

MODELAGEM HIDROLÓGICA DA BACIA DO RIO NEGRO: VALIDAÇÃO COM OBSERVAÇÕES *IN SITU* E ALTIMETRIA ESPACIAL

*A.C.V. Getirana¹; M.-P. Bonnet²; W. Collischonn³; J.-L. Guyot²; F. Seyler²; O.C. Rotunno Filho⁴;
W.J. Mansur⁵*

RESUMO – Este artigo tem como objetivo apresentar um amplo estudo hidrológico da bacia do rio Negro, um dos principais afluentes do rio Amazonas com, aproximadamente, ~712.000 km². O estudo preenche uma lacuna nos estudos hidrológicos da bacia Amazônica nas escalas globais/continentais e locais. O modelo hidrológico MGB-IPH foi empregado para simular os processos hidrológicos na bacia. Adaptações permitiram a consideração de dados altimétricos espaciais no processo de modelagem, com o objetivo de melhorar a predição de vazões em locais da bacia não monitorados. O modelo foi executado no passo de tempo diário para um período de 10 anos, entre 1997 e 2006. A calibração do modelo envolveu séries de vazão observada de 22 estações fluviométricas nos cinco anos de modelagem, enquanto o processo de validação utilizou não somente as vazões observadas, mas também séries altimétricas em 27 locais distintos na bacia, observadas pelo satélite ENVISAT. A etapa de validação resultou em coeficientes de Nash-Sutcliffe entre 0,42 e 0,94 para vazões e coeficientes de correlação entre 0,67 e 0,96 para dados altimétricos. Os resultados demonstram a potencialidade da utilização de dados altimétricos espaciais na modelagem hidrológica, buscando a melhor compreensão dos processos hidrológicos em bacias precariamente monitoradas.

ABSTRACT – This paper aims to provide a comprehensive hydrological study of the Negro River basin. The study comes to fulfill the gap between the global and local scale hydrological studies in the Amazon basin. The Negro River basin is 712,000 km² wide and it stands as the second major tributary of the Amazon River in terms of discharge. The MGB-IPH hydrological model was employed to simulate the hydrological processes in the basin. Changes in the model were implemented enabling to take into account spatial altimetry data in the modeling process in order to achieve a better accuracy in streamflows at any location of the basin. The model was run at a daily time-step for a 10 years period from 1997 to 2006. Model calibration involved water discharge at 22 gauge stations during the first five years while validation was carried out using data from the last five years involving not only discharges from the same corresponding stations but also ENVISAT altimetric water height series extracted from 27 locations distributed within the basin. Validation step provided Nash-Sutcliffe coefficients varying from 0.42 to 0.94 for streamflows and correlation coefficients varying from 0.67 to 0.96 for altimetry data. Results demonstrate the potential of altimetric data for the better understanding of the hydrological processes in poorly gauged basins.

Palavras-chaves: Modelagem hidrológica, MGB-IPH, Amazônia, altimetria espacial, rio Negro.

¹ Pesquisador, bolsista CNPq, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ. acvg11@msn.com

² Pesquisador (a) do LMTG, IRD, Toulouse, França. marie-paule.bonnet@ird.fr; jean-loup.guyot@ird.fr; frederique.seyler@ird.fr

³ Professor Adjunto do IPH/UFRGS, Porto Alegre, RS. collischonn@uol.com.br

⁴ Professor adjunto, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ. ottorotunno@oi.com.br

⁵ Professor titular, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ. webe@coc.ufrj.br

1. INTRODUÇÃO

Estudos recentes demonstram a utilidade de dados altimétricos adquiridos remotamente por satélites de monitoramento da Terra para o monitoramento dos níveis de águas continentais (Campos *et al.*, 2001; Birkett *et al.*, 2002; Frappart *et al.*, 2005). Inicialmente utilizados para o monitoramento dos níveis dos oceanos e geleiras, esses trabalhos mostraram que tais satélites possuem resolução terrestre suficientemente boa para produzir séries de níveis de água em grandes corpos hídricos continentais. Em função do satélite, o sensor radar produz séries com uma frequência de amostragem variando entre 10 e 35 dias em uma mesma intersecção entre o traço do radar e o espelho de água (chamada de estação virtual, ou EV). Um estudo desenvolvido por León *et al.* (2006) demonstrou que o monitoramento de níveis de água do espaço pode elevar em até 10 vezes o número de estações de controle, em comparação com a rede de monitoramento *in situ* atualmente disponível na bacia Amazônica. A utilização desses dados permitiu Frappart *et al.* (2005) estimar as variações espaço-temporais do volume de água armazenado em planícies de inundação localizadas na bacia do rio Negro combinando observações do satélite JERS-1, dados altimétricos do satélite T/P e cotogramas providos por estações *in situ*. Além desse trabalho, diversos outros estudos propõem a utilização de níveis de água espacializados para estimar vazões em bacias como a Amazônica. Em uma das primeiras tentativas, Zakharova *et al.* (2006) propuseram usar curvas-chaves de estações *in situ* próximas às EVs, para a produção de vazões. Adicionalmente, León *et al.* (2006) produziram curvas-chaves em EVs a partir de descargas geradas por um modelo de propagação de vazões. Mais recentemente, Coe *et al.* (2008) validaram um modelo hidrológico para toda a Amazônia com médias mensais dos dados altimétricos do satélite Topex/Poseidon.

O objetivo deste trabalho é apresentar o estudo hidrológico da bacia hidrográfica do rio Negro, aproveitando-se de dados altimétricos espaciais para a avaliação da parametrização do modelo hidrológico MGB-IPH (Collischonn, 2001), empregado para realizar a modelagem dos processos hidrológicos da área de estudo. Anomalias sazonais das principais variáveis hidrológicas são produzidas para toda a bacia do rio Negro, objetivando a melhor compreensão das correspondentes influências no ciclo hidrológico. Algumas adaptações foram propostas para o modelo, permitindo, assim, uma melhor delimitação de bacias e o cálculo da variabilidade temporal de profundidades ao longo de rios com boa precisão. O modelo foi executado no passo de tempo diário para o período de 10 anos, de 1997 a 2006. A calibração dos parâmetros do modelo foi realizada para a primeira metade do período (1997 a 2001) com o uso de dados de vazão de 22 estações fluviométricas, enquanto a validação foi efetuada para a segunda metade do período (2002 a 2006), levando-se em conta não somente séries de vazão das mesmas estações *in situ*, mas

também séries altimétricas captadas pelo satélite ENVISAT extraídas de 27 EVs distribuídas na bacia.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1. Dados geomorfológicos

O mapa de cobertura do solo foi obtido a partir da classificação de imagens JERS-1 multitemporais (Martinez e Le Toan, 2007). O mapa de tipos de solo, por sua vez, foi adquirido da base de dados da FAO (1995), e a topografia do modelo numérico do terreno (MNT) foi definida tomando-se como referência a missão espacial SRTM (Farr *et al.*, 2007). Todas as bases de dados foram convertidas para uma resolução de 0.002° (~200 metros).

2.2. Dados hidroclimatológicos

Dados diários de vazão adquiridos de 21 estações fluviométricas operadas pela ANA foram utilizados para calibrar e avaliar o modelo hidrológico. As áreas de drenagem dessas estações variam entre 4.598 km² e 291.150 km² (Figura 1a e Tabela 1).

