

Evapotranspiração

Humberto R. da Rocha

*Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo,
São Paulo, Brasil*

Antonio O. Manzi

*Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia,
Manaus, Brasil*

Jim Shuttleworth

*Department of Hydrology and Water Resources, University of Arizona,
Tucson, Arizona, USA.*

Revisamos as medidas de fluxo de calor latente e sensível obtidas em sítios de torres de fluxo durante o Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera em ecossistemas de florestas tropicais úmidas, transicionais e semidecíduas, planícies alagáveis (com cerrado) e cerrado. As medições em áreas de pastagem na Amazônia variam de 1,2 (solo nu) a 3 mm d⁻¹, com redução na estação seca. Estimativas de evapotranspiração para a Amazônia baseadas em dados de Reanálise atmosférica em geral são mais altas do que as medições. Em todos os sete sítios, a média anual do fluxo de calor sensível variou de 20 a 38 W m², mais baixo durante a estação chuvosa e mais alta no final da estação seca, consistente com a variação do saldo de radiação e umidade do solo. Com base na evapotranspiração sazonal, os sítios foram divididos em dois grupos funcionais: floresta tropical e savana. Nos sítios ao norte (Manaus, Santarém), a precipitação é acima de 1900 mm a⁻¹, a evapotranspiração mensal é constante durante a estação chuvosa, varia de 2,8 a 3,6 mm d⁻¹, e aumenta progressivamente ao longo da estação seca até 4 mm d⁻¹, e é dominada pelo saldo de radiação e déficit de pressão de vapor. A floresta semidecídua a oeste, em Rondônia, apresenta semelhanças com o grupo de floresta, com a evapotranspiração mensal que varia pouco, mas mostra em fase com o saldo de radiação ao longo do ano, com pico exatamente na transição da estação seca para a chuvosa. Nos sítios ao sul e leste, a precipitação é abaixo de 1700 mm a⁻¹, a evapotranspiração sazonal é limitada pela umidade do solo, varia de 3 a 4 mm d⁻¹ na estação chuvosa e diminui na estação seca a 2,5 mm d⁻¹ na floresta de transição (Mato Grosso) e planícies alagáveis (Tocantins), e a 1 mm d⁻¹ no cerrado de São Paulo.

1. INTRODUÇÃO

A evaporação influencia a chuva por meio de processos de reciclagem atmosférica e, particularmente por meio desse mecanismo nos trópicos, influencia também os padrões regionais de temperatura e a umidade do ar, e a umidade do solo. Sua importância se dá, propriamente, no

contexto da partição da energia de superfície porque é a combinação de fluxos de calor sensível em superfície e fluxos de calor latente que controlam a umidade e a estabilidade da camada limite planetária e que, portanto, estimulam a chuva de origem convectiva. Do mesmo modo, a evaporação controla a funcionalidade do ecossistema porque a transpiração é ligada à atividade fotossintética da vegetação.

Várias tentativas para se definir a média anual do fluxo de calor latente à superfície (ou evapotranspiração) de florestas tropicais na Amazônia, baseadas em dados de modelo de Reanálise (i.e., análise retrospectiva de simulações de modelos de circulação geral, com assimilação de dados observacionais disponíveis) ou simulações do clima realizadas no contexto de investigação de efeitos climáticos do desmatamento em grande escala na Amazônia, apresentam resultados que variam amplamente de 2,7 a 5,2 mm d⁻¹, com valor médio de 3,9mm d⁻¹ e com um desvio padrão entre 29 estimativas disponíveis de 0,7 mm d⁻¹ (ver Figura 1). *Marengo* [2005] relata que o uso de diferentes estimativas de precipitação, evapotranspiração e de vazão (*runoff*) pode resultar em um desequilíbrio no balanço hídrico regional de até 50% e avalia que a média do ciclo hidrológico da bacia amazônica tem precipitação regional de 2117 mm a⁻¹, vazão (*runoff*) de 511 mm a⁻¹ e evapotranspiração de 1570 mm a⁻¹. *Marengo* [2005] e *Zeng* [1999] usaram dados de reanálise global para estimar que a evapotranspiração média na bacia é de 4.3 mm d⁻¹. Esse valor é substancialmente maior do que o sugerido pelas observações de campo existentes obtidas em torres de fluxo, que sugerem 3,5 mm d⁻¹ para Manaus, na Reserva Ducke [*Shuttleworth*, 1988], 3.5 mm d⁻¹ para Santarém na K83 [*da Rocha et al.*, 2004], 3,7 mm d⁻¹ para Rondônia, na K67 e Jaru [*Von Randow et al.*, 2004], e 3,1 mm d⁻¹ para Santarém na K 67 [*Hutyra et al.*, 2007].

