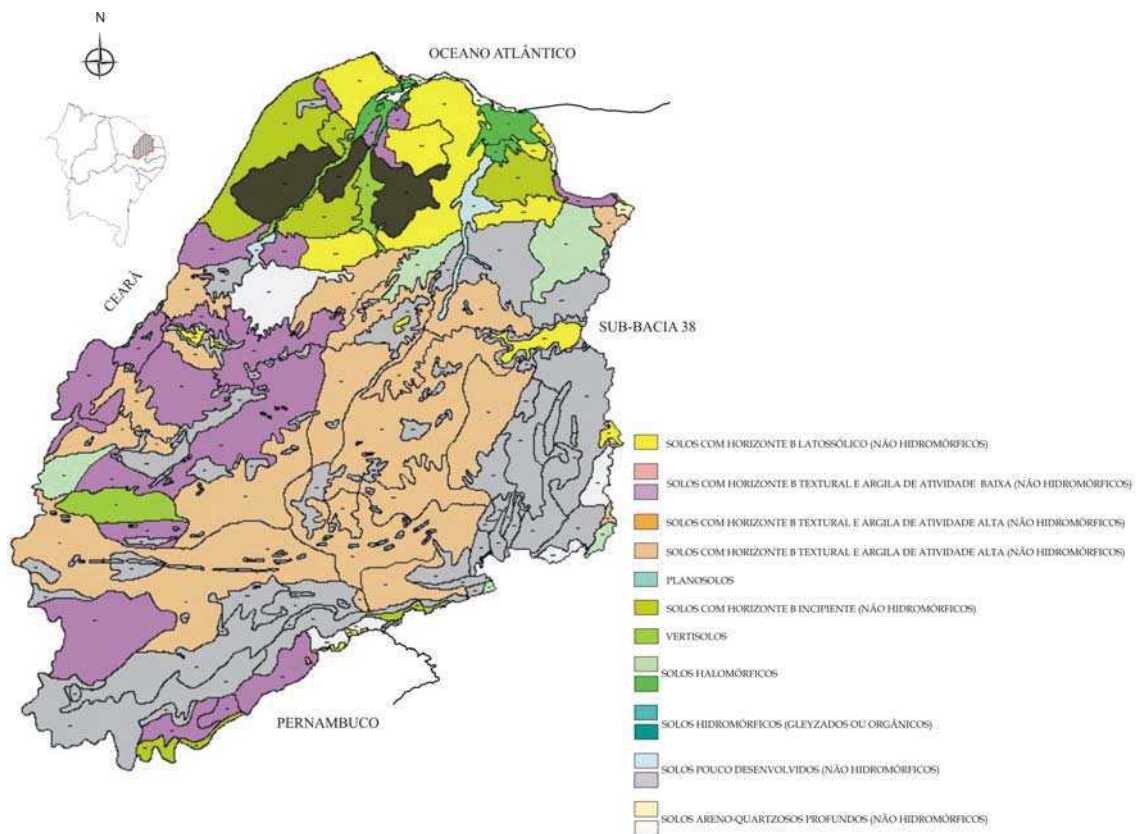


Figura 3.5 – Mapa de solos da região (UFPB, 2001).

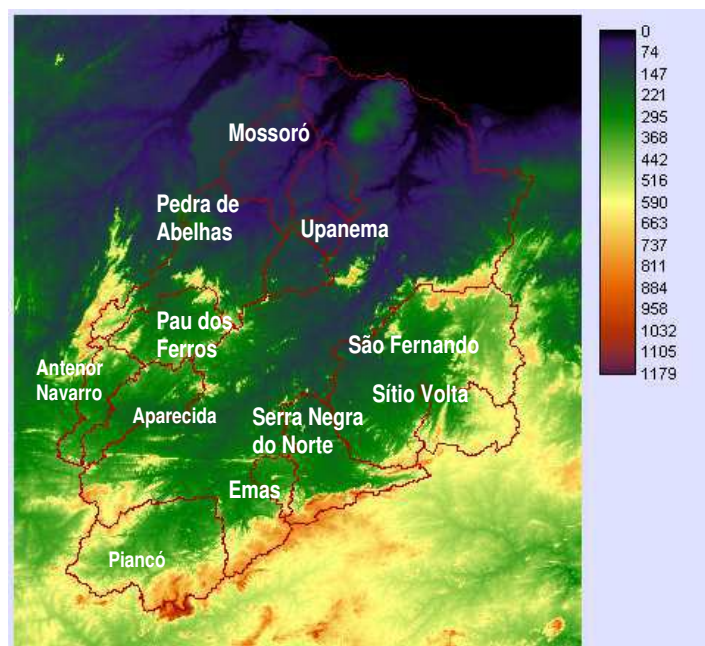


Figura 3.6 – Modelo digital de elevação do terreno

Ocupando a parte central da região e grande parte de sua área está a Depressão Sertaneja, com relevo moderadamente ondulado e cotas médias de 250 m.

Podem ainda ser encontrados o Tabuleiro Costeiro e a Planície Costeira, próximos ao litoral, sem muita influência na grande parte do escoamento observado mensurado na área.

Resultante das condições climáticas (que será descrita no próximo item), dos solos e do relevo da região, a vegetação da região é ocupada por caatinga, típica de regiões semi-áridas. Observa-se na Figura 3.7 que grande parte da vegetação é do tipo caatinga hiperxerófila, arbórea aberta, sem mata de galeria, podendo-se encontrar também grandes áreas com culturas cíclicas no centro-oeste da região e, em proporções menores, em pontos dispersos pela bacia. Existem ainda áreas com vegetação mais densa e mais arbustiva, com e sem palmeiras.

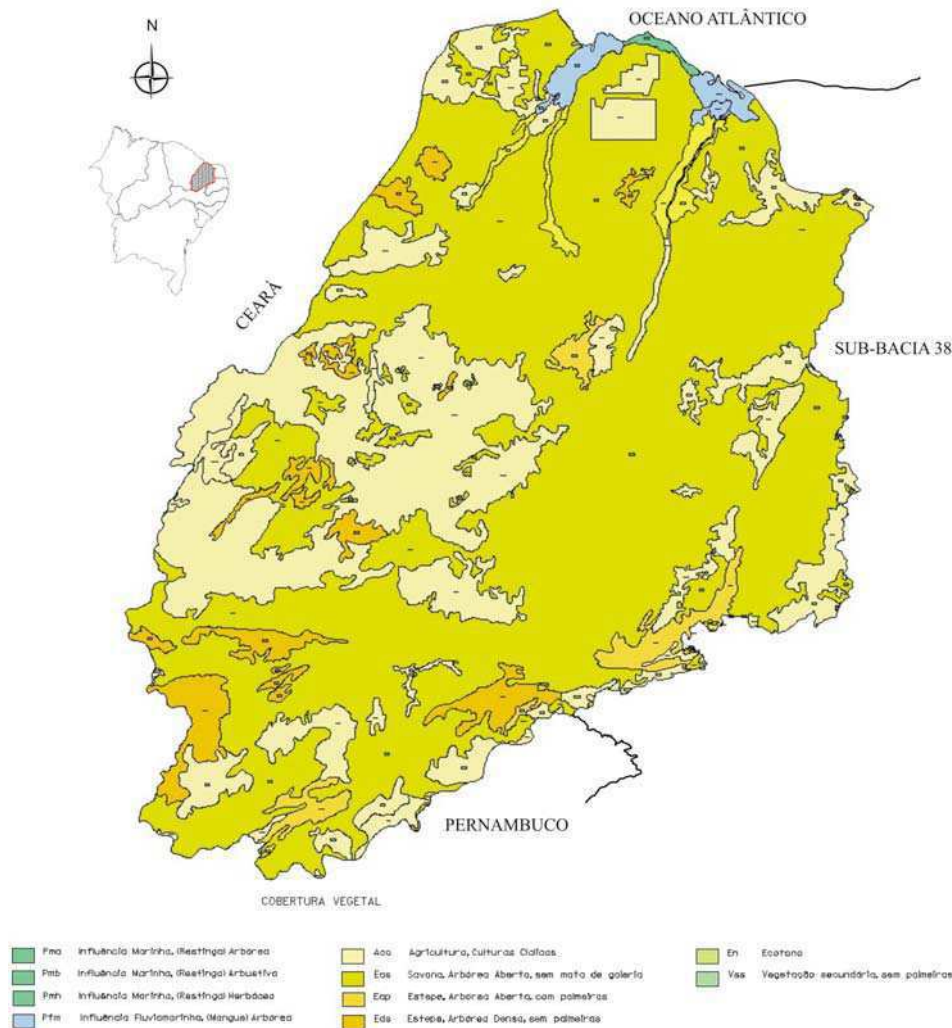


Figura 3.7 – Cobertura vegetal na região de estudo (UFPB, 2001).

3.4.3 Características Climatológicas

O norte do Nordeste do Brasil (semi-árido), onde se localiza a área de estudo, possui alta variabilidade da precipitação tanto espacial quanto temporal (Hastenrath e Greischar, 1993; Marengo et al., 2003). O semi-árido é uma região afetada por secas, com rios intermitentes e possui a estação chuvosa concentrada em poucos meses, em geral entre fevereiro e maio.

Diversos mecanismos físicos são responsáveis pela formação da precipitação no semi-árido do Nordeste do Brasil. Na microescala, existem as circulações orográficas e as pequenas células convectivas, as perturbações ondulatórias no campo dos ventos alíseos, e os complexos convectivos pertencem à mesosecala (Molion e Bernardo, 2000). Pode-se ainda citar outros fatores ligados à circulação geral da atmosfera na grande escala aos quais a precipitação está relacionada: sistemas frontais, vórtices ciclônicos, linhas de instabilidade e a zona de convergência intertropical (ZCIT). Alguns autores já relacionaram a precipitação da região com: (a) eventos El Niño Oscilação Sul (ENOS), que acontecem no Pacífico Equatorial; (b) temperatura da superfície do mar (TSM) no Atlântico, ventos alíseos e pressão a nível do mar; (c) frentes frias; e, (d) posicionamento da ZCIT sobre o Atlântico (Namias, 1972; Hastenrath e Heller, 1977; Kousky, 1979; Kousky, 1985; Moura e Shukla, 1981; Hastenrath, 1984; Nobre e Shukla, 1996; Rapelesky e Halpert, 1989; Alves e Rapelli, 1992).

Ao longo do ano, diferentes sistemas são responsáveis pela formação da chuva, tendo-se assim diferentes padrões anuais e até mesmo inter-aneais. A estrutura norte-sul das anomalias de TSM observadas no Atlântico é conhecida como dipolo do Atlântico Tropical (Hastenrath e Heller, 1977; Moura e Shukla, 1981). Esse padrão de dipolo do Atlântico Tropical permite a ocorrência de gradientes meridionais de anomalias de TSM que impactam a posição da ZCIT que, por sua vez, modula a distribuição sazonal de precipitação sobre o Atlântico equatorial, sobre parte do norte do NEB (semi-árido). O excesso ou escassez de precipitação no semi-árido pode ser associado ao deslocamento latitudinal anômalo da ZCIT e, principalmente, ao período de incursão da ZCIT ao sul do Equador (Nobre e Shukla, 1996). Em anos chuvosos para o norte do NEB, a ZCIT permanece ao sul até abril/maio, enquanto que em anos de seca a ZCIT retorna ao hemisfério norte já em março. Podendo o período seco durar até mais de 8 meses.

As isoietas da precipitação média anual indicam variações de 400 a 800 mm ao longo da bacia, como mostra a Figura 3.8. Segundo UFPB (2001), conjuntamente a essas

características, seguem altas taxas de evaporação potencial (do tanque) anual variando de 2.000 a 3.000 mm e ainda podem ser encontrados os seguintes tipos climáticos, pela classificação climática de Köppen:

AW' - Quente e úmido, ao longo do litoral no Rio Grande do Norte, avançando em certos trechos para o interior, abrangendo uma grande área do sertão do Rio Grande do Norte e da Paraíba. Bsh - Semi-árido quente na área restante da bacia

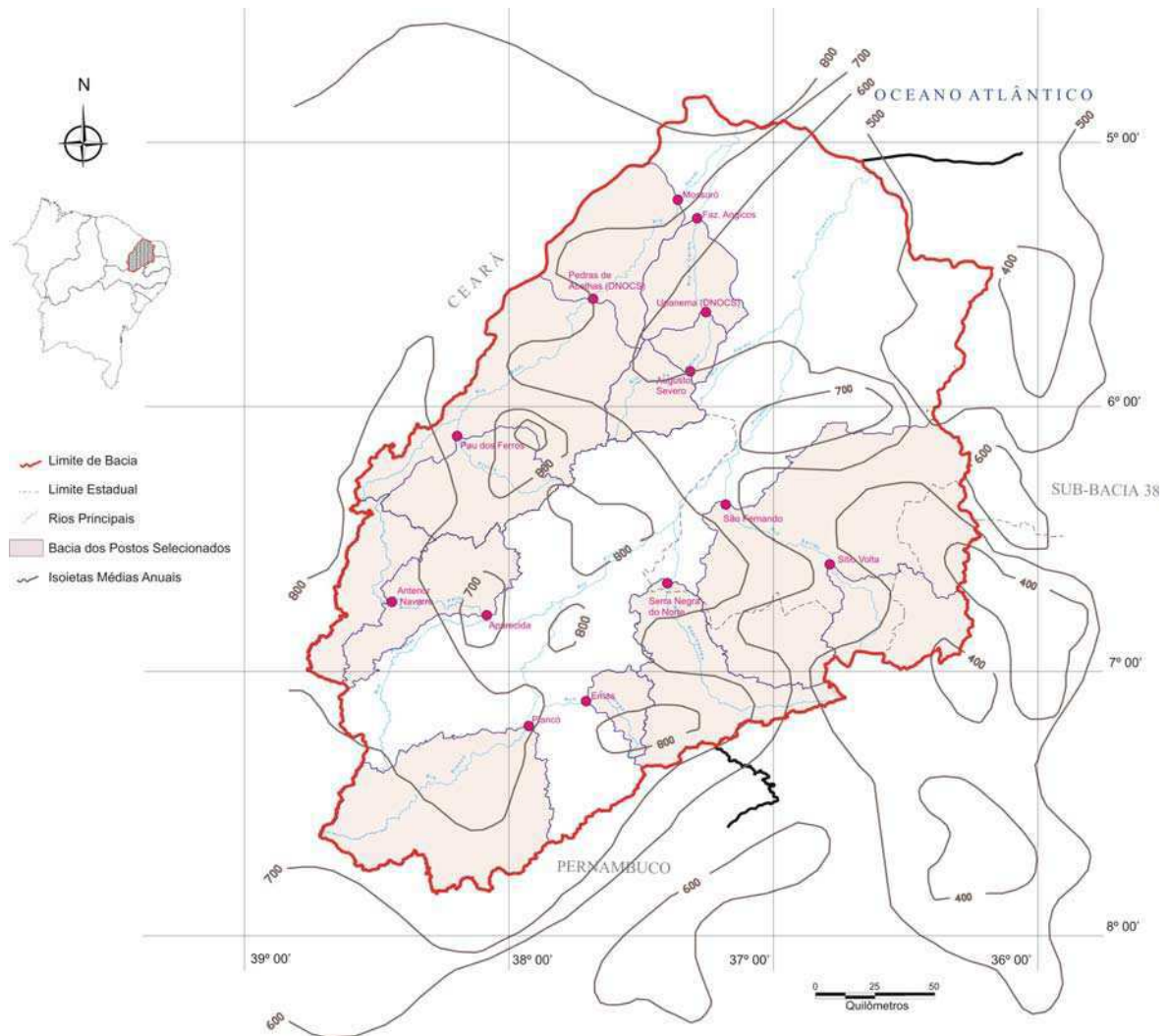


Figura 3.8 – Isoietas de precipitação média anual (UFPB, 2001)

3.4.4 Características do escoamento da região

O escoamento hortoniano marca tipicamente regiões semi-áridas como a área de estudo, e depende diretamente de características como a capacidade de infiltração do solo. O semi-árido possui solos rasos e compactados que conduzem a uma baixa capacidade de

infiltração. Neste caso, as altas taxas de precipitação superam rapidamente esta capacidade de infiltração do solo gerando escoamento superficial. A água subterrânea nestas regiões é encontrada em grandes profundidades e está desconectada da hidrologia superficial (Pilgrim et al., 1988).

Assim, marcados pelo regime pluviométrico, geologia e solos rasos da região, os rios são intermitentes em sua maioria, com o escoamento concentrado entre os meses de fevereiro e maio, época do período chuvoso. Existe ainda uma grande densidade de reservatórios construídos, que servem para abastecimento humano e animal, assim como para a regularização das vazões dos rios.

3.5 BASE DE DADOS E EVENTOS

3.5.1 Dados Pluviométricos e Fluviométricos

Foram selecionados como fonte de informação os dados diários observados dos postos pluviométricos e fluviométricos distribuídos na área de estudo. Dentre os postos fluviométricos, foram escolhidos os que não são influenciados por reservatórios a montante, segundo estudo da Universidade Federal da Paraíba (UFPB, 2001). A listagem desses postos e suas áreas de drenagem são dadas na Tabela 3.1. Os dados foram obtidos do *Hidroweb* – Sistema de Informações Hidrológicas - <http://hidroweb.ana.gov.br> (vazão e precipitação) e dos centros regionais de meteorologia (precipitação). Uma listagem com os postos pluviométricos utilizados se encontra no Anexo A.

3.5.2 Dados para Simulação do BRAMS

O BRAMS, como um modelo regional, é simulado com as condições de contorno fornecidas por um modelo atmosférico global. Um arquivo principal de entrada, denominado RAMSIN, especifica as características da simulação, incluindo todas as parametrizações.

O espaçamento da grade fornecida neste arquivo, em quilômetros, sofre uma transformação para que os cálculos internos do modelo sejam efetuados. Por isso, o modelo permite a escolha da projeção utilizada, podendo ser a cartesiana ou a polar estereográfica. Segundo Panetta et al. (2007), a projeção cartesiana permite um espaçamento uniforme na grade e causa grandes distorções nos pólos, por isso é utilizada apenas em pequenos domínios

e em situações ideais, sem corresponder a uma localização geográfica em particular. A projeção polar estereográfica, por sua vez, causa pequenas distorções nos pólos. Os fatores nela aplicados fazem com que as distâncias calculadas pelo modelo sofram uma variação de resolução, mesmo a grade parecendo ser uniforme. Assim, a projeção polar-estereográfica foi aplicada para a simulação dos casos de estudo nesta investigação, conforme descrito a seguir.

De forma a aproximar os resultados do BRAMS à grade do esquema de propagação (5 km), foi definida como entrada duas grades aninhadas, uma com 22,0 km e outra com 5,5 km, isso fez com que no final da simulação as grades ficassem aproximadamente regulares com 20 km e 5 km e praticamente coincidindo com a grade do esquema de propagação.

As grades foram centradas nos pontos de coordenadas 37,5°W e 6,3°S 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 3.9. Na vertical, foram fixados 40 pontos de grade, com espaçamento de 20 m. A convecção é parametrizada de acordo com Kuo (1974) e consideradas 9 camadas de solos, com as profundidades indicadas na Tabela 3.2.

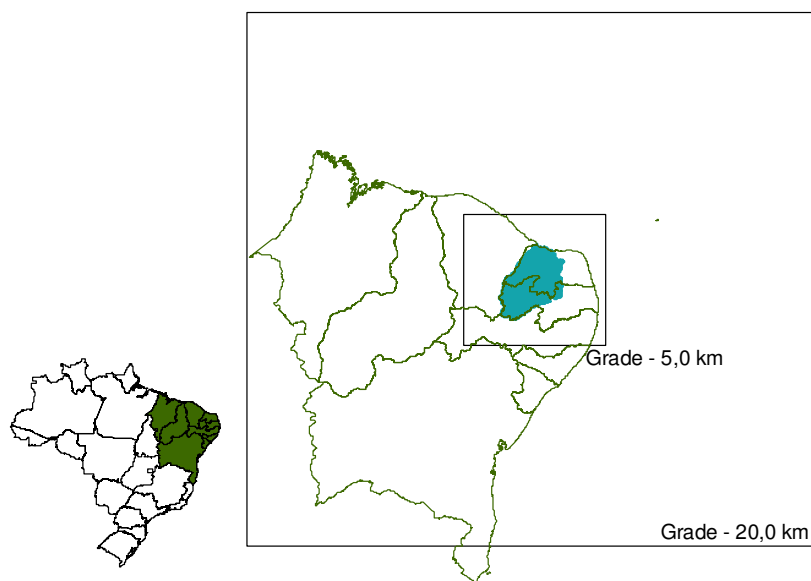


Figura 3.9 – Grades aplicadas ao modelo BRAMS

Tabela 3.2 – Profundidade das camadas de solos

Camada	9	8	7	6	5	4	3	2	1
Profundidade (m)	2,00	1,75	1,50	1,25	1,00	0,75	0,50	0,25	0,05

O passo de tempo principal do modelo, no qual se atualizam os processos na grade maior resolução, é de 60 s, valor utilizado nas rodadas operacionais do modelo na UFCG. A frequência dos arquivos de saída foi fixada em 86.400 s (24 h), valor compatível com os dados de entrada do esquema de propagação da vazão.

Foram fixados dois *patches*, um deles, por definição própria do LEAF é formado por uma superfície de água, o outro é preenchido com dados de vegetação e textura do solo. São ainda importantes parametrizações: a topografia, a temperatura da superfície do mar, a vegetação e os solos. A parametrização considerada na rodada operacional implementada atualmente na UFCG foi considerada a base do experimento padrão para análise dos resultados.

Os dados de entrada para simulação do BRAMS foram disponibilizados pelo Projeto SegHidro. Alguns dados específicos para a parametrização do modelo, foram obtidos livremente no site do CPTEC/INPE (www.cptec.inpe.br/brams).

A Tabela 3.3 apresenta um resumo com as principais parametrizações consideradas na rodada padrão.

Tabela 3.3 – Parametrização da rodada padrão

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)

3.5.2.1 Dados de entrada do modelo global

Foram utilizadas nesta experiência as condições iniciais e de contorno do modelo Global do CPTEC, que é simulado com 78 km de resolução horizontal no Equador e 28 níveis verticais. Os arquivos são em formato *grib* e contêm o estado da atmosfera em uma

grade Gaussiana que engloba a América do Sul. Estes dados contêm as informações referentes à temperatura do ar, geopotencial, umidade do ar e vento, necessários à simulação do BRAMS.

3.5.2.2 Dados de vegetação

Para os dados de vegetação foi aplicado o Índice de Vegetação Diferencial Normalizada ou Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) que é processado pelo Terrestrial Biophysics and Remote Sensing Lab da Universidade do Arizona. Esse índice é um produto da Imagem de Espectrorradiômetro de Moderada Resolução (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer - MODIS) produzido globalmente com resoluções de 1km a 500m e até mesmo com 250m para cada 16 dias para áreas limitadas (TBRS, 2006). Os arquivos NDVI foram formatados para uso no RAMS/BRAMS mensalmente com resolução espacial de 30 segundos de grau e disponibilizados *on-line* na Internet (http://www.cptec.inpe.br/brams/in_data_ndvi_modis.shtml).

Os dados de NDVI foram iniciados no BRAMS com preenchimento horizontal uniforme sobre a área, com valores especificados no próprio código do modelo.

3.5.2.3 Dados do uso do solo

O uso do solo ou as classes de vegetação influenciam os fluxos de superfície em modelos atmosféricos (Anantharaj et al., 2006). O modelo BRAMS usa o banco de dados do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS) que é baseado nos dados de 1km do Radiômetro Avançado de Alta Resolução (AVHRR - *Advanced Very High Resolution Radiometer*). Os dados do AVHRR estão compreendidos nos dados coletados no sensor AVHRR e armazenados no centro de dados EROS (*Earth Resources observation and data*) do USGS.

Os arquivos do USGS foram utilizados como base de dados do BRAMS nesta pesquisa, representando um preenchimento heterogêneo dos dados.

3.5.2.4 Dados sobre a umidade inicial do solo

A umidade do solo pode ser considerada homogênea sobre a área ou heterogênea a partir de um arquivo pré-definido. A umidade inicial do solo serve para que a simulação do BRAMS seja iniciada com dados compatíveis com o estado real do solo, no momento imediatamente antes da simulação, conduzindo a um correto balanço hídrico do solo.

Foi utilizada a base de dados descrita na metodologia de Gevaerd e Freitas (2006), na qual os dados de precipitação antecedente são estimados via satélite e aplicados a um modelo hidrológico. Os resultados são campos diários de umidade volumétrica em oito camadas de solo. Na rodada operacional, estes dados foram utilizados em um formato mais antigo, disponíveis à época do Projeto SegHidro. Mais recentemente, estes dados foram disponibilizados no site do CPTEC com alteração em sua física interna. Estes dados mais recentes foram utilizados na parametrização do modelo.

3.5.2.5 Dados sobre a classe de textura do solo

São também dados de entrada do modelo as classes de textura do solo. A textura refere-se à proporção de argila, de silte e de areia do solo.

Podem ser considerados como entrada ao modelo, arquivos atualizados pelo INPE a partir da base de dados da Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação (FAO). Esta base de dados fornece uma melhor representação da classe de textura dos solos de acordo com sua distribuição na área. Uma outra opção disponível é um preenchimento uniforme com um único tipo de textura, definida no arquivo de iniciação do modelo. Esta segunda opção foi a utilizada operacionalmente no BRAMS. Está parametrizada uma textura fina, do tipo franco argilo-arenosa, com limo. São solos de baixa permeabilidade e maior força de coesão entre as partículas.

3.5.2.6 Dados sobre a temperatura da superfície do mar (TSM)

O modelo BRAMS pode dispor de TSMs climatológicas mensais com resolução de aproximadamente 100km (~1 grau) ou ainda de TSMs globais semanais. Esses dados semanais foram aplicados no modelo e foram produzidos nesta frequência de tempo em uma grade de um grau.

3.5.2.7 Dados de topografia

Estão disponíveis para o BRAMS diferentes resoluções de topografia dos dados do USGS: são resoluções de 20, 10 ou 1km. Estes dados de topografia são interpolados da base de dados escolhida para a grade definida no BRAMS. Foi utilizada a topografia com resolução de 20 km para a presente investigação.

3.5.3 Seleção de Eventos para o Estudo

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. No ano de 2007, estes dados não foram transferidos com regularidade. Assim, 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

Em janeiro de 2004, um evento extremo ocorreu no Estado da Paraíba. O aporte de água ocorrido aos mananciais do Estado da Paraíba em curto período deste mês, proporcionou o enchimento de grande parte dos reservatórios existentes (Gomes Filho et al., 2004). Assim selecionou-se ainda este evento para avaliação do escoamento gerado pelo BRAMS:

Evento 4: 08 a 19 de janeiro de 2004

Além disso, foi necessário fazer um cruzamento dos dados disponíveis de condições iniciais do modelo global, e de dados observados de vazão e precipitação. Em geral, os dados de precipitação não se constituíam problemas na seleção. No entanto, alguns postos fluviométricos previamente selecionados não possuíam medições de vazão mais recentes, compatíveis com os dados disponíveis para simulação do BRAMS. Uma listagem final com os postos fluviométricos utilizados para a análise do escoamento é apresentada no Capítulo 4 – Análise dos Resultados (Tabela 3.6).

3.6 O ESQUEMA DE PROPAGAÇÃO DA VAZÃO

A vazão é calculada pontualmente em uma seção do rio, o escoamento se dá ao longo dele em diferentes profundidades e velocidades. Aí surgem os esquemas de propagação, que

conduzem a vazão calculada nas sub-bacias ou células dos modelos para se transformarem em escoamento na seção final da bacia hidrográfica. Alguns esquemas de propagação são apresentados pela literatura para MCGAs (Miller et al., 1994; Liston et al., 1994; Arora et al., 1999; Ducharne et al., 2003). Um dos mais utilizados na hidrologia, no entanto é o de Muskingum-Cunge (Tucci, 1998).

Este esquema foi empregado nesta pesquisa na forma utilizada pelo Modelo Hidrológico de Grandes Bacias – MGB (Collischonn, 2001). O MGB já foi testado para diversas bacias no Brasil a exemplo das bacias do rio Taquari Antas, do rio Taquari, do rio Uruguai, do rio São Francisco, dos rio Madeira, entre outras (Collischonn, 2001; Silva et al., 2004; Ribeiro Neto et al., 2005).

3.6.1 O modelo de Muskingum-Cunge

O método considera o efeito da vazão de entrada e saída de um trecho através das equações da continuidade e do armazenamento através da equação:

$$Q_{t+1} = C_1 I_{t+1} + C_2 I_t + C_3 Q_t \quad (3.22)$$

em que: Q_{t+1} ($m^3.s^{-1}$) é a vazão de saída do trecho de rio no tempo $t+1$; I_{t+1} ($m^3.s^{-1}$) é a vazão de entrada do trecho de rio no tempo $t+1$; I_t ($m^3.s^{-1}$) é a vazão de entrada do trecho de rio no tempo t ; Q_t ($m^3.s^{-1}$) é a vazão de saída do trecho de rio no tempo t . C_1 , C_2 e C_3 são coeficientes dados pelas equações abaixo:

$$C_1 = \frac{-2KX + \Delta t}{2K(1-X) + \Delta t} \quad (3.23)$$

$$C_2 = \frac{2KX + \Delta t}{2K(1-X) + \Delta t} \quad (3.24)$$

$$C_3 = \frac{2K(1-X) - \Delta t}{2K(1-X) + \Delta t} \quad (3.25)$$

em que: X representa o peso da integração da vazão no espaço e é adimensional; K (s) é o parâmetro de tempo e representa o tempo médio de deslocamento da onda de montante para jusante; e, Δt (s) é o intervalo de tempo de cálculo.

Os parâmetros X e K podem ser calculados pela equação abaixo:

$$X = 0,5 \left(1 - \frac{Q_0}{b_0 S_0 c_0 \Delta x} \right) \quad (3.26)$$

$$K = \frac{\Delta x}{c_0} \quad (3.27)$$

em que: Δx (m) é o comprimento do trecho de rio; Q_0 ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) é a vazão de referência para a estimativa dos parâmetros, c_0 (ms^{-1}) é a celeridade cinemática; B_0 (m) é a largura do rio; S_0 é a declividade do rio.

Segundo Collischonn (2001), a vazão de referência Q_0 e a largura do rio B_0 são estimadas a partir de relações com a área da bacia a montante do trecho de rio. Dessa forma, elas são fornecidas como dados de entrada e dependem das características físicas da bacia assim como o comprimento de rio e a declividade. Já a celeridade cinemática é obtida pela seguinte equação, que engloba n ($\text{s} \cdot \text{m}^{-1/3}$), o coeficiente de rugosidade de Manning:

$$c_0 = \frac{5 Q_0^{0,4} S_0^{0,3}}{3 n^{0,6} B_0^{0,4}} \quad (3.28)$$

3.6.2 Preparação da Bacia Hidrográfica para a Aplicação do Esquema de Propagação

A grande gama de informações usadas para a geração do escoamento no MGB é processada através do uso de um Sistema de Informação Geográfica (SIG) que facilita a preparação dos dados. Mesmo utilizando-se nesta pesquisa apenas o módulo de propagação, é indispensável a aplicação de algumas rotinas de SIG definidas no trabalho de Collischonn (2001) e Paz et al. (2005), como:

- definição das direções de fluxo das células da bacia;
- remoção de depressões do modelo numérico de terreno;
- cálculo da área da bacia de drenagem;
- delimitação de sub-bacias;
- ordenamento hierárquico das células para a simulação;
- geração da rede de drenagem com base nas direções de fluxo;

- Extração dos comprimentos e declividades dos trechos de rios;
- Delimitação das sub-bacias.

Os dados de modelo numérico de terreno com resolução de 90 m do NASA Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) são disponibilizados *on-line* pelo CGIAR-CSI GeoPortal (CGIAR-CSI, 2006). Através de uma agregação destas informações, as rotinas acima descritas permitem que os dados em formato de alta resolução possam ser condensados e agrupados para uma menor resolução espacial, no caso desta pesquisa, 5 km.

Com base nas informações de alta resolução, são definidas as direções de fluxo, ou seja, para qual quadrícula o escoamento deverá drenar e as áreas de drenagem acumuladas. A partir dessas informações, é feito um *upscaling* das direções de fluxo para as células do modelo de menor resolução espacial. Neste momento, pode-se gerar uma rede de drenagem vetorial de baixa resolução, a qual não terá função no esquema de propagação, mas serve como boa forma de visualização da drenagem em que o escoamento será propagado. A Figura 3.10 mostra como a rede de drenagem calculada neste sistema respeita a drenagem real dos cursos d'água na bacia hidrográfica.

