ESTUDO DA BACIA AMAZÔNICA COM UM MODELO DE RASTREAMENTO HIDROLÓGICO

Mino Viana Sorribas[1,2] & Rodrigo C. D. Paiva[3] & Walter Collischonn[4] & Ayan Fleischmann[5] & Marie-Paule Bonnet[6]

Resumo – A Bacia Amazônica é a maior do mundo, com cerca de 6 milhões de km², e é responsável por cerca de 15-17% das águas superficiais que chegam aos oceanos. Ao longo do seu caminho, águas de diferentes características físico-químicas interagem, e extensas planícies inundáveis armazenam sazonalmente grandes volumes de água. As trocas rio-planície são também responsáveis por importantes alterações físico-químicas e ecológicas das propriedades da água. O tempo de viagem e residência da água nestes sistemas são outros aspectos relevantes neste contexto, e cuja estimativa é ainda um grande desafio para estudos hidrológicos. Assim, este estudo apresenta aplicação de um novo modelo de rastreamento de partículas (HTM - *Hydrological Tracking Model*), baseado em valores de fluxos em rios e planícies estimados via modelo hidrológico MGB-IPH e uma abordagem probabilística do fluxo de partículas de água. Resultados indicaram o tempo de viagem na bacia amazônica sendo inferior a 70 dias, e que ~20% das águas passam pelas planícies de inundação. Foi possível também identificar a variação temporal da contribuição dos diferentes tributários para o rio Amazonas. Os resultados são promissores e indicam a possibilidade do método HTM para compreensão de tempos de viagem e processos hidrológicos em escala de bacia.

Palavras-Chave – Rastreamento Hidrológico, Bacia Amazônica, MGB-IPH

STUDY OF THE AMAZON BASIN WITH A HYDROLOGICAL TRACKING MODEL

Abstract – The Amazon River Basin is the largest in the world, with around 6 million km², and is responsible for ~15-17% of surface waters that get to the oceans. Throughout its way, waters of different physical-chemical characteristics interact, and extensive floodplains seasonally storage large amounts of water. River-floodplains exchanges are responsible for important physical-chemical and ecological alterations of water properties. Travel and water residence times are also important in this context, which estimative is still a major challenge in hydrological studies. Then, this study presents an application of a new Hydrological Tracking Model (HTM), based on river and floodplain fluxes estimated through hydrological model MGB-IPH and a probabilistic approach for water particles flux. Results indicate that travel time in Amazon basin is less than 70 days, and that ~20% of waters pass through floodplains. It is also possible to indentify the temporal variation of the contribution of different tributaries to the Amazon River. Results are promising and indicate the possibility of HTM method to foster the comprehension of travel times and hydrological processes at the basin scale.

Keywords – Hydrological Tracking, Amazon Basin, MGB-IPH

[1] Afiliação: Instituto de Pesquisas Hidráulicas, UFRGS, Porto Alegre, Brasil. Email: mino.sorribas@gmail.com
[2] Afiliação: Instituto de Pesquisas Hidráulicas, UFRGS, Porto Alegre, Brasil. Email: mino.sorribas@simepar.br
[3] Afiliação: Instituto de Pesquisas Hidráulicas, UFRGS, Porto Alegre, Brasil. Email: rodrigocdpaiva@gmail.com
[4] Afiliação: Instituto de Pesquisas Hidráulicas, UFRGS, Porto Alegre, Brasil. Email: collischonn@iph.ufrgs.br;
[5] Afiliação: Instituto de Pesquisas Hidráulicas, UFRGS, Porto Alegre, Brasil. Email: ayan.fleischmann@gmail.com
[6] Afiliação: IRD, Toulouse, França. Email: marie-paule.bonnet@ird.fr.