Efeitos de remanso têm grande influência na hidrodinâmica do rio Negro, desde a sua confluência com o rio Solimões até centenas de quilômetros a montante do rio (Meade *et al.*, 1991). Tais efeitos produzem problemas na geração de curvas-chaves e, por conseguinte, na aquisição de descargas a partir de observações limnimétricas. Por essa razão, Serrinha é a estação fluviométrica com série de descargas mais próxima da confluência no rio Negro, levando a que estimativas de vazões diárias em Manaus constituam um desafio hidrológico. Apesar da existência de uma régua limnimétrica que registra níveis de água na cidade há mais de cem anos, poucas observações de descarga estão disponíveis. Por outro lado, três estações fluviométricas, uma localizada a montante da confluência entre os rios Negro e Solimões – a estação de Manacapuru – e outras duas a jusante – as estações de Jatuarana e Careiro, podem fornecer estimativas de descargas relativamente boas (Figura 1a), como proposto por Guyot *et al.* (1993). Neste estudo, propõe-se o cálculo de vazões diárias em Manaus da seguinte maneira: considerando-se uma velocidade de escoamento média de 0,7 m/s, estimada a partir de medidas ADCP (ANA, 2009), avaliou-se que a água leva aproximadamente dois dias para percorrer 125 km, desde Manacapuru a Jatuarana e Careiro. Esse tempo foi utilizado como defasagem entre séries de vazão, possibilitando um cálculo de balanço hídrico simplificado. Obtém-se, assim, uma estimativa da série de descargas diárias em Manaus. A área incremental e o escoamento superficial produzidos entre essas estações foram considerados insignificantes em comparação com as dimensões da bacia do rio Negro. Com efeito,

essa solução corresponde à contribuição do rio Negro ao Solimões/Amazonas, que pode se diferenciar da produção de escoamento superficial durante situações extremas, quando há maiores efeitos de barramento. A Figura 1a (detalhe) apresenta as estações consideradas na modelagem, incluindo Manaus.

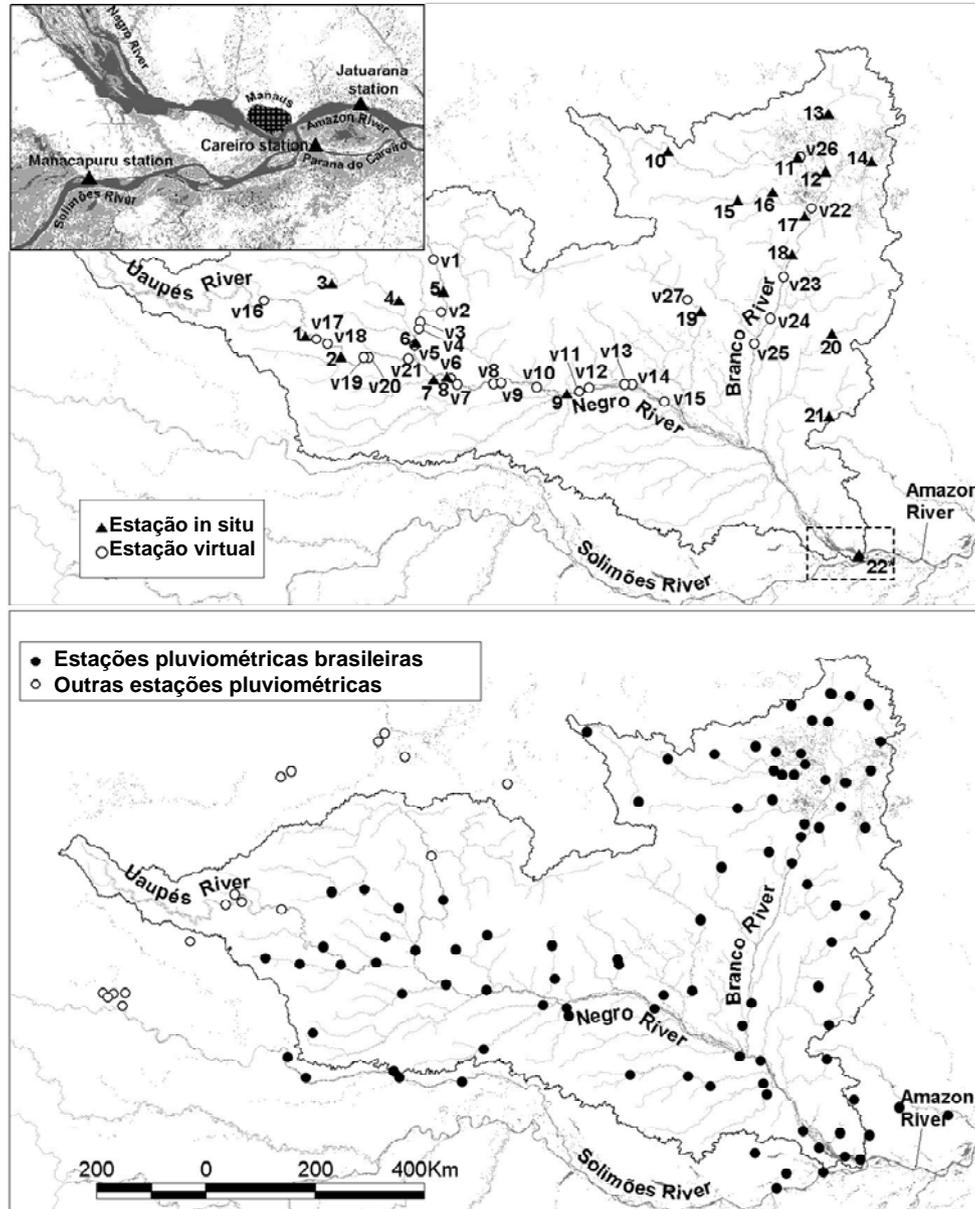


Figura 1 – Distribuição espacial das estações hidrológicas utilizadas na modelagem hidrológica da bacia do rio Negro: (a) localização das estações fluviométricas e virtuais; e (b) distribuição espacial das estações pluviométricas.

O período estudado (1997-2006) conta com dados de precipitação de 115 estações pluviométricas distribuídas no Brasil (98), Colômbia (14) e Venezuela (3), conforme ilustrado na Figura 1b. Esses dados foram usados para a criação do campo de precipitações da região. As estações são operadas pela ANA, MARN (Ministerio de Medio Ambiente y de los Recursos Naturales) e IDEAM (Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales),

respectivamente. Os dados brasileiros são disponíveis gratuitamente no passo de tempo diário, enquanto os dados colombianos e venezuelanos foram disponibilizados no passo de tempo mensal, os quais foram, em seguida, distribuídos homogeneamente pelo número de dias de cada mês. Apenas 99 das 115 estações pluviométricas situam-se dentro dos limites geográficos da bacia do rio Negro.

Tabela 1 – Lista de estações fluviométricas consideradas nas etapas de calibração e validação de parâmetros.

#	Estação	Rio	Área (km ²)	Lat	Lon
1	Uaracu	Uaupés	40.065	0,48	-69,13
2	Taraqua	Uaupés	44.255	0,13	-68,54
3	Louro Poco	Aiari	4.598	1,34	-68,69
4	Missao Icana	Içana	23.289	1,07	-67,59
5	Cucui	Negro	71.132	1,22	-66,85
6	Sao Felipe	Negro	122.080	0,37	-67,31
7	Curicuriari	Negro	191.787	-0,20	-66,80
8	Jusante da Cachoeira	Curicuriari	13.379	-0,24	-67,02
9	Serrinha	Negro	291.150	-0,48	-64,83
10	Uaicas	Uraricoera	15.520	3,55	-63,17
11	Fazenda Cajupira	Uraricoera	36.446	3,44	-61,04
12	Fazenda Passarão	Uraricoera	49.709	3,21	-60,57
13	Maloca do Contao	Cotingo	5.896	4,17	-60,53
14	Bom Fim	Tacutu	10.025	3,38	-59,82
15	Posto Funai	Mucajai	9.708	2,73	-62,02
16	Fé e Esperança	Mucajai	12.558	2,87	-61,44
17	Mucajai	Mucajai	20.140	2,47	-60,92
18	Caracarai	Branco	126.085	1,82	-61,12
19	Ajuricaba	Demeni	18.036	0,88	-62,62
20	Base Alalau	Alalau	7.200	-0,86	-60,52
21	Fazenda São José	Jauaperi	5.667	0,52	-60,47
22	Manaus	Negro	712.451	-3,14	-60,03

2.3. Dados altimétricos espaciais

O ENVISAT orbita com um ciclo de 35 dias, disponibilizando observações da superfície de águas continentais e oceanos entre as latitudes 82,4°N e 82,4°S, com um espaçamento entre traços sobre o Equador de ~85km e uma resolução ao longo do traço, entre medições, de 350m. Os dados ENVISAT são distribuídos pela ESA sob a forma de registros de dados geofísicos (Geophysical Data Records - GDRs). Os parâmetros necessários para o cálculo de níveis de água no domínio continental foram obtidos da base de dados multi-missão do GDR, mantido pelo Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère (CTOH) no LEGOS (Laboratoire ...-Université Paul Sabatier-Toulouse III). A série de dados, empregada neste trabalho, tem início em outubro de 2002, estendendo-se até outubro de 2006. Ressalta-se que o satélite ainda está em funcionamento, o que implica a disponibilidade de uma série de dados altimétricos ainda maior.

