

O Papel dos Rios no Balanço Regional de Carbono

Jeffrey E. Richey,¹ Alex V. Krusche,² Mark S. Johnson,³
Hillandia B. da Cunha,⁴ e Maria V. Ballester,²

Ao longo da evolução do Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia, os sistemas fluviais, antes considerados ecologicamente interessantes, mas não necessariamente relevantes para o balanço de carbono, passaram a ser considerados importantes sistemas emissores de um volume de CO₂ quase equivalente ao carbono sequestrado pela floresta. Entender o papel dos sistemas fluviais no balanço de carbono da Bacia Amazônica é um problema de escala, de pequenas fontes e nascentes aos igarapés e grandes rios. A descarga de CO₂ na água subterrânea e sua subsequente evasão é um condutor significativo de carbono respirado pelo ecossistema terrestre nas cabeceiras de bacias tropicais. O transporte hidrológico de CO₂ dissolvido foi equivalente a aproximadamente a metade das contribuições de CO₂ gasoso de solo profundo (>2 m) para a respiração na superfície do solo. Em escalas maiores, um traço dominante foi uma clara relação entre a descarga e concentrações biogeoquímicas com variação sistemática entre os sítios. As distribuições sazonais de pCO₂ se elevaram e caíram quase exatamente com a hidrografia, enquanto o pH diminuiu e o carbono orgânico dissolvido aumentou. Isso sugere uma constância de processos através dos sistemas. A troca gasosa é maior do que se pensava, principalmente devido à maior emissão de gases de pequenos rios. Nenhuma fonte isolada de matéria orgânica alimenta a respiração consistentemente; ao contrário, o δ¹³C do CO₂ derivado da respiração varia com o tempo e espaço. A produção fotoquímica de compostos biodisponíveis lábeis mostrou-se limitada às condições de águas claras. Com base nesses resultados, a estimativa original de emissão de gás de 1.2 ± 0,3 Mg C ha⁻¹ a⁻¹ feita por Richey et al. (2002) é conservativa; o valor real provavelmente seja maior.

¹School of Oceanography, University of Washington, Seattle, Washington, USA.

²Laboratório de Análise Ambiental e Geoprocessamento, Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Piracicaba, Brasil.

³Institute for Resources, Environment and Sustainability and Department of Earth and Ocean Sciences, University of British Columbia, Vancouver, British Columbia, Canada.

⁴Coordenação de Pesquisas em Clima e Recursos Hídricos, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, Manaus, Brasil.

1. INTRODUÇÃO

Um paradigma de redes fluviais que prevaleceu por muito tempo é que elas são componentes menores no ciclo global de carbono, conectando passivamente a terra e reservatórios oceânicos. Conforme citação de *Cole et al.* [2007], *Leopold et al.* [1964] descreveram os rios como as “calhas pelas quais escoam as ruínas dos continentes”. O principal papel biogeoquímico tipicamente atribuído aos sistemas fluviais é o de “vazamento de carbono” (no sentido de *Malhi e Grace* [2000]), primariamente o exportador fluvial de carbono orgânico total (COT) e carbono inorgânico dissolvido (CID) para os oceanos de ~0,4 Gt C a⁻¹, respectivamente [*Degens et al.*, 1991; *Stallard*, 1998]. Embora esses fluxos sejam significativos em

comparação com o sequestro líquido oceânico de ~2 Gt C a⁻¹ do CO₂ antropogênico [Sarmiento e Sundquist, 1992], eles são pequenos componentes do ciclo global de carbono.

Essas perspectivas influenciaram o plano inicial de inclusão da química da água no Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA). Richey et al. [1997] revisaram o estado da arte da dinâmica fluvial da Bacia Amazônica naquela época. Com relação ao ciclo do carbono, os autores levantaram uma série de questões que tratam da natureza da transferência de matéria orgânica de ambientes terrestres para o fluvial, bem como o destino fluvial da matéria orgânica: (1) De que modo a evolução de CO₂ e CH₄ muda à medida que se aproximam da zona ripária e de igarapés? (2) De que modo a composição da matéria orgânica que adentra os igarapés será alterada sob diferentes cenários de mudança no uso da terra? (3) Até que ponto as zonas ripárias intactas protegem os igarapés das mudanças causadas por atividades antropogênicas nas planícies de terra firme adjacentes? (4) Qual a distância que sedimentos, nutrientes e matéria orgânica percorrem antes de serem sequestrados, decompostos, estocados temporariamente, enterrados permanentemente ou liberados na atmosfera?

Richey et al. [1997] observaram que a natureza da pesquisa necessária para tratar dessas questões permeava múltiplas escalas, de igarapés individuais à desembocadura dos principais tributários. Estudos de pequenas bacias nos quais a exportação de água, sedimentos, nutrientes e matéria orgânica pode ser quantificada são tão importantes para o entendimento dos fluxos “horizontais” de carbono entre terra e água, quanto as torres instrumentadas são para os fluxos verticais entre terra e atmosfera. Transectos de amostragem de solução de solo e fluxos de gases traço de planícies de terra firme através de zonas ripárias até os igarapés, nos quais a partição da matéria orgânica e nutrientes em fases gasosas, líquidas e particuladas é rastreada podem ajudar a identificar a sequência de substrato e condições de oxidação/redução que controlam os caminhos de partição e degradação.

Como, então, os fluxos de entradas em igarapés e suas microbacias se transformam rio abaixo? Essa é uma questão de “mesoescala” que implica entender a distribuição de regimes de umidade e processos biogeoquímicos em escalas de ~10.000 – 100.000 km². Dentro das áreas de mesoescala um

problema significativo na análise dos impactos da mudança no uso da terra nos sistemas aquáticos é avaliar até onde, rio abaixo, as mudanças locais são detectáveis. Pode-se inferir que o impacto cumulativo de mudanças em uma série de pequenos rios de baixa ordem pode se manifestar em pequenos rios de ordem mais alta de modo significativo, mas não cumulativo. O trabalho através de escalas requer então a integração de uma variedade de enfoques. Encontrar bacias pareadas que sejam florestadas/desmatadas para comparação é difícil. Mas, traçadores químicos e modelos computacionais são úteis. Esse entendimento precisa ser avaliado através de diferentes coberturas e usos da terra, regimes climatológicos dominantes e regimes topográficos.

Para a integração de múltiplas regiões de mesoescala em uma perspectiva regional ou até de toda a bacia, uma escala funcional de bacia é a dos principais tributários, ou seja, os segmentos rio abaixo dos principais tributários, tais como o Rio Madeira, Rio Tapajós, Rio Xingu ou o Rio Tocantins. Nessa escala, a dinâmica dos fatores que controlam a descarga da bacia a partir de escalas menores seriam agregados, e a descarga subsequente seria comparável à escala dos estudos de hidrologia e balanço de energia de toda a bacia [Richey et al., 2004]. Séries temporais de medições de frações particuladas e dissolvidas são necessárias para estabelecer o regime da composição básica do rio. A ênfase deve incluir os traçadores de controles em escala terrestre que persistem através do sistema do rio. A modelagem em escala de bacia seria baseada na modelagem de roteamento hidrológico e entendimento no nível de processos. O objetivo é prever hidrógrafas de descarga de água e constituintes químicos sob diferentes condições de uso da terra.

Essas perspectivas foram então incorporadas ao Plano Científico Conciso do LBA, no qual a questão central do estudo da química da água superficial era a seguinte: Como os caminhos e fluxos de matéria orgânica, nutrientes e elementos associados, através de corredores fluviais (zonas ripárias, planícies alagáveis, canais e áreas alagadas), mudam em função da cobertura da terra?

A perspectiva era que “porque os corredores fluviais de uma região expressam a interação integrada de processos hidrológicos e a superfície terrestre, o entendimento de como a matéria orgânica e composição de nutrientes de corredores

fluviais respondem à conversão da floresta é um precursor essencial para avaliar o impacto da mudança do uso da terra no funcionamento ecológico e sustentabilidade da região.” O plano de pesquisa proposto foi primeiramente estudar os rios de baixa ordem e então usar modelagem para considerar balanços fundamentais em escalas maiores. Uma importante conclusão a partir do estabelecimento inicial do LBA é que o sistema fluvial foi considerado uma entidade ecológica importante em si mesma, mas não uma prioridade de todo o ciclo de carbono da Amazônia. O que aprendemos desde então? Nossa intenção neste capítulo é esboçar o avanço para um entendimento quantitativo da sequência de processos de carbono a partir de pequenos rios até o canal principal do Amazonas. O foco aqui em águas correntes complementa o foco de *Melack et al.* [neste volume] em áreas inundadas para, conjuntamente, situar os sistemas fluviais no contexto geral do LBA sobre o papel dos rios no ciclo regional de carbono da Bacia Amazônica.

2. UM MODELO HEURÍSTICO DE FLUXO DE CARBONO ATRAVÉS DE UM SISTEMA FLUVIAL

Para colocarmos nossa análise em contexto, é útil avaliar os elementos do trabalho feito no âmbito do LBA com relação a um modelo heurístico de rio. *Richey* [2004] formalizou um modelo conceitual de corredores fluviais a partir de *Richey et al.* [1997]. Entender os processos que controlam os caminhos a partir da fonte inicial à mineralização final da matéria orgânica ripária é importante em escalas regional e global. Em escalas regionais, as bacias fluviais são integrantes naturais de processos superficiais (Figura 1). Grandes rios devem seu fluxo e cargas químicas a uma rede muito mais densa de pequenos rios e igarapés margeados por áreas periodicamente inundadas, de modo que as áreas de terra firme são cortadas por corredores de solos úmidos e água corrente. Portanto, o entendimento dos padrões hidrológicos e químicos, observados nas desembocaduras dos grandes rios, requer o delineamento da sequência de processos biogeoquímicos que operam através de múltiplas escalas temporais e espaciais. A premissa central de um modelo de bacia fluvial é que os constituintes da água do rio fornecem um registro integrado de processos rio acima, cujos balanços variam

sistematicamente dependendo das interações variáveis do fluxo da água com a paisagem e a interrelação de processos biológicos e físicos [*Karlsson et al.*, 1988; *Billen et al.*, 1991]. Ou seja, as assinaturas químicas de materiais fluviais podem ser usadas para identificar diferentes regiões fontes das bacias de drenagem e podem ser ligadas aos processos relacionados à paisagem, tais como a lixiviação química e retenção de nutrientes pela vegetação local [*Meyer et al.*, 1988]. Por causa da natureza dinâmica e gradientes abruptos de umidade dos corredores fluviais, o sinal cumulativo de uma série de rios de pequena ordem pode ser manifestado pelos rios de mais alta ordem de modo não cumulativo.

Figura 1. Ilustração esquemática dos principais reservatórios e vias de transporte do sistema fluvial. Aportes terrestres ocorrem diretamente ou passam através da zona ripária. Os igarapés se juntam para formar rios maiores que fazem trocas com suas planícies alagáveis. Os rios podem passar diretamente para a zona costeira ou serem retidos por barragens. As linhas pontilhadas indicam troca com a atmosfera, as setas terminando em um traço indicam sumidouros, as setas dentro das caixas indicam transformações internas (adaptado do livro de *Richey* [2004]). Direitos autorais 2004 do Comitê Científico para Problemas do Meio Ambiente. Reproduzido com permissão de Island Press, Washington, DC.

Nesse quadro, há três formas principais de carbono que são mobilizadas da terra e transportadas para e através de sistemas fluviais, cada qual com caminhos característicos (Figura 2). O carbono orgânico particulado (COP) entra nos rios através da erosão de solos (em geral materiais mais antigos) e como liteira (em geral produzida recentemente). O carbono orgânico dissolvido (COD) é produzido a partir do carbono orgânico do solo que se solubiliza e entra nos cursos d'água via água subterrânea, escoamento superficial e subsuperficial. Tanto o COP quanto o COD vêm de produção autóctone em rios e de ambientes de planícies alagáveis associados. O CO₂ atmosférico, fixado através da fotossíntese e liberado nos solos pela respiração microbiana e de raízes, é dissolvido na água do solo. Esse processo sequestra CO₂ atmosférico por meio de lixiviação de rochas carbonatadas e silicatadas, estabelece a alcalinidade e influencia o pH da água, o qual controla a partição subsequente de carbono inorgânico dissolvido (CID) entre $p\text{CO}_2$, e íons bicarbonato e carbonato. A dinâmica do carbono

em sistemas fluviais não é definida apenas pelos fluxos totais de carbono pela descarga. Ao contrário, é definida como uma complexa interrelação de múltiplas frações de carbono; cada qual exibe uma dinâmica distinta e traços composicionais característicos que se mantêm em amplas faixas de condições geológicas, hidrológicas e climáticas [Hedges *et al.*, 1994].