Nas superfícies continentais, uma proporção de evapotranspiração (*E*) é reciclada da atmosfera, para retornar como precipitação (*P*) em algum lugar do continente. Estudos anteriores, incluindo *Oltman* [1967], *Molion* [1975] e *Marques et al.*, [1980], estimaram que a razão de *E/P* é em torno de 50%, mas somente parte da evapotranspiração regional contribui para a precipitação em toda a bacia, pela suplementação do fluxo horizontal que

entra na bacia; portanto, a proporção de água evaporada reciclada é menor do que a razão *E/P*. No entanto, estudos qualitativos baseados em medições de isótopos [*Salati et al.*, 1979] e em análises quantitativas [*Eltahir and Bras*, 1994] sugerem que há uma contribuição substancial de evaporação para o vapor de água atmosférico local, e que aumenta em direção ao interior. Estimativas da média de área de reciclagem sobre a Amazônia baseadas na interpretação da reanálise de dados indicam valores que variam de 20% a 27%, (ex., *Costa e Foley*, [1999], *Eltahir et al.* [1996], *Bosilovich e Chern* [2006], 2005, e *Brubaker et al.*, [1993], os quais reportam 20%, 25%, 27% e 24%, respectivamente). *Lettau et al.*, [1979], *Eltahir et al.*, [1994], e *Trenberth et al.*[2003] mostraram que a precipitação reciclada aumenta ao longo do escoamento atmosférico na Amazônia, de cerca de 10% a leste até 50% nos setores do sudoeste da bacia. O fato de a reciclagem de precipitação ser significativa na Amazônia sugere que as interações complexas da biosfera-atmosfera podem existir, com os processos de superfície, especialmente evapotranspiração, desempenhando um papel significativo no ciclo hidrológico regional e influenciando os padrões espaciais de umidade do solo, a produtividade, e a ocorrência de eventos extremos, tais como enchentes e secas.

O impacto potencial da conversão de florestas em pastagens nos padrões de temperatura e precipitação na Amazônia, como resultado de mudanças na energia de superfície e balanços de radiação [*Gash et al.*, 1996], permanece uma questão importante, mas insuficientemente entendida. Observações de campo mostraram que a evapotranspiração em pastagens em geral é menor do que em áreas de floresta chuvosa e que varia com a estação. Estimativas de áreas de pastagem variam de 2,2 a 1,9 mm d⁻¹ nas estações chuvosas e secas próximas à Santarém [*Sakai et al.*, 2004], de 2,9 a 2,2 mm d⁻¹ nas estações chuvosas e secas em Rondônia [*Von Randow et al.*, 2004], e de 2,5 a 2,2 mm d⁻¹ durante a estação seca próxima a Manaus [*Wright et al.*, 1992; *da Rocha et al.*, 1996], enquanto que *Sakai et al.* [2004] mostram uma evapotranspiração de 2,7 mm d⁻¹ durante a estação chuvosa em área de cultivo de arroz em Santarém.

TOTAL DE ESTIMATIVAS

Evaporação média anual na Amazônia calculada por modelos (mm d⁻¹)

Figura 1. Panorama geral de valores estimados da evaporação média anual para toda a bacia Amazônica por modelos de balanços de massa e energia, e dados de reanálise de modelo global (em mm d⁻¹). As colunas do histograma incluem valores obtidos nas seguintes fontes: (a) Polcher [1995], Villa Nova et al. [1976; 9b) Polcher et al. [1994a), Willmott et al. [1985], Lean e Rowntree [1993], Matsuyama [1992], Molion [1975], Baumgartner [1975], Zhang e Henderson-Sellers [1996], Vorosmarty et al. [1989], Marques et al. [1980]; (c) Dickinson e Kennedy [1992]; Manzi [1996]; Costa e Foley [1999], Sud et al. [1982], Nizhizawa e Koike [1992]; (d) da Rocha et al. [2004]; Leopoldo [2000], Marengo [2005], Marengo et al. [1994], Russel e Miller [1990], (e) Franken e Leopoldo [1984], Nobre et al. [1991], Leopoldo et al. [1982]; Zeng [1999]; (f) Jordan e Heuveldeop [1981], Polcher et al. [1994b].

Neste capítulo, revisamos as medições de evapotranspiração feitas em vários sítios de torre de fluxo sobre vários ecossistemas ao longo de um bioma de grande escala e gradiente de balanço hídrico, que incluíram floresta tropical chuvosa e semidecídua, floresta de transição, planícies alagáveis e cerrado sensu stricto (s.s.). Comparamos os padrões entre os sítios como médias de longo prazo coletados durante o Projeto de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera, com foco na sazonalidade e nos controles ambientais e climáticos observados.

2. DESCRIÇÃO DOS SÍTIOS E DADOS

As medições de campo revisadas neste estudo foram feitas em sete torres de fluxo no Brasil. Uma caracterização biogeográfica concisa desses sítios encontra-se na Tabela 1, e suas localizações, fotografias e climas sazonais estão ilustrados na Figura 2. Três sítios estão em florestas tropicais chuvosas de terra firme próximas a 3° S, respectivamente, Manaus-K34, Santarém-K 67 e Santarém-K 83, que passarão a ser referidos aqui como K 34, K 67 e K 83, respectivamente. Três outros sítios estão a quase 10° S, respectivamente, o sítio de Rondônia –Jaru, circundado por florestas tropicais semidecíduas, daqui em diante referido como JRU; o sítio de Mato-Grosso-Sinop, localizado na floresta tropical transicional, referido aqui como SIN; e o sítio Tocantins-Javaes, referido aqui como JAV, classificado como planícies alagáveis que incluem uma mistura de cerrado (área de savana com árvores altas), cerrado e campo (área de gramínea natural). O sítio São Paulo Pé-de-Gigante, aqui referido como PEG, é circundado por cerrado s.s. e situa-se na zona

