

Efeitos de Variabilidade Climática e Desmatamento No Regime de Águas Superficiais

Marcos Heil Costa

Departamento de Engenharia Agrícola, Universidade Federal de Viçosa, Brasil

Michael T. Coe

Woods Hole Research Center, Falmouth, Massachusetts, USA

Jean Loup Guyot

LMTG, Institut de Recherche pour le Développement, Toulouse, France

O regime de escoamento de rios na Bacia Amazônica mostra uma considerável variabilidade em escalas interanuais e decadais. A principal fonte de variação são os eventos do El Niño-Oscilação Sul (ENOS). Eventos de El Niño causam diminuição de precipitação, escoamento fluvial e padrões de inundação em toda a região, com reduções mais fortes que ocorrem na parte norte da bacia. Por outro lado, os eventos do La Niña causam aumento do escoamento de rios principais e tributários, mas, aparentemente, não determinam um padrão de variabilidade climática perceptível na parte sul da bacia. Eventos do ENOS diferem uns dos outros. Embora a maior parte dos eventos do El Niño causem reduções na precipitação e escoamento de rios em toda a área ao norte da Amazônia, alguns eventos do El Niño alteram a precipitação somente no noroeste da Amazônia. A força de eventos do ENOS vem sendo modulada ao longo de décadas por sinais interdecadais possivelmente associados com a Oscilação Decadal do Pacífico. Eventos do La Niña (chuvosos) foram mais chuvosos durante a década 40 à de 50 e na década de 70, enquanto que os eventos do El Niño (secos) foram mais secos durante a década de 60 e desde a década de 80. Parece também que a variabilidade interanual diminuiu entre a década de 30 e a década de 60. Além desses modos de variabilidade causados por padrões de precipitação variados, em algumas regiões onde as mudanças na cobertura da terra são extensivas, as mudanças na evapotranspiração podem produzir aumentos do escoamento de rios, o que aumenta o coeficiente de escoamento superficial. Isso foi claramente documentado sobre a bacia do Tocantins e há evidências de que o coeficiente de escoamento superficial em Óbidos esteja também aumentando.

1. INTRODUÇÃO

O sistema de águas superficiais apresenta variabilidade interanual e interdecadal perceptível, relacionada aos padrões de precipitação e à variabilidade mais recente relacionada às mudanças na cobertura da terra. Este capítulo apresenta uma revisão dos efeitos da variabilidade do clima no escoamento fluvial e na extensão de planícies de inundação na Bacia Amazônica, incluindo a análise de alguns eventos extremos de escoamento fluvial. Os efeitos das mudanças na cobertura da terra nos escoamentos de rios da Bacia Amazônica são também investigados. Na maioria dos casos, os artigos são revisados em ordem cronológica para indicar o avanço do conhecimento nessas áreas. O mapa de orientação (Figura 1) mostra as características geográficas mencionadas no capítulo.

Figura 1. Mapa de orientação.

2. EFEITOS DE VARIABILIDADE DO CLIMA NO ESCOAMENTO DE RIOS DA BACIA AMAZÔNICA

A disponibilidade de conjuntos de dados de precipitação de longo prazo é uma questão crítica na análise da variabilidade do clima no escoamento do rio Amazonas e tributários. A bacia do Amazonas é uma região extensa e remota, com baixa densidade de pluviômetros, com poucos registros de séries temporais que se estendem por mais de 50 anos (Figura 2). O período de maior disponibilidade de dados foi a década de 80, mas os dados disponíveis de precipitação e vazão decrescem a partir desse ano. Além disso, a natureza da precipitação na região é principalmente convectiva e espacialmente muito variável, tornando incerta a interpolação a partir dos poucos pluviômetros disponíveis.

Figura 2. Disponibilidade de (a) precipitação e (b) estações de descarga na Bacia Amazônica para o período de 1910 – 2005, usada pelo conjunto de dados do HYBAM.

Considerando essas limitações, há apenas dois conjuntos de dados potenciais para a análise da variabilidade multidecadal de precipitação dessa região. O primeiro é o conjunto de dados CRU TS2.1 da University of East Anglia [New et al., 2000], que abrange o período de 1901 a 2002. Testes iniciais com

esse banco de dados indicam que os dados (da Bacia Amazônica) anteriores a 1940 não são confiáveis, pois faltam traços básicos, tais como a sazonalidade. O segundo foi composto pelo programa Hydro-géodynamique actuelle du bassin amazonien (HYBAM, ou Hidrologia da Bacia Amazônica) [Callède et al., 2002] a partir de 35 pluviômetros, para o período de 1940 – 2003. Quaisquer outros estudos de avaliação de variabilidade interdecadal da precipitação na Amazônia anteriores a 1940 baseiam-se em muito poucas estações e podem não ser representativos.

Os registros fluviométricos mais longos na Amazônia referem-se à altura da água no porto de Manaus, iniciados em 1903. A maior parte das estações de medição de vazão na Bacia Amazônica tiveram suas operações iniciadas nos anos 60 (Figura 2b). Em razão da natureza integrada dos registros fluviais, eles, às vezes, são usados para inferências de padrões de precipitação à montante.

Os efeitos de variabilidade do clima no escoamento de rios da Bacia Amazônica vêm sendo estudados desde a década de 80. Estudos iniciais concentraram-se na detecção da variabilidade interanual, seguidos por estudos que atribuíam as causas dessa variabilidade aos fenômenos oceânicos próximos, como o El Niño – Oscilação Sul e a padrões específicos de temperatura da superfície do Atlântico tropical (SST). Mais recentemente, modos interdecadais de variabilidade do clima e de escoamento de rio foram detectados e atribuídos.

Talvez a primeira série de análise de longo prazo de variabilidade de escoamento de rio seja a de Richey et al. [1989a]. A reconstrução de dados de vazão do principal leito da bacia do Amazonas (Rio Solimões em Manacapuru) do período de 1903 a 1985 a partir da estação em Manaus produziu três resultados importantes. Primeiramente, não há tendência estatisticamente significativa na vazão ao longo do período; segundo, há um forte modo de variabilidade de 2 a 3 anos na vazão, correlacionado com o fenômeno El Niño – Oscilação Sul (ENOS), com redução do escoamento do rio nos anos do El Niño e aumento nos anos de La Niña; terceiro, a variabilidade precede as principais influências humanas na bacia e, portanto, não é um resultado de mudanças causadas pela atividade humana na bacia do rio naquele ponto.

Marengo [1995] e Marengo et al. [1998] usaram dados de vazão de um número maior de sítios do que Richey et al. [1989a] para fornecer informações sobre

a distribuição espacial da variabilidade de escoamento, além da variabilidade temporal. A variabilidade do escoamento fluvial correlacionada com o ENOS apresenta um claro componente espacial, com baixo escoamento concentrado nas porções noroeste da bacia (por exemplo, o Rio Negro) em anos de El Niño. Além disso, esses estudos descrevem uma provável variabilidade de escoamento fluvial com ambas as regiões, norte e sul, mostrando aumento no fluxo fluvial no período de 1945 a 1960 e uma diminuição de escoamento fluvial no período de 1970 a 1990. *Guyot et al.* [1998] usaram dados de vazão de 17 grandes sub-bacias no Brasil, que mostraram forte diminuição de vazão durante eventos de El Niño e forte aumento durante o La Niña na parte nordeste da bacia do Amazonas (Rio Branco e Rio Jari).

