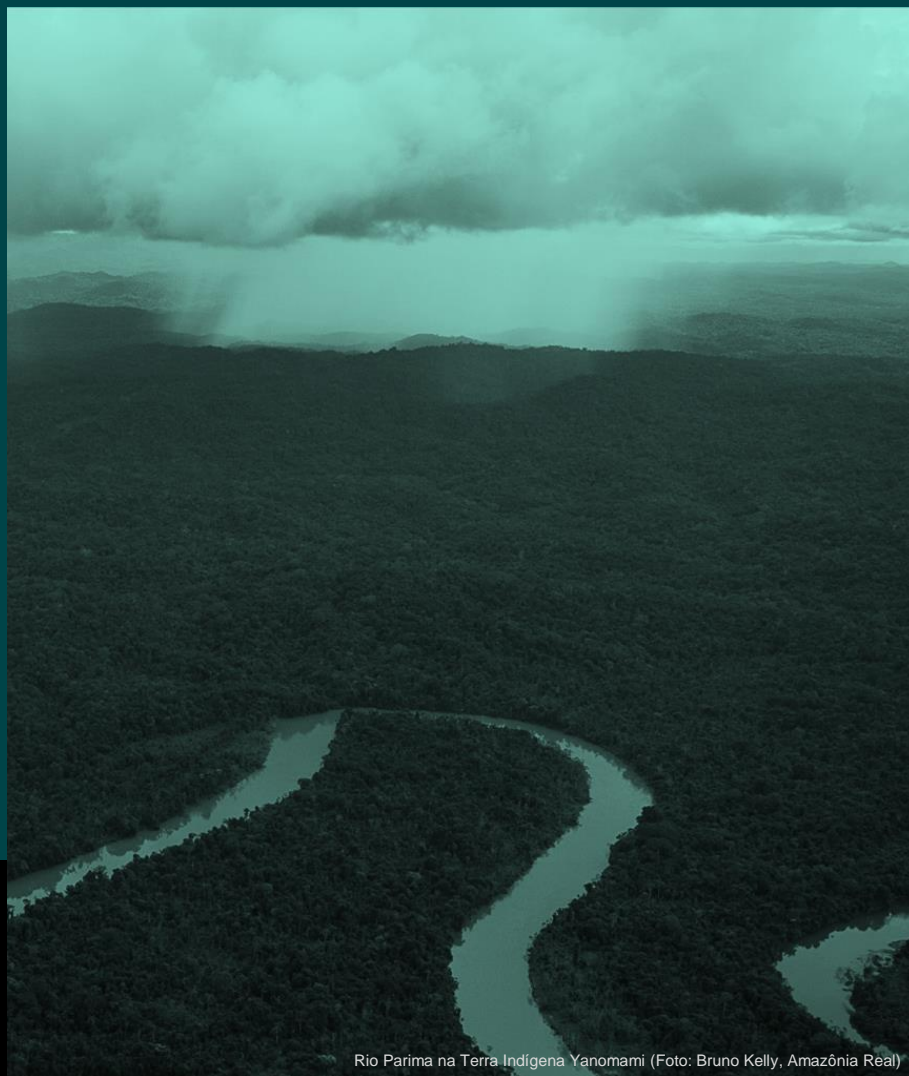


## Capítulo 6

### Ciclos biogeoquímicos na Amazônia



Rio Parima na Terra Indígena Yanomami (Foto: Bruno Kelly, Amazônia Real)



Science Panel for the Amazon



## **Sobre o Painel Científico para a Amazônia (SPA)**

O Painel Científico para a Amazônia é uma iniciativa inédita convocada sob os auspícios da Rede de Soluções para o Desenvolvimento Sustentável das Nações Unidas (SDSN). O SPA é composto por mais de 200 cientistas e pesquisadores proeminentes dos oito países amazônicos, da Guiana Francesa e de parceiros globais. Esses especialistas se reuniram para debater, analisar e reunir o conhecimento acumulado da comunidade científica, dos Povos Indígenas e de outros atores que vivem e trabalham na Amazônia.

O Painel é inspirado no Pacto de Letícia pela Amazônia. Este é um relatório inédito que fornece uma avaliação científica abrangente, objetiva, aberta, transparente, sistemática e rigorosa do estado dos ecossistemas da Amazônia, das tendências atuais e de suas implicações para o bem-estar, a longo prazo, da região, bem como oportunidades e opções políticas relevantes para a conservação e o desenvolvimento sustentável.

Relatório de Avaliação da Amazônia 2021, Copyright @ 2021, Painel Científico para a Amazônia. Traduzido do Inglês para o Português por Jens Munck, Carol Moraes, Brian Rodrigues, Eráclito Sousa Neto, Henrique Braz, Matheus Almeida, Valeria Gauz, Azevedo Ventura, Ane Alencar, Igor Arnaldo de Alencar, Leonardo Mueller Vilela de Carvalho, Lucas Dutra, and Nathália Nascimento. Este relatório é publicado sob uma licença Creative Commons Atribuição – Não-Comercial – Compartilhamento pela mesma Licença 4.0 Internacional (CC BY-NC-SA 4.0). ISBN: 978-1-7348080-6-3

### **Citação sugerida**

Malhi Y, Melack J, Gatti LV, Ometto J, Kesselmeier J, Wolff S, Aragão LEO, Costa M, Saleska S, Pangala SR, Basso LS, Rizzo L, Araújo AC, Restrepo-Coupe N, Junior CHLS. 2021. Capítulo 6: Ciclos biogeoquímicos na Amazônia. Em: Nobre C, Encalada A, Anderson E, Roca Alcazar FH, Bustamante M, Mena C, Peña-Claros M, Poveda G, Rodriguez JP, Saleska S, Trumbore S, Val AL, Villa Nova L, Abramovay R, Alencar A, Rodríguez Alzza C, Armenteras D, Artaxo P, Athayde S, Barretto Filho HT, Barlow J, Berenguer E, Bortolotto F, Costa FA, Costa MH, Cuvi N, Fearnside PM, Ferreira J, Flores BM, Frieri S, Gatti LV, Guayasamin JM, Hecht S, Hirota M, Hoorn C, Josse C, Lapola DM, Larrea C, Larrea-Alcazar DM, Lehm Ardaya Z, Malhi Y, Marengo JA, Melack J, Moraes R M, Moutinho P, Murmis MR, Neves EG, Paez B, Painter L, Ramos A, Rosero-Peña MC, Schmink M, Sist P, ter Steege H, Val P, van der Voort H, Varese M, Zapata-Ríos G (Eds). Relatório de Avaliação da Amazônia 2021. Traduzido do Inglês para o Português por Jens Munck. Rede de Soluções para o Desenvolvimento Sustentável das Nações Unidas, Nova Iorque, EUA. Disponível em <https://www.aamazoniaquequeremos.org/pca-publicacoes/>. DOI: 10.55161/LQFX9511

## ÍNDICE

<b>RESUMO GRÁFICO.....</b>	<b>2</b>
<b>MENSAGENS-CHAVES .....</b>	<b>3</b>
<b>RESUMO .....</b>	<b>3</b>
<b>6.1 INTRODUÇÃO.....</b>	<b>4</b>
<b>6.2 CICLO DO CARBONO NA AMAZÔNIA.....</b>	<b>4</b>
6.2.1 O CICLO DO CARBONO AMAZÔNICO AO LONGO DO CENOZÓICO E PLEISTOCENO.....	4
6.2.2 PROCESSOS DO CICLO DO CARBONO EM FLORESTAS AMAZÔNICAS TERRESTRES .....	5
6.2.3 PERTURBAÇÕES COMO MODIFICADORES DO CICLO DO CARBONO AMAZÔNICO .....	11
6.2.4 PROCESSOS DO CICLO DO CARBONO EM ECOSISTEMAS AQUÁTICOS AMAZÔNICOS .....	14
<b>6.3 CICLAGEM DE NUTRIENTES NA BACIA AMAZÔNICA.....</b>	<b>16</b>
6.3.1 NITROGÊNIO .....	17
6.3.2 FÓSFORO.....	19
<b>6.4 OUTROS GRANDES GASES DE EFEITO ESTUFA.....</b>	<b>20</b>
6.4.1 METANO .....	20
6.4.2 ÓXIDO NITROSO (N <sub>2</sub> O) .....	23
<b>6.5 AEROSSÓIS E GASES VESTIGIAIS.....</b>	<b>25</b>
6.5.1 COMPOSTOS ORGÂNICOS VOLÁTEIS NÃO METÂNICOS BIOGÊNICOS (NMVOCs).....	26
6.5.2 FÍSICA E QUÍMICA DE AEROSSÓIS E NÚCLEOS DE CONDENSAÇÃO DE NUVENS (CCN).....	26
6.5.3 OZÔNIO E FOTOQUÍMICA .....	28
<b>6.6 CONCLUSÕES.....</b>	<b>30</b>
<b>6.7 RECOMENDAÇÕES.....</b>	<b>30</b>
<b>6.8 REFERÊNCIAS.....</b>	<b>30</b>

Resumo gráfico

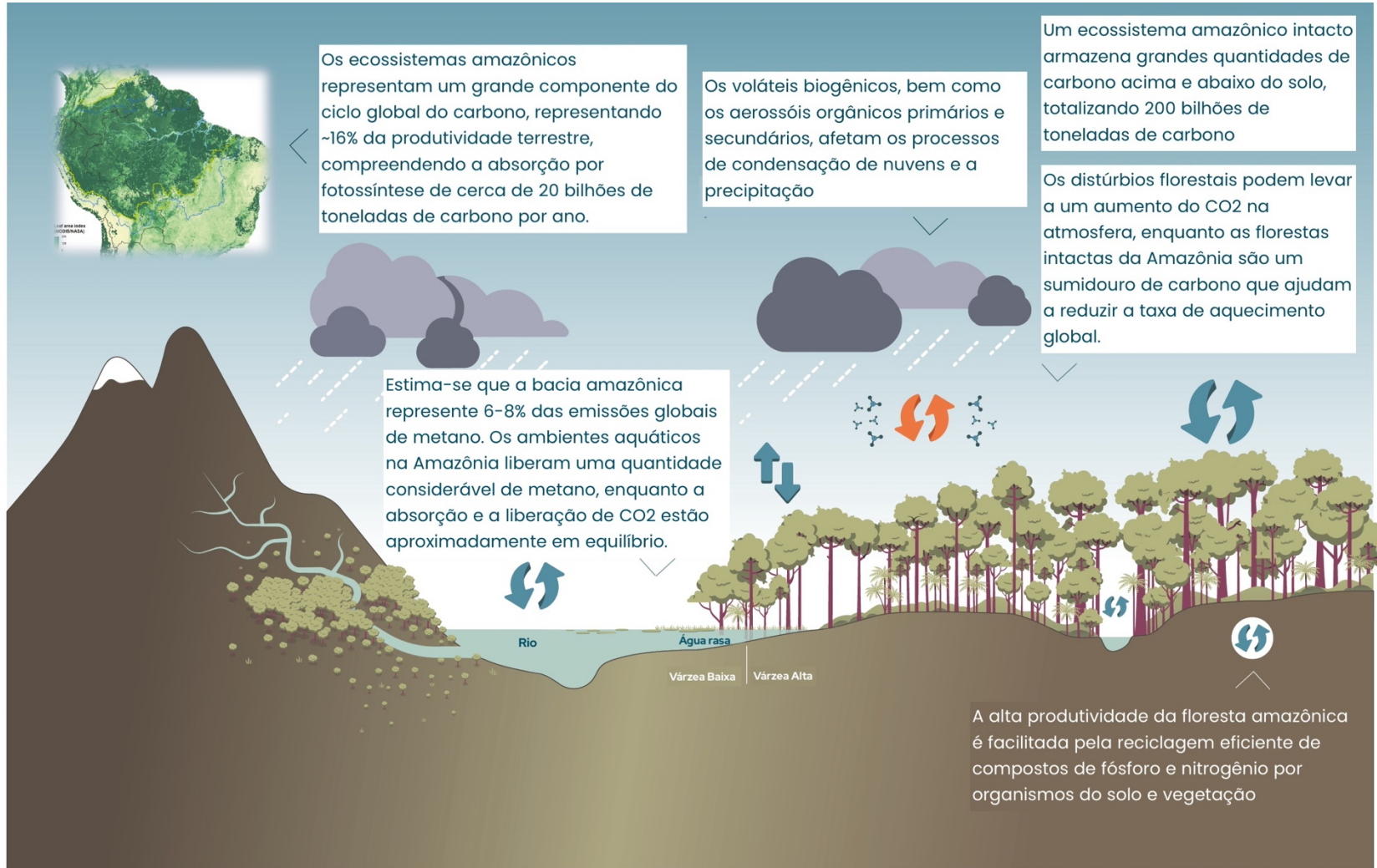


Figura 6.A Resumo Gráfico.

## Ciclos Biogeoquímicos da Amazônia

Yadvinder Malhi<sup>sa</sup>, John Melack<sup>sb</sup>, Luciana V. Gatti<sup>cd</sup>, Jean Ometto<sup>b</sup>, Jürgen Kesselmeier<sup>e</sup>, Stefan Wolff<sup>e</sup>, Luiz E.O. Aragão<sup>bf</sup>, Marcos Costa<sup>g</sup>, Scott Saleska<sup>h</sup>, Sunitha R. Pangala<sup>i</sup>, Luana S. Basso<sup>b</sup>, Luciana Rizzo<sup>j</sup>, Alessandro C. de Araújo<sup>j</sup>, Natalia Restrepo-Coupe<sup>k</sup>, Celso H.L. Silva Junior<sup>e,l</sup>

### Mensagens-Chaves

- A floresta amazônica é um importante depósito e sumidouro contínuo de carbono que contribui modestamente para a redução dos níveis de dióxido de carbono na atmosfera. Esse sumidouro de carbono vem enfraquecendo nas últimas décadas.
- As estimativas disponíveis de entradas de carbono de plantas que crescem em habitats inundados sazonalmente são de ordem semelhante às estimativas de CO<sub>2</sub> desgaseificado desses habitats. Assim, os ambientes aquáticos parecem estar aproximadamente em equilíbrio, embora os insumos dos planaltos adicionem algum carbono inorgânico e orgânico.
- Estima-se que as emissões de metano da Bacia Amazônica representem 6-8% das emissões globais de metano, embora permaneçam grandes incertezas tanto como fonte quanto sumidouro.
- A região amazônica contribui com uma grande fração das emissões globais de N<sub>2</sub>O dos ecossistemas naturais; a fixação biológica de N é uma importante fonte de nitrogênio disponível para a biosfera regional.
- A liberação de voláteis biogênicos da floresta desempenha um papel importante na condensação de nuvens, afetando as chuvas.

### Resumo

A bacia amazônica abriga a maior extensão de floresta tropical da Terra e o maior sistema fluvial do mundo. Essas duas características o tornam um dos principais contribuintes para os ciclos biogeoquímicos regionais e globais, como o ciclo do carbono e os principais ciclos de nutrientes. Este capítulo resume nossa compreensão dos ciclos de três elementos biogeoquímicos-chave na Amazônia (carbono, nitrogênio e fósforo), abrangendo os ecossistemas terrestres e aquáticos. Historicamente, o bioma amazônico intacto tem sido um grande sumidouro de carbono, embora esse sumidouro pareça estar enfraquecendo-se com o tempo. O capítulo também examina as emissões líquidas de dois outros gases vestigiais importantes com contribuições substanciais para o aquecimento radiativo (metano e óxido de dinitrogênio) e as emissões de gases vestigiais e aerossóis e seu impacto na poluição atmosférica, propriedades das nuvens e ciclagem da água.

*Palavras-chave: carbono, dióxido de carbono, metano, nitrogênio, fósforo, aerossóis, nuvens, aquático, terrestre*

<sup>a</sup> Environmental Change Institute, School of Geography and the Environment, University of Oxford, South Parks Road, Oxford OX1 3QY, UK, yadvinder.malhi@ouce.ox.ac.uk

<sup>b</sup> Bren School of Environmental Science and Management, University of California, Bren Hall 2400, Santa Barbara CA 93117, USA

<sup>c</sup> Nuclear and Energy Research Institute, IPEN-CNEN/SP, Av. Prof. Lineu Prestes, 2242, Butantã, São Paulo SP 05508-000, Brazil

<sup>d</sup> Earth System Science Center (CCST), National Institute for Space Research (INPE), Av. dos Astronautas, 1.758, Jardim da Granja, São José dos Campos SP 12227-010, Brazil

<sup>e</sup> Multiphase Chemistry Department, Max Planck Institute for Chemistry, Hahn-Meitner-Weg 1, 55128 Mainz, Germany

<sup>f</sup> College of Life and Environmental Sciences, University of Exeter, Stocker Road, Exeter EX4 4PY, UK

<sup>g</sup> Department of Agricultural Engineering, Federal University of Viçosa, Av. Peter Henry Rolfs, Viçosa MG 36570-900, Brazil

<sup>h</sup> Department of Ecology and Evolutionary Biology, University of Arizona, Tucson AZ 85721, USA

<sup>i</sup> Lancaster Environment Centre, Lancaster University, Library Avenue, Bailrigg, Lancaster LA1 4YQ, UK

<sup>j</sup> Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA), Travessa Dr Eneas Pinheiro, Belém PA, Brazil

<sup>k</sup> School of Life Sciences, University of Technology Sydney, 15 Broadway, Ultimo NSW 2007, Australia

<sup>l</sup> Universidade Estadual do Maranhão (UEMA), Cidade Universitária Paulo VI, Avenida Lourenço Vieira da Silva, 1000, Jardim São Cristóvão, 65055-310 São Luís, MA, Brazil

## 6.1 Introdução

A bacia amazônica representa cerca de 16% de todo o metabolismo da biosfera terrestre e é a maior bacia de drenagem do mundo, contribuindo com cerca de um quinto da descarga global de água doce. Essas características o tornam um dos principais contribuintes para os ciclos biogeoquímicos regionais e globais, incluindo os ciclos de carbono, nitrogênio, fósforo e outros nutrientes. Este capítulo destaca e resume alguns dos principais aspectos da biogeoquímica da região amazônica. O foco é entender processos biogeoquímicos basais ou naturais em regiões relativamente intactas da Amazônia. As paisagens desmatadas e outras paisagens modificadas pelo homem são discutidas na Parte II deste relatório. No entanto, onde elaboramos orçamentos para toda a região (de carbono ou metano), incluímos as emissões antrópicas para ter um quadro completo. Este capítulo começa considerando primeiro o ciclo de carbono da Amazônia, sua variabilidade sazonal e o papel da floresta amazônica intacta como um sumidouro de carbono. As seções subsequentes descrevem a ciclagem de nutrientes-chave na Amazônia (nitrogênio e fósforo). Em seguida, consideramos a contribuição da região para os orçamentos globais de outros grandes gases de efeito estufa, metano e  $N_2O$ . Finalmente, nos voltamos para as emissões de outros gases traços biogênicos e aerossóis, e seu papel em afetar a física e a dinâmica das nuvens e a química do ozônio.

Ao considerar a literatura sobre os ciclos biogeoquímicos da região amazônica como um todo, é importante definir o que se entende por Amazônia. Diferentes estudos usam definições diferentes. Por exemplo, os estudos do ciclo do carbono florestal tendem a se concentrar em todo o bioma florestal de planície, incluindo áreas fora da bacia hidrográfica da Amazônia (por exemplo, as Guianas), mas excluem biomas florestais em terras altas, como o planalto e as regiões montanhosas andinas. Em contrapartida, os estudos hidrológicos tendem a se concentrar em toda a bacia hidrográfica. Aqui, adotamos as definições de Eva *et al.* (2005). As cinco regiões da Amazônia *sensu lato* (toda a bacia Amazônica-Tocantins mais as regiões de floresta de várzea adjacentes) são as florestas de várzea da Bacia Amazônica (5.569.174km<sup>2</sup>), as florestas inundadas da

Guiana (970.161km<sup>2</sup>), as florestas inundadas do Gurupi (161.463km<sup>2</sup>), a bacia hidrográfica amazônica do bioma não florestal no planalto (864.951km<sup>2</sup>) e os Andes montanhosos na bacia hidrográfica amazônica (555.564km<sup>2</sup>). A definição mais estreita (bioma de floresta inundada dentro da Bacia Amazônica) também é chamada de Amazônia *sensu stricto*. Consulte o Anexo sobre limites e significados geográficos para uma exploração mais aprofundada desta questão.

Primeiro, nos concentramos na dinâmica do carbono da biomassa florestal; a Amazônia detém uma grande quantidade de carbono na biomassa acima do solo; portanto, a floresta e seu destino estão ligados ao ciclo global do carbono. No entanto, a disponibilidade de água e nutrientes pode limitar a produtividade e afetar a ciclagem de carbono; discutimos os ciclos de água, nitrogênio e fósforo. Em seguida, concentramos a atenção em dois outros importantes gases de efeito estufa com fontes significativas na Amazônia: metano e óxido nitroso. Finalmente, as florestas estão ligadas ao clima não apenas por sua capacidade de evaporar a água, mas pela produção de gases e aerossóis que, por sua vez, influenciam a radiação, as propriedades das nuvens e a precipitação. Nosso foco está em ecossistemas em grande parte intactos na Amazônia, principalmente as florestas e águas doces, mas sob as condições climáticas e atmosféricas recentes e atuais. Portanto, esses ecossistemas intactos não são equivalentes aos ecossistemas amazônicos pré-industriais. Ecossistemas amazônicos degradados e extensivamente modificados são discutidos na Parte II deste relatório.

## 6.2 Ciclo do Carbono na Amazônia

### 6.2.1 O ciclo do carbono amazônico ao longo do Cenozóico e Pleistoceno

O bioma de folhas largas da floresta tropical da América do Sul provavelmente começou a assumir sua estrutura moderna, de dossel fechado, dominada por angiospermas, seguindo o impacto do asteroide Chicxulub há 66 milhões de anos e a extinção associada de dinossauros da megafauna (Carvalho *et al.* 2021) (ver Capítulo 1). Nos climas quentes e úmidos do Paleógeno (66-23 Ma), florestas “tropi-

cais” (ou megatérmicas, ou seja, não afetadas pela geada) cobriam grande parte da América do Sul, conectando os biomas proto-amazônicos e da Mata Atlântica e se estendendo muito mais ao sul até a Patagônia (Maslin *et al.* 2005). O clima adequado e as altas concentrações atmosféricas de CO<sub>2</sub> desta "mega-amazônia" inicial poderiam ter resultado em produtividade substancialmente maior e biomassa geral do que o bioma neotropical moderno. Nos últimos 50 milhões de anos, as concentrações de CO<sub>2</sub> diminuíram amplamente e houve um resfriamento e secagem associados ao clima global e regional. As florestas tropicais recuaram, a Mata Atlântica se separou do bioma amazônico (Maslin *et al.* 2005), e as gramíneas se espalharam da África no Mioceno Tardio (~10 Ma), resultando na criação de novos biomas de savana dominados pelo fogo, como o cerrado, e no recuo da floresta (Osborne *et al.* 2007). É provável que os estoques de carbono e a produtividade do ecossistema tenham diminuído junto com essas mudanças atmosféricas.

Durante o Pleistoceno (2,6 Ma - 11,7 Ka), o estabelecimento de grandes calotas polares setentrionais amplificou muito a instabilidade climática. Essas calotas polares permitiram feedbacks de gelo-albedo. O ligeiro resfriamento (aquecimento) levou a uma maior expansão (recuo) das camadas de gelo, levando ao aumento (diminuição) da reflexão da radiação solar e, por extensão, à amplificação de pequenas mudanças na rotação e órbita da Terra em mudanças dramáticas no clima. Os últimos 1 milhão de anos foram dominados por ciclos de aproximadamente 100 mil anos, 90% deles com uma grande parte de clima frio com baixo CO<sub>2</sub> atmosférico (~180 ppm) e alta variabilidade climática, quebrado por períodos curtos (~10 mil anos) de condições mais quentes e úmidas, maior CO<sub>2</sub> (~280 ppm) e menos variabilidade climática (o Holoceno sendo um excelente exemplo). As baixas concentrações de CO<sub>2</sub> dos períodos glaciais (180 ppm) podem estar próximas do limiar de viabilidade da fotossíntese e teriam reduzido a produtividade do ecossistema.

Há muitas especulações sobre como as florestas amazônicas variaram durante esses ciclos glaciais-interglaciais. Haffer (1969) sugeriu que, durante os máximos glaciais, o bioma florestal recuou para refúgios separados pelo cerrado, e esse processo foi um impulsionador da especiação amazônica. Esse

cenário não resistiu ao teste do tempo; o amplo consenso parece ser que, durante os períodos glaciais, houve apenas um recuo modesto na extensão da floresta nos limites. Dados paleoecológicos e espeleotérmicos sugerem que o clima foi sem dúvida mais seco, mas as temperaturas mais baixas reduziram as taxas de evapotranspiração e permitiram que a floresta persistisse (Mayle *et al.* 2004, Bush *et al.* 2017; Wang *et al.* 2017). No entanto, áreas substanciais de floresta podem ter sido florestas secas entrelaçadas entre florestas úmidas. A variabilidade do clima pode ter possibilitado a abertura de um corredor ocasional de savana na Amazônia oriental. No geral, é provável que os estoques de carbono da Amazônia tenham sido apenas ligeiramente reduzidos em relação aos valores atuais, mas a produtividade teria sido substancialmente reduzida e a taxa de ciclagem de carbono mais lenta (Mayle *et al.* 2004).