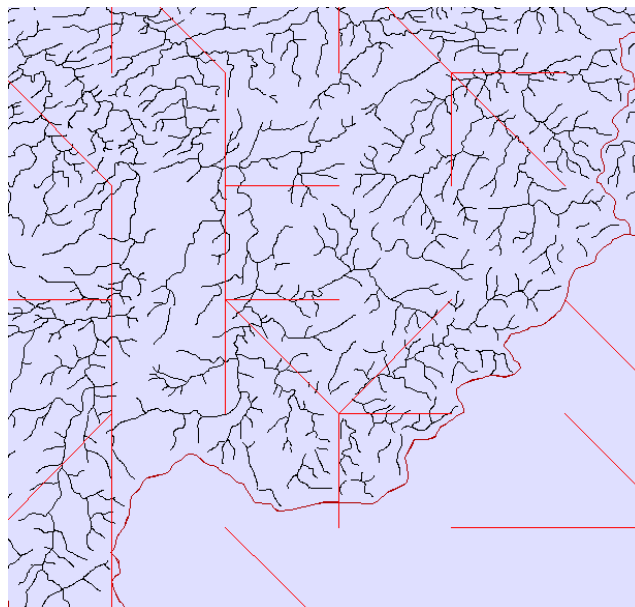


Figura 3.10 – Drenagem gerada para a resolução de 5 km

Após as correções necessárias, podem ser calculadas os comprimentos e as declividades dos rios. De posse da localização dos postos fluviométricos, podem ser feitas as delimitações das bacias hidrográficas.

A Figura 3.11 mostra a boa representação da rede de drenagem e das sub-bacias geradas para a resolução de 5 km, em comparação com a delimitação real das bacias hidrográficas.

Para divisão da área em sub-bacias, dois critérios foram utilizados: número razoável de bacias para a área e de áreas não muito pequenas. Assim, foram selecionados 19 postos fluviométricos para delimitação destas áreas. Todas os 19 postos fluviométricos foram apresentados na Figura 3.4. No entanto, dentre os postos apresentados na Tabela 3.1, dois foram excluídos pois apresentariam bacias hidrográficas muito pequenas.

Assim, a listagem final de postos fluviométricos aptos para avaliação do escoamento gerado encontra-se na Tabela 3.4, que demonstra universo de estudo deste trabalho.

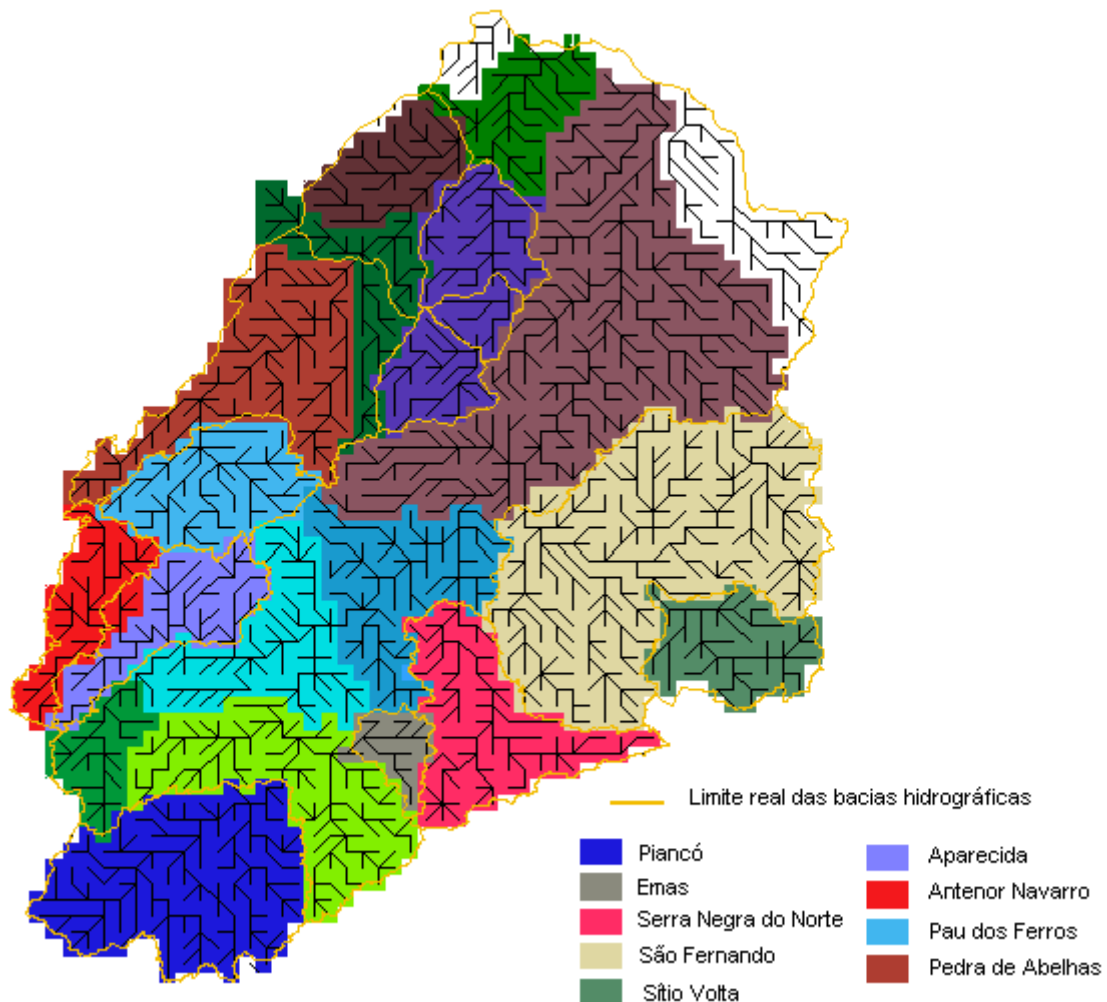


Figura 3.11 - Sub-bacias geradas com uma resolução de 5 km, drenagens e delimitação real das bacias hidrográficas.

Tabela 3.4 – Postos fluviométricos utilizados para a avaliação do escoamento gerado

Código	Posto	Área de drenagem (km ²)
37030000	Pau dos Ferros	2.050
37080000	Pedra de Abelhas	6.481
37090000	Mossoró	9.447
37190000	Faz. Angicos	2.547
37260000	Antenor Navarro	1.514
37290000	Aparecida	3.429
37340000	Piancó	4.550
37360000	Emas	395
37440000	Serra Negra do Norte	3.027
37515000	Sítio Volta	1.794
37570000	São Fernando	9.700

3.6.3 O Esquema de Propagação de Vazão Aplicado

O esquema de propagação é um modelo baseado em células ou quadrículas. As células nas quais é dividida a bacia hidrográfica estão ligadas pela rede de drenagem e cada célula escoar para uma de suas oito vizinhas. Existem células que são localizadas nas cabeceiras dos rios onde não ocorre propagação e existem células com cursos d'água que são aquelas nas quais ocorrerá a propagação.

O modelo aplicado considera que cada célula deve receber o valor da vazão em $m^3 \cdot s^{-1}$ a ser propagado na bacia hidrográfica. Assim, o arquivo de entrada deverá conter o valor da vazão e o número da célula a qual se refere, para o número de dias da simulação.

3.7 O ACOPLAMENTO DO ESQUEMA DE PROPAGAÇÃO DA VAZÃO AO BRAMS

O acoplamento foi feito com base no esquema apresentado na Figura 3.1. O cálculo do escoamento envolveu a extração das variáveis, o cálculo efetivo do escoamento e sua propagação nas células para o cálculo da vazão no exutório das bacias hidrográficas.

3.7.1 Extração das Variáveis

Após a simulação do BRAMS, foi necessária a extração das variáveis de cálculo do escoamento (*mfreeb* e *soilcap*) para esta pesquisa. Depois de disponibilizadas para leitura em formato adequado, as variáveis *anfreeb* e *soilcap* foram interpoladas para o centro da grade do

esquema de propagação. Esta interpolação foi realizada atribuindo-se diferentes pesos aos valores das variáveis nos pontos da grade do modelo atmosférico (Figura 3.12). O valor de *awfreeb* e *soilcap* em cada ponto do centro das células do esquema de propagação do escoamento (x,y) é dado pelas equações abaixo:

$$awfreeb_{x,y} = P_{1,1} \cdot awfreeb_{x_1,y_1} + P_{1,2} \cdot awfreeb_{x_1,y_2} + P_{2,1} \cdot awfreeb_{x_2,y_1} + P_{2,2} \cdot awfreeb_{x_2,y_2} \quad (3.29)$$

$$soilcap_{x,y} = P_{1,1} \cdot soilcap_{x_1,y_1} + P_{1,2} \cdot soilcap_{x_1,y_2} + P_{2,1} \cdot soilcap_{x_2,y_1} + P_{2,2} \cdot soilcap_{x_2,y_2} \quad (3.30)$$

Em que:

$$P_{1,1} = \frac{(x_2 - x)}{(x_2 - x_1)} \times \frac{(y_2 - y)}{(y_2 - y_1)} \quad P_{1,2} = \frac{(x_2 - x)}{(x_2 - x_1)} \times \frac{(y - y_1)}{(y_2 - y_1)}$$

$$P_{2,1} = \frac{(x - x_1)}{(x_2 - x_1)} \times \frac{(y_2 - y)}{(y_2 - y_1)} \quad P_{2,2} = \frac{(x - x_1)}{(x_2 - x_1)} \times \frac{(y - y_1)}{(y_2 - y_1)}$$

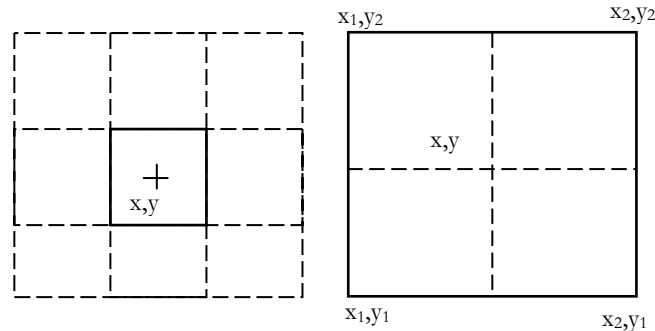


Figura 3.12 - Esquema de interpolação (Oliveira, 2006).

Ressalta-se que o BRAMS foi propositadamente formatado para que os pontos de sua grade coincidisse com o centro das células do esquema de propagação, minimizando, assim, o efeito da interpolação, permitindo a máxima preservação dos valores provenientes do modelo atmosférico.

O script utilizado para esta tarefa foi originalmente desenvolvido durante o Projeto PRECLIHNE (PRECLIHNE, 2006) para extração dos dados do *Regional Spectral Model* – RSM (Juang e Kanamitsu, 1994) e foi adaptado para extração dos dados do BRAMS, escrevendo a variável discretizada no espaço de tempo no Projeto SegHidro (<http://seghidro.lsd.ufcg.edu.br/>).

3.7.2 O Cálculo do Escoamento e o Esquema de Propagação

Com as variáveis extraídas, pôde-se então calcular efetivamente o escoamento nos pontos centrais da grade do esquema de propagação, de acordo com as condicionantes listadas no item 3.3.

O escoamento neste momento é calculado em milímetros e é transformado em $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, unidade de entrada no esquema de propagação. O arquivo de entrada da propagação foi composto pela listagem da vazão nas 1823 células que compõem o esquema na região de estudo, no decorrer dos dias de cada simulação (quantidades de dias dos eventos).

Após a simulação da propagação foi possível obter os valores do escoamento nos pontos indicados na montagem do esquema de propagação e fazer análise dos resultados.

3.8 PARAMETRIZAÇÃO DO MODELO BRAMS

A parametrização se constitui de um importante fator para o controle dos fluxos do LEAF e, conseqüentemente, para a geração do escoamento. Nesta investigação puderam ser determinados os parâmetros que mais influenciam a geração do escoamento. Foram avaliadas mudanças nos parâmetros relacionados aos solos, ao uso da terra e à umidade inicial do solo. Segundo Wigmosta et al. (1994), é difícil determinar como representar corretamente o escoamento superficial nos modelos de circulação global porque o cálculo da vazão é afetado pela simulação da precipitação, da evaporação e da infiltração.

3.8.1 Solos

A sensibilidade da geração do escoamento à parametrização dos solos pode ser avaliada em relação ao tipo de textura aplicado ou ainda em relação a profundidade das camadas de solos.

Soet et al. (2000) comprovaram que os modelos de superfície tradicionais que consideram solos e vegetação homogêneos subestimam a evapotranspiração, o que afeta o fluxo de energia dos modelos atmosféricos.

Como operacionalmente, o BRAMS considera em sua parametrização a textura do solo homogênea, foi utilizado então o conjunto de dados heterogêneos para o cálculo do escoamento. Outro teste relacionado aos solos também foi realizado, modificando-se a profundidade das camadas de solos no BRAMS.

3.8.2 Uso da Terra e Vegetação

As modificações no uso da terra e na vegetação afetam o ciclo hidrológico. Bruce e Clark (1977) enumeraram algumas influências causadas pela mudança da vegetação no ciclo hidrológico: na interceptação da precipitação, na transpiração da água do solo, nos padrões de infiltração pelas aberturas de canais no solo originadas do desenvolvimento das raízes e efeitos nas características hidráulicas no escoamento subsuperficial e escoamento de superfície.

As modificações no uso da terra e na vegetação têm sido avaliadas na hidrologia (McCulloch e Robinson, 1993, Tucci e Clarke, 1997; Lørup et al. 1998) e na modelagem atmosférica (Soet et al., 2000; Hernandez et al., 2000), visto que influenciam diretamente a geração do escoamento e as trocas de fluxos existentes através do albedo, evapotranspiração e índice de área foliar. Os parâmetros heterogêneos aplicados sobre a área, através do Índice de vegetação por Diferença Normalizada, puderam ser confrontados com os dados homogêneos, aplicados na rodada operacional.

3.8.3 Umidade Inicial do Solo

As condições de umidade inicial influenciam as simulações do modelo atmosférico, especialmente nas simulações no modo tempo. O balanço hídrico no solo é calculado a partir dessas condições iniciais que têm sido investigadas ao longo do tempo na meteorologia, principalmente os aspectos relacionados à sua variabilidade (Liang et al., 1996; Douville e Chauvin, 2000; Roads e Chen, 2000; Mohr et al., 2000; Nykanen e Foufoula-Georgiou, 2001).

Os dados de umidade inicial do solo na metodologia proposta por Gevaerd e Freitas (2006), em sua versão mais recente, foram utilizados na parametrização do modelo.

3.9 AVALIAÇÃO DOS RESULTADOS

Este trabalho propôs *avaliar o SVAT de um modelo atmosférico na produção de respostas hidrológicas*. Para isso, foi incluído o cálculo da vazão no BRAMS, em seguida, essa vazão foi propagada pelo método de Muskigum-Cunge para o cálculo do escoamento no exutório da bacia, de acordo com um sistema montado na Figura 3.1 e descrito na metodologia (capítulo 3).

Com o sistema estabelecido, pôde-se montar uma *estrutura com quatro experimentos para a avaliação* do modelo com relação à simulação *do escoamento* nos quatro eventos selecionados. Esses experimentos permitiram avaliar o escoamento gerado com relação à aplicação da parametrização, à sensibilidade do modelo integrado considerando a profundidade das camadas de solos e a precipitação e ainda à escala das bacias hidrográficas em cada evento.

A descrição dos experimentos é feita a seguir:

- Experimento 1 – Foi o experimento base ou padrão, no qual foram consideradas as parametrizações com as quais o modelo é rodado operacionalmente na UFCG e resumidamente listadas na Tabela 3.3. Após o pós-processamento do BRAMS, as variáveis foram extraídas para cada ponto de grade do esquema de propagação e o escoamento pôde ser determinado no exutório das bacias hidrográficas. Este experimento permitiu um diagnóstico da simulação do BRAMS, em relação à precipitação, à vazão e outras variáveis de interesse como capacidade de armazenamento do solo (soilcap), água livre (wfreeb) e fluxo de umidade entre o solo e o dossel.
- Experimento 2 – Neste experimento foram testadas as parametrizações propostas do modelo e suas influências nas variáveis em questão. Foram utilizados as parametrizações do Experimento 1, com alterações nos dados de umidade inicial, dados de NDVI e textura do solo, com aplicações de dados heterogêneos.
- Experimento 3 – Os solos da região são rasos e possuem profundidade média de 1,0 m (Brasil, 1971, 1972), menor que o valor considerado no experimento base. No entanto, como se verá adiante, já para o experimento base, a vazão foi superestimada e a aplicação de menores valores de profundidade do solo (adequados à região), fatalmente conduziriam a um aumento deste volume escoado. Assim, este experimento visou verificar a sensibilidade do parâmetro da profundidade do solo no caso do aprofundamento da camada de solo de acordo com o proposto na Tabela 3.5.

Tabela 3.5 – Tabela com as profundidades do solo para o Experimento 3.

Camada	9	8	7	6	5	4	3	2	1
Profundidade (m)	3,0	2,63	2,25	1,88	1,5	1,13	0,75	0,38	0,20

- Experimento 4 – a precipitação é um dos fatores de maior influência na geração do escoamento, estudos de acoplamento unidirecional já mostraram que erros sistemáticos na precipitação simulada conduzem a erros no escoamento simulado por modelos hidrológicos (vide item 2.4). Desta forma, era necessário testar a sensibilidade da precipitação sobre o escoamento gerado pelo BRAMS, o que foi feito reduzindo-se o valor da precipitação em 20% e 50%. Estas reduções foram aplicadas diretamente na Equação 3.6 que calcula a água livre.

Para a avaliação do escoamento, foram analisadas detalhadamente a precipitação, a coerência dos processos BRAMS e a vazão simulada. A precipitação é um fator determinante na formação do escoamento. Se o modelo atmosférico não simular corretamente a precipitação, não poderá, conseqüentemente, gerar a vazão correta, já que não haverá a água correspondente para isso. A coerência dos processos também deve ser analisada, pois demonstra a aptidão do modelo para gerar o escoamento e, por fim, o objetivo principal desta investigação, a vazão. Preliminarmente, ela deve estar coerente com os processos simulados no BRAMS e deve, principalmente, ser compatível com a observada, captando as características do evento (hidrograma) e ser representativa da realidade.

A precipitação foi avaliada através de duas formas principais: (a) a comparação de gráficos de distribuição espacial observado e simulado, usados para detectar erros de localização e o comportamento do modelo durante a simulação, e (b) comparação dos volumes médios precipitados no decorrer dos dias do evento.

A estimativa da quantidade de água média precipitada e sua comparação com os dados observados permitem a determinação mais precisa do acerto do modelo, visto que dificilmente o modelo consegue captar a variabilidade natural diária da precipitação. Para estes volumes também foi calculado o desvio relativo, de uso difundido:

$$Desv = abs\left(\frac{x_j - y_j}{y_i}\right) \quad (3.31)$$

em que: x e y são as variáveis analisadas e n é número total de observações x ou y .

Diversos métodos são apontados na literatura para a avaliação do escoamento em modelos hidrológicos (Wood et al., 1998b, Georgakakos e Carpenter, 2003, Montanari e

Brath, 2004), na previsão de precipitação e na avaliação dos impactos do clima na hidrologia (Gleick, 1986, Boorman e Sefton, 1997, Guo e Ying, 1997, Maskey et al, 2003).

Como não se dispunha de uma longa série de dados, mas sim um grande número de bacias, optou-se por avaliar o escoamento com base em formas tradicionais da hidrologia, como a comparação de hidrogramas observados e simulados. Os hidrogramas puderam ser comparados à precipitação simulada e, em seguida, foram avaliados em relação aos volumes e picos de vazão. O escoamento também foi avaliado de acordo com os volumes escoados simulados e observados.

A coerência dos processos no BRAMS foi analisada com base nas variáveis simuladas pelo modelo e sua avaliação foi realizada através de gráficos de distribuição espacial das variáveis.

Os experimentos aqui realizados forneceram os resultados para as análises realizadas. O experimento base (número 1) permitiu um diagnóstico da modelagem dos processos através da simulação da precipitação, da vazão e das outras variáveis atmosféricas. Foi através deste experimento que foi analisada a coerência dos processos hidrológicos.

A comparação dos resultados do experimento 2, que utilizou a parametrização proposta, com os do experimento 1, permitiu a avaliação e a influência da aplicação das variáveis, em relação ao escoamento gerado. Já o experimento 3 permitiu identificar a sensibilidade do escoamento à profundidade das camadas de solos.

As variáveis hidrológicas foram analisadas detalhadamente e vinculadas às características dos eventos: a precipitação, o escoamento, a capacidade de armazenamento do solo e o fluxo de umidade do solo para o dossel. Retardos, avanços, subestimativa e superestimativa dos eventos puderam assim ser caracterizados, juntamente com a quantidade total precipitada e escoada.

A análise dos resultados foi organizada em dois grandes grupos: a precipitação e o escoamento. A análise da precipitação foi realizada para os três primeiros experimentos, visto que o experimento 4 englobava a sensibilidade da precipitação. A análise do escoamento foi subdividida em: (a) avaliação dos processos hidrológicos, que objetivou caracterizar a coerência dos processos, e (b) escoamento gerado, em que foi efetivamente avaliada a vazão simulada nas diversas bacias hidrográficas (em todos os eventos e experimentos), como forma de *avaliar o SVAT de um modelo atmosférico na produção de respostas hidrológicas*.

Nos experimentos aqui realizados, desprezaram-se as primeiras 24 horas de simulação, consideradas como parte do período de *spin-up* do modelo.

3.9.1 Análise da Precipitação

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), de acordo com o proposto pelo Projeto SegHidro (<http://seghidro.lsd.ufcg.edu.br>), 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.

Foi avaliada a simulação da precipitação nos experimentos 1, 2 e 3, para todos os eventos. Não foi analisada a precipitação simulada com o experimento 4, visto que seu objetivo era avaliar a sensibilidade da precipitação sobre o escoamento. O Evento 1 remete a uma avaliação da precipitação simulada pelo BRAMS que está sendo executada operacionalmente na UFCG, o Evento 2, à aplicação dos parâmetros propostos e o Evento 3 à sensibilidade ao aprofundamento das camadas de solos.

3.9.2 Análise do Escoamento

A análise do escoamento se dará em duas fases: a primeira, abrangendo a coerência dos processos hidrológicos formadores do escoamento, e a segunda, abrangendo a avaliação da vazão calculada no exutório da bacia.

A coerência dos processos foi avaliada através de mapas da distribuição espacial das variáveis hidrológicas relevantes para a formação do escoamento no modelo BRAMS: precipitação, água livre, capacidade de armazenamento do solo e fluxo de umidade do solo para o dossel. Essa avaliação foi feita para o experimento padrão.

A análise da vazão foi feita através de gráficos com a distribuição temporal da vazão e do seu volume escoado no decorrer dos dias da simulação. A análise foi feita separadamente para cada evento, sendo primeiramente analisados os experimentos 1, 2 e 3 e, em segundo lugar, analisado o experimento 4.

Para análise dos eventos foram selecionados os postos fluviométricos listados na Tabela 3.6, de acordo com a disponibilidade de dados para o período.

Tabela 3.6 – Postos fluviométricos utilizados para a análise dos eventos

Evento	Postos fluviométricos utilizados para análise
Evento 1: 23/02/2006 a 05/03/2006 Evento 3: 11 a 23/05/2006	Piarcó, Emas, Antenor Navarro, Aparecida, Serra Negra do Norte, Sítio Volta, São Fernando e Pedra de Abelhas
Evento 2: 16 a 23/03/2006	Piarcó, Emas, Antenor Navarro, Aparecida, Serra Negra do Norte, Sítio Volta, São Fernando, Pau dos Ferros e Pedra de Abelhas
Evento 4: 08 a 19/01/2004	Piarcó e Emas

4 ANÁLISE DOS RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 ANÁLISE DA PRECIPITAÇÃO

4.1.1 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 4.1 e 4.2, nos experimentos 1, 2 e 3, para os Eventos 1 e 3, respectivamente. Os gráficos dos Eventos 2 e 4 podem ser encontrados no Anexo B.

Os resultados do experimento 3 não diferem significativamente dos resultados do experimento 2. Apenas nos Eventos 2 e 3, a chuva do experimento 3 foi ligeiramente maior, e em grande parte fora da região de estudo. Mostrando que o aprofundamento das camadas de solo do experimento 3 não afetaram as simulações da chuva.

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, como mostra o modelo digital de elevação do terreno, apresentado na Figura 3.6. É interessante observar que o BRAMS aloca precipitação exatamente nos pontos altos da topografia (quando se compara as Figuras 4.1 e 4.2 com a Figura 3.6), uma possível causa para isso, seria a utilização da parametrização Kuo (1974), que aloca a troca dos fluxos de umidade nestes pontos.

Nas Figuras 4.1b e 4.2b, destacou-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, para os três eventos.

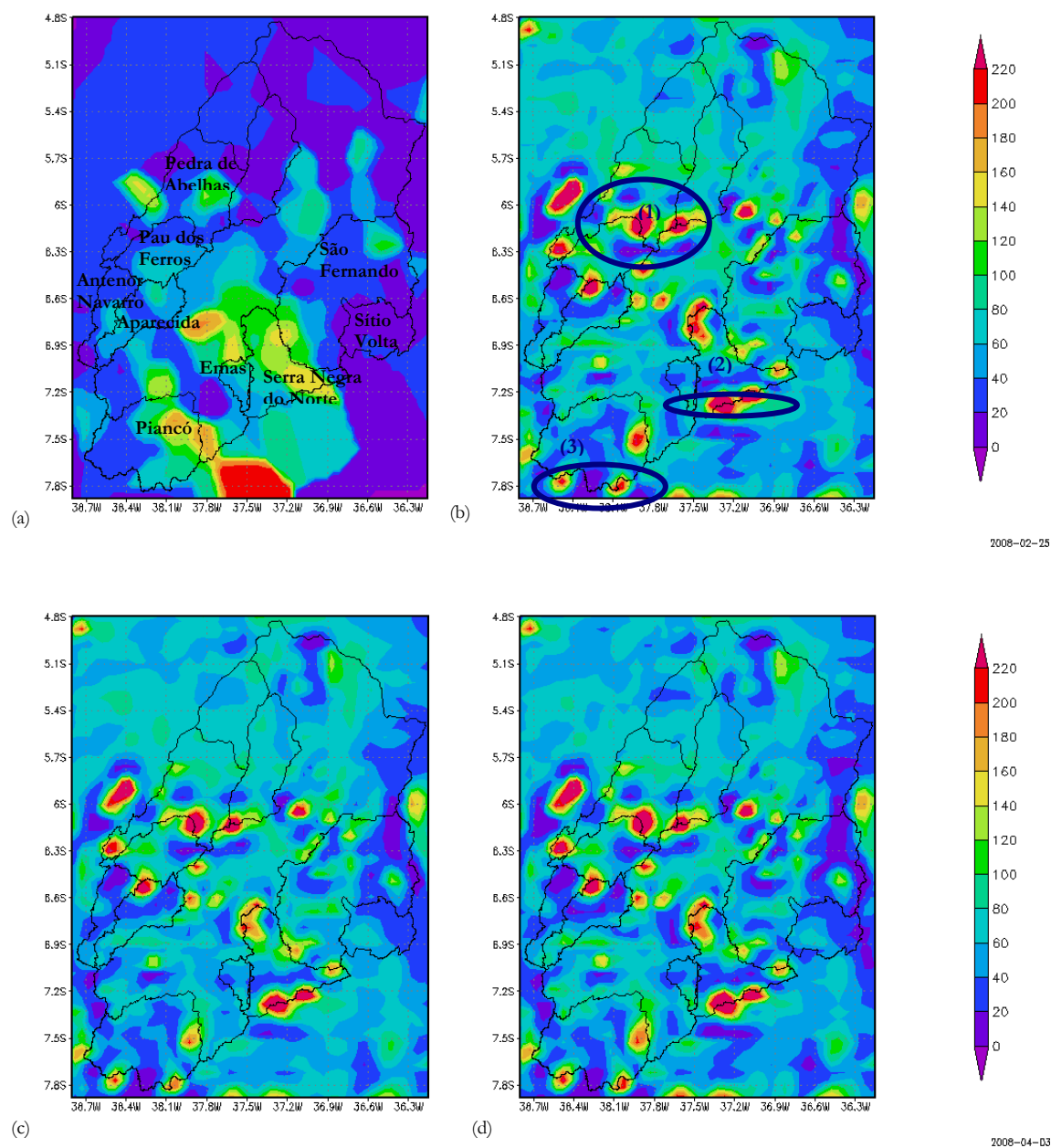


Figura 4.1 - Precipitação acumulada entre os dias 23 e 27 de fevereiro de 2006 (evento 1): (a) observada; (b), (c) e (d) simuladas para os Experimento 1, 2 e 3, respectivamente.

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, devem conduzir a uma produção de escoamento maior que a esperada, como no caso do de Pedra de Abelhas.

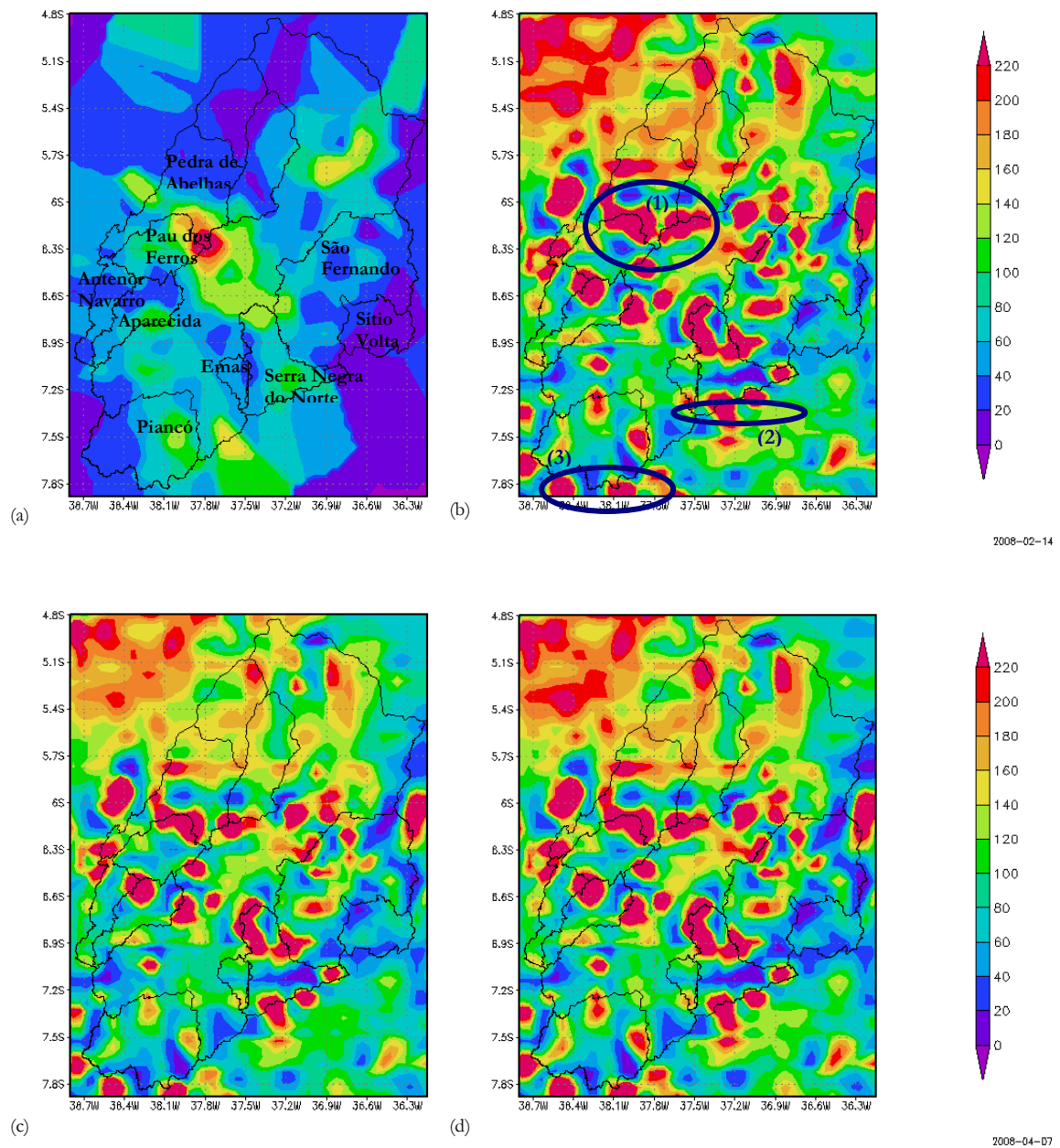


Figura 4.2 - Precipitação acumulada entre os dias 11 e 23 de maio de 2006 (evento 3): (a) observada; (b), (c) e (d) simuladas para os Experimentos 1, 2 e 3, respectivamente.

4.1.2 Avaliação Quantitativa

As Figuras 4.1 e 4.2 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 4.1 e 4.2). 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, em todos os experimentos, acima de 220 mm. Esta superestimativa de picos de chuva que ocorreram na maioria das bacias, deve influenciar o escoamento gerado.

A Bacia de Serra Negra do Norte é a única que apresentou comportamento ligeiramente diferente. Dentro de sua área, para os três eventos e para os três experimentos, 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 4.1 e 4.2, 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 curto prazo, como os casos aqui avaliados.