Vinte e sete estações virtuais (EVs) foram consideradas para verificação dos resultados da modelagem, conforme ilustrado na Figura 1a. O número de ciclos varia entre 35 e 42, em função da EV. A maioria delas encontra-se nos rios Negro, Uaupés e Branco, havendo outras duas nos rios Uraricoera e Demeni. Áreas de drenagem variam desde 15.946 km² até 317.700 km².

3. O MODELO HIDROLÓGICO MGB-IPH

O MGB-IPH é um modelo hidrológico distribuído desenvolvido para a simulação de grandes bacias (Collischonn, 2001). Sua estrutura é baseada na dos modelos LARSIM (Krysanova *et al.*, 1998) e VIC-2L (Liang *et al.*, 1994), com algumas adaptações. O modelo é composto basicamente pelos módulos de balanço de água no solo, de evapotranspiração, de escoamento (superficial, sub-superficial e subterrâneo) na célula e na rede de drenagem. O cálculo de evapotranspiração é baseado naquele descrito por Shuttleworth (1993) e Wigmosta *et al.* (1994), e a propagação na rede de drenagem é feita através do método de Muskingum-Cunge, conforme descrito por Tucci (2005). Maiores detalhes a respeito são encontrados em Collischonn (2001) e não serão discutidos neste trabalho, abrindo espaço à descrição das modificações propostas.

3.1. Modificações propostas ao modelo

3.1.1. Pré-processamento do modelo numérico do terreno

A delimitação da bacia foi obtida do MNT SRTM após o pré-processamento com o método de “queima” de planícies de inundação (floodplain burning) descrito por Getirana *et al.* (2009). O método propõe modificações ao MNT baseados no conhecimento prévio da distribuição da cobertura do solo. Os resultados obtidos foram comparados com outras redes de drenagens existentes obtidas pela aplicação de métodos existentes mostrando que o método proposto oferece melhores resultados em bacias onde planícies de inundação predominam.

3.1.2. Discretização do domínio

Diversos trabalhos encontrados na literatura buscam melhorar a precisão das informações hidrográficas utilizadas em modelos de grande escala, onde malhas quadradas de baixa resolução predominam, através de processos chamados de “downscaling” (Paz *et al.*, 2006). A baixa resolução pode beneficiar a modelagem no ganho de tempo computacional, mas traz consigo a perda de informação e degradação de dados. No tratamento de dados altimétricos em estações virtuais, discretizações mais refinadas são recomendadas para a melhor representação das áreas de drenagem e também para evitar a perda de dados altimétricos úteis, como ocorre quando duas ou mais EVs, em diferentes rios, encontram-se em uma mesma célula quadrada da malha. Portanto, uma nova discretização baseada em mini-bacias é proposta. Esse conceito sugere que a menor representação de uma bacia hidrográfica é uma bacia elementar com área máxima definida pelo modelador e a área mínima definida por limitações naturais (confluências entre rios de área de drenagem elevada) ou pré-definidas (estações *in situ* ou virtuais). As direções de fluxo horizontal, vertical e diagonal, tipicamente adotadas por modelos de malha quadrada, são substituídas pela

topologia natural da bacia. Um programa, chamado GeraBac, foi desenvolvido, então, com o objetivo de extrair informações hidrológicas como comprimento e declividade de rios, área de drenagem e topologia a partir do MNT de alta resolução de 200 m e atribuídas às mini-bacias representantes da região de estudo. A área máxima das mini-bacias foi definida em 600 km² (uma malha de 25'×25' tem, aproximadamente, 775 km² na linha do Equador). Finalmente, a bacia do rio Negro foi representada por 1746 mini-bacias e canais conectando-as (Figura 2).

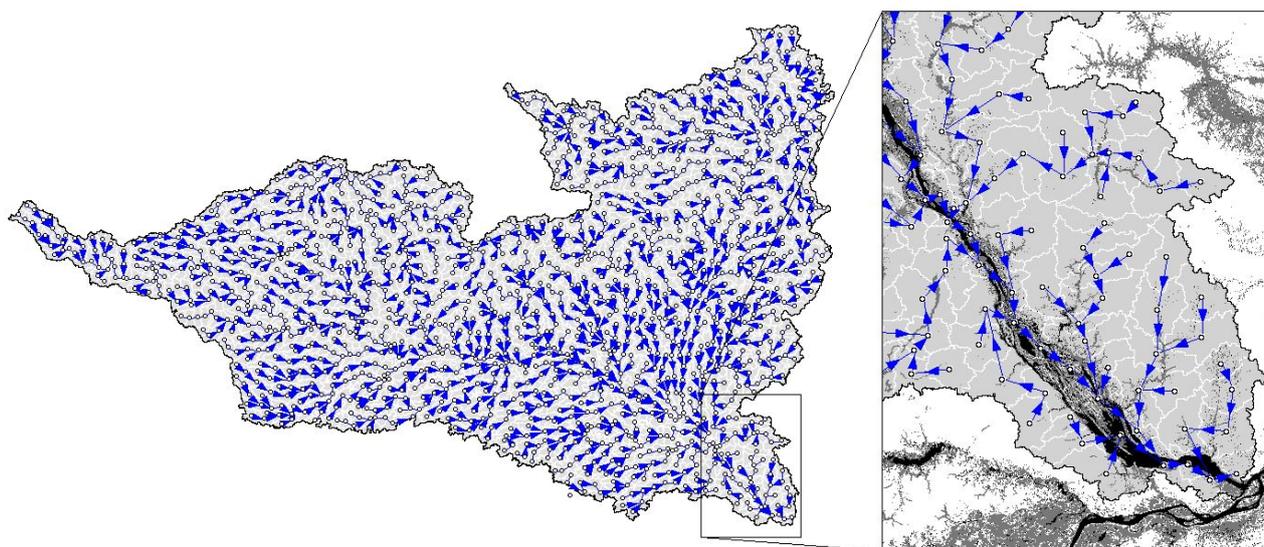


Figura 2 - Representação computacional da bacia do rio Negro. Linhas brancas delimitam mini-bacias. Canais (vetores azuis) conectam os centróides de mini-bacias indicando as direções para o cálculo da propagação. À direita, um detalhe da confluência dos rios Negro e Solimões.

3.1.3. Cálculo de profundidade do rio e velocidade de escoamento

O MGB-IPH calcula a vazão em cada célula computacional e em cada passo de tempo. De modo a considerar dados altimétricos na validação da modelagem hidrológica, as séries de vazão geradas pelo modelo devem ser convertidas em profundidades de rio. A profundidade média dos rios pode ser dada por $h = Q/(w \times v)$ onde h (m), Q (m³/s), w (m) e v (m/s) representam, respectivamente, a profundidade, vazão, largura e velocidade de escoamento do rio. A largura do rio é obtida através de uma regressão da relação com áreas de drenagem em estações fluviométricas com w observados. Dados de 37 estações na bacia do rio Negro permitiram a aquisição da seguinte equação:

$$w = 0,2083 \times A^{0,7211} \quad R^2 = 0,9188 \quad (1)$$

onde A (km²) é a área de drenagem. A velocidade v é estimada a partir de uma relação com Q (Eq. 2).

$$v = aQ^b \quad (2)$$

onde a e b são coeficientes. Essa relação foi definida para as estações fluviométricas de Cucui, Curicuriari e Serrinha; regressões lineares entre os coeficientes a e b com A foram extraídas para a posterior generalização desses coeficientes para emprego no âmbito da bacia.