climática subtropical úmida a 21°S, com estação seca de quatro meses. Embora os sítios de JRU e SIN estejam localizados mais ao sul de 3° S, eles pertencem à mesma zona climática que os sítios próximos a Santarém, ou seja, têm clima subtropical úmido com estação seca de três a quatro meses (ver Figura 2). Por outro lado, o sítio K34 situa-se em uma zona climática tropical chuvosa com estação seca de dois meses. O sítio JAV está numa região de planícies alagáveis a cerca de 1 km a leste do rio Javaes, com cheias sazonais entre janeiro e março que tipicamente duram de três a cinco meses. Esse sítio situa-se na zona climática de umidade tropical, mas está próximo às subzonas de transição, com estações secas de aproximadamente de cinco meses.

As medições de clima e fluxos de turbulência foram feitas usando sensores montados acima do dossel próximo ao topo de uma torre micrometeorológica em cada sítio de pesquisa (as alturas das torres estão descritas na Tabela 1). Essa análise utilizou fluxos de energia medidos pelo método de covariância de vórtices turbulentos, calculados a partir de uma covariância de 30 min de velocidade vertical do vento e com temperatura de fluxo de calor sensível (H) e vapor da água do fluxo latente (LE). Medições ambientais adicionais incluíram as médias de 30 min. da temperatura do ar, saldo de radiação (R_n), fluxo de calor do sol (G), e precipitação acumulada. Valores da média mensal de todas essas variáveis foram calculados para os dados coletados em períodos específicos dos sítios, quando disponíveis entre 1999 a 2006 [da Rocha et al., 2009]. Registros climáticos de temperatura do ar à superfície e precipitação de um período de 30 anos, de 1960-1990, coletados em estações climáticas próximas, estavam disponíveis [INMET, 1994]. Informações adicionais

sobre os instrumentos utilizados para aquisição de dados, padrões de clima local, e fluxos de

turbulência de energia e CO₂ estão relatados em outra parte.

Tabela 1. Descrição dos Sítios de Torres de Fluxo no Brasil

^aVer referências de descrições detalhadas dos sítios: 1. *Araújo et al.* [2002]; 2. *Saleska et al.* [2003] e *Hutyra et al.* [2007]; 3. *Goulden et al.* [2004]; 4. *Von Randow et al.* [2004]; 5. *Vorlitis et al.* [2002]; 6. *Borma et al.*, [2009]; e 7. *da Rocha et al.* [2002]. Fonte: adaptada de *da Rocha et al.* [2009].

^bPrecipitação normal anual na estação climatológica mais próxima [INMET, 1994].

3. TEMPERATURAS E PRECIPITAÇÃO

De modo geral, a variação sazonal de temperatura do ar está bem correlacionada com a radiação solar incidente em todos os sítios e regulada por cobertura de nuvem e subsidência em grande escala. As médias mensais da temperatura do ar no topo da torre (Figura 2) atingiram o pico em outubro nos sítios K34, 67 e 83, consistente com o ciclo de temperatura de longo prazo nas estações climáticas mais próximas. O mês de outubro é o final da estação seca na região de Manaus e o meio da estação seca na região de Santarém. Ambos os registros, no topo da torre e de temperatura da estação climática em JRU, SIN e JAV, mostram uma variação anual bimodal, com mínima em junho/julho, por volta do solstício de inverno e uma segunda mínima durante dezembro/janeiro, quando a precipitação é maior (Figuras 2d-2f). As temperaturas medidas no topo da torre são, na maioria dos casos, similares ou pouco menos quentes (menos de 2°C) do que os valores das médias de longo prazo da estação climática, cuja diferença em geral é um pouco menor (~1°C) na estação chuvosa. Os sítios K34 e SIN são exceções; nesses sítios, a temperatura no topo da torre é relativamente mais fria (menos de 2°) (Figuras 2a e 2f).

A precipitação anual normal (Tabela 1) é acima de 2100 mm nos sítios K 34 e JRU, menor nos sítios K 67 e K 83 (1911 mm), se reduz a ~1700 mm nos sítios JAV e SIN, e é a menor e igual a 1478 mm no PEG. De modo geral, a precipitação anual diminuiu e a duração da estação seca aumentou, de oeste a leste e de norte a sul. De 3° a 10° S, a

estação seca nos sítios K 67 e K 83 é comparável em duração à estação do JRU mais para o final do ano, enquanto que nos sítios SIN e JAV a estação seca é mais longa do que as outras (ver barras sombreadas na Figura 2). Conforme esperado, dado seu clima subtropical, a estação seca no sítio PEG ocorre mais cedo, é mais longa e mais fria do que em outros sítios, com seis meses de chuva abaixo de 60 mm por mês, de abril a setembro (Figura 2f).

