

Aquecimento Global e Mudança Climática na Amazônia: Retroalimentação Clima-Vegetação e Impactos nos Recursos Hídricos

José Marengo,¹ Carlos A. Nobre,¹ Richard A. Betts,² Peter M. Cox,^{2,3}
Gilvan Sampaio,¹ e Luis Salazar¹

Este capítulo apresenta uma revisão atualizada da variabilidade climática e da mudança de longo prazo na região Amazônica, baseada em dados observacionais que cobrem um período de mais de 50 anos de registros e estudos sobre modelagem de mudança climática. Iniciamos com os primeiros experimentos sobre o desmatamento na Amazônia do final da década de 1970 e a evolução desses experimentos até os últimos estudos sobre cenários de emissão de gases de efeito estufa e mudanças no uso da terra para o final do século vinte e um. O “Colapso da Amazônia” simulado pelo modelo HadCM3 ocorre após um “ponto de não retorno” de concentração de CO₂ e aquecimento. Experimentos sobre desmatamento na Amazônia e mudança climática sugerem que, uma vez atingido o limiar crítico de desmatamento (ou ponto de não retorno) de 40–50% de perda de floresta, o clima mudaria de tal modo que ofereceria perigo para o remanescente da floresta. Isso talvez favoreça o colapso da floresta tropical com substituição da floresta por vegetação do tipo savana. O conceito de “mudança climática perigosa”, como mudança climática que induz à retroalimentação positiva a qual, por sua vez, acelera a mudança, está fortemente ligado à ocorrência de “ponto de não retorno” e pode ser explicado como a presença de retroalimentação entre mudança climática e ciclo de carbono, em particular, envolvendo um enfraquecimento do atual sumidouro terrestre de carbono e sua possível reversão para fonte por volta do ano 2050. Devemos, portanto, no presente, considerar o esgotamento simulado pelo(s) modelo(s) do Hadley Centre como uma probabilidade finita sob aquecimento global com enorme potencial de impacto, mas com certo grau de incerteza.

¹Centro de Ciências do Sistema Terrestre, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Cachoeira Paulista, Brasil.

²Met Office Hadley Centre, Exeter, UK.

³School of Engineering, Computer Science and Mathematics, University of Exeter, Exeter, UK.

1. INTRODUÇÃO

De acordo com o Quarto Relatório de Avaliação do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC AR4), ao longo dos últimos 50 anos tem havido uma mudança climática antropogênica especialmente intensiva em todo o mundo. Essa mudança, que parece ser mais importante do que a variabilidade climática natural, tem afetado o clima e o ciclo hidrológico

com extremos que produzem impactos na disponibilidade das reservas hídricas regionais e globais. A floresta úmida amazônica desempenha um papel crucial no sistema climático que ajuda a impulsionar as circulações atmosféricas nos trópicos pela absorção de energia e reciclagem de cerca da metade da chuva que cai na floresta. Estudos anteriores caracterizaram a variabilidade de recursos hídricos em toda a Amazônia e sua dinâmica no tempo e distribuição na região, mas somente em relação às variações climáticas naturais, e em escalas temporais decadais à interanuais. Além disso, atividades econômicas humanas tais como a urbanização, criação de gado e cultivo, bem como o desenvolvimento agrícola afetaram a cobertura vegetal, e as mudanças no uso e cobertura da terra resultantes do desmatamento intensivo em grande escala podem produzir impactos no clima global e regional.

À medida que a fronteira agrícola se expande, a monocultura da soja pode produzir alterações nos ecossistemas amazônicos. O desmatamento e a queima de biomassa subsequente injetam grandes volumes de gases de efeito estufa (GEEs) e aerossóis que podem exacerbar as mudanças já produzidas pela variabilidade climática natural. Além do aumento previsível do desmatamento, constituem também uma ameaça: a extinção e/ou a redução da diversidade de espécies de peixes em uma área considerada produtiva para pesca; a acumulação de sedimentos e níveis tóxicos de mercúrio em reservatórios; impactos aos habitantes ribeirinhos e povos indígenas, e às comunidades urbanas.

A Amazônia pode ser categorizada uma região sob grande risco devido à variabilidade e mudança do clima. O risco não se deve apenas à mudança prevista para o clima, mas também às interações sinérgicas com as ameaças existentes não relacionadas à mudança do clima, tais como a devastação da terra, fragmentação da floresta e fogo.

Algumas projeções de modelo mostraram que ao longo das próximas décadas há risco de que uma mudança abrupta e irreversível ocorra em parte ou talvez em toda a Amazônia, com a substituição das florestas por vegetação do tipo savana, com perda de biodiversidade em grande escala e dos meios de subsistência dos povos da região, além de impactos no clima das regiões

adjacentes. Entretanto, há ainda grandes incertezas sobre esses possíveis cenários futuros.

Com base no que se conhece agora sobre a variabilidade e mudança no clima na Amazônia, surge uma questão: Quais serão os possíveis impactos do desmatamento em escala regional ou do aumento das concentrações atmosféricas de GEE no clima da Amazônia e regiões vizinhas?

No verão austral de 2005, a seca atingiu a Amazônia ocidental e produziu resultados devastadores: o nível dos rios baixou, peixes apodreceram, principais vias de acesso às escolas e hospitais foram interrompidas, lagoas inteiras desapareceram, incêndios florestais se propagaram, peixes, cultivos e espécies protegidas morreram, barcos, e habitantes de vilarejos que utilizavam esse meio de transporte ficaram ilhados. Quatro anos depois, em 2009, as enchentes extensivas na região foram determinantes na elevação do nível do Rio Negro em Manaus, que chegou ao seu nível mais alto em 106 anos de registros de informações fluviais.

Portanto, o principal objetivo deste capítulo é investigar e avaliar o risco associado ao aquecimento global e a consequente mudança do clima na hidroclimatologia da Amazônia e seu impacto nos recursos hídricos, ecossistemas naturais e sociedade. Há também alguma discussão sobre as respostas climáticas, a seca de 2005, e perspectivas futuras de eventos similares.

2. AQUECIMENTO NA AMAZÔNIA E TENDÊNCIAS OBSERVADAS NO CLIMA

As médias globais de temperaturas à superfície subiram $0,74^{\circ}\text{C} \pm 0,18^{\circ}\text{C}$ quando estimadas por uma tendência linear ao longo dos últimos 100 anos (1906 – 2005). A taxa de aquecimento ao longo dos últimos 50 anos foi quase o dobro da taxa dos últimos 100 anos ($0,13^{\circ}\text{C} \pm 0,03^{\circ}\text{C}$ versus $0,7^{\circ}\text{C} \pm 0,02^{\circ}\text{C}$ por década), de acordo com o IPCC AR4 [Trenberth *et al.*, 2007]. O aquecimento observado no Brasil nos últimos 50 anos, em escala anual de tempo, é de aproximadamente $0,7^{\circ}\text{C}$, enquanto no inverno a tendência é de 1°C . Na região amazônica, Victoria *et al.* [1998] detectaram um aumento de $+0,56^{\circ}\text{C}/100$ anos até 1997, e Marengo [2003] atualizou essa taxa para $+0,85^{\circ}\text{C}/100$ anos até 2002. Do mesmo modo, foram observadas

tendências positivas nas temperaturas diurnas e noturnas do ar em algumas estações meteorológicas da Amazônia.

Estudos observacionais não identificaram sinais claros de tendências unidirecionais negativas na precipitação da Amazônia. A magnitude e dimensão das tendências dependem dos conjuntos de dados de chuva, extensão de registros, etc., e ainda, há alto grau de incerteza, uma vez que os estudos encontraram tendências variáveis quando observados sob diferentes períodos de duração. Embora a precipitação na Amazônia setentrional e meridional mostre leves tendências negativas e positivas de precipitação [Marengo, 2004], o que é importante não são as tendências em si mesmas, mas a presença de variabilidade em escala decadal na precipitação, com períodos relativamente mais úmidos de 1945 a 1976 e relativamente mais secos de 1977 a 2000 no norte e sul da Amazônia. A presença de anos secos e seca na Amazônia em escalas temporais interanuais está relacionada às ocorrências de fortes eventos do El Niño no Pacífico tropical, ou a uma temperatura anormalmente quente da temperatura da superfície do mar (TSM) no Atlântico Norte tropical. As tendências de aumento observadas na descarga e precipitação em todas as partes da Bacia Amazônica, exceto na oriental, entre o final dos anos 1950 e início dos anos 1980, detectadas por Gentry e Lopez-Parodi [1980], foram atribuídas pelos autores ao desmatamento na parte alta do rio. Uma possível explicação desse padrão está relacionada ao período úmido de 1945–1976, parte da variabilidade natural do clima no Oceano Pacífico em escala de tempo decadal [Zhang et al., 1997].

A análise de eventos extremos de chuva na Amazônia [Haylock et al., 2006] tem sido dificultada pelo número reduzido de estações usadas na região. Usando-se registros de Manaus e Belém desde 1961, foi detectado um aumento da chuva que excedeu os percentis 99th e 95th, o que sugere uma tendência a eventos mais intensos e extremos durante os últimos 40 anos, muito embora os totais anuais possam não ter mostrado uma tendência positiva. Essas descobertas sustentam, portanto, a ideia de que as flutuações atmosféricas induzidas por forçantes remotas [Fu et al., 2001] podem ter o potencial de afetar a variabilidade da chuva na região, particularmente a variabilidade decadal do Oceano Pacífico, mas

ainda não está claro se essas teleconexões são suficientemente fortes para produzir ou ofuscar efeitos de desmatamento [Chen et al., 2001]. Entretanto, essas tendências ou variações decadais não fornecem informações se mudanças significativas na precipitação ocorreriam ou não no futuro.

A existência de tendências em termos adicionais do ciclo hidrológico na Amazônia foi também documentada em estudos anteriores [ver Marengo et al., 2008a, 2008b], assim como foram as oscilações e tendências de mudanças significativas (decréscantes) nas médias espaciais dos influxos e efluxos de vapor d'água; estes variam de acordo com o tipo e de extensão da série de tempo usada. O uso de dados de pontos agregados espacialmente pode não ser apropriado para a detecção de tendências, devido à “diluição” inevitável do sinal durante o processo de extrapolação, embora o uso de conjuntos de dados por grades possa também criar tendências artificiais. Tem-se também observado a variabilidade em escala de tempo decadal ao invés de qualquer tendência de ressecamento ou umedecimento sistemático da Amazônia no longo prazo.

3. BREVE EVOLUÇÃO DE MODELAGEM DE MUDANÇA DE CLIMA NA AMAZÔNIA: DESMATAMENTO E EXPERIMENTOS SOBRE MUDANÇA DO CLIMA E DESMATAMENTO AMAZÔNICO

Uma variedade de atividades humanas pode atuar na alteração de vários aspectos do clima e de sistemas hidrológicos de superfície. Historicamente, as mudanças na superfície da terra na Amazônia se intensificaram nos meados e início dos anos 1970, quando os planos estratégicos governamentais, como o Programa de Integração Nacional do Brasil, tentaram pela primeira vez promover o desenvolvimento econômico da região. Esses planos incluíram a construção de extensas rodovias através da bacia e a implementação de incentivos fiscais para novos assentamentos, o que desencadeou uma migração maciça de pessoas sem terra na região. Mudanças na cobertura da terra podem afetar significativamente a água da superfície e o balanço

de energia por meio de mudanças na radiação líquida, evapotranspiração e escoamento superficial. Entretanto, devido às complexas relações entre a atmosfera, ecossistemas terrestres e sistemas hidrológicos de superfície torna-se ainda difícil avaliar a importância das atividades humanas no ciclo hidrológico amazônico. Aerossóis e fumaça de queima de biomassa durante a estação seca na Amazônia parecem ter um impacto no início da estação chuvosa no sudeste da Amazônia e, em consequência, o aumento da concentração de gases de efeito estufa (GEE) e aerossóis pode afetar o balanço de energia e, portanto, o clima da região.

Dados recentes de sensoriamento remoto mostram que grandes áreas de florestas da Amazônia (a maior parte da Amazônia Brasileira) foram convertidas em pastagem e áreas agrícolas, e que as taxas do desmatamento observado na Amazônia brasileira aumentaram em 2004 em relação a 2003. As taxas de desmatamento de certa forma tinham se estabilizado no início da década de 1990, principalmente na Amazônia brasileira, mas as pressões subjacentes às contínuas mudanças no uso da terra ainda estão presentes: uma crescente população das nações em desenvolvimento na Amazônia e planos de desenvolvimento de uma malha rodoviária através da região. Entre maio de 2000 e agosto de 2005, o Brasil perdeu mais de 132.000 km² de floresta e, desde 1970, mais de 600.000 km² de floresta chuvosa amazônica foram destruídos. Aproximadamente 60% a 70% do desmatamento na Amazônia é resultante do estabelecimento de fazendas de gado, enquanto o restante, em sua grande parte, resulta de agricultura de subsistência em pequena escala. Apesar do amplo interesse da imprensa, a agricultura em grande escala (i.e., soja) atualmente contribui relativamente pouco para o total do desmatamento na Amazônia.