A Figura 3 apresenta as regressões lineares e potenciais realizadas para a determinação dos coeficientes a (Eq. 3) e b (Eq.4).

$$a = (0,5957 \times 10^3) / A \quad (3)$$

$$b = -0,44 \times 10^{-6} \times (A - 71.132) + 0,5456 \quad (4)$$

Uma vez conhecidos os valores de v, Q e w, a profundidade h pode ser estimada. Séries de profundidades do rio foram calculadas para 10 estações fluviométricas na bacia do rio Negro, com disponibilidade de dados de resumos de descarga, com áreas variando entre 36.446 km² e 291.150 km² e, em seguida, defrontadas com dados observados. O erro relativo médio das profundidades estimadas foi de 10,9%. A Figura 4 ilustra alguns resultados do processo de validação.

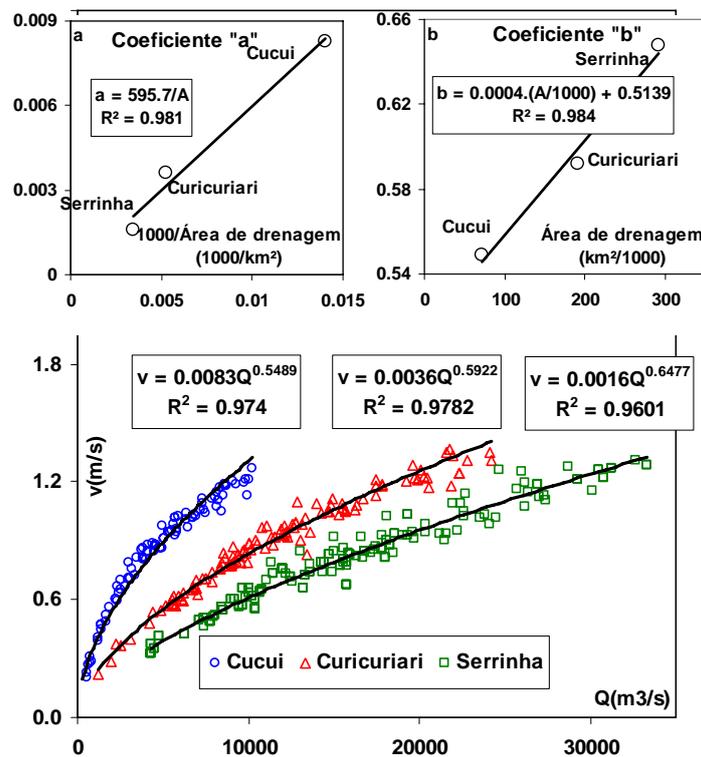


Figura 3 – Regressões lineares e potenciais utilizadas para o ajuste da equação $h=f(Q,A,w,v)$. Na parte inferior, encontram-se as relações potenciais ($y=a \cdot x^b$) entre observações de v e Q nas estações de Cucui, Curicuriari e Serrinha. Na parte superior, encontram-se regressões lineares para a estimação dos coeficientes a e b em função da área de drenagem de cada estação fluviométrica.

Conforme visto anteriormente, incertezas são produzidas na tentativa de modelar quantitativamente os processos de escoamento a partir de métodos de regressão estatística. Essa abordagem é útil, uma vez que, ao fim, idéias conceituais devem ser confrontadas com complexidades e limitações ou dados reais. Neste estudo, outras equações derivadas de regressões poderiam ter sido exploradas com a consideração de outros parâmetros para produzir relações melhor adaptadas. No entanto, esse não é o enfoque principal do trabalho.

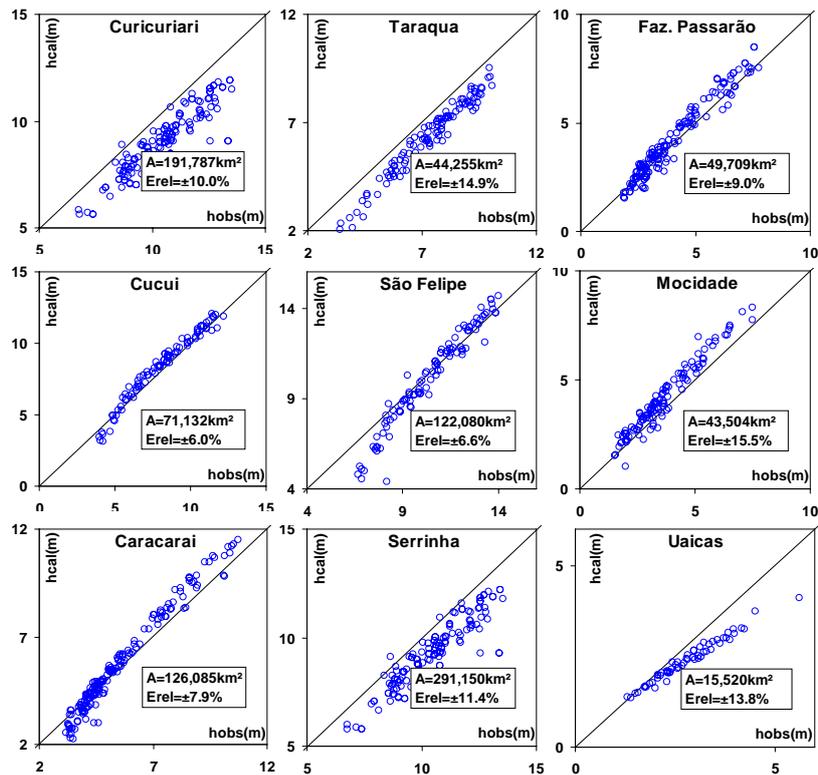


Figura 4 – Verificação da equação $h=f(Q,A,w,v)$ com dados observados em diferentes estações fluviométricas.

3.2. Coeficientes de eficiência

O coeficiente de eficiência Nash-Sutcliffe (NS; Nash e Sutcliffe, 1970) e derivados têm sido largamente utilizados na validação de modelos hidrológicos. O coeficiente NS pode ser dado da seguinte forma:

$$NS = \frac{\sum_{t=1}^{nt} [Q_{obs}(t) - Q_{sim}(t)]^2}{\sum_{t=1}^{nt} [Q_{obs}(t) - \bar{Q}_{obs}]^2} \quad (5)$$

onde $Q_{obs}(t)$ é a vazão observada no passo de tempo t , $Q_{sim}(t)$ é a vazão simulada, e \bar{Q}_{obs} é a média de vazões observadas de todo o período de simulação, que nt intervalos de tempo.

Esse coeficiente é uma medida normalizada, podendo variar entre $-\infty$ e 1.0, que compara o erro quadrático médio gerado pela simulação de um modelo com a variância da série definida como meta. Ele pode ser considerado, portanto, como uma relação entre ruídos de sinais, que compara o tamanho médio dos resíduos do modelo com variância dos dados observados. No entanto, o coeficiente de NS não mede o quão bom o desempenho do modelo é em termos absolutos. Dependendo do caso, os modelos de referência (ou os sinais observados) utilizados no cálculo do valor do coeficiente de NS podem influenciar de formas completamente distintas a avaliação da eficiência do modelo (Schaepli e Gupta, 2007). O uso do valor médio observado como referência pode ser um meio de predição pouco eficiente em casos de séries temporais de grande sazonalidade ou relativamente útil em situações onde a série temporal é composta, basicamente, por flutuações em torno de um valor médio relativamente constante.

Nesse sentido, Schaepli e Gupta (2007) propõem a utilização de um coeficiente que leva em conta a variabilidade sazonal do valor utilizado como referência. Essa opção traz um refinamento ao que se define como meta da simulação. O coeficiente proposto por Schaepli e Gupta (SG) é definido como:

$$SG = \frac{\sum_{t=1}^{nt} [Q_{obs}(t) - Q_{sim}(t)]^2}{\sum_{t=1}^{nt} [Q_{obs}(t) - Q_{ref}(t)]^2} \quad (6)$$

onde $Q_{ref}(t)$ é a vazão de referência no passo de tempo t . Essa vazão de referência sazonal pode definir quando o modelo tem maior poder de descrição dos processos simulados comparado com aqueles já inseridos na sazonalidade dos forçantes.

Neste estudo, além do tradicional coeficiente de NS, são consideradas três formas do coeficiente de SG, variando em função dos valores utilizados para $Q_{ref}(t)$: a primeira leva em conta a sazonalidade diária da série observada (SG.dia), tendo-se uma média para cada dia do ano Juliano; a segunda utiliza médias mensais (SG.mês), de janeiro a dezembro; e a terceira considera a vazão média anual (SG.ano), uma para cada ano simulado.