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, conforme descrito no Item 3.7.1. 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 4.3 para o Evento 2, na Bacia de Aparecida. Esse efeito acumulado em todos os dias, reflete o comportamento apresentado na Figura 4.1, que mostra a superestimativa distribuída em todas as bacias hidrográficas.

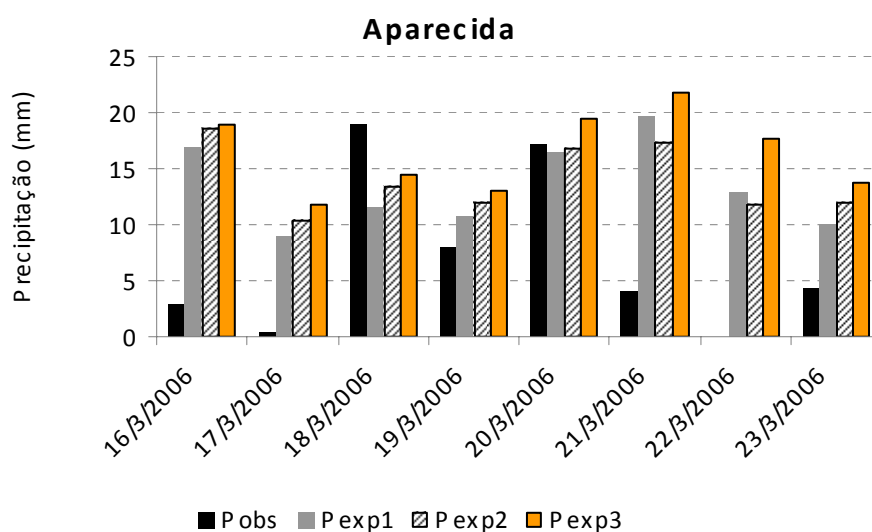


Figura 4.3 - Hietograma de precipitação média observada e simulada para a Bacia de Aparecida, no Evento 2. Pobs é a precipitação média observada e Pexp1, Pexp2 e Pexp3 são as precipitações médias simuladas nos experimentos 1, 2 e 3.

As Tabelas 4.1 a 4.4 apresentam as precipitações médias acumuladas, observadas e simuladas, nas diversas sub-bacias e experimentos e, ainda, seus desvios relativos.

De forma geral, na maioria das sub-bacias a precipitação média acumulada nos dias dos eventos foi superestimada. 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. As duas primeiras não foram perceptíveis no mapa da distribuição espacial da precipitação (Figura 4.1). Previa-se certa subestimativa apenas em Serra Negra do Norte. Em Piancó e Emas, os postos pluviométricos selecionados podem ter influenciado os resultados (áreas com baixa pluviometria). Os maiores desvios médios pertencem a Sítio Volta e Antenor Navarro, 188,0% e 162,1% para o experimento 1, respectivamente. O menor desvio foi em Pedra de Abelhas, 8,7% para o experimento 2.

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 143,3%, respectivamente) e os menores desvios médios foram encontrados nas bacias de Piancó (4,1%, experimento 1) e Emas (5,8%, experimento 1). 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% (experimento 1). O Evento 4,

com suas duas únicas bacias, apresentou uma subestimativa e outra superestimativa, ambas com desvio médio da ordem de 22,9 a 56,1%, em todos os experimentos.

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 aplicação da parametrização diminuiu os volumes precipitados em média: 6,9% para o Evento 1, 15,7% para o Evento 2, 18,8% para o Evento 3 e 7,4% para o Evento 4. Este último evento, no entanto, não chega a ser representativo nesta análise de redução de volume precipitado visto que possui apenas duas bacias hidrográficas.

Tabela 4.1 - Precipitação média observada e simulada e desvio relativo, para o Evento 1.

Bacias Hidrográficas	Evento 1						
	P. Média Obs. (mm)	P. Média Exp. 1 (mm)	Desvio Relativo	P. Média Exp. 2 (mm)	Desvio Relativo	P. Média Exp. 3 (mm)	Desvio Relativo
Piancó	65,9	45,8	30,5%	42,4	35,6%	47,5	27,9%
Emas	68,3	43,9	35,7%	44,6	34,7%	43,4	36,4%
Antenor Navarro	22,5	58,9	162,1%	50,1	122,9%	50,7	125,6%
Aparecida	42,7	84,2	97,2%	77,0	80,3%	79,4	85,9%
Serra Negra do Norte	102,5	75,3	26,5%	73,9	27,9%	71,2	30,5%
Sítio Volta	13,1	37,6	188,0%	35,7	173,4%	31,6	142,0%
São Fernando	37,4	51,6	37,9%	51,2	36,8%	46,2	23,4%
Pedra de Abelhas	96,3	113,4	17,7%	104,7	8,7%	107,4	11,5%

Tabela 4.2 – Precipitação média observada e simulada e desvio relativo, para o Evento 2.

Bacias Hidrográficas	Evento 2						
	P. Média Obs. (mm)	P. Média Exp. 1 (mm)	Desvio Relativo	P. Média Exp. 2 (mm)	Desvio Relativo	P. Média Exp. 3 (mm)	Desvio Relativo
Piancó	80,0	83,2	4,1%	74,2	7,2%	86,8	8,6%
Emas	75,9	71,5	5,8%	63,6	16,2%	70,0	7,7%
Antenor Navarro	47,0	105,0	123,4%	88,0	87,3%	104,2	121,8%
Aparecida	55,8	107,0	91,7%	112,2	101,0%	130,7	134,1%
Serra Negra do Norte	52,4	92,1	76,0%	82,7	57,9%	90,0	71,9%
Sítio Volta	30,1	56,9	88,7%	48,5	60,9%	49,0	62,5%
São Fernando	46,8	74,9	59,9%	71,7	53,1%	75,2	60,6%
Pau dos Ferros	60,1	153,4	155,4%	139,3	131,9%	153,4	155,4%
Pedra de Abelhas	71,1	173,0	143,4%	155,1	118,2%	173,7	144,3%

Tabela 4.3 – Precipitação média acumulada, observada e simulada, e o desvio relativo para o Evento 3.

Bacias Hidrográficas	Evento 3						
	P. Média Obs. (mm)	P. Média Exp. 1 (mm)	Desvio Relativo	P. Média Exp. 2 (mm)	Desvio Relativo	P. Média Exp. 3 (mm)	Desvio Relativo
Piancó	61,2	96,5	57,7%	91,3	49,2%	96,1	57,1%
Emas	42,9	71,8	67,3%	72,1	68,0%	63,0	46,8%
Antenor Navarro	37,0	126,1	241,1%	112,5	204,3%	117,9	218,9%
Aparecida	56,5	132,9	135,1%	120,1	112,4%	125,1	121,3%
Serra Negra do Norte	88,2	114,7	30,0%	102,9	16,6%	105,1	19,1%
Sítio Volta	12,4	55,1	346,1%	51,5	317,0%	43,5	252,2%
São Fernando	38,2	87,8	129,6%	84,5	121,0%	75,3	96,9%
Pedra de Abelhas	57,4	213,2	271,2%	189,1	229,2%	194,6	238,8%

Tabela 4.4 – Precipitação média acumulada, observada e simulada, e o desvio relativo para o Evento 4.

Bacias Hidrográficas	Evento 4						
	P. Média Obs. (mm)	P. Média Exp. 1 (mm)	Desvio Relativo	P. Média Exp. 2 (mm)	Desvio Relativo	P. Média Exp. 3 (mm)	Desvio Relativo
Piancó	100.2	140.9	40.6%	123.2	22.9%	139.1	38.8%
Emas	169.8	87.0	48.8%	84.7	50.1%	74.6	56.1%

A Figura 4.4 apresenta graficamente o comportamento das bacias apresentado nas Tabelas 4.1 a 4.4, para o experimento 1. Apenas no Evento 1 houve subestimativa dos valores de chuva simulados, os valores superestimados apresentaram mesmo padrão de crescimento (Figura 4.4a).

No evento 2 (Figura 4.4b), apenas as bacias de Emas e Piancó não apresentaram tendência de sobrestimativa dos valores, as demais foram destacadas com certo padrão de comportamento. Isso também pode ser observado na Figura 4.4c, com exceção de Pedra de Abelhas. Esta tendência comum apresentada na maioria das bacias pode indicar um erro sistemático, que pode ser passível de correção.

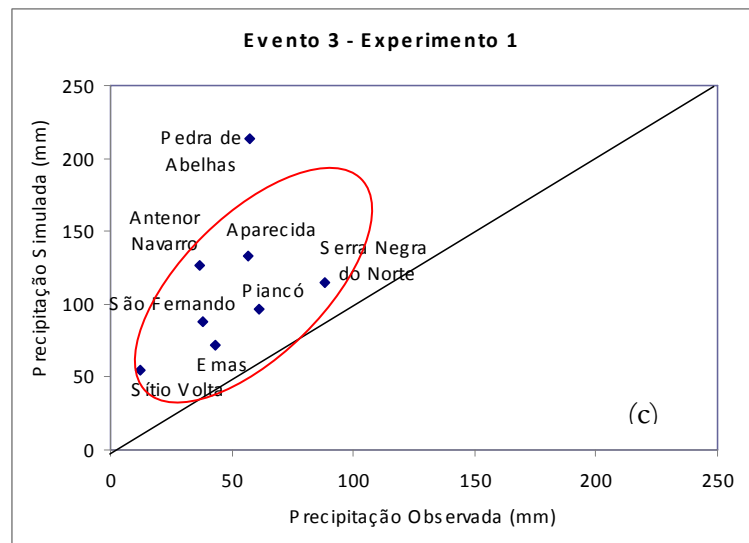
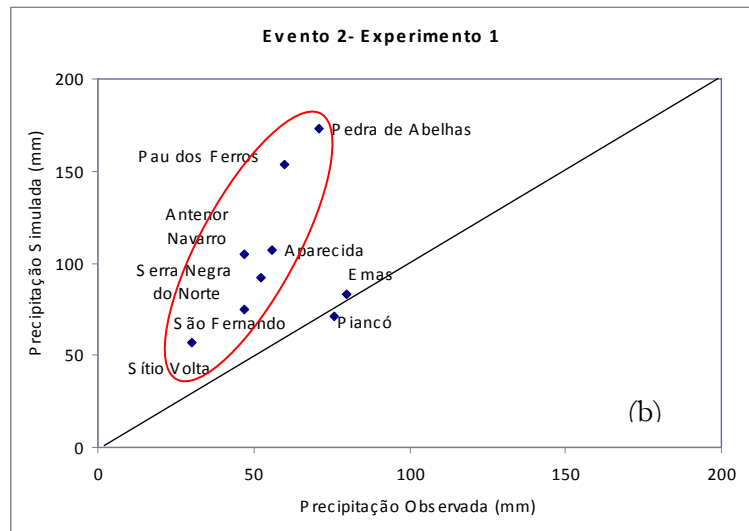
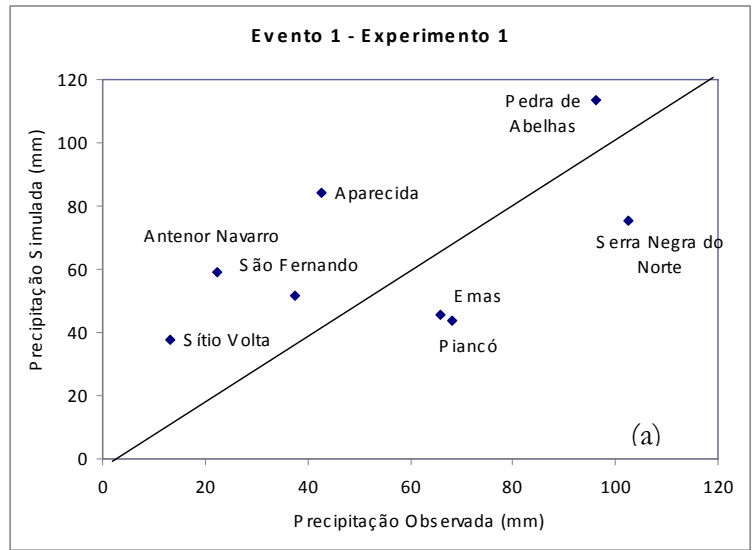


Figura 4.4 - Gráfico comparativo entre a precipitação média acumulada simulada e observada nas diversas sub-bacias: (a) Evento 1, (b) Evento 2 e, (c) Evento 3.

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, conforme item 3.7.1) e os dados reais observados nos postos pluviométricos. Pode-se concluir que os dados da precipitação média sobre as bacias hidrográficas realmente refletem o comportamento do modelo, como exemplificam as Figuras 4.5, no caso de pontos de subestimativa, e 4.6, no caso de superestimativa geral da chuva.

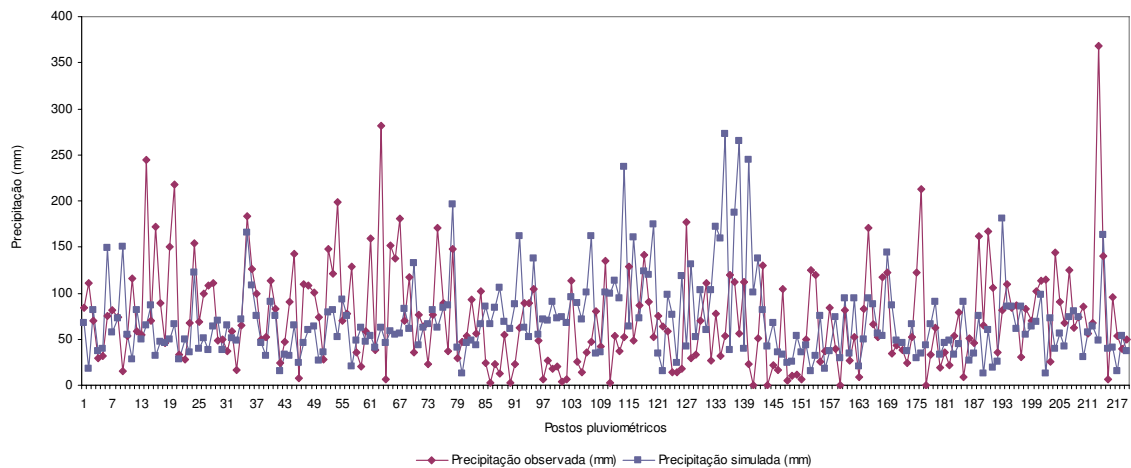


Figura 4.5 – Precipitação observada e simulada acumulada nos diversos postos pluviométricos, para o Evento 1.

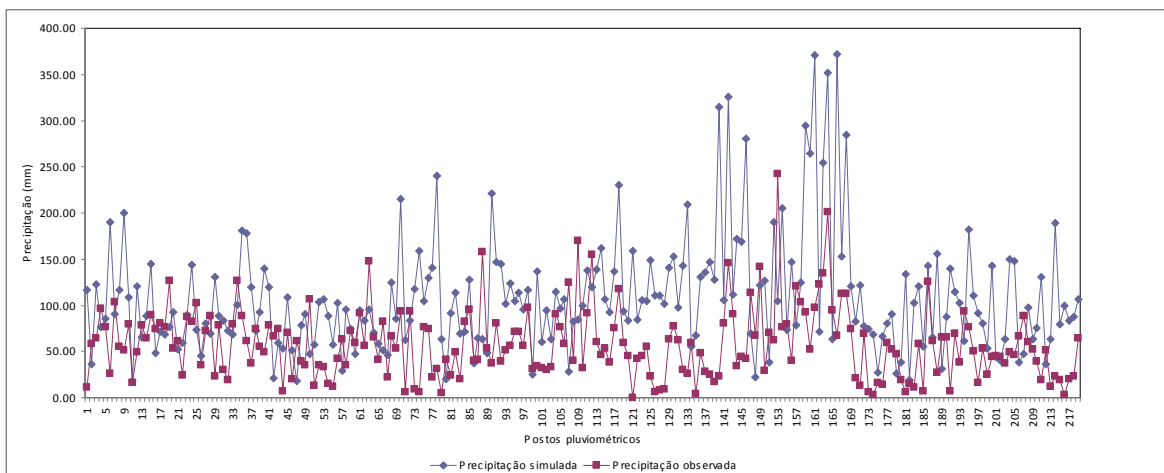


Figura 4.6 - Precipitação observada e simulada acumulada nos diversos postos pluviométricos, para o Evento 2.

4.1.3 Comentários

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.

Em geral, houve superestimativa dos valores de chuva e simulação de alguns picos 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 no escoamento, pois deve alterar a forma dos hidrogramas simulados.

As quantidades totais precipitadas confirmam a superestimativa mostrada nos gráficos espaciais e os desvios relativos variam nos diversos experimentos entre 4,1 e 346,1%.

4.2 ANÁLISE DO ESCOAMENTO

4.2.1 Processos Hidrológicos

A coerência dos processos é analisada de acordo com os resultados do Experimento 1 (padrão). Os mapas de distribuição das variáveis, comparados entre si, refletem o comportamento do balanço hídrico no solo do BRAMS e permitem conclusões a respeito do processo de formação do escoamento. Nesta análise, foram comparadas a precipitação, a água livre, a capacidade de armazenamento do solo e o fluxo de umidade do solo para o dossel (todos em milímetros).

Em todos os eventos houve coerência dos processos, como exemplificam as Figuras 4.7 e 4.8, para os Eventos 2 e 3, respectivamente. A água livre no solo é calculada em função da precipitação (Equação 3.6, 3.12 e 3.13). Essa relação, portanto, explica o comportamento encontrado nas Figuras 4.7 e 4.8, (a) e (b), a água livre é uma fração da precipitação e, desta forma, só pode ser encontrada nos pontos onde existiu precipitação, que serão os pontos onde poderá haver produção de escoamento. A exceção é a área localizada sobre o oceano pois o modelo reconhece que nessa área o fluxo é diferente.

A capacidade de armazenamento do solo é função da umidade do solo, como foi descrito no item 3.2.3.4 (Equação 3.14). É calculada como a diferença entre a umidade máxima do solo (ou de saturação) e a umidade atual do solo. Assim, caso o solo esteja em um estado de baixa umidade, sua capacidade de armazenamento será maior e a água livre no solo poderá infiltrar. Caso contrário, se a umidade atual do solo for alta, haverá uma menor capacidade de armazenamento, menor infiltração e uma maior probabilidade de haver escoamento.

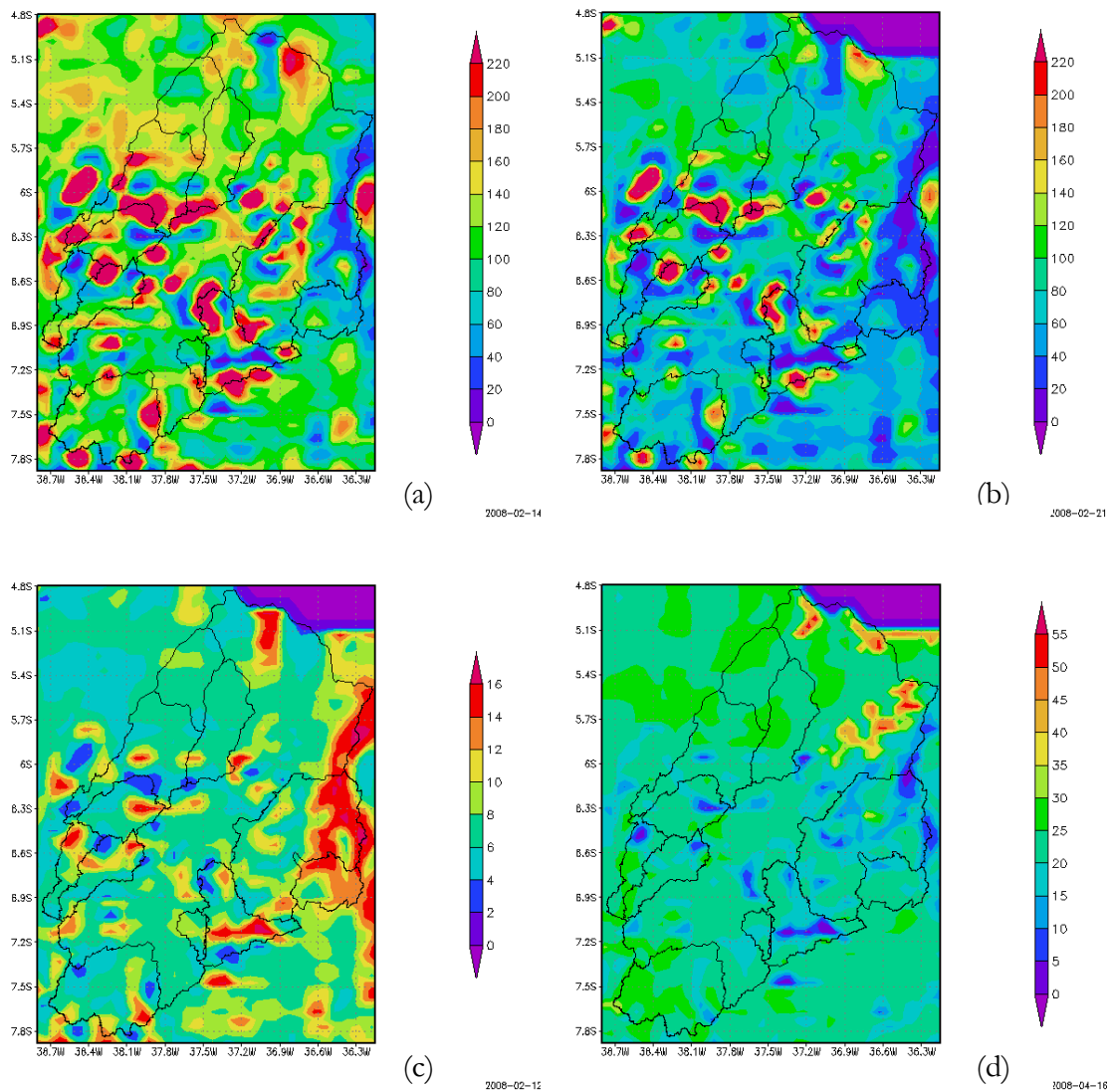


Figura 4.7 – Mapas da distribuição espacial. Dados simulados acumulados para o Evento 2 – 16 a 23 de março de 2006: (a) precipitação, (b) água livre, (c) capacidade de armazenamento do solo e (d) fluxo de umidade do solo para o dossel.

A umidade do solo é atualizada através da quantidade de água que infiltrou (Equação 3.16). Como a água que infiltrou depende da água livre no solo e, conseqüentemente, da precipitação, existe uma relação entre a capacidade de armazenamento do solo e a precipitação, especialmente em relação à distribuição espacial. Pontos onde existiu água precipitada e água livre possuem menores capacidades de armazenamento do solo, pois o solo está úmido e, em lugares sem chuva, o solo está seco, com grande capacidade de armazenamento. Esse comportamento pode ser observado nas Figuras 4.7 e 4.8 (c), um exemplo típico é a área com alongamento sentido norte-sul a leste da região de estudo.

O fluxo de umidade do solo para o dossel é calculado à parte e utilizado para atualizar a umidade do solo (Equação 3.7). As Figuras 4.7 e 4.8 (d) mostram os dados desse fluxo em milímetros, acumulados para todos os dias do evento. A distribuição espacial desse fluxo está coerente com as variáveis citadas acima. Observa-se que áreas com baixos volumes precipitados e água livre (menores que 20 mm) correspondem a regiões com baixos fluxos de umidade do solo para o dossel. Um comportamento esperado, visto que não existe água para formar o fluxo ascendente de umidade. Os demais gráficos são apresentados no Anexo C.

Uma estimativa de evapotranspiração, calculada com base na evaporação do Tanque Classe A, no município de São Gonçalo (1963-1967), multiplicado por um Coeficiente do Tanque igual a 0,92 (Oliveira et al., 2005b) é apresentado na Tabela 4.5. Esse posto pode ser considerado representativo da região.

Tabela 4.5 - Valores de evapotranspiração potencial

Mês	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
Evapotranspiração (mm.dia ⁻¹)	5.2	3.9	3.7	3.2	4.5	4.5	5.2	6.3	6.7	6.7	6.6	6.1

Embora não se possa comparar diretamente os valores do fluxo de umidade do solo para o dossel com os da evapotranspiração, pode-se ter uma idéia geral do comportamento do modelo. A Figura 4.7 (d) aponta que existem pontos distribuídos na bacias de Serra Negra do Norte, Antenor Navarro e Aparecida, com valores de fluxo de umidade do solo para o dossel de menos de 10 mm, acumulados nos 8 dias do Evento 2. Esses valores podem ser considerados baixos, comparados à evapotranspiração apresentada na Tabela 4.5. Nas demais bacias, pode-se estimar um valor médio de 22,5 mm nos dias do evento. Esse pode ser um ponto de acúmulo de água no BRAMS, visto que mais água deveria estar sendo evaporada do solo.

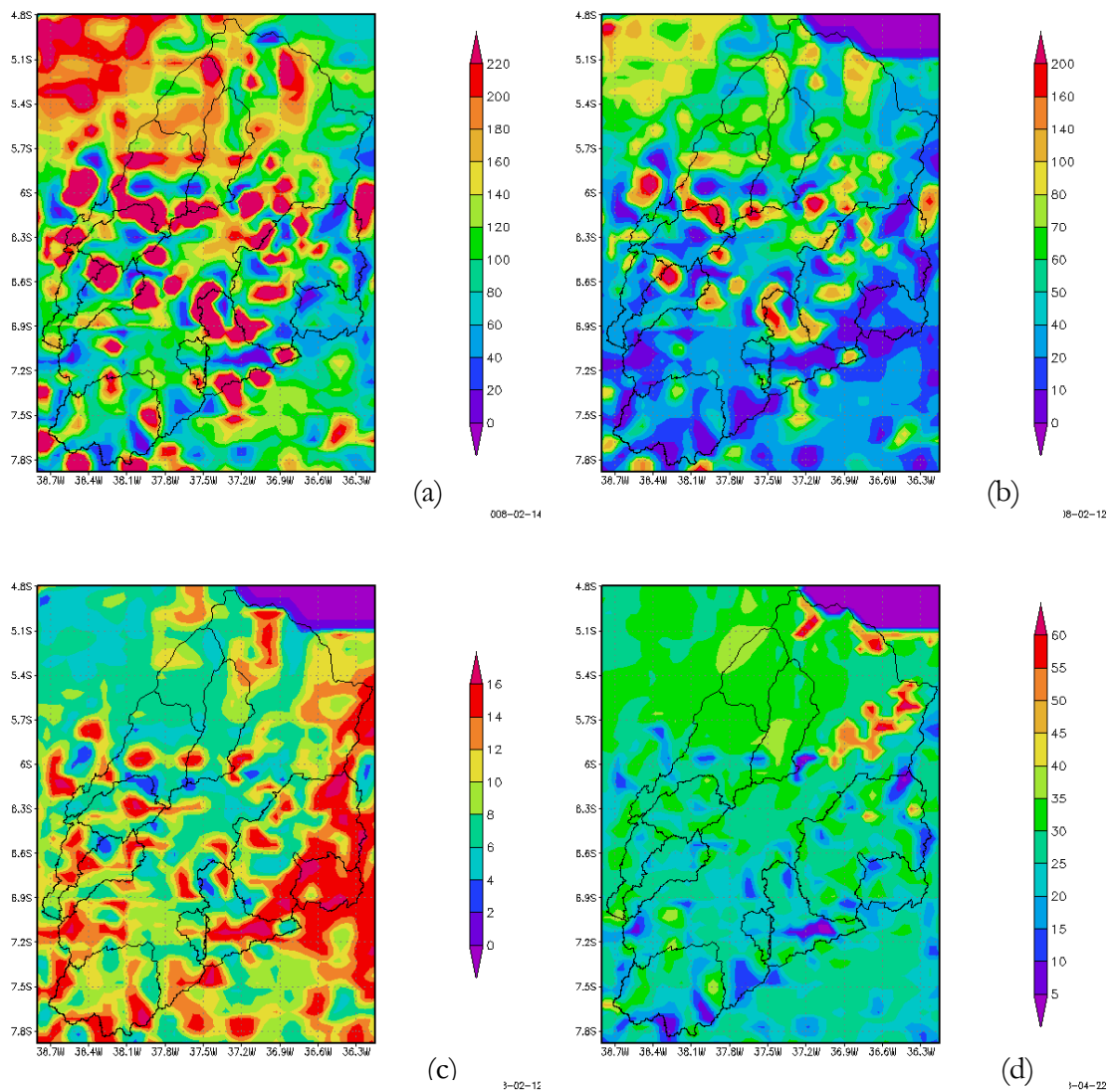


Figura 4.8 - Mapas da distribuição espacial. Dados simulados acumulados para o Evento 3 – 11 a 23 de maio de 2006: (a) precipitação, (b) água livre, (c) capacidade de armazenamento do solo e (d) fluxo de umidade do solo para o dossel.

Essa mesma observação pode ser feita na Figura 4.8 (d), para o Evento 3. Baixos valores do fluxo em questão podem ser encontrados nas bacias de Antenor Navarro, Aparecida, Piancó e São Fernando, da ordem de até 5 mm, acumulados nos 13 dias do evento.

Interessante observar que o modelo alocou, nos dois casos, o mesmo ponto dentro da bacia de Serra Negra do Norte com baixos valores desse fluxo de umidade. Provavelmente existe um efeito da topografia influenciando essa distribuição espacial.

4.2.2 Escoamento Gerado

O escoamento gerado refletiu a superestimativa da precipitação e a subestimativa da evapotranspiração. No caso do escoamento gerado, os eventos serão analisados separadamente.

4.2.2.1 Evento 1

a) Experimentos 1, 2 e 3

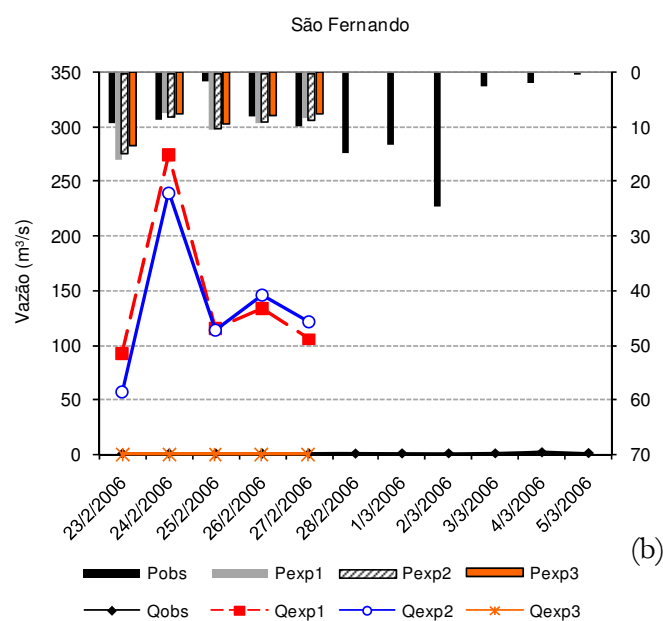
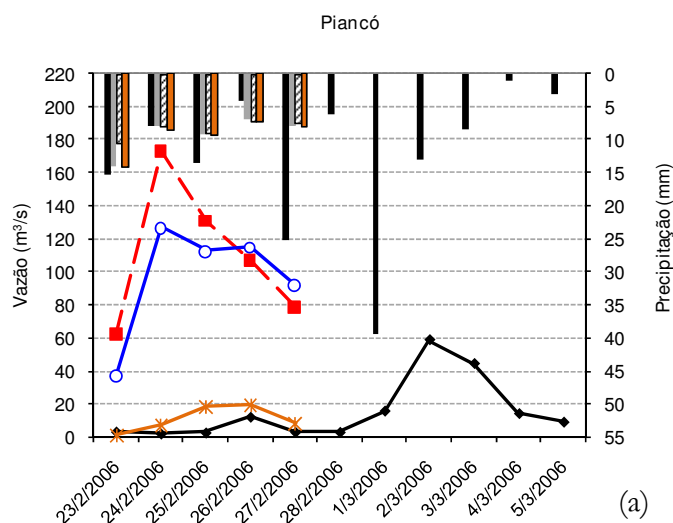
Este foi um evento curto, de apenas 5 dias de simulação, que correspondeu ao período de ascensão do hidrograma. Aqui foram analisadas as sub-bacias delimitadas pelos postos fluviométricos de Piancó, Emas, Antenor Navarro, Aparecida, Serra Negra do Norte, Sítio Volta, São Fernando e Pedra de Abelhas. O pico do evento observado não aconteceu dentro dos cinco dias avaliados, assim só foi analisado o período de ascensão do hidrograma.

A vazão produzida pelo LEAF responde muito rapidamente à precipitação simulada pelo modelo. Isso porque a água livre é alocada exatamente nos pontos onde existe a precipitação. Desta forma, a produção de escoamento é imediata, em caso de chuva na simulação.

Nos experimentos 1 e 2, houve superestimativa do escoamento em todas as bacias. A Figura 4.1 (b) mostrou picos de precipitação que poderiam influenciar o escoamento, especialmente para Pedra de Abelhas.