Costa et al. [2003] identificaram aumentos na média anual e alto fluxo de descarga sazonal do Rio Tocantins no sudeste da Amazônia desde o final da década de 1970, embora não tenha havido aumento de chuva. Eles sugerem que as mudanças na cobertura da terra e na bacia resultantes de atividades agrícolas e desenvolvimento urbano alteraram o ciclo hidrológico da bacia. *Callede et al.* [2004] sugerem que aumentos na média anual

da descarga de séries reconstruídas do Rio Amazonas em Óbidos de 1945–1998 podem ser consequência do desmatamento da Amazônia.

Na tentativa de investigar o possível impacto do desmatamento amazônico no clima e hidrologia regionais, foram usados modelos de circulação geral (MCG) para simular os efeitos das mudanças no uso da terra, onde florestas são substituídas por gramíneas em toda a bacia. Eles sugerem uma possível mudança no clima regional e global como resultado de desmatamento tropical [ver resenhas de *Salati e Nobre*, 1991; *Marengo e Nobre*, 2001; *Marengo*, 2006; *Sampaio et al.*, 2007]. Sob um cenário hipotético de desmatamento em toda a Bacia Amazônica, quase todos os modelos mostram uma redução significativa de precipitação e evapotranspiração (Tabela 1), e a maioria identificou uma diminuição de vazão, precipitação e aumentos da temperatura do ar. O desmatamento total resulta em um aumento de temperatura à superfície, principalmente por causa de diminuições da evapotranspiração. *Sampaio et al.* [2007] estudaram os efeitos do desmatamento amazônico no clima regional, usando mapas simulados de cobertura da terra a partir de um cenário *business-as-usual* de desmatamento futuro, nos quais a floresta chuvosa foi gradativamente substituída por pastagem degradada ou por cultivos de soja.

Tabela 1. Comparação de Experimentos de Simulação de Clima do Desmatamento Amazônico De Modelos de Clima Global^a

^aResultados mostram as diferenças entre área desmatada menos o controle (control run). ΔE é a mudança na evapotranspiração (mm d⁻¹), ΔT é a mudança da temperatura do ar à superfície (°K), ΔP é a mudança na precipitação (mm d⁻¹), ΔR é vazão, calculada como a diferença de ΔP e ΔE ($\Delta R = \Delta P - \Delta E$). Modificado por Marengo [2006].

^bSomente para a Amazônia oriental.

Os resultados relativos à Amazônia oriental, onde as mudanças na cobertura da terra poderão ser maiores, mostraram que a redução da precipitação na Amazônia oriental é mais evidente quando o desmatamento excede 40% da cobertura original da floresta, e essa redução na precipitação ocorre principalmente durante a

estação seca. No mesmo estudo, o efeito combinado de desmatamento e uma duplicação de CO₂, incluindo as interações entre os processos, foram simulados para aumentar a temperatura em aproximadamente +1,4°C.

4. PROJEÇÕES DE MUDANÇA NO CLIMA DA BACIA AMAZÔNICA A PARTIR DOS MODELOS GLOBAIS DO IPCC AR4

A Seção II apresenta um resumo do modo como a questão do desmatamento tem sido explorada em vários experimentos numéricos desde a década de 1980, e todos eles mostram que a Amazônia pode se tornar mais seca e mais quente. Embora no presente não haja sinais claros de tendências de redução de chuva na bacia por desmatamento [Marengo, 2004, 2009], um estudo [Costa et al., 2003] detectou alterações na descarga do Rio Tocantins como resultado de mudanças no uso da terra no alto dessa bacia, após a construção da cidade de Brasília na década de 1960.

Com base no que agora se conhece sobre a variabilidade do clima na Amazônia e o transporte de umidade para dentro e fora da bacia com base em estudos observacionais e simulações de modelos, uma pergunta agora surge: Quais são os impactos possíveis no ecossistema amazônico do desmatamento em escala regional ou do aumento das concentrações de GEE na atmosfera e subsequente aquecimento global?

Análise de modelos do Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados, que contribuíram para a avaliação de cenários futuros de mudança climática na América do Sul no IPCC AR4 [Vera et al., 2006; Li et al., 2006; Christensen et al., 2007; Meehl et al., 2007], sugere que o aquecimento na Amazônia no final do século vinte e um (2090–2099), em relação a 1980–1999 pode variar entre os modelos. A melhor estimativa para o cenário de baixa emissão (B1) é 2,2°C (possível variação de 1,8°C a 2,6°C), e a melhor estimativa para o cenário de maior elevação (A2) é de 4,5°C (possível variação de 3,9°C a 5,1°C). A nova avaliação do IPCC AR4 sobre possíveis variações atualmente se baseia em um número maior de modelos de clima de maior complexidade e realismo, e em novas informações relativas à natureza da retroalimentação do ciclo de carbono

e limitações da resposta do clima a partir de observações. Projeções da média anual de precipitação do multimodelo IPCC AR4 para a Amazônia no cenário A1B para 2080–2099 em relação a 1980–1999 mostram anomalias positivas em torno de 0,3 mm d⁻¹ na Amazônia ocidental, enquanto que a Amazônia oriental mostra uma redução de aproximadamente 0,2 mm d⁻¹.

A análise de projeções de mudança do clima no cenário A1B desenvolvido por Vera et al. [2006] mostra uma concordância substancial entre os modelos IPCC-AR4 em relação às mudanças da precipitação em algumas partes da América do Sul para o período de 2070–2099 em relação a 1970–1999, particularmente um aumento na precipitação do verão no norte dos Andes e sudeste da América do Sul. Para toda a Amazônia, os resultados são misturados. Isso também é confirmado por Boulanger et al. [2006,2007], Cavalcanti et al., [2006], Grimm e Natori [2006] e Li et al., [2006]. Com relação às mudanças na temperatura do ar, Meehl et al. [2007] mostram que todos os modelos caracterizam o aquecimento na América do Sul com o maior aquecimento incidindo na América do Sul tropical, especialmente na Amazônia e nordeste do Brasil, atingindo, em alguns modelos, aumentos de até 6° a 8°C acima da temperatura atual em 2100 e com grau de calor variável entre os modelos. Li et al. [2006] mostram que os modelos de circulação geral (MCG) do IPCC AR4 preveem mudanças muito diferentes na precipitação em toda a Amazônia sob o cenário A1B de mudança do clima global. Cinco dos 11 modelos estudados por Li et al., [2006] preveem um aumento da precipitação anual, 3 modelos preveem uma diminuição da precipitação e os outros 3 modelos não mostram mudanças significativas na precipitação amazônica.

A Figura 1 mostra tendências de precipitação e anomalias de temperatura de 15 modelos AOGCM em dois cenários de emissões (A2 e B1) durante o século vinte e um. Os resultados revelam diferenças maiores entre modelos do que entre cenários de emissões de um mesmo modelo. O aquecimento projetado da temperatura para toda a bacia varia de 1°C a 4°C nos cenários de emissões B1 e de 2°C a 7°C no A2. A análise de mudanças na precipitação é muito mais complicada. Diferentes modelos de clima mostram

padrões distintos, mesmo em projeções quase opostas (a média dos 15 modelos não mostra anomalia significativa de precipitação no século vinte e um).

Figura 1. Mudanças na precipitação e temperatura para os períodos de 2020–2029, 2050–2059 e 2090–2099, a partir de 1961–1990, simulados por 15 modelos do AOGCM para os cenários A2 e B1 do SRES (dados do IPCC/AR4) calculados para a Amazônia. As linhas sólidas mostram a média dos 15 modelos para cada cenário, e as linhas pontilhadas mostram projeções de modelos individuais. O domínio amazônico está indicado pela caixa no mapa (12°S–4,5°N; 74,5°W–46,5°W). Os modelos são BCCR-BCM2.0, CCSM3, CGCM3.1 (T47), CNRM-CM3, CSIRO-MK3, ECHAM5, GFDL-CM2, GFDL-CM2.1, GISS-ER, INM-CM3, IPSL-CM4, MIROC3.2 (MEDRES), MRI-CGCM2.3.2, UKMO-HADCM3 e ECHO-G.

As grandes discordâncias encontradas entre as simulações do AR4 levantam inúmeras questões com relação à habilidade de se reproduzir adequadamente a convecção atmosférica, e o clima e o ciclo do carbono na Amazônia, que também estão ligados a uma representação realista da dinâmica de vegetação. Desde o início dos anos 2000, novos desenvolvimentos de modelos acoplados da atmosfera-oceano-biosfera pelo Met Office Hadley Center, Reino Unido, Institute Pierre et Simon Laplace, Universidade de Paris, França, e outros possibilitaram simulações mais sofisticadas de futuros cenários de mudança climática [Cox et al., 2000, 2004; Betts et al., 2004; Friedlingstein et al., 2006]. Projeções de mudança climática futura, a partir do modelo HadCM3LC do Hadley Centre usando um esquema dinâmico de vegetação, mostraram que um aumento na concentração de GEE na atmosfera produzirá um aquecimento acima de 6°C no cenário de alta emissão, com reduções de chuva e diminuições associadas na água do solo e, conseqüentemente, determinando mudanças na vegetação.

Algumas projeções de modelos [Betts et al., 2004; Cox et al., 2004; Oyama e Nobre, 2004; Salazar et al., 2007; Sitch et al., 2008] mostram para as próximas várias décadas um risco de substituição abrupta e irreversível de florestas por savana com perda de biodiversidade em grande escala e perda dos meios de sobrevivência das pessoas da região. Esse processo é referido como o “colapso total” ou “die back” da floresta amazônica, e representa um processo simulado por alguns modelos de clima, os quais, depois de

atingirem um “ponto limiar” ou “ponto de não retorno” no clima (concentração de CO₂, temperatura do ar), a floresta para de se comportar como um sumidouro de carbono e se torna uma fonte de carbono e, depois disso, a floresta entra em um estado de colapso, sendo substituída por uma vegetação do tipo savana, em um processo que tem sido referido como “savanização”, iniciando-se por volta de 2050–2060. Um estudo recente de Sampaio et al. [2007] identificou um outro “ponto de não retorno” quando a área desmatada na Amazônia oriental atingiu o nível de 40–50%, levando também a savanização.

Portanto, depois de 2050, a Bacia Amazônica se comportaria como uma “fonte de umidade e carbono” ao contrário de um sumidouro, como acontece no clima de hoje [ver Houghton et al., neste volume; Cox et al., 2000]. Cox et al. [2004] sugerem que secas mais frequentes iriam extinguir quase 65% da cobertura florestal amazônica até 2090. Como consequência, há um risco de perda significativa de biodiversidade causada pela extinção de espécies na Amazônia e em muitas áreas da América Latina. No entanto, a probabilidade de ocorrência desse evento perigoso não está clara. Essas projeções de seca na Amazônia depois de 2040 também mostram aquecimento sistemático no Pacífico tropical, indicativo de que um modo de variabilidade como o El Niño torna-se persistente depois de 2040. Entretanto, a probabilidade desse El Niño estendido ou cenários modo-El Niño mais frequentes e intensos em um mundo com aquecimento global é ainda uma questão a ser resolvida. A diminuição projetada da precipitação também parece estar ligada a aquecimento anômalo no Atlântico Norte tropical [Cox et al., 2008; Good et al., 2008].

5. PROJEÇÕES DE MUDANÇA NA HIDROLOGIA E TRANSPORTE DE UMIDADE DENTRO E FORA DA AMAZÔNIA

Modelos hidrológicos em macroescala, que incluem a dinâmica hidrológica da superfície terrestre de bacias de rios de escala continental, se desenvolveram rapidamente durante a última década [Russel e Miller, 1990; Miller et al., 1994; Marengo et al., 1994; Nijssen et al., 1997, 2001].

Esses modelos podem atuar como ligações entre modelos de clima global e sistemas de recursos hídricos em grandes escalas espaciais e escalas temporais de longo prazo. As previsões de descargas de rios da Bacia Amazônica para o clima atual e cenários futuros de duplicação de CO₂ foram calculados por *Russel e Miller* [1990] e *Nijssen et al.* [2001] usando modelos globais. Alguns problemas com os parâmetros dos modelos ou talvez a falta de dados adequados de escoamento superficial para validações indicam que, na maioria dos modelos, a precipitação e o escoamento superficial na Amazônia estão subestimados.

Isso também gera uma incerteza nos valores de vazão projetados para o futuro, forçados ou pelo aumento de GEE ou por mudanças no uso e cobertura da terra. Simulações de *Coe et al.* [2003] usando um modelo de ecossistema terrestre foram bem sucedidas na variabilidade simulada da vazão interanual e sazonal na Amazônia, e muito embora a descarga seja consistentemente subestimada, o modelo capta a variabilidade do clima e os impactos do El Niño desde o início dos anos 1950. É difícil atribuir mudanças na hidrologia dos rios amazônicos ao desmatamento e mudanças do uso da terra induzidas pela atividade humana ou a um aumento da concentração de GEE.

O estudo de *Milly et al.* [2005], referido no IPCC AR4, avalia mudanças na vazão em vários rios em todo o mundo. Esse estudo usa 12 modelos IPCC AR4 (CCSM3, CGCM3.1(T63), ECHAM5/MPI-OM, ECHO-G, FGOALS-g1.0, GFDL-CM2.0, GFDL-CM2.1, GISS-AOM, MIROC3.2, MRI-CGCM2.3.2, UKMO-HadCM3, e UKMO-HadGEM1) para o período de 2041–2060 em relação a 1900–1970 para o cenário A1B. A projeção média é de uma redução de 10% a 15% da Amazônia. Uma possível redução da vazão na Bacia Amazônica pode ter impactos negativos no transporte, biodiversidade e recursos hídricos.