As correlações entre séries observadas e simuladas são quantificadas com o coeficiente de correlação (r) enquanto o déficit/excesso da integral das vazões simuladas ao longo do período em análise é verificado através da equação de erro relativo de volume de vazões (ΔV). Ambas as expressões são respectivamente definidas por:

$$r = \frac{\text{cov}[Q_{\text{sim}}, Q_{\text{obs}}]}{\sigma_{Q_{\text{sim}}} \sigma_{Q_{\text{obs}}}} \quad (7)$$

$$\Delta V = \frac{\sum_{t=1}^{nt} [Q_{\text{sim}}(t)] - \sum_{t=1}^{nt} [Q_{\text{obs}}(t)]}{\sum_{t=1}^{nt} [Q_{\text{obs}}(t)]} \quad (8)$$

onde $\text{cov}[Q_{\text{sim}}, Q_{\text{obs}}]$ corresponde à covariância das vazões observadas e simuladas, enquanto $\sigma_{Q_{\text{sim}}}$ e $\sigma_{Q_{\text{obs}}}$ correspondem aos desvios padrões das séries temporais de vazão simulada e observada, respectivamente.

A validação do modelo com dados altimétricos é feita utilizando ambos os coeficientes de correlação r e de determinação (R^2). R^2 é expresso pela equação:

$$R^2 = a^2 \cdot \frac{S_H^2}{S_h^2} \quad (9)$$

onde S_H e S_h representam, respectivamente, as variâncias das séries de dados altimétricos espaciais de profundidades de água simulada. O coeficiente a corresponde à tangente da reta obtida pela regressão linear da dispersão de pontos obtidos com a combinação das observações altimétricas (H) e profundidades simuladas (h) no plano cartesiano, expresso da seguinte forma:

$$a = \frac{nt \cdot \sum_{t=1}^{nt} H(t)h(t) - \sum_{t=1}^{nt} h(t) \cdot \sum_{t=1}^{nt} H(t)}{\sum_{t=1}^{nt} H^2(t) - \left[\sum_{t=1}^{nt} H(t) \right]^2} \quad (10)$$

4. RESULTADOS

A etapa de validação empregou não somente 22 estações fluviométricas, mas também séries altimétricas ENVISAT extraídas de 27 estações virtuais distribuídas nos principais cursos de água da bacia. Tais dados altimétricos foram disponibilizados para o período entre os anos de 2002 e 2006. Os resultados das etapas dos períodos de calibração e validação são apresentados nas Figuras 4 e 5 (vazões) e Figuras 6 e 7 (cotas), e são discutidos a seguir.

Tendo em vista que estações pluviométricas são precariamente distribuídas na bacia, o processo de calibração foi iniciado em bacias apresentando um melhor monitoramento (por exemplo, a sub-bacia da estação de Caracarai). Uma vez que bons parâmetros foram encontrados para essa sub-bacia, outras regiões também passaram pelo processo de parametrização manual,

partindo-se daquele conjunto de parâmetros obtidos inicialmente. Quatro critérios foram utilizados durante os processos de calibração e validação: coeficiente de eficiência Nash-Sutcliffe para vazões simuladas (NS); coeficiente de correlação (r); erro relativo de volume de vazões (ΔV); e coeficiente de determinação (R^2). Vazões simuladas foram avaliadas com os coeficientes NS, R e ΔV , enquanto r e R^2 foram considerados na validação com dados de profundidades.

4.1. Calibração e validação do modelo

4.1.1. Vazões

As vazões simuladas apresentam boas correlações para todas as 22 estações fluviométricas tanto para o período de calibração quanto para o período de validação. Resultados das cinco principais estações da bacia (Caracarai, Taraqua, Cucui, Caracarai e Serrinha) e Manaus são fornecidos na Figura 5 para todo o período de modelagem.

De maneira geral, séries simuladas apresentam boa consistência com dados observados, com períodos de cheia e estiagem muito bem ajustados nas estações fluviométricas. A partir dessa análise preliminar, pode-se constatar uma boa consistência na parametrização do modelo e na representação dos processos de propagação. Entretanto, os resultados apresentam problemas pontuais os quais são discutidos a seguir.

A utilização das três formas de SG juntamente com NS possibilita a aquisição de análise de resultados interessantes. Nota-se, com base na Figura 6, que quase todas as estações utilizadas para a calibração e validação de parâmetros do modelo, dadas algumas poucas exceções, apresentam coeficientes de $NS > 0,5$ atingindo patamares de 0,94, como ocorrido em Caracarai (estação 18). Entretanto, ao serem comparados com valores de SG, verifica-se uma maior sensibilidade na análise sazonal das saídas do modelo. Estações que resultaram em valores de NS razoavelmente bons, notadamente as estações 4, 5 e 19, na etapa de validação, superando a faixa de 0,6, apresentam SG.dia e SG.mês inferiores a zero. Isso significa que, apesar do modelo ter fornecido séries temporais de vazão mais precisas que aquelas representadas pela vazão média de longo prazo em cada estação, falha em representar hidrogramas em escalas mais refinadas. Em outras palavras, uma melhor precisão na predição e previsão de vazões nessas estações poderia ser atingida com uma hipotética substituição dos hidrogramas simulados pelo modelo por séries de vazão diárias médias de longo prazo adquiridas a partir de históricos de dados observados. Mesmo vazões mensais médias de longo prazo funcionariam melhor que o modelo em determinadas estações (estações 1 e 3 na calibração e 1, 2, 3, 15, 16, e 17 na validação). Essas estações correspondem a sub-bacias com baixa densidade de estações pluviométricas.