Uma particularidade observada nesses cinco dias simulados foi que picos de vazão inexistentes foram simulados nos experimentos 1 e 2, como exemplifica a Figura 4.9(a) para a bacia de Piancó. Embora a coerência dos processos tenha sido mostrada, isso demonstra certa incoerência nos volumes de água dentro do balanço hídrico.

Quanto à aplicação dos parâmetros no experimento 2, comparativamente ao experimento padrão (1), houve ligeira redução na precipitação e no escoamento simulado, mas em nenhuma bacia houve impactos significativos.



Pobs – precipitação observada, Qobs – vazão observada, Pexp n – precipitação simulada no experimento n e Qexp n - vazão simulada no experimento n.

Figura 4.9 – Hidrograma observado e simulado no Evento 1, experimentos 1, 2 e 3, para as bacias: (a) Piancó e, (b) São Fernando.

As vazões observadas nas bacias de Sítio Volta, São Fernando e Pedra de Abelhas são nulas, já que o evento não gerou escoamento nessas localidades. Os dois primeiros experimentos só foram capazes de captar esta variabilidade na bacia de Sítio Volta, com vazões bastante reduzidas. Nas duas outras bacias, a vazão foi consideravelmente elevada, especialmente em Pedra de Abelhas onde a vazão máxima no experimento atingiu $377,7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Já o aprofundamento do solo, testado no experimento 3, causou redução considerável no escoamento gerado, indicando que a vazão é muito sensível à profundidade das camadas de

solo no modelo. Ressalta-se, no entanto, que o valor de 3,0 m aplicado a essa profundidade não corresponde à maioria das bacias desta região semi-árida, comprovando um excesso de água no balanço hídrico do solo no LEAF.

É interessante observar que o experimento 3 fez com que o modelo conseguisse captar a variabilidade espacial da vazão existente da região, como mostra a Figura 4.9 (b) para São Fernando. Na bacia de Pedra de Abelhas, houve redução no pico de vazão de $377,7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ para $65,4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, redução de aproximadamente 82%. Os demais gráficos são apresentados no Anexo D.

Em nenhum dos experimentos observou-se influência da escala da bacia na geração do escoamento.

A Tabela 4.6 apresenta os volumes observados e simulados nos experimentos 1 e 2. As bacias de São Fernando e Pedra de Abelhas apresentaram redução no volume escoado (do experimento 1 para o 2) de menos de 10,0%. Já a bacia de Sítio Volta, que fica a montante de São Fernando e onde se esperava um comportamento semelhante, foi a única a apresentar aumento no volume escoado. As bacias de Piancó e Serra Negra apresentaram reduções da ordem de 12,0% e as bacias de Emas, Antenor Navarro e Aparecida foram as de menor redução percentual, com 52,2, 49,5 e 27,7%, respectivamente. Antenor Navarro encontra-se a montante de Aparecida e, provavelmente, no decorrer da propagação houve uma proporção menor dessa redução.

A Tabela 4.6 também comprova a sensibilidade do escoamento a profundidade das camadas de solos. Em todos os casos houve grande redução do volume escoado e todos os valores conseguiram captar a ordem de grandeza dos volumes observados.

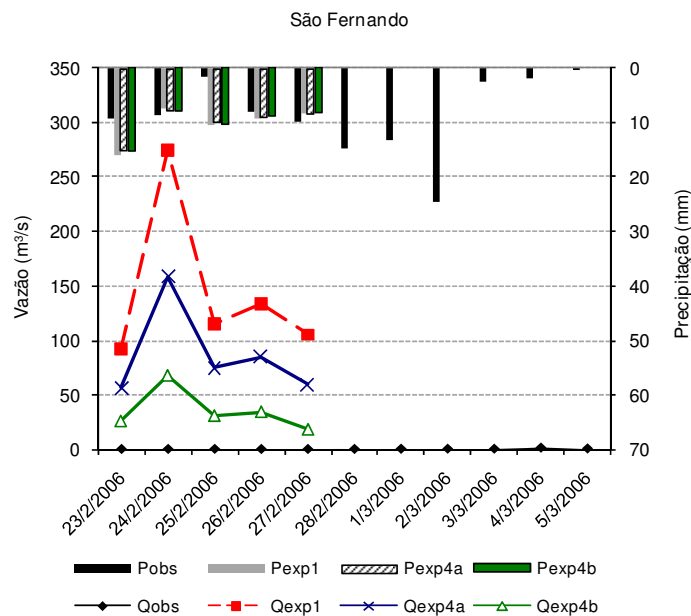
Tabela 4.6 – Volumes observados e simulados nos experimentos 1, 2 e 3, Evento 1.

Bacias Hidrográficas	Volumes Observados ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	Volumes Simulados Exp 1 ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	Volumes Simulados Exp 2 ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	Volumes Simulados Exp 3 ($\times 10^6 \text{ m}^3$)
Piancó	2,21	47,78	41,88	4,90
Emas	0,78	3,63	1,73	0,00
Antenor Navarro	0,45	10,95	5,54	0,83
Aparecida	1,34	37,86	27,37	6,98
Serra Negra do Norte	1,70	72,40	63,23	10,89
Sítio Volta	0,00	1,49	3,95	0,00
São Fernando	0,16	62,35	58,45	0,01
Pedra de Abelhas	0,00	128,18	115,86	24,82

b) Experimento 4

O experimento 4 refere-se à análise de sensibilidade da precipitação, com redução quantitativa desta variável de 20% (experimento 4a) e de 50% (experimento 4b). Não houve diferenças significativas na precipitação simulada nos dois casos, pois a redução da chuva foi feita já no cálculo da água livre (Equação 3.6). A formação da precipitação no BRAMS depende mais de fatores de grande e meso escalas do que de aspectos locais como esses.

Das oito bacias analisadas, quatro apresentaram comportamentos semelhantes e esperados, com redução do escoamento nos experimentos 4a e 4b, como mostra a Figura 4.10 para São Fernando. A sub-bacia de Emas não apresentou redução considerável entre os experimentos 4a e 4b. Nos dois primeiros dias da simulação, o experimento 4b apresentou precipitação maior que o experimento 4a, o que não era esperado.



Pobs – precipitação observada, Qobs – vazão observada, Pexp n – precipitação simulada no experimento n e Qexp n - vazão simulada no experimento n.

Figura 4.10 - Hidrograma observado e simulado no Evento 1, experimento 4, para a bacia de São Fernando.

Aparecida e Antenor Navarro mostraram comportamentos semelhantes (Antenor Navarro é uma sub-bacia de Aparecida), com pouca redução no volume escoado entre o experimento 1 e o experimento 4a e com redução normal no experimento 4b. As

características locais (sobre o terreno sedimentar) podem ter influenciado esse comportamento.

Um comportamento que se pode considerar anômalo foi o da Bacia de Serra Negra do Norte. Apesar de uma redução de 50% na precipitação, o escoamento gerado foi maior que o do simulado no experimento 4a (redução de 20% na precipitação). Isso aconteceu porque nesta bacia (como se verá adiante, único caso dentre todos os experimentos e eventos) houve aumento do volume precipitado e, conseqüentemente, aumento no volume escoado. No balanço realizado pelo modelo, esse era o comportamento esperado, visto que havia maior volume de água precipitado.

A Tabela 4.7 mostra os volumes gerados nos experimentos 1, 4a e 4b. As bacias de Piencó, Antenor Navarro, Aparecida, Serra Negra do Norte e Pedra de Abelhas apresentaram para o experimento 4a reduções entre 9,5 e 24,3%. As Bacias de Emas, Sítio Volta e São Fernando apresentaram reduções de 50,3, 69,7 e 39,7%, respectivamente. O impacto no escoamento gerado não apresentou uma redução linear em relação à precipitação.

Já o experimento 4b, redução de 50% na precipitação, houve comportamento mais linear na redução. As bacias de Piencó, Emas, Antenor Navarro, Aparecida e Pedra de Abelhas apresentaram reduções na faixa de 45,8 a 65,4%. A bacia de São Fernando foi a única a apresentar maior redução, com 75,4%. Na bacia de Sítio Volta o escoamento foi zero, igualando-se ao observado. O comportamento anômalo, conforme comentado, foi o da bacia de Serra Negra de Norte com redução de apenas 3,4%.

Tabela 4.7 – Tabela com volumes escoados observado e nos experimentos 1 e 4, Evento2.

Bacias Hidrográficas	Volumes Observados (x10 ⁶ m ³)	Volumes Simulados Exp 1 (x10 ⁶ m ³)	Volumes Simulados Exp 4a (x10 ⁶ m ³)	Volumes Simulados Exp 4b (x10 ⁶ m ³)
Piencó	2,21	47,78	36,17	21,36
Emas	0,78	3,63	1,80	1,60
Antenor Navarro	0,45	10,95	9,92	3,79
Aparecida	1,34	37,86	32,67	17,55
Serra Negra do Norte	1,70	72,40	60,89	69,96
Sítio Volta	0,00	1,49	0,45	0,00
São Fernando	0,16	62,35	37,63	15,33
Pedra de Abelhas	0,00	128,18	101,89	69,53

Observando-se os desvios médios da precipitação simulada no experimento 1, apresentados na Tabela 4.1 e o aumento dos volumes simulados neste mesmo experimento,

pode-se concluir que a sobrestimativa do escoamento não é totalmente devida à sobrestimativa da precipitação.

Os testes de sensibilidade da precipitação mostram a influência da precipitação sobre o escoamento, mas não totalmente ao ponto de atenuar algum impacto da sua simulação sobre a geração do volume escoado.

4.2.2.2 Evento 2

O Evento 2 abrangeu oito dias, tendo sido um evento completo, com ascensão e recessão do hidrograma. Foram analisadas as bacias delimitadas pelos seguintes postos fluviométricos: Piancó, Emas, Antenor Navarro, Aparecida, Serra Negra do Norte, São Fernando, Sítio Volta, Pau dos Ferros e Pedra de Abelhas, em um total de nove bacias.

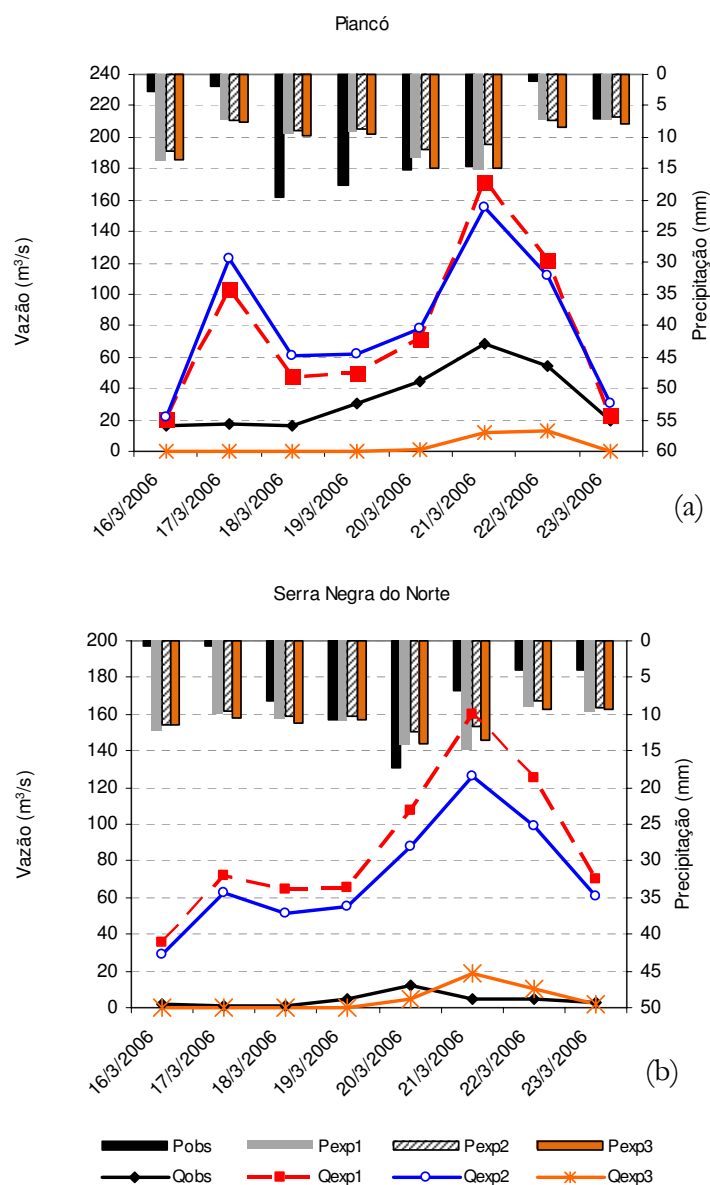
Este evento possuiu eventos de baixa a média magnitude, com vazões máximas entre 0,0 e 69,0 m³.s⁻¹.

a) Experimentos 1, 2 e 3

A vazão simulada em todas as bacias foi superestimada nos experimentos 1 e 2. Foi detectado um padrão de hidrograma preponderante em sete das nove bacias analisadas. Além do pico da vazão correspondente ao observado, o BRAMS simulou um pico no segundo dia da simulação, sem correspondência aos dados observados, como exemplifica a Figura 4.11 para as Bacias do rio Piancó e Serra Negra do Norte.

Esse fato pode ser explicado pela precipitação simulada. Como já comentado, o modelo não alocou um dia de precipitação máxima, mas fez uma distribuição aproximadamente uniforme em todos os dias do evento. Assim, o volume precipitado nos dois primeiros dias da simulação gerou escoamento e, o acúmulo de água no decorrer dos dias, fez com que ocorresse um segundo dia de pico aparecesse, este sim correspondente ao pico de vazão observado (ver Figura 4.11).

Mesmo superestimado, o pico foi simulado no dia correto na bacia de Piancó e a recessão do hidrograma foi muito bem representada. Nas bacias de Aparecida e Serra Negra do Norte, os picos foram simulados com um dia de retardo. A bacia de Emas apresentou uma antecedência no pico de vazão simulado.



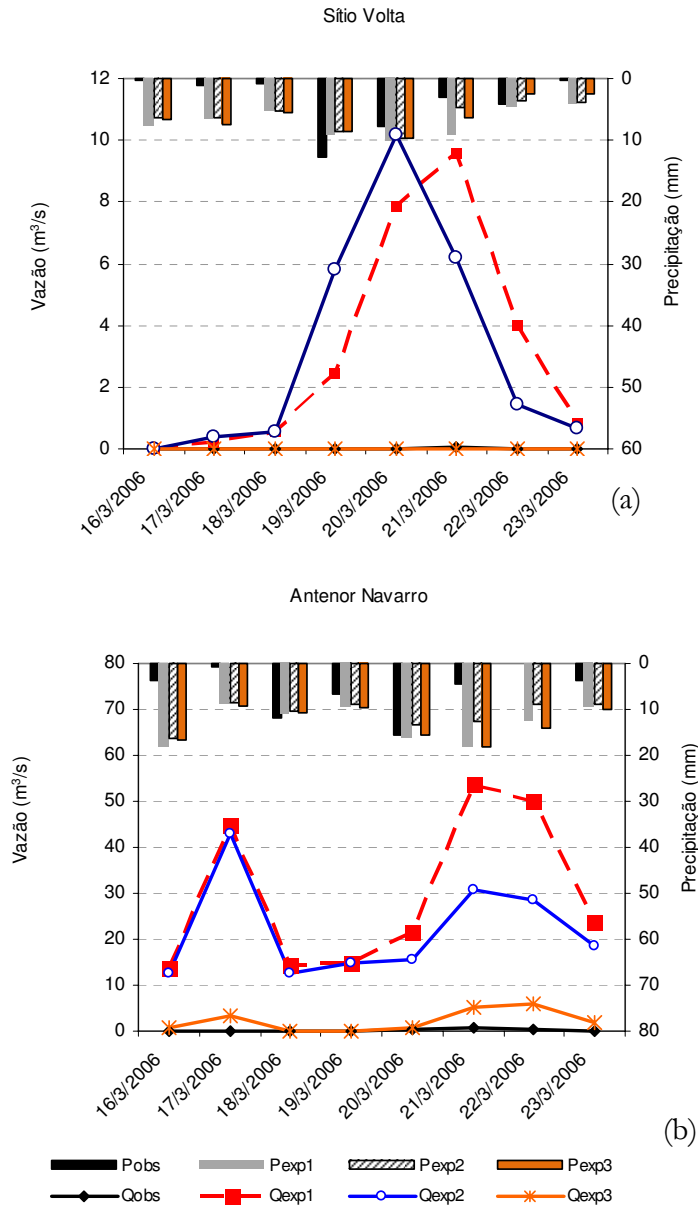
Pobs – precipitação observada, Qobs – vazão observada, Pexp n – precipitação simulada no experimento n e Qexp n - vazão simulada no experimento n.

Figura 4.11 - Hidrograma observado e simulado no Evento 2 para as bacias de: (a) Piancó e, (b) Serra Negra do Norte.

Já as bacias de Antenor Navarro, Sítio Volta, São Fernando, Pau dos Ferros e Pedra de Abelhas não apresentaram escoamento, mostrando uma variabilidade espacial da vazão. Os experimentos 1 e 2 não conseguiram captar essa variabilidade, simulando vazão não nula.

O aprofundamento das camadas de solos no experimento 3, fez com que houvesse uma redução significativa no escoamento. Muitos hidrogramas simulados aproximaram-se bastante dos observados, como nos casos de Aparecida e Serra Negra do Norte.

Neste experimento 3, conseguiu-se captar a variabilidade especial da vazão nas bacias. Em Sítio Volta e São Fernando a vazão simulada foi zero (como mostra a Figura 4.12 a, para Sítio Volta) e em Antenor Navarro, Pau dos Ferros e Pedra de Abelhas, a vazão diminuiu bastante, aproximando-se mais da observada (Figura 4.12 b, para Antenor Navarro). Os gráficos das demais bacias encontram-se no Anexo E.



Pobs – precipitação observada, Qobs – vazão observada, Pexp n – precipitação simulada no experimento n e Qexp n - vazão simulada no experimento n.

Figura 4.12 - Hidrograma observado e simulado no Evento 2 para as bacias de: (a) Sítio Volta e Antenor Navarro.

Apenas as bacias de Piancó e Emas apresentaram comportamento diferente das demais. Com o aprofundamento dos solos, o escoamento diminuiu demasiadamente, atingindo valores baixo do hidrograma observado.

A Tabela 4.8 apresenta dos volumes simulados nos experimentos 1, 2 e 3 para o Evento 2. Aqui são mostrados os valores numéricos da superestimativa dos volumes escoados em todas as bacias, como já mostrado nos hidrogramas. Comparando os resultados dos experimentos 1 e 2, apenas nas bacias de Emas e Piancó houve ligeiro aumento do volume escoado e na bacia de Sítio Volta não houve diferença significativa entre as simulações. Já as demais bacias apresentaram redução no volume escoado, Pau dos Ferros apresentou a menor redução com 3,5% e Anteno Navarro a maior, com 25,3%.

A Tabela 4.8 também mostra a redução do volume escoado, quando do aprofundamento das camadas de solos no experimento 3. Houve redução significativa no volume escoado, mostrando a grande influência do parâmetro à geração do escoamento. Os valores simulados alcançaram a ordem de grandeza dos volumes observados. A exceção foi a bacia de Piancó, na qual o volume caiu em proporção tal que ficou abaixo do volume observado.

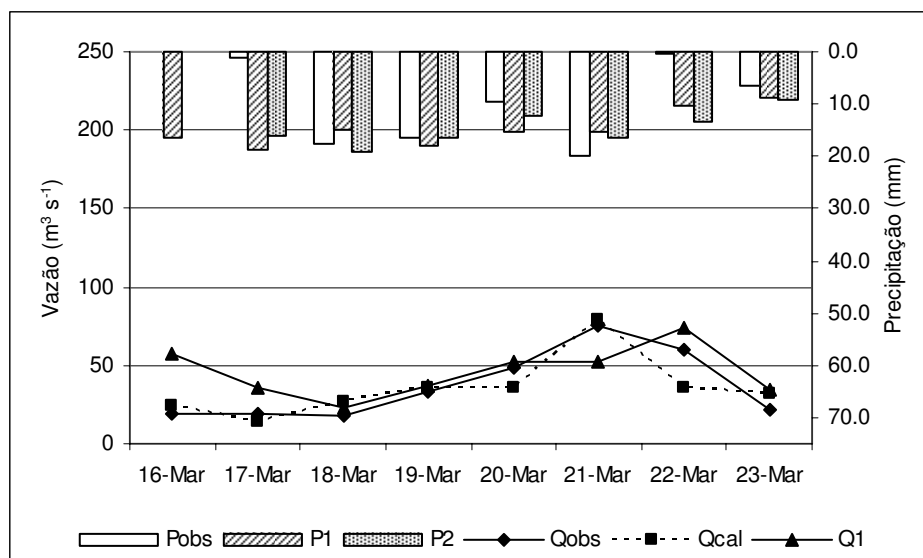
Tabela 4.8 – Volumes observados e simulados nos experimentos 1, 2 e 3, Evento 2.

Bacias Hidrográficas	Volumes Observados (x10 ⁶ m ³)	Volumes Simulados Exp 1 (x10 ⁶ m ³)	Volumes Simulados Exp 2 (x10 ⁶ m ³)	Volumes Simulados Exp 3 (x10 ⁶ m ³)
Piancó	23,13	52,59	55,57	2,26
Emas	0,36	3,63	3,98	0,00
Antenor Navarro	0,15	20,42	15,25	1,53
Aparecida	4,03	55,48	46,20	11,29
Serra Negra do Norte	2,81	60,44	49,41	3,18
Sítio Volta	0,01	2,20	2,18	0,00
São Fernando	0,35	82,85	64,10	0,34
Pau dos Ferros	0,18	66,12	63,78	11,78
Pedra de Abelhas	0,00	186,95	161,64	33,35

É interessante comparar os resultados obtidos por Braga et al. (2007) com os aqui obtidos. Aqueles autores usaram previsões de precipitação do modelo BRAMS como entrada a um modelo hidrológico concentrado, ou seja, um modelo que considera os seus parâmetros como médios em toda a bacia. O modelo hidrológico foi calibrado para o caso de estudo de forma a minimizar sua influência sobre os resultados e destacar apenas o impacto do modelo atmosférico.

O evento é o mesmo, entre os dias 16 e 23 de março de 2006. Observando-se a Figura 4.13, pode-se constatar a semelhança do comportamento da precipitação simulada aqui e da prevista no caso de estudo de Braga et al. (2007): existe precipitação simulada nos primeiros dias da simulação, sem correspondência na observação. No entanto, não existe superestimativa no volume escoado, mesmo o modelo hidrológico sendo concentrado, e também o modelo hidrológico não simulou um pico de vazão para esta chuva inicial, como o BRAMS fez.

O modelo hidrológico, mesmo com sua simples estrutura, parece filtrar os erros provenientes da previsão da precipitação conduzindo a um escoamento condizente com os dados observados.



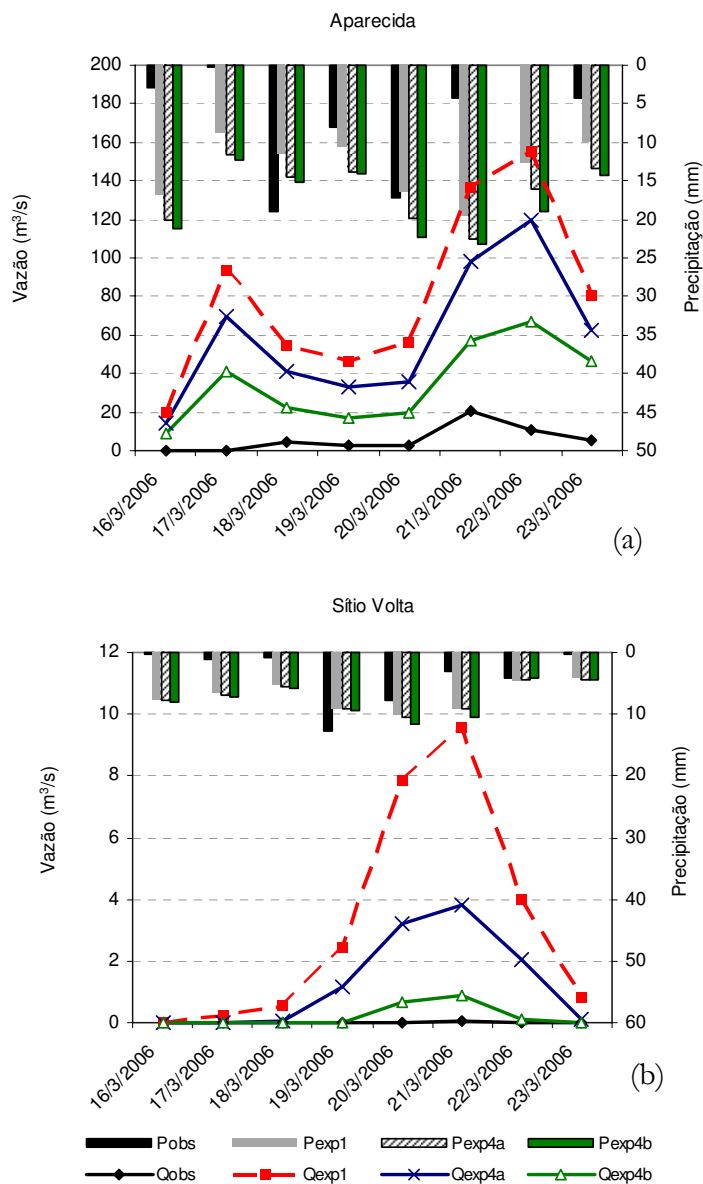
Qobs é a vazão observada, Qcal é a vazão calibrada para o evento, Q1 é a vazão prevista com um dia de antecedência e Q2 é a vazão prevista com dois dias de antecedência

Figura 4.13 – Acoplamento unidirecional entre o BRAMS e um modelo hidrológico para o mesmo evento (Braga et al. 2007).

b) Experimento 4

Em grande parte das bacias, houve um comportamento padrão, no qual houve redução do escoamento simulado relativamente proporcional à redução da precipitação, em relação ao experimento 1, como mostra a Figura 4.14 (a) para a bacia de Aparecida. Esse comportamento indica a grande relação existente entre a precipitação e o volume escoado no BRAMS.

A bacia de Sítio Volta sofreu um impacto maior da redução da precipitação que as demais bacias, a redução de 50% na precipitação aproximou consideravelmente a vazão simulada da vazão observada (no caso, zero), como mostra a Figura 4.14 (b).



Pobs – precipitação observada, Qobs – vazão observada, Pexp n – precipitação simulada no experimento n e Qexp n - vazão simulada no experimento n.

Figura 4.14 - Hidrograma observado e simulado no Evento 2 para as bacias de: (a) Sítio Volta e Antenor Navarro.

As exceções desse comportamento foram as bacias de Piancó e Emas. É interessante a bacia de Piancó, na qual a redução de 20% conseguiu coincidir parte do hidrograma simulado

ao observado, com exceção dos dias de pico de vazão. A redução de 50% da precipitação em Piancó conduziu a um escoamento simulado menor que o observado.

Na bacia de Emas, a redução de 20% na precipitação não aproximou o hidrograma simulado ao observado, como em Piancó. A redução de 50% teve um comportamento diferente das demais, além de reduzir o escoamento para uma faixa de valores abaixo do observado, houve ligeira mudança na forma do hidrograma. Este e os demais gráficos do evento encontram-se no Anexo E.

A Tabela 4.9 mostra os volumes gerados nos experimentos 1, 4a e 4b. As bacias de Antenor Navarro, Aparecida, Serra Negra do Norte, Pau dos Ferros e Pedra de Abelhas apresentaram para o experimento 4a reduções entre 18,7 e 26,3%, compatíveis com a redução da precipitação. As Bacias de Piancó, Emas e São Fernando apresentaram reduções ligeiramente maiores, entre 32,8 e 37,9%. A bacia de Sítio Volta foi a única que apresentou redução de volume escoado maior que a redução de precipitação, de 59,3%. O impacto no escoamento gerado apresentou uma redução linear em relação à precipitação, em cinco das nove bacias simuladas.

No experimento 4b, apenas as bacias de Aparecida, Serra Negra do Norte, Pau dos Ferros e Pedra de Abelhas apresentaram reduções de escoamento proporcional à da precipitação, com valores entre 52,1 e 57,0%. As bacias de Piancó, Emas, Antenor Navarro, Sítio Volta e São Fernando apresentaram reduções maiores no escoamento, variando entre 64,1 e 93,1%.

Tabela 4.9 – Volumes observados e simulados nos experimentos 1 e 4, Evento 2.

Bacias Hidrográficas	Volumes Observados ($\times 10^6$ m ³)	Volumes Simulados Exp 1 ($\times 10^6$ m ³)	Volumes Simulados Exp 4a ($\times 10^6$ m ³)	Volumes Simulados Exp 4b ($\times 10^6$ m ³)
Piancó	23,13	52,59	32,68	11,78
Emas	0,36	3,63	2,35	0,59
Antenor Navarro	0,15	20,42	15,23	7,33
Aparecida	4,03	55,48	40,89	24,03
Serra Negra do Norte	2,81	60,44	46,76	26,00
Sítio Volta	0,01	2,20	0,89	0,14
São Fernando	0,35	82,85	55,71	22,55
Pau dos Ferros	0,18	66,12	52,54	28,08
Pedra de Abelhas	0,00	186,95	152,02	89,61

4.2.2.3 Evento 3

a) Experimentos 1, 2 e 3

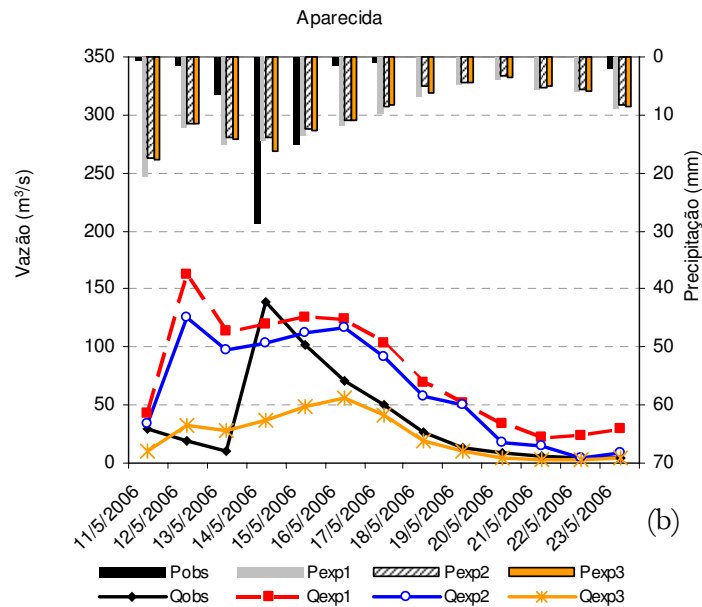
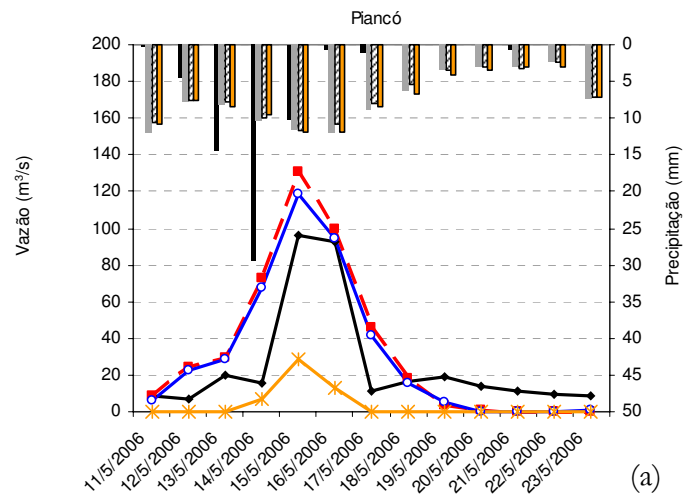
Este foi um evento de 13 dias, também completo, com ascensão e recessão do hidrograma. Foram analisadas as bacias delimitadas pelos seguintes postos fluviométricos: Piancó, Emas, Antenor Navarro, Aparecida, Serra Negra do Norte, São Fernando, Sítio Volta e Pedra de Abelhas, num total de oito bacias. O posto fluviométrico de Pau dos Ferros não possuía dados observados no período. As vazões máximas observadas atingiram valores entre 10,0 e 268,0 m³.s⁻¹ nas bacias analisadas.

O BRAMS, na simulação deste evento, apresentou comportamento diferente dos demais. Nos experimentos 1 e 2, duas das oito bacias hidrográficas analisadas tiveram escoamento simulado superestimado (Antenor Navarro e Pedra de Abelhas), quatro bacias hidrográficas tiveram vazões geradas com a mesma ordem de grandeza que a observada (Piancó, Aparecida, Serra Negra do Norte e São Fernando) e as bacias de Emas e Sítio Volta apresentaram vazões subestimadas.