A análise de *Zeng* [1999] de um registro de oito anos de vazão do Amazonas em Óbidos e do Xingu (tributário ao sul) encontrou uma correlação significativa de escoamento fluvial com o ENOS, com retardo de sete meses, o que corrobora resultados de *Marengo* a partir de diferentes tributários. O autor atribui o retardo de sete meses a um retardo de três meses na correlação da precipitação com o ENOS, e à influência da drenagem da água do solo na regulação do tempo da vazão. A vazão não se correlaciona de modo significativo com a evapotranspiração (ET) simulada, o que indica que a variabilidade na vazão interanual é mais fortemente influenciada pela variabilidade da precipitação interanual, e não pela temperatura e ET.

Um estudo de dados de clima de vazão de *Foley et al.* [2002] elucidou a influência espaço-temporal do ENOS no clima e no escoamento de rios da bacia do Amazonas. Dados de vazão de nove sítios do rio principal e seus maiores tributários, não analisados em estudos anteriores, mostram que a resposta média às condições do El Niño desde 1950 é a diminuição do escoamento do rio nas porções sul e leste da bacia do Amazonas (rios Tocantins, Xingu e Tapajós), além das porções norte da bacia (ex., Rio Negro), descritas por *Marengo et al.* [1998]. A resposta média às condições do La Niña é o aumento da vazão dos principais rios e tributários ao norte (Amazonas em Óbidos, Solimões em Manacapuru e Juruá). Os tributários ao sul e a leste mostraram modestas e variadas respostas às condições do La Niña, com

escoamento fluvial reduzido do rio Tapajós e levemente aumentado do Xingu.

Ronchail et al. [2005b] analisaram a variabilidade temporal da vazão de 80 estações fluviométricas na bacia do Amazonas do Brasil, Bolívia e Guiana Francesa no período de 1981 a 2002. Durante o El Niño, a vazão fica abaixo do normal nos rios no noroeste (rios Solimões, alto Negro, e Jupurá) na região mais ao sul (bacias do alto Madeira, Tapajós e Xingu). Durante o La Niña, a vazão fica acima do normal na bacia do nordeste e, em contrapartida, abaixo do normal na bacia do Madeira. Entretanto, o sinal do ENOS não é estacionário em Óbidos durante o século vinte e um, quando se considera o alto escoamento do rio e a média de vazão. Durante a estação de baixa vazão, as taxas de vazão mais altas do que o normal em uma vasta região central da bacia do Amazonas estão associadas à SST fria sobre o Atlântico Norte tropical. Além disso, um sinal comum, embora não permanente, quase-decadal, foi observado no fluxo do baixo rio Óbidos e na SST do Atlântico Norte tropical. A vazão dos rios amazônicos mais ao sul está relacionada com a SST do Atlântico Sul; entretanto, esses sinais são dependentes do tempo e espaço.

Quase ao mesmo tempo, *Botta et al.* [2002] aplicaram uma análise espectral aos dados de precipitação de 1939 – 1998 do conjunto de dados climáticos do CRU e identificaram um modo de variabilidade de precipitação de 28 anos (que explica 35% da variância total na série temporal), o que confirma e amplia os resultados de *Marengo et al.*, [1998]. *Coe et al.*, [2002, 2007] usaram um conjunto de dados de precipitação para reconstruir, por meio de modelagem, a vazão mensal média desse período (Figura 3), e verificaram que os anos de vazão relativamente alta estão agrupados no período de 1940 – 1950 e na década de 1970, enquanto que os anos de vazão baixa estão agrupados na década de 1960 e no período de 1980 – 1990. Esse padrão, embora espacialmente variável em magnitude, não está limitado a nenhuma região, e eventos individuais do ENOS são claramente visíveis, encaixados no modo de variabilidade de 28 anos.

Figura 3. Vazão do Amazonas em Óbidos no período de 1903 – 2006, conforme reconstruído por *Coe et al.* [2007] e *Calède et al.* [2002]. Linhas sólidas espessas indicam o período em que houve observações do nível de água em Óbidos e as linhas sólidas finas se referem às

reconstruções da relação com o nível de água no porto de Manaus.

Outra reconstrução de série temporal de vazão foi feita por *Callède et al.* [2002, 2004] da estação fluviométrica de Óbidos (ver Figura 1) no Amazonas. Essa é a estação que mede a maior bacia de drenagem do mundo (4.677.000 km², vazão média de 163.000 m³ s⁻¹). Os dados diários de vazão são calculados a partir de uma curva de índices satisfatória baseada em medições do Perfilador Acústico de Correntes pelo Efeito Doppler (ADCP) do período de 1969 a 1999, e estendido ao período de 1928 a 1946 com dados históricos de níveis de água. Dados mensais de vazão dos períodos de 1903 a 1927 e de 1947 a 1968 foram calculados utilizando a correlação entre os níveis de água de Manaus (Rio Negro) e vazão em Óbidos (o Amazonas; Figura 3). A média anual de vazão em Óbidos aumenta entre 1903 e 1922, é mais estável durante o período de 1922 a 1969, com um intervalo observado em 1969/1970 e valores aumentados posteriormente. Durante o período de 1903 a 1999, a tendência média de vazão, medida pelos coeficientes de Spearman e Kendal, é positiva, e há um aumento de +9% entre essas duas datas. Com relação às inundações anuais máximas, o valor da vazão de 250.000 m³ s⁻¹ foi atingido ou excedido 12 vezes, de 1970 a 1999, e somente cinco vezes, de 1903 a 1969. Embora esse aumento no número de grandes inundações desde 1970 seja consistente com o período de escoamentos maiores dos rios, os eventos reduzidos de grandes inundações antes de 1970 podem ser um artefato da reconstrução das séries temporais anteriores. A vazão mínima anual mostra uma tendência descendente desde 1981, mas é relativamente estável durante todo o período de 1903 a 1999. Nenhum intervalo significativo foi identificado.

Outro traço importante que pode ser observado na Figura 3 é a variabilidade diminuída na média anual de escoamento fluvial no período de 1927 a 1969 ($\sigma = 10.221 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), quando comparado aos outros períodos ($\sigma=18.854 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ para 1904 a 1926; $\sigma=14.958 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ de 1970 a 2006). Essa variabilidade diminuída é também observada nos registros de precipitação CRU nos meados do século vinte [Botta et al., 2002].

Labat et al. [2004] usaram um novo método de análise contínua de ondeletas de Morlet para explorar a estrutura da variabilidade temporal de

precipitação (1950 a 1999) e dados de vazão da bacia do Amazonas em Óbidos (1903 a 1999). Em escalas interanuais, a precipitação e os altos e baixos dos escoamentos de rios mostram oscilações quase-bienais. Conforme análises anteriores, outros processos interanuais (de 3,8 a 5,5 anos) parecem estar associados ao ENOS. Precipitação e alto escoamento de rio são caracterizados por oscilações energéticas interanuais no início e final do século. Essa variabilidade temporal está possivelmente associada às mudanças interdecadais no Índice de Oscilação Sul (IOS) com intervalos de alta variância (1875 a 1920 e de 1960 a 1990), e outros de baixa variância (1920 a 1960). Entretanto, os baixos níveis de escoamento estão estreitamente associados a essas escalas durante quase todo o século. A mudança de 1970 corresponde às oscilações interdecadais coincidentes com mudanças importantes nos padrões de SST no Atlântico e no Pacífico [Enfield e Mestas-Nuñez, 1999].