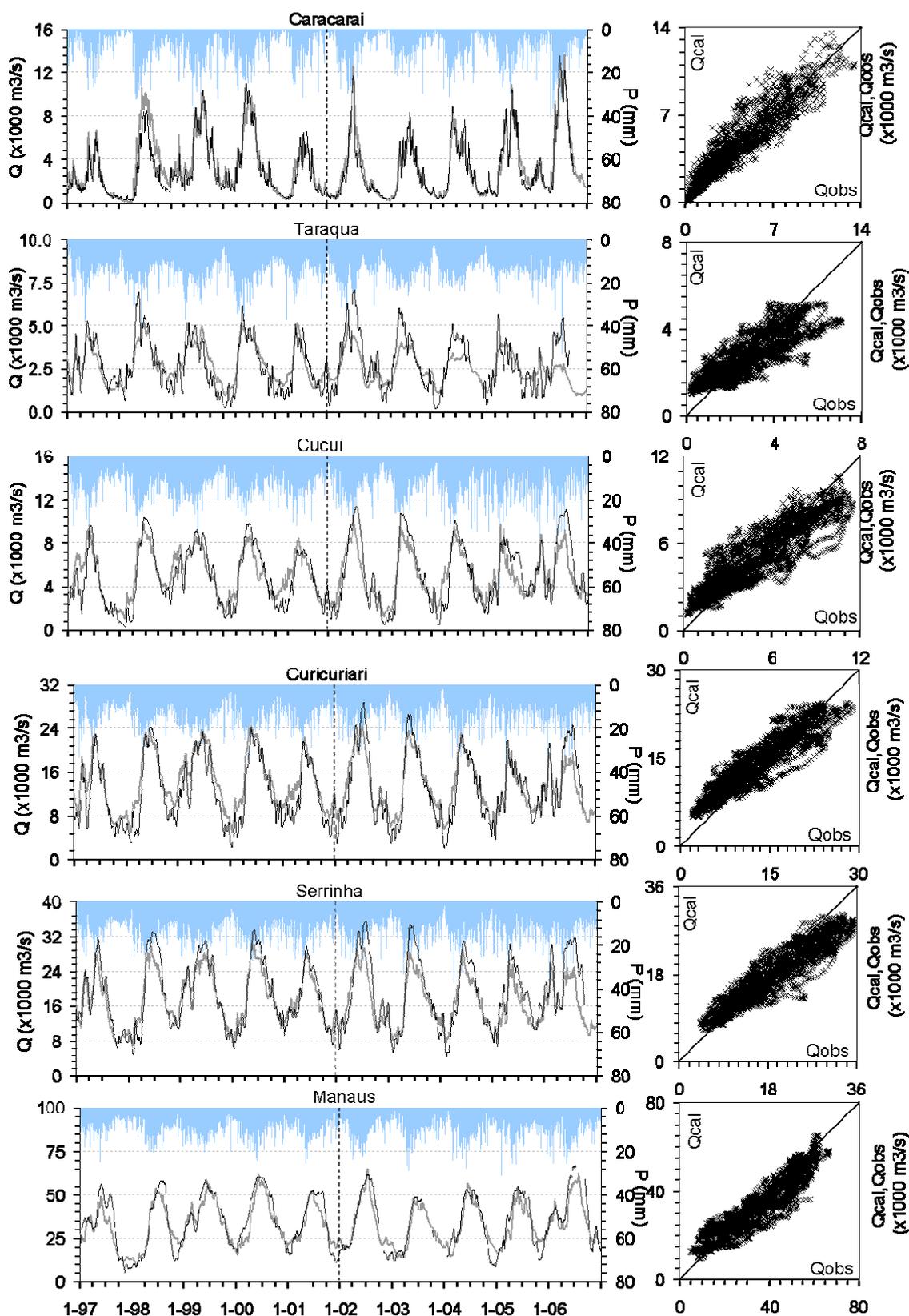


Figura 5 – Resultados da modelagem em seis estações fluviométricas. À direita, hidrogramas observado (linha preta) e calculado (linha cinza) e pluviograma nas estações para os períodos de calibração (1997-2001) e verificação (2002-2006). À esquerda, gráficos de dispersão das vazões calculadas e observadas.

Outro coeficiente importante na análise de eficiência do modelo é o erro relativo de volume

de vazões. Valores de ΔV variam entre -14,8% e 26,6% na etapa de calibração, e entre -18,4% e 35,4% na etapa de validação. Grande parte das diferenças entre vazões observadas e simuladas pode ser atribuída à distribuição espaço-temporal heterogênea e precária de observações pluviométricas.

Embora estações a montante tenham apresentado coeficientes de eficiência inferiores, a estação de Caracarai apresentou valores de NS e r de, respectivamente, 0,94 e 0,97 no período de validação. Coeficientes de SG.dia, SG.mês e SG.ano apresentam valores igualmente altos, demonstrando a excelente representação sazonal de vazão nessa estação. Coeficientes de SG, no período de validação, foram, respectivamente, de 0,57, 0,61 e 0,82 (Figura 6). Baixa variação percentual de volume foi encontrada nessa estação, com $\Delta V=2,1\%$ para o mesmo período. A grande amplitude de vazões entre as estações secas e úmidas foram bem representadas pelo modelo, embora a sub-bacia apresente, igualmente, uma baixa densidade de estações pluviométricas de 0,28 estações/1.000 km². Vazões observadas e simuladas têm boa concordância nessa região. Divergências mais significativas são verificadas no período de cheia de 1999. A precipitação superestimada resulta em uma cheia acima da observada. Isso pode ter influenciado o valor de ΔV calculado como 14,4%. De acordo com o hidrograma da estação de Caracarai, diferenças entre vazões calculadas e observadas são maiores durante os períodos de cheia, demonstrando melhor consistência nos períodos de estiagem. De acordo com a dispersão de $Q_{obs} \times Q_{sim}$ para todo o período simulado, apesar do desvio-padrão entre vazões observadas e simuladas, não se constata tendências significativas em subestimações ou superestimações de vazões.

Por outro lado, as áreas de drenagem das estações de Taraqua e Cucui (2 e 5, respectivamente) correspondem a regiões com monitoramento pluviométrico bastante precário, disponibilizando, respectivamente, de ~0,07 e ~0,10 estações por 1.000km². Campos de precipitação foram construídos com dados de estações localizadas, em grande parte, fora dos limites da bacia, em territórios colombiano e venezuelano, e adquiridos no passo de tempo mensal. Portanto, coeficientes de eficiência NS e r de 0,75 e 0,87 em Taraqua e 0,79 e 0,90 em Cucui podem ser considerados como bons resultados para a etapa de calibração. Os valores levemente positivos de ΔV (4,2% e 6,0%, respectivamente) são devidos a vazões superestimadas durante períodos de estiagem.

Precipitações anunciadas pelas estações colombianas exercem significativa influência sobre a região oeste da bacia do rio Negro devido às suas fortes intensidades causadas pela maior proximidade à cordilheira dos Andes. Estações localizadas em território venezuelano também apresentam elevada importância no fechamento do ciclo hidrológico naquela região. A interrupção da série de dados pluviométricos colombianos e venezuelanos causa uma queda dos picos de vazão

simulados em Taraqua no período de validação, reduzindo o valor de ΔV a $-8,0\%$. A área de drenagem dessa estação está inserida, quase que completamente, em território colombiano, sofrendo significativa influência da disponibilidade daqueles dados. Percebe-se, também, alguma tendência em superestimar vazões simuladas nos períodos de estiagem e subestimá-las nos períodos de cheia. Processo semelhante ocorre em Cucui, onde a sazonalidade dos erros é notada mais claramente. Valores negativos de SG.dia e SG.mês demonstram a limitação dos resultados na representação sazonal de vazão no período de validação. Esse processo, causado pelo monitoramento precário da chuva na região, propaga-se ao longo do rio Negro, nas estações de Curicuriari, São Felipe e Serrinha.

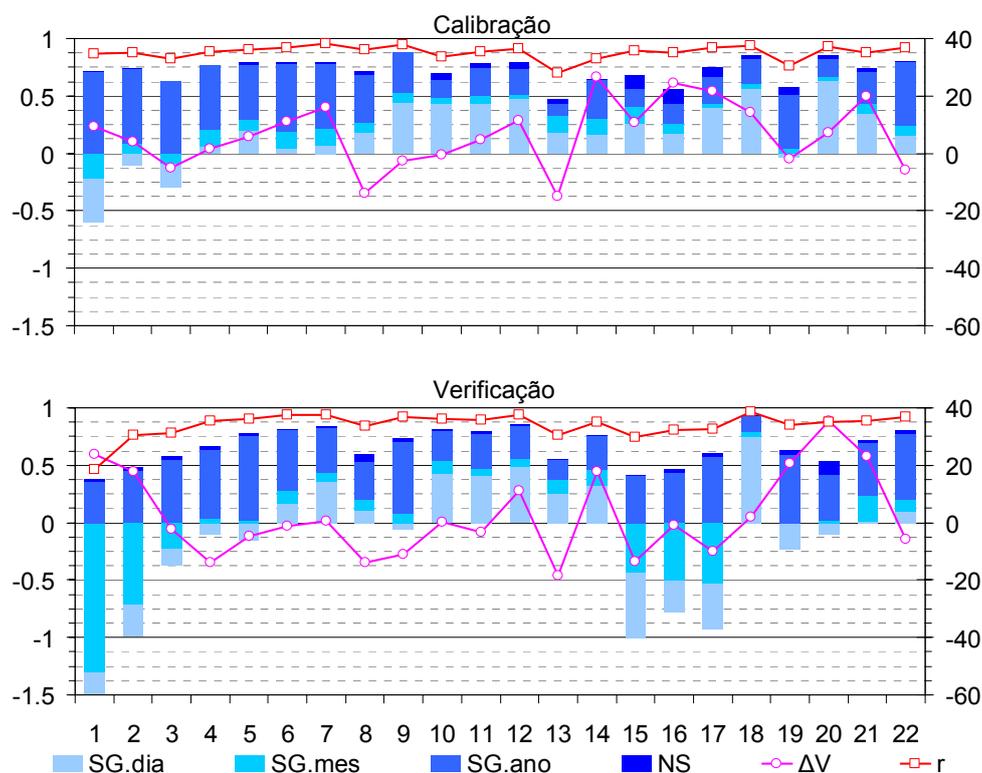


Figura 6 – Coeficientes de eficiência utilizados na avaliação dos resultados da modelagem hidrológica do rio Negro nas etapas de calibração e verificação dos parâmetros do modelo em cada uma das 22 estações fluviométricas.