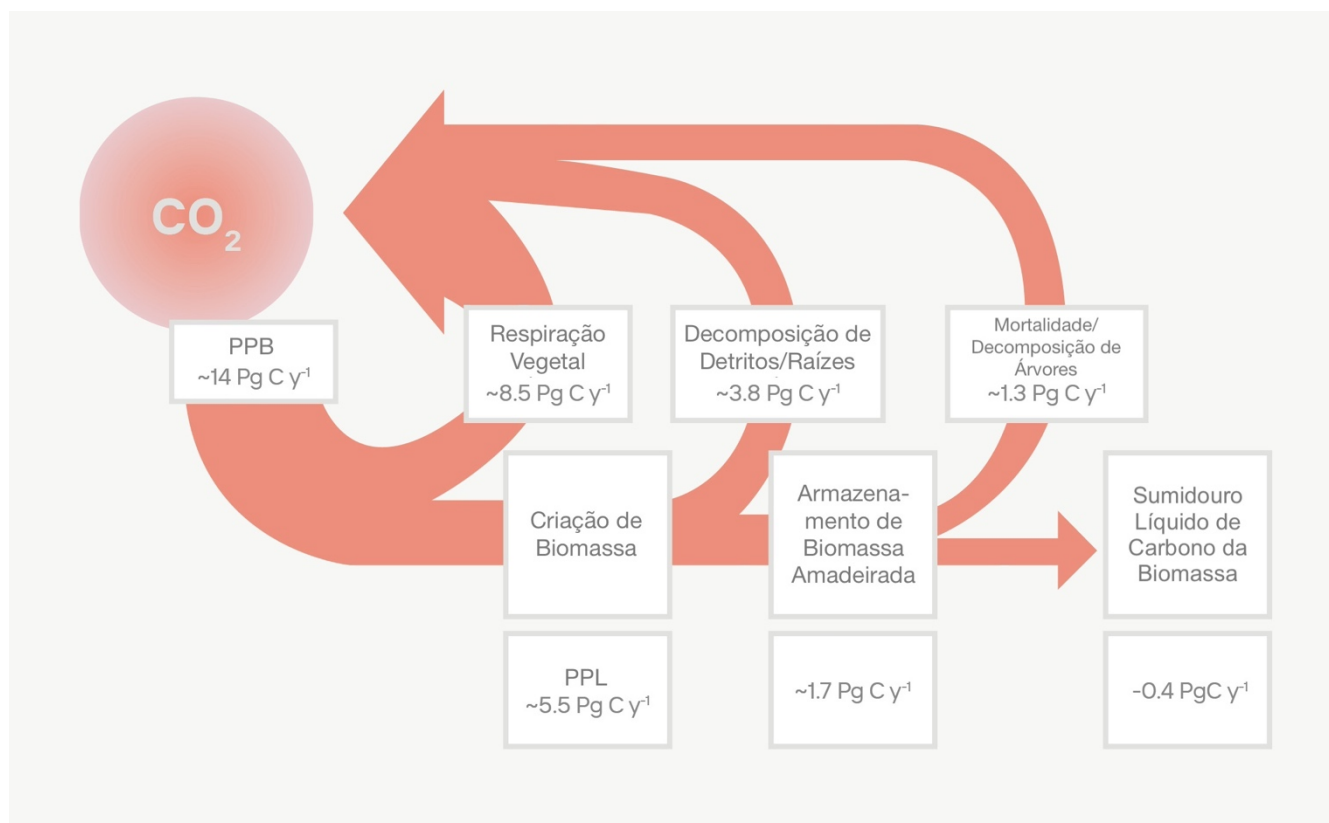
No último período interglacial, o Holoceno (11,7 Ka – presente), a produtividade da floresta tropical e os estoques de carbono aumentaram inicialmente com condições de CO<sub>2</sub> mais quentes, mais úmidas e mais altas. No entanto, durante o início a meados do Holoceno (ca. 8.500-3.600 anos AP), a redução da precipitação e o aumento da frequência de incêndios afetaram grande parte do sul da região, resultando no recuo da floresta e na expansão da savana e da floresta seca (Mayle *et al.* 2004). No fim do Holoceno, o cinturão de chuva se expandiu ainda mais ao sul, e a floresta gradualmente se expandiu ao sul, resultando em um aumento geral da biomassa florestal da Amazônia para valores de pico nos últimos mil anos (Mayle *et al.* 2004).

### 6.2.2 Processos do ciclo do carbono em florestas amazônicas terrestres

#### 6.2.2.1 Ciclo do Carbono da Floresta Amazônica

O bioma da floresta amazônica armazena em torno de 90 Pg C em biomassa de vegetação acima e abaixo do solo (Saatchi *et al.* 2007). Os estoques de carbono do solo são de magnitude semelhante ao carbono da biomassa da vegetação (Malhi *et al.* 2009, de Oliveira Marques *et al.* 2017) e, portanto, os estoques totais de carbono do bioma floresta amazônica são de ~150-200 Pg C. Parte do carbono do





**Figura 6.1** Alguns dos principais conceitos do ciclo do carbono terrestre (os números indicados são para todo o bioma da floresta amazônica). As plantas absorvem dióxido de carbono através da fotossíntese: esta é a Produtividade Primária Bruta (PPB). Grande parte do carbono é usado para o metabolismo e respiração das plantas, com o restante sendo usado para produzir biomassa, incluindo madeira, folhas e raízes finas. O tecido de vida curta é rapidamente derramado e decomposto, liberando dióxido de carbono de volta à atmosfera como respiração heterotrófica. O carbono no tecido lenhoso e nos solos tende a se acumular ao longo do tempo por meio da sucessão ecológica, mas é liberado principalmente de volta à atmosfera por meio da mortalidade e decomposição das árvores. No geral, os processos de criação de biomassa lenhosa e mortalidade de árvores não permaneceram em equilíbrio nas últimas décadas, levando a um sumidouro líquido de carbono de biomassa, equivalente à Produtividade Líquida do Bioma (NBP) positiva. Os dados são extrapolados para a área do bioma floresta amazônica utilizando valores fornecidos em Malhi *et al.* (2016) e Brienen *et al.* (2015).

solo está em frações não voláteis relativamente resistentes à perda de cobertura florestal, mas uma grande parte está em formas voláteis próximas à superfície, vulneráveis à perda (de Oliveira Marques *et al.* 2017).

O balanço líquido de carbono dos sistemas terrestres amazônicos é o resultado de grandes fluxos de captação e liberação. Com suas estações de crescimento anuais, florestas tropicais como as da Amazônia estão entre os ecossistemas naturais mais produtivos da Terra. Uma série de estudos em toda a bacia descreve os processos do ciclo do carbono das florestas amazônicas. A Figura 6.2 ilustra o ciclo

do carbono de uma floresta amazônica central típica perto de Manaus, Brasil (Malhi *et al.* 2009).

A entrada de carbono na floresta através da fotossíntese é denominada produtividade primária bruta (PPB); normalmente, cerca de um terço da PPB é usado para a produção de biomassa de madeira, raízes finas, folhas e tecidos reprodutivos (produtividade primária líquida) ou tecidos radiculares finos são de curta duração e compõem uma pequena proporção dos estoques totais de biomassa. Toda a biomassa acaba como material morto, seja por serapilheira, herbivoria ou mortalidade. Este material é decomposto e metabolizado, principalmente por fungos, mas também por bactérias e a macrofauna



do solo, como cupins, liberando dióxido de carbono para a atmosfera como respiração heterotrófica. Existem outras, fluxos menores de e para o ecossistema; compostos orgânicos voláteis, tais como isoprenoides (isopreno, monoterpenos, sequiterpenos) e metano representam mais de 0,5% da PPB (Kesselmeier *et al.* 2002), e a saída de carbono orgânico dissolvido na água do córrego é inferior a 1% da PPB, embora essa fração varie de acordo com o solo e a vegetação e não seja bem amostrada. Pode-se esperar que o balanço líquido de carbono de uma floresta amazônica madura em *terra firme* seja zero a partir dos primeiros princípios ecológicos, pois a absorção de carbono através da fotossíntese é compensada por liberações de carbono através da respiração heterotrófica e autotrófica. No entanto, os inventários de longo prazo sugerem uma taxa líquida de aumento da biomassa da vegetação de 0,6 Mg C ha<sup>-1</sup> ano<sup>-1</sup> (onde Mg é 10<sup>6</sup> gramas) (ver abaixo), equivalente a cerca de 2% da fotossíntese (Brienen *et al.* 2015).

### 6.2.2.2 Variação de PPB e PPL em toda a Amazônia e sua relação com o clima, geologia e hidrologia

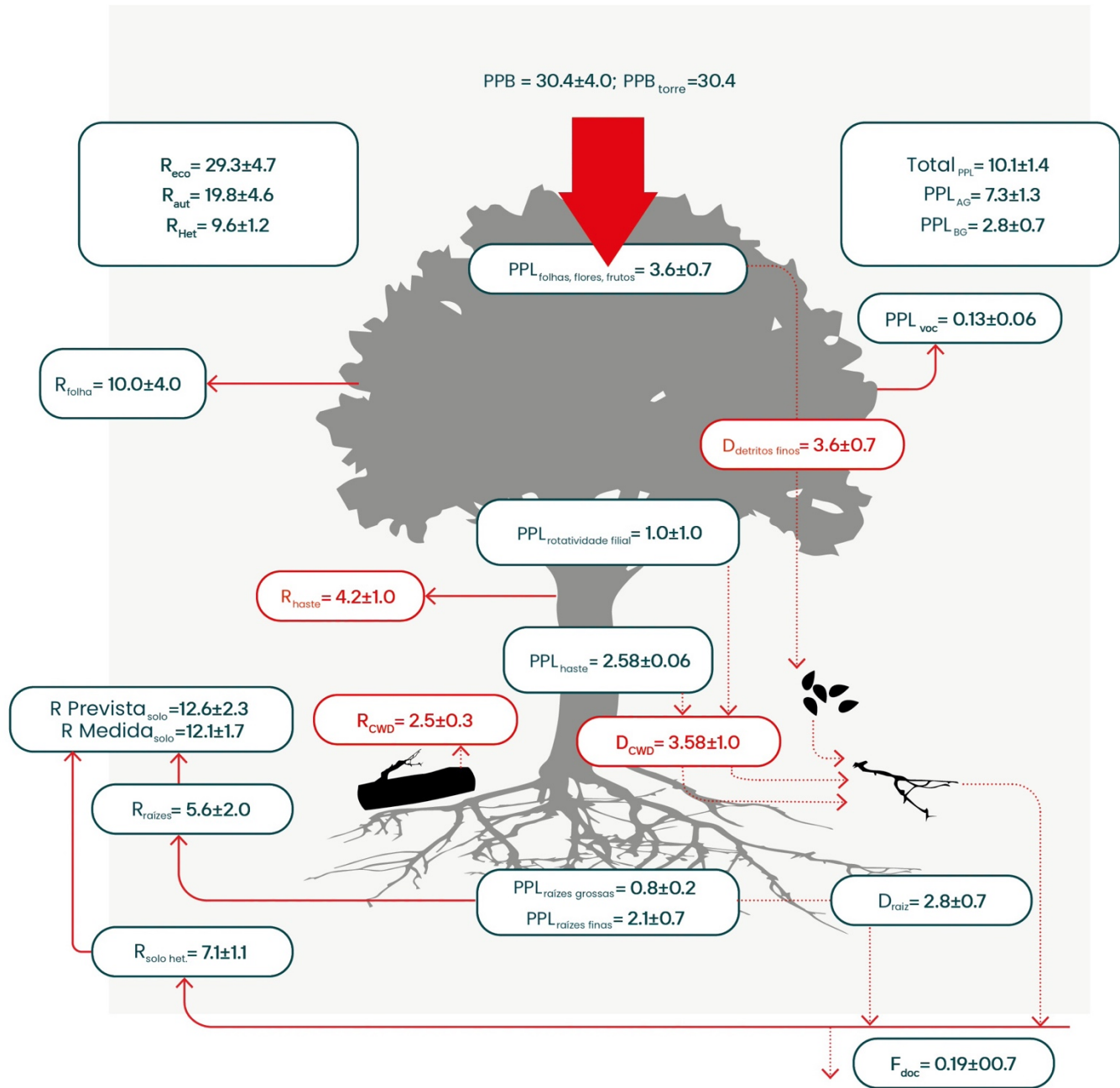
O PPB total da Amazônia é de cerca de 20 Pg C y<sup>-1</sup>, representando cerca de 16% do PPB terrestre global (Beer *et al.* 2010). Existem relativamente poucas medições diretas de PPL e PPB em toda a Amazônia. Em termos gerais, a magnitude da PPL é determinada mais pela sazonalidade na precipitação do que pelo status de nutrientes do solo, com os maiores valores encontrados nas florestas úmidas do noroeste da Amazônia e valores mais baixos em regiões com uma longa estação de seca, onde as taxas de fotossíntese na estação seca são reduzidas pelo fechamento estomático ou pelo aumento da deciduidade (Malhi *et al.* 2015). As maiores produtividades relacionadas para a Amazônia estão nas florestas sazonais e relativamente férteis perto de Iquitos, no Peru (Malhi *et al.* 2015). Solos arenosos, como os encontrados na Bacia do Alto Rio Negro, suportam uma produtividade menor. No entanto, as taxas de produção de PPL e biomassa lenhosa não seguem o mesmo padrão regional, e taxas mais altas de crescimento lenhoso tendem a ser encontradas no oeste da Amazônia. Isso pode ser porque os solos da Amazônia ocidental tendem a ter maior teor de nutrientes (Malhi *et al.* 2004), refletindo que sua idade, história geológica e estrutura do solo são mais jovens

(Quesada *et al.* 2012). Há um forte gradiente na rotatividade de árvores em toda a Amazônia, com árvores no oeste e no sul da Amazônia com tendência a crescer mais rápido e morrer mais jovem, e as árvores no leste da Amazônia (e especialmente no escudo da Guiana) sendo de crescimento lento e de longa duração (Quesada *et al.* 2012). Essa mudança na dinâmica afeta os padrões de biomassa, com a maior biomassa (e estoque de carbono vegetativo) nas florestas amazônicas tendendo a ser encontrada no nordeste da Amazônia (Johnson *et al.* 2016). Assim, nas florestas maduras, as taxas de crescimento das árvores estão negativamente correlacionadas com a biomassa florestal, e as taxas de mortalidade e rotatividade das árvores influenciam a biomassa mais fortemente do que as taxas de produtividade e crescimento das árvores. Nos sistemas montanhosos dos Andes, a produtividade das florestas diminui com a elevação, reduzindo pela metade a partir de 3 mil m de elevação (Malhi *et al.* 2018). As taxas de rotatividade florestal não mostram tendência com a elevação, de modo que a biomassa florestal diminui proporcionalmente ao declínio da produtividade.

Tanto a magnitude quanto a natureza dos estoques de carbono do solo são altamente variáveis em toda a Amazônia. Os tipos de solo variam de ferrasolos altamente intemperizados que dominam as partes orientais da Bacia, até uma predominância de solos mais jovens na bacia ocidental e encostas montanhosas mais baixas, manchas ocasionais de solos arenosos e solos orgânicos ricos em carbono dominando em regiões de zonas úmidas, como o norte do Peru, e florestas de nuvens montanhosas (Quesada *et al.* 2020).

### 6.2.2.3 Variação Sazonal do Ciclo do Carbono

A fenologia vegetal — o momento de eventos biológicos cíclicos ou recorrentes, como crescimento de folhas, caule ou raízes; senescência foliar; ou floração — é um indicador sensível da função vegetal e florestal que liga os ritmos climáticos sazonais à sazonalidade dos processos do ciclo do carbono (Albert *et al.* 2019, Reich *et al.* 2004, Jones *et al.* 2014, Saleska *et al.* 2003). A sazonalidade dos fluxos de PPB emerge da fenologia do crescimento e senescência foliar (Wu *et al.* 2016, Lopes *et al.* 2016, Wagner *et al.* 2017), enquanto a respiração do solo pro-



**Figura 6.2** O ciclo do carbono de uma floresta amazônica típica (próximo a Manaus, Amazônia central). Adaptado de dados de Malhi et al. (2009a). PPB = Produtividade Primária Bruta (prevista como soma de PPL e respiração autotrófica, e diretamente estimada a partir de medições de torre de fluxo (NEE + Reco); NEE - fluxo líquido de carbono ou troca líquida de ecossistema, Reco - combinação de respiração autotrófica e heterotrófica, PPL - Produtividade Primária Líquida, em componentes totais e acima do solo (AG) e abaixo do solo (BG), e seus componentes como (i) produção de dossel (folhas, flores, frutos, galhos); (ii) rotatividade de ramos; (iii) emissões voláteis de carbono orgânico (VOC); (iv) produção de tecido lenhoso acima do solo (haste); (v) produção de raízes grossas; (vi) produção de raízes finas; (vii) respiração, em componentes totais e autotróficos (aut) e heterotróficos (het), e seus componentes como (vii) respiração foliar; (viii) respiração de tecido de madeira; (ix) respiração de raízes; (x) respiração heterotrófica do solo; (xi) respiração total do solo, medida diretamente ou prevista como soma de insumos, não assumindo nenhuma mudança líquida nos estoques de carbono do solo; D - fluxos de detritos, como (xii) queda de serrapilheira fina; (xiii) produção de detritos lenhosos grossos; (xiv) produção de detritos de raízes; (xv) carbono - exportação de carbono na forma de carbono dissolvido. As unidades são  $\text{Mg C ha}^{-1} \text{y}^{-1}$ .

vavelmente está ligada à sazonalidade climática e à fenologia das folhas e à dinâmica das raízes finas (Keller *et al.* 2004, Raich 2017, Girardin *et al.* 2016). A sazonalidade da respiração do solo também é tamponada pela produção de CO<sub>2</sub> no solo profundo, o que atrasa a produção de CO<sub>2</sub> no solo superficial devido à secagem mais lenta dos horizontes profundos do solo na estação seca (Davidson *et al.* 2004). Compreender como os ritmos sazonais de biologia, clima e recursos interagem para regular os fluxos de carbono é, portanto, uma parte fundamental da compreensão e previsão da resposta à seca florestal, resiliência e mudanças futuras.

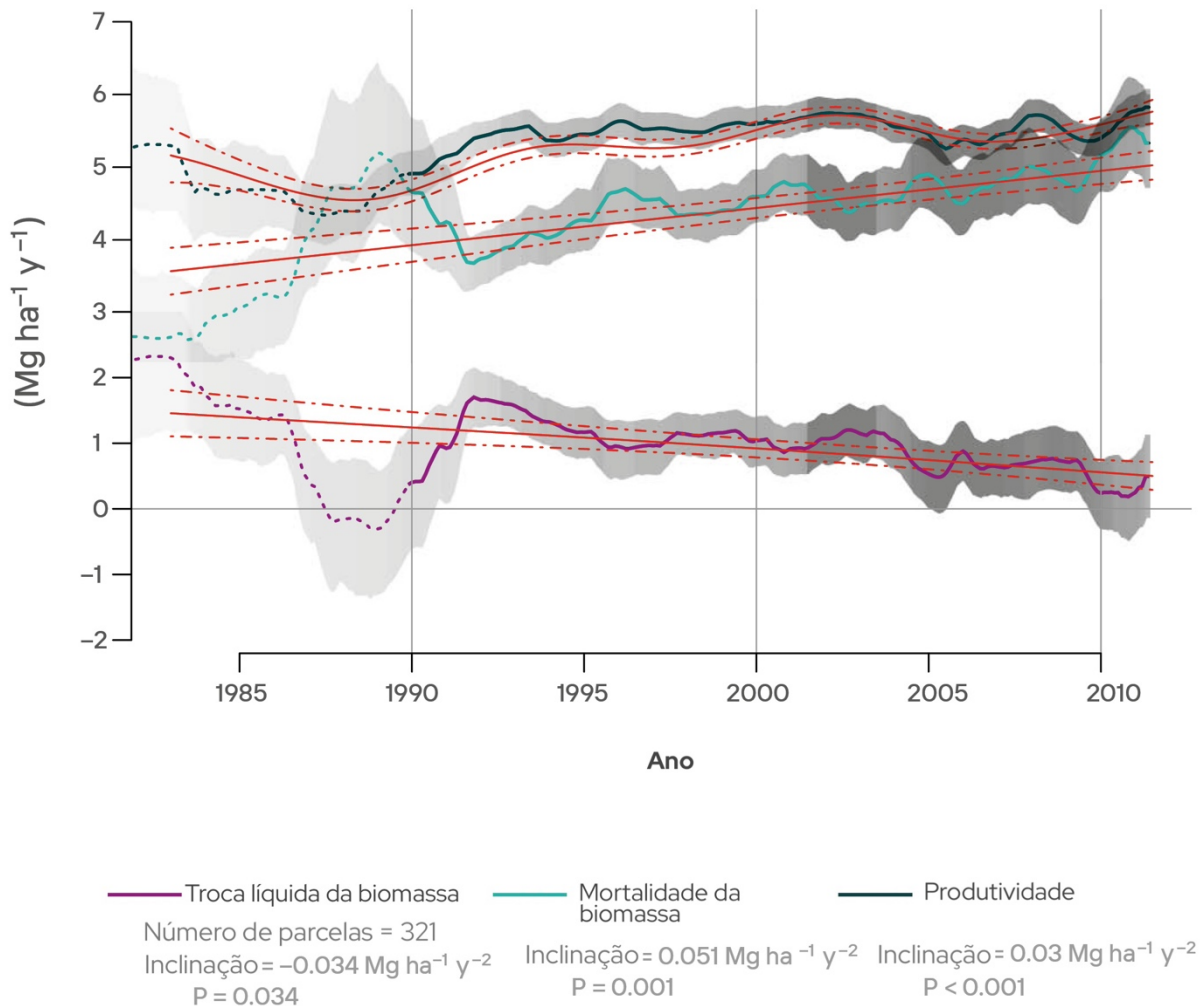
A sazonalidade do PPB exibe padrões distintos em toda a Amazônia; incluindo um contraste notável prontamente visto do espaço, levantamentos terrestres ou torres de fluxo de Foucault; entre os aumentos da estação seca no PPB (“verdeamento”) em regiões intactas da floresta tropical da Amazônia central versus declínios sazonais (“escurecimento”) em florestas convertidas, florestas do sul ou florestas de savana (Figura 6.3). Há um debate sobre esses padrões e os mecanismos que os impulsionam (incluindo se eles podem ser artefatos de sensoriamento remoto (Huete *et al.* 2006, Morton *et al.* 2014, Saleska *et al.* 2016), e como eles podem ser modelados (Lee *et al.* 2005, Baker *et al.* 2008, Restrepo-Coupe *et al.* 2017), mas trabalhos recentes combinando dados de fluxo, satélites, fenocams e dados de nível foliar sugerem que eles emergem de padrões de disponibilidade de água (Guan *et al.* 2015) e distribuição radicular (Ivanov *et al.* 2012; Brum *et al.* 2019), luz solar (Restrepo-Coupe *et al.* 2013), e estratégia fenológica vegetal (Wu *et al.* 2016, Wagner *et al.* 2017).

A variação sazonal no funcionamento da biosfera acopla as trocas de carbono e água com a atmosfera e contribui para variações sazonais em escala global no CO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>O atmosféricos. Como os estômatos foliares ligam a evapotranspiração à PPB, os máximos da estação seca na PPB facilitam os máximos correspondentes da estação seca na ET florestal (Shuttleworth 1988, Hasler e Avissar 2007; consulte o Capítulo 7). Ao umedecer a camada limite atmosférica da estação seca, esses fluxos aceleram a transição para a estação chuvosa antes da migração para o sul da zona de convergência intertropical (Wright *et al.* 2017, Fu e Li 2004).

### 6.2.2.4 O sumidouro líquido de carbono nas florestas amazônicas intactas

As florestas antigas estão, em princípio, em equilíbrio de longo prazo, com o crescimento da biomassa lenhosa equilibrado pela mortalidade, e a fotossíntese igual à soma da respiração autotrófica e heterotrófica mais uma quantidade menor exportada para córregos e rios (Figura 6.2), com um balanço líquido de carbono de zero. Na prática, um povoamento florestal de crescimento antigo pode não ser neutro em carbono devido a (i) perturbação e recuperação episódica de longo prazo; (ii) árvores grandes e de longa duração que podem continuar a acumular biomassa por muitos séculos ou mesmo milênios; (iii) mudanças atmosféricas seculares, como aumento da concentração de CO<sub>2</sub>, ou mudanças na temperatura ou precipitação, podem levar a tendências de longo prazo na produtividade e/ou respiração. A rede RAINFOR monitorou as mudanças de biomassa acima do solo na Amazônia e atualmente abrange mais de 400 parcelas em toda a região. As observações da rede sugerem um aumento da biomassa em florestas antigas ao longo do tempo, somando 0,38 (0,28-0,49 IC 95%) Pg C y<sup>-1</sup> se extrapolado sobre o bioma floresta amazônica na década de 2000 (Brienen *et al.* 2015) (Figura 6.4). Esse acúmulo parece parar em anos de seca (Phillips *et al.* 2009) e parece estar em declínio ao longo do tempo (Brienen *et al.* 2015). O aumento da duração da estação seca pode levar as florestas intactas da Amazônia a se tornarem uma fonte de carbono no futuro próximo (ver Capítulo 19). A natureza generalizada do acúmulo de biomassa observado (além de observações semelhantes da África e de Bornéu) sugere que um fator global, como o aumento do CO<sub>2</sub> atmosférico, poderia ser responsável por esse sumidouro líquido de carbono (Hubau *et al.* 2020, Qie *et al.* 2019). Uma possibilidade alternativa é a recuperação de perturbações antropogênicas passadas (com locais acessíveis com maior probabilidade de terem sido perturbados no passado), embora as escalas de tempo envolvidas (>100 anos) e a observação de taxas de crescimento crescentes ao longo do tempo argumentem contra essa possibilidade.

