

COMPORTAMENTO DE UM MODELO HIDROLÓGICO PARA A BACIA AMAZÔNICA UTILIZANDO TRÊS CAMPOS DIFERENTES DE CLIMATOLOGIA

José Alberto da S. Ferreira, Antônio Ocimar Manzi e Clóvis M. do Espírito Santo

INPE – CPTEC - Email: alberto, manzi@cptec.inpe.br

Abstract – A hydrologic model developed by Vorosmarty et al. (1989) was initialized using three distinct climatological data sets and the model outputs were compared. The objective was to check for model sensitivity to input data sets and to figure out the data set which best represent the climatology of the basin. The model outputs were compared to the DNAEE data set, which were considered as reference. The obtained results show that the model output (river discharge) using the European Center climatological data is closer to the DNAEE measurements than those obtained using the other two data sets.

1 - Introdução

Um modelo completo de balanço (MBA) e transporte de água (MTA) foi desenvolvido e utilizado para a América do Sul por Vorosmarty et al. (1989). Este modelo gera campos de alta resolução espacial com valores médios mensais das variáveis umidade do solo, evapotranspiração, escoamento sub e superficial e descarga de rios. O MBA transforma dados espaciais de variáveis meteorológicas, tipos de vegetação, de solos e topografia em quantificação de umidade do solo, evapotranspiração e escoamento superficial. O MTA utiliza informações de escoamento superficial (geradas pelo MBA) e roteamento para, através de um modelo linear de transferência de água superficial entre blocos adjacentes, calcular as descargas resultantes em qualquer canal das bacias hidrográficas. A validação do modelo hidrológico pode ser feita através da comparação das descargas em rios, estimados pelo modelo e aquelas medidas pelo DNAEE.

O comportamento do modelo hidrológico utilizando, para a sua inicialização, campos climatológicos gerados por fontes diferentes, foi obtida para a bacia Amazônica.

2 - Descrição do modelo hidrológico.

O modelo hidrológico utilizado é do tipo distribuído, onde a região em estudo é subdividida em blocos de 0,5 x 0,5 graus. O modelo de balanço de água fornece, para cada bloco individual, estimativas de escoamento superficial e profundo aos rios, teor de umidade nos solos e taxa de evapotranspiração real. Este modelo têm sido utilizado com sucesso em estimativas de médias mensais dessas variáveis para a América do Sul (Vorosmarty et al., 1989) e para a bacia do Rio Zambezi-África (Vorosmarty et al., 1991). A entrada de água no sistema ocorre via chuva ou neve. A água que alimenta o sistema e que não é evapotranspirada, umedece a camada superficial do solo, até esta atingir sua capacidade máxima de retenção de água. O excesso será então armazenado em um reservatório subterrâneo que alimentará, posteriormente, os cursos de água superficiais.

A dificuldade de obtenção de dados meteorológicos distribuídos sobre uma ampla região, exige um método simplificado para a estimativa da ETR. O método de Jensen e Haise (1963) satisfaz as exigências de simplicidade (pois necessita apenas da temperatura e da radiação incidente) e de confiabilidade nas estimativas de ETP efetuadas. Sendo G a radiação solar ($\text{cal/cm}^2.\text{dia}$) de onda curta

incidente e T a temperatura do ar (°C) na superfície da Terra, a fórmula de Jensen e Haise fornece para a ETP estimada:

$$ETP [\text{mm/dia}] = [(0,025 \cdot T) + 0,08] \frac{G}{59} \quad (1)$$

A taxa real de evapotranspiração (ETR) depende das taxas de evapotranspiração potencial e precipitação (P) segundo a seguinte metodologia:

$$ETR = ETP \quad \text{se } P \geq ETP \quad (2a)$$

$$ETR = P - \Delta W \quad \text{se } P < ETP \quad (2b)$$

onde ΔW é a variação da umidade no solo (mm) durante o intervalo de tempo considerado. Para superfícies alagadas a evapotranspiração real é sempre igual a potencial.