Embora a Amazônia possa ser considerada um sistema fechado, a região constitui uma fonte de umidade atmosférica para outras regiões do continente. O transporte de umidade dentro e fora da Bacia Amazônica tem também sido estudado desde a década de 1990 usando uma variedade de conjunto de dados. Os traços da circulação regional responsáveis por esse transporte e sua variabilidade no tempo e espaço

foram detectados e estudados por observações coletadas durante experimentos de campo de médio prazo.

Esse traço é o Jato de Baixo Nível da América do Sul (JBNAS) a leste dos Andes (Figura 2) e representa um padrão de circulação geral na América do Sul que pode ser descrito como um corredor de umidade que traz umidade da Bacia Amazônica para a região sul do Brasil e norte da Argentina na Bacia do Paraná-La Plata. Isso ocorre especialmente durante a estação quente e chuvosa, quando os ventos alísios sobre a Amazônia e Atlântico Norte tropical são mais fortes, enquanto durante a estação fria o JBNAS é alimentado com umidade vinda do Atlântico Sul associada a um intenso anticiclone subtropical do Atlântico, que está mais próximo do continente durante o inverno austral [*Marengo et al.*, 2004; *Vera et al.*, 2006]. Há uma grande preocupação sobre o possível papel da mudança do clima na Amazônia (aquecimento e ressecamento) no clima da Bacia do Paraná–La Plata.

Figura 2. Modelo conceitual do Jato de Baixo Nível da América do Sul (JBNAS) a leste dos Andes transportando umidade atmosférica da Amazônia para a Bacia do Paraná-LaPlata (Marengo et al., 2004). Direitos Autorais da American Meteorological Society.

Projeções de mudança no transporte de umidade usando o modelo regional HadRM3 (Soares e Marengo, 2008) mostraram resultados interessantes (Figuras 3 e 4). Os impactos do aumento de concentração de GEE no funcionamento do JBNAS, e o transporte de umidade dentro e fora da Amazônia estão mostrados na Figura 3.

Figura 3. Fluxo de Umidade (setas) e convergência de umidade (caixas internas) em 10⁸ kg.s⁻¹ para a média de verão (DJF) para o presente (1980-89) e futuro (2080-89) em A2.

Fluxo de umidade (1000-300 hPa) e convergência de umidade integrados (caixas internas) em 10⁸ kg s⁻¹ para (a e b) a média do verão dezembro-janeiro-fevereiro e (c e d) compostos de LLJ para o presente (1980 – 1989) e o futuro (2080-2099) para o cenário A2. Resultados são simulações do HadRM3P (Soares e Marengo, 2008).

Figura 4. Número de episódios de LLJ durante todas as estações para o presente (1980 – 1989,aberto) e o

futuro (2080 – 2099, sólido), para o cenário A2. Os resultados são simulações do HadRM3P [Soares e Marengo, 2008].

Em climas mais quentes (cenário A2), tanto para a média quanto para as composições de JBNAS, o componente vento meridional e o fluxo de fora da Amazônia sugerem um JBNAS mais intenso no verão. O transporte de umidade para dentro da Amazônia é mais forte uma vez que os alísios do nordeste se aceleram no futuro. Nos climas presentes, o transporte de umidade de fora da Amazônia para dentro da bacia do La Plata e o JBNAS são mais fortes e mais frequentes durante o verão [Marengo et al., 2004]. Portanto, o transporte integrado de umidade é mais forte no futuro, mas principalmente devido ao vento meridional mais forte, muito embora o conteúdo de umidade possa ser mais baixo. Isso também leva a um aumento da convergência de umidade no futuro.

6. UMA COMBINAÇÃO DO AUMENTO DAS CONCENTRAÇÕES DE GASES DE EFEITO ESTUFA E MUDANÇAS NO USO DA TERRA NA AMAZÔNIA COMO FORÇANTES DE MUDANÇA CLIMÁTICA

Pode-se supor que mudanças nos ciclos de água, energia, carbono e nutrientes, que resultam da substituição da vegetação amazônica, terão consequências no clima e no meio ambiente em escalas locais, regionais e globais. A conversão da floresta tropical primária em áreas agrícolas e de vegetação secundária representa uma das mudanças mais profundas no ambiente natural atual.

Dois estudos recentes investigaram ainda os papéis relativos das mudanças futuras nos GEE versus mudanças futuras na cobertura da terra. Voltaire [2006] comparou a mudança do clima simulada no cenário B2 GHG do Relatório Especial sobre Cenários de Emissões para 2050 (Special Report on Emissions Scenarios – SRES) com a mudança do clima sob o cenário B2 de mudança da cobertura da terra de 2050. O autor mostra que o impacto relativo da mudança na vegetação no aumento da concentração de GEE é da ordem de 10% e pode atingir 30% em regiões tropicais localizadas. Do mesmo modo, não foi encontrado

efeito significativo em escala global, mas um efeito potencialmente grande em escala regional, por exemplo, um aquecimento de 2°C em 2100 em toda a Amazônia no cenário A2 de mudança da cobertura da terra, que traz uma redução na variação da temperatura diurna. As descobertas gerais desses estudos mostram que a mudança do clima causada por mudanças na cobertura da terra pode ser importante com relação aos GEE no âmbito regional, onde ocorrem intensas mudanças da cobertura da terra.

Globalmente, o impacto do aumento da concentração de GEE parece predominar sobre o impacto da mudança da cobertura da terra. No caso da floresta amazônica, se o aquecimento por aumento das concentrações de GEE (seja natural ou antropogênico) for acima de 3,5°C a 4°C, há riscos de que um “ponto de não retorno” leve à savanização. Em estudo recente de Sampaio et al. [2007] e Sampaio [2008], foi identificado um outro “ponto de não retorno” quando a área desmatada atingiu o nível entre 40% a 50%, o que também levou à savanização. Os autores identificaram dois estados de equilíbrio da biosfera-atmosfera na América do Sul, que foram também identificados por Oyama e Nobre [2003]: (1) biomas potenciais do presente; (2) um novo equilíbrio vegetação-clima, no qual a porção leste da floresta tropical Amazônica é substituída por savana e semideserto; áreas de deserto também aparecem no nordeste do Brasil. Nesse estudo, foi observado que 50% do total da área desmatada é o limiar para a transição dos potenciais biomas do presente para um novo estado de equilíbrio vegetação-clima na Amazônia. Os impactos do aumento de GEE e as mudanças no uso da terra combinados com a mudança do clima na região estão ainda em estudo.

Figura 4. Número de episódios de Jatos de Baixo Nível durante todas as estações do presente (1980 a 1989, vazado) e o futuro (2080 a 2099, sólido), para o cenário A2. Resultados são simulações do HadRM3P [Soares e Marengo, 2008].

7. EXPERIÊNCIAS SOBRE PROJEÇÕES DE MUDANÇA CLIMÁTICA A PARTIR DE MODELOS REGIONAIS NA AMAZÔNIA

A questão da resolução espacial de cenários deve ser colocada no contexto de outras incertezas de mudança climática. Estudos e análises do impacto da mudança climática e avaliações de adaptação reconhecem que há diversas fontes de incertezas em tais estudos que contribuem para a incerteza da avaliação final. A importância de cenários climáticos de alta resolução para estudos de impactos e adaptação permanece totalmente inexplorada na América do Sul. Modelos de Clima Regional conseguem representar variáveis locais da superfície terrestre que afetam o clima regional e a variabilidade climática interna, e representam um método efetivo de regionalização para acrescentar detalhes em escala fina a padrões simulados de variabilidade e mudança climática.

A regionalização da América do Sul foi desenvolvida para propiciar um melhor entendimento dos processos físicos da atmosfera e previsões de tempo e clima, e atualmente está sendo desenvolvido para estudos de mudança climática. Uma iniciativa foi a implementação do projeto Cenários Climáticos Regionalizados de Mudança do Clima para a América do Sul (CREAS) [Marengo e Ambrizzi, 2006; Marengo et al., 2009b]. Esse projeto tem por objetivo gerar cenários de mudança climática de alta resolução para a América do Sul e promover a conscientização dos governos e formuladores de políticas públicas quanto à avaliação do impacto da mudança climática, vulnerabilidade e delineamento de medidas de adaptação. O Projeto CREAS desenvolve três modelos regionais Eta CCS (I. A. Pishnichenko e T. A. Tarasova, The new version of the Eta regional model developed for climate-change simulations, submetido à *Meteorological Applications*, 2007), RegCM3 [Ambrizzi et al., 2007], e HadRM3P [Jones et al., 2004; Marengo e Ambrizzi, 2006]. Os modelos estão aninhados no modelo atmosférico global GMC do HadAM3P, o qual é alimentado por concentrações de GEE dos cenários de emissões SRES e SST do MCG oceânico-atmosférico do HadCM3. Foram examinadas duas simulações de 30 anos: o clima presente, que examina o período de 1961–1990 e o clima futuro relativo ao período de 2071–2100 sob os cenários SRES do IPCC – o A2 de alta emissão e o B2 de baixa emissão – usando os três modelos regionais indicados acima,

gerados com resolução de 50 km de latitude-longitude.

A Figura 5 mostra projeções de anomalias anuais de precipitação temperatura a partir dos cenários futuros A2 e B2, conforme representados pelo “ensemble” dos três modelos regionais usados pelo CREAS. A Figura 5 mostra que as mudanças no A2 são mais radicais e regionalmente abrangentes, comparadas com as mudanças do cenário B2.

Enquanto a região mais seca (entre 1 e 2 mm d⁻¹) no B2 cobre a maior parte do norte da Amazônia, a região seca seca no cenário A2 se estende para a Amazônia oriental e para todo o Estado do Pará, com as maiores reduções próximas à embocadura do Rio Amazonas. Em relação às mudanças anuais de temperatura, no cenário A2, toda a região da América do Sul tropical poderá se tornar de 4° a 6°C mais quente, e até 8°C mais quente do que o normal na Amazônia equatorial central. No cenário B2, o aquecimento em toda a Amazônia varia entre 2°C e 4°C, com aquecimento mais elevado de 4°C a 5°C na Amazônia equatorial central. Os possíveis impactos dessas mudanças estão mostrados na Figura 5, com os impactos mais intensos no cenário A2.

Figura 5. Mudanças projetadas na precipitação anual e anomalias de temperatura do ar para os cenários A2 (esquerda) e B2 (direita). As unidades estão em mm d⁻¹ (precipitação) e (°C) para temperaturas. Resultados são a média dos três modelos “ensemble” regionais (Eta/CPTEC, RegCM3, e HadRM3P) movidos por condições limites laterais do modelo climático global HadAM3P para o período 2071 – 2100 em relação a 1961 – 1990. As caixas representam a Amazônia, tal como definida neste estudo [Ambrizzi et al., 2007].

Estima-se que, como consequência do aquecimento global, haja uma intensificação do ciclo hidrológico que irá aumentar a frequência e a intensidade de eventos extremos de chuva e de curtos períodos de seca [IPCC, 2007a, 2007b]. Projeções de extremos climáticos derivadas de um conjunto de multimodelos do IPCC AR4 [Tebaldi et al., 2007; Meehl et al., 2007] e da regionalização de uma única realização do HadCM3 usando o Providing Regional Climates for Impacts Studies (PRECIS) [Marengo et al., 2009a] sugerem que, em geral, os índices de extremos baseados em temperatura mostram mudanças consistentes com

o clima mais quente estimado para o futuro em relação ao presente sob os cenários A2 e B2 do IPCC SRES, com as maiores tendências de aquecimento identificadas em A2, especialmente na América do Sul tropical.

A partir das projeções do PRECIS para 2071–2100 relativas a 1961–1990, são detectadas tendências positivas no índice TN90 (noites quentes) na maior parte da Amazônia, e a presença de eventos R10mm (número de dias com chuva acima de 10 mm) mostra uma tendência positiva na Amazônia ocidental no cenário B2, e no cenário A2 as mudanças são mais acentuadas. Assim, essa região sofreria eventos de precipitação mais extremos no futuro do que no presente, sob os cenários gerados pelo HadCM3. Por outro lado, o índice CDD mostra uma tendência crescente na região que se estende da Amazônia oriental ao nordeste do Brasil no cenário B2 até o final do século vinte e um. Essas tendências, derivadas da regionalização do HadCM3 usando-se o PRECIS, são consistentes com as tendências de extremos derivadas dos modelos AR4 do IPCC até 2100 de *Tebaldi et al.*, [2007]. As projeções do modelo IPCC AR4 sugerem um aumento de cerca de 10% da chuva acumulada no oeste da Amazônia nos dois cenários, A2 e B2, em níveis anuais e sazonais, e as projeções de chuvas extremas indicam que esse aumento de chuva ocorreria sob a forma de eventos de chuva irregulares e intensos. No leste da Amazônia, as projeções mostram um aumento da frequência de períodos curtos de seca juntamente com uma redução na frequência de eventos intensos de chuva.