### 6.2.2.5 Contribuição da Amazônia para o oxigênio atmosférico



**Figura 6.4** Dinâmica de carbono de longo prazo de florestas tropicais antigas estruturalmente intactas na Amazônia (adaptado de Brienen *et al.* 2015) Tendências no carbono vivo líquido da biomassa acima do solo (a), ganhos de carbono para o sistema a partir da produção de madeira (b) e perdas de carbono do sistema a partir da mortalidade de árvores (c), medidas em 321 parcelas de inventário florestal. As linhas pretas mostram a mudança média geral até 2011 para 321 parcelas (ou 274 unidades) ponderadas pelo tamanho da parcela e seu intervalo de confiança inicializado (área sombreada). As linhas vermelhas indicam o melhor ajuste do modelo para as tendências de longo prazo desde 1983 usando modelos mistos aditivos gerais (GAMM), contabilizando explicitamente as diferenças na dinâmica entre os gráficos (as linhas vermelhas denotam a média geral, as linhas quebradas denotam o erro padrão da mediana).

Os fluxos de carbono terrestres são espelhados por fluxos de oxigênio; a fotossíntese absorve carbono da atmosfera e libera um número equivalente de moléculas de oxigênio, e a respiração libera dióxido de carbono e consome oxigênio. Como as florestas amazônicas intactas são atualmente um sumidouro de carbono líquido, como descrito acima, elas devem ser uma fonte líquida de oxigênio.

Isso levou à percepção generalizada de que a Amazônia é essencial para o suprimento de oxigênio e que a perda da floresta amazônica levaria a uma diminuição significativa do oxigênio. Essa percepção está incorreta. A diferença crucial entre o dióxido de carbono e o oxigênio é que o estoque atmosférico atual de CO<sub>2</sub> é de ~415 ppm, enquanto o estoque atmosférico atual de oxigênio é de ~21%, ou 21 mil

ppm. Portanto, uma taxa de aumento de CO<sub>2</sub> de 2 ppm por década (a contribuição aproximada do desmatamento tropical) é significativa (~ 0,5% por década), mas a diminuição correspondente de oxigênio (~ 0,002% por década) é insignificante. Na escala de tempo de milhares de anos, a Amazônia provavelmente está em equilíbrio aproximado de carbono e oxigênio, com a fotossíntese equilibrada pela respiração; grandes estoques de oxigênio atmosférico foram, em vez disso, construídos ao longo de milhões de anos, principalmente pelo fitoplâncton oceânico. Há muitos motivos para se preocupar com a Amazônia, mas a perda de oxigênio não é um deles.

### 6.2.3 Perturbações como Modificadores do Ciclo do Carbono Amazônico

O estado estacionário do ciclo do carbono amazônico pode se interromper abruptamente, com efeitos duradouros, devido a perturbações florestais, tanto naturais quanto antrópicas. Estes podem estar associados à intensificação dos ciclos sazonais impulsionada pelo clima (Barichivich *et al.* 2018, Gouveia *et al.* 2019), que pode ser exacerbado pela interação entre desmatamento e mudanças climáticas (Zemp *et al.* 2017), aumentando a frequência de inundações, vendavais e secas. Por outro lado, mudanças na frequência e intensidade de eventos climáticos extremos, especialmente secas, podem favorecer distúrbios florestais induzidos pelo homem relacionados a incêndios provocados pelo homem, o que pode levar à degradação florestal. A combinação de processos climáticos e antrópicos tendem a se reforçar mutuamente (Cochrane 2001; Cochrane & Laurance 2002, 2008; Alencar, Solorzano & Nepstad 2004; Aragão *et al.* 2007, 2008; Poulter *et al.* 2010, Zemp *et al.* 2017), exacerbando qualquer impacto de forçamento único.

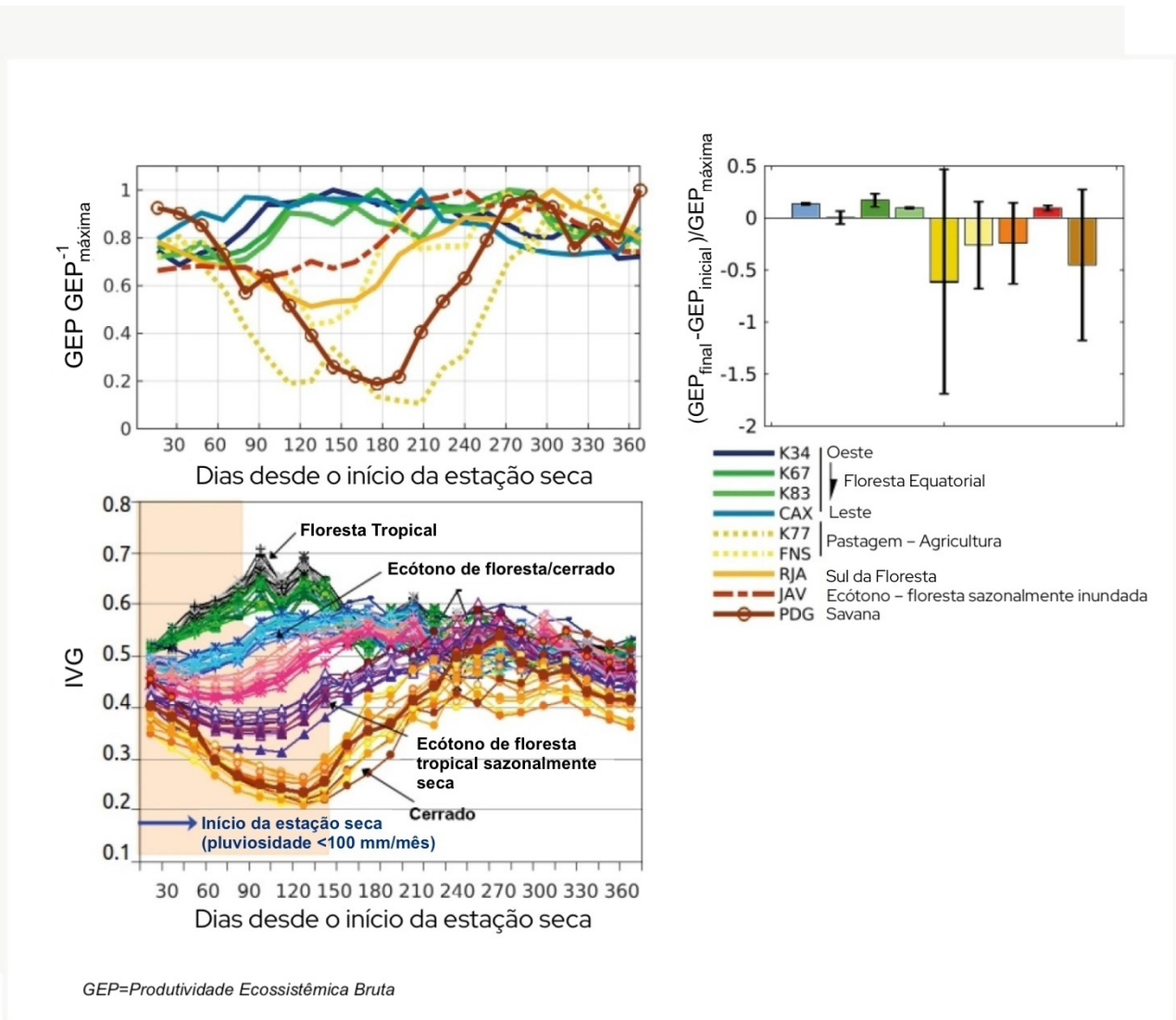
#### 6.2.3.1 Efeito Climático Direto no Ciclo do Carbono

As quedas de árvores por vento são processos meteorológicos causados por rajadas descendentes associados a linhas de instabilidade convectiva, resultando em grandes manchas de mortalidade de árvores por desenraizamento ou quebra de troncos de árvores (Espírito-Santo *et al.* 2014, Araujo *et al.* 2017). Esses eventos podem causar perdas brutas significativas de carbono da biomassa viva acima do solo,

com eventos grandes ( $\geq 5$  ha, apenas descargas) e intermediários (0,1-5 ha, descargas mais outras causas de morte) contribuindo para ~ 0,3% (~ 0,003 Pg C y<sup>-1</sup>) e ~ 1,1% (~ 0,01 Pg C y<sup>-1</sup>) da perda. A maior parte da perda bruta natural de C, no entanto, está concentrada em pequenos distúrbios do dossel (<0,1 ha), representando ~ 98,6% (~ 1,28 Pg C y<sup>-1</sup>) do total de perdas relacionadas à dinâmica florestal em toda a região amazônica (Figura 6.1; Espírito-Santo *et al.* 2014, onde Pg é 10<sup>15</sup> g). Apesar da magnitude dos impactos nos estoques de C, a recuperação de manchas perturbadas promove o acúmulo líquido de biomassa que equilibra aproximadamente as perdas observadas. As florestas perturbadas por desmatamentos tendem, no entanto, a ser mais suscetíveis aos efeitos de outros distúrbios florestais, como secas e incêndios. O impacto das secas pode ser maior nessas florestas devido a mudanças na composição e estrutura da comunidade vegetal, favorecendo espécies sucessionais precoces com taxas de crescimento rápidas (Nelson *et al.* 1994), que se caracterizam pela baixa densidade da madeira e suscetibilidade à seca (Phillips *et al.* 2009, 2010). O acúmulo de madeira morta por mortalidade de árvores pode desestabilizar ainda mais o ciclo C, aumentando a vulnerabilidade da floresta ao fogo, se essas áreas estiverem próximas a fontes de ignição humana.

A frequência de variações climáticas interanuais (por exemplo, secas recorrentes ou períodos de excesso de umidade devido ao El Niño e aos ciclos de Oscilação Sul (ENSO) e ocorrência associada de incêndios ou descargas) estrutura a composição funcional e a ciclagem de carbono das florestas amazônicas. As respostas do ciclo do carbono florestal às secas interanuais e às variações de temperatura em diferentes regiões biogeográficas fornecem insights sobre a função florestal, a resiliência e o ciclo do carbono.

O estresse induzido pela seca devido à limitação de água em florestas de *terra firme* pode reduzir a capacidade geral do sistema florestal de absorver CO<sub>2</sub> atmosférico e aumentar a mortalidade de árvores em florestas amazônicas antigas (Phillips *et al.* 2010, van der Molen *et al.* 2011) (consulte a Seção 23.1.3 no Capítulo 23). A seca pode reduzir diretamente a capacidade fotossintética das florestas, promovendo o fechamento estomático (Santos *et al.* 2018, Smith *et al.* 2020, Garcia *et al.* 2021) e/ou induzir o



**Figura 6.3** (painel superior esquerdo) Produtividade primária bruta da estação seca (PPB), fluxo fotossintético, em relação à dinâmica máxima em cada local (PPB  $PPB_{max}^{-1}$ ) versus número de dias desde o início da estação seca, em diferentes locais na Amazônia (ver legenda à direita, com florestas equatoriais em linhas sólidas verdes/azuis, linha laranja da floresta sul, pastagens como linhas amarelas pontilhadas, floresta ecótona como tracejada e cerrado em marrom sólido). (painel superior direito) Mudança fracionária da PPB durante a estação seca, em relação à sua magnitude no início da estação seca (barras de erro indicam variabilidade interanual específica do local) (modificado de Restrepo-Coupe *et al.* (2013)). (painel inferior) MODIS enhanced vegetation index (EVI) através um ecótono das florestas de Santarém ao cerrado próximo de Cuiabá (modificado de Ratana *et al.* 2012, 2006).

derramamento de folhas (Doughty *et al.* 2015, Anderson *et al.* 2010), podendo contribuir para o excesso de mortalidade. A vulnerabilidade das árvores à seca, no entanto, varia em toda a diversidade funcional das espécies arbóreas, com espécies com arquitetura hidráulica mais resiliente (por exemplo, maior resistência à embolia de seu xilema transportador de água) menos propensas a sucumbir à seca

(Rowland *et al.* 2015). Isso é consistente com o desenvolvimento de teorias ecoidrológicas sobre a resposta de árvores à seca (Anderegg *et al.* 2018, Wu *et al.* 2020, Wang *et al.* 2020) que sugere que a vulnerabilidade da floresta à seca é heterogênea em toda a Amazônia, dependendo da composição das espécies florestais, características funcionais e ambientes locais (Cosme *et al.* 2017, Oliveira *et al.* 2019, Es-



quivel-Muelbert *et al.* 2020, Barros *et al.* 2019, Aleixo *et al.* 2019, Castro *et al.* 2020).

Declínios na captação fotossintética e/ou aumentos na mortalidade são responsáveis por uma redução na superfície (Nepstad *et al.* 2004, Phillips *et al.* 2009, da Costa *et al.* 2010) e produção de biomassa subterrânea (Metcalf *et al.* 2008). Além da redução da assimilação de carbono pela vegetação, o aumento da mortalidade das árvores tem um efeito aditivo na redução da capacidade das florestas amazônicas de assimilar e armazenar carbono atmosférico. As secas tendem a enfraquecer ou mesmo reverter o afundamento líquido da floresta amazônica (Gatti *et al.* 2014). O sumidouro líquido de carbono é quantificado como produtividade líquida do bioma (NBP; Figura 6.1) e sua redução é o resultado do efeito aditivo dos declínios na fotossíntese durante a seca e aumentos subsequentes na respiração heterotrófica na estação chuvosa seguinte (Tian *et al.* 1998, Zeng *et al.* 2008), impulsionada pela mortalidade generalizada de árvores induzida pela seca, aumentando a poça de decomposição (Williamson *et al.* 2000, Phillips *et al.* 2009). As secas, como a de 2005, podem, portanto, promover a perda de biomassa por mortalidade de árvores (aproximadamente  $-1,1$  [IC 95%  $-2,04$  a  $-0,49$ ] Pg C), com uma redução adicional da NPP de  $-0,50$  Pg C (Phillips *et al.* 2009). Assumindo uma taxa de decomposição exponencial da madeira de  $0,17$   $y^{-1}$  (Chambers *et al.* 2000), espera-se que as emissões anuais desta reserva de madeira morta um ano após uma seca respondam por  $-0,18$  (IC 95% de  $-0,32$  a  $-0,07$ ) Pg C, reduzindo constantemente ao longo do tempo (Aragão *et al.* 2014). Embora não tenha experimentado seca excessiva em 2005, a Amazônia central também perdeu carbono de biomassa devido a descargas associadas a um único evento de tempestade sinóptica (Chambers *et al.* 2014); assim, algumas perdas de biomassa atribuíveis à variabilidade climática podem ser por meio de processos além da mortalidade diretamente relacionada ao estresse hídrico.

Os ambientes hidrológicos estruturam significativamente a resposta à seca; as florestas de planícies inundadas sazonalmente, em contraste com as florestas de *terra firme* discutidas acima, são limitadas pela hipóxia (baixo oxigênio) e, portanto, as secas, em vez de aumentar o estresse florestal, aliviam-no e induzem aumentos no crescimento e na PPL (Schöngart e Wittmann 2011). No entanto, essas

áreas são vulneráveis a hidroperíodos alterados, como indicado pelo aumento da mortalidade em várzeas influenciadas por barragens que modulam a descarga e a inundação (Resende *et al.* 2020). Estudos recentes mostram que mesmo em florestas de *terra firme*, as regiões de lençóis freáticos rasos com maior acesso à água do solo apresentam respostas neutras ou positivas à seca, com diminuição da mortalidade e aumento do recrutamento e crescimento (Sousa *et al.* 2020, Esteban *et al.* 2020). Contabilizando a diferença entre florestas de lençol freático de águas profundas com acesso limitado à água, florestas de lençol freático de águas profundas com grande capacidade de armazenamento de água no solo (Nepstad *et al.* 1994, Oliveira *et al.* 2005, Guan *et al.* 2015), e florestas rasas de lençóis freáticos com maior acesso à água (um terço das florestas amazônicas de *terra firme*) parece conciliar controvérsias anteriores sobre diferenças entre sensoria-mento remoto (que mostrou vegetação verde [Saleska *et al.* 2007, Brando *et al.* 2010, Samanta *et al.* 2010, Janssen *et al.* 2021]) e estudos em escala de parcela em regiões de lençol freático profundo (que apresentaram respostas negativas à seca). Uma importante prioridade de pesquisa é melhorar a compreensão da influência das heterogeneidades funcionais ambientais e organizacionais para chegar a uma compreensão mais integrada das respostas florestais a perturbações ambientais, como a seca (Longo *et al.* 2018, Levine *et al.* 2016).

### 6.2.3.2 Incêndio de Perturbação Induzidos pelo Homem

Incêndios naturais na Amazônia são raros (ver Capítulo 5). A mudança no uso e na cobertura da terra induzida pelo homem é um fator importante que determina a ocorrência de incêndios nas florestas amazônicas, pois estão diretamente relacionados às fontes de ignição. As atividades humanas associadas às secas podem exacerbar a ocorrência de incêndios na Amazônia e induzir sua disseminação para áreas florestais adjacentes, alterando o ciclo do carbono. Florestas antigas expostas a secas (associadas a baixa precipitação, aumentos de temperatura, déficit de pressão de vapor (VPD) dentro do dossel (Ray *et al.* 2005), diminuição da umidade relativa (Cardoso *et al.* 2003, Sismanoglu e Setzer 2005), e diminuições da água disponível na planta (PAW) (Nepstad *et al.* 2004) são mais propensas a sofrerem com incêndios relacionados ao desmata-



mento ou manejo de terras agrícolas. Um dos componentes mais incertos dos impactos dos incêndios florestais na Amazônia é a magnitude das emissões de carbono de curto e longo prazo, as implicações potenciais para os níveis de CO<sub>2</sub> na atmosfera e o conseqüente aquecimento global. A quantificação das emissões de carbono dos incêndios florestais nos sub-bosques ainda é insuficiente, impedindo estimativas precisas da contribuição desse componente. Van der Werf *et al.* (2010) estimaram para o período entre 1997 e 2009, quando os incêndios globais foram responsáveis por uma emissão média anual de carbono de 2,0 Pg C y<sup>-1</sup>, com a América do Sul contribuindo com 14,5%. Desse total, cerca de 8% parece ser associado a incêndios florestais, com base em estimativas do Global Fire Emission Dataset (GFED) para a América do Sul. De acordo com Silva *et al.* (2020), os incêndios florestais contribuem com emissões brutas cumulativas de carbono de ~126 Mg CO<sub>2</sub> ha<sup>-1</sup> por 30 anos após um evento de incêndio e um efluxo médio anual de 4,2 Mg CO<sub>2</sub> ha<sup>-1</sup> y<sup>-1</sup>. Este mesmo estudo mostrou que a absorção cumulativa de CO<sub>2</sub> de florestas queimadas compensa apenas 35% (45,0 Mg CO<sub>2</sub> ha<sup>-1</sup>) do total de emissões brutas de incêndios florestais no mesmo período. As emissões da decomposição da matéria orgânica morta são responsáveis por ca. 58% (47,4 Mg CO<sub>2</sub> ha<sup>-1</sup>) do total de emissões líquidas (Silva *et al.* 2020). A contribuição total para a bacia dependerá da área queimada, que pode variar muito entre os anos com e sem seca. Na Amazônia brasileira, entre 2008 e 2012, uma média de 7.800 km<sup>2</sup> de floresta antiga foi afetada por incêndios, com um pico de 25 400 km<sup>2</sup> durante a seca de 2010 (Aragão *et al.* 2018). Para toda a Amazônia, dados do MODIS MCD64A1 C6 (Figura 6.5) demonstram que uma área de cerca de 151.412 ±62.253 km<sup>2</sup> (média ±desvio padrão) km<sup>2</sup> y<sup>-1</sup> queimou nos últimos 18 anos. Sugere ainda que, nesse período, houve cerca de 60 mil km<sup>2</sup> de área queimada em áreas já desmatadas e em áreas mapeadas como florestas primárias no ano de 2000 (Aragão *et al.* 2014). Os incêndios florestais resultam do vazamento de incêndios de áreas desmatadas para florestas adjacentes (Aragão *et al.* 2016). Além das bordas florestais mais secas, a maior parte da região amazônica não é naturalmente suscetível ao fogo e seus ecossistemas não são resilientes aos incêndios.

#### 6.2.4 Processos do Ciclo do Carbono em Ecossistemas Aquáticos Amazônicos

A absorção, liberação e transporte de carbono pelos ecossistemas aquáticos amazônicos é um componente significativo do ciclo regional do carbono. Altas taxas de produção primária de plantas e algas em ambientes aquáticos, sedimentação considerável em lagos e reservatórios e grandes quantidades de dióxido de carbono e metano emitidos por rios, lagos e zonas úmidas levam a fluxos desproporcionalmente grandes em relação às áreas do sistema aquático (Melack *et al.* 2009, Melack 2016). Análises de sensoriamento remoto de habitats de inundação e zonas úmidas, modelagem de inundação e medições extensivas e intensivas em rios, reservatórios, lagos e zonas úmidas estão agora disponíveis, mas incertezas consideráveis e lacunas de informação permanecem, dados os diversos habitats aquáticos em toda a Bacia Amazônica. Os habitats aquáticos variam de riachos de cabeceira a lagos e planícies aluviais. Junk *et al.* (2011) delimitaram os principais tipos de zonas úmidas na planície amazônica com base no clima, hidrologia, química da água e botânica. Hess *et al.* (2015) usaram dados de radar de abertura sintética (SAR) a 100 m de resolução para determinar a área inundada e a extensão da área dos principais habitats aquáticos (águas abertas, plantas herbáceas e florestas inundadas) dentro da bacia de várzea (<500 m). A amplitude, duração e frequência da inundação determinam as variações temporais e espaciais desses habitats aquáticos e fluxos associados. Séries temporais plurianuais de inundação a 0,25° de resolução e, recentemente, a 0,5 a 1 km de resolução, derivadas de vários sensores transmitidos por satélite, estão disponíveis (Hamilton *et al.* 2002, Prigent *et al.* 2020, Parrens *et al.* 2019). Modelos hidrológicos (por exemplo, Coe *et al.* 2007, Paiva *et al.* 2013) calculam bem as descargas de rios, enquanto uma escassez de modelos digitais de elevação em planícies de inundação compromete as estimativas de inundação.

A troca de dióxido de carbono e metano entre a água superficial e a atmosfera sobrejacente depende do gradiente de concentração entre o ar e a água e dos processos físicos na interface, geralmente parametrizados como velocidade de transferência de gás



**Figura 6.5** Distribuição espacial da área queimada acumulada na bacia amazônica de 2003 a 2020 com base no produto MODIS MCD64A1 C6.

(k). O metano também pode sair através de bolhas e passar pelos tecidos de plantas aquáticas enraizadas, tanto herbáceas quanto lenhosas. Os fluxos de

água para a atmosfera e de dióxido de carbono de todos os ambientes aquáticos nas bacias hidrográficas dos sistemas dos rios Amazonas e Tocantins, co-

brindo aproximadamente 970 500 km<sup>2</sup>, são estimados em aproximadamente 722 Tg C y<sup>-1</sup> (onde Tg é 10<sup>12</sup> gramas) (Tabela 6.1).

Fluxos de reservatórios hidrelétricos adicionam 8,85 Tg C y<sup>-1</sup>. Do total, excluindo os reservatórios hidrelétricos, os fluxos dos canais fluviais representam cerca de 19%, os córregos cerca de 14%, as florestas alagáveis 36% e outras zonas úmidas, além de uma pequena contribuição das águas de lagos e reservatórios de cerca de 30%. Enquanto fontes terrestres de carbono orgânico dissolvido (DOC) e carbono orgânico particulado (POC) contribuem para esses fluxos, a maior parte do carbono liberado para a atmosfera é provavelmente derivada de matéria orgânica em plantas aquáticas fotossintetizando com CO<sub>2</sub> atmosférico (Melack e Engle 2009). Portanto, a maioria desses fluxos de água para atmosfera representa a respiração do carbono fixado em habitats aquáticos, não o carbono transportado de planaltos. Para estimar os fluxos líquidos de habitats aquáticos, uma parte da PPL aquática deve ser subtraída dos fluxos totais listados na Tabela 6.1.

As planícies de inundação e outras zonas úmidas são ambientes aquáticos produtivos que exportam quantidades consideráveis de carbono para os rios, acumulam sedimentos e fornecem uma parte do carbono orgânico que leva à evasão de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> para a atmosfera. Melack *et al.* (2009) resumiram estimativas de produtividade primária líquida (PPL) para as plantas e algas nas planícies de inundação da Amazônia central. A produção líquida total atribuída a florestas inundadas (excluindo incrementos de madeira), macrófitas aquáticas, fitoplâncton e perifíton dentro da porção de 1,77 milhões de km<sup>2</sup> da Bacia caracterizada por Hess *et al.* (2003) é de cerca de 300 Tg C y<sup>-1</sup>. As florestas inundadas representam 62% do total, as macrófitas aquáticas 34%, e os 4% restantes estão associados ao perifíton e ao fitoplâncton.

Aproximadamente 10% do valor total equivale à exportação de carbono orgânico pelo rio Amazonas (Richey *et al.* 1990), a emissão de metano é de cerca de 2,5% (Melack *et al.* 2004) e uma porcentagem semelhante provavelmente será enterrada em sedimentos. A porção restante está próxima de ser suficiente para alimentar a respiração que resulta na desgaseificação de 210 ± 60 Tg C y<sup>-1</sup> como dióxido

de carbono de rios e planícies de inundação para esta região (Richey *et al.* 2002).

Extrapolar as estimativas da usina aquática para toda a Bacia Amazônica é bastante difícil. A produção primária dessas zonas úmidas varia consideravelmente entre os tipos de zonas úmidas e regiões, desde as planícies de inundação de rios de águas brancas mais produtivas com grandes quantidades de sedimentos férteis até planícies de inundação de águas claras com fertilidade intermediária e rios de águas negras com baixa fertilidade (Junk *et al.* 2011, Fonseca *et al.* 2019). Grandes incertezas decorrem da escassez de medições e incertezas nas áreas de habitat. Existem lacunas de dados particularmente grandes para os Llanos de Moxos (Bolívia), turfeiras na bacia florestal de Pastaza Marañon (Peru, Lähteenoja *et al.* 2012) e no centro-oeste da Amazônia (Lähteenoja *et al.* 2013), zonas úmidas costeiras de água doce (Castello *et al.* 2013), zonas ripárias ao longo de córregos em toda a bacia (Junk *et al.* 2011), pequenos reservatórios associados à agricultura (Macedo *et al.* 2013) e habitats acima de 500 m. Melhores estimativas exigem também a incorporação de variações sazonais e interanuais nas áreas de inundação e habitat.