INTRODUÇÃO

A quantificação das trocas de água entre canal principal e planícies de inundação da bacia Amazônica, na escala da bacia inteira, foi descrita por dois estudos principais. Richey et al. (1989) utilizou um método de propagação simplificado e vazões observadas no eixo principal do rio Amazonas e estimou que 30% da água que escoa na bacia é oriunda das áreas de contribuição das planícies de inundação e/ou foram trocadas com a planície no ciclo da cheia anual. Em estudo recente, Alsdorf et al. (2010) analisou o armazenamento de água da bacia utilizando produtos de sensoriamento remoto e níveis de água observados, e estimou que a troca de água entre rios e planícies de inundação é inferior a 10% da vazão do rio principal. Estudos detalhados utilizando dados *in situ* e modelos hidrológicos existem, por exemplo, para o Lago Calado (Lesack et a. 1995) e Lago Grande do Curuai (Bougoin et al. 2017; Bonnet et al. 2008; Rudorff et al. 2014) e fornecem informação adicional sobre o balanço hídrico local. A troca de água entre o rio principal e planícies de inundação contabilizou 21% (Lago Calado), 77-82% (Lago Grande do Curuai) e 93% (Lago Janauaca) do armazenamento líquido nesses sistemas. O percentual elevado para o Lago Grande do Curuai e no Lago Janauaca destaca uma forte relação desses sistemas com a cheia e inundação anual do rio Amazonas. Outro aspecto importante sobre a troca e renovação das águas da bacia Amazônica, diz respeito ao tempo de viagem das águas. Estudos detalhados com isótopos indicam tempos de viagem entre 20 e 60 dias, coerentes com a duração dos períodos chuvosos da bacia (Tardi et al. 2005; Bustillo et al. 2011).

Existem também um grande debate sobre a classificação das suas águas (Junk et al. 2011; Moquet et al. 2016) da bacia Amazônica. Historicamente, a classificação é relacionada à quantidade de sedimento e sólidos dissolvidos dos rios de origem: (i) águas brancas, ricas em sedimentos que formas as várzeas, drenam dos Andes; (ii) águas negras e águas claras que drenam dos escudos brasileiros e das guianas, formando as planícies de menor fertilidade chamados igapó. Assim, as águas da planície central e trecho baixo da Amazônia são compostas por uma mistura de águas oriundas dos rios a montante e áreas de contribuição locais (Forsberg et al. 1998), e sua composição possui um papel importante no ciclo biogeoquímico da bacia (Melack et al. 2001; Cullmann et al. 2006). No trecho baixo do rio Solimões existem registros de histerese entre a vazão do rio e a concentração de sólidos suspensos e dissolvidos, associados às características litológicas e "timing" hidrológico dos principais tributários da bacia (Meade et al. 1994; Filizola et al. 2011; Moquet et al. 2016). Embora a rede de monitoramento *in situ* resulte em conjuntos atualizados de informações sobre o funcionamento desse complexo sistema, modelos numéricos hidrológicos e hidráulicos de escala regional e continental têm sido comprovadamente úteis para estimar os níveis de água, extensão das áreas de inundação e estudo do escoamento nas planícies de inundação da bacia Amazônica (Coe et al. 2008; Trigg et al. 2009; Beighley et al. 2009; Paiva et al. 2013).

Nesse contexto, o presente trabalho tem como objetivo demonstrar a aplicação de um modelo numérico de rastreamento hidrológico (Sorribas, 2016) acoplado ao modelo hidrológico MGB-IPH e sua utilidade na investigação de aspectos hidrológicos, tempos de viagem e composição das águas da bacia Amazônica.

MODELO DE RASTREAMENTO HIDROLÓGICO

O modelo descrito nesta seção apresenta uma solução geral para o rastreamento numérico de volumes de água (i.e. "pacotes de água") para uma rede composta por compartimentos hidrológicos e suas conexões topológicas. Nesse trabalho, foi utilizada a abordagem desenvolvida por Sorribas (2016) orientada para modelos hidrológicos de grande escala. O modelo de rastreamento hidrológico (HTM, *hydrological tracking model*) apresenta similaridades às técnicas tradicionais

mecânica dos fluidos computacional (i.e. *particle-tracking*). No entanto, chamamos de rastreamento de "pacotes de água" para (i) evitar interpretação errônea sobre o transporte de material particulado e (ii) porque o método utilizado considera elementos virtuais dotados de volume, um aspecto inovador em relação aos métodos de *particle-tracking*.