4. VARIABILIDADE SAZONAL

A variabilidade sazonal é interpretada com a média mensal do saldo de radiação, fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente (para simplificação, daqui em diante referida como evapotranspiração). Um padrão consistente parece ser comum no primeiro conjunto de sítios K 34, K 67 e K 83, isto é, a evapotranspiração é reduzida na estação chuvosa e mais alta na estação seca, coincidente com o padrão de saldo de radiação (Figuras 3a – 3c). Isso sugere que a saldo de radiação é um forte controle da evaporação das florestas a 3° S, resultado que corrobora estudos anteriores [ex., *Shuttleworth et al.*, 1988; *da Rocha et al.*, [2004]. O pico da evapotranspiração na estação seca é quase entre 110 e 120 W m⁻² e geralmente ocorre em outubro nesses sítios, mas é mais cedo no K 83, em agosto (Figura 3c). Em geral, a evaporação mínima na estação chuvosa permanece bem constante entre 80 e 110 W m⁻² (Figuras 3a – 3c) e depois sobe na estação seca. O aumento da evaporação começa

em junho/julho nos sítios K 34, K 67 e K 83 (Figuras 3a-3c). Os sítios em Manaus e Santarém são florestas bem estabelecidas, provavelmente com enraizamento profundo, onde a perda da umidade do solo aparentemente não se limita à transpiração [Bruno *et al.*, 2006]. Transpiração e fotossíntese podem ser limitadas nos anos de seca [Malhi *et al.*, 2002], mais provavelmente nas secas de longo prazo que excedem 6 meses [ver Meir *et al.*, neste volume].

No sítio JRU, do mesmo modo, a evaporação tem pico em outubro, mais especificamente na transição para o início da estação chuvosa (Figura 3d), e o aumento da evaporação acontece em setembro. A evaporação mais baixa na JRU comparativamente aos outros sítios da floresta tropical durante a maior parte da estação seca talvez se deva às temperaturas mais frias e ao ar mais seco no inverno (Figura 2d), que reduzem a condutância da superfície e a fotossíntese do dossel [ver Saleska *et al.*, neste volume] e então inibe a transpiração, antes do início da estação chuvosa. Do mesmo modo, a saldo de radiação é a menor em junho: o efeito do solstício do inverno a 10°S reduz significativamente o topo da atmosfera, incidência de radiação solar, apesar do efeito de cobertura da nuvem. O aumento observado no saldo de radiação durante a estação seca não é bem refletido na evaporação aumentada no sítio JRU.

Por outro lado, para o segundo conjunto de sítios, SIN, JAV e PEG, a evaporação média mensal aumenta com o início e ao longo da estação chuvosa (Figuras 2e – 2g). O pico da evaporação nesses sítios é entre 110 a 120 W m⁻², e as mínimas são de ~70 W m⁻² no SIN e JAV, e particularmente menor e de ~30 W m⁻² no sítio PEG. Esse padrão sazonal é oposto ao da floresta tropical, mas consistente com a sazonalidade na saldo de radiação, como foi aquele caso. Entretanto, uma exceção peculiar desse padrão sazonal é a do sítio JAV, onde a saldo de radiação aumenta progressivamente durante a estação seca (Figura 1f), ou seja, similar a que é mostrada nos sítios próximos a 3°S.

Um aspecto que vale destacar é que, em todos os sítios, a média mensal do fluxo de calor sensível é baixa durante a estação chuvosa, mas aumenta durante a metade e em direção ao final da estação seca, quando atinge um máximo (Figura 3). Esse

padrão é consistente com o da saldo de radiação e com a crescente redução da umidade do solo que acontece quase um mês após a precipitação mínima (Figura 2). Embora a média anual do fluxo de calor sensível varie de 20 a 40 W m⁻² em todos os sítios, o fluxo de calor sensível da estação seca é consistente e substancialmente maior do que o da estação chuvosa, com diferenças sazonais entre 19% e 44% [ver da Rocha *et al.*, 2009]. Em todos os sítios, a média mensal de fluxo de calor sensível é mais baixa do que dos fluxos de calor latente (i.e., a razão Bowen é menos do que 1), exceto no sítio PEG durante o final da estação seca.

Figura 3. Média mensal de fluxo de calor latente (LE) (linha preta sólida), saldo de radiação (R) (linha cinza sólida), e fluxo de calor sensível (H) (linha pontilhada), todos a W m⁻² nos sítios de torres de fluxo no Brasil, a saber, em (a) Manaus, K 34, (b) Santarém, K 83, (c) Santarém, K 67, (d) Rondônia, Jaru, (e) Mato Grosso, Sinop, (f) Tocantins, Javaes, (g) Santa Rita, Pé de Gigante, (h) mapa do Brasil com sítios experimentais (triângulos pretos). A estação seca climatológica está sombreada. Fonte: da Rocha *et al.* [2009].

5. COMPARAÇÃO ENTRE SÍTIOS

Toda a discussão anterior baseia-se na suposição de que não há diferenças sistemáticas significativas no erro de medições de fluxos de energia quando se utiliza a técnica de covariância de vórtices turbulentos em diferentes sítios e pouca diferença sazonal sistemática no erro de medições feitas no mesmo sítio. Este não é necessariamente o caso, e é importante introduzir uma nota de cautela ao se tirar conclusões destes dados porque os erros sistemáticos podem afetar a interpretação dos resultados. Para dar um exemplo, a evaporação anual média medida foi maior (3,7 mm d⁻¹) no sítio K 83 e mais baixa (2,5 mm d⁻¹) no sítio PEG, enquanto que a evaporação anual média em JRU (2,8 mm d⁻¹) foi a mais baixa entre os valores reportados relativos aos sítios de floresta tropical. Para mostrar como as diferenças sistemáticas de sítio para sítio no fechamento do balanço de energia influenciam esses valores, um índice de balanço de energia é apresentado como

a razão $[(H + LE) / (R_n - G)]$, com o uso de médias mensais para cada termo individual. Esse índice negligencia outras possíveis contribuições ao balanço de energia estocada no balanço de energia, inclusive a energia estocada na biomassa

e no ar do dossel abaixo da altura da medição, a energia química associada com a troca líquida de CO_2 , e qualquer energia transportada horizontalmente pelo vento. A Figura 4 mostra a