Córregos e pequenos rios provavelmente recebem quase todo o CO<sub>2</sub> liberado da respiração derivada da terra em solos e respiração de C orgânico de serapilheira ripária e de planaltos, conforme resumido em Richey *et al.* (2009). O carbono inorgânico e orgânico em grandes rios é fornecido por uma combinação de fontes de carbono terrestres e aquáticas (com a proporção desconhecida), e grande parte desse carbono orgânico é metabolizado nos rios (Mayorga *et al.* 2005; Ellis *et al.* 2012; Ward *et al.* 2013, 2016). A foto-oxidação do carbono orgânico parece fazer pequenas contribuições para o CO<sub>2</sub> em grandes rios (Amaral *et al.* 2013, Remington *et al.* 2011).

### 6.3 Ciclagem de Nutrientes na Bacia Amazônica

“A limitação de nutrientes está no coração da ecologia do ecossistema” (Townsend *et al.* 2011). As florestas tropicais são responsáveis por cerca de um quarto das usinas terrestres globais, que, por sua vez, são moduladas pela disponibilidade ambiental de água, energia e nutrientes. No entanto, múltiplas

interações entre ciclos biogeoquímicos em múltiplos nutrientes podem afetar o ciclo C da Amazônia; a co-limitação por nitrogênio e fósforo é uma restrição importante para a produtividade das plantas neste sistema. Em geral, os solos tropicais intemperizados têm menor disponibilidade de P, levando a proporções maiores de N:P nas folhas das florestas tropicais quando comparados às plantas de alta latitude. Em contrapartida, destacando a diversidade da região Amazônica solos menos intemperizados contêm uma baixa razão N:P, potencialmente tornando-os mais limitados pelo nitrogênio do que pelo fósforo (Nardoto et al. 2013). Devido à dominância de solos mais intemperizados na região, os resultados do modelo sugerem que levar em consideração a limitação de fósforo pode resultar em uma redução na resposta da PPL ao aumento de CO<sub>2</sub> na atmosfera (fertilização com CO<sub>2</sub>) em até 50% na Amazônia (Fleischer et al. 2019).

### 6.3.1 Nitrogênio

O nitrogênio é abundante na atmosfera da Terra na forma da molécula N<sub>2</sub>, mas essa forma estável não está diretamente disponível para processos biológicos. A conversão de N<sub>2</sub> em formas reativas (por exemplo, NH<sub>3</sub>, NO<sub>x</sub>, entre outros) é essencial para a vida, pois o nitrogênio é a base para os compostos necessários, como proteínas, enzimas e aminoácidos. Dentro dos ecossistemas naturais, essa conversão é realizada pela fixação biológica de nitrogênio e, em uma extensão muito menor, por raios. Outro processo fundamental para a vida e o funcionamento biológico é a conversão de nitrogênio orgânico em formas minerais, cujas plantas preferem (amônio [NH<sub>4</sub><sup>+</sup>] e nitrato [NO<sub>3</sub><sup>-</sup>]). Esse processo, chamado de mineralização de nitrogênio, é uma parte vital da fertilidade do solo e fundamental nos sistemas tropicais terrestres, considerando a alta intensidade de decomposição da matéria orgânica. A mineralização também leva à fixação de N, quando N é incorporado na biomassa microbiana do solo, e à desnitrificação, a redução de nitrato (NO<sub>3</sub><sup>-</sup>) ou nitrito (NO<sub>2</sub><sup>-</sup>) nos gases óxido nítrico (NO), óxido nitroso (N<sub>2</sub>O) ou dinitrogênio (N<sub>2</sub>), com uma perda consequente de nitrogênio do ecossistema. As entradas de nitrogênio para a Amazônia são derivadas em grande parte da fixação biológica de nitrogênio por microrganismos, que é um processo mediado por

microrganismos em associação simbiótica a famílias específicas de plantas e como microrganismos de vida livre. Outros insumos derivados da deposição atmosférica são relevantes em áreas específicas da região.

A abundância da família Fabaceae na floresta amazônica poderia indicar o importante aporte de nitrogênio através da fixação biológica de nitrogênio (FBN). Alguns cálculos sugeriram uma fixação de N<sub>2</sub> na ordem de 15 kg N ha<sup>-1</sup> y<sup>-1</sup> para ecossistemas em Ultissolos e Oxissolos, e 25 kg N ha<sup>-1</sup> y<sup>-1</sup> em solos mais férteis (Martinelli *et al.* 2012). No entanto, Nardoto *et al.* (2012) sugeriram através da análise de <sup>15</sup>N uma baixa incidência de fixação de N<sub>2</sub> por Fabaceae, e a taxa máxima de fixação simbiótica ao nível de 3 kg N ha<sup>-1</sup> y<sup>-1</sup> para a floresta amazônica. Resultados recentes de Reis *et al.* (2020) sugeriram que as taxas de FBN em florestas úmidas da América do Sul são da ordem de 10 ± 1 kg N ha<sup>-1</sup> y<sup>-1</sup>, onde 60% desse total se origina de organismos fixadores de N de vida livre e 40% de associação simbiótica com plantas da família das leguminosas. Esses números destacam a importância da ciclagem interna do nitrogênio na Amazônia, que é fortemente dependente da precipitação regular e da disponibilidade de água no solo na estação seca e da disponibilidade de outros nutrientes do solo, como o fósforo. A deposição úmida e seca atmosférica de nitrogênio reativo foi estimada em cerca de 4% da FBN para a floresta de folhas largas perenes na Amazônia (Chen *et al.* 2010). Em regiões sob maior pressão antrópica, a taxa de deposição reativa de nitrogênio pode ser significativa; Markewiks *et al.* (2004) verificaram que em Paragominas a entrada de N proveniente da precipitação foi da ordem de 4 kg N ha<sup>-1</sup> y<sup>-1</sup>. A reciclagem interna de nitrogênio no solo, proveniente de florestas não perturbadas, é a principal fonte de NO e N<sub>2</sub>O (ver Seção 6.4.2) na atmosfera amazônica. As emissões de NO foram medidas em 4,7 ng N m<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup> em maio de 1999 (estação de transição) e cerca de 4,0 ng N m<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup> em setembro de 1999 (estação seca) em um local de floresta amazônica em Rondônia (Gut *et al.* 2002a). Davidson *et al.* (2008), analisando emissões de um experimento de exclusão hídrica na floresta do Tapajós em Santarém, relataram emissões de NO da parcela de controle (uma área sem exclusão hídrica) a taxas de 0,9 kg N ha<sup>-1</sup>, como valor mediano ao longo de cinco anos. No entanto, essas emissões não atingem diretamente a atmosfera acima da floresta. Parte do NO é processado em NO<sub>2</sub>

**Tabela 6.1.** Fluxos anuais de dióxido de carbono para a atmosfera a partir de habitats aquáticos na bacia amazônica, incluindo canais fluviais deltaicos, habitats costeiros de água doce e bacia do Tocantins. As áreas das bacias baseiam-se nos limites das bacias hidrográficas para os sistemas fluviais, não na presença de vegetação de floresta tropical. (Esses efluxos derivam principalmente da respiração do carbono produzido em habitats aquáticos; os fluxos líquidos exigem a contabilização de insumos difíceis de quantificar da PPL aquática).

Habitats Aquáticos	Fluxos Anuais de Dióxido de Carbono
Rios <sup>[1]</sup>	137 Tg C y <sup>-1</sup>
Riachos <sup>[2]</sup>	100 Tg C y <sup>-1</sup>
Lagos <sup>[3]</sup>	25 Tg C y <sup>-1</sup>
Florestas inundadas <sup>[4]</sup>	260 Tg C y <sup>-1</sup>
Outras áreas alagadas <sup>[5]</sup>	200 Tg C y <sup>-1</sup>
<b>Reservas hidrelétricas<sup>[6]</sup></b>	<b>8.85 Tg C y<sup>-1</sup></b>

[1] Áreas de canal de Allen e Pavelsky (2018) mais L. Hess (comunicação pessoal) e Castello *et al.* (2013) para delta, e Sawakuchi *et al.* (2017) para as bocas do Xingu e Tapajós. Fluxos em média de Richey *et al.* (1990), Rasera *et al.* (2008), Sawakuchi *et al.* (2017), Less *et al.* (2018) e Amaral *et al.* (2019).

[2] Johnson *et al.* (2008) aproximaram a evasão de CO<sub>2</sub> de córregos de cabeceira em toda a bacia com uma abordagem estatística que requer validação com base em medições reais em córregos andinos, de água negra e de savana.

[3] Área de águas abertas de lagos é a diferença entre a área total de águas abertas (Hess *et al.* 2015) e a área do canal fluvial (Allen e Pavelsky 2018) guiada por áreas de lagos estimadas por Sippel *et al.* (1992). A área inclui estimativas de plantas flutuantes com franjas. Fluxos em média de Rudorff *et al.* (2011), Amaral (2017) e Amaral *et al.* (2019).

[4] Florestas inundáveis estimadas por Hess *et al.* (2015), e fluxos sazonalmente ponderados derivados de Amaral *et al.* (2020).

[5] As categorias aquáticas agrupadas como outras zonas úmidas (195 mil km<sup>2</sup>) incluem zonas úmidas interfluviais na bacia do Negro (21 mil km<sup>2</sup>), savana inundadas em Roraima (4 mil km<sup>2</sup>), Moxos (35 mil km<sup>2</sup>) e Bananal e outras na bacia do Tocantins (35 mil km<sup>2</sup>), Ilha do Marajó e outras zonas úmidas costeiras de água doce (50 mil km<sup>2</sup>) e outras zonas úmidas espalhadas por toda a bacia (50 mil km<sup>2</sup>). Áreas inundáveis do Hess *et al.* (2015), médias sazonais para Roraima, Moxos e Bananal e outras na bacia do Tocantins de Hamilton *et al.* (2002) e Castello *et al.* (2013) mais L. Hess (comunicação pessoal). Fluxos para zonas úmidas interfluviais na bacia do Negro (0,77 Gg C km<sup>-2</sup> y<sup>-1</sup>; Belger *et al.* 2011), Roraima (3,5 Gg C km<sup>-2</sup> y<sup>-1</sup>; Jati 2014), Pantanal (como substituto para áreas herbáceas em Moxos, Bananal e outras áreas úmidas na bacia do Tocantins; 1 Gg C km<sup>-2</sup> y<sup>-1</sup>; Hamilton *et al.* 1995) e estimativa para a Ilha do Marajó, outras zonas úmidas costeiras de água doce e outras áreas inundadas dispersas (1 Gg C km<sup>-2</sup> y<sup>-1</sup>).

[6] Os 159 reservatórios hidrelétricos atualmente na bacia amazônica cobrem aproximadamente 5 350km<sup>2</sup> (Almeida *et al.* 2019). Os reservatórios hidrelétricos da bacia do Tocantins cobrem aproximadamente 5 380km<sup>2</sup>. Muitos são pequenos e os poucos grandes representam a maior parte da área. Na Bolívia (50 km<sup>2</sup>), Equador (35 km<sup>2</sup>) e Peru (103 km<sup>2</sup>) quase todos estão acima de mil metros de altitude. Todos no Brasil estão em terras baixas (<~500 msnm; 10 730 km<sup>2</sup>) com vários em florestas tropicais e muitos outros em savanas tropicais e paisagens agrícolas. Muito poucos têm amostragem adequada para caracterizar as emissões de CO<sub>2</sub>. Em contraste com o metano, quase toda a evasão para a atmosfera ocorre a partir da superfície do reservatório com pouco desgaseificado nas turbinas, embora algum CO<sub>2</sub> gerado no reservatório seja emitido a jusante (Kemenes *et al.* 2016). A estimativa das emissões dos reservatórios brasileiros foi feita em duas partes: Fluxos e áreas médias (total de 4 615 km<sup>2</sup>) de Kemenes *et al.* (2011) mais os leves fluxos adicionais a jusante (Kemenes *et al.* 2016) para Balbina, Samuel, Curua-Una e Tucuruí, que foram usados para produzir 5,7 Tg C y<sup>-1</sup>. O valor médio para os reservatórios da Amazônia de 510 g m<sup>-2</sup> y<sup>-1</sup>, aproximado de Barros *et al.* (2011) foi aplicado aos 6115 km<sup>2</sup> restantes dos reservatórios brasileiros para produzir 3,1 Tg C y<sup>-1</sup>. Estimar as emissões dos reservatórios na Bolívia, Equador e Peru é mais difícil porque não há medições e em altitudes mais altas as temperaturas serão mais baixas, com condições diferentes das bacias hidrográficas no Brasil. Assim, metade da taxa aplicada aos reservatórios do sul do Brasil é usada para produzir uma emissão de 0,5 Tg C y<sup>-1</sup>. No total, as emissões dos reservatórios hidrelétricos podem ser estimadas em aproximadamente 8,85 Tg C y<sup>-1</sup> com incerteza considerável e uma necessidade definitiva de muito mais medições, já que mais barragens estão sendo planejadas. Desconhecemos a medida em que essa estimativa representa emissões líquidas, ou seja, as emissões adicionais às associadas aos rios não represados, mas as emissões dos reservatórios provavelmente serão muito maiores do que as dos rios naturais.

dentro do dossel por oxidação e absorvido pelas plantas. Assim, existe um "fator de redução do dossel" para a liberação de  $\text{NO}_x$  na atmosfera (Gut *et al.* 2002b). Essas razões podem ser alteradas no ar poluído da queima de biomassa, o que leva a altas concentrações de  $\text{NO}_x$ . Devido às propriedades precursoras das moléculas de  $\text{NO}_x$ , as concentrações de ozônio ( $\text{O}_3$ ) também aumentam. As concentrações de  $\text{NO}_2$  em uma floresta tropical em Rondônia foram cerca de três vezes maiores em setembro/outubro de 1999 do que durante a estação chuvosa em abril/maio de 1999 devido a incêndios florestais antropogênicos (Andreae *et al.* 2002). Concentrações aumentadas de  $\text{NO}_x$  levam a concentrações mais altas de OH. Como o OH é o principal oxidante atmosférico, isso também afeta fortemente a capacidade de oxidação da atmosfera, o que pode afetar as taxas de produção de CCN, a formação de nuvens e os padrões de precipitação (Liu *et al.* 2018).

O desmatamento e a rebrota florestal afetam a ciclagem de nutrientes do solo e a dinâmica do nitrogênio (Figueiredo *et al.* 2019). Estudos de cronosequência mostraram maior mineralização bruta de nitrogênio em florestas jovens em regeneração, seguida por um decaimento que leva a apenas cerca de metade da mineralização bruta de nitrogênio em florestas mais antigas em comparação com a floresta não perturbada (Figueiredo *et al.* 2019). Mais discussões sobre floresta secundária e uso da terra após o desmatamento podem ser encontradas no Capítulo 19.

### 6.3.2 Fósforo

Nos solos antigos e intemperizados encontrados em grande parte da Amazônia, é provável que o fósforo seja um macronutriente limitante mais crítico do que o nitrogênio. O fósforo desempenha um papel essencial em muitos processos biológicos, como o metabolismo, e é um bloco de construção do DNA, mas em ecossistemas naturais pode ser muito limitado. Isso ocorre principalmente porque as formas solúveis de P são encontradas em baixas concentrações (Markewitz *et al.* 2004, Johnson *et al.* 2001) e formas gasosas são quase inexistentes (fosfina [ $\text{PH}_3$ ] sendo uma exceção muito rara). O efeito da baixa disponibilidade de P é ainda mais exacerbado porque muitos solos tropicais podem ocluir o P do solo e torná-lo indisponível para as plantas. Os princi-

pais insumos de P nos ecossistemas amazônicos são (i) intemperismo, seja de solos locais ou de material andino transportado em rios e depositado em planícies de inundação, e (ii) deposição na forma de poeira (por exemplo, do Saara) ou cinzas (da queima de biomassa). P em aerossóis biogênicos e da queima de biomassa representa a reciclagem de P em grande parte dentro do sistema amazônico, enquanto a deposição de P da poeira do Saara representa uma nova entrada atmosférica de P.

O principal termo de perda é a exportação de sedimentos ou material orgânico através de sistemas fluviais, ou através da colheita. Dentro da bacia, o movimento lateral de P, por exemplo, de planícies de inundação ricas em sedimentos derivados dos Andes, pode ser facilitado por animais (Doughty *et al.* 2013, Buendía *et al.* 2018); tal transferência lateral mediada por animais pode ter sido muito mais forte no passado antes da extinção da megafauna e da defaunação mais recente. A deposição atmosférica total de P é estimada em  $16\text{--}30 \text{ kg P km}^{-2} \text{ y}^{-1}$  (Vitousek e Sanford 1986), dos quais as entradas de poeira do Saara são estimadas em não mais de 13%, e a maior parte é de aerossóis biogênicos e queima de biomassa (Mahowald *et al.* 2005). Vitousek e Sanford (1986) estimaram que a reciclagem de fósforo através da queda de serapilheira é de  $140\text{--}410 \text{ kg P km}^{-2} \text{ y}^{-1}$ , uma ordem de magnitude maior do que as entradas atmosféricas.

Os insumos de intemperismo local são estimados em média  $2,5 \text{ kg P km}^{-2} \text{ y}^{-1}$  (Doughty *et al.* 2013). No entanto, as taxas de intemperismo são variáveis, e os oxissolos que dominam grande parte do leste da Amazônia praticamente não têm apatita intemperizável, então as entradas de intemperismo de P são praticamente zero. A Bacia Amazônica experimenta uma recuperação isostática continental, onde as lentas taxas de erosão são compensadas pela lenta elevação e intemperismo de novos materiais (Buendía *et al.* 2018). Para a área da Bacia Amazônica (incluindo as Guianas), o total de insumos P é de  $\sim 2,8 \text{ Tg C y}^{-1}$ . A exportação fluvial de P, com base na descarga em Óbidos, é de  $1,46 \text{ Tg P y}^{-1}$ , cerca de metade dos insumos para a bacia (Devol *et al.* 1991).

Existem fortes gradientes na disponibilidade de P em toda a bacia, com a menor disponibilidade em oxissolos velhos e desgastados do leste da Amazô-

nia, e concentrações maiores em solos mais jovens no oeste da Amazônia (Aragão *et al.* 2009, Quesada *et al.* 2010). A alta produtividade da floresta amazônica, apesar dessa baixa disponibilidade de P, é facilitada pela reciclagem muito apertada de P dentro do sistema florestal, onde cerca de metade da folha P é reabsorvida antes da senescência foliar, e a maior parte do resto é rapidamente capturada por hifas fúngicas logo após a queda da serapilheira ou morte da planta (Cuevas e Medina 1986, Markewitz *et al.* 2004).

## 6.4 Outros Grandes Gases de Efeito Estufa

### 6.4.1 Metano

#### 6.4.1.1 Fluxos Terrestres de Metano

O metano é um gás potente de efeito estufa devido à sua importância no forçamento radiativo, contribuindo para as mudanças climáticas e com um potencial de aquecimento em relação ao CO<sub>2</sub> de 28-34 para um horizonte temporal de 100 anos. Além disso, o metano é o principal composto orgânico volátil (COV) antropogênico na troposfera global (Fiore *et al.* 2002), contribuindo para a formação de O<sub>3</sub> troposférico por reações fotoquímicas (West *et al.* 2006). Na estratosfera, o metano reage com átomos de cloro, que é um destruidor de ozônio estratosférico (Cicerone 1987). O metano é produzido por diferentes processos (isto é, biogênico, termogênico ou pirogênico), pode ser de origem antropogênica ou natural e é consumido por alguns sumidouros. O equilíbrio entre fontes e sumidouros determina o orçamento de metano. Em ambientes terrestres, a anoxia no solo leva à produção de metano como uma etapa terminal na degradação da matéria orgânica por arqueas anaeróbias metanogênicas. Metanotróficos em solos terrestres podem consumir metano sob condições aeróbicas. O equilíbrio entre os dois processos é regulado por fatores climáticos e edáficos, como temperatura do solo, teor de oxigênio, pH do solo, lençol freático e aceptores de elétrons (Conrad 2009).

Solos bem drenados da floresta montanhosa amazônica são frequentemente um sumidouro de CH<sub>4</sub> líquido, estimado em 1-3 Tg CH<sub>4</sub> y<sup>-1</sup> (Davidson e Ar-

taxo 2004, Dutaur e Verchot 2007). No entanto, chuvas, drenagem deficiente e propriedades do solo podem criar microssítios anóxicos localizados que podem facilitar a produção de metano, fazendo com que as florestas mudem de sumidouros para pequenas fontes (Verchot *et al.* 2000). A disponibilidade de oxigênio em solos florestais é conhecida por influenciar a produção de metano, com emissões de 0,5-2,3 mg de CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup> observadas em uma floresta montanhosa em Porto Rico (Teh *et al.* 2005). Decadência anaeróbica de madeira alagada (Zeikus e Ward 1974) e madeira morta (Covey *et al.* 2016) também são fontes de metano. O metano pode ser produzido por uma variedade de fungos e arquea dentro de caules de árvores, um processo identificado por Zeikus e Ward (1974) e agora reconhecido como comum e talvez presente em árvores vivas sem decadência visual (Covey & Megonigal 2018).

Fontes de metano foram detectadas dentro das copas das florestas (Carmo *et al.* 2006). Bromélias de tanque (Martinson *et al.* 2010) e cupins (Martius *et al.* 1993) são conhecidos por produzir metano e também abrigar metanógenos. Grandes emissões específicas do local de cupins (25,9 ± 11,2 mg CH<sub>4</sub>g cupim-1 y<sup>-1</sup>; Martius *et al.* 1993) e bromélias-tanque (3,6 gCH<sub>4</sub> ha<sup>-1</sup> d<sup>-1</sup>; Andes equatorianos, Martinson *et al.* 2010) foram relatadas. Um estudo recente na Amazônia encontrou altas emissões de montes de cupins alimentando-se do solo variando de 3,5-16,4 µg CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>, sugerindo que o papel dos cupins é provavelmente subestimado em escala de ecossistemas (van Asperen *et al.* 2020). As briófitas epífitas em caules e galhos de árvores podem atuar como fontes e sumidouros de metano, conforme indicado por dois estudos em florestas não amazônicas (Leinhart *et al.* 2015, Machacova *et al.* 2017). Essas fontes de metano dentro das copas são altamente heterogêneas com medições limitadas, portanto, é difícil estimar sua força regional.

O metano pode ser produzido por uma nova via abiótica a partir de tecidos vegetais, com uma força de fonte global estimada de até 1 Tg CH<sub>4</sub> y<sup>-1</sup> (Bloom *et al.* 2010). Sabe-se que espécies reativas de oxigênio em tecidos vegetais comumente produzidos em resposta ao estresse das plantas impulsionam essas emissões abióticas de metano. Postula-se que o caule das árvores de planaltos e as superfícies folia-



res ofereçam sumidouros terrestres adicionais (Covey e Megonigal 2018); no entanto, atualmente faltam observações diretas.

As atividades antropogênicas nos ecossistemas terrestres podem emitir ou absorver metano. Resumidamente, as mudanças no uso da terra, como a exploração madeireira ou a conversão de florestas em agricultura, reduzem a capacidade do sumidouro de metano do solo devido à compactação do solo (Bustamante *et al.* 2009). Sabe-se que os incêndios florestais emitem metano a curto prazo (Wilson *et al.* 2016), reduzem o sumidouro de metano em algumas florestas e reduzem as emissões de metano de árvores de zonas úmidas em florestas inundadas inicialmente, mas posteriormente podem resultar em emissões aumentadas devido ao aumento da disponibilidade de substratos para a metanogênese. A conversão da terra para a pecuária com a introdução de gado ruminante aumenta as emissões devido à fermentação entérica. A gestão de resíduos e a produção direta durante a queima de biomassa aumentam as emissões de metano. A conversão da terra após o represamento do rio altera o regime de inundação a montante e a jusante e foi observado que isso aumenta as emissões de metano (ver próxima seção).

### 6.4.1.2. Fluxos de Metano de Água Doce

A emissão de metano para a atmosfera a partir de ambientes aquáticos (Tabela 6.2) reflete diferenças entre a produção de  $\text{CH}_4$  por metanógenos, principalmente em sedimentos anóxicos, e o consumo por metanótrofos, assim como processos físicos. Esses processos são influenciados por variáveis ambientais, como temperatura da água, oxigênio dissolvido, estado trófico e disponibilidade de substrato. O  $\text{CH}_4$  pode chegar à atmosfera por três vias: através de fluxos difusivos na interface ar-água; através de bolhas que se formam no sedimento, sobem pela coluna de água e são emitidas na atmosfera (ebulição); e através dos sistemas vasculares de plantas herbáceas e lenhosas. Sabe-se que as árvores adaptadas às zonas úmidas transportam e emitem metano produzido no solo para a atmosfera através do tronco das árvores e das superfícies das folhas (Pangala *et al.* 2017). Os fluxos ebulitivos dependem da formação de bolhas e da pressão hidrostática sobre

o sedimento, enquanto os fluxos difusivos dependem de gradientes de concentração e turbulência, que variam em múltiplas escalas temporais e espaciais. Fatores como velocidade do vento, variação Diel na estrutura térmica e processos físicos, como mistura convectiva e advectiva, são todos conhecidos por influenciar as distribuições de gases e velocidades de transferência e, conseqüentemente, os fluxos de gases.