A bacia de Piancó foi a que apresentou melhor hidrograma simulado (Figura 4.15 a), sendo bem representada sua ascensão e a recessão e o dia do pico da vazão foi simulada no dia correto. É interessante observar este comportamento do modelo, pois mesmo com os erros de simulação da precipitação (sem o pico de chuva ser bem representado), a vazão foi bem simulada, tendo o modelo alcançado o mesmo padrão de resultado do que o obtido por Braga et al. (2007) com modelo hidrológico concentrado.

Já para as bacias de Aparecida, Serra Negra do Norte e São Fernando a precipitação simulada influenciou o escoamento gerado, influenciando significativamente a forma do hidrograma, tendo adiantado o dia do pico, no caso de Aparecida, e retardado o dia do pico da vazão, nas outras duas bacias. A Figura 4.15 (b) exemplifica um desses casos, mostrando o hidrograma para a bacia de Aparecida. Os demais gráficos são apresentados no Anexo F.

A aplicação dos parâmetros do experimento 2, assim como nos eventos anteriores, fez com que a vazão simulada fosse um pouco menor que a do experimento padrão; apenas nas bacias de Emas e Sítio Volta não houve grandes diferenças entre os dois hidrogramas (experimentos 1 e 2).

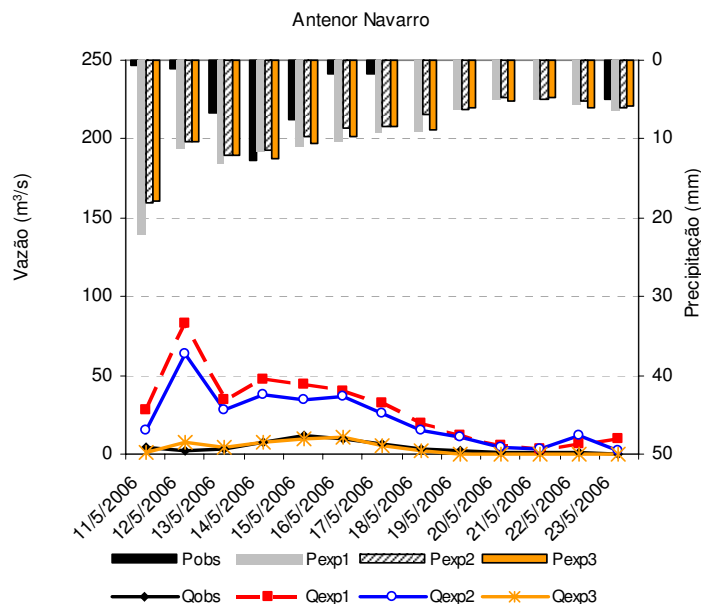


Pobs – precipitação observada, Qobs – vazão observada, Pexp n – precipitação simulada no experimento n e Qexp n - vazão simulada no experimento n.

Figura 4.15 - Hidrograma observado e simulado no Evento 3 para as bacias de: (a) Piancó e (b) Aparecida.

Todas as bacias apresentaram sensibilidade ao aprondamento das camadas de solos. Nas bacias em que se tinha o mesmo patamar de valores simulados e observados, como esperado, houve redução no volume escoado e, conseqüentemente, subestimativa do escoamento gerado. Nas bacias de Emas e Sítio Volta, onde os escoamentos já estava subestimados, o experimento 3 reduziu ainda mais a vazão, acentuando as diferenças entre o escoamentos observado e simulado, especialmente na bacia de Emas.

Já nas bacias de Antenor Navarro e Pedra de Abelhas, onde as vazões simuladas foram superestimadas, os resultados do experimento 3 reduziram a vazão simulada para valores mais próximos da vazão observada, especialmente para a bacia de Antenor Navarro (Figura 4.16).



Pobs – precipitação observada, Qobs – vazão observada, Pexp n – precipitação simulada no experimento n e Qexp n - vazão simulada no experimento n.

Figura 4.16 - Hidrograma observado e simulado no Evento 3 para a bacia de Antenor Navarro.

A Tabela 4.10 mostra os volumes observados e simulados nos experimentos 1, 2 e 3 em todas as bacias do Evento 3. Aqui, pode-se ver a subestimativa do volume simulado nas bacias de Emas e Sítio Volta como também a boa simulação da bacia de Piancó com superestimativa de apenas 31% para o experimento 1 e 22% para o experimento 2.

A aplicação dos parâmetros no experimento 2 reduziram o escoamento em todas as bacias com valores que variam entre 7,0 e 29,2%, apenas a bacia de Sítio Volta apresentou maior redução com 70,3%. Exclui-se desse montante a bacia de Emas na qual houve aumento do volume escoado do experimento 2 em relação ao experimento 1.

A Tabela 4.10 também apresenta a redução dos volumes simulados no experimento 3. Em todas as bacias houve redução do escoamento, mas se destaca o valor alcançado na bacia de Antenor Navarro, pois o volume observado era de 4,7 milhões de m³ e o simulado no experimento 3 foi 4,24 milhões de m³, praticamente coincidentes.

Tabela 4.10 – Volumes observados e simulados nos experimentos 1, 2 e 3, Evento 3.

Bacias Hidrográficas	Volumes Observados (x10 ⁶ m ³)	Volumes Simulados Exp 1 (x10 ⁶ m ³)	Volumes Simulados Exp 2 (x10 ⁶ m ³)	Volumes Simulados Exp 3 (x10 ⁶ m ³)
Piancó	28,48	37,35	34,70	4,17
Emas	5,75	1,61	1,88	0,00
Antenor Navarro	4,70	31,37	24,91	4,24
Aparecida	41,95	88,25	72,40	25,87
Serra Negra do Norte	66,55	96,01	68,97	8,66
Sítio Volta	3,29	0,39	0,11	0,00
São Fernando	59,52	88,61	62,70	0,21
Pedra de Abelhas	28,90	218,08	194,62	54,40

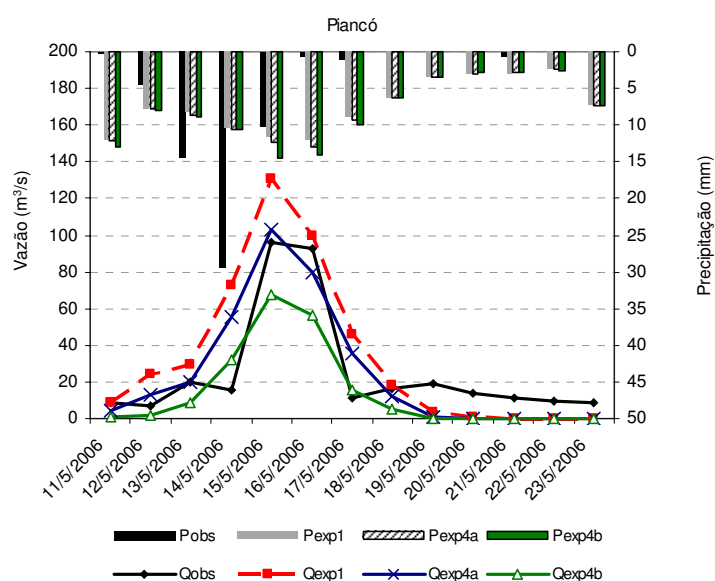
b) Experimento 4

Em todas as bacias as reduções da precipitação em 20 e 50% produziram resultados esperados no escoamento gerado, mostrando a sensibilidade da geração da vazão à precipitação. Algumas bacias apresentaram menores diferenças na diminuição do escoamento, como a bacia de Emas, e outras apresentaram diferenças maiores, como a bacia de São Fernando.

Merece destaque mais uma vez o comportamento da bacia de Piancó, na qual a redução de 20% (experimento 4a) aproximou notadamente a vazão simulada da observada, como mostra a Figura 4.17. Assim, para a bacia de Piancó, neste evento, parece que os resultados da geração do escoamento foram afetados unicamente pela precipitação.

A Tabela 4.11 apresenta os volumes observados e simulados nos experimentos 1 e 4 do Evento 3. Os volumes simulados no experimento 4a apresentaram reduções entre 17,9 e 37,9%, com exceção da bacia de Sítio Volta, na qual houve maior redução. O experimento 4b também mostrou reduções de escoamento compatíveis com a redução da precipitação (50%). Os valores simulados tiveram reduções da ordem de 44,0 a 56,5%, com exceção das bacias de Emas e São Fernando, que apresentaram reduções de 67,9 e 74,0%, respectivamente. Na bacia de Sítio Volta, o volume simulado foi zero.

Destaca-se o comportamento da bacia de Piancó, onde o volume observado foi de 28,48 milhões de m³ e o volume simulado no experimento 4a foi de 28,04 milhões de m³.



Pobs – precipitação observada, Qobs – vazão observada, Pexp n – precipitação simulada no experimento n e Qexp n - vazão simulada no experimento n.

Figura 4.17 - Hidrograma observado e simulado no Evento 3, experimento 4, para a bacia de Piancó.

Tabela 4.11 – Volumes observados e simulados nos experimentos 1 e 4, Evento 3.

Bacias Hidrográficas	Volumes Observados ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	Volumes Simulados Exp 1 ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	Volumes Simulados Exp 4a ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	Volumes Simulados Exp4b ($\times 10^6 \text{ m}^3$)
Piancó	28,48	37,35	28,04	16,24
Emas	5,75	1,61	1,05	0,51
Antenor Navarro	4,70	31,37	24,36	15,45
Aparecida	41,95	88,25	72,44	49,42
Serra Negra do Norte	66,55	96,01	77,32	50,69
Sítio Volta	3,29	0,39	0,07	0,00
São Fernando	59,52	88,61	55,01	23,03
Pedra de Abelhas	28,90	218,08	174,47	110,13

4.2.2.4 Evento 4

a) Experimentos 1, 2 e 3

O Evento 4 ocorreu em janeiro de 2004 e a simulação aqui realizada compreende apenas a ascensão do hidrograma, sendo um evento de 12 dias. Apenas dois postos

fluviométricos apresentavam dados no período: Piancó e Emas, ficando a análise dos resultados restrita a apenas duas bacias hidrográficas.

A simulação na bacia de Piancó mostrou uma superestimativa da vazão simulada para os experimentos 1 e 2, como mostra a Figura 4.18 (a). A aplicação dos parâmetros no experimento 2 reduziu bastante a vazão. Já a bacia de Emas apresentou um pico de vazão simulado bastante inferior ao observado; mas, visualmente, o hidrograma não permite traçar conclusões a respeito dos volumes, o que será feito mais à frente.

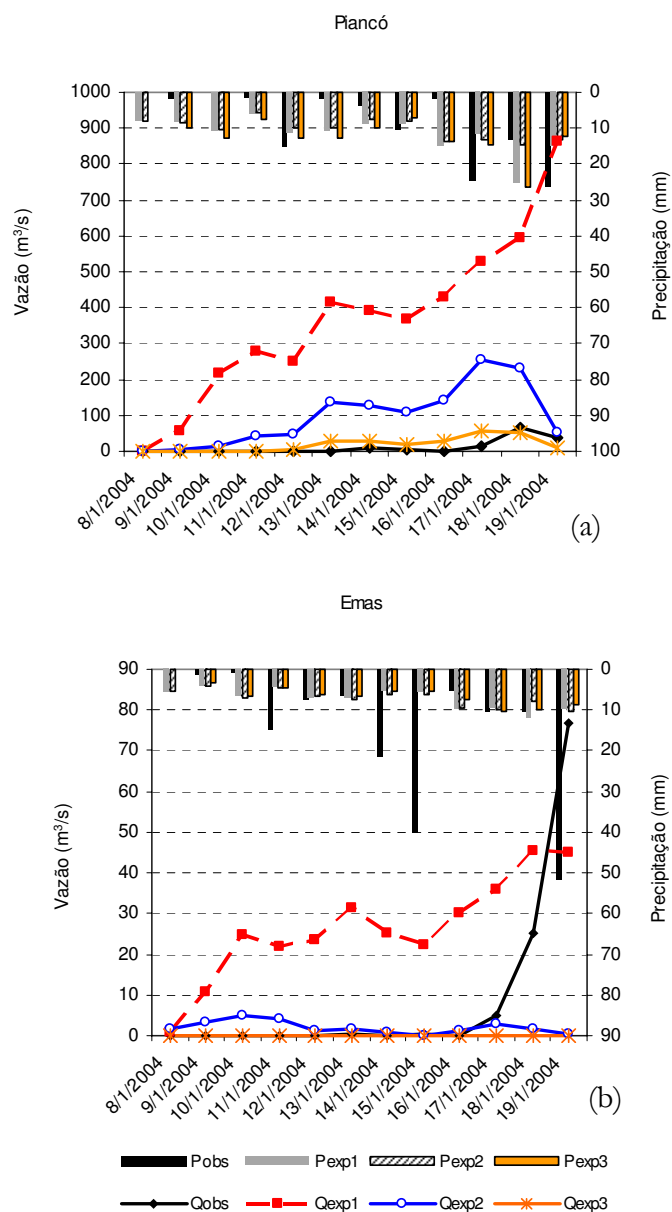
Embora pareça diferente, a forma dos hidrogramas no experimento 1 é semelhante semelhante nas bacias de Piancó e Emas, o que acontece é que as vazões simuladas foram muito altas em Piancó. Como em outros eventos, a precipitação simulada está bem distribuída em todos os dias do evento e o BRAMS respondeu a essa água, gerando escoamento.

O experimento 3, como se pode observar na Figura 4.18, fez com o que o hidrograma simulado se aproximasse do hidrograma observado. Já na bacia de Emas, onde o escoamento tinha sido subestimado, o hidrograma simulado ficou bastante reduzido, sem possuir correspondência ao observado.

Esses comportamentos estão expressos na Tabela 4.12. Como se pode ver, a bacia de Piancó apresentou volume simulado no experimento 1 bastante elevado, havendo significativa redução no experimento 2. O aprofundamento dos solos fez com que o experimento 3 apresentasse volumes simulados mais condizentes com os valores reais, mostrando mais uma vez a grande influência deste fator sobre o escoamento.

A bacia de Emas, que aparentava estar subestimada, apresentou volumes simulados superestimados no experimento 1. Na realidade, nesta bacia, o BRAMS não conseguiu simular o pico da vazão observada. No experimento 2, houve redução significativa do volume escoado, já com valores mais condizentes com o volume observado. O experimento 3, neste caso, fez apenas reduzir ainda mais o escoamento, trazendo-o para zero, sem correspondência à observação.

Na simulação deste evento houve a maior redução de escoamento entre os experimentos 2 e 1, tendo sido atingida uma redução de 92,3% para a bacia de Emas e 73,7% para a bacia de Piancó.



Pobs – precipitação observada, Qobs – vazão observada, Pexp n – precipitação simulada no experimento n e Qexp n - vazão simulada no experimento n.

Figura 4.18 - Hidrograma observado e simulado no Evento 4, experimentos 1, 2 e 3, para as bacias de: (a) Piancó e, (b) Emas.

Tabela 4.12 – Volumes observados e simulados nos experimentos 1, 2 e 3, Evento 4.

Bacias Hidrográficas	Volumes Observados (x10 ⁶ m ³)	Volumes Simulados Exp 1 (x10 ⁶ m ³)	Volumes Simulados Exp 2 (x10 ⁶ m ³)	Volumes Simulados Exp 3 (x10 ⁶ m ³)
Piancó	11,49	379,60	99,84	19,32
Emas	9,34	27,36	2,10	0,00

b) Experimento 4

O experimento 4 mostrou a sensibilidade do escoamento gerado às camadas de solos no BRAMS. Aqui se repetiu o comportamento de outros eventos, nos quais houve redução da vazão simulada nos experimentos 4a e 4b. Os gráficos são apresentados no Anexo G.

As reduções nos volumes simulados nos experimentos 4a e 4b também foram substanciais como mostra a Tabela 4.13. Essas reduções não se aproximaram das reduções de 20 e 50% da precipitação, alcançaram valores de 82,5% para Piancó e de 95,8% para Emas, no experimento 4a, e valores de 93,2% para Piancó e de 99,6% para Emas, no experimento 4b.

Tabela 4.13 – Volumes observados e simulados nos experimentos 1 e 4, Evento 4.

Bacias Hidrográficas	Volumes Observados (x10 ⁶ m ³)	Volumes Simulados Exp 1 (x10 ⁶ m ³)	Volumes Simulados Exp 4a (x10 ⁶ m ³)	Volumes Simulados Exp4b (x10 ⁶ m ³)
Piancó	11,49	379,60	66,44	25,96
Emas	9,34	27,36	1,16	0,12

4.2.3 Comentários

As variáveis analisadas, dentro dos resultados obtidos, mostraram que compõem processos coerentes no balanço hídrico do solo de acordo com as equações do modelo. Assim, o escoamento gerado é resultado da modelagem consistente de um ciclo hidrológico completo (com as fases terrestres e atmosférica). A subestimação do fluxo de umidade do solo para o dossel detectada em certos pontos das bacias hidrográficas pode ter influenciado de maneira preponderante o escoamento gerado e, somado com a superestimativa da precipitação, ter causado as vazões sobrestimadas.

A precipitação sozinha não teria este efeito sobre o escoamento. Braga et al. (2007) mostrou que os resultados advindos de um modelo hidrológico concentrado, alimentados por previsão da precipitação no BRAMS, para os mesmos eventos, não geraram vazões tão superestimadas.

É verdade que a vazão gerada no LEAF, acoplado ao BRAMS, fez com que as incertezas do modelo atmosférico se propagassem no decorrer dos dias da simulação, sem possíveis ajustes. Isso é diferente da situação do acoplamento unidirecional realizado por Braga et al. (2007) no qual a precipitação foi retirada do BRAMS e todos os processos

hidrológicos foram gerados no outro modelo, que foi ajustado manualmente para causar o mínimo de interferências nos resultados.

Como já apresentado, para grande parte das bacias hidrográficas foi superestimado o escoamento gerado nos experimentos 1 e 2. Os resultados do experimento 2 indicaram reduções no escoamento simulado, em proporções que variaram em cada bacia estudada e em cada evento.

O experimento 3 foi concebido com o aprofundamento das camadas de solos para uma profundidade de 3,0 m, não compatível com a realidade da bacia, já que os solos da região possuem profundidades médias de 1,0 m (Brasil, 1971, 1972), abaixo mesmo da profundidade dos solos na rodada padrão do modelo. O aprofundamento foi realizado visto que já no experimento padrão as vazões foram superestimadas e, assim, o experimento objetivou verificar a sensibilidade do modelo a esse parâmetro, estimando a grandeza desta influência. O BRAMS aplica a profundidade das camadas para toda grade do modelo, não se podendo particularizar a profundidade em cada sub-bacia.

Neste experimento, o escoamento se mostrou muito sensível à profundidade dos solos, tanto que as vazões superestimadas se ajustaram às observadas em grande parte das bacias hidrográficas, indicando que esse é um fator determinante na geração do escoamento e que existe um acúmulo de água no balanço hídrico que foi “enxugado” pelo aprofundamento dos solos. Parte desta água pode ser oriunda da precipitação e do fluxo de água ascendente, o qual está subestimado. No entanto, não se pode descartar influência da umidade inicial do modelo, que foi tomada como correta, especialmente no tocante à quantidade de precipitação simulada nos primeiros dias dos eventos.

Muitos trabalhos que propagaram vazões provenientes do modelo atmosférico para o cálculo do escoamento utilizaram escala de tempo mensais, como é o caso de Graham et al. (2007). Os autores utilizaram dez modelos regionais (mesma categoria do BRAMS) e dois esquemas de propagação. A Figura 4.19 mostra os resultados da propagação da vazão dos dois esquemas utilizados para os dez modelos regionais. A maioria dos modelos foi aplicada com grade de 50 km, em duas bacias hidrográficas, uma de 185.000 km² e outra de 1,6 milhões de km². Percebe-se que, mesmo na escala mensal, os diferentes modelos utilizados conduziram a diferentes comportamentos, alguns gerando vazões superestimadas, outros na mesma ordem de grandeza e outros ainda subestimados. Uma limitação do estudo é que não lista os SVATs, ficando difícil de inferir as influências do modelo regional e do SVAT. O fato é que, aumentando-se a escala temporal (passando-se para a diária) e o número de bacias estudadas,

como nesta investigação, os efeitos/incertezas dos modelos atmosféricos ficam mais visíveis e de difícil comparação com trabalhos que usam outras escalas de tempo.

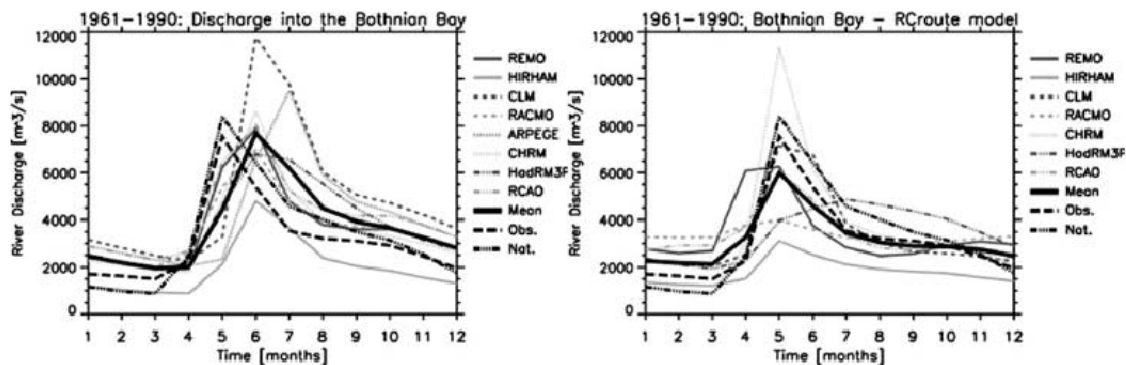


Figura 4.19 – Vazão calculada por dez modelos regionais e dois esquemas de propagação (Graham et al., 2007).

Decharme e Douville (2006) utilizaram em sua pesquisa o ISBA e um esquema de propagação. O SVAT foi simulado desacoplado do modelo atmosférico e mais de uma base de dados de precipitação foi utilizada, tendo sido encontrada que a superestimativa do escoamento foi causada pela precipitação. O SVAT acoplado ao modelo atmosférico sofre interferências deste último (Mahfouf et al., 1995), isso é incontestável. Mas a vazão deve ser estudada e analisada da forma como será gerada, dentro do modelo atmosférico, mesmo com seus erros sistemáticos.

O experimento 4 objetivou testar a sensibilidade do escoamento, mais especificamente do balanço hídrico, à entrada da precipitação em seu cálculo. Os resultados mostraram a influência da precipitação sobre o escoamento, mas mesmo com reduções de até 50% na precipitação, as vazões continuaram superestimadas na maioria das bacias.

Não se deve esquecer que, conceitualmente, o modelo atmosférico foi montado para prever e simular variáveis atmosféricas e que, no escopo atual, passa-se a utilizá-lo com outra finalidade. É o caso do fluxo de umidade do solo para o dossel e mesmo da precipitação, já que pequenos erros de localização podem ser preponderantes na formação do escoamento dentro das bacias hidrográficas.

Outro ponto que também pode ter contribuído para o acúmulo de água no balanço hídrico é o fato de que a infiltração da água e o fluxo de umidade do solo para o dossel acontecem isoladamente em cada célula da grade do modelo atmosférico. Depois que o

escoamento passa para a célula vizinha, ele não infiltra mais, nem evapora, não acompanhando a dinâmica real dos processos, contribuindo desta forma para o aumento o escoamento.

5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

5.1 SÍNTESE

A necessidade da quantificação do escoamento, bem como de sua previsão, é importante em toda a sociedade. O semi-árido do Nordeste do Brasil possui os dois lados extremos dessa necessidade: as secas e as cheias.

As metodologias atualmente utilizadas para as previsões do escoamento englobam o acoplamento de modelos atmosféricos e hidrológicos. A precipitação prevista pelo modelo atmosférico é utilizada como dado de entrada aos modelos hidrológicos de previsão da vazão. O problema de métodos como esse e outros semelhantes é que consideram as fases terrestre e atmosférica do ciclo hidrológico em dois modelos de bases diferentes. Na realidade, o modelo atmosférico é capaz de desempenhar esta tarefa, visto que já possui um balanço hídrico do solo em sua estrutura, no seu esquema de superfície.

O BRAMS, embora possuísse o balanço hídrico do solo no seu esquema de superfície (LEAF), a vazão era uma variável não calculada e não passível de avaliação. Assim, para a criação de um sistema integrado os seguintes objetivos específicos foram propostos:

- Inclusão do cálculo do escoamento superficial no SVAT;
- Implementação de um algoritmo para sua propagação em bacias hidrográficas;
- Parametrização do SVAT para a região estudada;
- Avaliação do modelo parametrizado com relação à simulação do escoamento.

O LEAF foi detalhadamente estudado para que se determinasse o ponto de cálculo da vazão em cada ponto de grade do modelo atmosférico. Como o processamento do BRAMS impede o acoplamento de uma grade regular em sua estrutura, o esquema de cálculo e propagação da vazão foi montado desacoplado do modelo atmosférico.

Para se obter as vazões nos exutórios das bacias hidrográficas, escolheu-se o esquema de propagação da vazão de Muskingum-Cunge, vastamente utilizado na hidrologia. A grade do BRAMS foi escolhida de maneira tal que causasse o mínimo de interferência na transferência dos dados para a grade do esquema de propagação.

A área de estudo foram as bacias dos rios Piranhas-Açu e Apodi-Mossoró (localizadas no semi-árido) com diversas bacias hidrográficas instrumentadas para a medição da chuva e da

vazão. Com a base do sistema pronto, quatro experimentos foram selecionados para testar as parametrizações e avaliar a sensibilidade do modelo a certas variáveis, possibilitando, desta forma, a avaliação do LEAF na produção de respostas hidrológicas. As conclusões do estudo serão comentadas a seguir.

5.2 COERÊNCIA DOS PROCESSOS

A inclusão do cálculo do escoamento no LEAF não poderia causar influência no cálculo das demais variáveis pelo modelo, o que foi feito utilizando-se o conceito de escoamento hortoniano para esta tarefa. Comparou-se água livre na superfície proveniente da precipitação com a capacidade de armazenamento de água no solo, sendo o excesso de água a vazão em determinado ponto da grade do BRAMS.

A limitação existente no balanço hídrico do LEAF é que o fluxo de umidade do solo para o dossel está subestimado em certos pontos da região de estudo. Isso, juntamente com outros fatores, contribuiu para que o BRAMS superestimasse o escoamento gerado, já no experimento base.

O fato do BRAMS não considerar o escoamento de base no cálculo da sua vazão total, não influenciou o cálculo do escoamento, visto que grande parte das bacias analisadas possuíam solos rasos, com rochas aflorantes, típicas de regiões semi-áridas. As exceções são as bacias de Antenor Navarro e Aparecida, que estão sobre uma bacia sedimentar, mas a análise desses escoamentos nessas duas bacias não mostrou padrões diferentes das demais.

Para a análise efetiva da coerência dos processos no BRAMS, foram plotados gráficos de distribuição espacial da precipitação, água livre, capacidade de armazenamento do solo e fluxo de umidade do solo para o dossel. A comparação desses gráficos entre si, nos quatro eventos selecionados, permitiram concluir que o cálculo da vazão incluído no LEAF foi gerado por processos hidrológicos consistentes, condizentes com as equações do modelo.

5.3 ESCOAMENTO SIMULADO

Depois do cálculo da vazão nos pontos da grade, a vazão foi propagada, sendo calculado o escoamento total no exutório das bacias hidrográficas. O escoamento simulado foi, de forma geral, reflexo da própria estrutura do cálculo da vazão no BRAMS.

5.3.1 A Influência da Precipitação

A precipitação é uma das variáveis determinantes no cálculo da vazão no semi-árido. Os mapas de sua distribuição mostraram que o BRAMS alocou chuva com o mesmo padrão nos quatro eventos, sendo os picos nos pontos de alta topografia como os divisores de água das bacias, podendo este fato ser proveniente da parametrização Kuo (1974), que aloca troca de umidade nos pontos de alta altitude. 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.

A precipitação média nas bacias mostrou a distribuição da chuva nos dias dos eventos. Os dados observados mostraram picos de chuvas em dias isolados, diferente da simulação do modelo, que distribuiu a chuva de forma mais uniforme em todos os dias do eventos. Como o cálculo da vazão no BRAMS é diretamente dependente da precipitação, essa distribuição de chuva afetou a forma dos hidrogramas simulados.

Um dos experimentos testou a sensibilidade do escoamento a uma redução de 20% e a uma de 50%. Os resultados comprovaram essa sensibilidade, gerando, em algumas bacias, reduções de vazões proporcionais às da precipitação e em outras reduções bem maiores, não se podendo traçar um comportamento padrão da vazão. Em algumas bacias, em diferentes eventos, a redução da precipitação em 20% fez com que o volume observado se aproximasse do observado *comprovando a influência da superestimativa da precipitação (erro sistemático) no cálculo da vazão*. A bacia com a maior aproximação dos resultados foi a de Piancó, na qual o volume observado no Evento 3 foi de 28,48 milhões de m³ e o simulado (com a redução de 20% na precipitação) foi de 28,04 milhões de m³.

A redução de 50% também causou efeitos como esse, como o caso de Sítio Volta, Evento 1, a vazão simulada reduziu para zero, como a observada. Pode-se citar ainda a bacia de Aparecida, Evento 3, onde a vazão observada foi de 41,95 milhões de m³ e a simulada de 49,42 milhões de m³.

Deve-se ressaltar que, na maioria dos casos, essa redução da precipitação não conduziu a diferentes formas do hidrogramas, apenas na redução do volume escoado.

5.3.2 Experimento 1

Este foi o experimento padrão. Nele, a vazão foi superestimada na maioria das bacias, comportamento influenciado em parte pela precipitação e em parte pela subestimativa do fluxo de umidade do solo para o dossel.

O evento 1 foi simulado pelo BRAMS para apenas 5 dias, que correspondiam ao período de ascensão do hidrograma. A sua simulação mostrou que a distribuição de chuva do BRAMS fez com que fossem criados picos de chuva no início da simulação, sem correspondência aos dados observados.

A simulação do evento 2, com hidrograma completo, também em grande parte das bacias, mostrou esse mesmo pico inicial, mas o pico correspondente ao real foi simulado alguns dias depois em todas as bacias, mesmo com ligeiros retardos e/ou avanços. Na bacia do rio Piancó, o pico foi previsto no dia correto.

A simulação do evento 3, em quatro das oito bacias analisadas, mostrou escoamentos simulados da ordem de grandeza dos observados, mostrando-se com menos influência dos fatores já citados. Para o evento 4, apenas com duas bacias, houve superestimativa dos volumes escoados.

Pode-se concluir, através deste experimento, corroborando o discutido nos itens 5.2 e 5.3.1, que *existe influência da precipitação e do fluxo de umidade ascendente na simulação do escoamento*.

5.3.3 Experimento 2

O experimento 2 parametrizou o modelo com algumas diferenças em relação ao experimento padrão: a textura dos solos heterogênea, os dados de NDVI heterogêneos e uma base de dados de umidade de solos mais atual, baseada na metodologia proposta por Gevaerd e Freitas (2006).

Considerando todos os eventos, embora existam algumas particularidades em certas bacias hidrográficas, não houve grandes diferenças na forma dos hidrogramas gerados pelos dois experimentos (1 e 2), mas se pôde comprovar redução no volume escoado: a maior parte das bacias apresentaram reduções entre 10 e 20%, seguidas de outro grupo com reduções entre 20 e 40%, o que pode ser considerado significativo, frente aos parâmetros modificados.

Assim, *a textura dos solos heterogênea, os dados de NDVI heterogêneos e a base de dados de umidade de solos aplicada são fatores importantes e devem ser considerados na simulação do BRAMS*, visto

que diminuem (em parte) a superestimativa apresentada no experimento 1. Ressalta-se que, mesmo com essa redução, as vazões continuam superestimadas.

5.3.4 Experimento 3

O experimento 3 testou a sensibilidade do escoamento à profundidade das camadas de solos. O experimento padrão considerava uma profundidade de 2,0 m em toda a área de estudo, valor este superior à realidade dos solos na região de estudo, que possuem valores médios de 1,0 m (Brasil 1971, 1972).

Como a vazão do experimento 1 já estava superestimada, uma diminuição da profundidade dos solos para a aproximação dos valores reais da bacia, aumentaria ainda mais o escoamento gerado. Optou-se, assim, em fazer um teste de sensibilidade com o aprofundamento das camadas de solos para uma altura de 3,0 m, objetivando avaliar a influência deste parâmetro sobre o escoamento.

Houve redução no escoamento gerado, mas com um impacto maior que o esperado. Muitas bacias hidrográficas, nas quais o escoamento estava superestimado, apresentaram redução significativa do volume simulado, aproximando bastante os hidrogramas simulados e observados. Em algumas poucas bacias, nas quais o escoamento não estava superestimado, o aprofundamento dos solos causou uma subestimativa do volume simulado.

Assim, pode-se concluir que *o escoamento simulado é muito sensível à profundidade das camadas de solos*. Como, em muitas bacias, este experimento conduziu a uma aproximação dos hidrogramas simulados e observados, confirma-se aqui um acúmulo de água existente dentro do balanço hídrico do LEAF.