Labat et al. [2005] usaram um novo método de análise de ondeletas nos dados mensais de vazão em Óbidos reconstruídos para o período de 1903 a 2000, e dois índices climatológicos de longo prazo bem conhecidos [IOS e a Oscilação do Atlântico Norte (OAN)]. Essa análise também encontra um forte ciclo anual quase-estacionário e várias oscilações mais fracas, de interanuais e decadais à multidecadais. A escala temporal interanual (de 2,4 a 6,2 anos) é bem definida antes de 1940 e depois de 1980, ou seja, quando a variância do ENOS é a mais forte. A coerência com o IOS é importante e praticamente permanente, e a coerência quase decadal com o IOS também é forte. Em estudos anteriores, em todos os casos, a correlação é positiva, o que indica que a vazão é baixa durante eventos do El Niño. A vazão do Amazonas é caracterizada por pouca coerência com a OAN, exceto em escalas temporais interdecadais.

Elementos importantes de variabilidade climática são as análises da máxima e mínima de eventos extremos. Ronchail et al. [2006] estudaram os principais eventos de inundação do Amazonas em Óbidos (definido aqui como eventos de vazão acima de 250.000 m³ s⁻¹) do período de 1984 a 2001. Durante esse período, uma importante inundação do rio principal foi relacionada aos seguintes aspectos: (1) maiores vazões do que o usual no Rio Solimões, o maior tributário; (2) picos

retardados de vazão nos tributários ao sudoeste e no Rio Amazonas (Peru, Bolívia) e/ou picos avançados de vazão no Rio Negro-Branco, (3) vazão incomum nos picos de vazão de fevereiro a abril nos tributários a oeste e a noroeste, particularmente do Rio Negro. Esses dois últimos aspectos contribuem para o influxo simultâneo de uma grande quantidade de água de todos os tributários em abril-maio, o que favorece grandes inundações do Amazonas em Óbidos.

Os menores eventos anuais de escoamento de rio do Amazonas, registrados em Manaus, aconteceram em 1906, 1916, 1926, 1958, 1962, 1997 e 2005. Destes, dois são marcantes porque se estenderam por um longo período: de 1926 a 2005 (Figura 4).

A seca de 1926 na Amazônia, a seca do século, foi descrita por Williams et al. [2005]. Essa seca foi caracterizada pelo nível menor máximo do rio e pelo nível mínimo muito baixo do rio (Figura 4). O ano de 1926 é amplamente reconhecido como um ano de El Niño, com reduções de 30 a 40% de precipitação rio acima em Manaus, mas a seca pode ter se concentrado no oeste da Amazônia, com aumento de precipitação no leste da Amazônia e nordeste do Brasil.

Análise recente da seca de 2005 que afetou severamente o sudoeste e o centro da Bacia Amazônica e comparação com secas anteriores de Marengo et al. [2008] trazem insights interessantes sobre as influências complexas da variabilidade do clima na vazão de rios. Esse estudo mostra que muitas das secas severas dos registros históricos (por exemplo, 1906, 1912, 1926, 1992 e 1997) estão associadas a fortes eventos de El Niño e caracterizadas pelas fortes diminuições dos picos de vazão dos principais canais do Amazonas. Escoamentos de rio anormalmente baixos nestes anos de seca são causados em grande parte pela diminuição do escoamento de rios tributários ao norte (ex., Japurá e Negro). Entretanto, a seca de 2005 teve características muito diferentes dessas secas influenciadas pelo ENOS, com a diminuição do escoamento do rio limitada aos tributários ao sul e a oeste (ex., Madeira, Tapajós). Em consequência, a anomalia de baixa vazão é transferida rio abaixo para o canal principal, mas não produz impacto no escoamento do rio do canal principal até após o pico da estação de vazão; a estação seca do escoamento do rio no principal canal se reduz consideravelmente em 2005 e 1962,

não no pico do escoamento do rio na estação chuvosa, como é o caso das secas do El Niño. Os autores atribuem essa diferença a fatores climáticos que geram temperaturas da superfície do mar anormalmente secas no Oceano Atlântico Norte tropical.

Figura 4. Níveis de água máximos e mínimos anuais do Rio Negro em Manaus. Média da altura máxima é de 27,76 m; a média de altura mínima é de 17,59 m.

3. EFEITOS DE VARIABILIDADE DO CLIMA NA EXTENSÃO DAS ÁREAS DE INUNDAÇÃO DA BACIA AMAZÔNICA

O sistema do Rio Amazonas tem uma estação longa de grandes inundações que é uma parte importante da hidrologia e ecologia da bacia. Nas regiões mais baixas, os lentos aumento e diminuição anuais do Amazonas permitiram que a flora e fauna da planície de inundação se adaptassem ao pulso de inundação [Junk et al., 1989]. Muitas espécies de árvores frutificam durante a estação de inundação e a fauna aquática se adaptou ao pulso de inundação [Junk et al., 1989]. Muitas espécies arbóreas frutificam durante a estação de inundação e a fauna aquática se adaptou para se aproveitar dos recursos da floresta inundada [Goulding, 1980]. A maioria das espécies migratórias de peixes comercialmente importantes, por exemplo, alimenta-se de frutas e sementes encontradas nesse período e as migrações para reprodução e busca de alimento estão estreitamente associadas ao pulso anual de inundação [Araújo-Lima e Goulding, 1997]. A área total inundada de cada estação está, de fato, diretamente relacionada à magnitude da onda de vazão da inundação. Em uma das primeiras observações em grande escala da onda de vazão da inundação do Amazonas, Richey et al. [1989b] usaram dados de vazão do principal rio e maiores tributários do Amazonas para mostrar que a longa (~ 9 meses) onda de vazão de inundação ocorre em função da escala da bacia e seu clima. A bacia de drenagem muito grande e o clima tropical resultam em uma fase de 3 meses de retardo na precipitação e vazão entre os tributários que drenam o norte e sul. Isso leva a uma escala de tempo relativamente longa durante a qual o fluxo de águas altas do rio atinge a Amazônia central (em comparação com

outros sistemas de grandes rios, por exemplo, o Mississippi e grandes rios do Ártico). Os efeitos combinados da fase de retardo da precipitação e o atraso do transporte superficial faz com que aconteça o pico da vazão em junho. Além disso, o volume muito grande de água estocada nas planícies de inundação, em si mesmas, resulta em acentuado enfraquecimento da onda de recuo da inundação, conseqüentemente, estendendo a estação.

Um entendimento mais completo da extensão e variabilidade interanual da área inundada da Bacia Amazônica tem sido limitado pela relativa inacessibilidade da região e pela vasta área afetada por inundações a cada ano. Tentativas anteriores de quantificar as áreas sazonalmente inundadas da Amazônia foram limitadas pela insuficiência de dados. Por exemplo, as Cartas de Navegação Operacionais dos Estados Unidos, consideradas as melhores fontes de informações globais sobre extensão de inundações, usadas em tentativas anteriores (ex., *Mathews e Fung, 1987*), não descreviam nenhuma área de várzea na Bacia Amazônica central. Estudo recente concentrou-se no uso de dados de satélite, modelos numéricos e análise de testemunhos sedimentares para fornecer estimativas de extensão e variabilidade de inundação.

Sippel et al. [1998] usaram observações de microondas passivos [do Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SSMR) a bordo do Nimbus-7] da temperatura da claridade à superfície, combinada com modelos empíricos mistos de unidades de paisagem para calcular a média mensal de áreas inundadas nos limites de 12 trechos (segmentos) no principal canal do Amazonas no período de 1979 a 1986. Essa análise em resolução horizontal de 25 km é limitada a cerca de 176.000 km² do principal rio e partes de grandes tributários, mas fornece a primeira análise espacial multianual da extensão da inundação do Amazonas. A área média inundada do rio principal varia entre 26.700 km² em novembro e 67.300km² em junho, e tem uma variação interanual considerável, com variação da área máxima inundada entre 91.000 km² em 1982 a 55.000 km² em 1983.