Figura 4. Variação anual do índice de fechamento definido como $[(H + LE) / (R_n - G)]$ e calculado a partir da média mensal de fluxo de calor latente (LE), saldo de radiação (R_n), fluxo de calor sensível (H), e fluxo de calor do solo (G) medidos nos seis sítios de torres de fluxo no Brasil, identificados como: floresta em Santarém K 83 (linha preta sólida), floresta em Santarém K 67 (linha cinza sólida), floresta em Manaus K 34 (linha preta pontilhada), floresta em Rondônia Jaru JRU (linha pontilhada cinza), floresta transicional de Sinop SIN (linha pontilhada cinza com círculo), terras alagáveis-Cerrado Tocantins Javaés JAV (linha preta sólida com círculo) e Cerrado São Paulo, Pé de Gigante (linha preta pontilhada com círculo).

variação anual, em diferentes sítios, do índice de fechamento e demonstra que, em média, a soma dos fluxos turbulentos e dos fluxos de calor latente e sensível correspondem de 70% a 100% da energia disponível, dependendo do sítio. Os sítios PEG e JRU têm índices de fechamento mínimo ($\sim 0,7$), os sítios K34 e K67 têm índice de fechamento intermediário ($\sim 0,85$), enquanto que os sítios JAV e K83 têm o índice de maior fechamento (entre $\sim 0,85$ e $\sim 1,1$). O índice de fechamento no sítio JAV tem a maior variação sazonal, aumentando a um máximo de $\sim 1,1$ na alta estação chuvosa, período que coincide com o pico de inundação dentro do *fetch* da torre, quando então pode ocorrer um aumento da contribuição para os fluxos medidos localmente a partir de advecção horizontal.

A Figura 5a mostra o ciclo anual da média mensal de saldo de radiação em todos os sítios de estudo. A média mensal de saldo de radiação no sítio PEG é anômala porque ela muda ao longo do ano com o maior ângulo zenital solar, provavelmente o controle mais forte. Em todos os outros sítios entre 3° e 10° S, a média mensal de saldo de radiação aumentou entre maio e outubro, período que coincide aproximadamente com o início e o fim da estação seca. É interessante que, embora haja variações na incidência de radiação solar no topo da atmosfera dentro dessa faixa de latitude, a distribuição regional de nebulosidade e as condições da superfície local (ex., albedo e emissividade) parecem trabalhar juntas para propiciar uma evolução comparável através da região no saldo de radiação ao longo da estação seca. Entretanto,

durante a estação chuvosa, a média de radiação varia consideravelmente entre os sítios, com a maior amplitude sazonal (~ 110 a 150 W m^{-2}) próxima a Santarém (em ambos os sítios K 83 e K 67) e a mais baixa no sítio de JRU (~ 130 a 150 W m^{-2}).

Para minimizar o impacto de diferentes fechamentos de energia, de sítio para sítio, nas comparações de sazonalidade dos fluxos de energia, a variação anual da razão da média mensal do fluxo e a média mensal de LE e H, respectivamente, está mostrada nas Figuras 5b-5e. A razão $[LE / LE_{\text{Max}}]$ mostra que a evaporação nos sítios de floresta úmida (K 34, K 67, K 83, e JRU) na estação seca reflete o controle de saldo de radiação (Figura 5b) porque ela aumenta progressivamente após o final da estação chuvosa (aproximadamente em maio) ao longo da estação seca, com pico entre setembro e outubro. Durante a estação chuvosa, a razão $[LE/LE_{\text{Max}}]$ nesses sítios é mínima e varia entre 0,75 e 0,9.

Nos sítios de floresta chuvosa, a variação anual em $[H/H_{\text{max}}]$ é similar a do $[LE / LE_{\text{Max}}]$ com máxima por volta de setembro e mínima entre 0,6 e 0,75 (Figura 5d). Em comparação com $[LE/LE_{\text{Max}}]$, a razão $[H/H_{\text{max}}]$ parece mais consistente entre os sítios, e sua variação sazonal é mais bem definida. O declínio de $[H/H_{\text{max}}]$ após setembro é mais abrupto do que seu aumento na estação seca, e mais abrupto do que o declínio de $[LE/LE_{\text{Max}}]$ nesse período. A redução da umidade do solo provavelmente tenha um papel nessa variação à medida que progride, em geral, bem suavemente em períodos climáticos longos e secos e reduz a perda de água da evaporação do solo, com pouco impacto na perda por interceptação de chuva. Por outro lado, a imediata disponibilidade de umidade do solo em

suas camadas mais altas e rasas depois dos primeiros eventos de chuva [Bruno *et al.*, 2006], juntamente com o surgimento de folhas verdes antes do início da estação chuvosa [Goulden *et al.*, 2004], tende a aumentar a condutância da superfície, o que muda, de modo ainda discutível, o balanço entre LE e H de tal modo que há um aumento mais rápido no fluxo de calor sensível.