A resiliência de muitos ecossistemas pode ir além deste século devido à combinação, sem precedentes, de mudanças na média e nos extremos de clima e distúrbios associados. Projeções para a Amazônia ocidental mostram um aumento de eventos extremos de chuva. Eventos de precipitação pesada, cuja frequência muito provavelmente irá aumentar nessa região, elevarão o risco de enchentes na baixa Amazônia.

8. AVALIAÇÕES DE INCERTEZA

Alguns dos estudos revisados sugerem que aumentos nas concentrações de GEE e de aerossóis na atmosfera, assim como alterações da cobertura

vegetal para atividade agrícola, já produziram efeitos na hidrologia da Bacia Amazônica. Algumas incertezas podem ser atribuídas a esses resultados devido às limitações do modelo e à falta de séries observacionais contínuas e de longo prazo das variáveis climáticas e hidrológicas. Grandes incertezas foram também identificadas nas forçantes e respostas de aerossóis antropogênicos, nas mudanças no uso da terra que produziram a queima de biomassa e seus impactos na chuva na bacia [ver *Longo et al.*, neste volume; *Artaxo et al.*, neste volume]. Análises das poucas séries de longo prazo disponíveis relativas à chuva e rio sugerem uma ausência de tendências unidirecionais significativas das condições mais secas ou mais úmidas na bacia.

No entanto, mais evidências de variabilidade em escalas de tempo decadais e interanuais são claras, e essas tendências observadas podem ser atribuídas à variabilidade natural do clima e às mudanças observadas no clima, visto que nenhum sinal de mudanças no uso da terra foi identificado na variabilidade hidrológica e climática de longo prazo da região. A redução da chuva terá também impactos nos níveis de rios e água, e na distribuição da chuva, com períodos secos mais longos e eventos de chuvas intensas concentrados em poucos dias.

O nível de incerteza é ainda alto uma vez que, entre outras razões, os modelos ainda apresentam problemas para representar o ciclo do carbono, aerossóis, e convecção nas regiões tropicais. Apesar de fornecer maiores detalhes espaciais em alta resolução, o uso de modelos climáticos regionais pode ainda sofrer limitações porque muitos dos experimentos de regionalização da América do Sul derivaram do uso de um ou mais modelos regionais aninhados em um modelo global, particularmente o HadCM3. Até agora, não dispomos de um “ensemble” de modelos regionais multimodelares como os modelos globais do IPCC AR4.

O colapso da Amazônia é um produto do modelo HadCM3. Um argumento para usar o modelo Hadley baseia-se no fato de que ele está, certamente, entre os modelos mais realistas do IPCC AR4. Vários modelos AR4 não apresentam tal mudança climática extrema simplesmente porque são irrealisticamente secos no primeiro momento. É claro que reconhecemos que há incertezas significativas, e que talvez o modelo Hadley seja

demasiadamente extremo em termos de aquecimento e ressecamento (Figura 1), mas vários dos modelos mais realistas certamente concordam com o ressecamento da região. Embora o HadCM3 produza o ressecamento mais extremo dos modelos MCG atuais, ele está entre os melhores modelos da região amazônica [Li *et al.*, 2006; Cox *et al.*, 2008] e também com relação à variabilidade do ENSO [Cox *et al.*, 2004]. Devemos, portanto, considerar atualmente o ressecamento simulado pelos modelos do Hadley Centre como tendo uma probabilidade finita sob o aquecimento global, com enorme potencial de impacto. Todas essas mudanças projetadas para a Amazônia podem ter implicações climáticas, ecológicas e ambientais para a região, para o continente e para o globo. Um conhecimento sólido sobre o modo como sistema natural funciona é, portanto, um pré-requisito para se definir a estratégia ótima de desenvolvimento.

9. MUDANÇA CLIMÁTICA PERIGOSA NA AMAZÔNIA CONFORME PROJEÇÕES DO MODELO DO CENTRO HADLEY DO ESCRITÓRIO METEOROLÓGICO DO REINO UNIDO

Uma definição de “mudança climática perigosa” é uma mudança do clima que induz à retroalimentação positiva a qual, por sua vez, acelera a mudança. A retroalimentação entre mudança climática e ciclo do carbono, que particularmente envolve o enfraquecimento do sumidouro terrestre de carbono e uma possível reversão para fonte, foi identificada com ta potencial de retroalimentação positiva [Cox *et al.*, 2000; Friedlingstein *et al.*, 2006]. Visto que o importante nesse processo é o aumento da respiração do solo em todo o mundo em razão do aumento das temperaturas, outra realimentação resultaria da perda da cobertura florestal na Amazônia se o clima da região se tornasse mais seco.

Betts *et al.* [2004] quantificaram a contribuição do colapso da floresta com a retroalimentação de todo o ciclo de carbono na mudança do clima no modelo acoplado do ciclo clima-carbono HadCM3LC [Cox *et al.*, 2000] do Centro Hadley do Escritório Meteorológico do Reino Unido, o qual é uma versão do HadCM3

com um ciclo interativo de carbono incluído. Foram desenvolvidas duas simulações alimentadas com emissões históricas de CO₂ desde 1860 e emissões projetadas para o século vinte e um, de acordo com o cenário *business-as-usual* do IPCC IS92. Uma simulação (aqui chamada de CARBCLIM) incluiu o CO₂ que atuou tanto como GEE quanto como fertilizante de fotossíntese, enquanto no outro (chamado “CARB”), o CO₂ somente exerceu seu efeito de fertilização e não atuou como GEE. A simulação CARB, portanto, não incluiu mudança do clima forçada radiativamente; o ciclo do carbono somente respondeu ao aumento de CO₂. No CARBCLIM, entretanto, o ciclo do carbono respondeu a ambos, ao aumento de CO₂ e à mudança do clima resultante.

A simulação CARB projetou uma absorção de 60 Gt de carbono para a vegetação da América do Sul relativa a 1860 e uma absorção total de 220 Gt C na vegetação global e 400 Gt C nos solos globais (Figura 6). Isso se deu em razão de um aumento da produtividade primária líquida, a absorção líquida de carbono pela vegetação como resultado de fertilização a partir do aumento da fotossíntese produzido pelo aumento de CO₂. Assim como houve o aumento do estoque de carbono na vegetação em si mesma, a vegetação mais produtiva também liberou mais carbono na liteira e, como consequência, houve o aumento do estoque de carbono no solo.

No CARBCLIM, a precipitação média em toda a Amazônia diminuiu aproximadamente 3,0 mm d⁻¹ em 2100. A cobertura de árvores se reduziu durante todo o século vinte e um, e arbustos e gramíneas se espalharam em lugar da floresta. Por fim, as condições em algumas localidades tornaram-se desfavoráveis mesmo para arbustos ou gramíneas, e nas grades mais secas, o solo nu tornou-se exposto em sua grande parte. No final do século vinte e um, a cobertura média de floresta ombrófila da Bacia Amazônica foi reduzida de acima de 80% para abaixo de 10%. Em aproximadamente metade dessa área, as árvores foram substituídas por gramíneas C4, levando a um cenário típico de savana. Em outras partes, até mesmo as gramíneas não conseguiram suportar e as condições tornaram-se basicamente desérticas.

O colapso da floresta amazônica no CARBCLIM causou a redução do estoque do carbono acima do solo na América do Sul em 70 Gt C. Embora grande parte do restante da cobertura vegetal global

tenha absorvido carbono tanto no cenário CARBCLIM como no CARB, a mudança no estoque de carbono na vegetação da América do Sul de 60-Gt de absorção para 70-Gt C de liberação no CARBCLIM significa que o aumento do estoque total de carbono na vegetação global foi reduzido substancialmente no CARBCLIM. Com algumas outras perdas em outras regiões, o aumento do carbono global na vegetação ficou limitado a 60 Gt C. O estoque global de carbono no solo foi reduzido a 150 Gt C (Figura 6), principalmente devido ao aumento da respiração do solo sob temperaturas crescentes. Do mesmo modo que produz o colapso da Amazônia, a inclusão da mudança no clima no CARBCLIM significa que o grande fluxo de carbono para os solos via aumento da produtividade primária foi mais do que compensado por um aumento na respiração do solo em temperaturas mais altas. Isso se contrasta com as mudanças do estoque de carbono projetadas pelo CARB sem nenhum aumento do efeito estufa.

Portanto, com relação ao aumento do estoque de carbono no CARB, o déficit total de carbono terrestre foi de 710 Gt. C. Desse total, 130 Gt resultaram do colapso da floresta amazônica e não porque ela se tornou mais produtiva. Do déficit total, 550 Gt C foram decorrentes da liberação de 150-Gt de carbono do solo global e não de uma absorção de 400-Gt C.

Enquanto a maior parte da emissão global do carbono do solo se deve ao aumento da respiração do solo pelo efeito estufa, parte da perda de carbono do solo na Amazônia resulta do colapso da floresta em si mesmo. Parte disso resultou da redução da entrada de carbono oriundo da floresta e parte devido ao aquecimento adicional resultante da retroalimentação biogeofísica nas temperaturas locais à superfície. Para a quantificação precisa desse processo seria necessário uma simulação adicional que negligenciasse as mudanças no NPP e cobertura florestal, mas estimou-se que aproximadamente 30 Gt C foram perdidos dos solos amazônicos por meio desses mecanismos. A perda total de carbono da biomassa acima e abaixo do solo que se pode atribuir ao colapso da floresta foi, portanto, de 160 Gt C. Consequentemente, pode-se considerar que o colapso da Amazônia contribui aproximadamente com 20% do total da

retroalimentação terrestre no aumento de CO₂ atmosférico neste modelo.

Fica claro, portanto, que a mudança simulada do clima regional da Amazônia pode exercer uma retroalimentação na mudança climática global por meio dos efeitos da retroalimentação da floresta no aumento do CO₂ atmosférico. Uma vez que as previsões de mudança do clima regional estão sujeitas à incertezas consideráveis, a importância da retroalimentação para o clima global implica que as incertezas sobre o clima global estão também sujeitas às incertezas que dependem das incertezas em escala regional. Portanto, é necessário que as avaliações do risco da “mudança perigosa do clima” causada pela retroalimentação do ciclo do carbono incluam a quantificação do risco de um clima em processo significativo de ressecamento na Amazônia.

10. EFEITOS DE AEROSSÓIS NAS PROJEÇÕES DE EVENTOS FUTUROS DE SECA NA AMAZÔNIA

Estima-se que a Amazônia contenha cerca de 10% do carbono estocado nos ecossistemas da terra e que responda por 10% da produtividade primária líquida global. Apesar do desmatamento antropogênico em grande escala, parece provável que a região presentemente esteja funcionando como um sumidouro líquido de emissões antropogênicas de CO₂ [ver *Phillips et al.*, 2008, neste volume; *Saleska et al.*, neste volume; *Houghton et al.*, neste volume]. A resiliência da floresta às pressões combinadas de desmatamento e mudança do clima é uma grande preocupação, especialmente porque pelo menos um importante modelo de clima prevê o ressecamento severo da Amazônia no século vinte e um.

A queima de biomassa emite aerossóis na atmosfera [ver *Schroeder et al.*, neste volume; *Longo et al.*, neste volume]. A composição e quantidade desses aerossóis dependem de condições meteorológicas, biosféricas e também das atividades humanas. Na estação seca da Bacia Amazônica, a queima de biomassa aumenta a carga de aerossóis para um número de concentrações pelo menos sete vezes maior do que a da estação chuvosa [*Andreae et al.*, 2004]. Aparentemente, o efeito principal dos aerossóis

no ciclo hidrológico se dá na transição da circulação em grande escala da estação seca para a úmida, ou seja, no início da estação chuvosa.

O trabalho recente de *Zhang et al.* [2008] sugere que os aerossóis de queima de biomassa tendem a reforçar o padrão de circulação da estação seca e por isso enfraquecem ou retardam a transição da circulação para a estação úmida. *Yu et al.* [2007] sugerem que os aerossóis de queima de biomassa podem ampliar as anomalias originais do clima durante a estação de transição (agosto – outubro), ou seja, os aerossóis tendem a reduzir a nebulosidade durante a estação seca anômala de transição e a aumentar a nebulosidade quando a estação de transição for relativamente úmida.

11. EVENTOS EXTREMOS NO CONTEXTO DE MUDANÇA CLIMÁTICA: A SECA DA AMAZÔNIA EM 2005 É UM INDICADOR DE COMO SERÃO OS EXTREMOS EM UM CLIMA MAIS QUENTE?

Em 2005, grandes porções da Bacia Amazônica ocidental sofreram a seca mais severa dos últimos 40 anos e a mais intensa dos últimos 100 anos. Durante esse evento, o agravamento da seca forçou o governo brasileiro a estender alertas de emergência através de todo o Estado do Amazonas. Militares foram convocados para distribuir suprimentos e remédios para dezenas de milhares de pessoas. Essa seca provocou extensos incêndios florestais no Estado do Acre, com extensão a ser estimada [*Brown et al.*, 2006].