Usando um modelo de regressão de área inundada em função do estágio do rio no porto de Manaus, os autores estimaram um registro de 94 anos (1903 – 1996) de inundação do canal principal do Amazonas. Esse indicador muito mais longo de área inundada sugere que a área máxima inundada

da estação chuvosa varia entre acima de 90.000 km² (em vários anos de registro) a um mínimo de 30.000 km² em 1926. Uma análise adicional desses indicadores de longo prazo de *Hamilton et al. [2002]* mostrou que a média de área máxima inundada nessa região para esse período é de 73.250 km², com coeficiente de variação de 14%.

Hess et al.[2003] usaram imageamento de radar de abertura sintética obtido do JERS-1 para analisar a área inundada e os ecossistemas de uma área muito maior (1,77 milhões de km²) da Bacia Amazônica central. Essa análise está limitada ao mapeamento duo-sazonal (uma, durante a estação chuvosa de 1995 a 1996, e a outra, durante a estação seca de 1995 a 1996), mas em resolução muito mais alta (100 m versus 25 km de *Sippel et al.*), e está extensivamente validada por videografia digital de alta resolução. *Hess et al.* estimam que cerca de 17% dos 1,77 milhões de km² das regiões estudadas são áreas inundadas, aproximadamente a metade delas no rio principal e principais tributários do Amazonas. Nas áreas inundadas, 96% (cerca de 280.000 km²) foram inundados nas águas altas em 1996 e 26% nas águas baixas. A floresta inundada constituiu a maior classe de vegetação única (70% da área inundada), com classes de não vegetadas, e de vegetação lenhosa e herbácea compondo a maior parte do restante das áreas inundadas. Espelho d'água exposto ao sol e áreas extensas de macrófitas aquáticas são mais comuns nas regiões mais baixas e médias do Amazonas por causa da presença de grandes lagos ao longo do rio principal, enquanto os regimes florestados são mais comuns em regiões altas e em tributários.

Coe et al. [2002] apresentaram o primeiro modelo hidrológico espacialmente explícito de 6,7 milhões de km² do Rio Amazonas e sistema de planícies de inundação. Simulações da hidrologia da bacia para o período de 1939 a 1995 elucidaram os fatores causadores da alta variabilidade da hidrologia da bacia. A média simulada de área inundada nesse estudo tem um coeficiente de variação de 18% e é extremamente influenciada pelo modo de 28 anos e de 3 a 4 anos de variabilidade na precipitação. Consistentes com os resultados de *Zeng [1999]*, a variabilidade da ET teve pouca influência na variabilidade da área inundada. O desvio da média é muito positivo entre as décadas de 1940 e 1950, e na década de 1970, e negativo na década de 1960, e nas décadas de 1980 a 1990. O desvio negativo mais forte da

média (~50%) ocorre em 1992, coincidente com a fase seca do modo de variabilidade de 28 anos e do El Niño de 1992 a 1993. A anomalia positiva mais forte dos registros ocorre em 1949, no pico de uma fase positiva do modo de variabilidade de 28 anos.

Uma análise das influências de ENOS de *Foley et al.* [2002] da mesma extensão de inundação simulada por *Coe et al.* [2002] mostrou correlação significativa com o IOS com retardo de 4 a 5 meses consistente com o retardo de 2 meses da precipitação com o IOS, e o tempo de residência da água nos solos e pequenos rios da bacia de grandes rios. Em média, os anos de El Niño estão associados à diminuição da vazão dos tributários ao sul e a leste do Amazonas e à diminuição da inundação do rio principal e daqueles tributários, enquanto que os anos de La Niña estão associados ao aumento da vazão nas porções oeste e norte da bacia, e ao aumento da inundação do rio principal. Esses estudos concluíram que, embora o ENOS desempenhe um papel importante na variabilidade de inundação, o modo de 28 anos de variabilidade na precipitação [*Botta et al.*, 2002; *Coe et al.*, 2002] explicam a maior parte da variação interanual na extensão da inundação.

Simulação numérica é uma ferramenta importante para reconstruir padrões de planícies de inundação quando os produtos de sensoriamento remoto não são disponíveis. O advento dos dados da Missão Topográfica de Radar Transportado (Shuttle Radar Topography Mission, SRTM) [*Kellndorfer et al.*, 2004] e os dados morfométricos do Amazonas permitiram avanços consideráveis na nossa capacidade de simular extensões de inundação (Figura 5) [*Coe et al.*, 2007]. A expansão contínua de produtos derivados de satélite (L. L. Hess et al., dados não publicados, 2007) irá fornecer a quantificação muito mais clara de áreas inundadas de toda a bacia, pelo menos para análise bissetional. Associados a conjuntos de dados climáticos melhorados e análise do clima, espera-se obter avanços contínuos para o entendimento da variabilidade e das forças determinantes da extensão da inundação do Amazonas.

Figura 5. Média mensal simulada da extensão inundada do Amazonas para o período de 1939 a 1998 [*Coe et al.*, 2007]. A fração de cada célula de grade de 5 min. (~9 km x 9 km) inundada está mostrada de 100% de área inundada (preto) a 0% de área inundada (branco).

Além de sensoriamento remoto e modelagem, a análise de testemunhos sedimentares é uma técnica importante para o estudo da variabilidade espacial e interanual da extensão das planícies de inundação. *Aalto et al.* [2003] coletaram um total de 276 testemunhos (65 a 160 cm de profundidade) da grande planície de inundação da bacia boliviana tipo foreland (bacias dos rios Mamoré e Beni), que recebe sedimentos das montanhas dos Andes sob rápida erosão. Os testemunhos foram radiografados para a avaliação das estruturas sedimentares e os perfis Pb de argila normalizados²¹⁰ foram medidos usando o modelo CIRCAUS (Constant Initial Reach Clay Activity, Unknown Sedimentation).

Mais de 95% dos testemunhos sedimentares descrevem acumulação sedimentar episódica de limo, uma vez que pacotes discretos de idade uniforme variam (tipicamente de 20 a 80 cm de espessura) ao longo de uma profundidade observada, indicando discretos pulsos de grande inundação.

Qualquer localização de planícies de inundação raramente recebe sedimentos ocasionais: sedimentação episódica é o mecanismo predominante de acumulação na planície de inundação *foreland*. Quando as datas de todos os testemunhos são compiladas, emerge um amplo padrão para a bacia do Mamoré: pulsos distintos de sedimentação são separados por anos à décadas (intervalos recorrentes de cerca de 8 anos) e se correlacionam bem com eventos da fase fria do ENOS (La Niña), causando alta precipitação e inundações de rápida elevação do Rio Beni.