A máxima quantidade de água que o solo pode armazenar em seus poros, $C_{\max}$, depende basicamente da porosidade do solo (n) e da profundidade ($H_{\text{raízes}}$) das raízes da vegetação presente. Assim podemos escrever:

$$C_{\max} (\text{mm}) = 1000 \cdot n \cdot H_{\text{raízes}} \quad (3)$$

Enquanto o solo não se encharca totalmente até $C_{\max}$, toda a água que nele chega é armazenada aumentando o seu teor de umidade. A variação da umidade do solo depende da precipitação líquida (precipitação menos evapotranspiração) nele incidente. O teor de umidade no solo tende a aumentar caso a precipitação líquida seja positiva, ou diminuir se a taxa de evapotranspiração (ETP) suplantar a de precipitação (P).

O reservatório de água subterrânea é o responsável pela alimentação dos cursos d'água. Para efeitos de modelagem considera-se um esquema linear de transferência de água deste reservatório para os rios. Sendo V_{res} o volume de água acumulada no reservatório de água subterrânea e K_{res} o parâmetro de descarga do reservatório subterrâneo, o fluxo de água Q_{res} que alimenta o rio vale:

$$Q_{\text{res}} = K_{\text{res}} \cdot V_{\text{res}} \quad (4)$$

O volume de água acumulada no reservatório subterrâneo pode ser estimado pela equação de conservação de massa:

$$\frac{d}{dt} V_{\text{res}} + K_{\text{res}} \cdot V_{\text{res}} = Q_{\text{rec}} \quad (5)$$

Representação dos rios

O modelo de transporte exige um curso d'água superficial para cada bloco. É através destes cursos d'água que os blocos podem interagir, exportando ou recebendo água de blocos adjacentes. A conexão entre os blocos é descrita através de um arquivo de roteamento dos cursos de água. Este roteamento, para cada bloco, obedece a cursos reais dos rios (quando um curso d'água corta o bloco) ou a cursos fictícios (quando não há um curso d'água físico dentro do bloco) baseado em uma direção preferencial entre os 8 blocos adjacentes. Assume-se um modelo linear de vazão nos rios de forma que o fluxo de água saindo de um bloco (Q_{sai}) é proporcional ao volume de água contido no rio (V_{rio}). O fator de proporcionalidade K_{rio} tem dimensão de tempo⁻¹ e pode ser interpretado como o inverso do tempo de residência da água no rio dentro do bloco individual. A equação de balanço de massa para o rio pode ser escrita por:

$$\frac{dV_{\text{rio}}}{dt} = \sum_i Q_{e_i} - Q_{\text{sai}} \quad (6)$$

onde Q_{e_i} é a vazão proveniente dos blocos adjacentes.

3 - Metodologia e dados

Para a inicialização do modelo, foram utilizados dados climatológicos de temperatura do ar, radiação solar de ondas curtas e precipitação. Estes dados climatológicos utilizados foram obtidos de três fontes distintas: UNESCO, Centro Europeu e observação de campo. Os dados fornecidos pela UNESCO compreendem um período de 30 anos de leitura. Os do Centro Europeu compreendem 15 anos (1979- 93), sendo que a série de precipitação possui um ano a menos (1979-92), e foram obtidos

da reanálise (The ECMWF ensemble simulations CD-ROMs). Os dados observados são provenientes de estações meteorológicas, localizadas em território brasileiro, com períodos de observação variando de 4 a 32 anos e foram interpolados pelo método Kriging, obtendo-se uma grade com resolução espacial de 0,5° x 0,5°.

Os resultados obtidos pelo modelo hidrológico inicializado com os três tipos distintos de séries de dados, foram comparados com os valores de evapotranspiração real e vazão (tabela 1) fornecidos pelo DNAEE (referência) para a bacia Amazônica (figura 2).

5 – Resultados

Os resultados produzidos pelo modelo hidrológico, usando os três conjuntos de dados climatológicos, para a bacia Amazônica, são apresentados na figura 1. Os valores de precipitação, evapotranspiração real (ETR) e vazão apresentados pelo DNAEE são considerados como referência para a validação do modelo. A variação da ETP, apresentada na figura e estimada pelo modelo hidrológico, é devida aos diferentes campos de entrada (temperatura do ar e radiação solar). As diferenças nos valores de $ETR=f(ETP,P)$ encontradas para as três simulações, são devidas aos diferentes campos de ETP gerados em cada simulação, já que os campos de precipitação utilizados foram praticamente os mesmos.