Figura 2. Visão baseada em grade de processos de superfície terrestre de transferência de água e de suas cargas dissolvidas e particuladas aos igarapés, onde esses constituintes são subsequentemente processados e rastreados corrente abaixo.

3. AS VIAS DE TRANSPORTE DO CARBONO FLUVIAL NA AMAZÔNIA

3.1. Pequenas nascentes e minas d'água

Uma importante lacuna no nosso conhecimento é o que acontece em igarapés e minas. De que modo a produção terrestre via queda de liteira é transportada para a descarga dos pequenos rios (localmente denominados de igarapés)? McClain *et al.* [1997] estimaram que nos pequenos rios de terra firme próximos a Manaus, de 20% a 30% (em Oxissolos e Espodosolos, respectivamente) da matéria orgânica dissolvida (MOD) pode derivar de uma combinação de infiltração e lixiviação no canal de COP. Remington *et al.* [2007] avaliaram processos através de uma toposequência, responsável pela partição do COD produzido a partir de liteira, entre partículas e o que está disponível para exportação aos igarapés. Houve adsorção do COD mais rapidamente no platô e encosta do que no fundo do vale, em função do conteúdo orgânico do solo e área de superfície mineral.

Johnson *et al.* [2006] examinaram as formas e quantidades de fluxos de carbono orgânico na superfície do solo e as exportações de carbono orgânico de quatro pequenas (1 – 2 ha) microbacias de cabeceira em Juruena, na região do alto Rio Tapajós. O carbono que chegou ao solo via queda de liteira foi 43 vezes maior do que o fluxo de COD na transprecipitação, com taxas mais elevadas de deposição de carbono durante a estação seca. Em relação às exportações da bacia, das quais o COD compreendeu 59% do COT anual, a situação foi inversa, com maiores exportações

durante os 4 meses da estação chuvosa (63% do total de exportações anuais). Como se observa em rios maiores, o carbono orgânico particulado fino (COPF) na água do igarapé apresentou um fluxo substancialmente maior do que o de carbono orgânico particulado grosso (COPG), com 37% e 4% das exportações anuais totais de carbono orgânico, respectivamente, e com o COP mobilizado principalmente na estação chuvosa e fortemente conectado com eventos de chuva. Na estação chuvosa, acima de 90% das exportações de COPG foram transportadas pelo escoamento superficial, enquanto somente 32% das exportações de COD foram exportados por esta via. As concentrações de COD nas águas dos igarapés parecem aumentar linearmente com a crescente queda de liteira terrestre durante a estação seca, indicando que o processamento dentro dos igarapés dos aportes alóctones da liteira é uma importante fonte de COD durante esta estação.

Waterloo *et al.* [2006] examinaram a dinâmica da exportação de carbono orgânico nas águas pretas do Igarapé Asu, em uma floresta da bacia de drenagem do Rio Negro. Os autores observaram que as concentrações de COD na precipitação, da ordem de 1 – 2 mg L⁻¹, eram similares àquelas medidas na precipitação em outros lugares da Bacia Amazônica, produzindo estimativas anuais de deposição de COD atmosférico de 2–5 g m⁻² a⁻¹. Médias diárias de concentrações de COD no escoamento superficial variaram de 8 mg L⁻¹ sob condições de baixo fluxo a 27 mg L⁻¹ durante grandes eventos de precipitação. O COP (>10 µm) foi em média 28% do CO, com concentração média de 4,1 mg L⁻¹. Exportações associadas com chuvas fortes foram muito mais altas do que a exportação média diária. A exportação de carbono durante o período chuvoso chegou a 70% do total anual. Entre diferentes anos, as exportações anuais foram diferentes devido às diferenças no escoamento superficial, de 26 g C m⁻² em 2002 (transportadas por 1362 mm de escoamento superficial) a 11,7 g C m⁻² em 2003 (transportadas por 780 mm de escoamento superficial). Exportações de carbono orgânico foram dominadas pela forma dissolvida, com as formas particuladas perfazendo 6% a 8% do total. A exportação de carbono orgânico pelo igarapé variou de 23 a 9 g m⁻² de área da bacia em 2002 e 2003, respectivamente. A exportação anual média de carbono orgânico, de 19 g m⁻² a⁻¹, na soma de frações dissolvidas e particuladas ao longo

de 2 anos de estudo, foi cerca de 5 – 6% da produção primária líquida de $300 - 400 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, estimada por medições de vórtices turbulentos [ver *Tomasella et al.*, neste volume].

Nenhum desses estudos incluiu $p\text{CO}_2$ em suas avaliações. *Krusche et al.* [2009] encontraram concentrações que variaram de $5000 \mu\text{atm}$ a mais de $20.000 \mu\text{atm}$ em águas pretas não distantes do Igarapé Asu. Embora essas concentrações sejam próximas às de COD nesses igarapés, elas são 10–100 vezes supersaturadas em relação à atmosfera. *Johnson et al.* [2008] observaram que 77% do carbono transportado pela água nas bacias que estudaram era de CO_2 respirado pelo sistema terrestre, dissolvido dentro dos solos, dos quais mais de 90% eram liberados para a atmosfera nos primeiros metros dentro do igarapé, após a água aflorar à superfície. O transporte hidrológico de $p\text{CO}_2$ foi equivalente a aproximadamente a metade das contribuições de CO_2 gasoso de solos profundos (>2 m) para a respiração na superfície do solo. O $p\text{CO}_2$ na água das minas foi isotopicamente consistente com a respiração do solo e demonstrou estar de acordo com as concentrações de CO_2 nos solos profundos e sua dinâmica sazonal. Os perfis de concentração de CO_2 nos solos profundos (2–8 m) durante as estações úmidas indicaram difusão gasosa para as camadas mais profundas, consequentemente aumentando a drenagem de CO_2 aos igarapés. Portanto, a descarga subterrânea de CO_2 e sua subsequente evasão é um condutor significativo de carbono respirado por sistemas terrestres nas cabeceiras de microbacias tropicais. Esse transporte subsuperficial de CO_2 do solo para riachos tropicais de cabeceira é de uma ordem de magnitude maior do que observado em microbacias de clima temperado. Assim, as cabeceiras tropicais apresentam uma zona de rápida transformação biogeoquímica, na qual a água subterrânea que adentra os pequenos rios aporta aos mesmos uma água com uma razão de CID para COD quase 30 vezes maior do que a razão de grandes rios amazônicos. *Johnson et al.*, 2009 em seguida desenvolveram um método de medição direta *in situ* e em tempo real da $p\text{CO}_2$ na água superficial e nas águas que afloravam nas minas o que permitiu-lhes averiguar várias características anteriormente não detectadas. As concentrações de CO_2 nas vias hidrológicas foram avaliadas, e suas contribuições relativas no fluxo basal e naqueles de eventos de chuva foram

explorados empiricamente [*Johnson et al.*, 2006] e por separação da hidrográfa por eventos de chuva [*Johnson et al.*, 2007]. O fluxo de base transporta continuamente a descarga de água subterrânea, altamente supersaturada em CO_2 , aos igarapés. O excesso de CO_2 resulta do equilíbrio da solução de solo com as altas concentrações de CO_2 da atmosfera do solo, derivadas de sua respiração autotrófica e heterotrófica. A descarga de água subterrânea ocorre tanto em pontos isolados quanto de forma difusa, nas quais a primeira representa a emergência de água subterrânea em nascentes e minas e a última ocorre via descarga de água subterrânea através do leito do igarapé ao longo da extensão do leito que recebe esta fonte de água. A concentração de $p\text{CO}_2$ na descarga de água subterrânea nas nascentes (ou minas), antes da interação com a atmosfera, apresentou valores normalmente acima de $50.000 \mu\text{atm}$ ($\sim 20 \text{ mg CO}_2\text{-CL}^{-1}$) [*Johnson et al.*, 2008]. A descarga difusa de água subterrânea contribui com a manutenção de uma $p\text{CO}_2$ bem acima do equilíbrio com a atmosfera, mesmo quando o excesso de CO_2 se evade da superfície do igarapé.

Durante eventos de chuva foi observado que o componente do pré-evento de chuva (ex., água que é estocada nas microbacias antes dos eventos de precipitação e liberadas aos igarapés durante as mesmas) dominou o fluxo total dos eventos, embora o fluxo rápido, derivado de precipitação direta e escoamento superficial, contribuir com a uma água que está na concentração atmosférica de CO_2 ou próximo a ela [*John et al.*, 2007]. A modelagem das vias hidrológicas pela separação da hidrográfa mostrou que uma via de fluxo mais lento (ex., fluxo subsuperficial) contribui com o “ CO_2 do pré-evento” por meio do pico de água no evento, enquanto uma via mais rápida libera água com CO_2 baixo nos igarapés. Isto é, a água que entra nos igarapés via escoamento superficial e precipitação direta é baixa em CO_2 , enquanto o novo aporte de água aos solos durante um evento de chuva dissolve e transporta CO_2 para os igarapés. Como a via de fluxo subsuperficial durante o evento de chuva chega mais tarde que as vias mais rápidas (precipitação direta e escoamento superficial), isto resulta em um pulso de CO_2 observado na porção descendente da hidrográfa. A concentração de CO_2 durante eventos de chuva apresenta um pico durante o pulso de CO_2 e sua concentração ($\sim 25.000 \text{ ppm}$) é consistente com a de CO_2 do solo na

camada de 50 cm superior do solo [Johnson et al., 2006], embora seja somente cerca da metade da concentração de CO₂ nas águas que afloram nesta microbacia [Johnson et al., 2006].

O mecanismo de equilíbrio da solução do solo com o CO₂ do solo durante percolação, e transporte subsequente, de produtos da respiração terrestre aos igarapés possibilitaram a Johnson et al. [2008] modelar a evasão potencial de CO₂ das nascentes baseada em conjuntos de dados espaciais publicados de variáveis hidrológicas e propriedades do solo. Neste enfoque, concentrações de CO₂ dissolvido na água subterrânea foram estimadas com base nas reações de equilíbrio de carbonatos na solução do solo em relação ao pH do mesmo, assumindo a situação mais simples de uma água pura em equilíbrio com o CO₂ do solo [McBride, 1994], que é válida para solos sem exposição onde não há aportes ácidos significativos, tais como chuva ácida [McBride, 1994]. Desta forma o pH do solo determina o pCO₂ mínimo na solução de solo e águas subterrâneas, embora o pCO₂ do ar do solo possa aumentar significativamente devido à atividade biológica. Para produzir uma estimativa mínima (isto é, conservativa) do CO₂ dissolvido liberado aos igarapés pelas vias de água subterrânea supersaturada em CO₂, o modelo foi estruturado para apenas considerar reações de equilíbrio baseadas em conjuntos de dados espaciais de toda a bacia. O pH do solo foi derivado do horizonte mais baixo do solo (30 – 100 cm) de um banco de dados globais de solos [Batjes, 2005], que mostra a classe de reação de solo baseada nos solos predominantes de cada pixel. Johnson et al. [2008] atribuíram valores de pH do solo para cada classe (Tabela 1). Em muitos poucos casos (menos de 20 pixels), as classes foram reatribuídas devido à falta de dados no banco de dados subjacente, que produziu valores distorcidos de pH do solo e pixels isolados com pH do solo distinto do esperado pelo conteúdo de carbonatos do mesmo banco de dados [Batjes, 2005].