Mais recentemente, dois estudos investigaram a relação entre eventos de inundação recentes e o ENOS, incluindo sua previsibilidade. *Ronchail et al.* [2005a] investigaram as relações entre inundações nos "Llanos de Mojos", drenadas pelo Rio Mamoré, precipitação e SSTs para determinar se as inundações podem ser previstas. Durante o período de 1945 a 1999, foram registrados 22 eventos de inundação que causaram desastres humanos e econômicos. Durante esse período, inundações foram associadas à precipitação abundante na bacia do Mamoré, principalmente em Llanos e Yungas (região andina). O papel da precipitação no interior seco dos Andes e rio abaixo a partir de Trinidad é mais limitado. Quando inundações consecutivas são identificadas, o reservatório de águas subterrâneas contribui para a ocorrência do segundo ou terceiro eventos de inundação, uma vez que a precipitação

em geral é mais fraca durante os últimos eventos. A precipitação na bacia do Mamoré não é bem correlacionada com anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (SSTA) nos oceanos Pacífico e Atlântico durante o período de 1953 a 1999. Entretanto, durante a década de 1990, o Atlântico Sul (SSTA) respondeu por 50% da variabilidade de precipitação. As inundações estão também relacionadas às diferenças negativas de SSTA entre o Atlântico Sul tropical e subtropical. Dois terços dos 22 eventos de inundação ocorreram em associação com essa anomalia oceânica, que caracteriza o gradiente fraco de SSTA no Atlântico Sul. A precipitação na bacia do Mamoré é mais abundante e as inundações são mais frequentes depois de 1970, quando a precipitação anual teve um aumento significativo de 15%. Apesar de estar associada aos principais eventos do El Niño (1982 – 1983, 1991 – 1992), as inundações na bacia do Mamoré não são significativamente relacionadas com a SSTA do Pacífico equatorial.

Schöngart e Junk [2007] examinaram a relação entre o ENOS e a altura e duração da onda da inundação em Manaus usando dados fluviométricos do período de 1903 a 2004. Essa análise corrobora a importância dos eventos do ENOS e a altura da água, e também quantifica sua relação com a duração da estação de inundação. Os autores observaram que a estação de inundação diminuiu 44 dias nos anos de El Niño e se estende por 31 dias nos anos de La Niña, comparados com anos em que não é influenciada por eventos do ENOS.

4. EFEITOS DE MUDANÇAS NA COBERTURA VEGETAL NO ESCOAMENTO DA BACIA DO AMAZONAS

Conversão de floresta tropical interrompe o ciclo hidrológico de uma bacia de drenagem mediante a alteração não apenas do equilíbrio entre precipitação, evaporação e dinâmica da umidade do solo, mas também pela resposta do escoamento superficial da área. A abordagem convencional para quantificar os impactos hidrológicos de mudanças na cobertura da terra envolve o uso de bacias de drenagem experimentais, com manipulação direta da cobertura da terra. Essas abordagens, embora caras e demoradas, têm sido aplicadas há mais de

um século, cujos resultados extensivos têm sido documentados na literatura [*Costa, 2005*]. *Bosch e Hewlett* [1982] revisaram os resultados de experimentos em 94 bacias em todo o mundo, incluindo diferentes escalas de tempo e regimes de precipitação, e concluíram que a remoção da floresta provoca o aumento do escoamento do rio, e o reflorestamento de áreas abertas geralmente leva à diminuição do escoamento do rio. *Bruijnzeel* [1990, 1996] revisou o efeito da transformação da cobertura da terra nos trópicos úmidos e concluiu que: (a) cuidadosamente executada, a leve extração seletiva de árvores (até 20% de remoção de biomassa) produz pouco (provavelmente nenhum) efeito no escoamento do rio; (b) a remoção da cobertura natural de floresta pode resultar em considerável aumento do rendimento hídrico (até 800 mm a⁻¹), dependendo da quantidade de precipitação recebida e do grau de distúrbio na superfície; e (c) há um declínio no escoamento de rio ao longo do tempo, associado a qualquer reflorestamento. *Sahin e Hall* [1996] usaram análise de regressão e dados de 145 experimentos para estudar os efeitos da mudança no uso da terra no rendimento hídrico. Análise de dados de floresta tropical (somente cinco experimentos foram incluídos) sugere que o escoamento superficial aumentou 10 mm a⁻¹ após 10% de desmatamento, e 213 mm a⁻¹ após 100% de desmatamento. Devido ao custo do experimento em grande escala e aos enormes impactos ambientais associados, não é factível usar experimentos diretos para determinar os impactos hidrológicos em larga escala na conversão de floresta. Nesse caso, estudos de modelagem numérica e análises de registros climáticos são as ferramentas preferidas. *Costa e Foley* [1997] usaram o esquema de superfície Land Surface Scheme (LSX) acoplado a um modelo hidrológico de larga escala para avaliar as mudanças na cobertura da terra (conversão de cobertura vegetal natural em pastagem) no balanço hidrológico da bacia do Amazonas. A simulação indicou uma diminuição na média anual de ET da ordem de 0,5 mm d⁻¹. Essa redução contribuiu para uma produção mais alta de escoamento superficial a qual, quando estendida para toda a bacia, aumentou de 0 (em regiões onde a gramínea é considerada a vegetação natural) a um máximo de 47% (em regiões de vegetação de floresta).

Embora *Richey et al.* [1989a] concluam que a variabilidade do escoamento observado no século vinte e um não seja resultado de mudanças produzidas por atividades humanas na bacia do Amazonas, os autores investigaram uma série temporal coletada em um sítio de drenagem de uma região com relativamente pouca alteração na cobertura da terra. Mesmo hoje, o uso agrícola da terra no alto de Manacapuru abrange menos de 10% da cobertura da terra e concentra-se na fronteira andina da bacia [*Cardille et al.*, 2002].

Outras regiões amazônicas sofreram fortes mudanças na cobertura vegetal ao longo das últimas décadas. Uma dessas regiões é a bacia do Tocantins, região onde mais de 60% da terra está hoje sob algum tipo de uso agrícola.

Costa et al. [2003] avaliaram uma longa série temporal de 50 anos de vazão do Rio Tocantins em Porto Nacional (175.360 km²) e a precipitação dessa área de drenagem durante um período de mudanças substanciais na cobertura vegetal da bacia (1949 – 1998). Baseados em dados de censo agrícola, os autores estimaram que, em 1960, cerca de 30% da bacia foi usado para agricultura e *Cardille et al.* [2002] também indicaram que em 1995, a atividade agrícola tinha aumentado substancialmente, com cerca de 49% da área da bacia usada para cultivo e pastagem. A comparação de um período com pouca mudança na cobertura da terra (período 1, 1949 – 1968) com um período de mudanças mais intensas na cobertura vegetal (período 2, 1979 – 1998) indica que, embora a precipitação sobre a bacia não seja estatisticamente diferente entre os períodos 1 e 2, a média anual de vazão no período 2 é 24% maior do que no período 1, e a vazão na estação de alto escoamento é 28% maior (Figura 6). *Costa et al.* [2003] também estimaram que a ET da cobertura vegetal original é 3,4 mm d⁻¹, e a ET da substituição por pastagem é 2,7 mm d⁻¹.

Figura 6. Média de vazão (Q), para os períodos de 1949 – 1968 e 1979 – 1998 do Rio Tocantins em Porto Nacional. Modificado de *Costa et al.* [2003].

Evidência dos efeitos de mudanças na cobertura vegetal em escala mais ampla foi sugerida por *Callède et al.* [2004]. As análises mostraram que a média anual de precipitação em toda a bacia (dados de 43 estações pluviométricas) para o período de 1944 a 1998 é bem correlacionada

com a média anual de vazão em Óbidos. De 1963 a 1973, as tendências normalizadas de precipitação e vazão são similares e constantes. Desde 1974, a diferença entre essas duas tendências (precipitação e vazão) está decrescendo, o que sugere que o aumento do escoamento superficial é uma possível consequência do desmatamento na parte brasileira da Bacia Amazônica. Em estudo subsequente, *Callède et al.* [2008] usaram um período de análise estendido (1903 – 2003 para vazão) e a média anual de precipitação sobre toda a bacia recalculada com base em dados de 163 estações pluviométricas do período de 1940 a 2003. Na bacia de drenagem em Óbidos, 341.000 km² foram desmatados entre 1976 e 2003. A evolução do coeficiente de escoamento superficial sugere um aumento de 5% da média anual de vazão durante 23 anos (1981 a 2003). O número de fortes inundações aumentou cinco vezes. Nenhuma influência de desmatamento foi detectada na estação das águas baixas.