5.3.5 Considerações Finais

O excesso de água detectado é resultante da superestimativa da precipitação e da subestimativa do fluxo de umidade do solo para o dossel, mas como o escoamento se mostrou muito influenciado pelas camadas de solo, pode existir alguma influência do componente dos solos nesse excesso de água. Um fator a ser observado é que o BRAMS simula a infiltração da água e a subtração do fluxo de umidade do solo para o dossel em cada célula do modelo isoladamente. A vazão escoada para a célula seguinte não sofre o efeito destes processos novamente, que apenas é realizado para a água livre da própria célula, o que pode contribuir também para esse excesso.

Embora as bacias hidrográficas selecionadas pelo estudo da UFPB (2001) indicassem que elas não sofriam de interferência dos reservatórios a montante, a estrutura do BRAMS pode sofrer esta influência. Modelos hidrológicos que não consideram os reservatórios de água em suas estruturas tendem a superestimar a vazão, já que é desprezado o volume armazenado nesses reservatórios. Isto também pode acontecer no BRAMS, visto que possui uma geração muito rápida de vazão e o escoamento se dá livremente em todas as células da grade do modelo.

De forma geral, de acordo com a estrutura do LEAF implementada no modelo atmosférico, pode-se concluir que o BRAMS correspondeu às expectativas da geração do escoamento, gerando processos coerentes e respondendo às parametrizações testadas. Pôde-se ainda detectar quais as fontes de incertezas, abrindo perspectivas de pesquisas futuras. Algumas recomendações são listadas no item a seguir.

5.4 RECOMENDAÇÕES

De acordo com o já discutido nos itens anteriores e com base nas conclusões alcançadas, algumas possibilidades de aprofundamento podem ser consideradas:

- Aumento da duração das simulações, como por exemplo: a aplicação de séries sazonais que permitam uma avaliação do desempenho do modelo no decorrer do tempo. Além disso, a simulação em horizontes sazonais permitem a visualização do horizonte das secas. Embora séries maiores exijam maior poder computacional, o avanço computacional existente permitirá simulações de eventos de maior extensão dentro em breve.
- Estudo mais aprofundado do fluxo de umidade do modelo atmosférico e da umidade inicial do modelo BRAMS, de forma a se traçar com mais precisão os impactos causados por essas variáveis. A umidade inicial do modelo, por exemplo, pode ter influenciado na formação da chuva nos primeiros dias dos eventos simulados.
- Embora a avaliação em várias bacias seja de interesse, é importante uma investigação mais profunda dos parâmetros aplicados em uma bacia particular. Os parâmetros que influem no escoamento na escala da bacia são diferentes dos necessários, por exemplo, para dar uma boa previsão da precipitação. Assim, devem ser conferidos os valores aplicados nas bases de dados detalhadamente nas bacias hidrográficas. Além disso,

pode ser aplicado maior número de *patches*, permitindo maior captação das heterogeneidades da bacia.

- A utilização de outro esquema de superfície do BRAMS para geração da vazão (no caso o SIB). A possibilidade de gerar vazão com mais de um esquema de superfície permitiria montar um sistema de previsão que possibilitaria um julgamento mais preciso das vazões geradas e dos esquemas de superfície em si. Também seria interessante estudar o *Leaf* acoplado em outros modelos regionais e avaliar qual a influência efetiva da atmosfera na geração do escoamento. Pode-se estudar também a utilização de outros esquemas de propagação para verificar se pode haver melhoria no escoamento gerado.
- Uma possibilidade interessante seria simular um *ensemble* de vazões e se fazer uma análise estatística, tentando precisar mais as incertezas envolvidas nos processos, e fazer uma previsão do tipo probabilística, a exemplo do que é feito atualmente para as previsões de chuva.
- Inclusão do fluxo de umidade do solo para a atmosfera e do escoamento lateral (entre células) no *Leaf*, aperfeiçoando assim o cálculo da vazão no modelo.
- Codificação da grade da propagação da vazão no BRAMS de forma a permitir que ela seja processada em paralelo, assim como o BRAMS. Isso permitiria que a propagação pudesse ser simulada integradamente com o modelo.
- Incluir os reservatórios e sua operação no modelo. Além de fornecer mais um ponto de validação, através dos volumes observados dos reservatórios, pode-se ter um espelho d'água dinâmico e viabilizar uma retro-alimentação do modelo, com possibilidade de correção adequando a realimentação do modelo à realidade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALONSO, M. F., SARAIVA, J. M. B., FREITAS, S. 2004. Estudo da confiabilidade das simulações do RAMS versão 5.02 (BRAMS) para eventos severos no Rio Grande do Sul. In: *Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Fortaleza: SBMET. Em CD-ROM.
- ALCÂNTARA, C. R., SOUZA, E. P. 2008. Uma teoria termodinâmica para brisas: Teste utilizando simulações numéricas. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 23, p. 1-11.
- ALVES, J. M. B., REPELLI, C. A. 1992. Variabilidade pluviométrica no setor norte do Nordeste e os eventos El-Niño Oscilação Sul. *Revista Brasileira Meteorologia*. Vol. 7, n. 2, p. 583-592.
- ANANTHARAJ, V. G., FITZPATRICK, P. J., LI, Y., KING, R. L., MOSTOVOY, G. V. 2006. *Impact of land use and land cover changes in the surface fluxes of an atmospheric model*. Publicado na internet: http://www.gri.msstate.edu/information/pubs/docs/2006/modis_lulc_igarss06-v4-final.pdf.
- AOExperiments, 2005. Land surface scheme intercomparisons – a brief history. Disponível on-line: http://pilps.mq.edu.au/pdfs/LSS_summary.doc. Em: 01/11/2005.
- ARAÚJO, J. C., DOLL, P., GUENTNER, A., KROL, M., ABREU, C. B. R., HAUSCHILD, M., MENDIONDO, E. M. 2004. Water scarcity under scenarios for climate change and regional development in semiarid Northeastern Brazil. *Water International*. Vol. 29, n. 2, p. 209-220.
- ARAÚJO, A. A. M., ROTUNNO FILHO, O. C., SANTOS, I. A., XAVIER, L. 2005. Esquema de parametrização hidrológica da superfície terrestre para acoplamento em modelos atmosféricos de mesoescala. In: *Anais do XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. João Pessoa: ABRH. Em CD-Rom.
- ARORA, V. K., CHIEW, F. H. S., GRAYSON, R. B. 1999. A river flow routing scheme for general circulation models. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 12, n. 1, p. 102-112.
- ARORA, V. K. 2001. Streamflow simulations for continental-scale river basins in a global atmospheric general circulation model. *Advances in Water Resources*. Vol. 24, p. 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*. Vol. 106, n. D4, p. 3335-3348.
- ARORA, V. K., BOER, G. J. 2006. The temporal variability of soil moisture and surface hydrological quantities in a climate model. *Journal of Climate*. Vol. 19, p. 5875-5888.
- AVISSAR, R., PIELKE, R. A. 1989. A parametrization of heterogeneous land surfaces for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology. *Monthly Weather Review*. Vol. 117, p. 2113-2136.
- BARNES, S. L. 1964. A technique for maximizing details in numerical weather map analysis. *Journal of Applied Meteorology*. Vol. 3, p. 396-409.
- BEVEN, K. J., KIRKBY, M. J. 1979. A physically-based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Journal*. Vol. 24, p. 43-69.
- BOORMAN, D. B., SEFTON, C. E. M. 1997. Recognising the uncertainty in the quantification of the effects of climate change on hydrological response. *Climatic Change*. N. 35, pp. 415-434.

- BOWLING, L. C., LETTENMAIER, D. P., NIJSSEN, B., GRAHAM, L. P., CLARK, D. P., MAAYAR, M. E., ESSERY, R., GOERS, S., GUSEV, Y. M., HABETS, F., HURK, B. V. D., JIN, J., KAHAN, D., LOHMANN, D., MA, X., MAHANAMA, S., MOCKO, D., NASONOVA, O., NIU, G-Y., SAMUELSSON, P., SHMAKIN, A. B., TAKATA, K., VERSEGHY, D., VITERBO, P., XIA, Y., XUE, Y., YANG, Z-Y. 2003. Simulation of high-latitude hydrological processes in the Torne–Kalix basin: PILPS Phase 2(e) 1: Experiment description and summary intercomparisons. *Global and Planetary Change*. Vol. 38, p. 1-30.
- BRAGA, C. F. C., DINIZ, L. S., GARJULLI, R., SILVA, L. M. C., NOGUEIRA, G. M. F., JÚNIOR, C. N. S. N., MEDEIROS, S. D., REGO, M. F. F. 2004. Construção do marco regulatório do sistema Curema-Açu. In: *Anais do VII Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste*. São Luiz: ABRH. Em CD-Rom.
- 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: *2006 Joint Assembly of the American Geophysical Union*, Baltimore. Eos Transactions AGU, Joint Assembly Supplement. Washington: AGU, 2006. v. 87. p. 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. p. 134-140. Vol. 313.
- BRASIL, Ministério da Agricultura. 1971. *Levantamento Exploratório – Reconhecimento dos Solos no Estado do Rio Grande do Norte*. Recife, DNPEA/SUDENE/USAID (DPP Boletim 21 PE 13).
- BRASIL, Ministério da Agricultura. 1972. *Levantamento Exploratório – Reconhecimento dos Solos no Estado da Paraíba*. Rio de Janeiro. Convênio MA/CONTAP/USID/BRASIL (Boletim DFSS-EPE-MA 15 Pedologia 8)
- BRUCE, J. P., CLARK, R. H. 1977. *Introduction to Hydrometeorology*. Pergamon International Library.
- CAVALCANTI, E. P. 2001. *Teor e Transporte de Vapor D'Água na Atmosfera do Nordeste do Brasil*. Tese de Doutorado. Campina Grande: Curso de Doutorado em Recursos Naturais, Universidade Federal da Paraíba.
- CAVALCANTI, E. P., SOUSA, F. A. S., GOMES FILHO, M. F., GANDU, A. W. 1998. Simulação numérica da precipitação para o Estado da Paraíba. *Atmosfera & Água*. Vol.4, p.36-40.
- CEBALLOS, A., SCHNABEL, S. 1998. Hydrological behaviour of a small catchment in the *dehesa* landuse system (Extremadura, SW Spain). *Journal of Hydrology*. Vol. 210, p. 146-160.
- CGIAR-CSI (2006). *Void-filled seamless SRTM data V1, 2004*. International Centre for Tropical Agriculture (CIAT), available from The CGIAR Consortium for Spatial Information (CGIAR-CSI) SRTM 90m Database: <http://srtm.csi.cgiar.org>.
- CHANG, K. H., KIM, J. H. CHO, C. H. BAE, D. H., KIM, J. 2004. Performance of a coupled atmosphere-streamflow prediction system at the Pyungchang river IHP basin. *Journal of Hydrology*. Vol. 288, p. 210-224.

- CHEN, C., COTTON, W. R. 1983. A one-dimensional simulation of the stratocumulus capped mixed layer. *Boundary Layer Meteorology*. Vol. 25, p. 289-321.
- CHEN T.H. HENDERSON-SELLERS A., MILLY P.C.D., PITMAN A.J., BELJAARS A.C.M., POLCHER J., ABRAMOPOULOS F., BOONE A., CHANG S. CHEN F. DAI Y. DESBOROUGH CE. DICKINSON R.E., DUMENIL L., EK M., GARRATT J.R., GEDNEY N., GUSEV Y.M., KIM J., KOSTER R., KOWALCZYK E.A., LAVAL K., LEAN J., LETTENMAIER D., LIANG X., MAHFOUF J.-F., MEGELKAMP H.-T., MITCHEL K., NASONOVA O.N., NOILHAN J., ROBOCK A., ROZENSWEIG C., SCHAAKE J., SCHLOSSER A., SCHULZ J.P., SHAO Y., SHMAKIN A.B., VERSEGHY D.L., WETZEL P., WOOD E.F., XUE Y., YANG Z.-L. AND ZENG Q. 1997. Cabauw Experimental results from the project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes, *Journal of Climate*, 10, 1194-1215.
- CHEN, F., DUHIA, J. 2001 Coupling an advanced land surface hydrology model with the Penn-State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensibility. *Monthly weather review*. Vol. 129, p. 569-585.
- CHIEW, F. H. S., ZHOU, S. L., McMAHON, T. A. 2003. Use of seasonal streamflow forecasts in water resources management. *Journal of Hydrology*. Vol. 270. p. 135-144.
- COLLISCHONN, W. 2001. *Simulação Hidrológica de Grandes Bacias*. Tese de Doutorado. Porto Alegre: Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- 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. p. 167-173. Vol. 313.
- COLLISCHONN, W., HAAS, R., ANDREOLLI, I., TUCCI, C. E. M. 2005. Forecasting river Uruguay flow using rainfall forecasts from a regional weather-prediction model. *Journal of hydrology*. Vol. 305, p. 87-98.
- COTTON, W. R., PIELKE, R. A., WALKO, R. L., LISTON, G. E., TREMBACK, C. J., JIANG, H., McANELLY, R. L., HARRINGTON, NICHOLLS, M. E., CARRIO, G. G., McFADDEN, J. P. 2003. Rams 2001: Current status and future directions. *Meteorology and Atmospheric Physics*. Vol. 82, p. 5-29.
- DECHARME, B., DOUVILLE, H. 2006. Uncertainties in the GSWP-2 precipitation forcing and their impacts on regional and global hydrological simulations. *Climate Dynamics*. Vol. 27, p. 695-713.
- DEMARTY, J., OTTLÉ, C., BRAUD, I., OLIOSO, A., FRANGI, J. P., BASTIDAS, L. A., GUPTA, H. V. 2004. Using a multiobjective approach to retrieve information on surface properties used in a SVAT model. *Journal of Hydrology*. Vol. 287, p. 214-236.
- 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*. Vol. 307, p. 145-163.
- DOUVILLE, H. 1998. Validation and sensitivity of the global hydrological budget in stand-alone simulations with the ISBA land-surface scheme. *Climate Dynamics*. Vol. 14, p. 151-171.
- DOUVILLE, H., CHAUVIN, F. 2000. Relevance of soil moisture for seasonal climate predictions: a preliminary study. *Climate Dynamics*. Vol. 16, p. 719-736.

- DRUYAN, L. M., FULAKEZA, M., LONERGAN, P. 2002. Dynamic downscaling of seasonal climate predictions over Brazil. *Journal of Climate*. Vol. 15, No. 23, pp. 3411–3426.
- DUCHARNE, A., KOSTER, R. D., SUAREZ, M. J., STIEGLITZ, M., KUMAR, P. 2000. A catchment-based approach to modelling land surface processes in a GCM: 2. Parameter estimation and model demonstration. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 105, n. D20, p. 24,823-24,838.
- DUCHARNE, A., GOLAZ, C., LEBLOIS, E., LAVAL, K., POLCHER, J., LEDOUX, E., MARSILY, G. 2003. Development of a high resolution runoff routing model, calibration and application to assess runoff from the LMD GCM. *Journal of hydrology*. Vol. 280, p. 207-228.
- DUNNE, T., BLACK, R. D. 1970. Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resources Reseach*. Vol. 6, p. 1296-1311.
- ENTEKHABI, D., EAGLESON, P. S. 1989. Land surface hydrology parametrization for atmospheric general circulation models including subgrid scale spatial variability. *Journal of Climate*. Vol. 2, p. 816-831.
- EVANS, J. P. 2003. Improving the characteristics of streamflow modeled by regional climate models. *Journal of Hydrology*. Vol. 284, p. 211-227.
- FAURÈS, J. M., GOODRICH, D. C., WOOLHISER, D. A., SOROOSHIAN, S. 1995. Impact of small-scale spatial rainfall variability on runoff modeling. *Journal of Hydrology*. Vol. 173, p. 309-323.
- FAZENDA, A. L., MOREIRA, D. S., ENARI, E. H., PANETTA, J., RODRIGUES, L. F. 2006. *First time user's guide (BRAMS version 3.2). Version 2*. CPTEC.
- FEKETE, B. M., VOROSMARTY, C. J., ROADS, J. O., WILLMOTT, C. J. 2004. Uncertainties in precipitation and their impacts on runoff estimates. *Journal of Climate*. Vol. 17, p. 294-304.
- FOLEY, J. A. 1995. Numerical models of the terrestrial biosphere. *Journal of Biogeography*. Vol. 22, p. 837-842.
- 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*. Vol. 26, p. 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*. Vol. 353, n. 1-2, p. 33-48.
- GALVÃO, C. O., NOBRE, P. BRAGA, A. C. F. M., OLIVEIRA, K. F., MARQUES, R., SILVA, S. R., GOMES FILHO, M. F., SANTOS, C. A. G., LACERDA, F., MONCUNILL, D. 2005. Climatic predictability, hydrology and water resources over Nordeste Brazil. In: *Regional Hydrological Impacts of Climatic Change — Impact Assessment and Decision Making*. Wallingford: IAHS Press. p. 211-220. IAHS Publ. 295.
- 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.

- GEORGAKAKOS, K. P., CARPENTER, T. M. 2003. A methodology for assessing the utility of distributed model forecast applications in an operational environment. In: TACHIKAWA, Y., VIEUX, B. E., GEORGAKAKOS, K. P., NAKAKITA, E. (editors) *Weather Radar Information and Distributed Hydrological Modelling*. IAHS pub. B. 282. p. 85-92.
- GEVAERD, R., FREITAS, S. 2006. Estimativa operacional da umidade do solo para iniciação de modelos de previsão numérica da atmosfera. Parte I: Descrição da metodologia e validação. *Revista Brasileira de Meteorologia*. Volume especial do LBA. *In press*.
- GLEICK, P. H. 1987. Global Climatic Changes and Regional Hydrology: Impacts and Responses. In: SOLOMON, S. I., BERAN, M., HOGG, W. (editors). *The Influence of Climate Change and Climatic Variability on the Hydrologic Regime and Water Resources*. IAHS pub. n. 168. p. 389-402.
- GOMES FILHO, M. F., GALVÃO, C. O., LUCENA, D. B., BECKER, C. T., PONTES, A. L. 2004. Contribuição das chuvas de janeiro de 2004 para o armazenamento de água na Paraíba. In: *Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*. Fortaleza: SBMET. Em CD-Rom.
- GRAHAM, L. P., BERGSTRÖM, S. 2000. Land surface modeling in hydrology – lessons learned from the Baltic Basin. *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 4, n. 1, p. 13-22.
- GRAHAM, L. P., HAGEMANN, S., JAUN, S., BENISTON, M. 2007. On interpreting hydrological change from regional climate models. *Climatic Change*. Vol. 81, p. 97-122.
- 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*. Vol. 268, p. 1-15.
- GUO, S., YING, A. 1997. Uncertainty analysis of impact of climate change on hydrology and water resources. In: ROSBJERG, D., BONTAYEB, N., GUSTARD, A., KUNDZEWICZ, Z. W., RASMUSSEN, P. F. (editors). *Sustainability of Water Resources under Increasing Uncertainty*. IAHS pub. n. 240. p. 3331-3338.
- GUSEV, Y. M., NOSANOVA, O. N. 2001. Investigation of the ability of a land surface model to simulate runoff in a large river basin scale. In: *Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer Schemes and Large Scale Hydrological Models*. Wallingford: IAHS Press. p. 73-79. IAHS Publ. 270.
- HABETS, F., ETCHEVERS, P., GOLAZ, C., LEBLOIS, E., LEDOUX, E., MARTIN, E., NOILHAN, J., OTTLÉ, C. 1999. Simulation of the water budget and river flows of the Rhone Basin. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 104, p. 31145-31172.
- HABETS, F., SAULNIER, G. M., 2001. Subgrid runoff parameterization. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*. Vol. 26, n. 5-6, p. 455-459.
- HAGEMANN, S., DÜMENIL, L. 1998. A parametrization of the lateral waterflow for the global scale. *Climate Dynamics*. Vol. 14, p. 17-31.
- HASTENRATH, S., HELLER, L. 1977. Dynamics of climatic hazards in north-east Brazil. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. Vol. 110, p.411-425.
- HASTENRATH, S. 1984. Interannual variability and annual cycle: mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic. *Monthly Weather Review*. Vol. 112, p. 1097-1107.
- HASTENRATH, S., GREISCHAR, L. 1993. Further work on prediction of northeast Brazil rainfall anomalies. *Journal of Climate*. Vol. 6, p.743-758.

- HENDERSON-SELLERS A., PITMAN A.J, LOVE P.K., IRANNEJAD P. AND CHEN T.H. 1995. The Project for Intercomparison of Landsurface Schemes (PILPS): Phases 2 & 3. *Bulletin of the American Meteorological Society*. Vol. 73, p. 962-1970.
- HENDERSON-SELLERS A., MCGUFFIE K., PITMAN A.J. 1996. The Project for the Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes: 1992-1995, *Climate Dynamics*. Vol. 12, p. 847-859.
- HENDERSON-SELLERS, A. 1996a. Soil moisture simulation: Achievements of the RICE and PILPS intercomparison workshop and future directions. *Global and Planetary Change*. Vol. 13 , p. 99-115.
- HENDERSON-SELLERS, A. 1996b. Soil moisture: A critical focus for global change studies. *Global and Planetary Change*. Vol. 13, p. 3-9.
- HERNANDEZ, M., MILLER, S. N., GOODRICH, D. C., GOFF, B. F., KEPNER, W. G., EDMONDS, C. M., BRUCE JONES, K. 2000. Modeling runoff response to land cover and rainfall spatial variability in semi-arid watersheds. *Environmental Monitoring and Assessment*. Vol. 64, p. 285–298.
- HORTON, R. E. 1933. The role of infiltration in the hydrological cycle. *Transactions, American Geophysical Union*. Vol. 14, p. 446-460.
- IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2006. Mapa de Unidades de Relevo do Brasil. Disponível on-line: http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/default_prod.shtm. Em: Dezembro/2007.
- INES, A. V. M., HANSEN, J. W. 2006. Bias correction of daily GCM rainfall for crop simulation studies. *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol. 138, p. 44-53.
- JASPER, K., GURTZ, J., LANG, H., 2002. Advanced flood forecasting in Alpine watersheds by coupling meteorological observations and forecasts with a distributed hydrological model. *Journal of Hydrology*. Vol. 267, p. 40-52.
- JOTHITYANGKON, C., SIVAPALAN, M., FARMER, D. L. 2001. Process controls of water balance variability in a large semi-arid catchment: downward approach to hydrological model development. *Journal of Hydrology*. Vol. 254, p. 174-198.
- JUANG, H.-M. H., KANAMITSU, M. 1994. The NMC nested regional spectral model. *Monthly Weather Review*. v. 122, p. 3-26.
- KAY, A. L.; JONES, R. G.; REYNARD, N. S. 2006. RCM rainfall for UK flood frequencies estimation. II Climate change results. *Journal of Hydrology*. Vol. 318, p. 163-172.
- KERKHOVEN, E., GAN, T. Y. 2006. A modified ISBA surface scheme for modeling the hydrology of Athabasca River Basin with GCM-scale data. *Advances in Water Resources*. Vol 29, n. 6, p. 808-826.
- KIM, J., MILLER, N. L., OH, J-H, CHUNG, J-S. 1998. Eastern Asian hydrometeorology simulation using the Regional. Climate System Model. *Global and Planetary Change*. Vol. 19, p.225–240.
- KOSTER, R. D., MILLY, P. C. D. 1997. The interplay between transpiration and runoff formulations in land surface schemes used with atmospheric models. *Journal of Climate*. Vol. 10, p. 1578-1591.
- KOSTER, R. D., SUAREZ, M. J., DUCARNE, STIEGLITZ, M., KUMAR, P. 2000. A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation

- model 1. model structure. *Journal of geophysical research*. Vol 105, no D20, p. 24,809 – 24,821.
- KOUSKY, V. E. 1979. Frontal influences on Northeast Brazil. *Monthly Weather Review*. Vol. 107, p. 1140-1153.
- KOUSKY, V. E. 1985 Atmospheric circulation changes associated with rainfall anomalies over tropical Brazil. *Monthly Weather Review*. Vol. 113, n. 11, p 1951-1957.
- KUHL, S. C., MILLER, J. R. 1992. Seasonal river runoff calculated from a global atmospheric model. *Water Resources Research*. Vol. 28, pp. 2029-2039.
- KUO, H.L., 1974: Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large scale flow. *Journal of Atmospheric Sciences*. Vol. 31, 1232-1240.
- LEE, T. J. 1992. *The Impact of Vegetation on the Atmospheric Boundary Layer and Convective Storms*. Atmospheric paper n. 509. Fort Collins: Colorado State University. 137 p.
- LI, K. Y., COE, M. T., RAMANKUTTY, N. 2005. Investigation of hydrological variability in West Africa using land surface models. *Journal of Climate*. Vol. 18, P. 3173-3188.
- LIANG, X., LETTENMAIER, D., WOOD, E. F., BURGE, S. J. 1994. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 99, n. D7, p. 14.415-14.428.
- LIANG, X., WOOD, E. F., LETTENMAIER, D. P. 1996. Surface soil moisture parameterization of the VIC-2L model: evaluation and modification. *Global and Planetary Change*. Vol. 13, p. 195-206.
- LIANG, X., XIE, Z. 2001. A new surface runoff parametrization with subgrid-scale soil heterogeneity for land surface models. *Advances in Water Resources*. Vol. 24, p. 1173-1193.
- LIMA, D. R. O. 2005. *Diagnóstico de Chuvas e Previsão Meteorológica para a Bacia Hidrográfica do Rio Manso*. Tese de mestrado. Rio de Janeiro: Curso de Pós-Graduação em Engenharia Civil, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- LISTON, G. E., SUD, Y. C., WOOD, E. F. 1994. Evaluating GCM land surface hydrology parametrization by computing river discharges using a runoff routing model: application to the Mississippi basin. *Journal of Applied Meteorology*. Vol. 33, pp 394-404.
- LOHMANN, D., LETTENMAIER, D. P. LIANG, X., WOOD, E. F., BOONE, A., CHANG, S., CHEN, F., DAI, Y., DESBOROUGH, C., DICKINSON, R. E., DUAN, Q., EK, M., GUSEV, Y. M., HABETS, F., IRANNEJAD, P., KOSTER, R., MITCHELL, K. E., NASONOVA, O. N., NOILHAN, J., SCHAAKE, J., SCHLOSSER, A., SHAO, Y., SHMAKIN, A. B., VERSEGHY, D., WARRACH, K., WETZEL, P., XUE, Y., YANG, Z-L., ZENG, Q-C. 1998. The project for intercomparison of land-surface parametrization schemes (PILPS) phase 2(c) Red Arkansas River Basin experiment: 3. Spatial and temporal analysis of water fluxes. *Global and Planetary Change*. Vol. 19, p. 161-179.
- LØRUP, J. K., REFSGAARD, J. C., MAZVIMAVI, D. 1998. Assessing the Effect of Land Use Change on Catchment Runoff by Combined Use of Statistical Tests and Hydrological Modelling: Case Studies from Zimbabwe. *Journal of Hydrology*. v. 205 p. 147-163.
- LOUIS, J. F. 1979. A parametric model of vertical eddy fluxes in atmosphere. *Boundary Layer Meteorology*. Vol. 17, p. 187-202.

- MAHFOUF, J. F., MANZI, A. O., NOILHAN, J., GIORDANI, H., DÉQUÉ, M. 1995. The land-surface scheme ISBA within the Météo-France Climate Model ASPERGE. Part I: implementation and preliminary result. *Journal of Climate*. Vol. 8, p. 2039 – 2057.
- MAHRER, Y., PIELKE, R. A. 1977. A numerical study of the airflow over irregular terrain. *Beitrage zur Physik der Atmosphäre*. Vol. 50., p. 98-113.
- MANABE, S. 1969. Climate and ocean circulation. 1. The atmospheric circulation and the hydrology of the Earth's surface. *Monthly Weather Review*. Vol. 97, p. 739-805.
- MARENGO, J. A., CAVALCANTI, I. F. A., SATYAMURTY, P., NOBRE, C. A., BONATI, 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*. Vol. 21, p. 459–475.
- MASKEY, S., GUINOT, V., PRICE, R. K. 2003. propagation of precipitation uncertainty through a flood forecast model. In: TACHIKAWA, Y., VIEUX, B. E., GEORGAKAKOS, K. P., NAKAKITA, E. (editors) *Weather Radar Information and Distributes Hydrological Modelling*. IAHS pub. B. 282. p. 93-100.
- McCULLOCH, J. S. G., ROBINSON, M. 1993. History of Forest Hydrology. *Journal of Hydrology*. v. 150. p. 189-216.
- McCUMBER, M. C., PIELKE, R. A. 1981. Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 86, p. 9929-9938.
- MELO, M. L. D., SOUZA, E. P., BRAGA, C. C. 2004. Efeito da cobertura vegetal em fluxos de superfície utilizando o modelo RAMS. In: *Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza: SBMET*. Em CD-ROM.
- MELKONIAN, J., RIHA, S. J., ROBIN, J., LEVINE, E. 2007. Comparisons of measured atreamflow with drainage and runoff simulated by a soil-vegetation-atmosphere transport model parameterized with GLOBE student data. *Journal of Hydrology*. Vol. 333, p. 214-225.
- MENEGUZZO, F., MENDUNI, G., MARACCHI, G., GOZZINI, B., GRIFONI, D., MESSERI, G., PASQUI, M., ROSSI, M., TREMBACK, C.J. 2001. Explicit forecasting of precipitation: sensitivity of model RAMS to surface features, microphysics, convection, resolution. *Proceedings of the 3rd EGS Plinius Conference* held at Baja Sardinia, Italy, October 2001.
- 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*. Vol. 288, p. 37-56.
- MENGELKAMP, H-T., WARRACH, K., RASCHKE, E. 1999. SEWAB – a parametrization of the surface energy and water balance for atmospheric and hydrologic models. *Advances in Water Resources*. Vol. 23, p. 165-175.
- MENGELKAMP, H-T., KIELY, G., WARRACH, K. 2001. Evaluation of the hydrological components added to an atmospheric land-surface scheme. *Theoretical and Applied Climatology*. Vol. 69, p. 199-212.
- MESSAGER, C., GALLÉE, H., BRASSEUR, O., CAPPELAERE, B., PEUGEOT, C., SÉGUI, L., VAUCLIN, M., RAMEL, R., GRASSEAU, G., LÉGER, L., GIROU, D.

2006. Influence of observed and RCM-simulated precipitation on the water discharge over the Sirba basin, Burkina Faso/Niger. *Climate Dynamics*. Vol. 27, p. 199-214.
- MILLER, J. R., RUSSEL, G. L., 1992. The impact of global warming on river runoff. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 97, n. D3, p. 2757-2762.
- MILLER, J. R., RUSSEL, G. L., CALIRI, G. 1994. Continental-scale river flow in climate models. *Journal of Climate*. Vol. 7, p. 914-928.
- MISRA, V. 2007. Addressing the issue of systematic errors in a regional climate model. *Journal of Climate*. Vol. 20, n. 5, p. 801-818.
- MOHR, K. I., FAMIGLIETTI, J. S., BOONE, A., STARKS, P. J. 2000. Modeling soil moisture and surface flux variability with an untuned land surface scheme: a case from the Southern Great Plains 1997 hydrology experiment. *Journal of Hydrometeorology*. Vol. 1, p. 154-169.
- MOLION, L. C. B., BERNARDO, S. O. 2000. Dinâmica das chuvas no Nordeste brasileiro. In: *Anais do Congresso Brasileiro de Meteorologia*. Fortaleza: SBMET. Vol. 11, p. 561-572.
- MÖLDERS, N., RAABE, A. 1997. Testing the effect of a two-way-coupling of a meteorological and a hydrologic model on the predicted local weather. *Atmospheric Research*. Vol. 45, p. 81-107.
- MÖLDERS, N., RÜHAAK, W. 2002. On the impact of explicitly predicted runoff on the simulated atmospheric response to small-scale land-use changes – an integrated modeling approach. *Atmospheric Research*. Vol. 63 p. 3-38.
- MONTARI, A., BRATH, A. 2004. A stochastic approach for assessing the uncertainty of rainfall-runoff simulations. *Water Resources Research*. Vol. 40, W01106.
- 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*. Vol. 38, p. 2653–2675.
- NAMIAS, J. 1972. Influence of Northern Hemisphere general circulation on drought in northeast Brazil. *Tellus*, Vol. 24, p. 336–343.
- NIEHOFF, D., FRITSCH, U., BRONSTERT, A. 2002. Land-use impacts on storm-runoff generation: scenarios of land-use change and simulation of hydrological response in a meso-scale catchment in SW-Germany. *Journal of Hydrology*. Vol. 267, p. 80-93.
- NIU, G-Y., YANG, Z-L. 2003. The versatile integrator of surface atmospheric processes Part 2: evaluation of three topography-based runoff schemes. *Global and Planetary Change*. Vol. 38, p. 191-208.
- NOBRE, P., MOURA, A. D., SUN, L. 2001. Dynamical downscaling of seasonal climate prediction over Nordeste Brazil with ECHAM3 and NCEP's Regional Spectral Models at IRI. *Bulletin of the American Meteorological Society*. Vol. 82, n. 12, p. 2787-2796.
- NOBRE, P., SHUKLA, J. 1996. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate*. Vol. 9, p. 2464–2479.
- NOILHAN, J., MAHFOUF, J-F. 1996. The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global and Planetary Change*. Vol. 13, p. 145-159.