Tabela 1. Classes de Reação do Solo e Variações de pH de Banco de Dados Digitais de Solos, pH de Solos Usados para Avaliação do pCO₂ do Solo^a.

^aVer Batjes [2005]. Concentração de CO₂ atmosférico (0,04%) foi usada como condição mínima quando os valores resultantes de pCO₂ foram menores que os atmosféricos.

Estimativas anteriores de fluxos de CID para a água subterrânea com base no pH do solo utilizaram um valor de pH de 4,0 para a classe de solos mais fortemente ácida [Kessler e Harvey, 2001]. Johnson et al. [2008] usaram um valor mais conservativo de pH de 4,5, juntamente com um banco de dados atualizado de solos com classes adicionais de reação de solo, quando comparadas com a versão anterior [Kessler e Harvey, 2001]. Esse enfoque produziu valores modelados de pCO₂ de solo (Tabela 2) que concordaram com, ou foram conservativos relativamente a, valores teóricos [Brady e Weil, 1999; McBride, 1994] e valores observados de solos a 8m de floresta e pastagem no leste da Amazônia [Davidson e Trumbore, 1995], de solos a 8m de floresta no sul da Amazônia [Johnson et al., 2008] e solos a 11 m de floresta na Amazônia central, sob condições normais e de seca [Davidson et al., 2004].

A distribuição espacial dos fluxos de água subterrânea foi determinada por Johnson et al. [2008] como a diferença entre médias de longo prazo de precipitação anual [New et al., 1999] e evapotranspiração real [Ahn e Tateishi, 1994], que foi extrapolada para a descarga média anual de 1976 – 1996 da Amazônia [Costa e Foley, 1999], para determinar o balanço hídrico de cada pixel de 0,1° para anos médios. Um desvio padrão da média do balanço hídrico de 1976 – 1996 foi usado para calcular os balanços hídricos de anos secos. O fluxo de água subterrânea foi fixado em zero para pixels onde a evapotranspiração excedeu a precipitação. Johnson et al. [2008] excluíram mais de 300.000 km² de grandes rios, áreas inundadas e áreas sazonalmente inundadas na Amazônia central, e 500.000 km² adicionais de áreas permanente ou sazonalmente inundadas em outras regiões da Bacia Amazônica, com base em sensoriamento remoto de períodos de águas altas e baixas [Melack e Hess, 2009]. A descarga média anual de água subterrânea resultante para os igarapés de cabeceira, 833 mm a⁻¹, foi significativamente menor do que estimativas publicadas de fluxos de água subterrânea da Bacia Amazônica (1250 mm a⁻¹) [Richey et al., 2002], mas próximas às estimativas das contribuições das nascentes à descarga da rede fluvial da Amazônia [McClain e Elsenbeer, 2001].

A evasão potencial de CO₂ das nascentes da terra firme na Bacia Amazônica foi então calculado como o produto do fluxo de água subterrânea e a pCO₂ do solo. A evasão de CO₂ resultante de igarapés de primeira ordem de terra firme da Bacia Amazônica foi estimada em 114 (±10) x 10¹² g C a⁻¹ [Johnson et al., 2008] (Quadro 1). As áreas com potencial mais alto de evasão de CO₂ são aquelas onde o fluxo de água (precipitação menos evapotranspiração) é mais alto, e os solos são mais ácidos. Essas áreas exibem estreita correspondência com áreas de emissões mais altas de CO₂ do solo [Raich e Potter, 1994], a qual fornece uma verificação independente do modelo de evasão de CO₂ nas nascentes, uma vez que os dados de respiração do solo de Raich e Potter [1995] não foram usados para desenvolver o modelo.

A variabilidade no balanço anual de água de 1976 até 1996 [Costa e Foley, 1999] se expressa no aumento da evasão nas nascentes em 1,0 x 10¹³ g C a⁻¹ em anos mais úmidos e uma diminuição equivalente em anos mais secos. A influência da mudança no uso da terra sobre esse fluxo é mais difícil de ser determinada com precisão. O desmatamento no componente brasileiro da Bacia Amazônica ao longo de 2004 resultou na conversão de 16% da floresta original em outros usos [Ometto et al., 2005]. Entretanto, dado que as concentrações máximas de CO₂ em solo profundo (>2 m) não mostraram diferenças significativas entre florestas amazônicas e pastagens [Davidson e Trumbore, 1995], é possível que a influência principal na evasão das nascentes se deva aos fatores que afetam o balanço hídrico após a conversão da floresta. Apesar de a evapotranspiração reduzida poder aumentar o fluxo de CO₂ na drenagem, este termo do balanço hídrico é complicado por grandes incertezas [Williams et al. 1997]. Para manter uma estimativa conservativa da evasão de CO₂ das nascentes, Johnson et al. [2008] limitaram sua análise à infiltração reduzida após a conversão do uso da terra. Suas hipóteses simplificadas de que (1) o escoamento superficial aumenta em 100% após a conversão da floresta [Williams et al., 1997], e (2) todo o escoamento superficial em sistema perturbado ocorre como fluxo superficial e não transporta CO₂, resultaram em uma redução da evasão total das nascentes de 1,7 x 10¹² g C a⁻¹.

De modo geral, a descarga subterrânea é a via hidrológica predominante no aporte de carbono inorgânico nas nascentes dos igarapés, enquanto o

fluxo base e o fluxo rápido contribuem com aproximadamente o equivalente em fluxos de carbono orgânico. Os fluxos fluviais totais de carbono nas cabeceiras são dominados pelo CO₂ derivado da respiração terrestre do solo, que se perde em grande parte nos limites da cabeceira por meio de evasão gasosa para a atmosfera. O fluxo rápido transporta a maior parte do COD biodisponível e COP para os igarapés [Johnson et al., 2006] e, embora o COD e o COP sejam bioquímica e ecologicamente significativos para a rede fluvial corrente abaixo, são um componente menor do balanço de massa de carbono nas microbacias de cabeceira em comparação com a evasão de CO₂.

3.2. Distribuições de Mesoescala das Frações de Carbono do Rio

O primeiro problema no entendimento da dinâmica fluvial do carbono em escalas mais amplas do que os igarapés, relativamente fáceis de serem medidos, é determinar as distribuições espaciais e temporais em uma variedade de ambientes. Devido à vasta e remota natureza da Bacia Amazônica, a logística para se estabelecer uma rede ampla e representativa de amostragem é considerável. É simplesmente não factível enviar uma equipe de universidade ou laboratório importantes e esperar que o grupo faça a coleta de dados com resolução espacial e temporal suficientes. Em vista disso, foi criada uma rede de amostragem (e educação e treinamento), a “Rede Beija Rio”, na qual cada ponto é ocupado por um pesquisador ou equipe de pesquisadores daquele sítio (Figura 3).

Quadro 1. Evasão de CO₂ nas nascentes da Bacia Amazônica modelado usando conjuntos de dados espaciais disponíveis de variáveis hidrológicas e pCO₂ calculados a partir de reações de carbonato em equilíbrio (adaptado do trabalho de Johnson et al. [2008]). As áreas cinza dentro da bacia correspondem aos pixels onde a precipitação é menor do que a evapotranspiração e não contribuem para o fluxo de evasão. As áreas brancas dentro da bacia representam mais de 800.000 km² de rios, áreas inundadas, e áreas sazonalmente inundadas que foram excluídas dos cálculos da evasão de cabeceiras. A evasão de CO₂ das nascentes de toda a bacia foi estimada como 1,14 x 10¹⁴ g C a⁻¹ após excluir as áreas permanente e sazonalmente inundadas e que respondem aos impactos do uso da terra, com média de evasão de CO₂ modelada a partir de igarapés de cabeceira de 195 kg C ha⁻¹ a⁻¹. Os símbolos numerados se referem às localizações do estudo de CO₂:1 em solo

profundo, Davidson e Trumbore [1995], 2, Johnson et al. [2008] e 3, Davidson et al. [2004], respectivamente. Detalhes adicionais das localizações estão apresentados na Tabela 2.

Uma análise inicial dos dados mostra uma série de tendências provocativas, que demonstra um alto grau de coerência espacial e temporal nas distribuições das frações de carbono através de rios de mesoescala da Bacia Amazônica (J. Richey e A. Krusche, dados não publicados, 2009). Conforme ilustrado na Figura 4, a característica dominante em todas as escalas foi uma relação clara entre descarga e concentrações biogeoquímicas, com variações sistemáticas entre os sítios. Por exemplo, a $p\text{CO}_2$ está positivamente correlacionada com a descarga e rastreia a hidrógrafa de todos os sítios. A $p\text{CO}_2$ nas águas baixas varia de 500 μatm no Rio Araguaia e Rio Ji-Paraná a 1000 μatm no Rio Solimões e 2000 μatm no Rio Negro. Concentrações nas águas altas mostram uma variação mais ampla e de maior magnitude, de 3000 μatm (Rio Pimenta Bueno) a 5000 μatm no Rio Solimões e 7000 μatm no baixo Rio Negro. É interessante observar que a $p\text{CO}_2$ no alto Rio Negro, onde o pH é de cerca de 3,5, apresentou concentrações mais baixas do que na desembocadura. Os valores mais altos observados foram de 20.000 μatm em um igarapé de Campina, um tributário de água preta do Rio Negro. O pH é inversamente relacionado com a hidrógrafa e com a $p\text{CO}_2$. Os rios que drenam mais diretamente dos Andes têm variações consideráveis no pH, tais como o Rio Purus (7 – 8,4), Rio Madeira (6,3 – 7,5), e Rio Solimões (6,3 – 7,5). Rios que se originam nos baixos variaram de ~5 a 7, com níveis baixos (de até pH 3) nas águas pretas do Rio Negro. O COD é forte e positivamente correlacionado com o estágio da hidrógrafa, rastreando a $p\text{CO}_2$ [cf. Moreira-Turcq et al., 2003]. Os menores aumentos nas concentrações de COD, de 3 a 6 mg L^{-1} , foram observados ao longo do Rio Solimões e Rio Madeira, enquanto os aumentos maiores foram detectados no Rio Negro e seus tributários de águas pretas. O Rio Teles Pires e Rio Araguaia mostraram aumentos menores, que variaram de 2 a 6 mg L^{-1} . Esses padrões gerais também são aparentes nas concentrações de íons maiores, nutrientes sedimentos e composição sedimentar.

Figura 3. Sítios da Rede de Amostragem Rede Beija Rio.

De modo geral, as relações entre a hidrógrafa e espécies químicas são consistentes entre os sítios. Concentrações de espécies químicas são mantidas de tributários menores a grandes rios, o que sugere uma constância nos processos em funcionamento. O próximo passo será analisar alguns dos processos chave na manutenção desses padrões.

3.3. Troca de Gases

Ao considerar a troca gasosa entre a hidrosfera e a atmosfera, em primeiro lugar é necessário entender os processos físicos da troca de gases entre a água e o ar. Em razão do CO_2 estar frequentemente supersaturado nas águas do Amazonas em relação à atmosfera, ocorre evasão. A questão então é, o quanto, e o quê o controla? Quantificar corretamente a troca gasosa é um elemento crítico e difícil para a definição do balanço completo do carbono em sistemas fluviais. A troca de gases entre as superfícies aquáticas e a atmosfera é controlada pela turbulência da água em microescala [Banerjee e MacIntyre, 2004], e pode ser descrita pela simples equação, $F_{\text{CO}_2} = k s (\Delta p\text{CO}_2)$, onde k é a velocidade de transferência do gás, s é a solubilidade do CO_2 , e $\Delta p\text{CO}_2$ representa o gradiente de concentração de CO_2 entre o ar e a água. Nos rios amazônicos com suas vazões rápidas, a turbulência que controla o parâmetro k é induzida por uma combinação dinâmica das correntezas do rio, da velocidade do vento, e da precipitação. O parâmetro k é difícil de ser medido com precisão e foi objeto de diferentes técnicas. A covariância de vórtices turbulentos foi utilizada em sistemas marinhos e raramente testada em grandes rios (ex., S. Miller, no Amazonas, dados não publicados, 2004). Entretanto, não é possível empregar o método de covariância de vórtices turbulentos em ambientes aquáticos de menor escala devido à contribuição do ambiente terrestre ao sinal do fluxo de gás. A injeção de dois traçadores simultaneamente tem sido comumente utilizada em pequenos rios, mas o enfoque não é realista ao longo de um espectro de rios maiores.