A Tabela 2 resume os fluxos de metano dos principais ambientes aquáticos da Bacia Amazônica. Os fluxos de metano de todos os ambientes aquáticos nas bacias hidrográficas dos sistemas dos rios Amazonas e Tocantins, cobrindo 970 500km<sup>2</sup>, são estimados em aproximadamente 51 Tg  $\text{CH}_4$  y<sup>-1</sup>. Dadas as abordagens variadas e incertezas associadas nestes valores, o procedimento utilizado para cada categoria é descrito brevemente – incluindo tanto a área de cada categoria quanto o fluxo médio anual por km<sup>2</sup>, com base em estudos selecionados com os dados mais abrangentes ou representativos, sempre que possível.

As áreas do canal fluvial (85 500km<sup>2</sup>) são baseadas em Allen e Pavelsky (2018) mais L. Hess (comunicação pessoal) e Castello *et al.* (2013) para o delta, e Sawakuchi *et al.* (2017) para as bocas do Xingu e Tapajós. Os fluxos médios (8 Mg  $\text{CH}_4$  km<sup>-2</sup> y<sup>-1</sup>) são de Sawakuchi *et al.* (2014) e Barbosa *et al.* (2016). A área do canal do córrego (50 mil km<sup>2</sup>) é estimada a partir de características geomorfológicas (Richey *et al.* 2002, Beighley e Gummadi 2001), e fluxos médios (6,6 Mg  $\text{CH}_4$  km<sup>-2</sup> y<sup>-1</sup>) para córregos tropicais e subtropicais são de Stanley *et al.* (2016). A área de águas abertas de lagos é a diferença entre a área total de águas abertas (Hess *et al.* 2015) e a área do canal fluvial (Allen & Pavelsky 2018) orientadas por estimativas de área lacustre de Sippel *et al.* (1992). A área do lago inclui estimativas de áreas com plantas flutuantes. Os fluxos são calculados em média a partir de Barbosa *et al.* (2020). A área de floresta inundável (615 mil km<sup>2</sup>) é derivada de Melack & Hess (2010) e Hess *et al.* (2015). Os fluxos sazonalmente ponderados de superfícies de água sob florestas inundadas (26,6 Mg  $\text{CH}_4$  km<sup>-2</sup> y<sup>-1</sup>) são derivados de Barbosa *et al.* (2020), Barbosa *et al.* (2021) para várzea, e de Rosenqvist *et al.* (2002) para igapó. Os fluxos através das árvores em florestas inundadas são estimados em

21,2 ± 2,5 Tg CH<sub>4</sub> y<sup>-1</sup>; solos de zonas úmidas florestadas são responsáveis por um adicional de 1,1 ± 0,7 Tg CH<sub>4</sub> y<sup>-1</sup> (Pangala *et al.* 2017).

As categorias aquáticas agrupadas como outras zonas úmidas (195 mil km<sup>2</sup>) incluem zonas úmidas interfluviais na Bacia do Rio Negro (21 mil km<sup>2</sup>); várzeas de savana em Roraima (4 mil km<sup>2</sup>), Moxos (35 mil km<sup>2</sup>), Bananal e outras na Bacia do Tocantins (35 mil km<sup>2</sup>); Ilha do Marajó e outras zonas úmidas costeiras de água doce (50 mil km<sup>2</sup>); e outras zonas úmidas espalhadas por toda a bacia (50 mil km<sup>2</sup>). Áreas alagáveis baseiam-se em Hess *et al.* (2015), médias sazonais para Roraima, Moxos e Bananal e outras na bacia do Tocantins de Hamilton *et al.* (2002) e Castello *et al.* (2013) mais L. Hess (comunicação pessoal). Os fluxos são estimados da seguinte forma: zonas úmidas interfluviais na Bacia do Rio Negro 28 Mg CH<sub>4</sub> km<sup>-2</sup> y<sup>-1</sup> (Belger *et al.* 2011), Roraima 5,3 Mg CH<sub>4</sub> km<sup>-2</sup> y<sup>-1</sup> (Jati 2014), Pantanal, como substituto para áreas herbáceas em Moxos e em outros lugares) 80 Mg CH<sub>4</sub> km<sup>-2</sup> y<sup>-1</sup> (Hamilton *et al.* 1995), e estimativas para a Ilha do Marajó e outras zonas úmidas costeiras de água doce (27 Mg C km<sup>-2</sup> y<sup>-1</sup>).

Os reservatórios hidrelétricos (158) na Bacia Amazônica atualmente cobrem aproximadamente 5 350 km<sup>2</sup> (Almeida *et al.* 2019; ver notas de rodapé na Tabela 6.2). Os reservatórios hidrelétricos da bacia do Tocantins cobrem aproximadamente 5 380 km<sup>2</sup>. Bem poucos têm a amostragem adequada para caracterizar as emissões de metano. Um exemplo é Balbina, onde foram feitas medições ao longo de um ano de fluxos difusivos e ebulitivos de múltiplas estações dentro do reservatório, desgaseificando nas turbinas e a jusante (Kemenes *et al.* 2007). Outro exemplo é o estudo plurianual em Petit Saut (Guiana Francesa) que incluiu medições no reservatório e a jusante (Abril *et al.* 2005). Ambos os estudos indicam a importância da desgaseificação do metano através das turbinas e a jusante. Medições adicionais nos reservatórios de Tucuruí, Samuel e Curua-Una indicaram a importância da desgaseificação nas turbinas e a jusante (Kemenes *et al.* 2016). A extrapolação de todas as emissões com base nas áreas dos reservatórios combinadas com as emissões da turbina e a jusante produz um total de 0,4 Tg CH<sub>4</sub> y<sup>-1</sup> para Balbina, Curua-Una, Samuel e Tucuruí.

**Tabela 6.2.** Fluxos anuais de dióxido de carbono para a atmosfera a partir de habitats aquáticos na bacia amazônica, incluindo canais fluviais deltaicos, habitats costeiros de água doce e bacia do Tocantins.

Habitats Aquáticos	Fluxos Anuais De Metano
<b>Rios</b>	0.7 Tg CH <sub>4</sub> y <sup>-1</sup>
<b>Riachos</b>	0.4 Tg CH <sub>4</sub> y <sup>-1</sup>
<b>Lagos</b>	0.7 Tg CH <sub>4</sub> y <sup>-1</sup>
<b>Florestas inundadas</b>	
Fluxo da superfície da água	16.4 Tg CH <sub>4</sub> y <sup>-1</sup>
Fluxo das árvores	21.2 Tg CH <sub>4</sub> y <sup>-1</sup>
Fluxo de solos expostos	1.1 Tg CH <sub>4</sub> y <sup>-1</sup>
<b>Outras áreas alagadas</b>	9.6 Tg CH <sub>4</sub> y <sup>-1</sup>
<b>Reservas hidrelétricas</b>	0.58 Tg CH <sub>4</sub> y <sup>-1</sup>

Para estimar as emissões dos outros reservatórios brasileiros, uma emissão difusiva e ebulitiva média geral das superfícies de dez reservatórios nas porções sul da bacia (~ 29 g CH<sub>4</sub>m<sup>-2</sup> y<sup>-1</sup>, conforme resumo em Deemer *et al.* 2016) e as áreas de superfície combinadas de todos os reservatórios brasileiros adicionais produzem 0,18 Tg CH<sub>4</sub> y<sup>-1</sup>.

Estimar as emissões dos reservatórios na Bolívia, Equador e Peru é mais difícil porque não há medições e em altitudes mais altas as temperaturas serão mais baixas, com condições diferentes das bacias hidrográficas no Brasil. Assim, metade da taxa aplicada aos reservatórios do sul do Brasil é usada para produzir uma emissão de ~0,002 Tg CH<sub>4</sub> y<sup>-1</sup>. No total, as emissões de metano dos reservatórios hidrelétricos podem ser estimadas em aproximadamente 0,58 Tg CH<sub>4</sub> y<sup>-1</sup> (Tabela 6.2) com incerteza considerável e uma necessidade definitiva de muito mais medições, incluindo a desgaseificação através de turbinas e a jusante, especialmente porque mais barragens são planejadas. A extensão em que essa estimativa representa as emissões líquidas, ou seja, desconhecemos as emissões adicionais àquelas associadas aos rios não represados, embora os solos florestais de planaltos provavelmente sejam sumidouros de metano.

Conforme observado na Seção 6.2.2, grandes incertezas decorrem da escassez de medições de fluxos e incertezas em áreas de habitat e suas variações sazonais e interanuais. As diferenças temporais nos fluxos de metano são devidas a variações nas inundações como resultado de diferenças na descarga do rio, no escoamento local e nas precipitações, nas condições ecológicas relacionadas e nas mudanças na cobertura da área de diferentes habitats. Séries temporais plurianuais de medições não estão disponíveis para documentar possíveis tendências ou variações. Os modelos hidrológicos atuais fornecem estimativas de variações na inundação, mas subestimam as condições em toda a bacia. Os produtos de sensoriamento remoto incluem áreas inundadas, embora as séries temporais mais longas subestimem áreas em alguns habitats e tenham resolução espacial moderada; produtos de alta resolução são temporalmente escassos. A distinção entre os variados habitats aquáticos depende de uma combinação de produtos ópticos e de micro-ondas que carecem de séries temporais suficientes.

### 6.4.1.3. Orçamento de Metano da Amazônia

Ambas as estimativas de baixo para cima e de cima para baixo com diferentes escalas espaciais e temporais estão disponíveis para a Bacia Amazônica. Bergamaschi *et al.* (2009) utilizaram dados da SCIAMACHY para calcular emissões totais da Amazônia de 47,5 a 53,0 Tg CH<sub>4</sub> y<sup>-1</sup> em 2004 para uma área de 8,6 × 10<sup>6</sup> km<sup>2</sup>. Com base em um modelo de inversão usando observações *in situ* e de sensoriamento remoto, Fraser *et al.* (2014) estimaram emissões de 59,0 ± 3,1 Tg CH<sub>4</sub> y<sup>-1</sup> da América do Sul tropical (aproximadamente ~ 9,7 × 10<sup>6</sup> km<sup>2</sup>) em 2010. Tunnicliffe *et al.* (2020), ao usar estimativas de modelagem inversa derivadas de medições de satélite GOSAT combinadas com dados de superfície, e o modelo de transporte atmosférico regional de alta resolução NAME, relataram emissões médias para zonas úmidas na Amazônia brasileira substancialmente menores do que outras estimativas (9,2 ± 1,8 Tg CH<sub>4</sub> y<sup>-1</sup>). Wilson *et al.* (2016) realizaram uma inversão com o modelo TOMCAT usando observações de perfil vertical de aeronaves e emissões estimadas de metano de 36,5 a 41,1 Tg CH<sub>4</sub> y<sup>-1</sup> em 2010 e 31,6 a 38,8 Tg CH<sub>4</sub> y<sup>-1</sup> em 2011 (área de 5,8 × 10<sup>6</sup> km<sup>2</sup>), com emissões de não combustão representando 92-98% do total de emissões. Pangala *et al.* (2017) fornecem

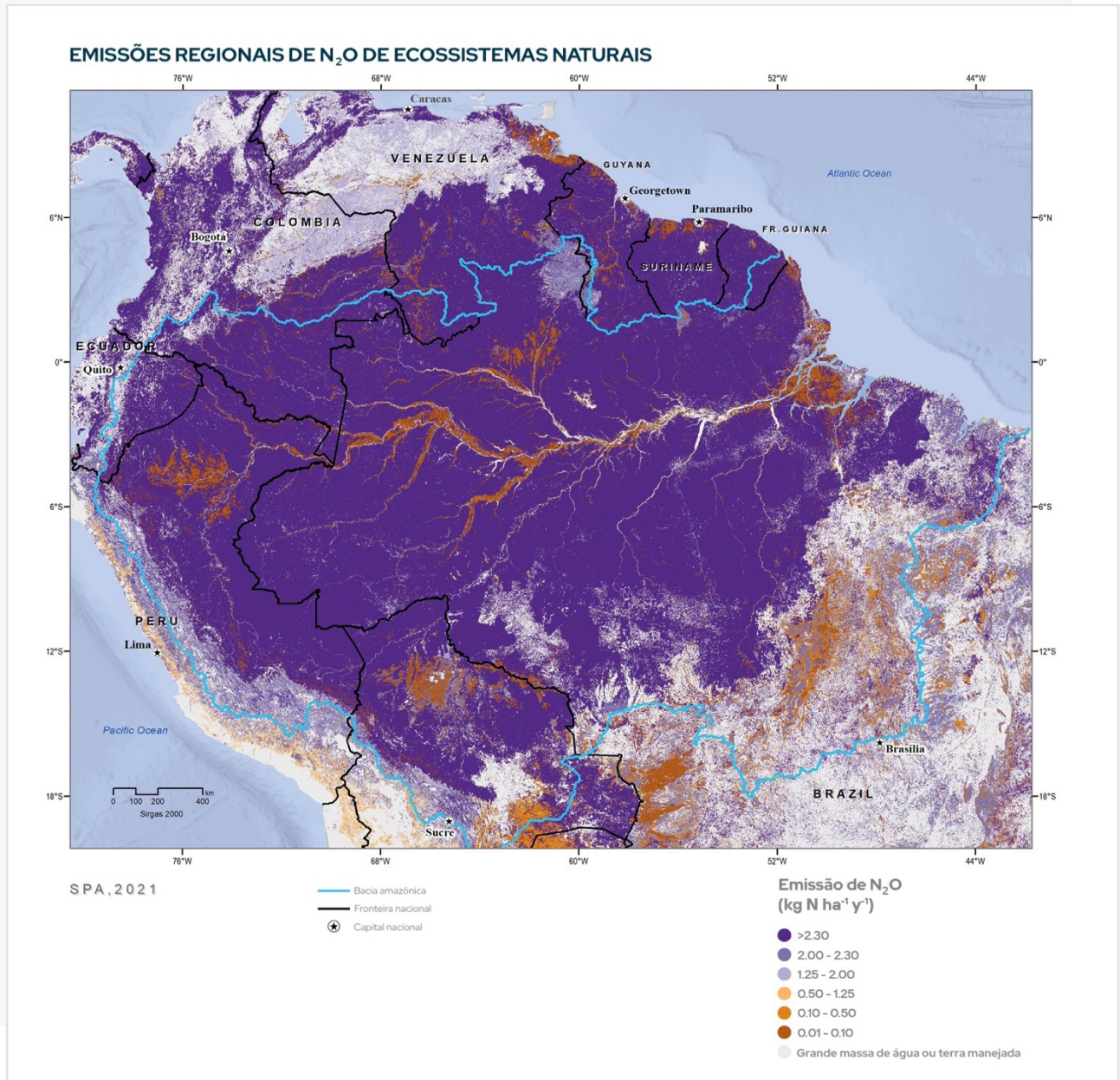
uma estimativa regional de emissões de metano de 42,7 ± 5,6 Tg CH<sub>4</sub> y<sup>-1</sup> (área de 6,77 × 10<sup>6</sup> km<sup>2</sup>) com base em perfis regulares de troposfera inferior vertical cobrindo o período 2010–2013, onde 10% vieram da queima de biomassa. Essa estimativa é semelhante às estimativas de baixo para cima para a mesma área. Estimativas de fluxos totais de metano com base em medições de perfis verticais de aeronaves para o nordeste da Amazônia (2,8°S, 54,9°W; considerando uma área de 0,6 × 10<sup>6</sup> km<sup>2</sup>) estão entre 7,5 e 11,7 Tg CH<sub>4</sub> y<sup>-1</sup> (Miller *et al.* 2007, Basso *et al.* Pangala *et al.* 2017), onde as fontes naturais, como as zonas úmidas, são provavelmente importantes, com a queima de biomassa representando a maior parte dos 10% do fluxo médio anual total e as emissões antrópicas representando cerca de 11% do fluxo médio anual (Basso *et al.* 2016). Esta região tem fluxos mais elevados do que outras regiões (Wilson *et al.* 2016, Pangala *et al.* 2017), o que destaca a variabilidade regional nas emissões de metano na Amazônia.

O orçamento geral de metano inclui várias fontes e sumidouros cujas contribuições são sensíveis ao feedback das condições de seca, e ainda há lacunas significativas na compreensão de como as secas afetarão os orçamentos de metano (Saito *et al.* 2016). Durante a seca de 2010, as emissões de metano da queima de biomassa foram cerca de 5-6 vezes maiores do que em 2011, variando de 0,5 a 7,0 Tg CH<sub>4</sub> y<sup>-1</sup>, dependendo da condição climática (anos de seca), de qual parte da Amazônia estava sendo considerada e da gravidade da temporada de queimadas (Wilson *et al.* 2016, Saito *et al.* 2016).

Estimativas de cima para baixo das emissões de metano indicam que a Amazônia é uma fonte importante; extrapolando essas estimativas para a mesma área (uma área amazônica de 6,77 × 10<sup>6</sup> km<sup>2</sup>), as emissões totais de metano variam entre 36,9 e 48,0 Tg CH<sub>4</sub> y<sup>-1</sup> (Bergamaschi *et al.* 2009, Fraser *et al.* 2014, Wilson *et al.* 2016, Pangala *et al.* 2017). Isso sugere que a região contribui com 6-8% das emissões globais de metano, considerando emissões globais de 576 Tg CH<sub>4</sub> y<sup>-1</sup> (Sauniois *et al.* 2020).

## 6.4.2 Óxido Nitroso (N<sub>2</sub>O)

### 6.4.2.1 Processos de N<sub>2</sub>O da Biosfera Terrestre



**Figura 6.6** Emissões de N<sub>2</sub>O na Amazônia. Dados produzidos por Felipe Pacheco, com base em dados e análises do International Nitrogen Management Assessment (INMS).

O óxido nitroso (N<sub>2</sub>O) é, depois do dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) e do metano (CH<sub>4</sub>), o terceiro gás de efeito estufa de longa duração mais importante e uma das principais substâncias que destroem a camada de ozônio estratosférica. A maior parte do N<sub>2</sub>O antropogênico é produzida pelo setor agrícola, embora os

sistemas naturais emitam óxido nitroso por meio de processos de decomposição da matéria orgânica, particularmente no solo. As emissões de N<sub>2</sub>O, que provêm predominantemente da desnitrificação, estão relacionadas às características biológicas e físico-químicas do solo. Os processos microbianos

do solo modulam a mineralização da matéria orgânica e as condições ambientais, como teor de água no solo, disponibilidade de N, textura do solo, pH e teor de carbono orgânico lábil, são condições importantes para a transformação da matéria orgânica e nutrientes dissolvidos em plantas e biota do solo. A rápida ciclagem de nutrientes relacionada às temperaturas mais altas, disponibilidade de água e altas proporções de N:P resultam em florestas tropicais emitindo altas taxas de  $N_2O$  para a atmosfera. As regiões tropicais respondem por 71% das emissões globais dos ecossistemas naturais (Yu e Zhuang 2019). Ciais *et al.* (2014) relataram emissões globais de  $N_2O$  da vegetação natural de 6,6 Tg  $N\ y^{-1}$  (variando de 3,3 a 9,0 Tg  $N\ y^{-1}$ , IPCC AR5). Recentemente, Tian *et al.* (2020) relataram emissões globais de solos naturais (com fortes contribuições dos trópicos) no período de 2007-2016 na ordem de 4,9 a 6,5 Tg  $N\ y^{-1}$ . Syakila e Kroeze (2011) simularam um aumento de 8 vezes, das emissões antropogênicas totais de  $N_2O$ , desde o início da revolução industrial até 2006, de 1,1 Tg  $N\ y^{-1}$ , em 1850, para 8,3 Tg  $N\ y^{-1}$ , em 2006, com as emissões dos sistemas naturais globais mantidas em 10,5 Tg  $N\ y^{-1}$ . No mesmo período, as simulações globais do  $N_2O$  Model Intercomparison Project (NMIP) (a partir de 1860) indicam as maiores emissões globais de  $N_2O$  derivadas de áreas tropicais e da América do Sul tropical (particularmente da região amazônica), respondendo por 20% das emissões globais (Tian *et al.* 2018). Os modelos consideram o uso da terra transformado natural e humano (por exemplo, agricultura, pastagem) nas simulações.

#### 6.4.2.2. Processos de $N_2O$ da Biosfera de Água Doce

A maioria das emissões de  $N_2O$  dos sistemas de água doce ocorre em zonas úmidas. Guilhen *et al.* (2020), em um estudo das áreas úmidas ao longo dos rios Amazonas, Madeira e Branco, cerca de  $1,3 \times 10^6$  km<sup>2</sup>, modelaram as emissões de  $N_2O$  da desnitrificação na ordem de 1,8 kg  $N_2O\ ha^{-1}\ y^{-1}$ , com pico em março. As emissões totais da desnitrificação nas planícies de inundação da Bacia Amazônica são estimadas em 1,03 Tg  $N_2O\ y^{-1}$ . Devido à abundância de nitrogênio nos solos amazônicos, o nitrato pode não estar limitando a desnitrificação na Bacia Amazônica (Guilhen *et al.* 2020).

#### 6.4.2.3. O Orçamento Amazônico de $N_2O$

As estimativas para as emissões de  $N_2O$  em solos de florestas tropicais variaram de 0,8 Tg  $N\ y^{-1}$  (média para 1991–2000) para a América do Sul (Felipe Pacheco e INMS, comunicação pessoal) a 2,40 Tg  $N\ y^{-1}$  (Matson e Vitousek 1990) e 3,55 Tg  $N\ y^{-1}$  (Breuer *et al.* 2000) para florestas tropicais úmidas em todo o mundo. Melillo *et al.* (2001) e Davidson *et al.* (2001) calcularam emissões da floresta tropical amazônica de 1,2 a 1,3 Tg  $N\ y^{-1}$ . Buscardo *et al.* (2016) estimaram as maiores emissões de  $N_2O$  na porção noroeste da bacia, decrescendo com as condições mais secas para leste e sul, com uma estimativa média de 0,74 a 0,83 Tg  $N\ y^{-1}$  para toda a Bacia Amazônica. A variação deveu-se à fração atribuída à respiração do solo. Figueiredo *et al.* (2019) e Galford *et al.* (2010) sugerem que as florestas maduras da Amazônia (incluindo florestas de *terra firme* e periodicamente inundadas) são responsáveis por cerca de 6,5% das emissões globais de  $N_2O$  dos sistemas naturais, e os fluxos são estimados na ordem de 0,5-2,5 kg  $N\ ha^{-1}$  (Lent *et al.* 2015, Tian *et al.* 2020). Em revisão abrangente realizada por Meurer *et al.* (2016) foi demonstrado que as taxas de fluxo anuais medianas das florestas amazônicas foram cerca de 36% superiores às taxas de fluxo de  $N_2O$  da Mata Atlântica (2,42 e 0,88 kg  $N\ ha^{-1}$ , respectivamente). A mudança no uso da terra altera significativamente as emissões de  $N_2O$ . Devido ao aumento da disponibilidade de N no solo, quando a pastagem substitui a floresta, os fluxos podem dobrar ou triplicar, mas diminuem nos anos seguintes à conversão para menos da metade das emissões originais (Davidson *et al.* 2007). A queima de biomassa é atualmente responsável por cerca de 0,7 Tg  $N\ y^{-1}$  emissão de  $N_2O$  (Davidson e Kanter 2014). Em sistemas agrícolas na região amazônica, o cultivo intercalar é importante, sendo a soja-milho e a soja-algodão a rotação mais comum. A soja fixa o nitrogênio a uma taxa de 200 kg  $ha^{-1}$ , mas as emissões de  $N_2O$  são bem baixas, 0,1-0,2 kg  $ha^{-1}$  (Cruvinel *et al.* 2011). A cultura seguinte, com adição de fertilizante mineral, emite  $N_2O$  da ordem de 0,2 a 0,8 kg  $ha^{-1}$ , dependendo da quantidade de fertilizante utilizado (Jankowski *et al.* 2018). As emissões regionais de  $N_2O$  dos ecossistemas naturais são apresentadas na Figura 6.6.

### 6.5 Aerossóis e Gases Vestigiais



### 6.5.1 Compostos Orgânicos Voláteis Não Metânicos Biogênicos (NMVOCs)

O ecossistema amazônico é considerado como a maior fonte de Compostos Orgânicos Voláteis Não Metânicos (NMVOCs) biogênicos, também conhecidos como compostos orgânicos voláteis biogênicos (COVB) (Figura 6.7). As emissões de NMVOCs possuem uma menor contribuição para o ciclo do carbono (Figura 6.2, Kesselmeier *et al.* 2002). Os NMVOCs biogênicos são caracterizados por suas altas reatividades químicas e, portanto, representam atores-chave nos processos de oxidação na atmosfera (Williams *et al.* 2016, Nölscher *et al.* 2016, Pfannerstill *et al.* 2018). Eles afetam a química atmosférica e a física de maneiras importantes, alterando a capacidade de oxidação e a produção de partículas e fornecendo os chamados aerossóis orgânicos secundários (SOA), o que aumenta os efeitos das partículas biológicas primárias na atmosfera. Os efeitos antropogênicos, bem como as mudanças climáticas e globais, têm efeitos graves nas taxas de emissão de NMVOC (Peñuelas e Staudt 2010, Liu *et al.* 2016) e afetam a produção de partículas, com consequências para a condensação da água, a produção de nuvens e o ciclo da água.