5. CONCLUSÕES

O regime de escoamento de rio da bacia do Amazonas mostra considerável variabilidade em escalas interanuais e interdecadais. Parte dessa variabilidade se deve à variabilidade no clima, embora o aumento do desmatamento na bacia esteja começando a se tornar uma fonte importante de variabilidade climática de longo prazo.

Uma importante fonte de variação de escoamento de rio e extensão de planície de inundação na Bacia Amazônica são os eventos de ENOS. Eventos quentes no Pacífico central (El Niño) causam uma diminuição na precipitação, no escoamento do rio, e nos padrões de inundação em toda a região, com reduções mais drásticas na parte norte da bacia. Por outro lado, eventos frios no Pacífico central (La Niña) causam o aumento de escoamento dos tributários ao norte e no rio principal, mas aparentemente não causam um padrão perceptível de variabilidade climática na parte sul da bacia.

Embora ainda não se tenha chegado a nenhuma conclusão, os eventos de ENOS são diferentes uns dos outros [*Trenberth*, 1997]. Enquanto a maior parte de eventos de El Niño

causa reduções na precipitação e no escoamento de rios em toda a área do norte da Amazônia, alguns deles alteram a precipitação somente sobre o noroeste da Amazônia.

A força dos eventos de ENOS ao longo de décadas é regulada por um sinal interdecadal possivelmente associado com a Oscilação Decadal do Pacífico [Marengo *et al.*, 1998; Botta *et al.*, 2002; Marengo, 2004]. Eventos (chuvosos) de La Niña são mais chuvosos durante as década de 1940 e 1950, e a década de 1970, enquanto que eventos (secos) do El Niño são mais secos durante os a década de 1960 e desde a década de 1980. Aparentemente, a variabilidade interanual foi refreada durante as décadas de 1930 a 1960, com aumento da variabilidade interanual antes e depois desse período. Essas diferentes amplitudes de variabilidade estão também ligadas aos modos interdecadais do Pacífico.

Foi também identificado que alguns padrões de TSM do Atlântico ou o OAN podem também influenciar a precipitação, escoamento fluvial e regimes de inundação na Amazônia, em escalas interanuais e interdecadais, mas esses efeitos são secundários em relação aos modos interanuais e interdecadais do Pacífico.

Os efeitos de variabilidade do clima no escoamento fluvial e regimes de inundação são uma consequência da variabilidade na precipitação. Variações interanuais na temperatura e na ET não apresentaram registros de que exerçam influência significativa no escoamento fluvial e na variabilidade de inundação [Zeng, 1999; Coe *et al.*, 2002].

Apesar disso, em algumas regiões onde as mudanças na cobertura da terra são extensas, mudanças na ET podem provocar aumentos no escoamento fluvial que causam o aumento do coeficiente de escoamento superficial. Isso foi claramente documentado para a bacia do Tocantins e há evidências de que o coeficiente de escoamento superficial em Óbidos também esteja aumentando.

Agradecimentos: Os autores agradecem a Paul Lefebvre e Cleverson Alves pelos seus esforços na produção gráfica deste capítulo.

REFERÊNCIAS

- Aalto R., L. Maurice-Bourgoin, Dunne T., Montgomery, D.R., Nitttrouer C., Guyot J.L. 2003. Episodic sediment accumulation on Amazonian floodplains influenced by El Niño/Southern Oscillation. *Nature*, 425: 493-497.
- Araújo-Lima, C. and M. Goulding, 1997. *So Fruitful a Fish: Ecology, Conservation, and Aquaculture of the Amazon's Tambaqui*. Columbia University Press, New York, 191 pp.
- Botta, A., N. Ramankutty, J. A. Foley, 2002: Long-term variations of climate and carbon fluxes over the Amazon basin. *Geophysical Research Letters*, 29(9), 1319.
- Bruijnzeel, L. A., 1990: Hydrology of moist forests and the effects of conversion: a state of knowledge review. UNESCO – Int. Inst. for Aerospace Survey and Earth Science. Publication of the Humid Tropics Programme. Free University, Amsterdam, 224 p. , Fee Univ., Amsterdam.
- Bruijnzeel, L. A., 1996: Predicting the hydrological impacts of land cover transformation in the humid tropics: the need for integrated research. In: Amazonian deforestation and climate. J. H. C. Gash, C. A. Nobre, J. M. Roberts and R. L. Victoria, Eds. John Wiley and Sons, 1st ed. p. 15-56.
- Callède J., Guyot J.L., Ronchail J., Molinier M., de Oliveira E. 2002. L'Amazone à Obidos (Brésil). Etude statistique des débits et bilan hydrologique. *Hydrological Sciences Journal*, 47(2): 321-333
- Callède J., Guyot J.L., Ronchail J., L'Hôte Y., Niel H., de Oliveira E. 2004. Evolution du débit de l'Amazone à Obidos de 1902 à 1999. *Hydrological Sciences Journal*, 49(1) : 85-97.
- Callède J., Ronchail J., Guyot J.L., Oliveira E. (in press). Déboisement amazonien: son influence sur le débit de l'Amazone à Óbidos (Brésil). *Revue des Sciences de l'Eau*.
- Cardille, J.A., J.A.Foley, and M.H.Costa (2002), Characterizing patterns of agricultural land use in Amazonia by merging satellite classifications and senses data, *Global Biogeochem. Cycles*, 16 (3), 1045, doi:10.1029/2000GBM001386.
- Coe MT, Costa MH, Botta A, et al., 2002: Long-term simulations of discharge and floods in the