No outro grupo de sítios (SIN, JAV e PEG), o padrão de $[LE/LE_{max}]$ é bem diferente do que o dos sítios da floresta chuvosa, com máximas entre o meio e o final da estação úmida (dezembro a

março) e mínimas próximas ao início da estação chuvosa por volta de setembro (Figura 5c). Por outro lado, a sazonalidade na razão mensal $[H/H]$ é amplamente similar a dos sítios de floresta chuvosa (Figura 5d) tendo, no entanto, uma diferença substancial em termos de valores absolutos, quais sejam, no sítio PEG, a razão $[H/H_{max}]$ tem um valor mínimo de apenas $\sim 0,3$, o menor de todos os sítios, enquanto que nos sítios JAV e SIN, a variação anual é comparável a dos sítios da floresta úmida.

Tabela 2. Média de Evapotranspiração Medida Usando o Método de Covariância de Vórtices Turbulentos para os Ecossistemas da Amazônia e Cerrado nas Estações Chuvosas e Secas, Respectivamente, Usando-se a Revisão de Dados Deste Estudo Juntamente com Valores Obtidos em Relatórios Anteriores^a

^aOs relatórios de referência estão citados entre parênteses: 1. Sakai *et al.*[2004]; 2. Von Randow *et al.*, [2004]; 3. Wright *et al.*, [1992]; 4. da Rocha *et al.*, [1996]; 5. Vourlitis *et al.*[2002]; e 6. Miranda *et al.*, [1996].

6. CONCLUSÕES

Este capítulo faz uma revisão da evapotranspiração na Amazônia com dados de modelos de circulação geral, modelos de balanço de massa e energia, e medições locais pela técnica de covariância de vórtices turbulentos em vários sítios de torres de fluxo na Amazônia e regiões periféricas (Manaus K 34, Santarém K 83 e K 67), floresta tropical semidecídua (Rondônia, Jaru), floresta tropical transicional (Mato Grosso, Sinop), planícies alagáveis do cerrado (Tocantins, Javaés, na Ilha do Bananal), e cerrado s.s. (São Paulo, Pé de Gigante), e em áreas de cultivo na Amazônia. Medições mensais da temperatura do ar no topo da torre e de precipitação nos sítios de torres de fluxo mostraram um padrão sazonal que está, de modo bastante razoável, de acordo com os valores climatológicos médios medidos em estações climáticas próximas. Isso sugere que as condições experimentais, o enfoque instrumental, as características ambientais e, (ainda que limitado) o período de medição são tais que os resultados, ainda que discutivelmente, refletem características regionais e não são apenas um reflexo das condições microclimáticas presentes no *fecht* das torres.

Estimativas da área média de evapotranspiração na Amazônia feitas usando modelos climáticos globais e modelos de balanço de massa e energia variam substancialmente de 2,7 a 5,2 mm d⁻¹, enquanto que as estimativas de dados de reanálise atmosférica sugerem um valor por volta de 4,3 mm d⁻¹. Essas estimativas são bem maiores relativamente às observações de campo iniciais feitas usando torres de fluxo, e são igualmente com relação aos dados dos sete sítios de estudo analisados aqui. A Tabela 2 resume a evaporação média medida com a covariância de vórtices turbulentos durante as estações chuvosas e secas, as quais incluem registros existentes sobre a floresta chuvosa amazônica, áreas de cultivo e savana.

Estudos de evaporação em pastagem e áreas de cultivo [Sakai *et al.*, 2004] na Amazônia relataram medições em torres de fluxo que variaram de $\sim 1,2$ mm d⁻¹, em solo nu antes do plantio, e taxas subsequentes que são tipicamente menores do que 3 mm d⁻¹, e que tendem a reduzir substancialmente durante a estação seca (Tabela 2). Tais valores e a variação sazonal são consistentes com os valores calculados para áreas agrícolas em experimentos de modelos numéricos

que investigam o desmatamento em grande escala na Amazônia.

O padrão de evapotranspiração discutido dos sete sítios de torres de fluxo claramente os divide em dois grupos funcionais, ou seja, floresta e savana. Essa simples classificação baseia-se no fato de que a chuva e a sazonalidade são os controles mais importantes de distribuição do bioma na América do Sul tropical, embora outros fatores estejam envolvidos, como índices de fertilidade do solo e nutrientes, drenagem e capacidade de água disponível [Lloyd *et al.*, neste volume].

Para o grupo de sítios da floresta chuvosa equatorial próxima a 3°S (Manaus e Santarém), a média de evaporação mensal é razoavelmente constante durante a estação chuvosa e varia de 2,8 a 3,6 mm d⁻¹. A evaporação aumenta progressivamente ao longo da estação seca e é cerca de 10% mais alta do que na estação chuvosa (Tabela 2). Nesses sítios, a extensão da estação seca não excede quatro ou cinco meses, a precipitação anual é acima de 1900 mm, e as condições atmosféricas de saldo de radiação e déficit de pressão de vapor estão bem correlacionados e exercem o controle dominante sobre a evapotranspiração.