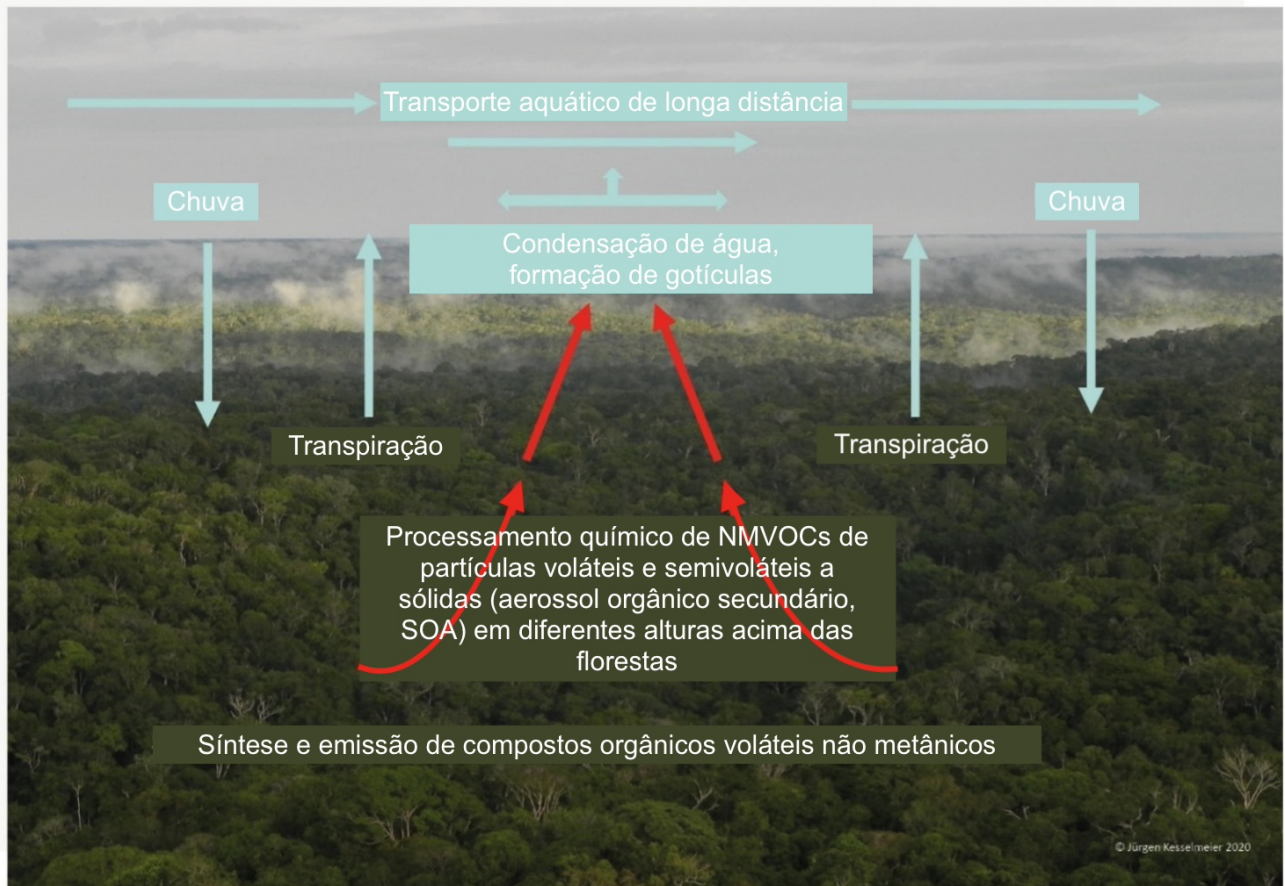
O importante é a heterogeneidade das emissões de COV da vegetação e a dinâmica das mudanças sazonais ou de desenvolvimento na Amazônia (Yáñez-Serrano *et al.* 2015, 2020). Com o aumento da compreensão dos ciclos biogeoquímicos e da reatividade atmosférica, há um interesse crescente no grande grupo de NMVOCs biogênicos, que representam a fonte dominante de voláteis orgânicos na atmosfera, especialmente em áreas dominadas por florestas. A produção e liberação biogênica de NMVOCs estão intimamente relacionadas à biodiversidade vegetal e, conseqüentemente, o número de voláteis biogênicos é enorme (Kesselmeier e Staudt 1999, Laothawornkitkul *et al.* 2009). Em consonância com seu grande número, seus papéis ainda são uma questão de discussão em vista da ecologia e da química. Em particular, a composição complexa de BVOCs, incluindo espécies oxigenadas, compostos aromáticos, compostos sulfurosos, produtos de oxidação e outros compostos reativos desconhecidos deixa dúvidas sobre a reatividade atmosférica (Kesselmeier e Staudt 1999, Nölscher *et*

*al.* 2016, Pfannerstill *et al.* 2018, Yáñez-Serrano *et al.* 2018).

Pesquisa de NMVOC na Amazônia. Locais de campo como o Observatório de Torre Alta da Amazônia (ATTO) podem contribuir para esta pesquisa (Andreae *et al.* 2015). As complicações surgem do desmatamento, que altera a diversidade de voláteis e, portanto, a reatividade química. A perda de áreas florestais afetará não apenas o ciclo do carbono, mas também a troca de NMVOC entre a superfície e a atmosfera, a produção de partículas e o ciclo da água. Além disso, o peso dos incêndios no número de partículas é impressionante, quando se compara a estação seca (com fogo) com a estação chuvosa (sem incêndios) (Andreae 2019, Pöhlker *et al.* 2019). Por outro lado, as contribuições diretas de SOA das emissões de incêndio parecem ser baixas ao analisar os incêndios no Mediterrâneo (Bessagnet *et al.* 2008). Lacunas significativas na compreensão da regulação das emissões e do destino dos NMVOCs emitidos permanecem. As principais incógnitas com potencial impacto são a capacidade de emissão e a qualidade das áreas inundadas, o papel da anoxia radicular (Bracho-Nunez *et al.* 2012), e interações ecológicas dentro da floresta (Salazar *et al.* 2018).

### 6.5.2 Física e Química de Aerossóis e Núcleos de Condensação de Nuvens (CCN)

Além de influenciar os ciclos de água e nutrientes, os aerossóis afetam diretamente a radiação ao dispersar e absorver a luz, bem como indiretamente por condensação e processamento de nuvens. Em condições naturais, a Amazônia é uma das poucas regiões continentais onde as concentrações de aerossóis se assemelham às da era pré-industrial, na faixa de 300-500 partículas por  $\text{cm}^3$  e 9-12  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  (Andreae 2007, Martin *et al.* 2010). O carbono orgânico domina a composição de aerossóis submicrométricos na Amazônia na estação chuvosa, compreendendo cerca de 70% de massa, seguido de sulfato (10-15%) e carbono negro equivalente (5-10%) (Andreae *et al.* 2015, Chen *et al.* 2015). As observações indicam que cerca de 90% da massa de aerossol orgânico submicrônico resulta da produção secundária (Chen *et al.* 2009). A oxidação



**Figura 6.7** As emissões de NMVOC da floresta amazônica atuam como um sistema orgânico de captação e transporte de água por processamento químico e físico de gases vestigiais biogênicos para aerossóis orgânicos secundários servindo como núcleos de condensação para vapor de água.

de COVBs por  $O_3$  e OH leva à formação de espécies orgânicas semivoláteis, com pressão de vapor suficientemente baixa para condensar sobre partículas pré-existent e produzir aerossóis orgânicos secundários (SOA) (Graham *et al.* 2003, Pöhlker *et al.* 2012). Outra via para a produção de SOA a partir de emissões de COVB consiste na oxidação e absorção reativa catalisada pelo ácido de produtos de oxidação de isopreno dentro de gotículas de nuvem e névoa (Lim *et al.* 2010, Surratt *et al.* 2010). A caracterização de aerossóis orgânicos submicrométricos em um sítio florestal na Amazônia sugere uma importância comparável das vias aquosa e em fase gasosa da produção de SOA (Chen *et al.* 2015).

Outro mecanismo de produção de SOA é a formação de novas partículas (NPF) na faixa de diâmetro  $<10$  nm, seguida de crescimento condensado para o modo de acumulação ( $\sim 100-300$  nm). Este processo demonstrou ser uma fonte relevante de partículas em florestas boreais (Dal Maso *et al.* 2005). No entanto, o impacto do NMVOC na produção de partículas sobre a Amazônia é surpreendentemente diferente do que ocorre em florestas temperadas e boreais (Andreae *et al.* 2018, Artaxo *et al.*, em revisão). Observações a longo prazo em locais de floresta amazônica mostraram que eventos de NPF de escala regional são pouco frequentes perto da superfície (3% dos dias de medição) (Rizzo *et al.* 2018). Em vez disso, medições aéreas na Amazônia relataram altas



concentrações de nucleação e partículas do modo Aitken (diâmetro  $< \sim 100$  nm) na troposfera superior.

Um modelo conceitual foi desenvolvido para descrever essa importante fonte de partículas na Amazônia (Figura 6.8). Os COVBs emitidos na superfície do dossel da vegetação são transportados para cima dentro de nuvens convectivas para a troposfera superior, onde experimentam as condições ideais para a nucleação de partículas (alto fluxo actínico, baixas temperaturas e pequeno sumidouro de condensação). SOA são produzidos a partir da oxidação de COVB na troposfera superior e são eventualmente transportados para a superfície por correntes descendentes convectivas, aumentando de tamanho ao condensarem no caminho para baixo (Andreae *et al.* 2018, Wang *et al.* 2016).

Na floresta amazônica, aerossóis de modo grosso (diâmetro  $> 2,5 \mu\text{m}$ ) dominam os espectros de tamanho de massa durante a estação chuvosa, incluindo aerossóis biológicos primários (PBA), aerossóis marinhos e aerossóis africanos transportados a longo alcance (LRT) (Andreae *et al.* 2015, Martin *et al.* 2010, Moran-Zuloaga *et al.* 2018). Pólen, bactérias, esporos e fragmentos de material biológico são exemplos de PBA emitidos na floresta amazônica (China *et al.* 2016, Huffman *et al.* 2012, Pöhlker *et al.* 2012). O LRT de aerossóis da África é tipicamente observado na Amazônia entre dezembro e abril, consistindo em aerossóis de queima de poeira e biomassa do Saara da região do Sahel (Baars *et al.* 2011, Pöhlker *et al.* 2019, Saturno *et al.* 2018). Os episódios de LRT são relativamente frequentes na estação chuvosa (5 a 10 eventos por ano), com duração de 3 a 10 dias geralmente (Moran-Zuloaga *et al.* 2018, Rizzolo *et al.* 2017). Durante os episódios de LRT, são observados aprimoramentos de concentração na massa de aerossóis, carbono negro equivalente, elementos da crosta (Al, Si, Ti, Fe) e potássio, fornecendo nutrientes essenciais para os ecossistemas amazônicos (Martin *et al.* 2010, Moran-Zuloaga *et al.* 2018, Rizzolo *et al.* 2017, Saturno *et al.* 2018).

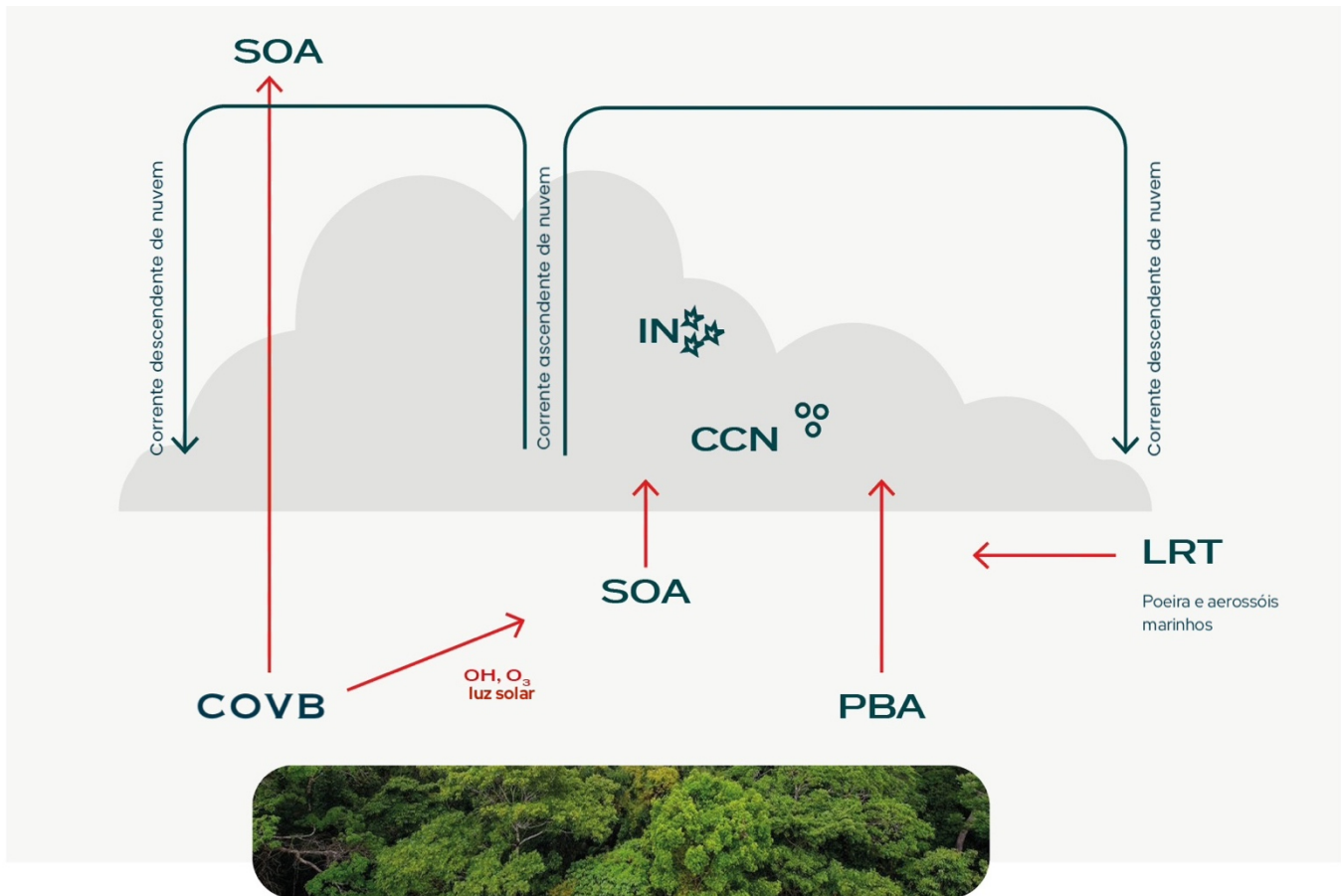
As partículas de aerossóis constituem um ingrediente essencial para a formação e desenvolvimento de nuvens, uma vez que podem atuar como núcleos de condensação de nuvens (CCN), sobre os quais o

vapor de água se condensa, produzindo gotículas de nuvens. Além disso, algumas partículas, conhecidas como núcleos de gelo (IN), podem iniciar a formação de cristais de gelo dentro das nuvens, proporcionando um crescimento mais rápido para tamanhos de gotículas precipitáveis quando comparados ao CCN e, assim, influenciando a precipitação (Andreae e Rosenfeld 2008). Medições e modelagem indicam que a SOA biogênica atua como CCN na floresta amazônica, enquanto o IN consiste em partículas de poeira mineral PBA e LRT de modo grosso da África. Além disso, aerossóis de modo grosso podem atuar como CCN gigantes, gerando grandes gotículas e induzindo chuva em nuvens quentes (Pöhlker *et al.* 2016, 2018; Pöschl *et al.* 2010; Prenni *et al.* 2009). Enquanto os aerossóis fornecem núcleos para a formação de nuvens, as nuvens convectivas podem estimular a formação de partículas de SOA através do processamento em nuvem de emissões biogênicas (Figura 6.8), fazendo uma conexão intrínseca entre os processos de aerossol e nuvem.

Um conjunto de observações demonstra a integração biosfera-atmosfera na Amazônia, unindo emissões biogênicas, nuvens e precipitação, retratando a floresta como um reator biogeoquímico. A biosfera emite COVBs e aerossóis, que são processados pela fotoquímica, fornecendo núcleos para a formação de nuvens quentes e frias, que resultam em precipitação, sustentando o ciclo hidrológico e a reprodução biológica, fechando um ciclo virtuoso (Pöhlker *et al.* 2012, Pöschl *et al.* 2010).

### 6.5.3 Ozônio e Fotoquímica

O ozônio ( $\text{O}_3$ ) é um gás vestígio altamente reativo, com concentrações atmosféricas amplamente variáveis globalmente. Não há fonte direta significativa de  $\text{O}_3$  troposférico; portanto, sua concentração depende fortemente de precursores como  $\text{NO}_x$ , CO e COVs (Rummel *et al.* 2018, Yáñez-Serrano *et al.* 2015, Lu *et al.* 2019) e em menor medida sobre a troca entre a estratosfera e a troposfera (Ancellet *et al.* 1994, Hu *et al.* 2010). A vida útil do  $\text{O}_3$  depende da química atmosférica, que é controlada pela temperatura e radiação. A vida útil média global do  $\text{O}_3$  troposférico é de aproximadamente 23 dias (Young *et al.* 2013), mas devido à deposição superficial e reações químicas é muito mais curto na camada limite



**Figura 6.8** Interações entre emissões biogênicas, transporte de longo alcance (LRT) de aerossóis e nuvens na Amazônia. Compostos orgânicos voláteis biogênicos (COVBs) são oxidados perto da superfície, levando à produção de aerossóis orgânicos secundários (SOA). Aerossóis biológicos primários (PBA), aerossóis de soa e LRT são ativados em núcleos de condensação de nuvens (CCN) e núcleos de gelo (IN), promovendo o desenvolvimento de nuvens e precipitação. Os COVBs são transportados por correntes ascendentes convectivas para a troposfera superior, onde há as condições ideais para a nucleação de partículas. Os SOA são produzidos a partir da oxidação de COVB na troposfera superior e são eventualmente transportados à superfície por correntes descendentes convectivas, constituindo uma importante fonte natural de partículas.

(Cooper *et al.* 2014), o que pode levar a fortes gradientes entre uma camada limite bem misturada longe de fontes de emissão precursoras fortes e a troposfera livre. As concentrações acima dos oceanos ou em áreas continentais remotas e sem perturbações são significativamente menores do que no entorno das cidades e onde há queima de biomassa. Assim, a floresta amazônica remota acabou por ser um lugar ideal para estudar a química do O<sub>3</sub> em condições quase intocadas. Essa propriedade mudou drasticamente devido ao aumento da queima de biomassa e do desmatamento, o que leva a um forte aumento das concentrações de NO<sub>x</sub> e O<sub>3</sub> na maior parte da Bacia Amazônica, especialmente durante a

estação mais seca, entre julho e outubro. O sumidouro mais forte de O<sub>3</sub> é a deposição seca, que pode ocorrer através da absorção estomática e não estomática pelas folhas. As superfícies do solo e da água também podem atuar como sumidouros de O<sub>3</sub> (Clifton *et al.* 2020). Análises de transporte de turbulência de ar troposférico para a floresta combinadas com medições de fluxo de O<sub>3</sub> podem melhorar a avaliação desses processos. Proporções de mistura de O<sub>3</sub> acima de 40 ppb, que também ocorrem na Amazônia remota devido à queima de biomassa, são conhecidas por causar danos às folhas (Pacífico *et al.* 2015) devido à geração de espécies reativas de oxigênio que podem induzir morte celular e lesões (Cli-

fton *et al.* 2020). Portanto, mesmo áreas remotas longe da queima de biomassa podem ser muito afetadas negativamente pela poluição do ar transportada ao longo de várias centenas de quilômetros.

## 6.6 Conclusões

A Amazônia é um elemento fundamental da biosfera planetária; seus ciclos biogeoquímicos são fatores importantes para o meio ambiente e o clima e formam a maior contribuição de um único bioma para muitos processos biogeoquímicos planetários importantes. A variabilidade geológica e climática em toda a Amazônia desempenha um papel importante na formação das características da biogeoquímica e das funções ecossistêmicas da região. A troca de gases vestigiais, como gases de efeito estufa e gases reativos, e partículas secundárias e primárias, contribui direta e/ou indiretamente para o efeito estufa e afeta a química e a física atmosféricas. Os processos de emissão (produção) e deposição (absorção) afetam a concentração atual de gases de efeito estufa, como metano, dióxido de carbono, ozônio e óxido nitroso. Os gases vestígios reativos afetam a capacidade oxidativa da atmosfera com influências significativas na produção de partículas e nos processos de condensação de nuvens. Assim, o clima é afetado em escalas locais, regionais e globais, incluindo o aquecimento atmosférico, o processamento químico na atmosfera e a hidrologia. A degradação contínua da floresta amazônica e a passagem de pontos de inflexão resultariam em um enfraquecimento e potencial colapso da rede biogeoquímica que vai do solo e da floresta até a atmosfera. Isso teria graves consequências para os ecossistemas amazônicos e para as comunidades que dependem deles.

## 6.7 Recomendações

- Há uma necessidade de entender melhor e criar um sistema de alerta precoce para a estabilidade do armazenamento e sumidouro de carbono da Amazônia à luz das mudanças ambientais globais. A perda ou reversão do sumidouro de carbono da Amazônia teria consequências globais e tornaria mais difícil limitar o pico de aquecimento à meta internacionalmente acordada de 1,5°C ou 2°C.

- Há necessidade de quantificar melhor e mapear as fontes e sumidouros de metano e N<sub>2</sub>O no sistema amazônico.
- O papel potencial do bioma amazônico e sua química atmosférica associada na influência das propriedades das nuvens e do clima regional e global precisa ser melhor quantificado e pode estar entre as contribuições mais significativas da Amazônia para a função planetária.

## 6.8 Referências

- Abril G, Guérin F, Richard S, et al. 2005. Carbon dioxide and methane emissions and the carbon budget of a 10-year-old tropical reservoir (Petit Saut, French Guiana). *Global Biogeochem Cycles* **19**: GB4007.
- Albert LP, Restrepo-Coupe N, Smith MN, et al. 2019. Cryptic phenology in plants: Case studies, implications, and recommendations. *Glob Chang Biol* **25**: 3591–608.
- Aleixo I, Norris D, Hemerik L, et al. 2019. Amazonian rainforest tree mortality driven by climate and functional traits. *Nat Clim Chang* **9**: 384–8.
- Alencar AAC, Solórzano LA, and Nepstad DC. 2004. Modeling Forest understory fires in an eastern Amazonian landscape. *Ecol Appl* **14**: 139–49.
- Allen GH and Pavelsky TM. 2018. Global extent of rivers and streams. *Science* **361**: 585–8.
- Almeida RM, Shi Q, Gomes-Selman JM, et al. 2019. Reducing greenhouse gas emissions of Amazon hydropower with strategic dam planning. *Nat Commun* **10**: 4281.
- Amaral JHF, Farjalla VF, Melack JM, et al. 2019. Seasonal and spatial variability of CO<sub>2</sub> in aquatic environments of the central lowland Amazon basin. *Biogeochemistry* **143**: 133–49.
- Amaral JHF, Melack JM, Barbosa PM, et al. 2020. Carbon dioxide fluxes to the atmosphere from waters within flooded forests in the Amazon basin. *J Geophys Res Biogeosciences* **125**: e2019JG005293.
- Amaral JHF, Suhett AL, Melo S, and Farjalla VF. 2013. Seasonal variation and interaction of photodegradation and microbial metabolism of DOC in black water Amazonian ecosystems. *Aquat Microb Ecol* **70**: 157–68.
- Amaral JHF. 2017. Dinâmica do CO<sub>2</sub> em ecossistemas aquáticos na bacia Central Amazônica: uma abordagem em múltiplas escalas. *Dissertation*. Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, Manaus
- Ancellet G, Beekmann M, and Papayannis A. 1994. Impact of a cutoff low development on downward transport of ozone in the troposphere. *J Geophys Res Atmos* **99**: 3451–68.
- Anderegg WRL, Konings AG, Trugman AT, et al. 2018. Hydraulic diversity of forests regulates ecosystem resilience during drought. *Nature* **561**: 538–41.
- Anderson LO, Malhi Y, Aragão LEOC, et al. 2010. Remote sensing detection of droughts in Amazonian forest canopies. *New Phytol* **187**: 733–50.
- Andreae MO and Rosenfeld D. 2008. Aerosol-cloud-precipitation