Apesar das diferenças entre vazões observadas e calculadas nas várias estações fluviométricas da bacia, os resultados obtidos na foz da bacia, em Manaus, são bastante convincentes: coeficientes de eficiência NS e ΔV atingiram valores de, respectivamente, 0,81 e $-5,6\%$ para o período de calibração e 0,80 e $-5,8\%$ para o período de validação. Coeficientes de SG.dia, SG.mês e SG.ano apresentam valores positivos (0,16, 0,24 e 0,79 no período de calibração e 0,10, 0,20 e 0,78 no período de validação), demonstrando boa representação de vazões no exutório da bacia. No entanto, esses resultados podem também indicar compensações de erros distribuídos espacialmente na bacia, causando boa concordância entre vazões observadas e calculadas. Essa questão motivou o uso de

dados altimétricos espaciais na validação dos parâmetros, de maneira que seja possível avaliar tais resultados em uma escala espacial mais refinada.

4.1.2. Níveis de água

Dados altimétricos tornam-se úteis no processo de validação de parâmetros do modelo, uma vez que possibilita a eventual detecção de bacias mal modeladas. Séries de dados altimétricos extraídos de 27 EVs posicionadas ao longo de cinco rios [rios Negro (15), Uaupés (6), Branco (4), Uraricoera (1) e Demeni (1)] foram utilizadas na validação do modelo, adotando-se como coeficientes de eficiência R^2 e r .

Séries temporais de profundidades do rio e altimetria por radar resultaram em correlações satisfatórias para todas as estações virtuais, variando entre 0,72 e 0,95, para estações ao longo dos rios Uaupés e Branco, respectivamente. Valores de R^2 para rios variaram de 0,50 a 0,93 para os mesmos cursos de água (Figura 7). Melhores resultados são encontrados ao longo do rio Branco, repetindo-se a mesma eficiência obtida com a comparação entre vazões observadas e simuladas. A baixa eficiência obtida no rio Uaupés pode ser atribuída a imprecisões no campo de precipitação, conforme mencionado anteriormente. Resultados são ligeiramente menos satisfatórios em EVs localizadas em rios estreitos, como o caso da v16 (montante do rio Uaupés), v26 (rio Uraricoera) e v27 (rio Demeni). Dados podem ser influenciados por erros introduzidos pelo efeito das copas de árvores nas leituras altimétricas naquelas localidades.

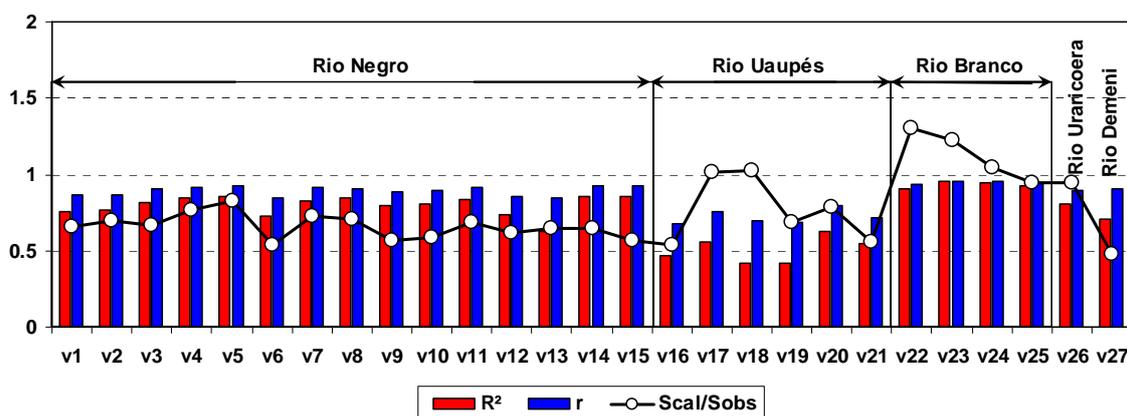


Figura 7 – Resultados obtidos nas 27 estações virtuais consideradas para a etapa de verificação dos parâmetros: coeficiente de correlação (r) e determinação (R^2); e razões s_{obs}/s_{cal} para avaliar séries temporais de profundidades do rio contra a altimetria espacial obtida pelo satélite ENVISAT.

Verificou-se também a relação entre os desvios padrões de séries altimétricas (s_{obs}) e de séries de profundidades de rio calculadas pelo modelo (s_{cal}). Melhores concordâncias foram percebidas em EVs localizadas ao longo dos rios Branco e Uraricoera com valores de $s_{obs}=2,218$ e $s_{cal}=2,457$ para

o primeiro rio e $s_{obs}=1,179$ e $s_{cal}=1,117$ para o segundo. As piores concordâncias foram encontradas em EVs posicionadas nos rios Negro ($s_{obs}=2,106$ e $s_{cal}=1,390$), Uaupés ($s_{obs}=1,572$ e $s_{cal}=1,140$) e Demeni ($s_{obs}=1,937$ e $s_{cal}=0,933$), e a média de todas as EVs ficou em $s_{obs}=1,964$ e $s_{cal}=1,466$.

A maioria das estações virtuais que resultaram em uma menor semelhança entre desvios apresentam amplitudes menores para séries de profundidades do que para séries altimétricas. Nesses rios, e particularmente ao longo do rio Negro, as razões s_{cal}/s_{obs} permanecem menores que a unidade. Portanto, discrepâncias entre s_{cal} e s_{obs} nessas EVs podem não ser relacionadas a estimativas grosseiras de escoamento superficial, mas sim a estimativas grosseiras de profundidades de rio, sugerindo que o método adotado deve ser melhorado para esses rios em futuros estudos. Níveis de água normalizados são apresentados na Figura 8. A normalização de sinais permite a remoção da sazonalidade e problemas de escala, implicando a conservação unicamente das variações relativas ao longo da série:

$$z_i = (x_i - \bar{x})/s \quad (11)$$

onde x_i e z_i são, respectivamente, a observação i de um dado conjunto de uma variável (por exemplo, a série temporal da profundidade ou altimetria dos rios) e o valor normalizado da observação i , enquanto \bar{x} e s correspondem à média e ao desvio-padrão do sinal.

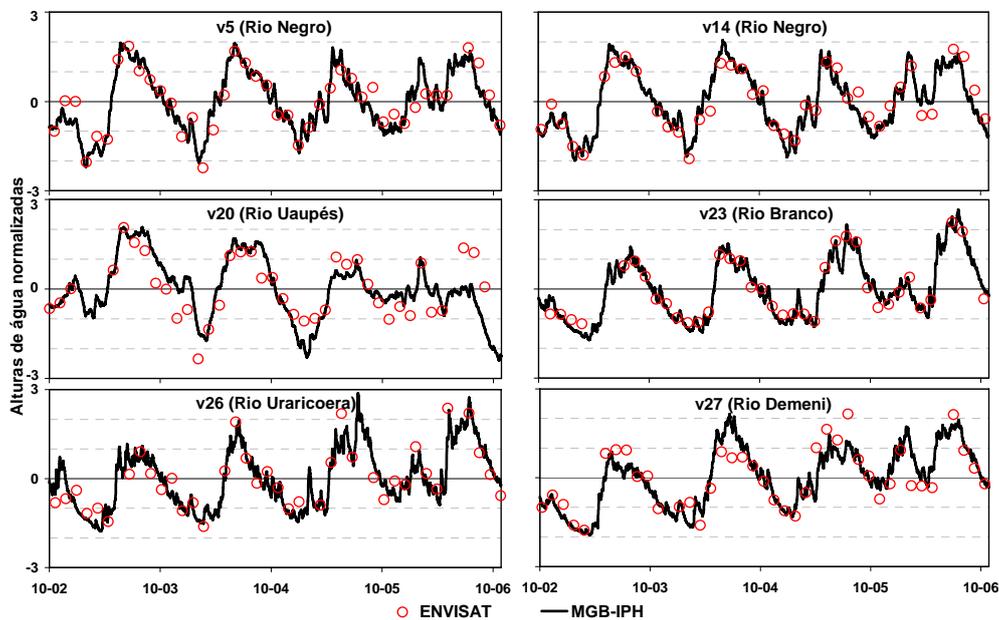


Figura 8 – Níveis de água normalizados em v5 (Rio Negro), v14 (Rio Negro), v20 (Rio Uaupés), v23 (Rio Branco), v26 (Rio Uraricoera) e v27 (Rio Demeni) (ver Figura 1a para a localização das estações). Linhas cheias são níveis modelados e pontos brancos são observações do satélite ENVISAT.