A abordagem por rastreamento é apropriada devido à naturalidade em obter informação descritiva e quantitativa para os atributos de localização, trajetórias e tempos de viagem. O modelo proposto por Sorribas (2016) difere também das técnicas usuais de integração da trajetória pelo campo de velocidades, pois utiliza uma abordagem probabilística que resolve o movimento dos "pacotes de água" na interface entre compartimentos com diferentes dimensões espaciais, tais como entre um reservatório concentrado (zero-dimensional) e um canal de escoamento (1-D). Essa característica é importante para o acoplamento da modelagem de rios e planícies de inundação em grande escala.

Considere um volume de controle onde a quantidade de água armazenada (S, m^3) e a vazão total (Q, m^3/s) escoando por múltiplas L conexões (i.e. tal que, $Q = \sum Q_j$) são ambas conhecidas. O conteúdo de água no volume de controle é reproduzido por um conjunto de parcelas de água (n_w), idealmente estimados por $n_w=S/s$, onde s (m^3) é o parâmetro que define o tamanho de cada pacote de água. Desas forma, o número de pacotes de água que saem de um volume de controle (n_Q) em um determinado intervalo de tempo (Δt) pode ser relacionado com a vazão total e o tamanho s escolhido (Figura 1).

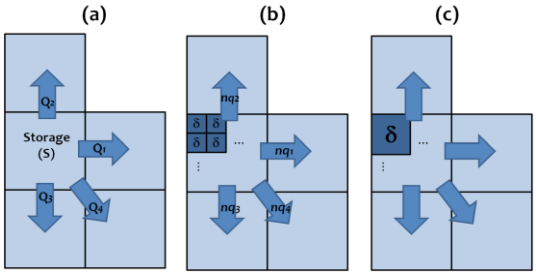

Figura 1: Modelo geral de rastreamento hidrológico

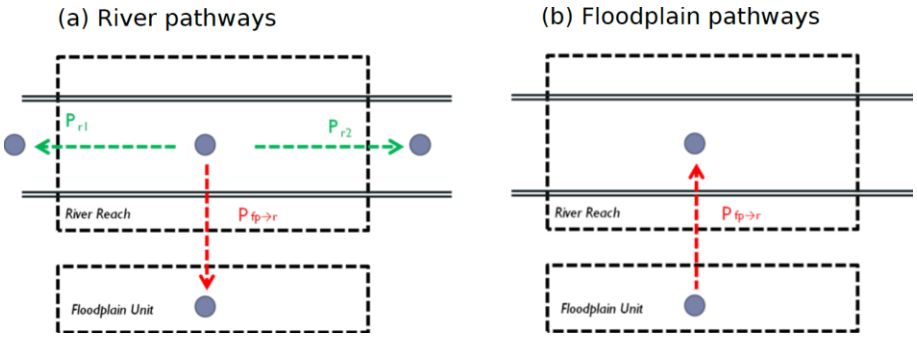

Figura 2: Exemplo para conexão entre rios e planícies de inundação.

Cada parcela de água tem uma probabilidade de 'permanecer no volume de controle' ou 'sair do volume de controle' por algum dos caminhos (i.e. conexões) existentes. O modelo considera que o número de parcelas de água de volume s [m^3], que saem do volume de controle em um intervalo (Δt) segue uma distribuição de Poisson (Sorribas, 2016), tal que o fluxo médio é dado por $n_Q = Q/(s\Delta t)$. Dada a existência de probabilidades individuais a cada parcela de água, podemos interpretar o movimento como um processo binomial com n_w tentativas. Como as parcelas de água podem sair do volume de controle por qualquer uma da j=1...L conexões, considera-se que a chance