- Amazon Basin. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 107 (D20): Art. No. 8044.
- Coe, M.T., M.H. Costa and E. Howard: Simulating the surface waters of the Amazon River Basin: Impacts of new river geomorphic and dynamic flow parameterizations, in press. *Hydrol. Procs.*
- Costa, M. H. 2005: Large-scale hydrological impacts of tropical forest conversion. In: Bonell, M., L. A. Bruijnzeel (eds.). *Forests, water and people in the humid tropics*. Cambridge University Press, p. 590-597.
- Costa M.H., Foley JA, 1997: Water balance of the Amazon Basin: Dependence on vegetation cover and canopy conductance. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 102 (D20): 23973-23989.
- Costa M.H., Botta A, Cardille JA, 2003: Effects of large-scale changes in land cover on the discharge of the Tocantins River, Southeastern Amazonia. *Journal of Hydrology* 283 (1-4): 206-217.
- Enfield, D.B., and A. M. Mestas-Nunez (1999), Multiscale variability in global sea surface temperatures and their relationships with tropospheric climate patterns, *J.Clim.*, 12, 2719-2733.
- Foley J.A., Botta A, Coe MT, Costa, M. H., 2002: El Niño-Southern Oscillation and the climate, ecosystems and rivers of Amazonia. *Global Biogeochemical Cycles* 16 (4): Art. No. 1132. 22
- Goulding, M. 1980, *The Fishes and the Forest: Explorations in Amazonian Natural History*. University of California Press. Los Angeles.
- Guyot JL, Callède J, Molinier M, Guimarães V, de Oliveira E, 1998. La variabilité hydrologique actuelle dans le bassin de l'Amazone, *Bull. Inst. Fr. Etudes Andines*, 27(3): 779-788.
- Hamilton SK, Sippel SJ, Melack JM, 2002: Comparison of inundation patterns among major South American floodplains, *J. Geophys. Res.*, 107(D20), doi: 10.1029/2000JD000306.
- Hess, L.L., J.M. Melack, E.M.L.M. Novo, C.D.F. Barbosa, M. Gastil, 2003. Dual-season mapping of wetland inundation and vegetation for the central Amazon basin, *Remote Sens. Environ.*, 87: 404-428, doi:10.1016/j.rse.2003.04.001.
- Junk, W., P. Bayley, and R. Sparks, 1989, The Pulse Concept in River-Floodplain systems. In Dodge, D.P. (Ed) *Proceedings of the International Large Reiver Symposium (LARS) Canadian Special Publication of Fisheries and Aquatic Sciences* 106: 110-127.
- Kellndorfer, J., W. Walker, L. Peers, C. Dobson, J. Fites, C. Hunsaker, J. Vona, and M. Clutter (2004), Vegetation height estimation from Shuttle Radar Topography Mission and national elevation datasets, *Remote Sens, Environ.*, 93, 339-358.
- Labat D., Ronchail J., Callède J., Guyot J.L., de Oliveira E., Guimarães W. 2004b. Wavelet analysis of Amazon hydrological regime variability. *Geophysical Research Letters*, 31, L02501.
- Labat D., Ronchail J., Guyot J.L. 2005. Recent advances in wavelet analyses: Part 2- Amazon, Orinoco and Congo discharges time scale variability. *Journal of Hydrology*, 314: 289-311.
- Marengo, J. A., 2004: Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. *Theoretical and Applied Climatology* 78 (1-3): 79-96. 23
- Marengo, J. A., et al. in review: The drought of Amazonia in 2005, *J Climate*.
- Marengo J. A., Tomasella J, Uvo CR, 1998: Trends in streamflow and rainfall in tropical South America: Amazonia, eastern Brazil, and northwestern Peru. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 103 (D2): 1775-1783.
- Marengo J. A., 1995. Variations and change in South American streamflow, *Clim. Change*, 21, 99-117.
- Matthews, E. and I. Fung, 1987. Methane emission from natural wetlands: global distribution, area, and environmental characteristics of sources, in *Global Biogeochemical Cycles*, volume one, pp. 61-86.
- New M, Hulme M, Jones P., 2000. Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II: Development of 1901-96 monthly grids of terrestrial surface climate. *Journal of Climate*, 13, 2217-2238.
- Richey, J.E., C. Nobre, and C. Deser, 1989: Amazon River discharge and climate variability: 1903 to 1985, *Science*, 246, 101-103.
- Richey, J.E., et al. 1989: Sources and routing of the Amazon River flood wave, *Global Biogeochem. Cyc.*, 3, 191-204.
- Ronchail J., Bourrel L., Cochonneau G., Vauchel P., Phillips L., Castro A., Guyot J.L., de Oliveira E. 2005a. Inundations in the Mamoré basin

- (South-Western Amazon - Bolivia) and sea-surface temperature in the Pacific and Atlantic oceans. *Journal of Hydrology*, 302, 223-238.
- Ronchail J., Guyot J.L., Espinoza J.C., Fraizy P., Cochonneau G., Oliveira E., Filizola N., Ordonez J.J. 2006. Impact of the Amazon tributaries on major floods at Óbidos. *Climate Variability and Change – Hydrological Impacts*, IAHS Publ. 308: 1-6. 24
- Ronchail J., Labat D., Callède J., Cochonneau G., Guyot J.L., Filizola N., Oliveira E. 2005b. Discharge variability within the Amazon basin. *Regional Hydrological Impacts of Climatic Changes – Hydroclimatic Variability*, IAHS Publ. 296 : 21-30.
- Sahin, V., and M. J. Hall, (1996), The effects of afforestation and deforestation on water yield, *J. Hydro.*, 178, 293-309.
- Schöngart, J., and W.J. Junk, 2007. Forecasting the flood-pulse in Central Amazonia by ENSO-indices, *J. Hydrol.*, 335, 124-132, doi.10.1016/j.jhydrol.2006.11.005.
- Sippel S.J., Hamilton SK, Melack JM, et al., 1998: Passive microwave observations of inundation area and the area/stage relation in the Amazon River floodplain. *International Journal of Remote Sensing*, 19, 3055-3074.
- Trenberth, K. E. (1997), The definition of El-Niño, *Bull. Am., Meteorol. Soc.*, 78, 2771-2777.
- Williams, E., A. Dall’Antonia, V. Dall’Antonia, J. P. M. de Almeida, F. Suarez, B. Liebmann, and A. C. M. Malhado (2005), The drought of the century in the Amazon basin: an analysis of the regional variation of the rainfall in South America in 1926, *Acta Amazonica*, 35,(2), 231-238.
- Zeng, N., 1999, Seasonal cycle and interannual variability in the Amazon hydrologic cycle, *J. Geophys. Res.*, 104 (D8), 9097-9106.

Tradução: Ivani Pereira

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. T. Coe, Woods Hole Research Center, Falmouth, MA, 02540, USA.

M. H. Costa, Departamento de Engenharia Agrícola, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG CEP 36570-000, Brasil. (mhcosta@ufv.br).

J.L. Guyot, LMTG, Institut de Recherche pour le Développement, F-31400 Toulouse, France.