Os valores da ETR, precipitação e descarga nos rios são apresentados na tabela 1. Através dos valores é possível observar que o balanço hídrico ($P = ETR + \text{descarga} + \Delta S$) é satisfeito ($\Delta S \approx 0$, para longos períodos de tempo), independente do conjunto de dados climatológicos utilizados.

Vorosmarty et al. (1989) encontraram, para a bacia Amazônica, que 55% da precipitação incidente é evapotranspirada e o restante, 45%, alimenta os rios. Os valores obtidos pelo DNAEE, para a bacia Amazônica, mostram que 56,3% da precipitação anual é evapotranspirada e 43,7% vai para os rios. Com o modelo hidrológico inicializado com a série de dados do Centro Europeu, obteve-se 54,9% utilizado na evapotranspiração e 45,1% saindo da bacia pelos rios (tabela2).

A média anual da umidade do solo, obtida pelos três conjuntos de dados climatológicos, apresentou a mesma característica descrita por Vorosmarty et al. (1989), alta umidade do solo no leste e oeste da amazônia. Este resultado pode ser observado na figura 2 que apresenta a média anual da fração (f) de umidade do solo, obtida através da equação:

$$f = \frac{(W_{\text{solo}} - W_{\text{murcha}})}{(W_{\text{máx}} - W_{\text{murcha}})}$$

W_{solo} , W_{murcha} e $W_{\text{máx}}$ representa, respectivamente, o teor de água estimado no solo, o teor de água no ponto de murcha e o teor de água no solo saturado.

Tabela 1. Valores anuais (mm) da precipitação, evapotranspiração real e descarga nos rios para os dados do DNAEE e os climatológicos, utilizados pelo modelo hidrológico.

Climatologia	P (mm/ano)	ETR (mm/ano)	Vazão (mm/ano)
DNAEE	2220	970	1250
Centro Europeu	2217	1217	999
UNESCO	2346	1097	1249
Observado	2220	1410	810

Tabela 2. Relação entre a ETR e a vazão com a precipitação na bacia Amazônica.

	DNAEE	Centro Europeu	UNESCO	Observado
ETR/P	56,3 %	54,9 %	48,6 %	63,5 %
Vazão/P	43,7 %	45,1 %	53,2 %	36,5 %