é proporcional a *j-ésima* contribuição da vazão (Q_j) em relação a vazão total. Assim, a probabilidade de uma parcela de água *i* ($P_{i,j}$) sair do volume de controle pela conexão *j*, em um determinado momento (*t*) é estimado por:

$$P_{i,j}(t) = (1 - \exp(-Q\Delta t/(S))*(Q_j/Q) \qquad \text{(Eq. 1)}$$

Essa equação pode ser resolvida numericamente para um domínio complexo, utilizando um *grid* computacional baseado em volumes finitos. No presente caso, foi utilizada a discretização espacial e topologia do modelo MGB-IPH na sua aplicação para a bacia Amazônica, incluindo a separação e rio e planícies de inundação, conforme simulação hidrológica realizada por Paiva et al. (2013).

APLICAÇÃO NA BACIA AMAZÔNICA

Neste trabalho o modelo de rastreamento hidrológico foi acoplado à solução hidrológica e hidráulica do MGB-IPH na sua implementação para a bacia Amazônica, para o período de 1998-2009 (Paiva et al. 2013). Essa abordagem foi escolhida devido (i) à capacidade do MGB-IPH representar os processos hidrológicos da bacia, no balanço hídrico, hidrodinâmica dos rios e inundação de planícies de grande escala; e (ii) à performance comprovada na validação contra observações in situ e de sensoriamento remoto (Paiva et al. 2013). A equação geral é aplicada em cada intervalo de tempo, aos trechos de rio e à troca de água entre rio e planícies de inundação obtido do MGB-IPH, sendo aplicado a todos os volumes de controle computacionais (~10000), a exemplo da Fig. 2. No caso das planícies de inundação, o modelo utiliza o balanço líquido do armazenamento de água e simplifica o escoamento a três condições: enchendo, drenando ou estático; o que é coerente com a abordagem de grande escala. Além disso, maiores vazões resultam em maiores chances dos pacotes de água saírem do volume de controle, sendo consistente com a redução do tempo de retenção. Maiores detalhes sobre as condições de contorno, validação e conservação de massa são observados em Sorribas (2016).

A bacia amazônica possui uma área de drenagem da ordem de 6 x 10^6 km^2 e descarrega o equivalente a 15-17% da vazão total afluente aos oceanos (Fig. 3). A bacia é formada pelos Andes (altas altitudes e declividades), os escudos brasileiros e das guianas (declividades médias) e as planícies amazônicas (baixa declividade). Os regimes de chuva apresentam contraste entre as partes norte e sul da bacia sendo a estação chuvosa entre junho e agosto (dezembro a fevereiro) no norte (sul); e as estações úmida e seca mais (menos) definidas no sul e leste (norte e oeste) da bacia (Villar et al. 2009). Por fim, os rios apresentam variações sazonais e interanuais características no nível de água (e inundação) que influenciam a proporção de habitats aquáticos da bacia. As planícies de inundação representam cerca de 14% de toda a bacia amazônica.

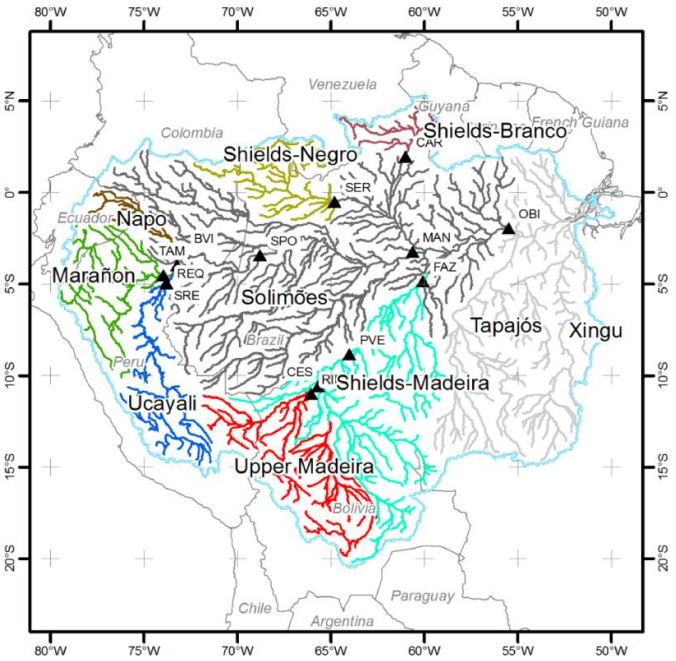

Figura 3: Categorização de bacias por litologia referido em Moquet et al. (2016).