S.R. Alin et al. (Controles ambientais do fluxo de dióxido de carbono, velocidade de transferência e pressão parcial nas bacias dos rios Amazonas e Mekong (Brasil e sudeste da Ásia), manuscrito em preparação, 2009) utilizaram o enfoque de acumulação de vórtices com câmaras flutuantes acopladas a um analisador portátil de CO_2 . Embora

essa técnica tenha sido criticada [ex., *Belanger e Korzum*, 1991], é aceita por muitos autores por fornecer resultados consistentes sob certas condições, ou seja, sob ventos baixos a moderados ($<8 - 10 \text{ m s}^{-1}$) e condições de onda, e quando o $\Delta p\text{CO}_2$ é $> 300 \text{ } \mu\text{atm}$ [*Kremer et al.*, 2003; *Borges et al.*, 2004]. Essas condições são rotineiramente encontradas nos rios amazônicos, assim como os ventos raramente excedem 5 m s^{-1} , e os gradientes de $p\text{CO}_2$ de água e ar são muito mais íngremes do que $300 \text{ } \mu\text{atm}$, frequentemente exibindo gradientes da ordem de milhares de microatmosferas. *Guerin et al.* [2007] obtiveram resultados comparáveis entre as câmaras e vórtices turbulentos em ambientes lacustres, onde as duas técnicas puderam ser simultaneamente aplicadas. Além disso, o enfoque das câmaras pode ser aplicado com consistência através de uma ampla variação de ambientes, enquanto outros são mais restritos.

Figura 4. As hidrografias de descarga de 2004 – 2007 (Q) e hidrografias químicas de $p\text{CO}_2$, pH, e COD da rede de amostragem Rede Beija Rio, ilustrada do canal principal (Solimões em Manacapuru), o Rio Madeira em Porto Velho (tributário do canal principal do Amazonas), e o Ji-Paraná (tributário do Madeira). As linhas pontilhadas verticais indicam picos hidrográficos para comparação química.

Dados médios (“bin-averaged”) de ambientes lacustres, pequenos e grandes rios mostram claras diferenças entre esses amplos tipos de ambientes, que correspondem a diferenças significativas nos regimes de turbulência da água (*Alin et al.*, manuscrito em preparação, 2009). As velocidades de transferência de gás medidas em igarapés e rios são mais altas do que valores de lagos e baías devido aos efeitos da velocidade da água e fricção do leito na turbulência. Nos rios Amazonas e Mekong, as velocidades da água em geral estão entre $100\text{--}300 \text{ cm s}^{-1}$, sugerindo que as observações de valores elevados de k podem ser explicadas pela maior contribuição da velocidade da água da correnteza na turbulência controladora da transferência de gás.

Uma consideração de igual importância para o coeficiente de troca para a avaliação regional da evasão é a área exposta da superfície do rio. As análises até o momento [ex., *Richey et al.*, 2002] usaram observações de satélite para definir a rede fluvial, mas essa tecnologia é aplicável apenas a canais maiores de 100 m de largura. Considerando

que 92% da rede do Rio Amazonas [*Mayorga et al.*, 2005] compõe-se de rios com canais menores de 100 m de largura, essas áreas, embora ainda não bem mapeadas, devem ter um papel importante como fontes de CO_2 para a atmosfera. A extensão da área da superfície de rios de tamanhos pequenos a médios pode ter grandes variações ao longo do ciclo hidrológico, o que afeta o tamanho da interface ar-água e, portanto, a evasão de gás. *Rasera et al.*, [2008] usaram um método baseado em sistemas de informações geográficas para calcular a extensão da lâmina de água fluvial da bacia do Rio Paraná, um rio de mesoescala (75.400 km^2) localizado no oeste da Amazônia, e então computaram a evasão dessas áreas associada com medições locais de fluxos de gás. A evasão de CO_2 foi o principal caminho de exportação de C no rio Ji-Paraná, totalizando 289 Gg C a^{-1} , cerca de 2,4 vezes a quantidade de carbono exportada como CID e 1,6 vezes a exportação de carbono orgânico dissolvido. Aplicando esse modelo a toda a rede de canais menores de 100 m de largura (terceira à quinta ordens) do Rio Amazonas, *Rasera et al.* [2008] calcularam que a área da superfície de pequenos rios é de $0,3 \pm 0,05$ milhões de km^2 e, potencialmente, está liberando para a atmosfera $170 \pm 42 \text{ Tg C A}^{-1}$ como CO_2 . Portanto, esses ecossistemas desempenham um papel importante no balanço regional de carbono.

O CO_2 não é a única forma de carbono gasoso presente nos rios da Amazônia. Através de toda a bacia, condições de redox favorecem a existência de metano [*Devol et al.*, 1988; *Bartlett et al.*, 1990]. *Melack et al.* [2004] estimaram que as emissões de metano foram responsáveis por uma emissão adicional de $6,8 \text{ Tg C a}^{-1}$ ($\pm 1,3 \text{ Tg C a}^{-1}$) no mesmo quadrante da Amazônia central analisado por *Richey et al.* [2002]. Quando extrapolado para toda a área da bacia abaixo do contorno de 500 m, isso resulta em emissões de aproximadamente 22 Tg C a^{-1} . Deve-se observar que, embora esses números possam ser modestos em relação ao balanço de carbono da Amazônia, as propriedades fotoquímicas do metano o tornam um gás de efeito estufa muito mais potente, com quase 20 vezes o potencial de efeito estufa do CO_2 .

3.4. Traçadores Compostos de Processos da Paisagem e In Situ

Um desafio significativo é como fazer a deconvolução das fontes externas dos processos internos. Além de sua concentração, uma molécula encontrada em uma parcela de água traz a marca, ou assinatura, de sua história. Se essa assinatura puder ser interpretada, podem-se obter conhecimentos importantes sobre os fatores biogeoquímicos que influenciam aquela molécula. Usando um extenso levantamento de isótopos de carbono em frações orgânicas e inorgânicas através de montanhas e rios de planícies da Bacia Amazônica, *Mayorga et al.* [2005] mostraram que a fonte primária de CO₂ respirado nas planícies tinha <5 anos de idade em média e que a pCO₂ em geral era isotopicamente distinta de frações coincidentes de carbono orgânico (COD, COPF e CPOG). As frações de carbono orgânico variam de idade, tendo de uma década a milhares de anos, e em todo lugar são deficientes em ¹³C relativo ao pCO₂. A composição isotópica do CO₂ evadido pode não refletir as fontes da respiração in situ em todo lugar e varia significativamente entre regiões, com uma evolução progresiva dos valores isotópicos do carbono rio abaixo, à medida que a pCO₂ envelhecida das fontes lixiviadas rio acima vão sendo evadidas. As composições elementar, isotópica e bioquímica da matéria orgânica fluvial evoluem das fontes Andinas até os grandes rios de planícies, fornecendo outras evidências de mudanças na composição da montante à jusante, o que sustenta a importância de processos de adsorção obtidos em estudos experimentais anteriores de sistemas naturais [*Aufdenkampe et al.*, 2001, 2007]. Observa-se heterogeneidade regional na composição isotópica do pCO₂ exportado de solos de terra firme para igarapés. Solos arenosos de áreas de floresta do Rio Negro exportam CO₂ contemporâneo e com menor conteúdo de ¹³C para os igarapés, os quais refletem fortemente a assinatura de ¹³C de plantas C3. Por outro lado, igarapés de pastagens alterados por atividade humana em Rondônia exportam CO₂ jovem, mas altamente enriquecido em ¹³C, refletindo a vegetação C4. Por fim, microbacias de planícies no oeste da Amazônia parecem incluir um afloramento significativo de carbonatos, levando a exportações substanciais de CID empobrecido em ¹⁴C e enriquecido em ¹³C, produzido pela dissolução dos carbonatos. Enquanto o COP grosso e o COD parecem estar isotopicamente separados do CO₂ nos rios amazônicos, eles continuam sendo

componentes chave dos ecossistemas fluviais e suas exportações para os oceanos. Eles são ativamente processados nos sistemas fluviais, embora em taxas mais lentas.

3.5. Fatores que Controlam a Respiração Aquática e Seu Papel nos Fluxos Evasivos de CO₂

Um traço distintivo das águas amazônicas é a concentração elevada de pCO₂ em relação à atmosfera. A questão ecológica central é: o que mantém a supersaturação de pCO₂ nessas águas? A respiração in situ de matéria orgânica, derivada de ecossistemas adjacentes de terra firme [ver *Trumbore et al.*, neste volume], e despejada nos rios, é considerada a fonte primária da saturação de CO₂ [*Mayorga et al.*, 2005]. As entradas em toda a bacia de COD, COPF e CPOG não são suficientes para sustentar a oxidação in situ que ocorre no canal principal do Amazonas, em pelo menos um ou duas ordens de grandeza, o que sugere que existe um reservatório não quantificado de matéria orgânica lábil, que é rapidamente consumido [*Richey et al.*, 1990]. Como contribuição ao nosso conhecimento de como o metabolismo varia espacial e temporalmente através dos tipos de água e de fatores determinantes do metabolismo, E. E. Ellis et al. (Fatores que controlam a respiração aquática e seu papel na ativação da evasão de gás CO₂ em rios da Bacia Amazônica central e do sudoeste, submetido à *Limnology and Oceanography*, 2009) analisaram a extensão espacial e temporal da dinâmica do metabolismo in situ da coluna de água de rios e igarapés da Bacia Amazônica central e do sudoeste.

Usando o consumo de O₂ para medir a respiração e as razões isotópicas ($\delta^{18}\text{O}$) do oxigênio dissolvido para estimar a razão entre a produção primária bruta (PPB) e a absorção respiratória do oxigênio dissolvido (P:R) (segundo *Quay et al.* [1995]), Ellis et al. (manuscrito submetido, 2009) observaram que as taxas de respiração abrangiam três ordens de magnitude, com valores de 0,034 a 1,78 $\mu\text{mol O}_2 \text{L}^{-1} \text{h}^{-1}$.

Os isótopos de oxigênio indicaram que alguns sítios são heterotróficos líquidos, enquanto a fotossíntese excede a respiração em outros sítios. Valores mínimos e máximos de $\delta^{18}\text{O}$ variaram de 20,8% (em um pequeno tributário do Rio Acre) a 27,6% (no canal principal do Rio Solimões), com

uma fração de saturação de oxigênio dissolvido de 1,00 e 0,54, respectivamente. A razão fotossíntese bruta:respiração (P:R) variou de 0,38 no Rio Solimões a 1,1 no Rio Purus no Estado do Acre. A PPB variou de 0,02 a 1,5 $\mu\text{mol O}_2 \text{ L}^{-1} \text{ h}^{-1}$. Essas razões (P:R) são maiores do que aquelas reportadas anteriormente, que variaram de 0,26 a 0,67 e foram coletadas principalmente ao longo do canal principal do Amazonas e nas desembocaduras dos principais tributários [Quay et al., 1995].

O que leva a tais variações? Em um estudo empregando isótopos estáveis e radioativo ($\delta^{13}\text{C}$ e $\Delta^{14}\text{C}$), Mayorga et al. [2005] sugeriram que um reservatório jovem (menos de 5 anos de idade), isotopicamente enriquecido, de dimensões similares ao total da matéria orgânica no rio, mantém a respiração nos rios de planícies amazônicas. Ellis et al. (manuscrito submetido, 2009) investigaram a relação entre as taxas respiratórias da coluna d'água e variáveis ambientais. De todas as frações estudadas, as taxas de respiração foram mais positivamente correlacionadas com COPF. Em termos de tamanho das frações de carbono, as taxas de respiração foram também correlacionadas com a porcentagem (mas não a concentração) de COD de baixo peso molecular (BPM) (<5 kDa). Elas não se correlacionaram com a concentração de COD ou COPG. A degradabilidade do COPF é consistente com a diminuição na composição de ^{13}C do COPF dos Andes (onde se origina a maioria dos sedimentos) até as planícies, onde ela é idêntica à MO derivada de planície [Mayorga et al., 2005; Quay et al., 1995]. Isso indica a quase completa remineralização de COPF derivado dos Andes e substituição por carbono orgânico derivado de planícies, possivelmente através de adsorção preferencial da matéria orgânica fresca [Aufdenkampe et al., 2001].