Verifica-se que todos os rios apresentaram boa concordância entre as séries temporais

normalizadas, indicando que a propagação de água foi bem representada pelo modelo. As únicas exceções são os rios Uaupés, onde picos de cheia são subestimados em 2005 e 2006, e o rio Demeni, com o período de cheia de 2004 igualmente subestimado. Os resultados da comparação de dados altimétricos na etapa de validação não evidenciaram compensações de erros na estimativa do escoamento superficial.

5. CONCLUSÕES

Este trabalho demonstrou a contribuição de dados altimétricos espaciais à modelagem hidrológica da bacia do rio Negro na etapa de validação de parâmetros, com uma nova proposta de discretização de bacias adaptado para a assimilação de dados altimétricos no modelo e no passo de tempo diário. Os resultados demonstram o sucesso na introdução da altimetria espacial no processo de validação de parâmetros, revelando-se ser uma ferramenta promissora na compreensão dos processos hidrológicos em bacias precariamente monitoradas.

Boa precisão nas vazões simuladas e a consistência entre variáveis hidrológicas resultantes da modelagem e de resultados anteriores encontrados na literatura evidenciam o potencial do MGB-IPH e sua formulação na representação matemática dos fenômenos físicos inerentes ao ciclo hidrológico em grandes bacias com resoluções relativamente altas. Entretanto, a disponibilidade de dados espacialmente distribuídos continua sendo a grande limitante na aquisição de bons resultados na modelagem hidrológica na Amazônia. A estimativa precisa de precipitação é uma das soluções para a computação mais consistente do balanço hídrico que, juntamente com a análise de novas bases de dados, são de extrema importância para tais estudos.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho é financiado pelo CNPq e faz parte do projeto CAPES/COFECUB (nº 516/05), do programa ANR (TCCYFLAM) e do programa de pesquisa conjunta CNPq/IRD. Beneficia-se de dados disponibilizados pela Agência Nacional de Águas (ANA), Ministerio de Medio Ambiente y de los Recursos Naturales (MARN), Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM) e ORE-HyBAm. Os autores gostariam de agradecer o Archiving, Validation and Interpretation of Satellite data in Oceanography (AVISO), no Centre National d'Etudes Spatiales (CNES), por disponibilizar dados ENVISAT.

REFERÊNCIAS

ANA (Agência Nacional de Águas), 2009. Base de dados hidrológica, <http://hidroweb.ana.gov.br>.

- Birkett, C.M., Mertes, L.A.K., Dunne, T., Costa, M., Jasinski, J., 2002. Altimetric remote sensing of the Amazon: Application of satellite radar altimetry. *Journal of Geophysics Research* 107 (D20), 8059, 10.1029/2001JD000609.
- Calmant, S., Seyler, F., Cretaux, J.F., 2008. Monitoring continental surface waters by satellite altimetry. *Surv. Geophys.*, 29,247–269. DOI 10.1007/s10712-008-9051-1
- Campos, I.O., Mercier, F., Maheu, C., Cochonneau, G., Kosuth, P., Blitzkow, D. and Cazenave, A. 2001. Temporal variations of river basin waters from Topex/Poseidon satellite altimetry. Application to the Amazon basin. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 333 (10), 633—643.
- Chapelon, N., Douville, H., Kosuth, P., Oki, T., 2002. Off-line simulation of the Amazon water balance: a sensitivity study with implications for GSWP. *Climate Dynamics*, 19, 141–154. DOI 10.1007/s00382-001-0213-9.
- Coe, M.T., Costa, M.H., Howard, E.A., 2008. Simulating the surface waters of the Amazon River basin: impacts of new river geomorphic and flow parameterizations. *Hydrological Processes*, doi: 10.1002/hyp.6850.
- Collischonn, W., 2001. Simulação hidrológica de grandes bacias. Tese de D.Sc. Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil. 194p.
- FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations), 1986. Gridded FAO/UNESCO Soil Units. UNEP/ GRID, FAO Soil Map of the World in Digital form, Digital Raster Data on 2-minute Geographic (lat x lon) 5400 x 10800 grid, UNEP/GRID, Carouge, Switzerland.
- Farr, T. G., Paul A. Rosen, P.A., Caro, E., Crippen, R., *et al.*, 2007. The Shuttle Radar Topography Mission. *Rev. Geophys.*, 45, RG2004, doi:10.1029/2005RG000183.
- Frappart, F., Seyler, F., Martinez, J.M., León, J.G. Cazenave A., 2005. Floodplain water storage in the Negro River basin estimated from microwave remote sensing of inundation area and water levels. *Remote Sensing of Environment* 99(4), 387-399 doi:10.1016/j.rse.2005.08.016
- Frappart, F.; Calmant, S.; Cauhpe, M.; Seyler, F., Cazenave, A., 2006. Preliminary results of ENVISAT RA-2-derived water levels validation over the Amazon basin. *Remote Sensing of Environment*, 100 (2), 252-264.
- Getirana, A.C.V., Bonnet, M.-P., Rotunno Filho, O.C., Mansur, W.J., 2009. Improving hydrological information acquisition from DEM processing in floodplains. *Hydrological Processes*, 23, 502–514. DOI: 10.1002/hyp.7167

- Guyot, J.-L., Molinier, M., Guimarães, V., Cudo, K.J., Oliveira, E., 1993. Balanço hídrico da bacia do rio Negro. In: *Annals of the X Brazilian Symposium of Water Resources*, 11p.
- Krysanova, V. Müller-Wohlfeil, D-I., Becker, A., 1998. Development and test of a spatially distributed hydrological/water quality model for mesoscale watersheds. *Ecological Modeling*, 106, 261-289.
- León, J.G, Calmant, S., Seyler, F., Bonnet, M.P., Cauhpe, M., Frappart, F., Fillizola, N., 2006. Rating curves and estimation of average depth at the upper Negro river based on satellite altimeter data and modelled discharges. *Journal of Hydrology* 328 (3-4), 481-496.
- Liang, X.; Lettenmaier, D.P.; Wood, E.F. & Burges, S. J. (1994) A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *J. Geophys. Res.* 99(7), 14415-14428.
- Martinez, J.-M., Le Toan, T. ,2007. Mapping of flood dynamics and spatial distribution of vegetation in the Amazon floodplain using multitemporal SAR data. *Remote Sensing of Environment* 108(3), 209–223. DOI:10.1016/j.rse.2006.11.012.
- Meade, R.H., Rayol J.M., Conceição S.C., Natividade J.R.G. 1991. Backwater effects in the Amazon river basin of Brazil. *Environ. Geol. Water Sci.*, 18(2) : 105-114.
- Miller, J., Russell, G. And Caliri, G.: Continental Scale River Flow in climate models. *J. Climate*, 7, 914-928, 1994.
- Paz, A.R., Collischonn, W., Silveira, A.L.L., 2006. Improvements in large-scale drainage networks derived from digital elevation models. *Water Resour. Res.*, 42, W08502, doi:10.1029/2005WR004544.
- Shuttleworth, W. J. 1993 Evaporation In: Maidment, D. R. *Handbook of hydrology* McGraw-Hill New York
- Tucci, C.E.M., Marengo, J.A., Silva Dias, P.L., Collischonn, W., Silva, B.C., Clarke, R.T., Cardoso, A.O., Juarez, R.N., Sampaio, G., Chan, C.S., Tomasella, J., 2005. Streamflow Forecasting in São Francisco River Basin Based in the Climatic Forecasting. Technical Report ANEEL/WMO/98/00. Porto Alegre.
- Wigmosta, M.S., Vail, L.W., Lettenmaier, D.P, 1994 A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resour. Res.* 30(6), 1665-1679.
- Zakharova, E., Kouraev, A., Cazenave, A., 2006. Amazon river discharge estimated from the Topex/Poseidon altimetry, *C.R. Geosciences* 338, 188-196.