Os principais tributários são o rio Solimões, Negro, Madeira, Tapajós e Xingu (Fig. 2). O rio Solimões drena 51% da área total e constitui grande parte da planície central, englobando também os tributários do Andes norte e central (i.e. Maranon, Ucayali, Napo). O rio Negro localizado no norte drena grande parte dos escudos das Guianas e contribui em ~17% da vazão da bacia (Getirana et al. 2010). O rio Madeira drena a parte sul dos Andes e o oeste dos escudos cristalinos brasileiros. O posto fluviométrico em Óbidos integra a vazão dessas bacias, sendo que o pico de vazão ocorre entre maio e junho. Além disso, a variabilidade sazonal e a mistura das águas está fortemente associada ao "timing" das vazões dos principais tributários, mas também do armazenamento nas grandes planícies de inundação.

RESULTADOS

Nessa seção são apresentados alguns dos resultados obtidos e potencial de aplicação do modelo de rastreamento hidrológico. A Figura 4 apresenta um experimento numérico realizado que considera o rastreamento de parcelas de água de três regiões diferentes: Alto Solimões (vermelho), Alto Negro (azul) e Alto Madeira (verde). Neste caso, a trajetória da água oriunda dessas diferentes regiões é ilustrada, considerando o mês de janeiro a março. É possível observar que em menos de um mês as águas do Alto Negro e Madeira chegam no eixo principal, se encontrando mais ou menos no mesmo período. A densidade de parcelas demonstra que a contribuição do Alto Negro é superior à do Alto Madeira nessa estação. As águas de janeiro do Alto Solimões tem um percurso maior a percorrer e se encontram um pouco mais tarde. Por fim, em meados de fevereiro a março é possível observar que boa parte das águas já foram drenadas, embora o modelo indique que parte das águas foram retidas nas planícies de inundação ao longo do caminho.