A navegação ao longo de extensões do Rio Madeira e alto e centro do Rio Amazonas (conhecido no Brasil como Rio Solimões) teve que ser suspensa porque os níveis de água atingiram índices extremamente baixos. Vários países amazônicos declararam estado de emergência pública em setembro de 2005. A seca deixou milhares de pessoas sem alimentos, causou problemas no transporte fluvial, agricultura e geração de hidroeletricidade. A seca também afetou direta e indiretamente as populações que moravam ao longo dos afluentes do Rio Amazonas.

Um estudo observacional de *Marengo et al.*, [2007] sobre as causas dessa seca sugere que ela não foi causada pelo El Niño mas, (1) pelo

aquecimento anômalo do Atlântico Norte, (2) pela reduzida intensidade do transporte de umidade dos ventos alísios do nordeste para a Amazônia setentrional durante o pico do verão, e (3) pelo enfraquecimento da corrente ascendente sobre essa parte da Amazônia, resultando na redução do desenvolvimento convectivo e precipitação. A diferença entre as características espaciais dos anos de seca do El Niño e a seca de 2005 e de 1963–1964 é que as duas últimas atingiram mais fortemente a Amazônia ocidental e setentrional, uma característica não associada a um típico El Niño, mas provavelmente, ao Atlântico Norte tropical mais quente e mais ativo do que o normal.

Enquanto vários estudos analisaram as secas de 1982 – 1983 [*Aceituno*, 1988] e de 1997–1988 [*Nepstad et al.*, 1999] e seus impactos no clima, hidrologia e eventos de fogo na Amazônia, há apenas referências casuais ao evento de seca de 1963–1964. A Figura 7 mostra os níveis do Rio Negro em Manaus e do Rio Amazonas em Iquitos. Os níveis em Manaus referem-se a 2005 e a outros anos de seca, enquanto que os níveis de Iquitos se referem apenas a 2005, ambos comparados em termos de médias de longo prazo. Em Manaus, os níveis mais baixos foram detectados durante a seca de 1925, enquanto em 2005, as reduções dos níveis foram detectadas a partir de junho de 2005, atingindo os valores mais baixos em agosto [*Marengo et al.*, 2008a, 2008b; *Zeng et al.*, 2008].

A seca de 1964 foi detectada durante todo o ano, enquanto que a de 2005 aparece somente depois de agosto de 2005, com níveis anteriores a maio de 2005 acima do normal. Em Iquitos, os níveis estiveram abaixo do normal desde janeiro de 2005, atingindo o nível mais baixo em setembro de 2005. Situação similar foi observada nos níveis do Rio Solimões em Fonte Boa e Tabatinga, e nos níveis do Rio Amazonas em Leticia (Colômbia). Em 2006, os níveis voltaram ao normal até maio de 2006, e depois disso, chegaram a cerca de três a quatro (?) abaixo do normal até o final de outubro de 2006. Entretanto, a situação em 2006 não chegou a ser tão severa como a seca em 2005.

Isso indica que a seca de 2005 afetou a Amazônia ocidental, diferentemente das secas induzidas pelo El Niño, que afetam a Amazônia central e oriental. Após outubro de 2006, a chuva começou novamente e aliviou a situação, e em fevereiro de 2006, a chuva estava acima do normal, produzindo enchentes. Esse evento ilustra

as consequências de um clima futuro mais quente, cuja probabilidade de ocorrência pode aumentar no final do século vinte e um, conforme simulado pelo HadCM3 GGCM. Além disso, as mudanças no uso da terra, o aumento de incêndios e a consequente injeção de aerossóis na atmosfera têm potencial para afetar o início e a quantidade de chuva na região [Andreae et al., 2004]. Entretanto, isso não implica que as mudanças na circulação em grande escala que produziram a seca em 2005 tenham sido uma consequência do desmatamento regional ou do aquecimento global, e mudança climática; nenhuma evidência, seja a favor ou contra essa possibilidade, foi ainda demonstrada.

Considerados eventos climáticos extremos, tais secas induzidas – seja por variabilidade climática natural ou por atividades humanas – foram capazes de produzir a fragmentação da floresta amazônica e transformar uma área de aproximadamente 600.000 km² em savana. Esses resultados, relatados por Hutyra et al. [2005], foram obtidos por mapeamento das áreas florestais mais sensíveis à seca com o uso de registros de chuva dos últimos 100 anos. A região que seria mais afetada corresponde a aproximadamente 11% da área de floresta que se estende de Tocantins à Guiana.

Com estudo da seca de 2005 na Amazônia, aprendemos sobre os impactos na população, biodiversidade, economias locais e regionais. Os impactos na economia local refletiram-se principalmente no fechamento de aeroportos devido às grandes quantidades de fumaça, e no fechamento de portos durante os níveis extremamente baixos no rio, impedindo a navegação. Devemos ainda acrescentar os problemas da população, resultantes do colapso da agricultura local, o número de pessoas tratadas em hospitais por estresse térmico, e doenças respiratórias e intestinais provocadas pela fumaça de incêndios florestais e água poluída. Isso mostrou que a população na Amazônia é vulnerável à seca e que essa vulnerabilidade pode se agravar em climas mais quentes e mais secos no futuro, conforme sugerido em algumas projeções de mudança do clima.

Em artigo recente, Cox et al. [2008] examinam possíveis ligações da seca da Amazônia em 2005 com a mudança do clima. Isso foi feito comparando-se a relação entre os padrões de TSM

do Atlântico e a precipitação na Amazônia inferida observações com padrões simulados usando o MCG. Os autores analisaram resultados sobre ciclo do carbono-clima do modelo acoplado do HadCM3LC. O HadCM3 mostrou bom desempenho nos exercícios de intercomparações de MGC e, recentemente, foi selecionado como um dos dois modelos MGC que simulam o clima amazônico com razoável precisão [Cox et al., 2008]. Além disso, o HadCM3 inclui vegetação dinâmica e um ciclo interativo de carbono, de modo que as concentrações de CO₂ atmosférico possam ser atualizadas com base nas emissões antropogênicas, levando-se em conta os efeitos da mudança do clima na absorção oceânica e terrestre de CO₂. Eles consideram duas simulações distintas com HadCM3LC para o período de 1860 a 2100.

Em ambos os casos, o modelo é gerado com emissões de CO₂ consistentes com o cenário IS92a, que ficam aproximadamente no centro da propagação de futuras emissões representadas pelos cenários SRES mais recentes. Ambos os experimentos do modelo também incluem concentrações com variação temporal pré-determinadas de gases traço de GEE (CH₄, N₂O) baseadas no IS92a. O segundo experimento inclui, adicionalmente, mudanças no ozônio troposférico e estratosférico, variabilidade solar e, mais marcadamente, as forçantes de aerossóis de sulfato e vulcânicos. Esse experimento do modelo foi capaz de reproduzir o aumento observado de aquecimento e CO₂ ao longo do século vinte com boa acurácia, especialmente quando foi usada uma estimativa revisada do fluxo líquido de CO₂ proveniente da mudança do uso da terra.

Foi demonstrado que a redução da chuva na estação seca (julho–outubro) está bem correlacionada com um índice de gradiente TSM norte–sul por todo o Atlântico equatorial relacionado à Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA). Seu modelo climático pode reproduzir essa relação e também a variabilidade decadal observada do século vinte no OMA quando incluídos os efeitos de aerossóis. Esses resultados sugerem que aerossóis antropogênicos atuaram para inibir o aquecimento do Atlântico Norte subtropical em relação ao sul o que, portanto, retardou o ressecamento da Amazônia ocidental. Simulações com o mesmo modelo para o século vinte e um mostram uma forte tendência de as

condições de TSM associadas com a seca de 2005 se tornarem muito mais comuns com o aumento de CO₂ e com a redução das quantidades de aerossóis do Hemisfério Norte. Essa seca foi a mais severa dos últimos 40 anos e também uma das mais intensas dos últimos 100 anos. Experimentos de modelo com mudanças na concentração de CO₂ e aerossóis sugerem a probabilidade de uma seca “como a de 2005” a cada dois anos até 2025 e de nove a cada dez anos até 2060.

12. IMPACTOS DE MUDANÇAS NO CLIMA E NA HIDROLOGIA DE RECURSOS HÍDRICOS NA AMAZÔNIA

Todas essas mudanças projetadas do clima e hidrologia da Amazônia podem ter implicações para a região, continente e o globo. Um profundo conhecimento de como o sistema natural funciona é, portanto, um pré-requisito para a definição de estratégias ótimas de desenvolvimento. As complexas interações entre o solo, vegetação e clima devem ser mensuradas e analisadas de modo que os fatores limitadores do crescimento da vegetação e conservação do solo possam ser identificados. O novo conhecimento e o conhecimento ampliado do funcionamento do sistema amazônico como uma entidade integrada e sua interação com o sistema da Terra irão fundamentar o desenvolvimento de políticas nacionais e regionais para evitar que as tendências de exploração possam trazer mudanças irreversíveis ao ecossistema amazônico. Tal conhecimento, em combinação com o avanço das capacidades de pesquisa e redes entre países amazônicos, irá estimular gestores de terra e tomadores de decisão a delinear estratégias de uso alternativo sustentável da terra juntamente com estratégias de preservação da floresta.

Uma diversidade de atividades humanas pode atuar para modificar vários aspectos do clima e dos sistemas hidrológicos de superfície. Historicamente, as mudanças na superfície da terra na Amazônia se intensificaram nos meados e início dos anos 1970, quando planos estratégicos governamentais tentaram, pela primeira vez, promover o desenvolvimento econômico da região. Esses planos incluíram a construção de extensas rodovias por toda a bacia e a implantação de incentivos fiscais para novos colonizadores, o

que desencadeou uma migração maciça de sem terra para a região.

A Tabela 2 apresenta uma lista das forçantes antropogênicas que afetam os recursos hídricos na Amazônia e os impactos projetados para os recursos hídricos da região e as possíveis consequências aos componentes do sistema climático. As principais forçantes podem ser naturais ou induzidas pelo homem e seus impactos poderão ocorrer em várias escalas temporais: intrassazonal (início da estação chuvosa na região), interanual (seca ou enchente associadas ao El Niño) e de longo prazo (mudanças na vegetação, hidrologia do solo, aumento de concentrações de GEE). A tabela pode servir como ponto de partida para a avaliação de possíveis impactos de futura mudança do clima na Amazônia.

A diminuição da precipitação durante os meses secos afetará muitos igarapés e sistemas de água doce amazônicos. Pequenos e rasos habitats (lagoas, nascentes, manguezais e pequenos lagos) provavelmente sofrerão os primeiros efeitos da redução na precipitação [Carpenter *et al.*, 1992]. Enquanto houver perspectiva de uma relocação bem sucedida das atividades de desova, alguns podem se sentir frustrados com o forte instinto de retorno ao “lar” que ocorre com muitas espécies.

Agradecimentos: Agradecemos ao Programa Nacional de Mudanças Climáticas do Ministério da Ciência e Tecnologia (MCT); Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq); Foreign and Commonwealth Office Strategic Programme Fund, Reino Unido, por meio dos projetos “Using Regional Climate Change Scenarios for studies on Vulnerability”, “Adaptation in Brazil and South America” e “Dangerous Climate Change in Brazil” (PGL GCC 0207); Programa Climático Integrado DECC, Defra e MoD (CBC/2B/0417_Annex.C5); GEOMA; Instituto do Milênio do LBA2 e ao INCT para Mudanças Climáticas do MCT-CNPq.

REFERÊNCIAS

Aceituno, P. (1988), On the Functioning of the Southern Oscillation in the South- American Sector.1. Surface Climate. *Monthly Weather Review*, 116, 505-524.