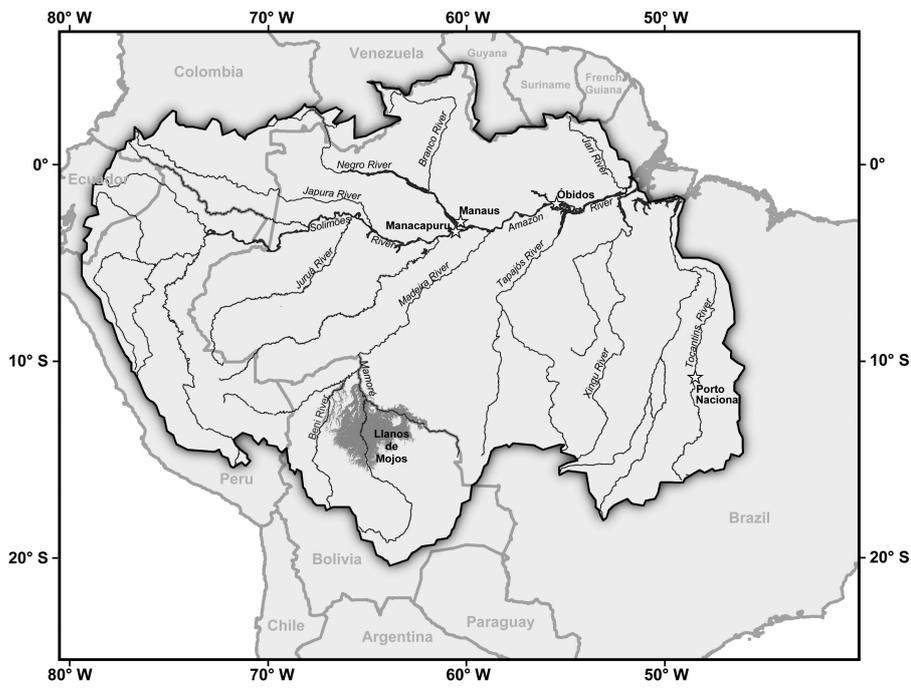


Figure 1

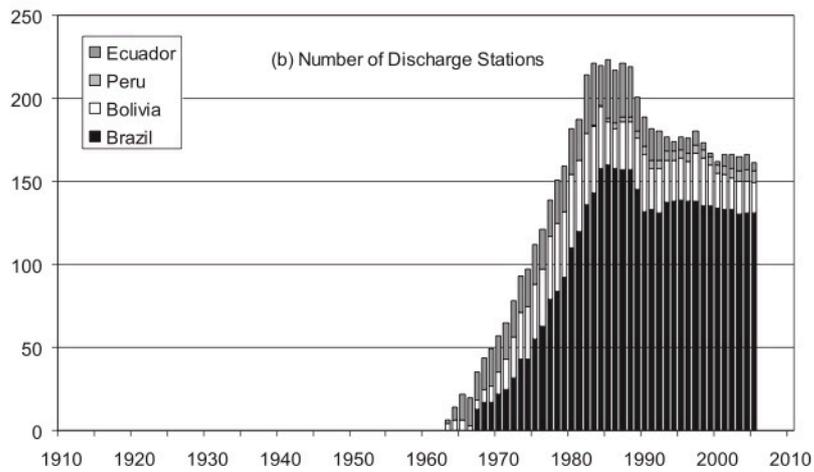
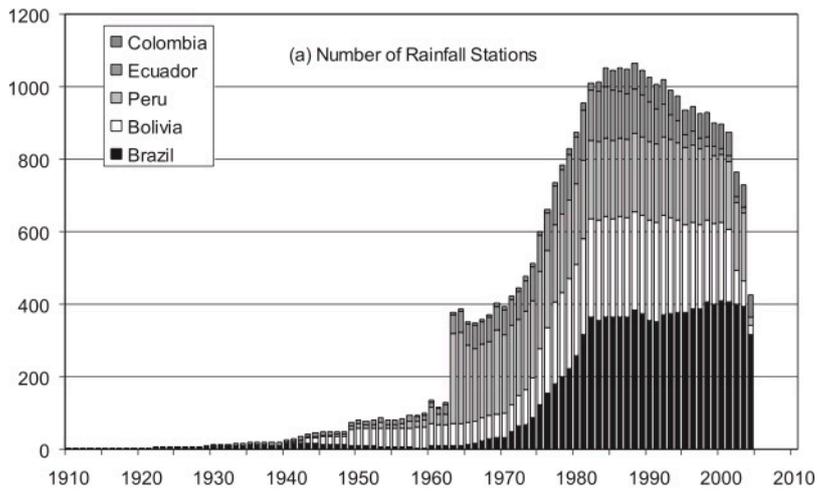


Figure 2

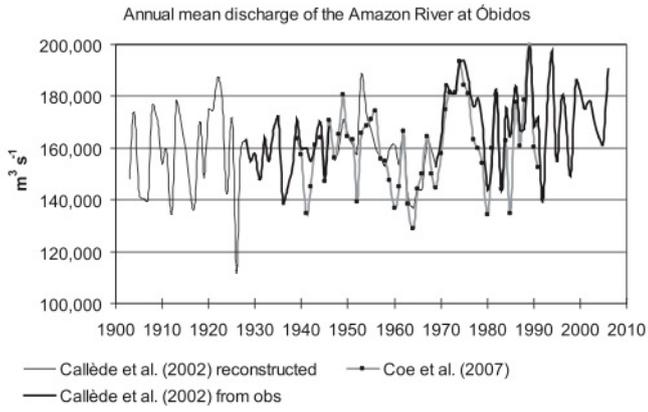


Figure 3

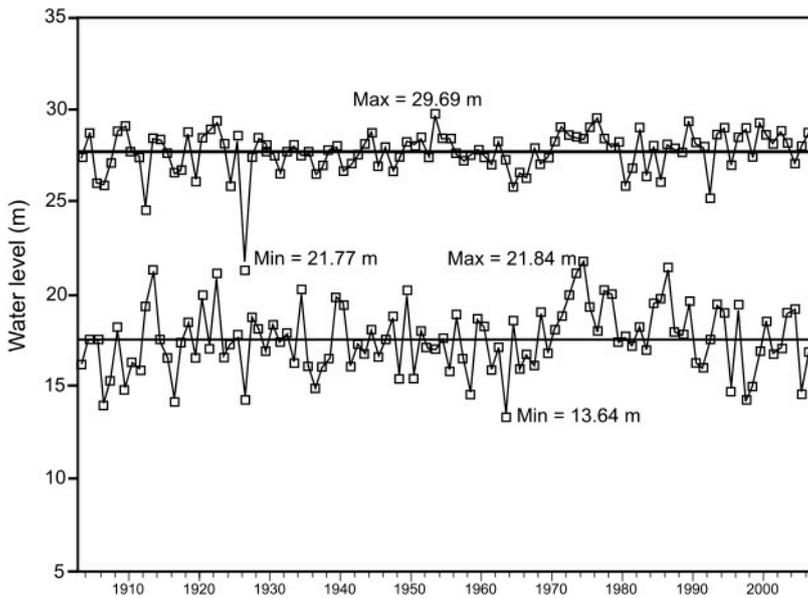


Figure 4

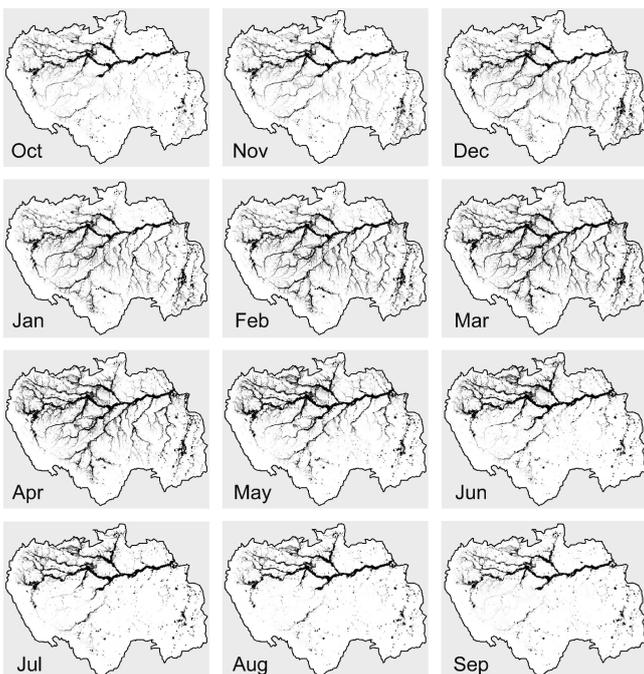


Figure 5

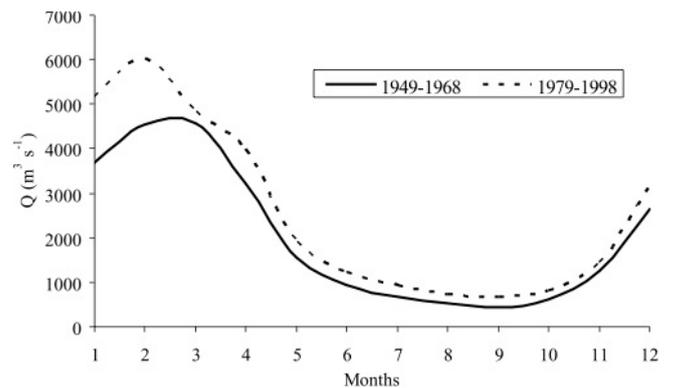


Figure 6