A respiração não é controlada somente pela biodisponibilidade de COPF. Ellis et al. (manuscrito submetido, 2009) observaram que o pH estava altamente correlacionado com a respiração, com pH variando entre 4,6 e 8,6 nos rios estudados. O pH pode afetar indiretamente as taxas de respiração mediante o controle de abundância bacteriana. A abundância bacteriana isolada explicou 78% da variação das taxas respiratórias, mas a relação entre taxas respiratórias e abundância deixou de ser significativa quando os efeitos de pH foram controlados. Além disso, a

relação entre as taxas respiratórias e COD de baixo peso molecular deixou de ser significativa depois que o pH foi considerado.

Embora a produção de fitoplânctons esteja bem documentada em águas de planícies de inundação [ex., Novo et al., 2006], seu papel como fonte de carbono em geral é considerado mínimo em rios da Bacia Amazônica. Entretanto, Ellis et al. (manuscrito submetido, 2009) observaram que a produção fotossintética, calculada a partir do $\delta^{18}\text{O}$ do oxigênio dissolvido em sítios com pH >7 durante águas baixas contribuiu para as altas taxas respiratórias. Esses sítios eram mais saturados com oxigênio dissolvido e tinham uma razão significativamente maior de P:R do que sítios com baixo pH ou medições relatadas por Quay et al. [1995] ao longo do principal canal do Amazonas e nas desembocaduras dos principais tributários [Quay et al., 1995]. A razão do aumento de produtividade desses rios de pH alto é que todos eles eram tributários do Rio Purus que foram amostrados em águas baixas durante o período de estudo. Dado que a profundidade média era de somente 1,3 m, esses rios provavelmente não eram limitados por luz, o que favoreceu a ocorrência de produção autóctone. Esses resultados demonstram que o material autóctone pode ser uma fonte significativa de carbono lábil durante o período de águas baixas nos tributários à montante. Portanto, o material de algas é um substrato lábil que contribui para as altas taxas de respiração observadas em alguns rios. A questão então que permanece é até que ponto, rio abaixo, um sinal de alga pode persistir.

As fontes disponíveis de matéria orgânica para alimentar a respiração microbiana através da bacia consistem de material derivado, em última análise, de plantas C3, macrófitas C4 e algas. Ellis et al. (manuscrito submetido, 2009) examinaram o $\delta^{13}\text{C}$ do CO_2 respirado para determinar a mistura de fontes em oxidação em algum lugar e tempo. Eles observaram que o CO_2 derivado da respiração no Rio Negro e em dois igarapés pequenos e sombreados no Acre era consistente com o carbono oriundo de plantas C3 ($\delta^{13}\text{C}$ do CO_2 respirado com valores entre -28,3‰ e -30,1‰). O $\delta^{13}\text{C}$ do CO_2 respirado em tributários rasos do Purus (com altas razões de P:R) era consistente com a oxidação de ambas as fontes, algas e planta C3: o $\delta^{13}\text{C}$ era de -33‰ e -31,2‰, no Acre e Purus, respectivamente. Rio abaixo, o canal principal do Solimões demonstra

variabilidade temporal considerável na fonte orgânica que alimenta a respiração. Durante o início da descida das águas, a matéria orgânica com um $\delta^{13}\text{C}$ de $-32,6\text{‰}$ alimenta a respiração. Isso sugere que tecidos derivados de plantas C3 e de algas são respirados nesse sítio. Em razão dos dados de isótopos de oxigênio do Solimões fornecerem pouca evidência de produção autóctone, o material algal produzido nas planícies de inundação marginais e nos tributários (que estavam com níveis de água baixos) possivelmente contribua para a respiração. Entretanto, durante o início das cheias, o material sendo respirado apresentava um $\delta^{13}\text{C}$ de $-22,9\text{‰}$, consistente com os resultados de *Quay et al.* [1995] obtidos durante os estágios de águas baixas e início das cheias. Esses resultados são consistentes com 34% – 40% da respiração sendo alimentada por macrófitas aquáticas C4 e com o remanescente oriundo de plantas C3.

Dado que a hipótese levantada sobre a respiração fluvial foi a de que ela seria a fonte principal da saturação de CO_2 em água doce, quanto do fluxo evasivo de CO_2 pode ser atribuído à respiração da coluna de água? Dependendo do tamanho do rio e do tipo de água (ex., rios de água preta versus de água clara), Ellis et al. (manuscrito submetido, 2009) sugerem que as taxas respiratórias, integradas na profundidade, são responsáveis por menos de 1% até o equivalente a 100% do fluxo evasivo. A evasão é sustentada, em grande parte, por fontes diferentes da respiração da coluna de água em pequenos igarapés (a taxa respiratória integrada em profundidade é menor que 4% da evasão em todos os igarapés), possivelmente respiração bentônica. A contribuição da respiração da coluna d'água para a evasão parece ser afetada pelo tipo de água nos grandes rios de planícies da Amazônia. Entre 66% e 128% da evasão de CO_2 são atribuídos à respiração da coluna d'água em grandes rios de águas claras (Amazonas, Madeira e Solimões), cujos fluxos evasivos variam de 0,8 a 3,7 g C m⁻² d⁻¹. No Rio Negro, o fluxo evasivo devido à respiração foi responsável por apenas 15% a 34% do total evadido. Fontes adicionais de produção de CO_2 em rios de águas pretas se devem à fotomineralização (a oxidação completa de carbono orgânico para CO_2 pela luz). *Remington* [2008] estimou que a fotomineralização foi da ordem de 7% a 8%, mas alertou que essa porcentagem pode estar demasiadamente baixa por razões metodológicas.

O Rio Amazonas tem sido considerado estar em “equilíbrio dinâmico”, ou em estado quase estável com respeito ao CO_2 e O_2 [*Devol et al.*, 1988; *Quay et al.*, 1995], com base na evidência de que as entradas de CO_2 pela respiração são equilibradas pela taxa de evasão de CO_2 [*Devol et al.*, 1988]. Além disso, considerou-se um equilíbrio dinâmico com relação a $\delta^{13}\text{C}$, uma vez que o $\delta^{13}\text{C}$ do CO_2 respirado é similar ao $\delta^{13}\text{C}$ do CO_2 que evade o Rio Amazonas [*Quay et al.*, 1995]. Consequentemente, outros estudos assumiram que o ^{13}C do CO_2 nas águas das planícies, livres de carbonatos, é equivalente a aquele do CO_2 respirado, sem quantificar o $\delta^{13}\text{C}$ do CO_2 respirado [*Mayorga et al.*, 2005]. Entretanto, Ellis et al. (manuscrito submetido, 2009) observaram que o $\delta^{13}\text{C}$ do CO_2 respirado não era equivalente ao do CO_2 livre dissolvido em alguns sítios. Explicações potenciais para essa discrepância variam entre os sítios, mas em geral se devem ao longo tempo de equilíbrio do $\delta^{13}\text{C}$, períodos longos das taxas de renovação do CID pela respiração, trocas gasosas, e fontes alternativas de produção de CO_2 . De modo geral, parece que esses sinais isotópicos medidos até o momento possivelmente reflitam a transição para um valor de equilíbrio de -28‰ iniciado com o sinal isotópico dos Andes e modificado pela respiração da matéria orgânica derivada de vegetação C3, com a vegetação C4 tornando-se mais importante nas planícies em certos estágios da hidrografia.

De modo geral, Ellis et al. (manuscrito submetido, 2009) demonstram que nenhuma fonte isolada de matéria orgânica alimenta consistentemente a respiração; ao contrário, o $\delta^{13}\text{C}$ de CO_2 derivado de respiração varia com o tempo e espaço. Na maioria dos casos, o carbono respirado é isotopicamente similar ao total do carbono, ao contrário do relatado por *Mayorga et al.* [2005]. A respiração da matéria orgânica de ecossistemas terrestres adjacentes é considerada como fonte primária que sustenta a saturação de CO_2 na Amazônia [*Richey et al.*, 2002]. Entretanto, essa pesquisa forneceu evidência de que, em alguns casos, as macrófitas C4 e algas estão sendo respiradas, além das fontes C3 derivadas de ecossistemas terrestres. O papel das macrófitas como substrato para a respiração muda sazonalmente e a produção fotossintética ocorre em rios de águas rasas e claras durante as águas baixas. Portanto, é necessário medir tanto as mudanças temporais quanto espaciais das fontes de

matéria orgânica que estão alimentando a respiração na Amazônia e depois identificar as fontes alternativas de produção de CO₂ para uma explicação precisa do balanço de carbono terrestre da Amazônia.

3.6. Fotooxidação

A produção líquida dos ecossistemas em geral é considerada como representativa dos fluxos líquidos (biológicos) de O₂ e pCO₂. Entretanto, outro processo pode também contribuir sob certas condições: a foto-oxidação e seus metabólitos ou produtos da degradação [Amon e Benner, 1996]. Conforme sugere pesquisa anterior que a maior parte do carbono orgânico nestes grandes rios não está disponível para consumo bacteriano durante o transporte [Ertel et al., 1986; Hedges et al., 1986, 1994], um reservatório pequeno, com taxa de renovação rápida, pode ser responsável pelas taxas respiratórias observadas [Richey et al., 1990]. Ácidos orgânicos de baixo peso molecular são reservatórios de rápida ciclagem, pouco estudados, de compostos orgânicos biologicamente lábeis [Kaplan e Newbold, 2003] e são produzidos por degradação fotoquímica de substâncias húmicas aquáticas [Miller et Moran, 1997]. Para examinar o possível papel da fotooxidação na introdução desses compostos, Remington [2008] mediu as taxas de produção fotoquímica de CID e ácido acético e fórmico de a partir da matéria orgânica dissolvida nos rios Solimões e Negro. O fluxo fotoquímico de CID foi 25% do fluxo medido de CO₂ (Alin et al., manuscrito em preparação, 2009) no Rio Negro, enquanto a taxa combinada da produção de ácido acético e fórmico foi 4% do fluxo de CO₂. Deve ser observado que essa taxa é o valor integrado em toda a profundidade (50m); taxas volumétricas na superfície foram muito mais altas e poderiam ser consideradas como mais representativas de rios mais rasos. Não há produção estatisticamente significativa de quaisquer desses compostos a partir da matéria orgânica dissolvida no Rio Solimões. Com base nesses dados, Remington [2008] levantou a hipótese de que a produção de CID, ácidos acéticos e fórmicos, e outros compostos biologicamente lábeis são fontes significativas de CO₂ para canais de rios de águas ricas em substâncias húmicas, claras e com baixa carga de sedimentos da Bacia Amazônica. A produção fotoquímica desses e outros compostos biolábeis

podem se tornar cada vez mais significativos em escalas menores de dosséis abertos e águas mais rasas.