- interactions. Part 1. The nature and sources of cloud-active aerosols. *Earth-Science Rev* **89**: 13–41.
- Andreae MO, Acevedo OC, Araújo A, *et al.* 2015. The Amazon Tall Tower Observatory (ATTO): overview of pilot measurements on ecosystem ecology, meteorology, trace gases, and aerosols. *Atmos Chem Phys* **15**: 10723–76.
- Andreae MO, Afchine A, Albrecht R, *et al.* 2018. Aerosol characteristics and particle production in the upper troposphere over the Amazon Basin. *Atmos Chem Phys* **18**: 921–61.
- Andreae MO. 2007. Atmosphere. Aerosols before pollution. *Science* **315**: 50–1.
- Andreae MO. 2019. Emission of trace gases and aerosols from biomass burning—an updated assessment. *Atmos Chem Phys* **19**: 8523–46.
- Aragão LEOC, Anderson LO, Fonseca MG, *et al.* 2018. 21st Century drought-related fires counteract the decline of Amazon deforestation carbon emissions. *Nat Commun* **9**: 536.
- Aragão LEOC, Malhi Y, Barbier N, *et al.* 2008. Interactions between rainfall, deforestation and fires during recent years in the Brazilian Amazonia. *Philos Trans R Soc B Biol Sci* **363**: 1779–85.
- Aragão LEOC, Malhi Y, Roman-Cuesta RM, *et al.* 2007. Spatial patterns and fire response of recent Amazonian droughts. *Geophys Res Lett* **34**: L07701.
- Aragão LEOC, Poulter B, Barlow JB, *et al.* 2014. Environmental change and the carbon balance of Amazonian forests. *Biol Rev* **89**: 913–31.
- Aragão LEOC, Malhi Y, Metcalfe DB, *et al.* 2009. Above- and below-ground net primary productivity across ten Amazonian forests on contrasting soils. *Biogeosciences* **6**: 2759–78.
- Araujo RF, Nelson BW, Celes CHS, and Chambers JQ. 2017. Regional distribution of large blowdown patches across Amazonia in 2005 caused by a single convective squall line. *Geophys Res Lett* **44**: 7793–8.
- Artaxo P, Hansson H-C, and Andreae, MO. Tropical and Boreal Forests - Atmosphere interactions. *Submit to Tellus*.
- Baars H, Ansmann A, Althausen D, *et al.* 2011. Further evidence for significant smoke transport from Africa to Amazonia. *Geophys Res Lett* **38**.
- Baker IT, Pridmore L, Denning AS, *et al.* 2008. Seasonal drought stress in the Amazon: Reconciling models and observations. *J Geophys Res Biogeosciences* **113**.
- Barbosa PM, Melack JM, Amaral JHF, *et al.* 2020. Dissolved methane concentrations and fluxes to the atmosphere from a tropical floodplain lake. *Biogeochemistry* **148**: 129–51.
- Barbosa PM, Melack JM, Amaral JHF, *et al.* 2021. Large Seasonal and Habitat Differences in Methane Ebullition on the Amazon Floodplain. *J Geophys Res Biogeosciences* **126**.
- Barbosa PM, Melack JM, Farjalla VF, *et al.* 2016. Diffusive methane fluxes from Negro, Solimões and Madeira rivers and fringing lakes in the Amazon basin. *Limnol Oceanogr* **61**: S221–S237.
- Barichivich J, Gloor E, Peylin P, *et al.* 2018. Recent intensification of Amazon flooding extremes driven by strengthened Walker circulation. *Sci Adv* **4**: eaat8785.
- Barros F de V, Bittencourt PRL, Brum M, *et al.* 2019. Hydraulic traits explain differential responses of Amazonian forests to the 2015 El Niño-induced drought. *New Phytol* **223**: 1253–66.
- Barros N, Cole JJ, Tranvik LJ, *et al.* 2011. Carbon emission from hydroelectric reservoirs linked to reservoir age and latitude. *Nat Geosci* **4**: 593–6.
- Basso LS, Gatti L V, Gloor M, *et al.* 2016. Seasonality and interannual variability of CH<sub>4</sub> fluxes from the eastern Amazon Basin inferred from atmospheric mole fraction profiles. *J Geophys Res Atmos* **121**: 168–84.
- Beer C, Reichstein M, Tomelleri E, *et al.* 2010. Terrestrial Gross Carbon Dioxide Uptake: Global Distribution and Covariation with Climate. *Science* **329**: 834–8.
- Beighley RE and Gummadi V. 2011. Developing channel and floodplain dimensions with limited data: a case study in the Amazon Basin. *Earth Surf Process Landforms* **36**: 1059–71.
- Belger L, Forsberg BR, and Melack JM. 2011. Carbon dioxide and methane emissions from interfluvial wetlands in the upper Negro River basin, Brazil. *Biogeochemistry* **105**: 171–83.
- Bergamaschi P, Frankenberg C, Meirink JF, *et al.* 2009. Inverse modeling of global and regional CH<sub>4</sub> emissions using SCIAMACHY satellite retrievals. *J Geophys Res Atmos* **114**.
- Bessagnet B, Menut L, Curci G, *et al.* 2008. Regional modeling of carbonaceous aerosols over Europe—focus on secondary organic aerosols. *J Atmos Chem* **61**: 175–202.
- Bloom AA, Lee-Taylor J, Madronich S, *et al.* 2010. Global methane emission estimates from ultraviolet irradiation of terrestrial plant foliage. *New Phytol* **187**: 417–25.
- Bracho-Nunez A, Knothe NM, Costa WR, *et al.* 2012. Root anoxia effects on physiology and emissions of volatile organic compounds (VOC) under short-and long-term inundation of trees from Amazonian floodplains. *Springerplus* **1**: 1–16.
- Brando PM, Goetz SJ, Baccini A, *et al.* 2010. Seasonal and interannual variability of climate and vegetation indices across the Amazon. *Proc Natl Acad Sci* **107**: 14685–90.
- Breuer L, Papen H, and Butterbach-Bahl K. 2000. N<sub>2</sub>O emission from tropical forest soils of Australia. *J Geophys Res Atmos* **105**: 26353–67.
- Brienen RJW, Phillips OL, Feldpausch TR, *et al.* 2015. Long-term decline of the Amazon carbon sink. *Nature* **519**: 344–8.
- Brum M, Vadeboncoeur MA, Ivanov V, *et al.* 2019. Hydrological niche segregation defines forest structure and drought tolerance strategies in a seasonal Amazon forest. *J Ecol* **107**: 318–33.
- Buendía C, Kleidon A, Manzoni S, *et al.* 2018. Evaluating the effect of nutrient redistribution by animals on the phosphorus cycle of lowland Amazonia. *Biogeosciences* **15**: 279–95.
- Buscardo E, Nardoto G, Luizão F, *et al.* 2016. The Biogeochemistry of the Main Forest Vegetation Types in Amazonia. In: Interactions between biosphere, atmosphere and human land use in the Amazon basin. Springer.
- Bush MB. 2017. The resilience of Amazonian forests. *Nature* **541**: 167–8.
- Bustamante MMC, Keller M, and Silva DA. 2009. Sources and sinks of trace gases in Amazonia and the Cerrado. In: In Amazonia and Global Change. Wiley Blackwell.
- Cano-Crespo A, Oliveira PJC, Boit A, *et al.* 2015. Forest edge burning in the Brazilian Amazon promoted by escaping fires from managed pastures. *J Geophys Res Biogeosciences* **120**: 2095–107.
- Cardoso MF, Hurr GC, Moore B, *et al.* 2003. Projecting future fire activity in Amazonia. *Glob Chang Biol* **9**: 656–69.
- Carmo JB do, Keller M, Dias JD, *et al.* 2006. A source of methane from upland forests in the Brazilian Amazon. *Geophys Res Lett* **33**.
- Carvalho MR, Jaramillo C, la Parra F de, *et al.* 2021. Extinction at the

- end-Cretaceous and the origin of modern Neotropical rainforests. *Science* **372**: 63–8.
- Castello L, McGrath DG, Hess LL, *et al.* 2013. The vulnerability of Amazon freshwater ecosystems. *Conserv Lett* **6**: 217–29.
- Castro AO, Chen J, Zang CS, *et al.* 2020. OCO-2 Solar-Induced Chlorophyll Fluorescence Variability across Ecoregions of the Amazon Basin and the Extreme Drought Effects of El Niño (2015–2016). *Remote Sens* **12**: 1202.
- Chambers JQ, Higuchi N, Schimel JP, *et al.* 2000. Decomposition and carbon cycling of dead trees in tropical forests of the central Amazon. *Oecologia* **122**: 380–8.
- Chambers JQ, Negron-Juarez RI, Marra DM, *et al.* 2013. The steady-state mosaic of disturbance and succession across an old-growth central Amazon forest landscape. *Proc Natl Acad Sci USA* **110**: 3949–54.
- Chen Q, Farmer DK, Rizzo L V, *et al.* 2015. Submicron particle mass concentrations and sources in the Amazonian wet season (AMAZE-08). *Atmos Chem Phys* **15**: 3687–701.
- Chen Q, Farmer DK, Schneider J, *et al.* 2009. Mass spectral characterization of submicron biogenic organic particles in the Amazon Basin. *Geophys Res Lett* **36**.
- Chen Y, Randerson JT, Werf GR Van Der, *et al.* 2010. Nitrogen deposition in tropical forests from savanna and deforestation fires. *Glob Chang Biol* **16**: 2024–38.
- China S, Wang B, Weis J, *et al.* 2016. Rupturing of biological spores as a source of secondary particles in Amazonia. *Environ Sci |& Technol* **50**: 12179–86.
- Ciais P, Sabine C, Bala G, *et al.* 2014. Carbon and other biogeochemical cycles. In: Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press.
- Cicerone RJ. 1987. Changes in Stratospheric Ozone. *Science* **237**: 35–42.
- Clifton OE, Fiore AM, Massman WJ, *et al.* 2020. Dry deposition of ozone over land: processes, measurement, and modeling. *Rev Geophys* **58**: e2019RG000670.
- Cochrane MA and Laurance WF. 2002. Fire as a large-scale edge effect in Amazonian forests. *J Trop Ecol*: 311–25.
- Cochrane MA and Laurance WF. 2008. Synergisms among fire, land use, and climate change in the Amazon. *Ambio*: 522–7.
- Cochrane MA. 2001. Synergistic interactions between habitat fragmentation and fire in evergreen tropical forests. *Conserv Biol* **15**: 1515–21.
- Coe MT, Costa MH, and Howard EA. 2008. Simulating the surface waters of the Amazon River basin: impacts of new river geomorphic and flow parameterizations. *Hydrol Process An Int J* **22**: 2542–53.
- Conrad R. 2009. The global methane cycle: recent advances in understanding the microbial processes involved. *Environ Microbiol Rep* **1**: 285–92.
- Cooper OR, Parrish DD, Ziemke J, *et al.* 2014. Global distribution and trends of tropospheric ozone: An observation-based review. *Global distribution and trends of tropospheric ozone. Elem Sci Anthr* **2**.
- Cosme LHM, Schiatti J, Costa FRC, and Oliveira RS. 2017. The importance of hydraulic architecture to the distribution patterns of trees in a central Amazonian forest. *New Phytol* **215**: 113–25.
- da Costa ACL, Galbraith D, Almeida S, *et al.* 2010. Effect of 7 yr of experimental drought on vegetation dynamics and biomass storage of an eastern Amazonian rainforest. *New Phytol* **187**: 579–91.
- Covey KR and Megonigal JP. 2019. Methane production and emissions in trees and forests. *New Phytol* **222**: 35–51.
- Covey KR, Mesquita CPB de, Oberle B, *et al.* 2016. Greenhouse trace gases in deadwood. *Biogeochemistry* **130**: 215–26.
- Cruvinel ÊBF, Bustamante MMC da, Kozovits AR, and Zepp RG. 2011. Soil emissions of NO, N<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> from croplands in the savanna region of central Brazil. *Agric Ecosyst Environ* **144**: 29–40.
- Cuevas E and Medina E. 1988. Nutrient dynamics within Amazonian forests. *Oecologia* **76**: 222–35.
- Dal Maso M, Kulmala M, Riipinen I, *et al.* 2005. Formation and growth of fresh atmospheric aerosols: eight years of aerosol size distribution data from SMEAR II, Hyytiälä, Finland. *Boreal Environ Res* **10**: 323.
- Davidson EA and Artaxo P. 2004. Globally significant changes in biological processes of the Amazon Basin: results of the Large-scale Biosphere--Atmosphere Experiment. *Glob Chang Biol* **10**: 519–29.
- Davidson EA and Kanter D. 2014. Inventories and scenarios of nitrous oxide emissions. *Environ Res Lett* **9**: 105012.
- Davidson EA, Bustamante MMC, and Siqueira Pinto A de. 2001. Emissions of Nitrous Oxide and Nitric Oxide from Soils of Native and Exotic Ecosystems of the Amazon and Cerrado Regions of Brazil. *Sci World J* **1**: 312–9.
- Davidson EA, Carvalho CJR de, Figueira AM, *et al.* 2007. Recuperation of nitrogen cycling in Amazonian forests following agricultural abandonment. *Nature* **447**: 995–8.
- Davidson EA, Ishida FY, and Nepstad DC. 2004. Effects of an experimental drought on soil emissions of carbon dioxide, methane, nitrous oxide, and nitric oxide in a moist tropical forest. *Glob Chang Biol* **10**: 718–30.
- Davidson EA, Nepstad DC, Ishida FY, and Brando PM. 2008. Effects of an experimental drought and recovery on soil emissions of carbon dioxide, methane, nitrous oxide, and nitric oxide in a moist tropical forest. *Glob Chang Biol* **14**: 2582–90.
- Deemer BR, Harrison JA, Li S, *et al.* 2016. Greenhouse gas emissions from reservoir water surfaces: a new global synthesis. *Bioscience* **66**: 949–64.
- Devol AH, Richey JE, and Forsberg BR. 1991. Phosphorus in the Amazon River mainstem: Concentrations, forms, and transport to the ocean. *Phosphorus Cycles Terr Aquat Ecosyst*: 9–23.
- Doughty CE, Metcalfe DB, Girardin CAJ, *et al.* 2015. Drought impact on forest carbon dynamics and fluxes in Amazonia. *Nature* **519**: 78–82.
- Doughty CE, Wolf A, and Malhi Y. 2013. The legacy of the Pleistocene megafauna extinctions on nutrient availability in Amazonia. *Nat Geosci* **6**: 761–4.
- Dutaur L and Verchot L V. 2007. A global inventory of the soil CH<sub>4</sub> sink. *Global Biogeochem Cycles* **21**: 4013.
- Ellis EE, Richey JE, Aufdenkampe AK, *et al.* 2012. Factors controlling water-column respiration in rivers of the central and southwestern Amazon Basin. *Limnol Oceanogr* **57**: 527–40.
- Espirito-Santo FDB, Gloor M, Keller M, *et al.* 2014. Size and frequency of natural forest disturbances and the Amazon forest

- carbon balance. *Nat Commun* **5**: 3434.
- Esquivel-Muelbert A, Phillips OL, Brienen RJW, *et al.* 2020. Tree mode of death and mortality risk factors across Amazon forests. *Nat Commun* **11**: 5515.
- Esteban E JL, Castilho C V, Melgaço KL, and Costa FRC. 2021. The other side of droughts: wet extremes and topography as buffers of negative drought effects in an Amazonian forest. *New Phytol* **229**: 1995–2006.
- Eva HD, Huber O., Achard F., *et al.* 2005. A proposal for defining the geographical boundaries of Amazonia [Synthesis of the results from an Expert Consultation Workshop organized by the European Commission in collaboration with the Amazon Cooperation Treaty Organization-JRC Ispra, 7-8 June 2005].
- Figueiredo V, Enrich-Prast A, and Rütting T. 2019. Evolution of nitrogen cycling in regrowing Amazonian rainforest. *Sci Rep* **9**: 1–8.
- Fiore AM, Jacob DJ, Field BD, *et al.* 2002. Linking ozone pollution and climate change: The case for controlling methane. *Geophys Res Lett* **29**: 25-1-25-4.
- Fleischer K, Rammig K, Kauwe MG De, *et al.* 2019. Amazon forest response to CO2 fertilization dependent on plant phosphorus acquisition. *Nat Geosci* **12**: 736–41.
- Fonseca LDM, Dalagnol R, Malhi Y, *et al.* 2019. Phenology and seasonal ecosystem productivity in an Amazonian floodplain forest. *Remote Sens* **11**: 1530.
- Fraser A, Palmer PI, Feng L, *et al.* 2014. Estimating regional fluxes of CO2 and CH4 using space-borne observations of XCH4: XCO2. *Atmos Chem Phys* **14**: 12883–95.
- Fu R and Li W. 2004. The influence of the land surface on the transition from dry to wet season in Amazonia. *Theor Appl Climatol* **78**: 97–110.
- Galford GL, Melillo JM, Kicklighter DW, *et al.* 2010. Greenhouse gas emissions from alternative futures of deforestation and agricultural management in the southern Amazon. *Proc Natl Acad Sci* **107**: 19649–54.
- Garcia MN, Ferreira MJ, Ivanov V, *et al.* 2021. Importance of hydraulic strategy trade-offs in structuring response of canopy trees to extreme drought in central Amazon. *Oecologia*: 1–12.
- Gatti L V., Gloor M, Miller JB, *et al.* 2014. Drought sensitivity of Amazonian carbon balance revealed by atmospheric measurements. *Nature* **506**: 76–80.
- Girardin CAJ, Malhi Y, Doughty CE, *et al.* 2016. Seasonal trends of Amazonian rainforest phenology, net primary productivity, and carbon allocation. *Global Biogeochem Cycles* **30**: 700–15.
- Gouveia NA, Gherardi DFMM, and Aragão LEOC. 2019. The role of the Amazon river plume on the intensification of the hydrological cycle. *Geophys Res Lett* **46**: 12221–9.
- Graham B, Guyon P, Taylor PE, *et al.* 2003. Organic compounds present in the natural Amazonian aerosol: Characterization by gas chromatography--mass spectrometry. *J Geophys Res Atmos* **108**.
- Guan K, Pan M, Li H, *et al.* 2015. Photosynthetic seasonality of global tropical forests constrained by hydroclimate. *Nat Geosci* **8**: 284–9.
- Guilhen J, Bitar A Al, Sauvage S, *et al.* 2020. Denitrification and associated nitrous oxide and carbon dioxide emissions from the Amazonian wetlands. *Biogeosciences* **17**: 4297–311.
- Gut A, Dijk SM Van, Scheibe M, *et al.* 2002a. NO emission from an Amazonian rain forest soil: Continuous measurements of NO flux and soil concentration. *J Geophys Res Atmos* **107**: LBA24.
- Gut A, Scheibe M, Rottenberger S, *et al.* 2002b. Exchange fluxes of NO2 and O3 at soil and leaf surfaces in an Amazonian rain forest. *J Geophys Res Atmos* **107**: 8060.
- Haffer J. 1969. Speciation in amazonian forest birds. *Science* **165**: 131–7.
- Hamilton SK, Sippel SJ, and Melack JM. 1995. Oxygen depletion and carbon dioxide and methane production in waters of the Pantanal wetland of Brazil. *Biogeochemistry* **30**: 115–41.
- Hamilton SK, Sippel SJ, and Melack JM. 2002. Comparison of inundation patterns among major South American floodplains. *J Geophys Res Atmos* **107**: LBA--5.
- Hasler N and Avissar R. 2007. What controls evapotranspiration in the Amazon basin? *J Hydrometeorol* **8**: 380–95.
- Hess LL, Melack JM, Affonso AG, *et al.* 2015. Wetlands of the lowland Amazon basin: Extent, vegetative cover, and dual-season inundated area as mapped with JERS-1 synthetic aperture radar. *Wetlands* **35**: 745–56.
- Hess LL, Melack JM, Novo EMLM, *et al.* 2003. Dual-season mapping of wetland inundation and vegetation for the central Amazon basin. *Remote Sens Environ* **87**: 404–28.
- Hu X-M, Fuentes JD, and Zhang F. 2010. Downward transport and modification of tropospheric ozone through moist convection. *J Atmos Chem* **65**: 13–35.
- Huete AR, Didan K, Shimabukuro YE, *et al.* 2006. Amazon rainforests green-up with sunlight in dry season. *Geophys Res Lett* **33**: 6405.
- Hubau W, Lewis SL, Phillips OL, *et al.* 2020. Asynchronous carbon sink saturation in African and Amazonian tropical forests. *Nat* **579**: 80–7.
- Huffman J, Sinha B, and Garland R. 2012. Zotino Tall Tower Observatory (ZOTTO) View project Seasonal variation in Primary Marine Aerosol source due to Physical and Bio/Chemical processes View project Atmospheric Chemistry and Physics Size distributions and temporal variations of biological aer. *Atmos Chem Phys* **12**: 11997–2019.
- Ivanov VY, Hutrya LR, Wofsy SC, *et al.* 2012. Root niche separation can explain avoidance of seasonal drought stress and vulnerability of overstory trees to extended drought in a mature Amazonian forest. *Water Resour Res* **48**: 12507.
- Jankowski K, Neill C, Davidson EA, *et al.* 2018. Deep soils modify environmental consequences of increased nitrogen fertilizer use in intensifying Amazon agriculture. *Sci Rep* **8**: 1–11.
- Janssen T, Velde Y van der, Hofhansl F, *et al.* 2021. Drought effects on leaf fall, leaf flushing and stem growth in Neotropical forest; reconciling remote sensing data and field observations. *Biogeosciences Discuss*: 1–41.
- Jati SR and others. 2013. Emissao de CO2 e CH4 nas savanas úmidas de Roraima.
- Johnson CM, Vieira ICG, Zarin DJ, *et al.* 2001. Carbon and nutrient storage in primary and secondary forests in eastern Amazônia. *For Ecol Manage* **147**: 245–52.
- Johnson MO, Galbraith D, Gloor M, *et al.* 2016. Variation in stem mortality rates determines patterns of above-ground biomass in Amazonian forests: implications for dynamic global vegetation models. *Glob Chang Biol* **22**: 3996–4013.
- Johnson MS, Lehmann J, Riha SJ, *et al.* 2008. CO2 efflux from Amazonian headwater streams represents a significant fate for deep

- soil respiration. *Geophys Res Lett* **35**.
- Jones MO, Kimball JS, and Nemani RR. 2014. Asynchronous Amazon forest canopy phenology indicates adaptation to both water and light availability. *Environ Res Lett* **9**: 124021.
- Junk WJ, Piedade MTF, Schöngart J, *et al.* 2011. A classification of major naturally-occurring Amazonian lowland wetlands. *Wetlands* **31**: 623–40.
- Keller M, Alencar A, Asner GP, *et al.* 2004. Ecological research in the large-scale biosphere-atmosphere experiment in Amazonia: early results. *Ecol Appl* **14**: 3–16.
- Kemenes A, Forsberg BR, and Melack JM. 2007. Methane release below a tropical hydroelectric dam. *Geophys Res Lett* **34**.
- Kemenes A, Forsberg BR, and Melack JM. 2011. CO<sub>2</sub> emissions from a tropical hydroelectric reservoir (Balbina, Brazil). *J Geophys Res Biogeosciences* **116**.
- Kemenes A, Forsberg BR, and Melack JM. 2016. Downstream emissions of CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> from hydroelectric reservoirs (Tucuruí, Samuel, and Curuá-Una) in the Amazon basin. *Int Waters* **6**: 295–302.
- Kesselmeier J and Staudt M. 1999. Biogenic volatile organic compounds (VOC): an overview on emission, physiology and ecology. *J Atmos Chem* **33**: 23–88.
- Kesselmeier J, Ciccioli P, Kuhn U, *et al.* 2002. Volatile organic compound emissions in relation to plant carbon fixation and the terrestrial carbon budget. *Global Biogeochem Cycles* **16**: 71–3.
- Lähteenoja O, Flores B, and Nelson B. 2013. Tropical peat accumulation in Central Amazonia. *Wetlands* **33**: 495–503.
- Lähteenoja O, Reátegui YR, Räsänen M, *et al.* 2012. The large Amazonian peatland carbon sink in the subsiding Pastaza-Marañón foreland basin, Peru. *Glob Chang Biol* **18**: 164–78.
- Laothawornkitkul J, Taylor JE, Paul ND, and Hewitt CN. 2009. Biogenic volatile organic compounds in the Earth system. *New Phytol* **183**: 27–51.
- Lee J-E, Oliveira RS, Dawson TE, and Fung I. 2005. Root functioning modifies seasonal climate. *Proc Natl Acad Sci* **102**: 17576–81.
- Lenhart K, Weber B, Elbert W, *et al.* 2015. Nitrous oxide and methane emissions from cryptogamic covers. *Glob Chang Biol* **21**: 3889–900.
- Lent J van, Hergoualch K, and Verchot L V. 2015. Reviews and syntheses: Soil N<sub>2</sub>O and NO emissions from land use and land-use change in the tropics and subtropics: a meta-analysis. *Biogeosciences* **12**: 7299–313.
- Less DFS, Cunha AC, Sawakuchi HO, *et al.* 2018. The role of hydrodynamic and biogeochemistry on CO<sub>2</sub> flux and pCO<sub>2</sub> at the Amazon River mouth. *Biogeosciences Discuss*: 1–26.
- Levine NM, Zhang K, Longo M, *et al.* 2016. Ecosystem heterogeneity determines the ecological resilience of the Amazon to climate change. *Proc Natl Acad Sci* **113**: 793–7.
- Lim YB, Tan Y, Perri MJ, *et al.* 2010. Aqueous chemistry and its role in secondary organic aerosol (SOA) formation. *Atmos Chem Phys* **10**: 10521–39.
- Liu Y, Seco R, Kim S, *et al.* 2018. Isoprene photo-oxidation products quantify the effect of pollution on hydroxyl radicals over Amazonia. *Sci Adv* **4**: eaar2547
- Liu Y, Brito J, Dorris MR, *et al.* 2016. Isoprene photochemistry over the Amazon rainforest. *Proc Natl Acad Sci* **113**: 6125–30.
- Longo M, Knox RG, Levine NM, *et al.* 2018. Ecosystem heterogeneity and diversity mitigate Amazon forest resilience to frequent extreme droughts. *New Phytol* **219**: 914–31.
- Lopes AP, Nelson BW, Wu J, *et al.* 2016. Leaf flush drives dry season green-up of the Central Amazon. *Remote Sens Environ* **182**: 90–8.
- Lu X, Zhang L, and Shen L. 2019. Meteorology and climate influences on tropospheric ozone: a review of natural sources, chemistry, and transport patterns. *Curr Pollut Reports* **5**: 238–60.
- Macedo MN, Coe MT, DeFries R, *et al.* 2013. Land-use-driven stream warming in southeastern Amazonia. *Philos Trans R Soc B Biol Sci* **368**: 20120153.
- Machacova K, Borak L, Agyei T, *et al.* 2021. Trees as net sinks for methane (CH<sub>4</sub>) and nitrous oxide (N<sub>2</sub>O) in the lowland tropical rain forest on volcanic Réunion Island. *New Phytol* **229**: 1983–94.
- Mahowald NM, Artaxo P, Baker AR, *et al.* 2005. Impacts of biomass burning emissions and land use change on Amazonian atmospheric phosphorus cycling and deposition. *Global Biogeochem Cycles* **19**.
- Malhi Y, Aragao LEOC, Metcalfe DB, *et al.* 2009a. Comprehensive assessment of carbon productivity, allocation and storage in three Amazonian forests. *Glob Chang Biol* **15**: 1255–74.
- Malhi Y, Saatchi S, Girardin C, and Aragao LEOC. 2009b. The production, storage, and flow of carbon in Amazonian forests. In: Amazonia and Global Change. Wiley Blackwell.
- Malhi Y, Baker TR, Phillips OL, *et al.* 2004. The above-ground coarse wood productivity of 104 Neotropical forest plots. *Glob Chang Biol* **10**: 563–91.
- Malhi Y, Doughty CE, Goldsmith GR, *et al.* 2015. The linkages between photosynthesis, productivity, growth and biomass in lowland Amazonian forests. *Glob Chang Biol* **21**: 2283–95.
- Malhi Y, Girardin CAJ, Goldsmith GR, *et al.* 2017. The variation of productivity and its allocation along a tropical elevation gradient: a whole carbon budget perspective. *New Phytol* **214**: 1019–32.
- Markewitz D, Davidson E, Moutinho P, and Nepstad D. 2004. Nutrient loss and redistribution after forest clearing on a highly weathered soil in Amazonia. *Ecol Appl* **14**: 177–99.
- Martin ST, Andreae MO, Artaxo P, *et al.* 2010. Sources and properties of Amazonian aerosol particles. *Rev Geophys* **48**.
- Martinelli LA, Pinto A de S, Nardoto GB, *et al.* 2012. Nitrogen mass balance in the Brazilian Amazon: an update. *Brazilian J Biol* **72**: 683–90.
- Martinson GO, Werner FA, Scherber C, *et al.* 2010. Methane emissions from tank bromeliads in neotropical forests. *Nat Geosci* **3**: 766–9.
- Martius C, Waßmann R, Thein U, *et al.* 1993. Methane emission from wood-feeding termites in Amazonia. *Chemosphere* **26**: 623–32.
- Maslin M, Malhi Y, Phillips O, and Cowling S. 2005. New views on an old forest: Assessing the longevity, resilience and future of the Amazon rainforest. *Trans Inst Br Geogr* **30**: 477–99.
- Matson PA and Vitousek PM. 1990. Ecosystem approach to a global nitrous oxide budget. *Bioscience* **40**: 667–72.
- Mayle FE, Beerling DJ, Gosling WD, and Bush MB. 2004. Responses of Amazonian ecosystems to climatic and atmospheric carbon dioxide changes since the last glacial maximum. In: Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences. Royal Society.