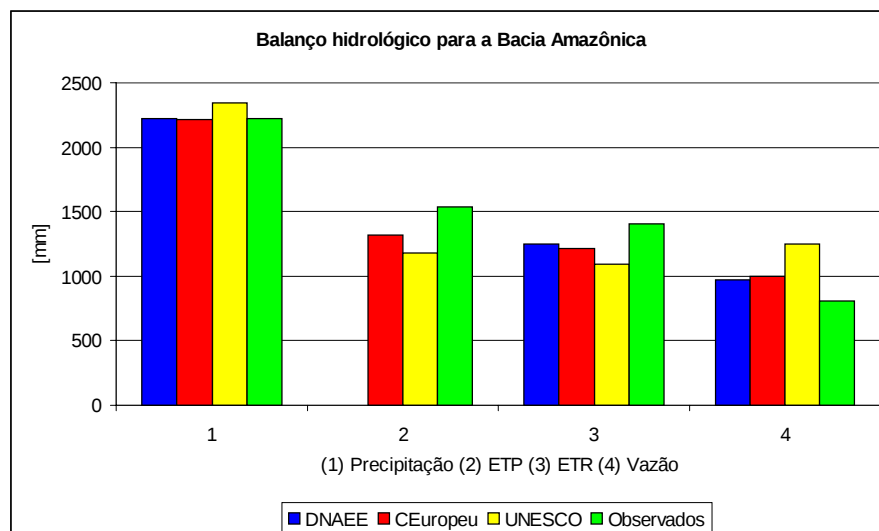
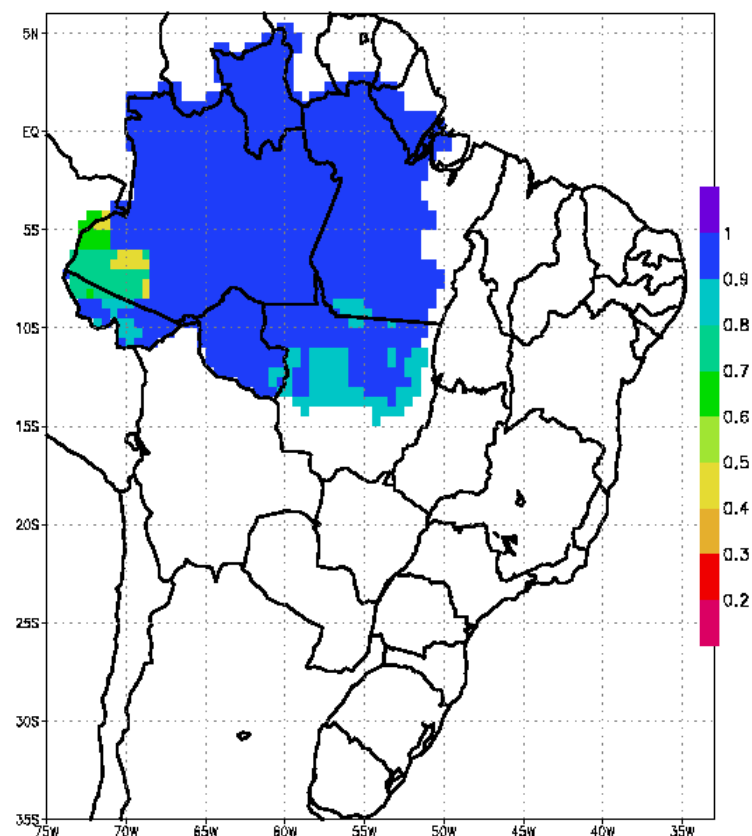


Figura 1. Comportamento do modelo hidrológico quando submetido a três tipos de campos climatológicos (Centro Europeu, UNESCO e Observados).



GrADS: COLA/IGES

Figura 2 - Média anual da fração de umidade do solo obtido pelo método de Jensen e Haise utilizando o campo climatológico do Centro Europeu.

5 - Conclusões.

Para estimativas anuais de evapotranspiração real (obtidas através do método de Jansen e Haise) e descarga nos rios, o modelo hidrológico fechou o balanço hídrico satisfatoriamente para a bacia Amazônica.

Com relação aos diferentes campos climatológicos utilizados, o modelo apresentou resultados diferentes entre eles e, também, quando comparados com os resultados apresentados por Vorosmarty et al. (1989) e com os dados fornecidos pelo DNAEE. Diferenças nos campos climatológicos das variáveis precipitação, radiação de onda curta e temperatura do ar ocasionaram essas variações.

Os resultados apresentados pelo modelo que mais se aproximaram dos obtidos por Vorosmarty e pelo DNAEE foram aqueles obtidos utilizando-se, para inicialização do modelo, a série climatológica fornecida pelo Centro Europeu.

Apesar do modelo apresentar bons resultados, estes foram obtidos com um intervalo de tempo anual. Mais testes devem ser feitos para sua validação, utilizando intervalos de tempo, mensais ou de alguns dias.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica (DNAEE) e ao pesquisador Dirceu Luiz Herdies (INPE-CPTEC) pelos dados gentilmente cedidos para a realização deste artigo.

Referências bibliográficas.

- JENSEN, M. and HAISE, H. Estimating evapotranspiration from solar radiation, *Ammer. Soc. Civ. Engin., Jour, Irrig. and Drain*, 89 (IR-4), 15-41, 1963.
- VOROSMARTY, C. J. and MOORE III, B. Modeling basin-scale hydrology in support of physical climate and global biogeochemical studies: an example using the Zambezi River. *Surveys in Geophysics*, 12(1-3), 271-311, 1991.
- VOROSMARTY, C. J., MOORE III, B., GRACE, A., GILDEA, M. P., MELILLO, J. M., PETERSON, B. J., RASTETTER, E. B., and STEUDLER, P. A. Continental-scale models of water balance and fluvial transport: an application to South America. *Global Biogeochemical Cycles*, 3(3), 241-265, 1989.