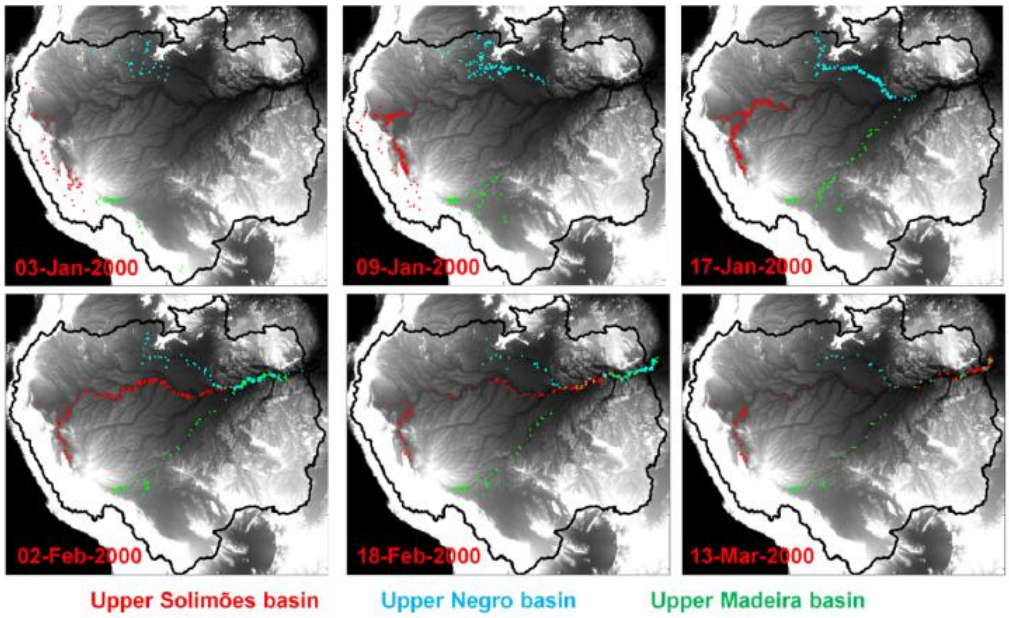

Figura 4: Rastreamento da água por origem (Alto Solimões, Alto Negro e Alto Madeira).

As figuras 5a e 5b apresentam estimativas inferiores (quantil 10%) e superiores (quantil 90%) dos tempos de viagem, na perspectiva de cada trecho da bacia até o exutório. Os experimentos numéricos indicam que um limiar inferior (Fig.5a) para o tempo de viagem das águas na rede de canais principais e planícies da bacia é da ordem de 45-60 dias para os trechos Andinos que drenam o Alto Solimões, caindo para menos de 30 dias nas planícies centrais do trecho baixo da bacia. Essa situação representa o cenário hidrológico onde o canal domina o escoamento, com velocidades mais elevadas. Por outro lado, a Figura 5b demonstra um limiar superior, sugerindo que as planícies de

inundação podem ter um efeito severo na retenção e aumento do tempo de viagem de água por muitos meses. Embora mais informação seja necessária para um entendimento completo, esses resultados sugerem que as planícies de inundação atuam fortemente e levantam novos questionamentos sobre a importância das mesmas nos ciclos biogeoquímicos, por exemplo.

Com o modelo HTM é possível estimar influência das planícies no tempo de residência das águas na bacia Amazônica. Os resultados indicaram que 80% da água não escoa pelas planícies de inundação e, por outro lado, que 20% das águas são trocadas entre rio e planície de inundação. O efeito das planícies de inundação pode aumentar substancialmente o tempo de residência das águas na bacia amazônica, para mais de 300 dias. Cabe reconhecer que devido a algumas premissas do modelo esses valores podem ser subestimados, mas que, no entanto, fornecem um patamar superior nunca discutido até o momento e destacam a importância de estudar ainda mais o funcionamento e papel das planícies de inundação.

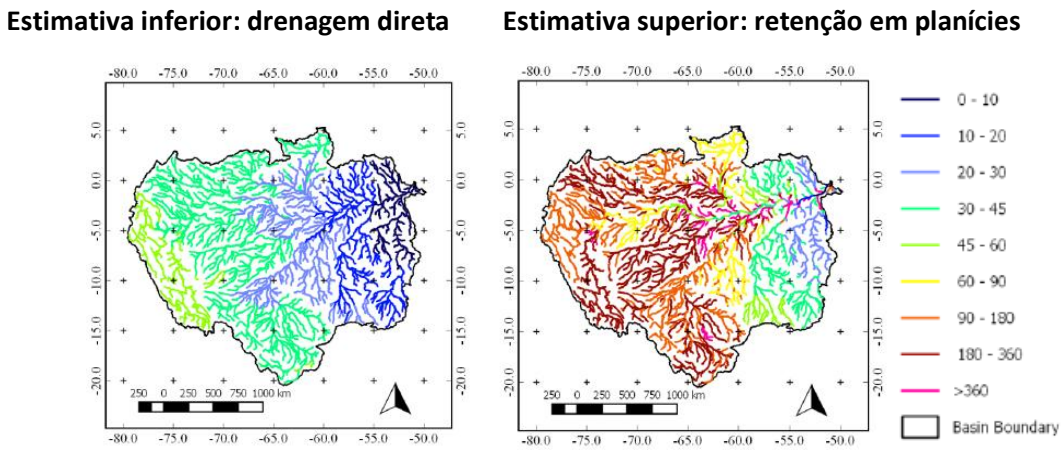

Figura 5: Estimativa do tempo de viagem na Amazônia.