- Mayorga E, Aufdenkampe AK, Masiello CA, *et al.* 2005. Young organic matter as a source of carbon dioxide outgassing from Amazonian rivers. *Nature* **436**: 538–41.
- Melack JM and Hess LL. 2010. Remote Sensing of the Distribution and Extent of Wetlands in the Amazon Basin. In: Junk W., Piedade M., Wittmann F., Schöngart J., Parolin P. (eds) *Amazonian Floodplain Forests. Ecological Studies (Analysis and Synthesis)*, vol **210**. Springer, Dordrecht. [https://doi.org/10.1007/978-90-481-8725-6\\_3](https://doi.org/10.1007/978-90-481-8725-6_3).
- Melack JM and Engle DL. 2009. An organic carbon budget for an Amazon floodplain lake. *Int Vereinigung für Theor und Angew Limnol Verhandlungen* **30**: 1179–82.
- Melack JM, Hess LL, Gastil M, *et al.* 2004. Regionalization of methane emissions in the Amazon Basin with microwave remote sensing. *Glob Chang Biol* **10**: 530–44.
- Melack JM, Novo E, Forsberg BR, *et al.* 2009. Floodplain ecosystem processes. *Amaz Glob Chang* **186**: 525–41.
- Melack JM. 2016. Aquatic ecosystems. In: Nagy L, Forsberg B, Araxo P (Eds). Interactions between biosphere, atmosphere and human land use in the Amazon Basin. *Ecological Studies* **227**. Springer.
- Melillo JM, Steudler PA, Feigl BJ, *et al.* 2001. Nitrous oxide emissions from forests and pastures of various ages in the Brazilian Amazon. *J Geophys Res Atmos* **106**: 34179–88.
- Metcalfe DB, Meir P, Aragão LEOC, *et al.* 2008. The effects of water availability on root growth and morphology in an Amazon rainforest. *Plant Soil* **311**: 189–99.
- Meurer KHE, Franko U, Stange CF, *et al.* 2016. Direct nitrous oxide (N<sub>2</sub>O) fluxes from soils under different land use in Brazil—a critical review. *Environ Res Lett* **11**: 23001.
- Miller JB, Gatti L V, d’Amelio MTS, *et al.* 2007. Airborne measurements indicate large methane emissions from the eastern Amazon basin. *Geophys Res Lett* **34**.
- Moran-Zuloaga D, Ditas F, Walter D, *et al.* 2018. Long-term study on coarse mode aerosols in the Amazon rain forest with the frequent intrusion of Saharan dust plumes. *Atmos Chem Phys* **18**: 10055–88.
- Morton DC, Nagol J, Carabajal CC, *et al.* 2014. Amazon forests maintain consistent canopy structure and greenness during the dry season. *Nature* **506**: 221–4.
- Nardoto GB, Quesada CA, Patiño S, *et al.* 2014. Basin-wide variations in Amazon forest nitrogen-cycling characteristics as inferred from plant and soil 15 N: 14 N measurements. *Plant Ecol Divers* **7**: 173–87.
- Nelson BW, Kapos V, Adams JB, *et al.* 1994. Forest disturbance by large blowdowns in the Brazilian Amazon. *Ecology* **75**: 853–8.
- Nepstad D, Lefebvre P, Silva U da, *et al.* 2004. Amazon drought and its implications for forest flammability and tree growth: A basin-wide analysis. *Glob Chang Biol* **10**: 704–17.
- Nepstad DC, Carvalho CR De, Davidson EA, *et al.* 1994. The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. *Nature* **372**: 666–9.
- Nölscher AC, Yáñez-Serrano AM, Wolff S, *et al.* 2016. Unexpected seasonality in quantity and composition of Amazon rainforest air reactivity. *Nat Commun* **7**: 1–12.
- Oliveira Marques JD, Luizão FJ, Teixeira WG, *et al.* 2017. Soil Carbon Stocks under Amazonian Forest: Distribution in the Soil Fractions and Vulnerability to Emission. *Open J For* **07**: 121–42.
- Oliveira RS, Costa FRC, Baalen E van, *et al.* 2019. Embolism resistance drives the distribution of Amazonian rainforest tree species along hydro-topographic gradients. *New Phytol* **221**: 1457–65.
- Oliveira RS, Dawson TE, Burgess SSO, and Nepstad DC. 2005. Hydraulic redistribution in three Amazonian trees. *Oecologia* **145**: 354–63.
- Osborne CP. 2008. Atmosphere, ecology and evolution: What drove the Miocene expansion of C4 grasslands? *J Ecol* **96**: 35–45.
- Pacheco FS, Ometto J, Gomes L, *et al.* Nutrient balance and use efficiency in agricultural lands in the Vermelho River watershed, Upper Pantanal, Brazil. *J Geophys Res Biogeosciences*: e2020JG005673.
- Pacifico F, Folberth GA, Sitch S, *et al.* 2015. Biomass burning related ozone damage on vegetation over the Amazon forest: a model sensitivity study. *Atmos Chem Phys* **15**: 2791–804.
- Paiva RCD, Buarque DC, Collischonn W, *et al.* 2013. Large-scale hydrologic and hydrodynamic modeling of the Amazon River basin. *Water Resour Res* **49**: 1226–43.
- Pangala SR, Enrich-Prast A, Basso LS, *et al.* 2017. Large emissions from floodplain trees close the Amazon methane budget. *Nature* **552**: 230–4.
- Parrens M, Bitar A Al, Frappart F, *et al.* 2019. High resolution mapping of inundation area in the Amazon basin from a combination of L-band passive microwave, optical and radar datasets. *Int J Appl Earth Obs Geoinf* **81**: 58–71.
- Peñuelas J and Staudt M. 2010. BVOCs and global change. *Trends Plant Sci* **15**: 133–44.
- Pfannerstill EY, Nölscher AC, Yáñez-Serrano AM, *et al.* 2018. Total OH reactivity changes over the Amazon rainforest during an El Niño event. *Front For Glob Chang* **1**: 12.
- Phillips OL, Aragão LEOC, Lewis SL, *et al.* 2009. Drought sensitivity of the Amazon rainforest. *Science* **323**: 1344–7.
- Phillips OL, Heijden G Van Der, Lewis SL, *et al.* 2010. Drought-mortality relationships for tropical forests. *New Phytol* **187**: 631–46.
- Pöhlker C, Walter D, Paulsen H, *et al.* 2019. Land cover and its transformation in the backward trajectory footprint region of the Amazon Tall Tower Observatory. *Atmos Chem Phys* **19**: 8425–70.
- Pöhlker C, Wiedemann KT, Sinha B, *et al.* 2012. Biogenic potassium salt particles as seeds for secondary organic aerosol in the Amazon. *Science* **337**: 1075–8.
- Pöhlker ML, Ditas F, Saturno J, *et al.* 2018. Long-term observations of cloud condensation nuclei over the Amazon rain forest-Part 2: Variability and characteristics of biomass burning, long-range transport, and pristine rain forest aerosols. *Atmos Chem Phys* **18**: 10289–331.
- Pöhlker ML, Pöhlker C, Klimach T, *et al.* 2016. Long-term observations of atmospheric aerosol, cloud condensation nuclei concentration and hygroscopicity in the Amazon rain forest-Part 1: Size-resolved characterization and new model parameterizations for CCN prediction. *Atmos Chem Phys Discuss*.
- Pöschl U, Martin ST, Sinha B, *et al.* 2010. Rainforest aerosols as biogenic nuclei of clouds and precipitation in the Amazon. *Science* **329**: 1513–6.
- Poulter B, Aragão L, Heyder U, *et al.* 2010. Net biome production of the Amazon Basin in the 21st century. *Glob Chang Biol* **16**: 2062–75.
- Prenni AJ, Petters MD, Kreidenweis SM, *et al.* 2009. Relative roles of

- biogenic emissions and Saharan dust as ice nuclei in the Amazon basin. *Nat Geosci* **2**: 402–5.
- Prigent C, Jimenez C, and Bousquet P. 2020. Satellite-Derived Global Surface Water Extent and Dynamics Over the Last 25 Years (GIEMS-2). *J Geophys Res Atmos* **125**: e2019JD030711.
- Qie L, Lewis SL, Sullivan MJP, *et al.* 2017. Long-term carbon sink in Borneo's forests halted by drought and vulnerable to edge effects. *Nat Commun* **8**: 1–11.
- Quesada CA, Lloyd J, Schwarz M, *et al.* 2010. Variations in chemical and physical properties of Amazon forest soils in relation to their genesis. *Biogeosciences* **7**: 1515–41.
- Quesada CA, Paz C, Oblitas Mendoza E, *et al.* 2020. Variations in soil chemical and physical properties explain basin-wide Amazon forest soil carbon concentrations. *Soil* **6**: 53–88.
- Quesada CA, Phillips OL, Schwarz M, *et al.* 2012. Basin-wide variations in Amazon forest structure and function are mediated by both soils and climate. *Biogeosciences* **9**: 2203–46.
- Raich JW. 2017. Temporal variability of soil respiration in experimental tree plantations in lowland Costa Rica. *Forests* **8**: 40.
- Rasera M de FFL, Ballester MVR, Krusche A V, *et al.* 2008. Estimating the Surface Area of Small Rivers in the Southwestern Amazon and Their Role in CO<sub>2</sub> Outgassing. *Earth Interact* **12**: 1–16.
- Ratana P, Huete A, and Didan K. 2006. MODIS EVI-based Variability in Amazon Phenology across the Rainforest-Cerrado Ecotone. In: 2006 IEEE International Symposium on Geoscience and Remote Sensing: 1942–1944.
- Ratana P, Huete AR, Restrepo-Coupe N, and Shimabukuro YE. 2012. MODIS EVI Landscape Phenology across Amazon Rainforest-Cerrado Ecotone. In: AGU Fall Meeting Abstracts.
- Ray D, Nepstad D, and Moutinho P. 2005. Micrometeorological and canopy controls of fire susceptibility in a forested Amazon landscape. *Ecol Appl* **15**: 1664–78.
- Reich PB, Uhl C, Walters MB, *et al.* 2004. Leaf demography and phenology in Amazonian rain forest: a census of 40 000 leaves of 23 tree species. *Ecol Monogr* **74**: 3–23.
- Reis CRG, Pacheco FS, Reed SC, *et al.* 2020. Biological nitrogen fixation across major biomes in Latin America: Patterns and global change effects. *Sci Total Environ* **746**: 140998.
- Remington S, Krusche A, and Richey J. 2011. Effects of DOM photochemistry on bacterial metabolism and CO<sub>2</sub> evasion during falling water in a humic and a whitewater river in the Brazilian Amazon. *Biogeochemistry* **105**: 185–200.
- Resende AF, Piedade MTF, Feitosa YO, *et al.* 2020. Flood-pulse disturbances as a threat for long-living Amazonian trees. *New Phytol* **227**: 1790–803.
- Restrepo-Coupe N, Levine NM, Christoffersen BO, *et al.* 2017. Do dynamic global vegetation models capture the seasonality of carbon fluxes in the Amazon basin? A data-model intercomparison. *Glob Chang Biol* **23**: 191–208.
- Restrepo-Coupe N, Rocha HR da, Hutyra LR, *et al.* 2013. What drives the seasonality of photosynthesis across the Amazon basin? A cross-site analysis of eddy flux tower measurements from the Brasil flux network. *Agric For Meteorol* **182**: 128–44.
- Richey JE, Hedges JI, Devol AH, *et al.* 1990. Biogeochemistry of carbon in the Amazon River. *Limnol Oceanogr* **35**: 352–71.
- Richey JE, Krusche A V, Johnson MS, *et al.* 2009. The role of rivers in the regional carbon balance. In: Gash J, Keller M, Bustamante M, Dias P (Eds). Amazonia and Global Change. Geophysical Mono-graph.
- Richey JE, Melack JM, Aufdenkampe AK, *et al.* 2002. Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO<sub>2</sub>. *Nature* **416**: 617–20.
- Rizzo LV, Roldin P, Brito J, *et al.* 2018. Multi-year statistical and modeling analysis of submicrometer aerosol number size distributions at a rain forest site in Amazonia. *Atmos Chem Phys* **18**: 10255–74.
- Rizzolo JA, Barbosa CGG, Borillo GC, *et al.* 2017. Soluble iron nutrients in Saharan dust over the central Amazon rainforest. *Atmos Chem Phys* **17**: 2673–87.
- Rosenqvist Å, Forsberg BR, Pimentel T, *et al.* 2002. The use of spaceborne radar data to model inundation patterns and trace gas emissions in the central Amazon floodplain. *Int J Remote Sens* **23**: 1303–28.
- Rowland L, Costa ACL da, Galbraith DR, *et al.* 2015. Death from drought in tropical forests is triggered by hydraulics not carbon starvation. *Nature* **528**: 119–22.
- Rudorff CM, Melack JM, MacIntyre S, *et al.* 2011. Seasonal and spatial variability of CO<sub>2</sub> emission from a large floodplain lake in the lower Amazon. *J Geophys Res* **116**: G04007.
- Rummel U, Ammann C, Kirkman GA, *et al.* 2007. Seasonal variation of ozone deposition to a tropical rain forest in southwest Amazonia. *Atmos Chem Phys* **7**: 5415–35.
- Saatchi SS, Houghton RA, Alvalá RCDS, *et al.* 2007. Distribution of aboveground live biomass in the Amazon basin. *Glob Chang Biol* **13**: 816–37.
- Saito M, Kim H-SS, Ito A, *et al.* 2016. Enhanced methane emissions during Amazonian drought by biomass burning. *PLoS One* **11**: e0166039.
- Salazar D, Lokvam J, Mesones I, *et al.* 2018. Origin and maintenance of chemical diversity in a species-rich tropical tree lineage. *Nat Ecol Evol* **2**: 983–90.
- Saleska SR, Didan K, Huete AR, and Rocha HR Da. 2007. Amazon forests green-up during 2005 drought. *Science* **318**: 612.
- Saleska SR, Miller SD, Matross DM, *et al.* 2003. Carbon in Amazon forests: unexpected seasonal fluxes and disturbance-induced losses. *Science* **302**: 1554–7.
- Saleska SR, Wu J, Guan K, *et al.* 2016. Dry-season greening of Amazon forests. *Nature* **531**: E4–E5.
- Samanta A, Ganguly S, Hashimoto H, *et al.* 2010. Amazon forests did not green-up during the 2005 drought. *Geophys Res Lett* **37**.
- Santos VAHF dos, Ferreira MJ, Rodrigues JVFC, *et al.* 2018. Causes of reduced leaf-level photosynthesis during strong El Niño drought in a Central Amazon forest. *Glob Chang Biol* **24**: 4266–79.
- Saturno J, Holanda BA, Pöhlker C, *et al.* 2018. Black and brown carbon over central Amazonia: long-term aerosol measurements at the ATTO site. *Atmos Chem Phys* **18**: 12817–43.
- Saunio M, R. Stavert A, Poulter B, *et al.* 2020. The global methane budget 2000–2017. *Earth Syst Sci Data* **12**: 1561–623.
- Sawakuchi HO, Bastviken D, Sawakuchi AO, *et al.* 2014. Methane emissions from Amazonian Rivers and their contribution to the global methane budget. *Glob Chang Biol* **20**: 2829–40.
- Sawakuchi HO, Neu V, Ward ND, *et al.* 2017. Carbon dioxide emissions along the lower Amazon River. *Front Mar Sci* **4**: 76.

- Schöngart J and Wittmann F. 2010. Biomass and net primary production of central Amazonian floodplain forests. In: Junk W, Piedade M, Wittmann F, *et al.* (Eds). Amazonian Floodplain Forests. Springer.
- Shuttleworth WJ. 1988. Evaporation from Amazonian rainforest. *Proc R Soc London Ser B Biol Sci* **233**: 321–46.
- Silva CVJ, Aragão LEOC, Young PJ, *et al.* 2020. Estimating the multi-decadal carbon deficit of burned Amazonian forests. *Environ Res Lett* **15**: 114023.
- Sippel SJ, Hamilton SK, and Melack JM. 1992. Inundation area and morphometry of lakes on the Amazon River floodplain, Brazil. *Arch für Hydrobiol* **123**: 385–400.
- Sismanoglu RA and Setzer AW. 2005. Risco de fogo da vegetação na América do Sul: comparação de três versoes na estiagem de 2004. *XII Simpósio Bras Sensoriamento Remoto, Goiania, Brazil*: 16–21.
- Smith MN, Taylor TC, Haren J van, *et al.* 2020. Empirical evidence for resilience of tropical forest photosynthesis in a warmer world. *Nat Plants* **6**: 1225–30.
- Sousa TR, Schiatti J, Souza F de, *et al.* 2020. Palms and trees resist extreme drought in Amazon forests with shallow water tables. *J Ecol* **108**: 2070–82.
- Stanley EH, Casson NJ, Christel ST, *et al.* 2016. The ecology of methane in streams and rivers: patterns, controls, and global significance. *Ecol Monogr* **86**: 146–71.
- Surratt JD, Chan AWH, Eddingsaas NC, *et al.* 2010. Reactive intermediates revealed in secondary organic aerosol formation from isoprene. *Proc Natl Acad Sci* **107**: 6640–5.
- Syakila A and Kroeze C. 2011. The global nitrous oxide budget revisited. *Greenh gas Meas Manag* **1**: 17–26.
- Teh YA, Silver WL, and Conrad ME. 2005. Oxygen effects on methane production and oxidation in humid tropical forest soils. *Glob Chang Biol* **11**: 1283–97.
- Tian H, Melillo JM, Kicklighter DW, *et al.* 1998. Effect of interannual climate variability on carbon storage in Amazonian ecosystems. *Nature* **396**: 664–7.
- Tian H, Xu R, Canadell JG, *et al.* 2020. A comprehensive quantification of global nitrous oxide sources and sinks. *Nature* **586**: 248–56.
- Tian H, Yang J, Lu C, *et al.* 2018. The global N<sub>2</sub>O model intercomparison project. *Bull Am Meteorol Soc* **99**: 1231–51.
- Townsend AR, Cleveland CC, Houlton BZ, *et al.* 2011. Multi-element regulation of the tropical forest carbon cycle. *Front Ecol Environ* **9**: 9–17.
- Tunncliffe RL, Ganesan AL, Parker RJ, *et al.* 2020. Quantifying sources of Brazil's CH<sub>4</sub> emissions between 2010 and 2018 from satellite data. *Atmos Chem Phys* **20**: 13041–67.
- Van Asperen H, Alves-Oliveira JR, Warneke T, *et al.* 2021. The role of termite CH<sub>4</sub> emissions on the ecosystem scale: A case study in the Amazon rainforest. *Biogeosciences* **18**: 2609–25.
- van der Molen MK, Dolman AJ, Ciais P, *et al.* 2011. Drought and ecosystem carbon cycling. *Agric For Meteorol* **151**: 765–73.
- Verchot L V., Davidson EA, Cattáneo JH, and Ackerman IL. 2000. Land-use change and biogeochemical controls of methane fluxes in soils of eastern Amazonia. *Ecosystems* **3**: 41–56.
- Vitousek PM, Sanford RL, Vitousek PM, and Sanford Jr RL. 1986. Nutrient cycling in moist tropical forest. *Annu Rev Ecol Syst* **17**: 137–67.
- Wagner FH, Hérault B, Rossi V, *et al.* 2017. Climate drivers of the Amazon forest greening. *PLoS One* **12**: e0180932.
- Wang J, Krejci R, Giangrande S, *et al.* 2016. Amazon boundary layer aerosol concentration sustained by vertical transport during rainfall. *Nature* **539**: 416–9.
- Wang J, Yang D, Detto M, *et al.* 2020. Multi-scale integration of satellite remote sensing improves characterization of dry-season green-up in an Amazon tropical evergreen forest. *Remote Sens Environ* **246**: 111865.
- Wang X, Edwards RL, Auler AS, *et al.* 2017. Hydroclimate changes across the Amazon lowlands over the past 45,000 years. *Nature* **541**: 204–7.
- Ward ND, Bianchi TS, Sawakuchi HO, *et al.* 2016. The reactivity of plant-derived organic matter and the potential importance of priming effects along the lower Amazon River. *J Geophys Res Biogeosciences* **121**: 1522–39.
- Ward ND, Keil RG, Medeiros PM, *et al.* 2013. Degradation of terrestrially derived macromolecules in the Amazon River. *Nat Geosci* **6**: 530–3.
- Werf GR van der, Randerson JT, Giglio L, *et al.* 2010. Global fire emissions and the contribution of deforestation, savanna, forest, agricultural, and peat fires (1997–2009). *Atmos Chem Phys* **10**: 11707–35.
- West JJ, Fiore AM, Horowitz LW, and Mauzerall DL. 2006. Global health benefits of mitigating ozone pollution with methane emission controls. *Proc Natl Acad Sci* **103**: 3988–93.
- Williams J, Keßel SU, Nölscher AC, *et al.* 2016. Opposite OH reactivity and ozone cycles in the Amazon rainforest and megacity Beijing: Subversion of biospheric oxidant control by anthropogenic emissions. *Atmos Environ* **125**: 112–8.
- Williamson GB, Laurance WF, Oliveira AA, *et al.* 2000. Amazonian tree mortality during the 1997 El Niño drought. *Conserv Biol* **14**: 1538–42.
- Wilson C, Gloor M, Gatti L V, *et al.* 2016. Contribution of regional sources to atmospheric methane over the Amazon Basin in 2010 and 2011. *Global Biogeochem Cycles* **30**: 400–20.
- Wright JS, Fu R, Worden JR, *et al.* 2017. Rainforest-initiated wet season onset over the southern Amazon. *Proc Natl Acad Sci* **114**: 8481–6.
- Wu J, Albert LP, Lopes AP, *et al.* 2016. Leaf development and demography explain photosynthetic seasonality in Amazon evergreen forests. *Science* **351**: 972–6.
- Wu J, Serbin SP, Ely KS, *et al.* 2020. The response of stomatal conductance to seasonal drought in tropical forests. *Glob Chang Biol* **26**: 823–39.
- Yáñez-Serrano AM, Bourtsoukidis E, Alves EG, *et al.* 2020. Amazonian biogenic volatile organic compounds under global change. *Glob Chang Biol* **26**: 4722–51.
- Yáñez-Serrano AM, Nölscher AC, Bourtsoukidis E, *et al.* 2018. Monoterpene chemical speciation in a tropical rainforest: variation with season, height, and time of day at the Amazon Tall Tower Observatory (ATTO). *Atmos Chem Phys* **18**: 3403–18.
- Yáñez-Serrano AM, Nölscher AC, Williams J, *et al.* 2015. Diel and seasonal changes of biogenic volatile organic compounds within and above an Amazonian rainforest. *Atmos Chem Phys* **15**: 3359–78.
- Young PJ, Archibald AT, Bowman KW, *et al.* 2013. Pre-industrial to

- end 21st century projections of tropospheric ozone from the Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project (ACCMIP). *Atmos Chem Phys* **13**: 2063–90.
- Yu T and Zhuang Q. 2019. Quantifying global N<sub>2</sub>O emissions from natural ecosystem soils using trait-based biogeochemistry models. *Biogeosciences* **16**: 207–22.
- Zeikus JG and Ward JC. 1974. Methane formation in living trees: a microbial origin. *Science* **184**: 1181–3.
- Zemp DC, Schleussner C-F, Barbosa H, and Rammig A. 2017. Deforestation effects on Amazon forest resilience. *Geophys Res Lett* **44**: 6182–90.
- Zeng N, Yoon J-H, Vintzileos A, *et al.* 2008. Dynamical prediction of terrestrial ecosystems and the global carbon cycle: A 25-year hindcast experiment. *Global Biogeochem Cycles* **22**.

INFORMAÇÕES DE CONTATO

**SPA Technical-Scientific Secretariat New York**

**475 Riverside Drive, Suite 530**

**New York NY 10115**

**USA**

**+1 (212) 870-3920**

**spa@unsdsn.org**

**SPA Technical-Scientific Secretariat South America**

**Av. Ironman Victor Garrido, 623**

**São José dos Campos – São Paulo**

**Brazil**

**spasouthamerica@unsdsn.org**

WEBSITE [theamazonwewant.org](http://theamazonwewant.org)

INSTAGRAM [@theamazonwewant](https://www.instagram.com/theamazonwewant)

TWITTER [@theamazonwewant](https://twitter.com/theamazonwewant)