O sítio da floresta a oeste, em Rondônia a 10° S, identifica-se também com o grupo anterior. A evapotranspiração varia pouco, mas segue em fase com a saldo de radiação em todo o ano com pico a ~3,0 mm d⁻¹, mais exatamente na transição da estação seca para a chuvosa (Tabela 2).

Para o grupo de sítios restantes, que incluem a floresta transicional em Mato Grosso, planícies alagáveis do cerrado em Tocantins, e cerrado em São Paulo, onde a extensão da estação seca excede quatro meses e a precipitação anual é abaixo de 1700 mm, a evapotranspiração tem um padrão sazonal oposto ao do primeiro grupo: ele varia de ~3 a 4 mm d⁻¹ na estação chuvosa e diminui na estação seca a valores mínimos de 2,5 mm d⁻¹ na floresta de transição e planícies alagáveis, e ~1 mm d⁻¹ no cerrado s.s. (Tabela 2). Tal diminuição ocorre possivelmente devido à limitação da umidade do solo, uma vez que o cerrado típico brasileiro sofre forte variabilidade sazonal no índice de área foliar e biomassa verde, associado com o declínio da fotossíntese [ver Saleska *et al.*, neste volume; Lloyd *et al.*, neste volume], senescência das folhas de árvores e dormência de gramíneas.

Agradecimentos. Agradecemos ao Comitê Científico do LBA, ao Ministério da Ciência e Tecnologia do Brasil, e às agências brasileiras de fomento Fapesp, CNPq, e Finep, à coordenação e funcionários da NASA/LBA-Eco, e a todos que contribuíram com trabalho construtivo durante a última década, a saber, M. Goulde, S. Miller, S. Saleska, S. Wofsy, L. Hutyrá, O. Cabral, D. Fitzjarrald, O. Moraes, R. Sakai, O. Acevedo, P. Artaxo, M. Keller, M. Assunção S. Dias, P. Dias, C. Nobre, J. Lloyd, A. Miranda, H. Miranda, L. Borma, C. Von Randow, F. Cardoso, J. Gash, B. Kruijt, J. Tota, Y. Malhi, J. Grace, G. Vourlitis, H. Freitas, M. Aidar, L. Sá, M. H. Costa, F. Zanchi, R. Avissar, A. Araújo, J. Maia, R. Aguiar, E. Collichio, F. Lobo, J. Tota, R. Bruno, R. Tannus, L. Oliveira, R. Juarez, D. Kurzatkowski, D. Rezende, e muitos outros. O primeiro autor agradece à Fapesp (02/09289-9), e ao CNPq (Instituto do Milênio – LBA, Ed. Universal-01, Ed. CT-Hidro 03) e às instituições brasileiras Universidade Federal do Tocantins, Instituto Florestal de São Paulo, Embrapa, Universidade Federal do Pará, IBAMA. Jim Shuttleworth recebeu apoio financeiro mediante contrato NASA NNX-06AG91G#1.

REFERÊNCIAS

- Araújo, A. C., et al. (2002), Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rainforest: The Manaus LBA site, *J. Geophys. Res.*, 107(D20), 8090, doi: 10.1029/2001JD000676.
- Baumgartner, A. (1975), *The World Water Balance*, p. 464, Elsevier, New York.
- Borma, L. S., et al. (2009), Atmosphere and hydrological controls of the evapotranspiration over a floodplain forest in the Bananal Island region, Amazonia, *J. Geophys. Res.*, 114, G01003, doi: 10.1029/2007JG000641.
- Bosilovich, M., and J. Chem (2006), Simulation of water sources and precipitation recycling for the MacKenzie, Mississippi, and Amazon river basins, *J. Hydrometeorol.*, 7(3), 312.
- Brubaker, K., D. Entekhabi, and P. Eagleson (1993), Estimation of continental precipitation recycling, *J. Clim.*, 6, 1077-1089.
- Bruno, R. D., H. da Rocha, H. Freitas, M. Goulden, and S. Miller (2006), Soil moisture dynamics in an eastern Amazonian tropical forest, *Hydrol. Processes*, 20, 2477-2489.
- Costa, M. H., and J. A. Foley (1999), Trends in the hydrologic cycle of the Amazon basin, *J. Geophys. Res.*, 104, 14, 189-14, 198.