- Ambrizzi, T., R. Rocha, J. A., Marengo, I. Pisnitchenko, L. and Alves, (2007) *Cenários regionalizados de clima no Brasil para o Século XXI: Projeções de clima usando três modelos regionais. Relatório 3*, Ministério do Meio Ambiente - MMA, Secretaria de Biodiversidade e Florestas-SBF, Diretoria de Conservação da Biodiversidade - DCBio Mudanças Climáticas Globais e Efeitos sobre a Biodiversidade - Sub projeto: Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do Século XXI. Brasília, fevereiro 2007.
- Andreas, M., D. Rosenfeld, P. Artaxo, A. A. Costa. G. P. Frank, K. M. Longo, M. A. F. Silva Dias: Smoking Rain Clouds over The Amazon, *Science*, 303, 1337- 1342, 2004
- Artaxo, P., et al. (2009), Aerosol particles in Amazonia: Their composition, role in the radiation balance, cloud formation, and nutrient cycles, *Geophys. Monogr. Ser.*, doi:10.1029/2008GM000778, this volume.
- Betts, R.; Cox, P.; Collings, M.; Harris, P.; Huntingford, C., and Jones: The role of ecosystem-atmosphere interactions in simulated Amazonian precipitation decrease and forest dieback under global change warming. *Theoretical and Applied Climatology*, 78, p. 157-175, 2004.
- Boulanger, J.-P., F. Martinez, and E. C. Segura (2006), projection of future climate change conditions using IPCC simulations, neural networks and Bayesian statistics. Part I: Temperature mean state and seasonal cycle in South America, *Clim. Dyn.*, 27, 233-259, doi: 10.1007/s00382-006-0134-8.
- Boulanger, J.-P., F. Martinez, and E. C. Segura (2007) projection of future climate change conditions using IPCC simulations, neural networks and Bayesian statistics. Part 2: Precipitation mean state and seasonal cycle in South America, *Clim. Dyn.*, 28, 255-271, doi: 10.1007/s00382-006-0182-0.
- Brown, L F., W. Schroeder, A. Setzer, M. Maldonado, N. Pantoja, A. Duarte, and J. Marengo (2006) Fires in southwestern Amazonian rain forests, *Eos Trans. AGU*, 87 (26), 253.
- Callédo, J., Guyot, J. L., Ronchail, J., L'Hôte, Y., Niel, H., D'Almeida, E.: Evolution du débit de l'Amazone à Óbidos de 1903 à 1999. *Hydrological Processes*, 49, p. 85-97, 2004.
- Carpenter, S.R. Fisher, S.G., Grimm, N B., Kitchell, J.F.: Global change and freshwater ecosystems, *Annual Reviews Ecology and Systematics* 23: 119-139, 1992.
- Cavalcanti, I. F., I. Camilloni, and T. Ambrizzi (2006), Escenarios climáticos regionales, in *El Cambio Climático en la Cuenca del Plata*, edited by V. Barros, R. Clarke, and P. Silva Dias, chap. 13, CONICET, Buenos Aires.
- Chen, T. J.-H. Yoon, K. J. St. Croix, E. S. Takle, Suppressing impacts of the Amazonian deforestation by the global circulation change. *Bull. Amer. Met. Soc.* (82), 2209-2215, 2001.
- Christensen, J. H., T. R. Carter, and M. Rummukainen (2006) Evaluating the performance and utility of regional climate models: The PRUDENCE project, *Clim. Change*, in press.
- Coe, M., Costa, M. H., Botta, A., Borkett, C., Long term simulations of discharge and floods in the Amazon river. *J. Geophys. Res.*, 107, p.11-1/11-17, 2002.
- Costa, M. H., Foley, J. A., Combined effects of deforestation and doubled atmospheric CO₂ concentrations on the climate of Amazonia. *J. Climate* 13, p. 18-34, 2000.
- Costa, M. H., Botta, A., Cardille, J. A., Effects of large-scale changes in land cover on the discharge of the Tocantins River, Southeastern Amazonia. *J. Hydrol.*, (283), p. 206-217, 2003.
- Cox, P., Betts, R., Jones, C., Spall, S., Totterdell, T., Acceleration of global warming due to carbon cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature*, 408, p. 184-187, 2000.
- Cox, P.; Betts, R.; Collins, M.; Harris, P.; Huntingford, C.; Jones, C: Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st century. *Theoretical and Applied Climatology*. v. 78, p. 137-156, 2004.
- Cox, P., P. Harris, C. Huntingford, R. Betts, M. Collins, C. Jones, J. Marengo, C. Nobre, 2007: Increasing risk of recurrence of the 2005 Amazonian drought under anthropogenic climate change (submitted to *Nature*)
- Dickinson, R., and P. Kennedy (1992), Impacts on regional climate of Amazon deforestation, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 1947-1950.
- Dirmeyer, P., and J. Shukla (1994), Albedo as a modulator of climate response to tropical

- deforestation, *J. Geophys. Res.*, 99, 20,863-20,877.
- Friedlingstein, P., et al., 2006: Climate-carbon cycle feedback analysis, results from the C4MIP model intercomparison. *J. Climate*, 19, 3337-3353. doi:10.1175/JCLI3800.1.
- Fu R., Dickinson R.E., Chen M.X., Wang H., 2001: How do tropical sea surface temperatures influence the seasonal distribution of 3erddprecipitation in the equatorial Amazon? *J. Climate*, 14, 4003-4026.
- Gentry, A. H.; Lopez-Parodi, J., Deforestation and increased flooding of the upper Amazon. *Science*, 210, p.1354-1356, 1980.
- Good, P., J. A. Lowe, M. Collins, and W. Moufouma-Okia (2008), An objective tropical Atlantic sea surface temperature gradient index for studies of south Amazon dry-season climate variability and change, *Philos. Trans. R. Sc. Ser. 8*, 363(1498), 1761-1 766, doi: 10.1098rsth.2007 .0024.
- Grimm, A. M., and A. A. Natori (2006), Climate change and inter-annual variability of precipitation in South America, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L19706, doi: 10.1029/2006GL02682 1.
- Hahmann, A., and R. Dickinson (1995), Performance and sensitivity of the RCM2/BATS model to tropical deforestation over the Arnazon Basin, paper presented at General Assembly XXI, Int. Union of Geod. and Geophys., Boulder, Colo.
- Henderson-Sellers, A., R. E. Dickinson, T. B. Durbridge, P. J. Kennedy, K. Mcguffie, and A. J. Pitman (1993), Tropical deforestation: Modeling local- to regional-scale climate change, *Geophys. Res.*, 98(D4), 7289-7315.
- Haylock M. R., et al., (2006) Trends in total and extreme South American rainfall 1960-2000 and links with sea surface temperature. *Journal of Climate*, 19, 1490-1512.
- Houghton, R. A., M. Gloor, J. Lloyd, and C. Potter (2009), The regional carbon budget, *Geophys. Monogr. Ser.*, doi:10.1029.2008GM000718, this volume.
- Hutyra, L. R., Munger, J. W., Nobre, C. A., Saleska, S. R., Wofsy, S. C., Climatic variability and vegetation vulnerability in Amazonia. *Geophysical Research Letters*, 32, L24712, doi:10.1029/2005GL024981,2005
- Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC (2007a) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis Summary for Policymakers Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 18 pp.
- Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC (2007b) *Working Group II Contribution to the Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report Climate Change 2007: Climate Change Impacts, Adaptation and Vulnerability Summary for Policymakers*, 23 pp.
- Jones, R. G., M. Noguera, D. Hassell, D. Hudson, S. Wilson, G. Jenkins, and J. Mitchell (2004) Generating high resolution climate change scenarios using PRECIS, report, Met Off. Hadley Centre, Exeter, UK.
- Lean, J., and P. R. Rowntree (1993), GCM imulation of the impact of Amazon deforestation on climate using an improved canopy representation, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 119, 509-530.
- Lean, J., and P. R. Rowntree (1997), Understanding the sensitivity of a GCM simutation of Amazonian deforestation to specification of vegetation and soil characteristics, *J. Clim.*, 6, 1216-1235.
- Lean, J., and D. Warrilow (1989), Climatic impact of Amazon de-forcstation, *Nature*, 342, 311-313.
- Lean, J., C. Bunton, C. Nobre, and P. Rowntree (1996). The simulated impact of Amazonian deforestation on climate using measured ABRACOS vegetation characteristics, in *Amazonian Deforestation and Climate*, edited by J. Gash et al., pp. 549-576
- LI W., Fu R., Dickinson R.E., 2006. Rainfall and its seasonality over the Amazon in the 21st century as assessed by the coupled models for the IPCC AR4. *Journal of Geophysical Research*, 111, D02111, doi: 10.1029/2005JD006355.
- Marengo, J. A. (2003), Condições climáticas e recursos hídricos no Norte Brasileiro, in *Clima e Recursos Hidricos ho Brasil*, 9, edited by C. E. Tucci, and B. Braga, pp. 117-161, Associação Brasileira de Recursos Hídricos FBMC/ANA, Porto Alegre, Brasil.
- Marengo, J. A. (2004), Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin, *Theor. Appl. Climatol.*, 78,79-96.
- Marengo, J. A. (2006), On the hydrological cycle of the Amazon Basin: A historical review and current, *Rev. Bras. Meteorol.*, 21 , 1-19.

- Marengo, J. A., (2009), Long-term trends and cycles in the hydrometeorology of the Amazon basin since the late 1920s, *Hydrol. Processes*, doi: 10.1002/hyp.7396.
- Marengo, J. A., and T. Ambrizzi (2006), Use of regional climate models in impacts assessments and adaptations studies from continental to regional and local scales, The CREAS (Regional Climate Change Scenarios for South America) initiative in *South America Proceedings of 8 ICSHMO*, Foz do Iguagu, Brazil, April 24-28, pp. 291-296, INPE.
- Marengo, J. A., and C. A. Nobre (2001), The Hydroclimatological framework in Amazonia, in *Biogeochemistry of Amazonia*, edited by J. Richey, M. McClaine, and R. Victoria, pp. 1742.
- Marengo, J., J. Miller, G. Russell, C. Rosenzweig, and F. Abramopoulos (1994), Calculations of river-runoff in the GISS GCM: Impact of a new land surface and runoff routing model in the hydrology of the Amazon River, *Clim. Dyn.*, 10,349-361 .
- Marengo, J. A., et al. (2003), Ensemble simulation of regional rainfall features in the CPTEC/COLA atmospheric GCM. Skill and Predictability assessment and applications to climate predictions, *Clim. Dyn.*, 21, 459-475.
- Marengo, J. A., W. Soares, C. Saulo, and M. Nicolini (2004), Cli-matology of the LLJ east of the Andes as derived from the NCEP reanalyses, *J. Clim.*, 17, 2261-2280.
- Marengo, J. A., L. Alves, M. Valverde, R. Rocha, and R. Laborbe (2007), *Eventos Extremos em Cendrios Regionalizados de Clima no Brasil e América do Sul para o Século XXI, Projeções de Clima Futuro Usando Três Modelos Regionais, Relatório 5*, Ministério do Meio Ambiente-MMA. Secretaria de Biodiversidade e Florestas-SBF, Diretoria de Conservação da Biodiversidade-DCBio Mudanças Climáticas Globais e Efeitos sobre a Biodiversidade-Sub projeto: Caracterização do clima atual e – definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do S6culo XXI, Brasília, Fevereiro.
- Marengo, J. A., C. Nobre, J. Tomasella, M. Oyama, G. Sampaio, H. Camargo, L. Alves, and R. Oliveira (2009a), The drought of Amazonia in 2005, *J. Clim.*, 21,495-516.
- Marengo, J. A., C. Nobre, J. Tomasella, M. Cardoso, and M. Oyama (2008b), Hydroclimatic and ecological behaviour of the drought of Amazonia in 2005, *Philos. Trans. R. Soc. Ser. B*, 21,1-6.
- Marengo, J. A., R. Jones. L. Alves, and M. Valverde (2009a), Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system, *Int. J. Climatol.*, doi:10.102/joc.1863.
- Marengo, J. A., T. Ambrizzi, R. P. Rocha, L. M. Alves, S. V. Cuadra, M. C. Valverde, S. E. T. Ferraz, R. R. Torres, and D. C. Santos (2009b) Future change of climate in South America in the late XXI century: Intercomparison of scenarios from three regional climate models, *Clim. Dyn.*, in press.
- Meehl, G. A., et al. (2007), Global climate projections, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Inter-governmental Panel on Climate Change*, edited by S. Solomon et al., pp. 747-846, Cambridge Univ. press, Cambridge, U. K.
- Miller, J., G. Russell, and G. Caliri (1994), *Continental Scale River Flow in climate models*, *J. Clim.*, 7,914-929.
- Milly, P. C. D., K. A. Dunne, and A. V. Vecchia (2005), Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate, *Nature*, 438, doi: 10.1038/nature04312.
- Nepstad, D., et al., (1999), Large-scale impoverishment of Amazonian forests by
- Nijssen, B., D. Lettenmaier, X. Liang, S. Wetzel, and E- F. Wood (1997), Streamflow simulation for continental-scale river basins, *Water Resour. Res.*, 33 (4), 711-724. .
- Nijssen, B., G. O'Donnell, and D. Lettenmaier (2001), predicting the discharge of Global Rivers, *J. Clim.*, 14,3307-3323.
- Nobre, C. A., P. J. Sellers, and J. Shukla (1991), Amazonian defor-estation and regional climate change, *J. Clim.*, 4,957-999.
- Oyama, M. D., and C. A. Nobre (2003), A new climate-vegetation equilibrium state for tropical South America, *Geophys. Res. Lett.*, 30 (23), 2199, doi: 10.1029/2003GL018600.
- Oyama, M. D., and C. A. Nobre (2004), A simple potential vegetation model for coupling with the simple biosphere model (SIB), *Rev. Bras. Meteorol.*, 1 (2), 203-216.