4. EFEITOS DE DISTÚRBO ANTROPOGÊNICOS BLUCOS DE CARBONO DO RIO

A evidência mais clara das consequências das mudanças no uso e cobertura da terra na biogeoquímica do carbono nos rios da Amazônia vem de estudos conduzidos em pequenas bacias (<100 km²). Em igarapés da Fazenda Nova Vida na região central de Rondônia, a conversão de florestas em pastagens alterou o funcionamento desses sistemas [ver Tomasella et al., neste volume; Thomas et al., 2004; Neill et al., 2006]. A falta da cobertura do dossel florestal na microbacia de pastagem permitiu o crescimento extensivo de gramíneas nativas do gênero *Paspallum* nas margens e dentro dos canais dos igarapés. O consequente aumento dos aportes de matéria orgânica causou o aumento das taxas respiratórias, com aumento da evasão de CO₂ e mudança das condições óxicas observadas nos igarapés das florestas à quase anoxia nos igarapés de pastagem [Neill et al., 2006]. A composição isotópica ($\delta^{13}\text{C}$) de ambas as frações orgânicas, dissolvida e particulada, nos igarapés de floresta e pastagem refletiram, respectivamente, o predomínio de plantas C3 e C4 como fontes de carbono para os igarapés nas bacias de drenagem de floresta e pastagem. Entretanto, rio abaixo, a partir da confluência desses igarapés de primeira ordem que têm apenas um tipo de vegetação (isto é, floresta ou pastagem), e onde voltam a ocorrer fragmentos de floresta, essas assinaturas isotópicas refletem novamente aquelas do igarapé de floresta. Em um rio de ordem superior da região, o Rio Ji Paraná, cujos tributários Rolim de Moura e Urupá têm mais de 50% de suas bacias cobertas por pastagens [Ballester et al., 2003], observou-se um padrão similar, e ambas as formas de carbono, particulada e dissolvida, refletem a assinatura isotópica de solos que tem um sinal de plantas C3 [Bernardes et al., 2004].

Outra evidência das consequências da conversão de floresta em pastagem foi obtida em um estudo detalhado das vias hidrológicas e dos fluxos elementares em igarapés de ordem zero em Rondônia (Rancho Grande). Nessa escala, uma

pequena fração da precipitação total aparece na descarga do igarapé (0,8% na floresta e 17% na pastagem), mas a maior parte do aumento da descarga na pastagem aparece como fluxo superficial (60% das fontes totais), enquanto na floresta, esta via hidrológica foi insignificante [Chaves et al., 2009]. Uma das principais consequências deste aumento da descarga pela via superficial nos igarapés de pastagens foi uma exportação anual de quase 20 vezes mais carbono orgânico dissolvido do que as florestas (de 4,23 a 72,61 kg ha⁻¹). A análise dos eventos de precipitação nesse sítio, que ocorrem do início ao meio da estação chuvosa, mostrou que a floresta retém a maior parte do COD que entra no sistema pela precipitação. Na pastagem, entretanto, as perdas líquidas de carbono para os igarapés ocorreram ao longo do quase todo o ano, com exceção do início da estação chuvosa [Gouveia-Neto, 2006].

Em maiores escalas, isto é, na bacia do Jiparaná, as concentrações mais altas de COD foram relacionadas aos valores mais altos de sedimentos totais em suspensão (STS) durante a estação chuvosa [Ballester et al. 2003]. Os STS têm origem nas áreas de pastagem, onde a compactação do solo causou a diminuição da infiltração e maior escoamento superficial, promovendo a lixiviação de camadas superficiais do solo e carregando mais COD ao igarapé, enquanto as áreas cobertas por floresta apresentaram infiltração mais alta e mais profunda nos solos. A porcentagem de área da bacia coberta por pastagem mostrou-se um bom indicador das concentrações de COD durante a estação chuvosa.

5. A RELAÇÃO DOS FLUXOS FLUVIAIS COM OS BALANÇOS REGIONAIS DE CARBONO

A estimativa da evasão de $1,2 \pm 0,3$ Mg C h⁻¹ de rios e áreas inundadas da Amazônia produzidas por Richey et al. [2002] forneceu argumentos para complementar os intrigantes resultados anteriores do Experimento LBA, que sugeriam que as florestas eram grandes sumidouros de carbono [Malhi e Grace, 2000]. Dado que não havia evidências de acumulação de carbono na bacia para sustentar as taxas de sequestro daquela magnitude, a exportação pelos sistemas fluviais poderia constituir

uma via (desconhecida naquela época) significativa do ciclo do carbono regional, atuando como uma fonte para a atmosfera equivalente às estimativas mais baixas de sequestro de carbono nos ambientes terrestres. Ao mesmo tempo, isso implicaria transferências maiores de carbono da terra para a água, sendo a evasão 10 vezes maior que a exportação fluvial de carbono orgânico para o oceano. Nosso entendimento desde então aumentou.

Em primeiro lugar, até que ponto esses números são precisos? A estimativa de Richey et al. [2002] foi baseada principalmente em dados do canal principal do Amazonas, suas planícies inundáveis e das desembocaduras dos principais tributários. Dados coletados desde então nos permitem reavaliar esse número. Conforme relatado por Alin et al. (manuscrito em preparação, 2009), medições mais extensivas de troca gasosa mostraram que, com relação aos grandes rios, os fluxos foram comparáveis aos resultados de Richey et al. [2002], mas as velocidades de transferência de gases medidas em rios menores de 100 m de largura foram consideravelmente maiores. Raseira et al. [2008] avaliaram que a evasão de rios <100 m foi mais de duas vezes aquela relatado por Richey et al. [2002]. Johnson et al. [2008] estimaram que a evasão de CO₂ de carbono respirado nos ecossistemas terrestres e emitido nas cabeceiras dos igarapés representa um fluxo de carbono para a atmosfera de mais de 100 Tg C a⁻¹ em toda a Bacia Amazônica, o que não inclui uma adição de evasão de CO₂ de rios maiores e áreas inundadas. Acreditamos agora que a evasão de CO₂ da hidrosfera para a atmosfera varia localmente com a velocidade da correnteza, profundidade da água e horário do dia. Cumulativamente, os termos de evasão de CO₂ excedem o valor de 1,2 Mg C ha⁻¹ e representam uma transferência da terra-água-atmosfera comparável àquela de sequestro terrestre.

A natureza heterotrófica (R > P) das águas da Bacia Amazônica e a extensão da região de inundação, que tornam esses sistemas uma fonte significativa de carbono para a atmosfera, levanta questões ecológicas críticas, tais como, de onde vem o carbono que, em última análise, é liberado e, de que modo as fontes de carbono são afetadas pelo uso da terra e variabilidade climática?

A partir de estimativas da força das fontes potenciais, levantamos a hipótese de que a evasão

é movida principalmente pela respiração nos igarapés de carbono orgânico fixado originalmente na terra e, em menor extensão, ao longo das margens dos rios e mobilizado nas águas correntes, e não apenas pelo CO₂ dissolvido nas águas subterrâneas. Isso nos coloca um problema. Apesar de serem desprezíveis os gradientes medidos rio abaixo de matéria orgânica particulada e dissolvida e de constituintes bioquímicos que parecem, em geral, bem refratários, as taxas respiratórias medidas nas águas amazônicas são suficientemente altas para reciclar essencialmente toda a matéria orgânica em uma parcela de água do rio bem antes que ela atinja o oceano [Richey *et al.*, 1990; Hedges *et al.*, 2000].

A magnitude e os controles físicos da velocidade de transferência gasosa parecem operar similarmente em todas as bacias, mas variando substancialmente em função da escala física. Transições importantes dos controles ambientais das trocas gasosas parecem ocorrer de acordo com a escala física do canal do rio, bem como entre ambientes lênticos e lóticos. Além disso, a grande variabilidade observada nos pequenos rios enfatiza a importância crítica de se obter um grande número de medições espacialmente distribuídas das variáveis de troca em vez de concentrar esforços em lapidar valores em poucos sítios de estudo que podem ou não ser representativos da rede de drenagem como um todo.

Um argumento contra a interpretação da evasão como um fluxo “separado” é que ela seria detectada por torres de covariância de vórtices turbulentos e, portanto, já incluída no termo de respiração da floresta. O uso de medições de covariância de vórtices para avaliar a troca líquida de CO₂ e respiração do ecossistema na alta estatura da floresta tropical é mais problemático do que originalmente se pensava, e é um tópico de pesquisa ativa [ver Saleska *et al.*, neste volume, 2005; Acevedo *et al.*, 2007; Huttyra *et al.*, 2007; Malhi *et Aragão*, 2007]. É mais provável que essas torres não detectem quaisquer sinais fluviais, inclusive aqueles de igarapés menores e infiltrações. Os fluxos fluviais, embora pequenos relativamente à fotossíntese e respiração do ecossistema, são grandes em relação à magnitude da troca líquida do ecossistema atribuída à floresta pelas medições de covariância de vórtices. Portanto, o processamento do carbono através dos sistemas fluviais da Bacia Amazônica indica a força

do acoplamento terra-água e, em última análise, a importância dos sistemas fluviais no balanço regional de carbono dos trópicos.

Agradecimentos. Agradecemos especialmente a Reynaldo Victoria (CENA, SP) e aos membros da rede de amostragem Rede Beija Rio, Cleber Salimon (UFAC, AC), Beatriz Gomes (UNIR, RO), Kelli Munhoz (FAPEMAT, MT), Laura Borma (UFT, TO), Maria Emília Sales (MPEG, PA), Roosevelt Barbosa (ESASGC, AM), Alexandra Montebelo e Gustavo Baldi, (CENA, SP), e aos inúmeros estudantes e funcionários que auxiliaram no campo. Esta pesquisa recebeu apoio financeiro da NASA LBA, CNPq, FAPESP e NSF. Esta é a Publicação 145 do Projeto CAMREX.

REFERÊNCIAS

- Acevedo, O.C., O. Moraes, D.R. Fitzjarrald, R.K. Sakai and L. Mahrt. (2007). Turbulent carbon exchange in very stable conditions. *Boundary-Layer Meteorol.* 125:49-61.
- Ahn, C.H. and R. Tateishi, R. (1994). Monthly potential and actual evapotranspiration and water balance. *United Nations Environment Programme/Global Resource Information Database, Dataset GNV183.*
- Amon, R. M. W. and R. Benner. (1996). Bacterial utilization of different size classes of dissolved organic matter. *Limnol. Oceanogr.* 41: 51-51.
- Aufdenkampe, A. K., J. I. Hedges, J. E. Richey, A. V. Krusche, and C. Llerena. (2001). Sorptive fractionation of dissolved organic nitrogen and amino acids onto fine sediments within the Amazon Basin. *Limnol. Oceanogr.* 46(8): 1921-1935.
- Aufdenkampe, A.K., E. Mayorga, J.I. Hedges, C. Llerena, P.D. Quay, J. Gudeman, A.V. Krusche, J. E. Richey. (2007). Organic matter in the Peruvian headwaters of the Amazon: A comparison to Bolivian tributaries and the lowland Amazon mainstem. *Org. Geochem.* 38: 337-364.
- Ballester, M.V.R., D. Victoria, A.V. Krusche, R. Coburn, R.L. Victoria, J.E. Richey, M.G. Logsdon, E. Mayorga, and E. Matricardi. (2003). Land use/cover of the Ji-Paraná river basin: building a GIS-based physical template to support the understanding of the biogeochemistry of surface waters in a meso-scale river in Western Amazonia. *Remote Sens. Environ.* 87: 429-445.