Por fim, um último experimento foi realizado considerando o rastreamento da água conforme as regiões de origem litológica (Fig. 3) estudados por Moquet et al. (2016). A figura 6a apresenta a separação do escoamento obtida pelo modelo de rastreamento hidrológico em Óbidos, considerando os efeitos de propagação hidrodinâmica obtidos da simulação de referência. É possível observar claramente a magnitude e dinâmica dos aportes das diferentes fontes, além da alternância do rio Negro e rio Madeira (andino e escudos). Na figura 6b é ilustrada a dinâmica de histerese da vazão x composição da água em Óbidos obtida do modelo, considerando as fontes do Madeira-Escudos, Solimões e Negro-Escudos, nas diferentes estações do ano de vazões médias 2007-2008 (DJF: azul; MAM:preto; JJA:vermelho; SON:verde) e demais anos (em cinza).

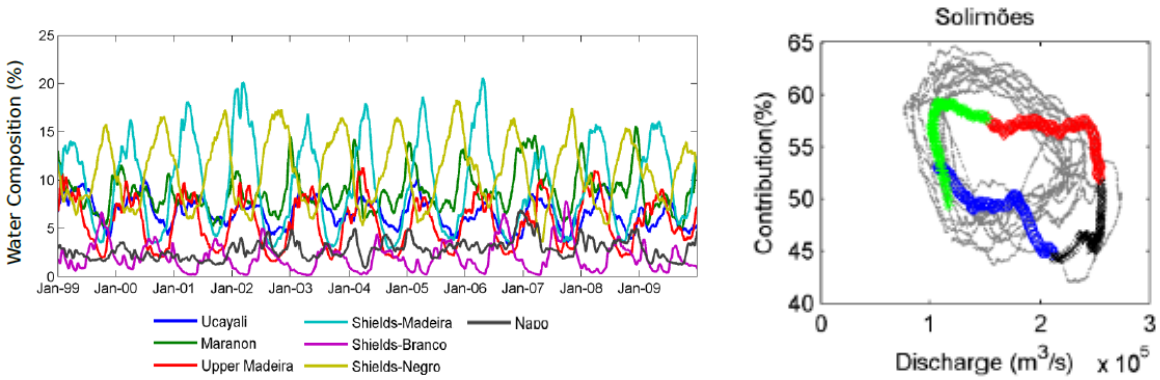

Figura 6: (a) Separação do escoamento por origem litológica e (b) histerese da vazão e composição da água em Solimões.

CONCLUSÃO

Este trabalho apresentou uma nova abordagem para rastreamento de partículas de água em grandes bacias, de modo a compreender processos hidrológicos relacionados a tempos de viagem e residência da água em rios. Foi realizada uma aplicação na bacia Amazônica, cujos resultados indicaram que o tempo de viagem na bacia é inferior a 70 dias. Estimou-se que cerca de 20% das águas passam pelas planícies de inundação, cujo efeito de armazenamento pode aumentar o tempo de residência das águas para mais de 300 dias. Com o modelo HTM foi possível também compreender a origem e composição das águas que passam pela bacia, e a variação espacial-temporal.

O modelo proposto mostrou-se satisfatório para estudos relacionados a rastreamento hidrológico, sendo facilmente adaptável para outros estudos de caso e compreensão de outros processos hidrológicos (e.g., distinção entre percursos de águas superficiais e subterrâneas).

REFERÊNCIAS

ALSDORF D, HAN S-C, BATES P, MELACk J (2010) Seasonal water storage on the Amazon floodplain measured from satellites, Remote Sens. Environ., 114(11), 2448-2456,

BEIGHLEY RE, EGGERT KG, DUNNE T et al., (2009) Simulating hydrologic and hydraulic processes throughout the Amazon River Basin, Hydrol. Process., 23, 1221-1235

BONNET MP, BARROUX G, MARTINEZ JM et al. (2008) Floodplain hydrology in an Amazon floodplain lake (Lago Grande de CuruaÃ-), J. Hydrol., 349(1-2), 18-30.