- Phillips, O. L., S. L. Lewis, T. R. Baker, K.-J. Chao, and N. Higuchi (2008), The changing Amazon forest, *Philos. Trans. R. Soc. Ser. B*, 363(1498), doi: 10.1098/rstb.2007.0033.
- Phillips, O. L., N. Higuchi, S. Vieira, T. R. Baker.-J. Chao, and S. L. Lewis (2009), Changes in Amazonian forest biomass, dynamics, and composition, 1980-2002, *Geophys. Monogr. Ser.*, doi:10.1029/2008GM000739, this volume.
- Polcher, J., and K. Laval (1994a), The impact of African and Amazonian deforestation on tropical climate, *J. Hydrol.*, 155, 389-405.
- Polcher, J., and K. Laval (1994b), A statistical study of the regional impact of deforestation on climate in the LMD GCM, *Clim. Dyn.*, 10, 205-219.
- Russell, G. J., and J. Miller (1990), Global river runoff calculated from a global atmosphere general circulation model, *J. Hydrol.*, 155, 241-254.
- Salati, E., and C. A. Nobre (1991), Possible climatic impacts of tropical deforestation, *Clim. Change*, 19, 177-196.
- Salazar, L. F., C. A. Nobre, and M. D. Oyama (2007), Climate change consequences on the biome distribution in tropical South America, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L09708, doi:10.1029/2007GL02969s.
- Saleska, S., H. da Rocha, B. Kruijt, and A. Nobre (2009), Ecosystem carbon fluxes and Amazonian forest metabolism, *Geophys. Monogr. Ser.*, doi:10.1029/2008GM000728, this volume.
- Sampaio, G. (2008), Climatic consequences of gradual conversion of Amazonian Tropical Forests into degraded pasture or soybean cropland: A GCM simulation study, PhD thesis in Meteorology, INPE- 15263 –TDI/1346), 417 pp., Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, (Available: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2008/02.28.17.17>).
- Sampaio, G., C. Nobre, M. H. Costa, P. Satyamurty, B. S. Soares-Filho, and M. Cardoso (2007), Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L17709, doi:10.1029/2007GL030612.
- Schroeder, W., A. Alencar, E. Arima, and A. Setzer (2009), The spatial distribution and interannual variability of fire in Amazonia, *Geophys. Monogr., Ser.*, doi: 10.1029/2008GM000724, this volume.
- Shukla, J., C. Nobre, and P. Sellers (1990), Amazonia deforestation and climate change, *Science*, 247, 1322-1325.
- Sitch, S., et al. (2008), Evaluation of the terrestrial carbon cycle, future plant geography and climate-carbon cycle feedbacks using five Dynamic Global Vegetation Models (DGVMs), *Global Change Biol.*, 14, 2015-2039.
- Soares, W. R., and J. A. Marengo (2008), Assessments of moisture fluxes east of the Andes in South America in a global warming scenario, *Int. J. Climatol.*, 29, 1395-1414, doi:10.1002/joc.1800.
- Sud, Y. C., R. Yang, and G. K. Walker (1996a), Impact of in situ deforestation in Amazonia on the regional climate: General circulation model simulation study, *J. Geophys. Res.*, 101(D3), 7095-7109.
- Sud, Y., G. Walker, J.-H. Kim, G. Liston, P. Sellers, and W. Lau (1996b), Biogeophysical consequences of a tropical deforestation scenario: A GCM simulation study, *J. Geophysical Res.* 101 (D3), 7095-7109.
- Tebaldi, C., K. Haohow, J. Arblaster, and G. Meehl (2007) Going to extremes: An intercomparison of model-simulated historical and future changes in extreme events, *Clim. Change*, 79, 185-211, doi:10.1007/s10584-006-9051-4.
- Trenberth, K. E., et al. (2007), Observations: Surface and atmospheric climate change, in *Climate Change 2007: The physical Science Basis: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by S. Solomon et al., pp. 235-336, Cambridge, Univ. Press, Cambridge, U. K.
- Tundisi, J. G., T. M. Tundisi, and O. Rocha (2002), Ecosystems de Aguas interiores, in. *Águas Doces do Brasil: Capital Ecológico, Uso e Conservação*, 2nd ed., edited by A. Rebouças, B. Braga, and J. G. Tundisi, pp. 153-192.
- Vera, C., et al. (2006), Towards a unified view of the American monsoon systems, *J. Clim.*, 19, 4977-5000.
- Victoria, R., L. Martinelli, J. Moraes, M. V. Ballester, A. Krueche, G. Pellegrino, R. Almeida, and J. Richey (1998), Surface air temperature variations in the Amazon region and its border during this century, *J. Clim.*, 11, 1105-1110.

- Voltaire, A. (2006), Quantifying the impact of future land-use changes against increases in GHG concentrations, *Geophys. Res. Lett.*, L04701, doi:10.1029/2005GL024354.
- Voltaire, A., and J. F. Royer (2004), Tropical deforestation and climate variability, *Clim. Dyn.*, 22, 857-874.
- Walker, G., Y. Sud, and R. Atlas (1995), Impact of the ongoing Amazonian deforestation on local precipitation: A GCM simulation study, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 76, 346-361.
- Wilby, R. L., and T. M. L. Wigley (1997), Downscaling general circulation model output: A review of methods and limitations, *Prog. Phys. Geogr.*, 21, 530-548.
- Yu, H. B., R. Fu, R. E. Dickinson, Y. Zhang, M. Chen, and H. Wang (2007) Dynamical and thermodynamic controls on smoke-cloud interactions over the Amazon, *Remote Sens. Environ.*, 111, 435-449.
- Zeng, N., J. Yoon, J. A. Marengo, A. Subramaniam, C. A. Nobre, and A. Mariotti (2008), Causes and impacts of the 2005 Amazon drought, *Environ. Res. Lett.*, 3, 1-9.
- Zhang, H., A. Henderson-Sellers, and K. McGuffie (2001), The compounding effects of tropical deforestation and greenhouse warming on climate, *Clim. Change*, 49, 309-338.
- Zhang, Y., J. M. Wallace, and D. S. Battisti (1997) ENSO-like interdecadal variability: 1900-93, *Journal of Climate*, 10, 1004-1020.
- Zhang, Y., Y. Xu, W. Dong, L. Cao, and M. Sparrow (2006), A future climate scenario of regional changes in extreme climate events over China using the PRECIS climate model, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L24702, doi: 10.1029/2006GL027229.
- Zhang, Y., R. Fu, H. Yu, R. E. Dickinson, R. N. Juarez, M. Chin, and H. Wang (2008), A regional climate model study of how biomass burning aerosol impacts land-atmosphere interactions over the Amazon, *J. Geophys. Res.*, 113, D14S15, doi:10.1029/2007JD409449.
- J. Marengo, C. A. Nobre, L. Salazar e Sampaio, Centro de Ciências do Sistema Terrestre (CCST/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1230-000 Cachoeira Paulista, SP, Brasil. (jose.marengo@cptec.inpe.br; carlos.nobre@inpe.br; salazar@cptec.inpe.br; gilvan.sampaio@cptec.inpe.br).

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.

R. A. Betts, Met Office Hadley Centre, Fitz Roy Road, Exeter, Devon EX1 3PB, UK. (richard.betts@metoffice.gov.uk).

P. M. Cox, School of Engineering, computer science and Mathematics, University of Exeter, Exeter, Devon EX4 4QF, UK. (P.M.Cox@exeter.ac.uk).

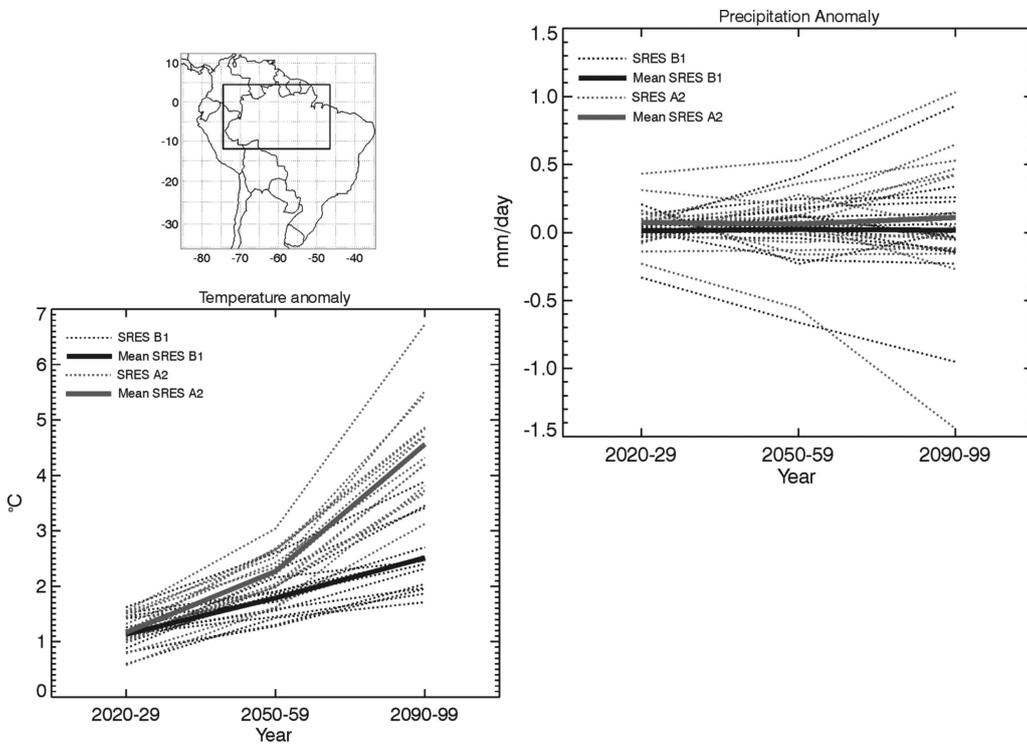


Figure 1

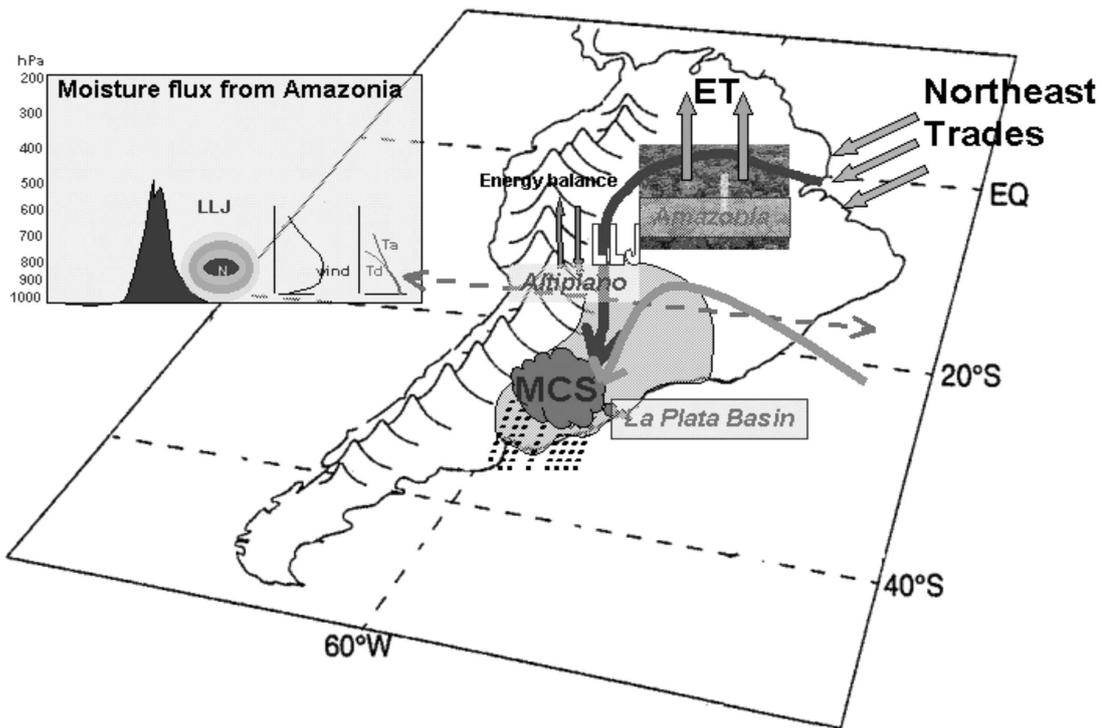
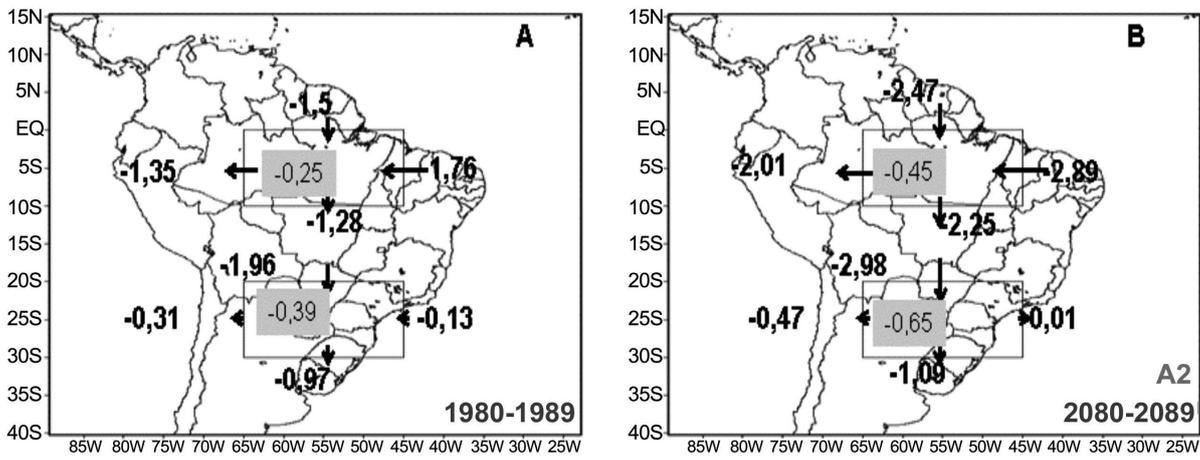