- Banerjee S, and MacIntyre S. (2004). The Air Water Interface: Turbulence and Scalar Exchange. Chapter 5 in *PIV and Water Waves*, ed. John Grue, Philip Liu, and Geir Pedersen, World Scientific Press.
- Bartlett, K. B., P. M. Crill, J. A. Bonassi, J. E. Richey, and R. C. Harriss. (1990). Methane flux from the Amazon River floodplain: Emissions during rising water. *J. Geophys. Res.*, 95: 16773-16788.
- Batjes, N.H. (2005). ISRIC-WISE global data set of derived soil properties on a 0.5 by 0.5 degree grid (Version 3.0). *ISRIC – World Soil Information*, Wageningen.
- Belanger, T. V., and E. A. Korzun (1991), Critique of floating-dome technique for estimating reaeration rate, *J. Environ. Eng.* 117, 144-150.
- Bernardes, M. C., L.A. Martinelli, A.V. Krusche, J. Gudeman, M.Z. Moreira, R.L. Victoria, J.P. Ometto, M.V. Ballester, A.K. Aufdenkampe, J.E. Richey, and J.I. Hedges. (2004). Riverine organic matter composition as a function of land use changes, Southwest Amazon. *Ecol. Appl* 14: S263-S279.
- Billen G., Lancelot C. and M. Meybeck (1991) N, P, and Si retention along the aquatic continuum from land to ocean. In *Ocean Margin Processes in Global Change*, R.F.C. Mantoura, J.-M. Martin, and R. Wollast R. (Eds.), John Wiley and Sons: New York, pp. 19–44.
- Borges, A. V., et al. (2004), Gas transfer velocities of CO₂ in three European estuaries (Randers Fjord, Scheldt, and Thames), *Limnol.Oceanogr.*, 49, 1630-1641.
- Brady, N.C. and Weil, R.R., (1999). *The nature and properties of soils*. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ, 881 pp.
- Chaves, J., C. Neill, H. Elsenbeer, A. Krusche, S. Germer and S. Gouveia Neto. In press. Magnitude and origin of channel flows in Amazon forest and pasture watersheds. *Hydrol.Processes*.
- Cole, J. J., Y. T. Prairie, N. F. Caraco, W. H. McDowell, L. J. Tranvik, R. G. Striegl, C. M. Duarte, P. Kortelainen, J. A. Downing, J. J. Middelburg and J. Melack. (2007). Plumbing the global carbon cycle: Integrating inland waters into the terrestrial carbon budget. *Ecosystems* 10: 171-184.
- Costa, M.H. and Foley, J.A., (1999). Trends in the hydrologic cycle of the Amazon basin. *J. Geophys.Res.*104(D12): 14189-14198.
- Davidson, E.A., Ishida, F.Y. and Nepstad, D.C., (2004). Effects of an experimental drought on soil emissions of carbon dioxide, methane, nitrous oxide, and nitric oxide in a moist tropical forest. *Global Change Biol.*10: 718-730.
- Davidson, E.A. and Trumbore, S.E., (1995). Gas diffusivity and production of CO₂ in deep soils of the eastern Amazon. *Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology*, 47(5): 550-565.
- Degens, E. T., S. Kempe, and J. E. Richey. (1991). Summary: Biogeochemistry of major world rivers, p. 323-347. In E. T. Degens, S. Kempe, and J. E. Richey [eds.], *Biogeochemistry of major world rivers*. John Wiley and Sons.
- Devol, A. H., J. E. Richey, W. A. Clark, S. L. King, and L. A. Martinelli. (1988). Methane emissions to the troposphere from the Amazon floodplain. *J. Geophys. Res.*, 95: 1583-1592.
- Ertel, J. R., J. I. Hedges, A. H. Devol, and J. E. Richey. 1986. Dissolved humic substances of the Amazon River system. *Limnol. Oceanogr.*, 31: 739-754.
- Gouveia-Neto, S.C. (2006). Concentrações e balanços de Carbono orgânico dissolvido em duas bacias do estado de Rondonia: uma comparação entre floresta e pastagem. *M.S. thesis* University of Sao Paulo, 55p
- Guerin F., Abril G., Serca D., Delon C., Richard S., Delmas R., Tremblay A., Varfalvy L. (2007) Gas transfer velocities of CO₂ and CH₄ in a tropical reservoir and its river downstream, *Journal of Marine Systems*, 66, 161-172.
- Hedges, J. I., J. R. Ertel, P. D. Quay, P. M. Grootes, J. E. Richey, A. H. Devol, G. W. Farwell, F. W. Schmidt, and E. Salati. (1986). Organic carbon-14 in the Amazon River system. *Science*, 231: 1129-1131.
- Hedges, J. I., G. L. Cowie, J. E. Richey, P. D. Quay, R. Benner, and M. Strom. (1994). Origins and processing of organic matter in the Amazon River as indicated by carbohydrates and amino acids. *Limnol. Oceanogr.*, 39: 743-761.
- Hedges, J. I., E. Mayorga, E. Tsamakis, M. E. McClain, A. K. Aufdenkampe, P. Quay, J. E. Richey, R. Benner, S. Opsahl, B. Black, T. Pimentel, J. Quintanilla, and L. Maurice. (2000). Organic matter in Bolivian tributaries of the Amazon River: A comparison to the lower mainstem. *Limnol. Oceanogr.*, 45: 1449-1466.
- Hutyra, L.R. et al., (2007). Resolving systematic errors in estimates of net ecosystem exchange of

- CO₂ and ecosystem respiration in a tall-stature forest: applications to a tropical forest biome, *Large-Scale Biosphere-Atmosphere in Amazonia (LBA-Eco) 11th Science Team Meeting*, Salvador, Brazil.
- Johnson M.S, J. Lehmann, S.J. Riha, J.P. Novães Filho, E.G. Couto.(2006). DOC and DIC in flowpaths of Amazonian headwater catchments with hydrologically contrasting soils. *Biogeochemistry* 81: 45-57.
- Johnson, M. S., M. Weiler, E. G. Couto, S. J. Riha, and J. Lehmann (2007), Storm pulses of dissolved CO₂ in a forested headwater Amazonian stream explored using hydrograph separation, *Water Resour. Res.*, 43, W11201, doi:10.1029/2007WR006359.
- Johnson, M.S., J. Lehmann, S. Riha, A.V. Krusche, J.E. Richey, J.P.H.B. Ometto, and E.G. Couto. (2008). CO₂ efflux from Amazonian headwater streams represents a significant fate for deep soil respiration. *Geophysical Research Letters*.35:, L17401, DOI10.1029/2008GL034619
- Kaplan, L.A. and J.D. Newbold. (2003). The role of monomers in stream ecosystem metabolism, In: *Aquatic Ecosystems: Interactivity of Dissolved Organic Matter*, Academic Press, London, p. 97-113.
- Karlsson G., Grimvall A. and Lowgren M. (1988) River basin perspective on long-term changes in the transport of nitrogen and phosphorus. *Water Research*, 22, 139–149
- Kessler, T.J. and Harvey, C.F., (2001). The global flux of carbon dioxide into groundwater. *Geophys.Res.Lett*, 28(2): 279-282.
- Kremer, J. N., et al. (2003), Technical note: Conditions for using the floating chamber method to estimate air-water gas exchange, *Estuaries*, 26, 985-990.
- Krusche, A.V., M.V. Ballester, R.L. Victoria, H.B. Cunha, C.I. Salimon, B.M. Gomes, K. Munhoz, L. Borma, M.E. Sales, R. Barbosa, A.A. Montebelo, G.G. Baldi [2009]. O papel dos ciclos evasivos de CO₂ de rios da Amazonia no balanço regional e global de carbono. *FAPESP Thematic Project Final Report*. CENA/USP, Piracicaba. 16 p.
- Leopold, L.B, M.G. Wolman, and J.P. Miller. (1964). *Fluvial processes in geomorphology*, 2nd edn. New York: Dover Publishers. 522 pp.
- Mahli, Y. and J. Grace (2000). Tropical forests and atmospheric carbon dioxide. *TREE* 15: 333-337.
- Malhi, Y. and Aragão, L., (2007). Internal carbon dynamics of Amazonian forest systems, *Large-Scale Biosphere-Atmosphere in Amazonia (LBA-Eco) 11th Science Team Meeting*, Salvador, Brazil.
- Mayorga, E., A.K. Aufdenkampe, A. K., C.A. Masiello, A.V. Krusche, J.I. Hedges, P.D. Quay, P. D., J.E. Richey, and T.A. Brown. (2005).. Young organic matter as a source of carbon dioxide outgassing from Amazonian rivers. *Nature* 436: 538-541.
- McBride, M.B., (1994). *Environmental chemistry of soils*. Oxford University Press, Oxford, 416 p.
- McClain, M. E., J. E. Richey, J. A. Brandes, and T. P. Pimentel. (1997). Dissolved organic matter and terrestrial-lotic linkages in the central Amazon Basin, Brazil. *Global Biogeochem. Cycles*, 11: 295-311.
- McClain, M.E. and Elsenbeer, H., (2001). Terrestrial inputs to Amazon streams and internal biogeochemical processing. In: M.E. McClain, R.L. Victoria and J.E. Richey (Editors), *The biogeochemistry of the Amazon Basin*. Oxford University Press, Oxford, pp. 185-208.
- Melack, J.M., L. Hess, M.A. Gastil, B.R. Forsberg, S.K. Hamilton, I.B.T. Lima, and E. Novo. (2004). Regionalization of methane emissions in the Amazon Basin with microwave remote sensing. *Global Change Biol.*10, 1–15, doi: 10.1111/j.1529-8817.2003.00763.x
- Melack, J.M. and Hess, L.L., (in press). Remote sensing of the distribution and extent of wetlands in the Amazon basin. In: W.J. Junk and M. Piedade (Editors), *Amazonian floodplain forests: Ecophysiology, ecology, biodiversity and sustainable management*. Springer.
- Melack, J.M., E.M.L.M. Novo, B.R. Forsberg, M.T.F. Piedade and L. Maurice. Floodplain ecosystem processes. In J. Gash, M. Keller and P. Silva-Dias (eds.). *Amazonia and Global Change*
- Meyer J.L., McDowell W., Bott T., Elwood J.W., Ishizaki C., Melack J.M., Peckarsky B.L., Peterson B.J. and Rublee P.A. (1988) Elemental dynamics in streams. *J. North Am. Benth. Soc.* 7, 410–432.
- Miller, W.L. and M.A. Moran. (1997). Interaction of photochemical and microbial processes in the degradation of refractory dissolved organic matter from a coastal marine environment. *Limnol.Oceanogr.* 42: 1317-1324.
- Moreira-Turcq, P., P. Seyler, J.L. Guyot, and H. Etcheber. (2003). Exportation of organic carbon from the Amazon River and its main tributaries.