- NYKANEN, D. K., FOUFOULA-GEORGIU, E. 2001. Soil moisture variability and scale-dependency of non-linear parametrizations in coupled land-atmosphere models. *Advances in Water Resources*. Vol. 24, p. 1143-1157.
- OKI, T., NISHIMURA, T., DIRMEYER, P. 1999. Assessment of annual runoff from land surface models using Total Runoff Integrating Pathways (TRIP). *Journal of Meteorological Society of Japan*. Vol. 77, n. 1, p. 235-255.
- OKI, T., AGATA, Y., KANNAE, S., SARUHASHI, T., YANG, D., MUSIAKE, K. 2001. Global assessment of current water resources using total runoff integrating pathways. *Hydrological Sciences Journal*. Vol. 46, n. 6, p. 983-995.
- OLIVEIRA, K. F., BRAGA, A. C. F. M., COSTA, I. Y. L. G., NOBRE, P. 2005a. Avaliação da precipitação prevista para a bacia do rio Piancó-PB. In: *Anais do XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. João Pessoa: ABRH. Em CD-Rom.
- OLIVEIRA, K. F. 2006. *Previsão de vazão em uma bacia do semi-árido usando previsões climáticas numéricas de precipitação*. Dissertação de Mestrado. Campina Grande: Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil e Ambiental, Universidade Federal de Campina Grande.
- OLIVEIRA, G. M., LEITAO, M. M. V. B. R., GALVÃO, C. O., VASCONCELOS, T. J. 2005b. Estimativa da evaporação e análise do uso do coeficiente (kp) do tanque Classe A nas regiões do Cariri e Sertão da Paraíba. I. *RBRH – Revista Brasileira de Recursos Hídricos*. Vol. 10, n. 4, p. 73-83.
- OSBORNE, H. B., RENARD, K. G. 1970. Thunderstorm runoff on the Walnut Gulch experimental watershed, Arozina, USA. In: *The Results of Research on Representative and Experimental Basins*. (Proc. IAHS-UNESCO Symposium, Wellington, New Zealand) Vol. 1, p. 455-464. IAHS Publ. 96.
- OVERGAARD, J., BUTTS, M. B., ROSBJERG, D. 2007. Improved scenario prediction by using coupled hydrological and atmospheric models. In: *Quantification and Reduction of Predictive Uncertainty for Sustainable Water Resources Management*. Wallingford: IAHS Press. p. 242-248. Vol. 313.
- PARAÍBA, Governo do Estado. 2004. *Plano Estadual de Recursos Hídricos*. TC/BR Tecnologia e Consultoria Brasileira S/A, CONCREMAT Engenharia. Disponível on-line: <http://www.aesa.pb.gov.br/perh> Em: Dezembro/2007.
- PANETTA, J., FREITAS, S., FAZENDA, A. L. 2007. (BRAMS) *Model Input Namelist Parameters Document Edition 2.0*. Disponível on-line: http://www.cptec.inpe.br/brams/brams4.0/input_namelist.shtml Em: Dezembro/2007.
- PAZ, A. R. COLLISCHONN, W., TUCCI, C. E. M. 2005. Geração de direções de fluxo para modelagem hidrológica de grande escala. In: *Anais do XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. João Pessoa: ABRH. Em CD-Rom.
- PIELKE, R. A., COTTON, W. R., WALKO, R. L., TREMBACK, C. J., LYONS, W. A., GRASSO, L. D., NICHOLLS, N. E., MORAN, M. D., WESLEY, D. A., LEE, T. J., COPELAND, J. H. 1992. A comprehensive meteorological modeling system – RAMS. *Meteorology and Atmospheric Physics*. Vol. 49, p. 69-91.
- 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-Atmosphere Transfer Schemes and Large-Scale Hydrological Models*. Wallingford: IAHS Press. p. 25-34. IAHS Publ. 270.

- PILGRIM, D. H., CHAPMAN, T. G., DORAN, D. G. 1988. Problems of rainfall-runoff modelling in arid and semiarid regions. *Hydrological Sciences Journal*. Vol. 33, n. 4, p. 379-400.
- POLCHER, J., MCAVANEY, B., VITERBO, P., GAERTNER, M.-A., HAHMANN, A., MAHFOUF, J.-F., NOILHAN, J., PHILLIPS, T., PITMAN, A., SCHLOSSER, C.A., SCHULZ, J.-P., TIMBAL, B., VERSEGHY, D., XUE, Y. 1998. A proposal for a general interface between land surface schemes and general circulation models. *Global and Planetary Change*. Vol. 19, p. 261–276.
- PRECLIHNE, Previsão Climática e Hidrológica para o Nordeste do Brasil. 2006. *Relatório Final do Projeto*. Edital CT-Hidro/GBH: FINEP 02/2002.
- RAPELEWSKI, C. F., HALPERT, M. S. 1989 Precipitation patterns associated with the high index phase of the northern oscillation. *Journal of Climate*. Vol. 2, p. 268-283.
- REIS JÚNIOR, D. S., MARTINS, E. S., NASCIMENTO, L. S. V., COSTA, A. A. 2006. Previsão sazonal de vazões no Estado do Ceará. In: *Anais do Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste*. Gravata: ABRH. Em CD-Rom.
- RIBEIRO NETO, A., SILVA, R. V., COLLISCHONNM W., TUCCIM C. E. M. 2005. Hydrological modelling in Amazonia - use of the MGB-IPH model and alternative data base. In: *Predictions in Ungauged Basins: Promises and Progresses*. Wallingford: IAHS Press. P. 246-254. IAHS publ. 303.
- ROADS, J. O., CHEN, S.-C. 2000. Surface water and energy budgets in the NCEP regional spectral model. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 105, n. D24, p. 29,539-29,550.
- SELLERS, P. J., MINTZ, Y., SUD, Y. C., DALCHER, A. 1986. A Simple Biosphere Model (SIB) for use within general circulations models. *Journal of the Atmospheric Sciences*. Vol. 43, n. 6, p. 505-531.
- SHAH, S. M. S., O'CONNELL, P. E., HOSKING, J. R. M. 1996. Modelling the effects of spatial variability in rainfall on catchment response. 2. Experiments with distributed and lumped models. *Journal of Hydrology*. Vol. 175, p. 89-111.
- SHAO, Y., HENDERSON-SELLERS, A. 1996. Modeling soil moisture. A project for intercomparison of land surface parametrization schemes phase 2(b). *Journal of Geophysical Research*. Vol. 101, n. D3, p. 7227-7250.
- SHEFFIELD, J., ZIEGLER, A. D., WOOD, E. F. 2004. Correction of the high-latitude rain day anomaly in the NCEP-NCAR reanalysis for land surface hydrological modeling. *Journal of Climate*. Vol. 17, p. 3814-3828.
- SILVA FILHO, V. P. 2005. *Previsão de Vazão no Semi-Árido Nordestino, Utilizando Modelos Atmosféricos: um Estudo de Caso*. Tese de doutorado. Fortaleza: Programa de Pós Graduação em Recursos Hídricos do Departamento de Engenharia Civil, Universidade Federal do Ceará.
- SILVA, A. P. L. M., SANTOS, I. A., ROTUNNO FILHO, O. C., ARAÚJO, A. A. M. 2002. Modelagem atmosférica na bacia do rio São Francisco. In: *Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia*. Foz do Iguaçu: SBMET. Em CD-ROM.
- SILVA, B. C., COLLISCHONN, W., TUCCI, C. E. M. 2004. Simulação da Bacia do Rio São Francisco através do modelo hidrológico MGB-IPH. In: *Anais do VII Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste*. São Luís: ABRH. Em CD-Rom.
- SIMONOVIC, S. P., LANHAI, L. 2004. Sensitivity of the Red River Basin flood prediction system to climatic variability and change. *Water Resources Management*. Vol. 18, p. 89-110.

- SIVAPALAN, M., BEVEN, K., WOOD, E. F., 1987. On hydrologic similarity: 2. a scaled model of storm runoff prediction. *Water Resources Research*, Vol. 23, p. 2266-2278.
- SIVAPALAN, M., TAKEUCHI, K., FRANKS, S. W., GUPTA, V. K., KARAMBIRI, H., LAKSHMI, LING, X., McDONNELL, J. J., MENDIONDO, E. M., O'CONNELL, P. E., OKI, T., POMEROY, J. W., SCHERTZER, D., UHLENBROOK, S., ZEHE, E. 2003. IAHS Decade on predictions in ungauged basins (PUB), 2003-2012: shaping an exciting future for the hydrological sciences. *Hydrological Sciences Journal*. Vol. 48, n. 6, p. 857-880.
- SMAGORINSKY, J. 1963. General circulation experiments with the primitive equations: I. The basic experiment. *Monthly Weather Review*. Vol. 91, p. 99-164.
- SOET, M., RONDA, R. J., STRICKER, J. N. M., DOLMAN, A. J. 2000. Land surface scheme conceptualisation and parameter values for three sites with contrasting soils and climate. *Hydrology and earth system sciences*. Vol. 4, n. 2, p. 283-294.
- STIEGLITZ, M., RIND, D., FAMIGLIETTI, J., ROSENZWEIG, C. 1997. An efficient approach to modeling the topographic control of surface hydrology for regional and global climate modeling. *Journal of Climate*. Vol. 10, p. 118-137.
- STOCKER, T. F., CLARKE, G. K. C., LETREUT, H., LINDZEN, R. S., MELESHKO, V. P., MUGARA, R. K., PALMER, T. N., PIERREHUMBERT, R. T., SELLERS, P. J., TRENBERTH, K. E., WILLEBRAND, J. 2001. Physical climate processes and feedbacks. In: HOUGHTON, J. T., DING, Y., GRIGGS, D. J., NOGUER, M., VAN DER LINDEN, P. J., DAI, X., MASKELL, K., JOHSON, C. A. (eds). *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. New York: Cambridge University Press. 881p.
- SUN, L., MONCUNILL, D. F., LI, H., MOURA, A. D., SOUZA FILHO, F. A. 2005. Climate downscaling over Nordeste, Brazil, using the NCEP RSM97. *Journal of Climate*. Vol 18, p. 551-567.
- TBRS, Terrestrial Biophysics & Remote Sensing Lab. 2006. MODIS Vegetation Index CD-ROM. Disponível on-line: <http://tbrs.arizona.edu/cdrom/Index.html>. Em: 10/07/2006.
- TREMBACK, C. J. 2006. Nota em na lista de discussão do modelo RAMS. On-line: <http://bridge.atmet.org/forums/viewtopic.php?t=117>. Em: 17/04/2006.
- TREMBACK, C. J., KESSLER, R., 1985. *A Surface Temperature and Moisture Parameterization for Use in Mesoscale Numerical Models*. Preprints. 7th AMS Conference on Numerical Weather Prediction. Montreal, Quebec, Canada, American Meteorological Society, Boston. P. 355-358.
- 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. 1998. *Modelos hidrológicos*. Porto Alegre: Ed. da Universidade/UFRGS/ABRH. 669p.
- TUCCI, C. E. M., CLARKE, R. T. 1997. Impacto das Mudanças da Cobertura Vegetal no Escoamento: Revisão. *RBRH – Revista Brasileira de Recursos Hídricos*. Vol. 2, n. 1, p. 135-152.
- 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*, Vol. 39, n. 7, 1181, 11p.

- UFPB, Universidade Federal da Paraíba. 2001. Regionalização de vazões características de longo termo para os rios da sub-bacia 37. 40p. Convênio n. 0007/2000 entre a ANEEL e a Universidade Federal da Paraíba – Campus II.
- UVO, C. B., GRAHAM, N. E. 1998. Seasonal runoff forecast for northern South America: a statistical model. *Water Resources Research*. Vol. 34, n. 12, p. 3515-3524.
- 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*. Vol. 324, p. 224-238.
- WALKO, R. L., BAND, L. E., B. J., KITTEL, T. G. F., LAMMERS, R., LEE, T. J., OJIMA, D., PIELKE SR., R. A. P., TAGUE, C., TREMBACK, C. J., VIDALE, P. L. 2000. Coupled atmosphere-byophysics-hydrology models for environmental modeling. *Journal of Applied Meteorology*. Vol. 39, p. 931-944.
- WALKO, R. L., TREMBACK, 2005. *Modifications for the Transition from LEAF-2 to LEAF-3*. ATMET Technical note. Number 1. Disponível on-line: www.atmet.com/html/docs/rams/RT1-leaf2-3.pdf. Em: Julho/2006.
- WARRACH, K., STIEGLITZ, M., MENGELKAMP, H-T, RASCHKE, E. 2002. Advantages of a topographically controlled runoff simulation in a soil-vegetation-atmosphere transfer model. *Journal of Hydrometeorology*. Vol. 3, p. 131-148.
- WIGMOSTA, M. S., LANCE, W. V., LETTENMAIER, D. P. 1994. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research*. Vol. 36, n. 6, p. 1665-1679.
- WOOD E.F., LETTENMAIER D.P., LIANG X., LOHMANN D., BOONE A., CHANG S., CHEN F., DAI Y., DICKINSON R.E., DUAN Q., EK M., GUSEV Y.M., HABETS F., IRANNEJAD P., KOSTER R., MITCHEL K.E., NASONOVA O.N., NOILHAN J., SCHAAKE J., SCHLOSSER A., SHAO Y., SHMAKIN A.B., VERSEGHY D., WARRACH K., WETZEL Y., XUE Y., YANG Z.-L. AND ZENG Q.-C. 1998a. The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes (PIPLS) Phase 2(c) Red-Arkansas River basin experiment: 1. Experiment description and summary intercomparisons. *Global Planetary Change*. Vol. 19, p.115-135.
- WOOD, E. F., SIVAPALAN, M., BEVEN, K., BAND, L. 1998b. Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling. *Journal of Hydrology*. N. 102. pp. 29-47.
- WOOD, A. W., MAURER, E. KUMAR, A., LETTENMAIER, D. 2002. Long-range experimental hydrologic forecasting for the eastern United States. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 107, D20, 4429, 15p.
- YAIR, A., KOSSOVSKY, A. 2002. Climate and surface properties: hydrological response of small arid and semi-arid watersheds. *Geomorphology*. Vol. 42, p. 43-57.
- YAIR, A., LAVEE, H. 1978. Runoff generative processes and runoff yield from arid tallus mantled slopes. *Earth Surface Processes*. Vol. 1, p. 235-247.
- YANG, Z-L., DICKINSON, R. E. 1996. Description of the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the Soil Moisture Workshop and evaluation of its performance. *Global and Planetary Change*. Vol. 13, p. 117-134.
- ZHOU, S., XUE, G., GONG, P., LIANG, X. 2004. Numerical simulation study on the coupling of a regional climate model with a hydrological model. In: *GIS and Remote Sensing in Hydrology, Water Resources and Environment*. Wallingford: IAHS Press. p. 227-238. IAHS Publ. 289.

- A – Listagem dos postos pluviométricos utilizados
- B - Gráficos de distribuição da precipitação simulada
 - C – Gráficos da coerência dos processos
 - D - Hidrogramas do Evento 1
 - E – Hidrogramas do Evento 2
 - F – Hidrogramas do Evento 3
 - G – Hidrogramas do Evento 4

Anexo A

Listagem dos postos pluviométricos utilizados

Número	Longitude	Latitude	NOME DO POSTO
1	-37.6331	-7.7569	AFOGADOS DA INGAZEIRA
2	-37.2847	-7.3478	BREJINHO
3	-38.1533	-7.9389	CALUMBI
4	-37.7981	-7.8078	CARNAÍBA
5	-37.9739	-7.8669	FLORES
6	-38.9694	-7.8314	TRIUNFO
7	-38.2889	-7.9306	SERRA TALHADA
8	-37.6367	-7.5119	ÁGUA BRANCA
9	-38.1733	-7.0933	AGUIAR
10	-37.5356	-6.1864	BELÉM DO BREJO DO CRUZ
11	-38.2178	-7.4206	BOA VENTURA
12	-38.6544	-6.8156	BOM JESUS
13	-37.9292	-6.4414	BOM SUCESSO
14	-38.5144	-7.3144	BONITO DE SANTA FÉ
15	-37.4997	-6.3483	BREJO DO CRUZ
16	-37.8247	-6.3800	BREJO DOS SANTOS
17	-38.6781	-6.9297	CACHOEIRA DOS INDIOS
18	-37.1558	-7.1275	CACIMBA DE AREIA
19	-38.5444	-6.8942	CAJAZEIRAS
20	-38.4550	-6.9808	ENGENHEIRO AVIDOS. AÇ.
21	-37.7992	-6.9614	CAJAZEIRINHAS
22	-38.3453	-7.0369	CARRAPATEIRA
23	-37.6083	-7.1283	CATINGUEIRA
24	-37.7239	-6.3519	ESCOLA TÉCNICA (A)
25	-37.7467	-6.3439	CATOLÉ DO ROCHA
26	-37.5947	-6.9231	CONDADO
27	-37.9428	-7.0250	COREMAS. AC.
28	-36.3514	-6.8631	CUBATÍ
29	-36.1492	-6.4850	CUITÉ
30	-38.1992	-7.5383	CURRAL VELHO
31	-37.0881	-7.2903	DESTERRO
32	-38.2661	-7.4228	DIAMANTE
33	-36.4539	-6.4039	FREI MARTINHO
34	-38.4072	-7.5064	IBIARA
35	-38.1472	-7.1786	IGARACY
36	-37.5094	-7.3822	IMACULADA
37	-38.1500	-7.3000	ITAPORANGA
38	-37.8000	-6.5603	JERICÓ
39	-36.5800	-7.0683	JUAZEIRINHO
40	-36.7131	-6.9950	JUNCO DO SERIDÓ
41	-37.8067	-7.5478	JURÚ
42	-37.9150	-6.5894	LAGOA
43	-38.1792	-6.5172	LASTRO
44	-37.4253	-7.2572	MÃE D'ÁGUA
45	-37.5197	-6.9033	MALTA
46	-38.1525	-7.7069	MANAIRA
47	-38.5653	-7.2031	MONTE HOREBE
48	-38.3197	-6.9200	NAZAREZINHO

49	-36.2036	-6.4531	NOVA FLORESTA
50	-38.0425	-7.4819	NOVA OLINDA
51	-36.4206	-6.6797	NOVA PALMEIRA
52	-37.7506	-7.2278	OLHO D'ÁGUA
53	-36.2436	-6.9886	OLIVEDOS (PVG)
54	-37.0475	-7.1364	PASSAGEM
55	-37.3131	-7.0008	EMBRAPA (PVG)
56	-37.6233	-6.5900	PAULISTA
57	-38.0666	-7.4166	PEDRA BRANCA
58	-36.4644	-6.7553	PEDRA LAVRADA
59	-37.9258	-7.2150	PIANCÓ
60	-36.3469	-6.5050	PICUÍ (PVG - A)
61	-37.8006	-6.7719	POMBAL
62	-37.9944	-7.7331	PRINCESA ISABEL
63	-37.6531	-6.4353	RIACHO DOS CAVALOS
64	-38.0631	-6.5308	SANTA CRUZ
65	-38.6431	-6.7253	SANTA HELENA
66	-36.9181	-6.8681	SANTA LUZIA
67	-36.9203	-6.9639	RIACHO DO SACO
68	-37.4450	-7.0842	SANTA TEREZINHA
69	-38.3353	-7.5503	SANTANA DE MANGUEIRA
70	-37.7278	-6.8889	SÃO BENTINHO
71	-38.5219	-6.6950	PILÕES. AÇ.
72	-38.1619	-6.9422	SÃO JOSÉ DA LAGOA TAPAD
73	-38.4967	-7.1156	SÃO JOSÉ DE PIRANHAS
74	-37.3092	-7.1636	SÃO JOSÉ DO BONFIM
75	-37.3514	-6.2133	SÃO JOSÉ DO BREJO DO CR
76	-36.8000	-6.7742	SÃO JOSÉ DO SABUGÍ
77	-37.1036	-6.9306	SÃO MAMEDE
78	-36.3772	-6.9356	SÃO VICENTE DO SERIDÓ
79	-38.3722	-7.2142	SERRA GRANDE
80	-36.3619	-7.0608	SOLEDADE (PVG)
81	-38.3303	-6.6142	SÃO VICENTE. ST.
82	-38.2194	-6.7694	SOUSA
83	-38.3117	-6.8358	SÃO GONÇALO (INMET)
84	-37.8769	-7.6344	TAVARES
85	-37.2497	-7.2217	TEIXEIRA (PVG)
86	-36.6294	-6.9408	TENÓRIO
87	-38.5392	-6.5142	BARRA DO JUÁ
88	-38.5972	-6.5767	TRIUNFO
89	-38.4092	-6.5231	UIRAÚNA
90	-36.9925	-6.7722	VÁRZEA
91	-38.2500	-5.5167	ALTO SANTO ALTO SANTO
92	-38.9667	-6.9500	AURORA AURORA
93	-38.7167	-6.7333	BAIXIO
94	-38.7667	-7.1667	BARRO
95	-38.9833	-7.5000	BREJO SANTO
96	-39.0667	-6.6000	CEDRO
97	-38.8500	-6.4000	ICO
98	-38.3000	-5.8167	IRACEMA

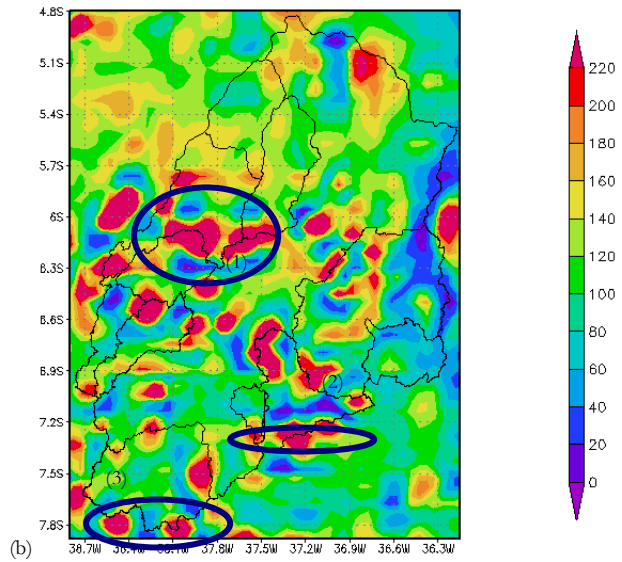
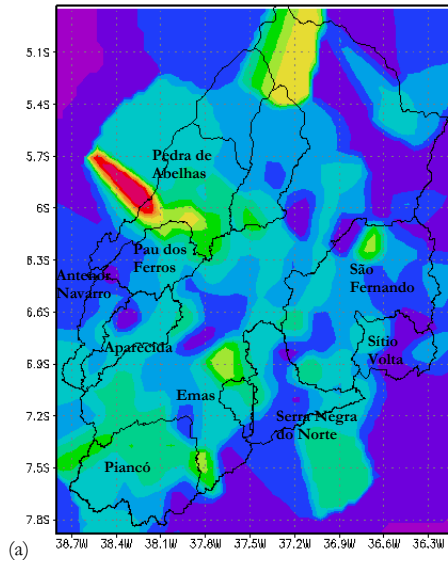
99	-38.6167	-5.9000	JAGUARIBE
100	-37.7833	-4.8333	JAGUARUANA
101	-39.0000	-7.6833	JATI
102	-38.9667	-6.7500	LAVRAS DA MANGABEIRA
103	-38.1000	-5.1333	LIMOEIRO DO NORTE
104	-38.7667	-7.3833	MAURITI
105	-38.9333	-7.3000	MILAGRES
106	-38.9167	-6.2500	OROS
107	-39.0667	-7.8167	PENAFORTE
108	-37.9833	-5.0667	QUIXERE
109	-38.7000	-6.6333	UMARI
110	-39.3000	-6.8000	VARZEA ALEGRE
111	-38.4667	-7.4667	MAURITI
112	-38.7500	-7.0000	BARRO
113	-38.7667	-7.3167	MAURITI
114	-39.0433	-7.0667	BREJO SANTO
115	-38.8333	-7.5333	BREJO SANTO
116	-38.9167	-7.1667	BARRO
117	-38.7000	-7.0500	BARRO
118	-38.6667	-7.3333	MAURITI
119	-37.6300	-5.0800	BARAUNA
120	-37.4000	-5.2000	MOSSORO
121	-37.3500	-5.2200	MOSSORO/PREFEITURA
122	-37.8200	-5.6200	MOSSORO/EMPARN
123	-37.5600	-5.7800	CARAUBAS
124	-37.5100	-5.4600	GOV..DIX-SEPT.ROSADO
125	-37.3100	-5.8500	CAMPO.GRANDE
126	-37.4000	-6.0100	JANDUIS
127	-37.5000	-6.1000	MESSIAS TARGINO
128	-37.1000	-5.7800	PARAU
129	-37.2000	-5.9000	TRIUNFO POTIGUAR
130	-37.1500	-6.0000	TRIUNFO POT./SERRA J. VALE
131	-37.2600	-5.6300	UPANEMA
132	-36.9300	-5.5700	ASSU
133	-36.9100	-5.5600	CASA FORTE
134	-36.7500	-5.2800	ALTO DO RODRIGUES
135	-36.8300	-5.3300	CARANUBAIS
136	-36.8500	-5.5000	IPANGUACU
137	-36.8500	-5.5800	IPANGUACU/EMPARN
138	-37.0100	-6.0300	JUCURUTU
139	-36.7100	-5.2500	PENDENCIAS
140	-36.8700	-5.8000	SAO.RAFAEL
141	-38.3000	-6.2000	AGUA NOVA
142	-38.4400	-6.2600	CORONEL JOAO PESSOA
143	-38.3000	-6.1000	ENCANTO
144	-38.4000	-6.4000	LUIS.GOMES
145	-38.3000	-6.3900	MAJOR SALES
146	-38.3200	-6.2500	RIACHO DE SANTANA
147	-38.5000	-6.2100	SAO.MIGUEL
148	-38.4900	-6.1900	SAO MIGUEL

149	-38.5000	-6.3000	VENHA VER
150	-38.0200	-6.4200	ALEXANDRIA
151	-38.1000	-6.1000	FRANCISCO DANTAS
152	-37.9700	-5.8400	ITAU
153	-38.3000	-6.3000	JOSE DA PENHA/SITIO ANGICOS
154	-38.2200	-6.2600	ST.VACA MORTA
155	-38.3000	-6.4800	PARANA
156	-38.2100	-6.1100	PAU.DOS.FERROS
157	-38.0500	-6.3000	PILOES
158	-37.9800	-6.0300	PORTA.ALEGRE
159	-38.2000	-6.1900	RAFAEL FERNANDES/SITIO GANGORRA
160	-37.9600	-5.9300	RIACHO.DA.CRUIZ
161	-38.0800	-5.8000	RODOLFO FERNANDES
162	-38.2000	-6.0000	SAO FRANCISCO DO OESTE
163	-37.9800	-5.7800	SEVERIANO MELO/AÇ. MALHADA VERM.
164	-38.0600	-5.9300	TABULEIRO.GRANDE
165	-38.1800	-6.4600	TENENTE.ANANIAS
166	-37.9500	-6.0000	VICOSA
167	-37.7300	-6.1500	ALMINO.AFONSO
168	-37.9000	-6.2000	ANTONIO MARTINS
169	-37.9500	-6.1900	ANTONIO MARTINS/AÇ. CORREDOR
170	-37.8600	-6.1600	FRUTUOSO GOMES
171	-37.8000	-6.2600	JOAO.DIAS
172	-37.8100	-6.1100	LUCRECIA
173	-37.9100	-6.0800	MARTINS
174	-37.7000	-5.9600	OLHO.D'AGUA.BORGES
175	-37.6300	-6.1000	PATU
176	-37.7300	-6.0900	RAFAEL GODEIRO
177	-38.0000	-6.1200	SERRINHA DOS PINTOS
178	-37.8100	-5.9800	UMARIZAL
179	-36.3300	-5.1100	GUAMARE
180	-36.6300	-5.1500	MACAU/SALINAS H. LAGES
181	-36.5000	-5.5000	AFONSO.BEZERRA
182	-36.6000	-5.6600	ANGICOS
183	-36.5300	-5.7000	FERNANDO PEDROZA
184	-36.2500	-5.7000	LAGES
185	-36.1100	-5.5800	PEDRA.PRETA
186	-36.3800	-5.5100	PEDRO.AVELINO
187	-36.2800	-5.3000	PEDRO AVELINO/EMPARN
188	-36.4200	-5.9800	BODO
189	-36.3500	-6.0500	CERRO.CORA
190	-36.8200	-6.1200	FLORÂNEA
191	-36.4600	-6.1000	LAGOA.NOVA
192	-36.6500	-5.9600	SANTANA.DO.MATOS
193	-36.7900	-5.9700	SANTANA DOS MATOS/B. S. BRANCA
194	-36.4300	-5.8700	SANTANA DOS MATOS/S. J. PASSAGEM
195	-36.6800	-6.2100	SAO.VICENTE
196	-37.0700	-6.4000	CAICÓ
197	-37.0200	-6.7000	CAICÓ/PALMA
198	-37.0700	-6.4800	CAICÓ/AÇ. ITÃNS

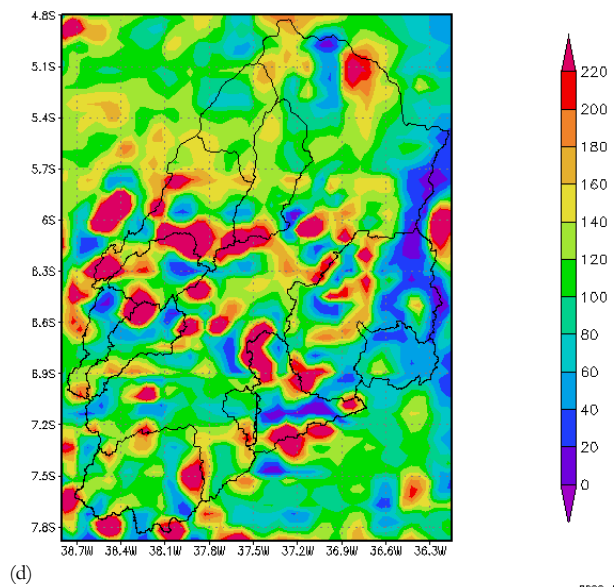
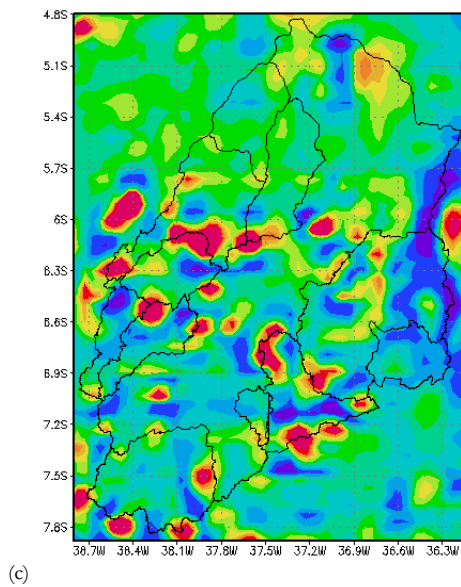
199	-37.0500	-6.3900	CAICÓ/PENITENCIARIA
200	-37.2000	-6.8000	IPUEIRA
201	-37.3500	-6.3800	JARDIM.DE.PIRANHAS
202	-37.1800	-6.3800	SAO.FERNANDO
203	-37.2000	-6.7100	SAO.JOAO.DO.SABUGI
204	-37.4000	-6.6800	SERRA.NEGRA.DO.NORTE
205	-37.2800	-6.4700	TIMBAUBA DOS BATISTAS
206	-36.6300	-6.4000	ACARI
207	-36.5800	-6.3800	ACARI/AÇ. GARGARELHAS
208	-36.5800	-6.5500	CARNAUBA DANTAS
209	-36.7800	-6.4100	CRUZETA
210	-36.5100	-6.2600	CURRAIS.NOVOS
211	-36.5300	-6.2000	CURRAIS NOVOS/AÇ. TOTORÓ
212	-36.7100	-6.9500	EQUADOR
213	-36.7800	-6.5800	JARDIM DO SERIDO
214	-36.9500	-6.7000	OURO.BRANCO
215	-36.6600	-6.6800	PARELHAS
216	-36.7300	-6.7400	SANTANA DO SERIDO
217	-36.8500	-6.4800	SAO JOSE DO SERIDO
218	-36.8700	-6.5000	S J DO SERIDO/FZ CAATINGA GRANDE
219	-36.1200	-5.3500	JANDAIRA
220	-36.1700	-6.2300	CAMPO REDONDO
221	-36.2000	-6.4200	JACANA

Anexo B
Gráficos de distribuição da precipitação simulada

Precipitação acumulada entre os dias 16 e 23 de março de 2006 (evento 2): (a) observada; (b), (c) e (d) simuladas para os Experimentos 1, 2 e 3, respectivamente.