Figure 2



Integrated moisture flux (arrows) and moisture convergence (inside boxes) in 10^8 Kg.s^{-1} for summer mean (DJF) for the present (1980-89) and future (2080-89) in A2

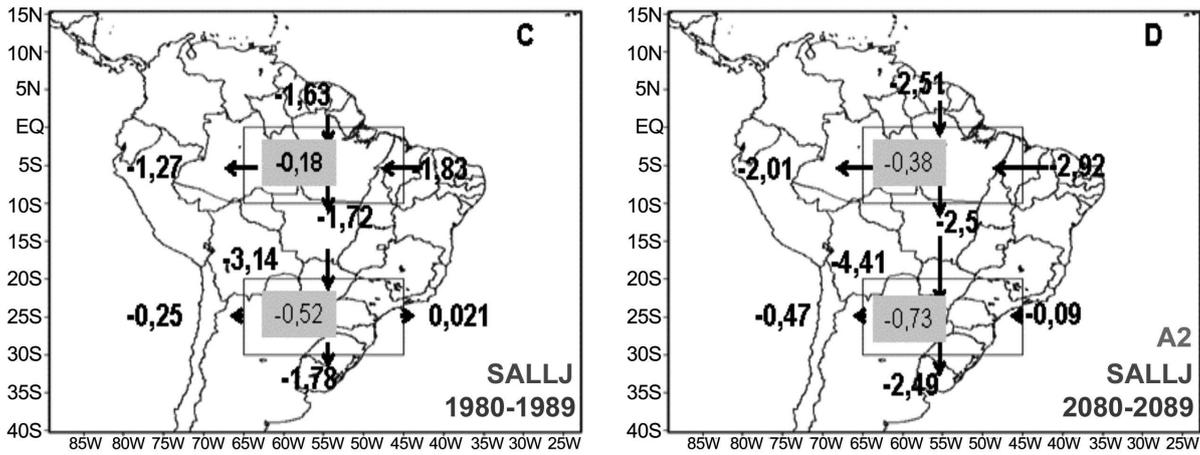


Figure 3

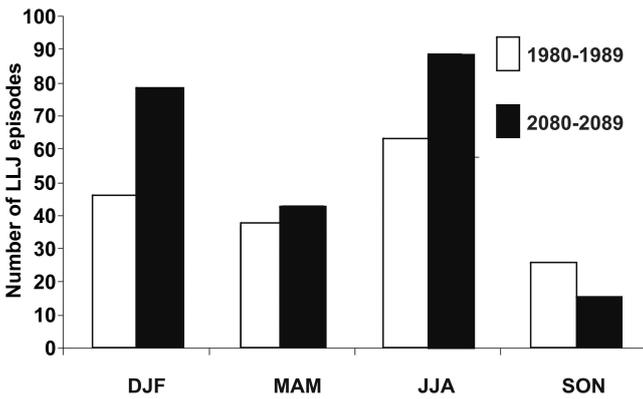


Figure 4

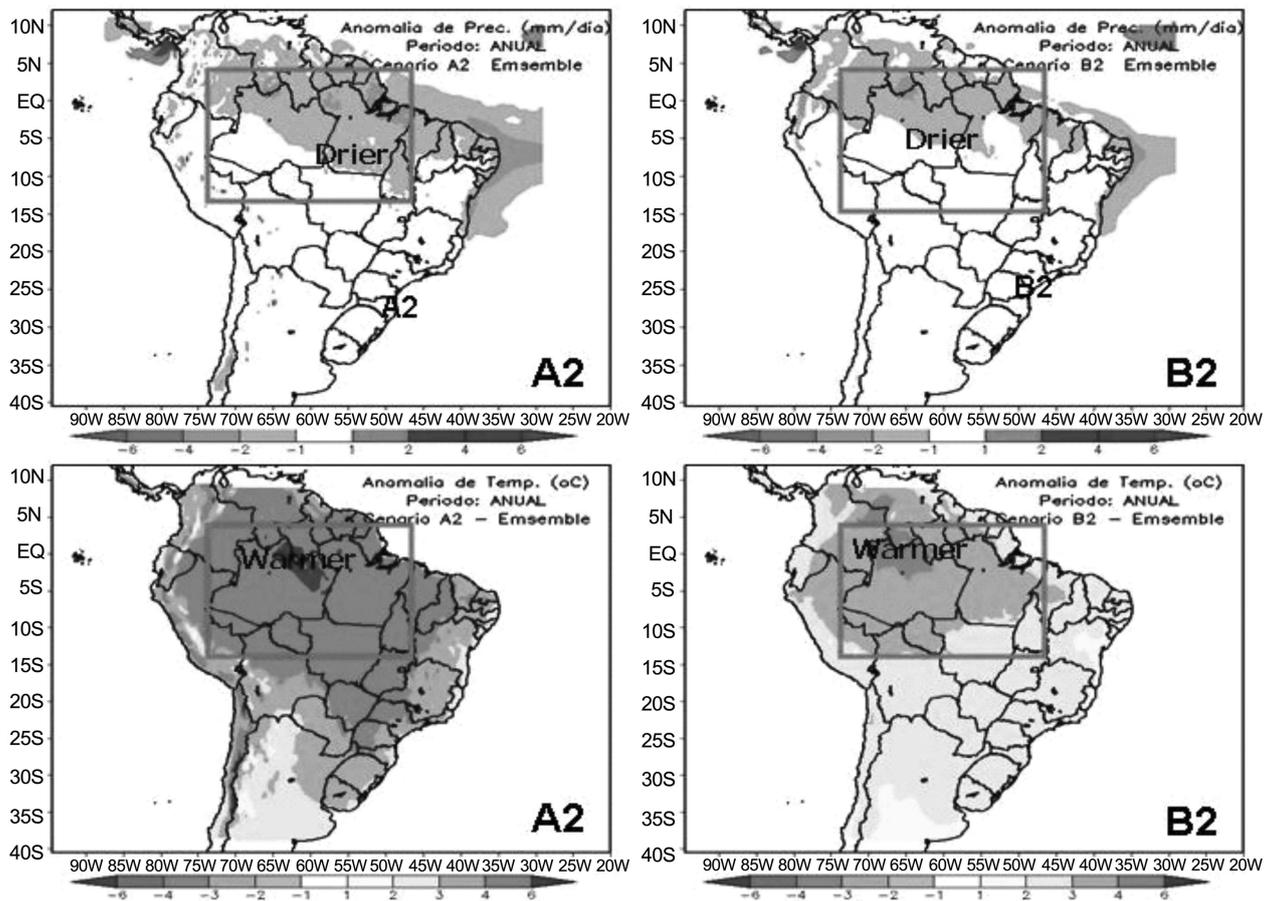


Figure 5

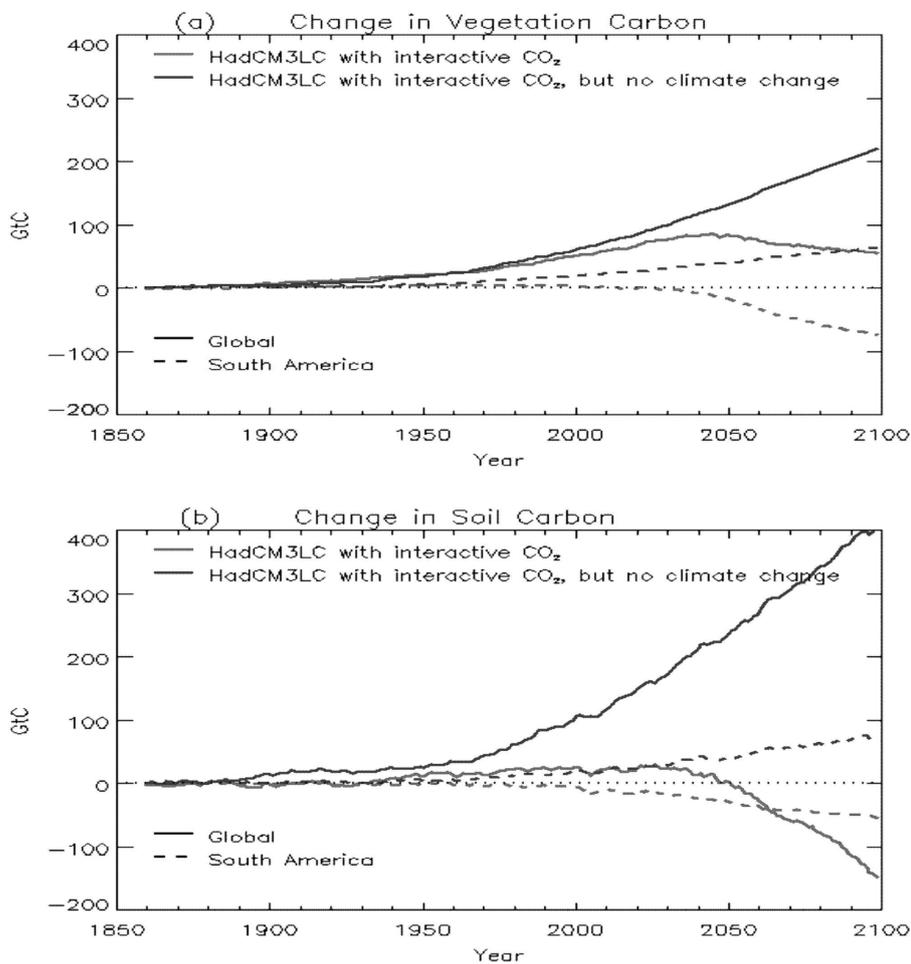


Figure 6

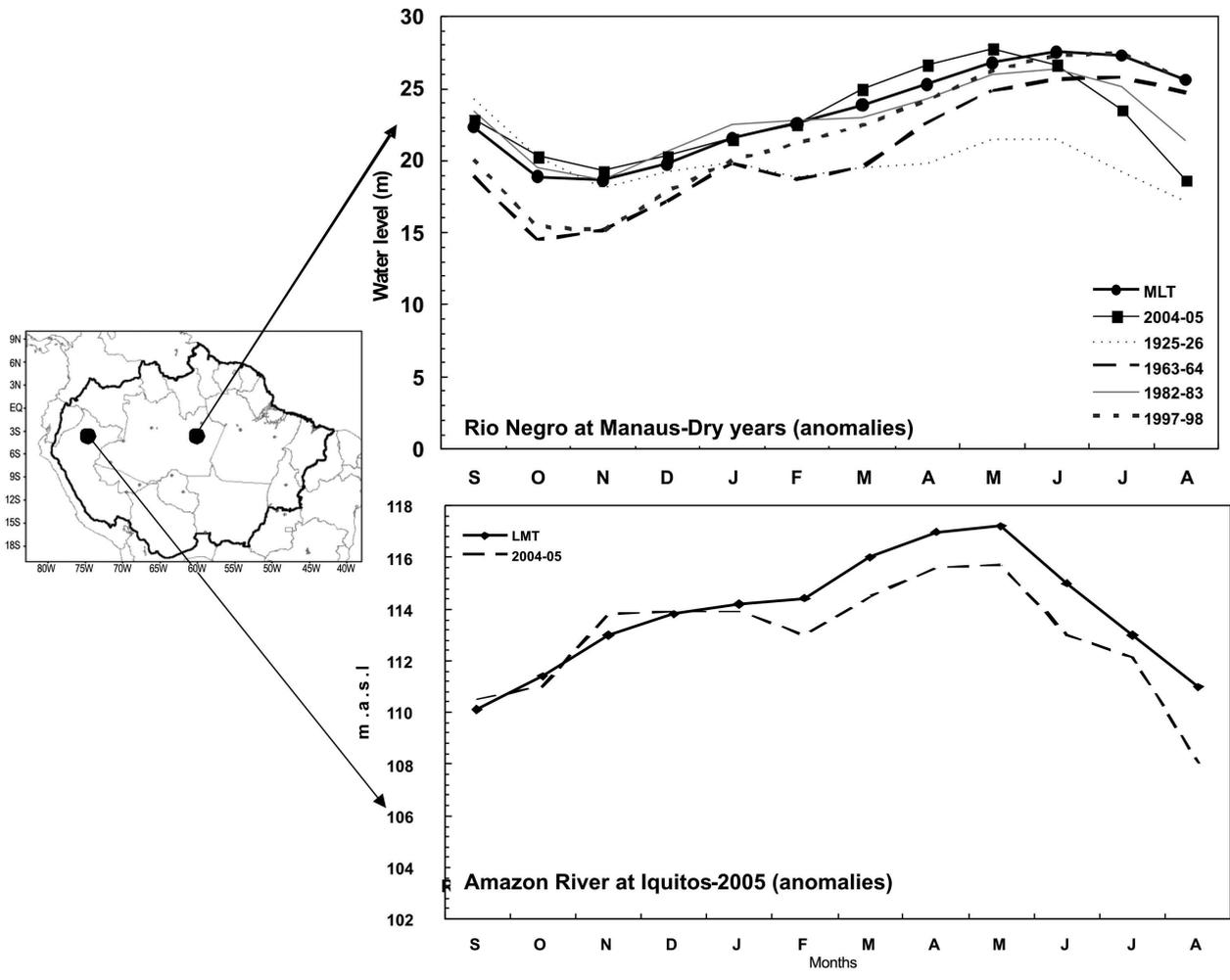


Figure 7