BOURGOIN LM, BONNET M-P, MARTINEZ J-M et al. (2007) Temporal dynamics of water and sediment exchanges between the CuruaÃ- floodplain and the Amazon River, Brazil, J. Hydrol., 335(1-2), 140-156

BUSTILLO V, VICTORIA RL, SOUSA DE MOURA JM et al. (2011) Factors driving the biogeochemical budget of the Amazon River and its statistical modelling, Compt Rendus Geosci 343, 261-277

COE MT, COSTA MH, HOWARD EA (2008) Simulating the surface waters of the Amazon River basin: impacts of new river geomorphic and flow parameterizations, 22, 2542-2553, Hydrol. Process.

CULLMANN J, JUNK WJ, WEBER G, SCHMITZ GH (2006) The impact of seepage influx on cation content of a Central Amazonian floodplain lake, J. Hydrol., 328, 297-305
Filizola N, Guyot J-L, Wittmann H, et al. (2011) The significance of suspended sediment transport determination on the Amazonian hydrological scenario. In: Manning AJ (Ed). Sediment transport in aquatic environments, 45-64

FORSBERG BR, DEVOL AH, RICHEY JE, MARTINELLI LA, SANTOS H (1988) Factors controlling nutrient concentrations in Amazon floodplain lakes, Limnol. Ocean., 33(1), 41-56

JUNK WJ, PIEDADE MTF, SCHÖNGART J et al. (2011) A Classification of Major Naturally-Occurring Amazonian Lowland Wetlands, Wetlands, 31, 623-640

LESACK LFW, MELACK JM (1995) Flooding hydrology and mixture dynamics of lake water derived from multiple sources in an Amazon floodplain lake, Water Resour. Res., 31, 329-345

MEADE RH (1994) Suspended Sediments of the Modern Amazon and Orinoco Rivers, Quartenary Int., 21, 29-39

MELACK JM, FORSBERG BR (2001) Biogeochemistry of Amazon flood plains and assiciated wetlands. In: McClain ME, Victoria RL, Richey J. (Eds.), The Biogeochemistry of the Amazon Basin and its Role in a Changing World, vol. 14. Oxford University Press, Oxford, 235-274.

MOQUET J-S, GUYOT JL, CRAVE A et al. (2016) Amazon River dissolved load: temporal dynamics and annual budget from the Andes to the ocean, Environ Sci Pollut Res, 23, 11405

PAIVA, RCD, BUARQUE DC, COLLISCHONN W et al. (2013) Large-scale hydrologic and hydrodynamic modeling of the Amazon River basin, Water Resour.Res., 49(3), 1226-1243

RICHEY JE, MERTES LAK, DUNNE T et al. (1989) Sources and Routing of the Amazon River Flood Wave, Global Biogeochem. Cycles, 3(3), 191-204

RUDORFF, CM, MELACK JM, BATES PD (2014) Flooding dynamics on the lower Amazon floodplain: 1. Hydraulic controls on water elevation, inundation extent, and river floodplain discharge, Water Resour. Res., 50(1), 619-634.

SORRIBAS, M.V. (2016). Modelo de Rastreamento Hidrológico: sobre as trocas de água entre rios e planícies de inundação da bacia Amazônica. Tese de Doutorado, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, UFRGS, Porto Alegre, Brasil.

TARDY Y, BUSTILLO V, ROQUIN C et al. (2005) The Amazon Biogeochemistry applied to river basin management: part I. Hydro-climatology, hydrograph separation, mass transfer balances, stable isotopes, and modelling, Appl Geochem, 20, 1746-1829

TRIGG MA, WILSON MD, BATES PD, HORRIT MS, ALSDORF DE, FORSBERG BR, VEGA MC (2009) Amazon flood wave hydraulics, Journal of Hydrology, 374, 92-105

VILLAR JCE, RONCHAIL J, GUYOT JL et al. (2009) Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador), Int. J. Clim., 29, 1574-1594