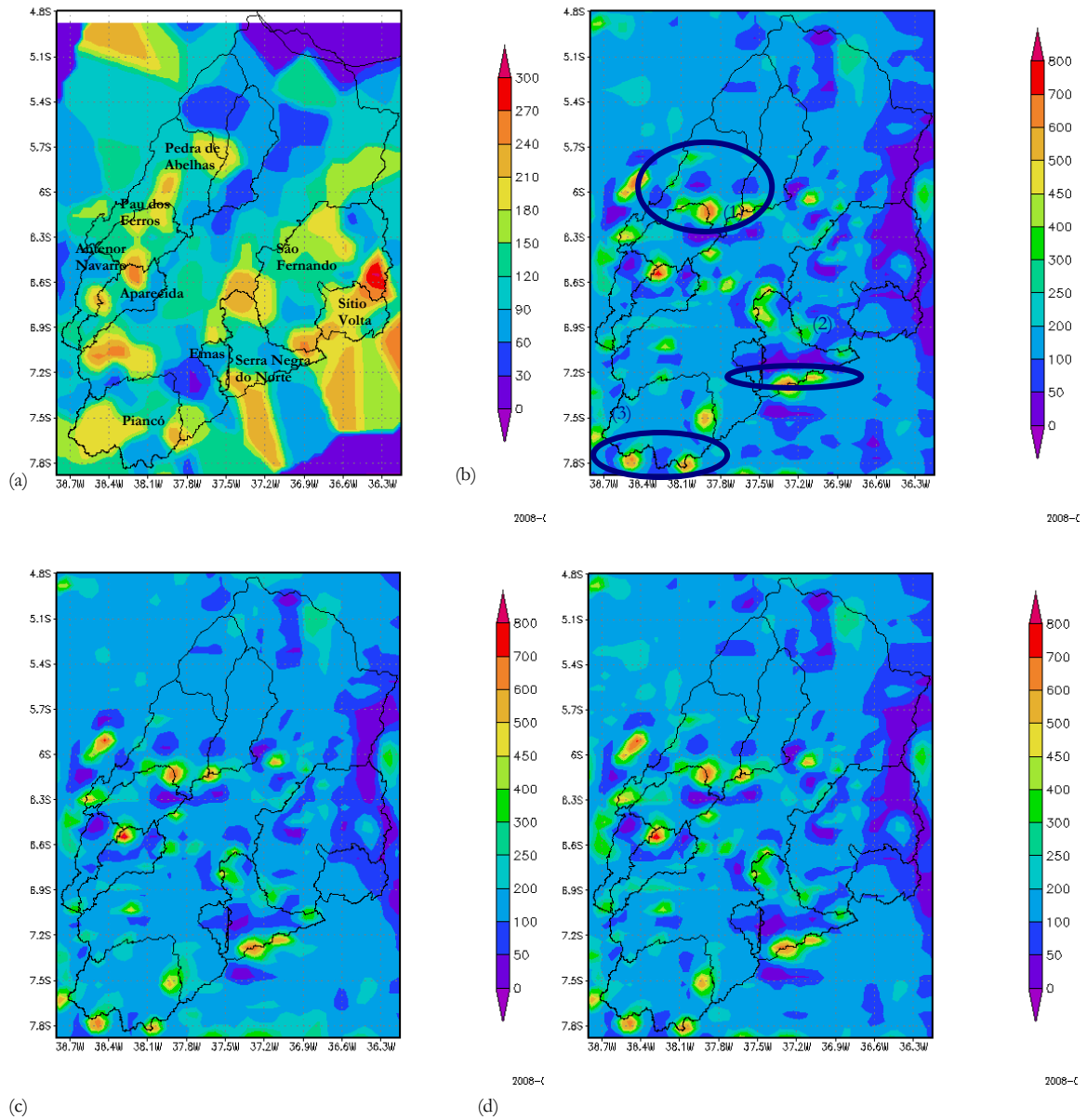


2008-02-14



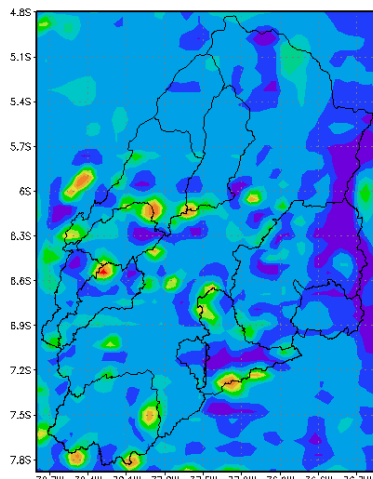
2008-04-03

Precipitação acumulada entre os dias 08 a 19 de janeiro de 2004 (evento 4): (a) observada; (b), (c) e (d) simuladas para os Experimentos 1, 2 e 3, respectivamente.

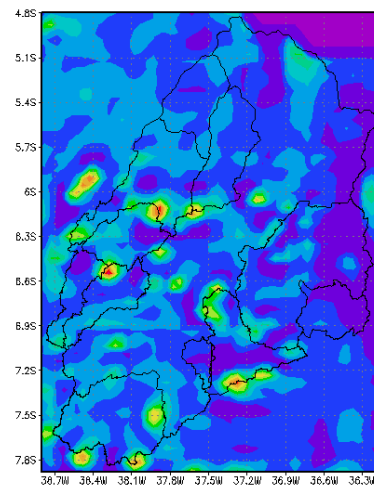


Anexo C
Gráficos da coerência dos processos

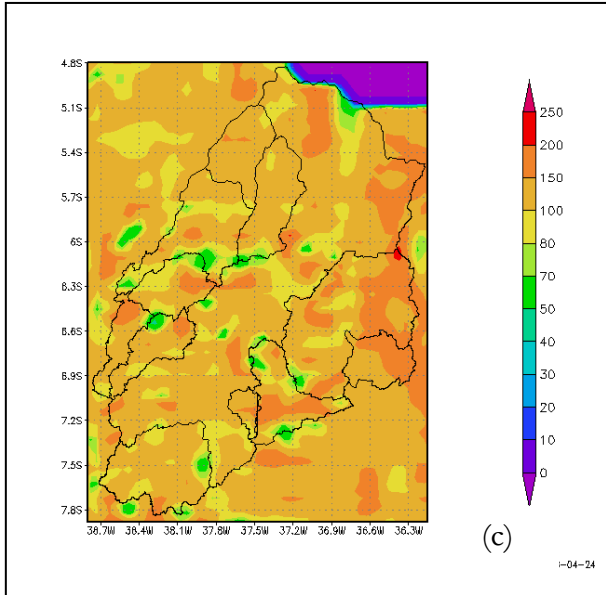
Mapas da distribuição espacial. Dados simulados acumulados para o Evento 4 – 08 a 19 de janeiro de 2004: (a) precipitação, (b) água livre, (c) capacidade de armazenamento do solo e (d) fluxo de umidade do solo para o dossel.



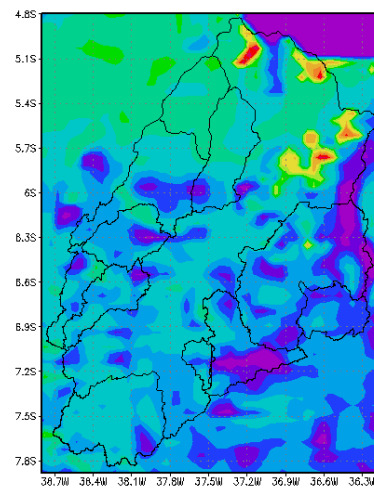
(a) 2008-04-24



(b) 208-04-24

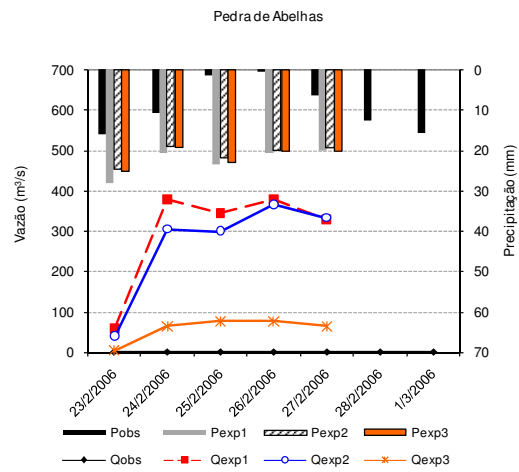
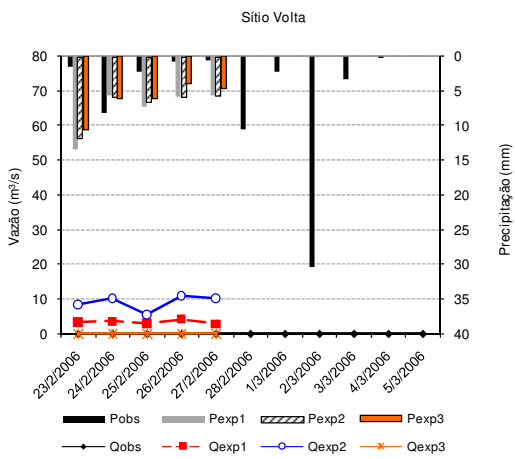
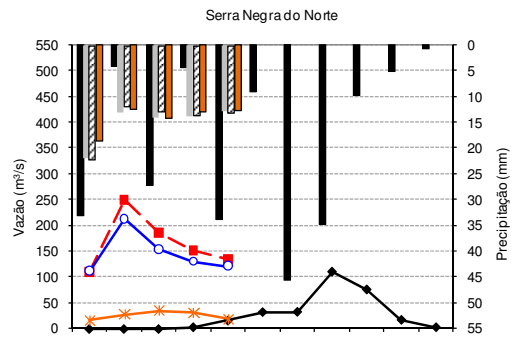
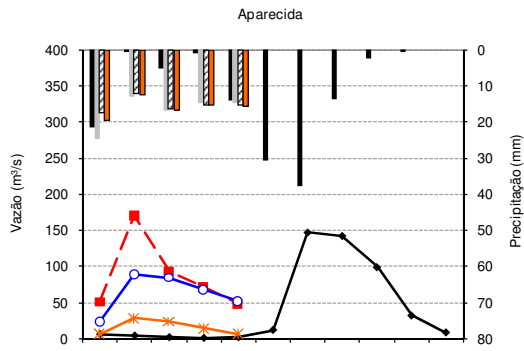
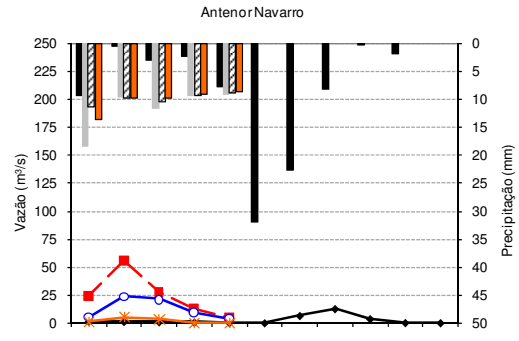
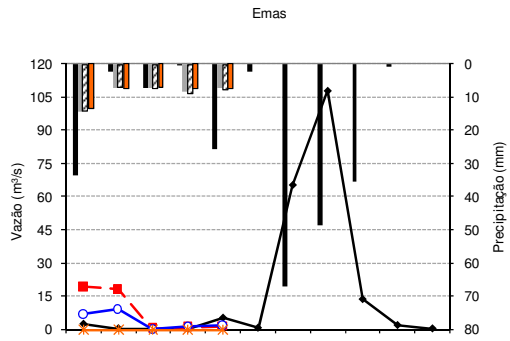


(c) 1-04-24



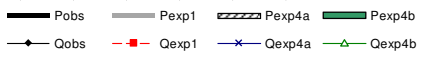
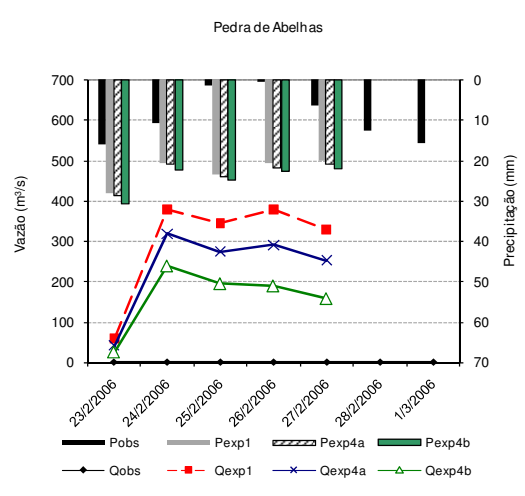
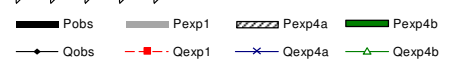
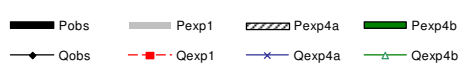
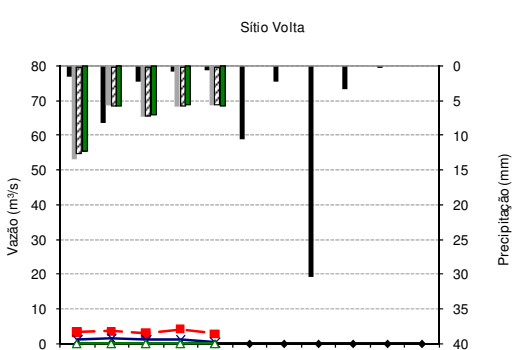
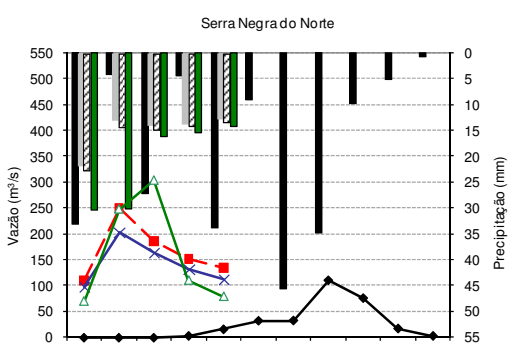
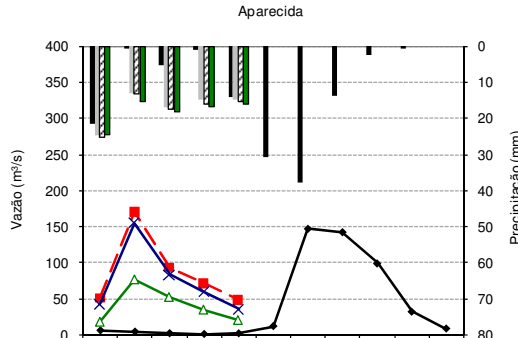
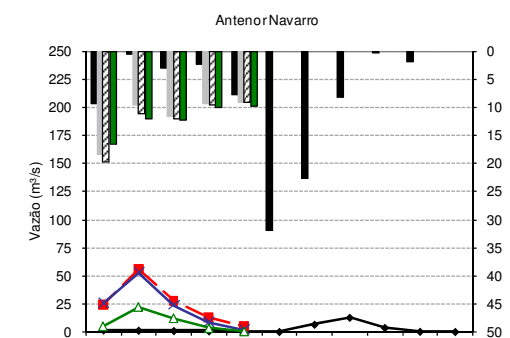
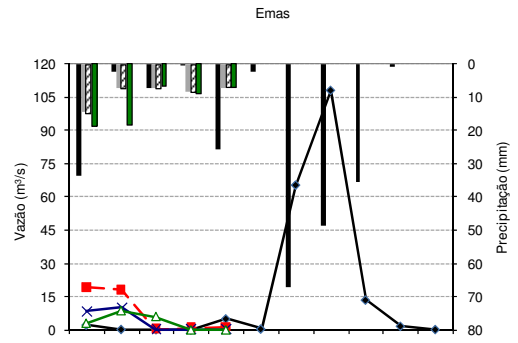
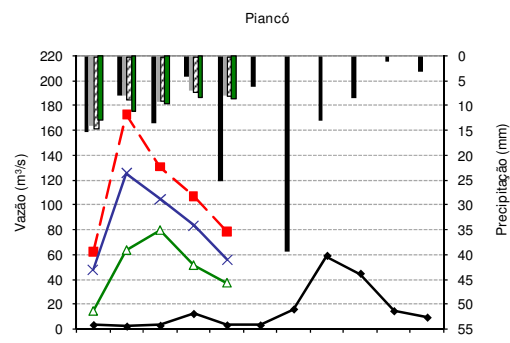
(d) 208-04-24

Anexo D
Hidrogramas do Evento 1

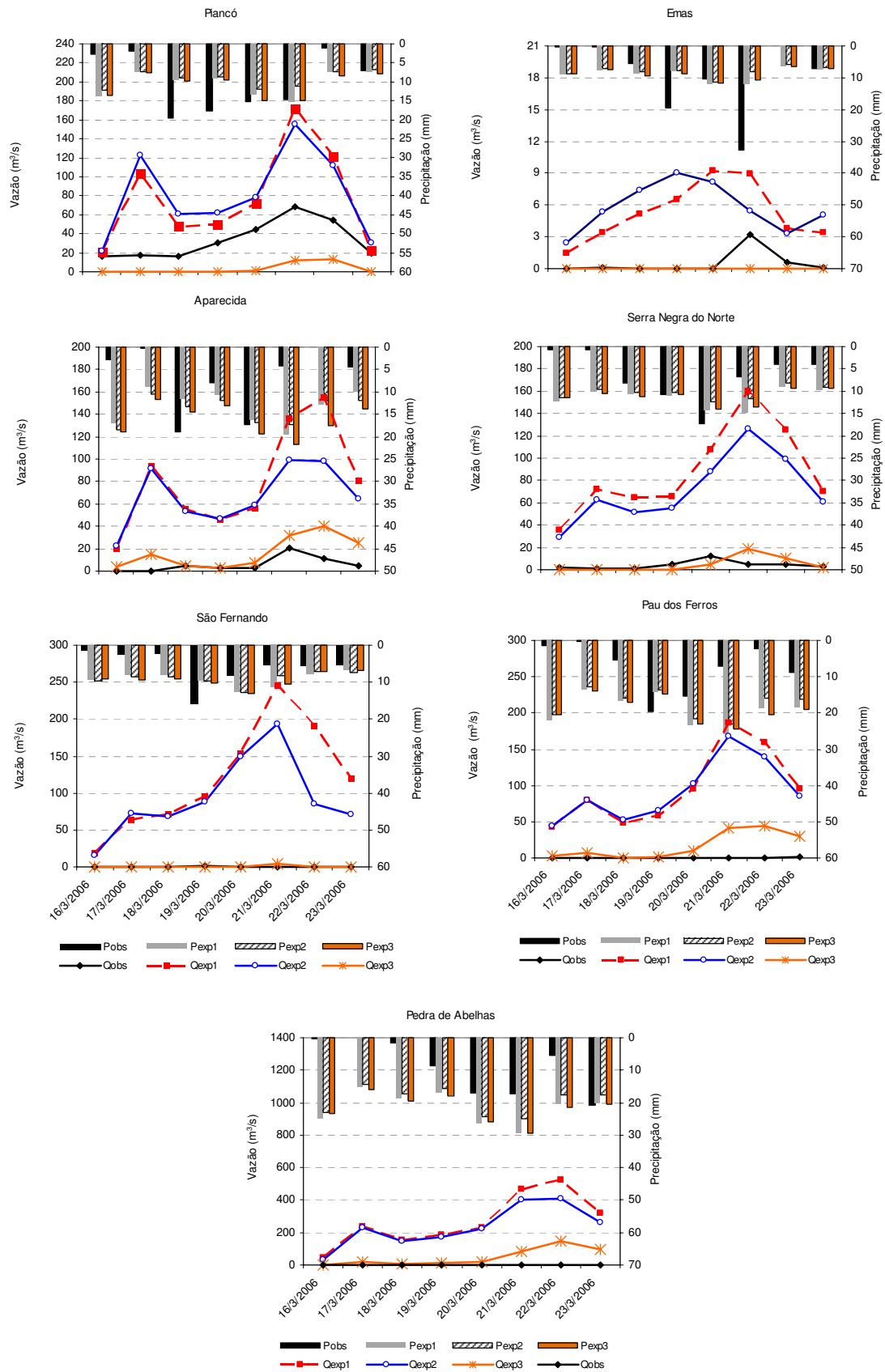


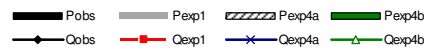
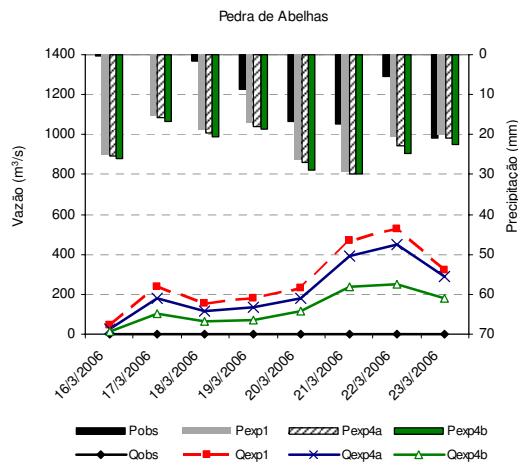
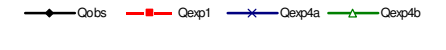
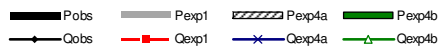
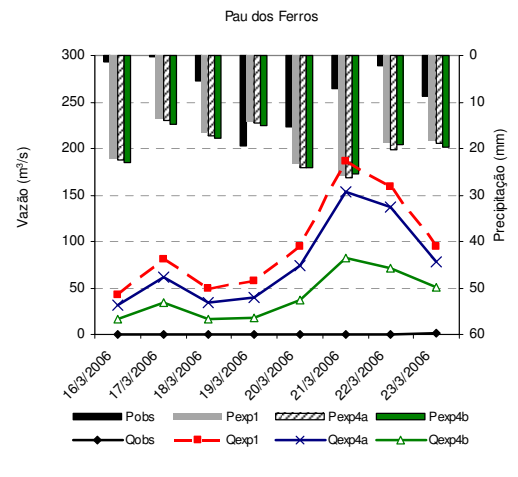
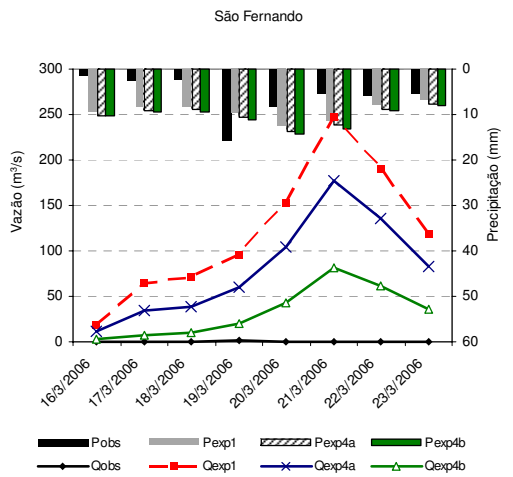
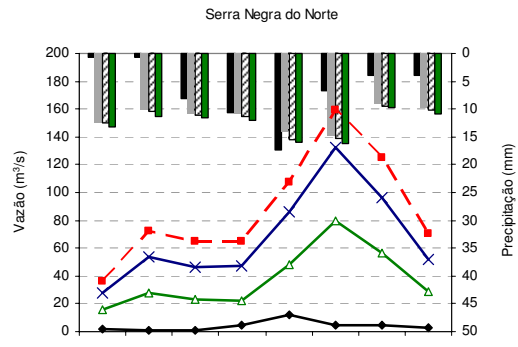
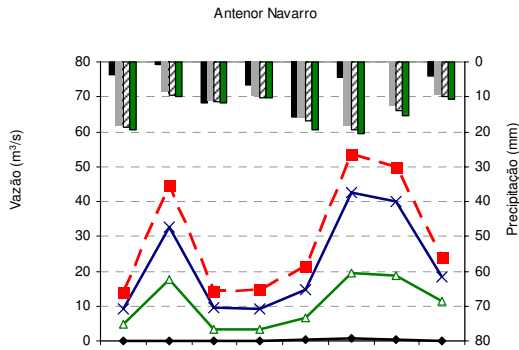
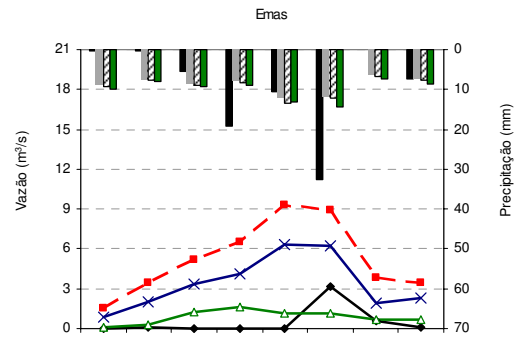
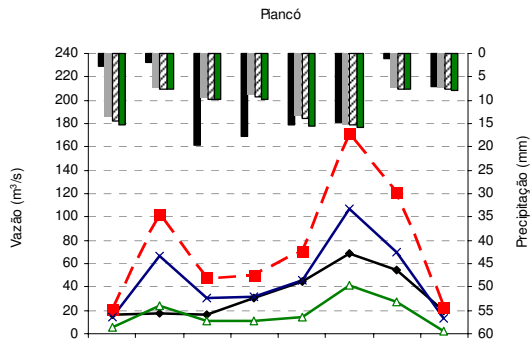
— Pobs — Pexp1 ▨ Pexp2 — Pexp3
 — Qobs - - - Qexp1 - - - Qexp2 - - - Qexp3

— Pobs — Pexp1 ▨ Pexp2 — Pexp3
 — Qobs - - - Qexp1 - - - Qexp2 - - - Qexp3

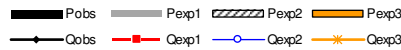
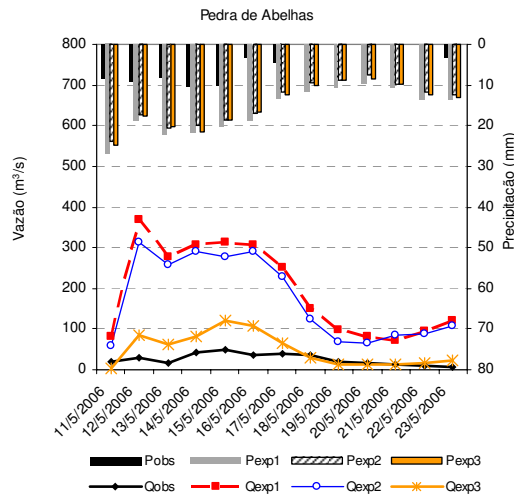
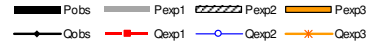
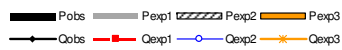
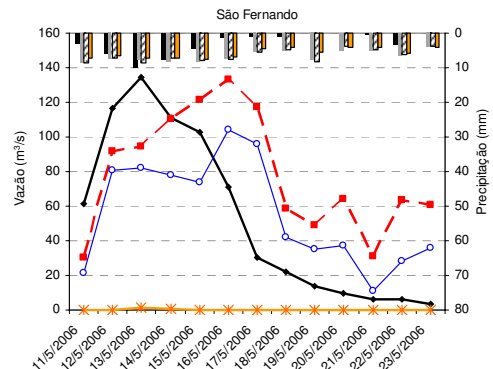
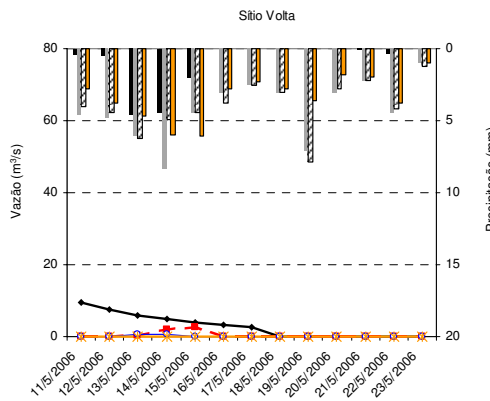
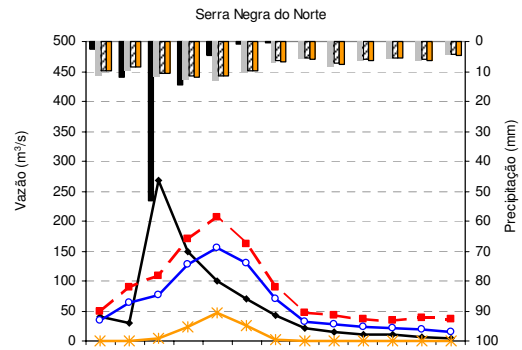
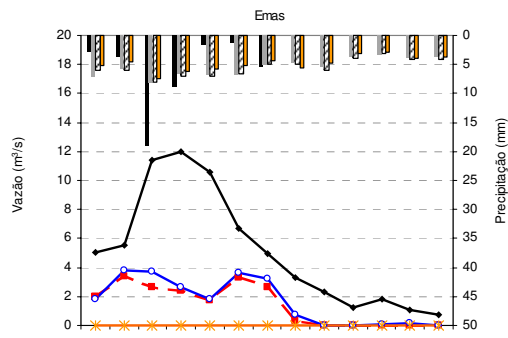


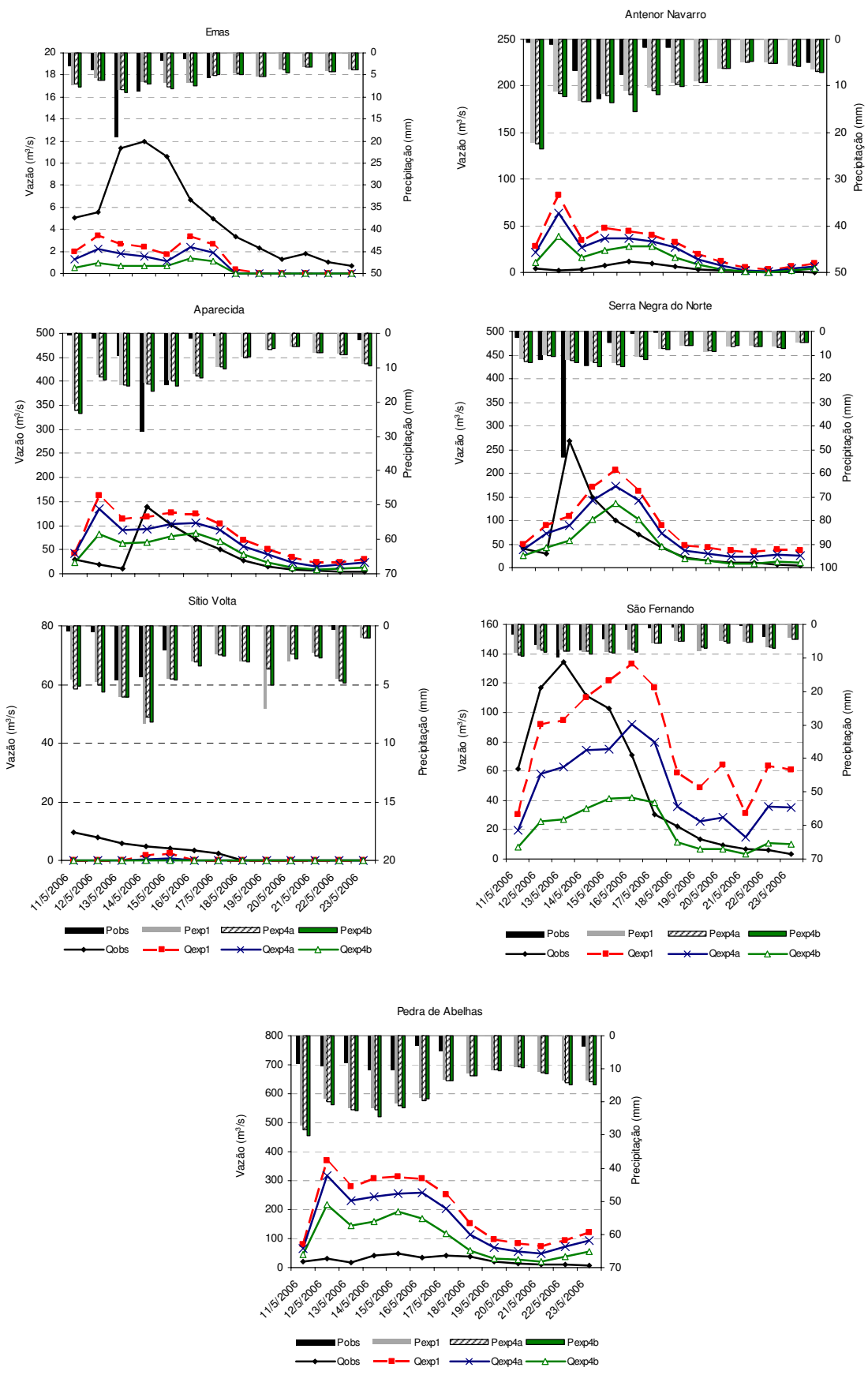
Anexo E
Hidrogramas do Evento 2





Anexo F
Hidrogramas do Evento 3





Anexo G
Hidrogramas do Evento 4