- Hydrol. Processes* 17, 1329–1344. DOI: 10.1002/hyp.1287
- Neill, C., L.A. Deegan, S.M. Thomas, C.L. Hauptert, A.V. Krusche, V.M. Ballester and R.L. Victoria. (2006). Deforestation alters the hydraulic and biogeochemical characteristics of small lowland Amazonian streams. *Hydrol. Processes* 320: 2563-2580.
- New, M.G., M. Hulme, and P.D. Jones, P.D. (1999). Representing 20th century space-time climate variability. I: Development of a 1961-1990 mean monthly terrestrial climatology. *J. Climate*, 12: 829-856.
- Novo, E.M.L.M. C.C.F. Barbosa, R.M. Freitas, Y.E. Shimabukuro, J.M. Melack and W. P. Filho. (2006). Seasonal changes in chlorophyll distributions in Amazon floodplain lakes derived from MODIS images. *Limnology* doi 10.1007/s10201-006-0179-8
- Ometto, J.P. A.D. Nobre, H.R. Rocha, P. Artaxo, L.A. Martinelli. (2005). Amazonia and the modern carbon cycle: lessons learned. *Oecologia*, 143: 483-500.
- Quay, P.D., D.O. Wilbur, J.E. Richey, A.H. Devol, R. Benner, and B.R. Forsberg. (1995). The ¹⁸O:¹⁶O of dissolved oxygen in rivers and lakes in the Amazon Basin: Determining the ratio of respiration to photosynthesis rates in freshwaters. *Limnol. Oceanogr.* 40: 718-729.
- Raich, J. and Potter, C., (1995). Global patterns of carbon dioxide emissions from soils. *Global Biogeochem. Cycles*, 9: 23–36.
- Rasera, M., M.V.R. Ballester, A.V. Krusche, C. Salimon, L.A. Montebelo, S.R. Alin, R.L. Victoria, and J.E. Richey. (2008). Estimating the surface area of small rivers in the southwestern Amazon and their role in CO₂ outgassing. *Earth Interactions*. 12: 1-16.
- Remington, S., B.D. Strahm, V. Neu; J.E. Richey, and H. Brandao. (2007). The role of sorption in control of riverine DOC concentrations by riparian zone soils in the Amazon basin. *Soil Science* 172: 279-291.
- Remington, S.M. (2008). Sources and fate of dissolved organic matter in the Amazon River basin. Ph..D Thesis, university of Washington. 123p.
- Richey, J. E. (2004), Pathways of atmospheric CO₂ through fluvial system, in *The Global carbon Cycle, Toward CO₂ Stabilization: Issues, strategies and Consequences, A SCOPE/GCP Rapid Assessment Project*, edited by C. Fields, and M.R. Raupach, pp. 329-340, Island Press, Washington, DC.
- Richey, J. E., J. I. Hedges, A. H. Devol, P. D. Quay, R. Victoria, L. Martinelli, and B. R. Forsberg. (1990). Biogeochemistry of carbon in the Amazon River. *Limnol. Oceanogr.*, 35: 352-371.
- Richey, J. E., S. R. Wilhelm, M. E. McClain, R. L. Victoria, J. M. Melack, and C. Araujo-Lima. (1997). Organic matter and nutrient dynamics in river corridors of the Amazon Basin and their response to anthropogenic change. *Ciencia e Cultura*, 49: 98-110.
- Richey, J.E., Melack, J.M., Aufdenkampe, A.K., Ballester, V.M. and Hess, L.L., (2002). Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO₂. *Nature*, 416(6881): 617-620.
- Richey, J., R. Victoria, E. Mayorga, L. Martinelli, and R. Meade. (2004). Integrated Analysis in a Humid Tropical Region - The Amazon Basin. Pp.415-428. In P. Kabat et al (eds) *Vegetation, Water, Humans, and the Climate*. Springer, Berlin. 566p
- Saleska, S., H. d aRocha, B. Kruijt, and a. Nobre (2009), Ecosystem carbon fluxes and Amazon forest metabolism, *Geophys. Monogr. Ser.*, doi:10.1029/2008GM000728, this volume.
- Sarmiento, J.L. and E.T. Sundquist. (1992). Revised budget for the oceanic uptake of anthropogenic carbon-dioxide. *Nature* 356: 589-593.
- Selva, E.C., E.G. Couto, M.S. Johnson, and J. Lehmann. (2007) Litterfall production and fluvial export in headwater catchments of the southern Amazon. *J. Trop. Ecology*, 23: 329-335.
- Stallard, R. F. (1998). Terrestrial sedimentation and the carbon cycle: coupling weathering and erosion to carbon burial. *Global Biogeochem.Cycles*. 12: 231-257.
- Thomas, S. M., C. Neill, L. A. Deegan, A. V. Krusche, R. Victoria and M. V. Ballester. (2004). Influences of land use and stream size on particulate and dissolved materials in a small Amazonian stream network. *Biogeochem.* 68:135-151.
- Tomasella, J., C. Neill, L. A. Deegan, A. V. Krusche, R. Victoria and M. V. Ballester (2004), Influences of land use and stream size on particulate and dissolved materials in a small Amazonian stream network, *Biogeochemistry*, 68, 135-152.

Trumbore, S., and P. B. Camargo (2009), Soil carbon dynamics, *Geophys. Monogr. Ser.*, doi: 10.109/2008GM000741, this volume.

Waterloo M.J, S.M. Oliveira, D.P. Drucker, A.D. Nobre, L.A. Cuartas, M.G. Hodnett, I. Langedijk, W.W.Jans, J. Tomasella, A.C. de Araujo, T.P. Pimentel, and J.C.M. Estrada. (2006). Export of organic carbon in run-off from an Amazonian rainforest blackwater catchment. *Hydrol. Processes*, 20, 2581-2597.

Williams, M.R., Fisher, T.R. and Melack, J.M. (1997). Solute dynamics in soil water and groundwater in a central Amazon catchment undergoing deforestation, *Biogeochem*, 38(3): 303-335.

Tradução: Ivani Pereira

Revisão: Alex V. Krusche

Copyright © 2010 American Geophysical Union, Washington, D.C., USA. All rights reserved.

These materials are protected by the United States Copyright Law, International Copyright Laws and International Treaty Provisions.

Estes materiais são protegidos pela Lei de Direitos Autorais dos Estados Unidos, por Leis Internacionais de Direitos Autorais e Disposições de Tratados Internacionais.

M. V. Ballester and A. V. Krusche, Laboratório de Análise Ambiental e Geoprocessamento, Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Piracicaba, SP 13400-970, Brasil . (alex@cena.usp.br).

H. B. da Cunha, Coordenação de Pesquisas em Clima e Recursos Hídricos, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, Manaus, AM CEP 69060-001, Brasil.

M. S. Johnson, Institute for Resources, Environment and Sustainability and Department of Earth and Ocean Sciences, University of British Columbia, Vancouver, BC, Canada V6T 1Z4.

J. E. Richey, School of Oceanography, University of Washington, Seattle, WA 98195, USA.

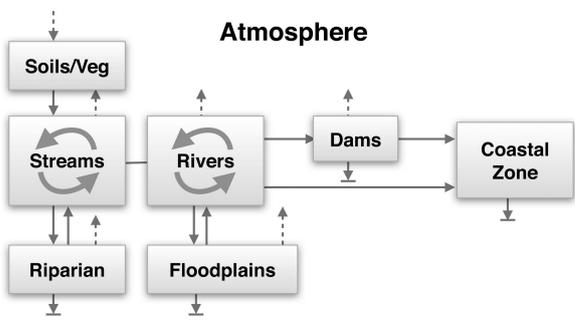


Figure 1

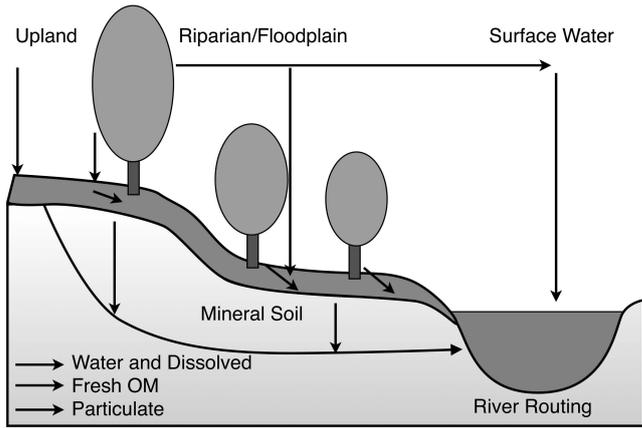


Figure 2

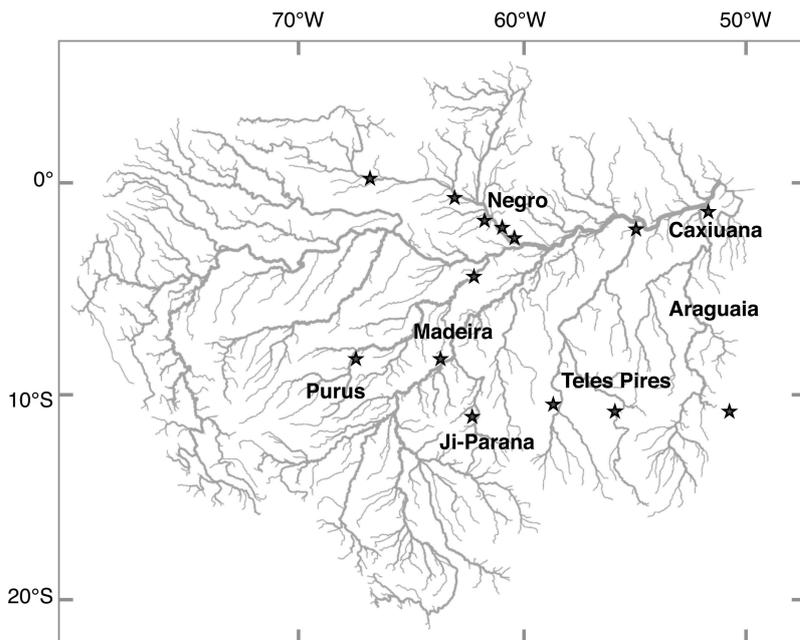


Figure 3

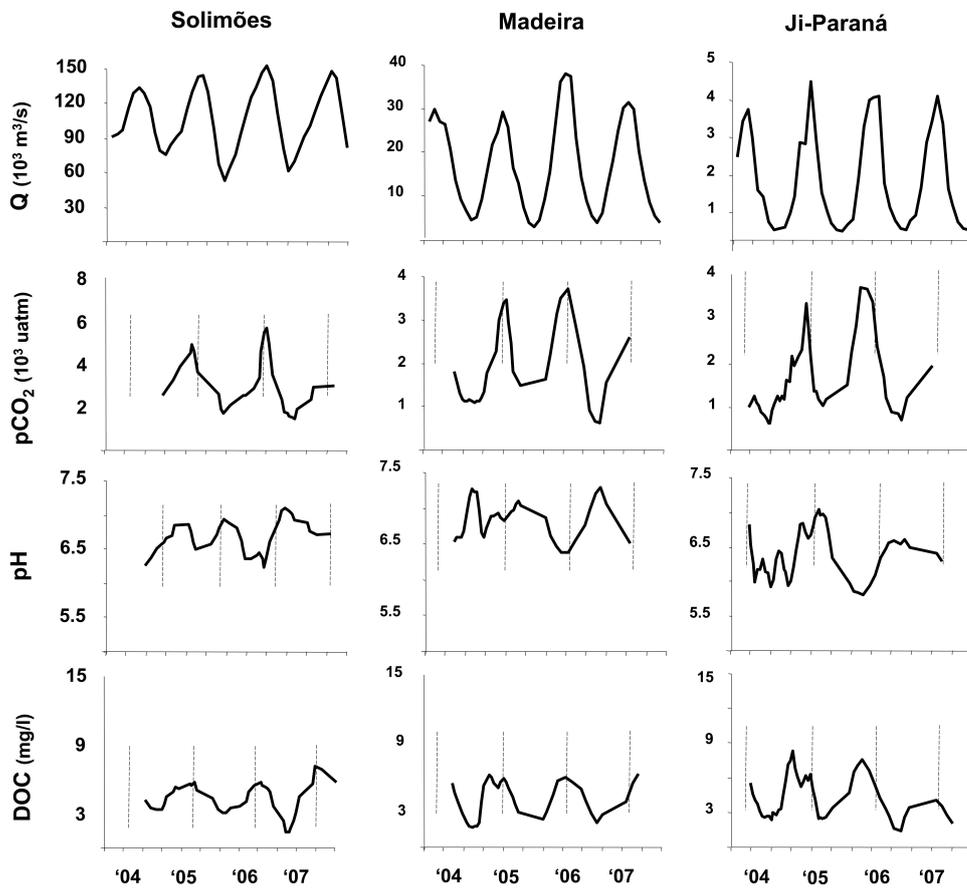


Figure 4

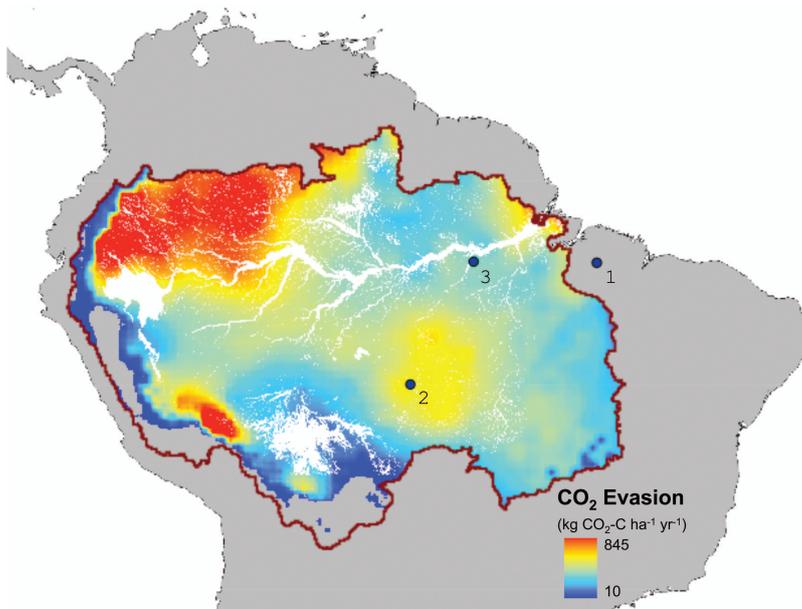


Plate 1