- da Rocha, H. R., C. A. Nobre, J. P. Bonatti, I. R. Wright, and P. J. Sellers (1996), A vegetation-atmosphere interaction study for Amazonian deforestation using field data and a single column model, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *122*, 567-598.
- da Rocha, H. R., H. C. Freitas, R. Rosolem, R. I. N. Juarez, R. N. Tannus, M. V. Ligo, O. M. R. Cabral, and M. A. F. Silva Dias (2002), Measurements of CO₂ exchange over a woodland savanna (Cerrado Sensu stricto) in southeast Brasil, *Biota Neotropica*, *2*(1). (Available at http://www.scielo.br/scielo.php/script_ci seriaVingptlpid_l676-0603/nrm_iso)
- da Rocha, H. R., M. Goulden, S. Miller, M. Menton, L. Pinto, H. Freitas, and A. S. Figueira (2004), Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia, *Ecol. Appl.*, *14*(4), 522-532.
- da Rocha, H. R., et al. (2009), Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil, *J. Geophys. Res.*, *114*, G00B12, doi:10.1029/2007JG000640.
- Dickinson, R. E., and P. Kennedy (1992), Impacts on regional climate of Amazon deforestation, *Geophys. Res. Lett.*, *19* (19), 1947-1950.
- Eltahir, A., and R. Bras (1994), Precipitation recycling in the Amazon basin, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, *120*, 861-880.
- Franken, W., and P. Leopoldo (1984), Hydrology of catchment areas in central-Amazonian forest streams, in *The Amazon, Limnology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and its Basin*, edited by H. Sioli, pp. 501-519.
- Gash, J. C. H., C. A. Nobre, J. M. Roberts, and R. Victoria (1996), Amazonian Deforestation and Climate, pp. 1-14, John Wiley, Chichester. U. K.
- Goulden, M., S. Miller, H. Rocha, M. Menton, and H. Freitas (2004), Physiological controls on tropical Forest CO₂ exchange, *Ecol. Appl.*, *14*(4), S42-S55.
- Hutyra, L. R., J. W. Munger, S. R. Saleska, E. Gottlieb, B. C. Daube, A. L. Dunn, D. F. Amaral, P. B. de Camargo, and S. C. Wofsy (2007), Seasonal controls on the exchange of carbon and water in an Amazonian rain forest, *J. Geophys. Res.*, *112*, G03008, doi:10.1029/2006JG000365.
- INMET (1994), Normais Climatológicas de Superfície 1931-1990, Instituto Nacional de Meteorologia, Brasília, DF, Brasil.
- Jordan, C., and J. Heuveland (1981), The waterbalance of an Amazonian rain forest, *Acta Amazonica*, *11*, 87-92.
- Lean, J., and P. Rowntree (1993), GCM simulation of the impact of Amazon deforestation on climate using an improved canopy representation, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, *119*, 509-530.
- Leopoldo, P. (2000), O ciclo hidrológico em bacias experimentais da Amazônia central, in *Amazonia: um Ecossistema em Transformação*, edited by E. Salati, M. Absy, and R. Victoria, pp. 87-177, INPA, Manaus.
- Leopoldo, P., W. Franken, E. Matsui, and M. Ribeiro (1982), Estimativa da evapotranspiração da floresta amazônica de terra firme, *Acta Amazonica*, *12*, 23-28.
- Lettau, H., K. Lettau, and L. Molion (1979), Amazonia's hydrologic cycle and the role of atmospheric recycling in assessing deforestation effects, *Mon. Weather Rev.*, *107*, 227-238.
- Lloyd, J., M. L. Goulden, J. P. Ometto, S. Patiño, N. M. Fyllas, and C. A. Quesada (2009), Ecophysiology of forest and savanna vegetation, *Geophys. Monogr. Ser.*, doi: 10.1029/2008GM000740, this volume.
- Malhi, Y., E. Pegoraro, A. D. Nobre, M. G. P. Pereira, J. Grace, A. D. Culf, and R. Clement (2002), Energy and water dynamics of a central Amazonian rain forest, *J. Geophys. Res.*, *107*(D20), 8061, doi: 10.1029/20011D000623.
- Manzi, A. (1996), A simulation of Amazonian deforestation using a GCM calibrated with Abracos and Arme data, in *Amazonian Deforestation and Climate*, edited by J. H. C. Gash et al., pp. 505-530, John Wiley, Chichester.
- Marengo, J. (2005), Characteristics and spatio-temporal variability of the Amazon river basin water budget, *Clim. Dyn.*, *24*, 11-22.
- Marengo, J., et al. (1994), Calculations of river-runoff in the GISS GCM: Impact of a new land surface parameterization and runoff routing on the hydrology of the Amazon river, *Clim. Dyn.*, *10*, 349-361.
- Marques, J., E. Salati, and J. Santos (1980), Cálculo da evapotranspiração real na bacia amazônica

- através do método aerológico, *Acta Amazonica*, 10, 357-361.
- Matsuyama, H. (1992), The water budget in the Amazon river basin during the FGGE period, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 70, 1071-1083.
- Meir, P., et al. (2009), The effects of drought on Amazonian rain forests, *Geophys. Monogr. Ser.*, doi: 10. 1029/2008GM000882, this volume.
- Miranda, A., et al. (1996), Carbon dioxide fluxes over a cerrado sensu stricto in central Brazil, in *Amazonian Deforestation and Climate*, edited by J. H. C. Gash et al., pp. 353-363, John Wiley, Chichester.
- Molion, L. (1975), A climatonic study of the energy and moisture fluxes of the Amazon basin with consideration of deforestation effects, PhD thesis, Univ. of Wisconsin, Madison.
- Nizhizawa, T., and Y. Koike (1992), *Amazon Ecologt and Development*, Iwanami, Tokyo, p. 221.
- Nobre, C. A., P. J. Sellers, and J. Shukla (1991), Amazonian deforestation and regional climate change, *J. Clim.*, 4,957-987 .
- Oltman, R. E. (1967), Reconnaissance investigation of the discharge and water quality of the Amazon basin, *Biota Amazonica*, 3, 163-185.
- Polcher, J. (1995), Sensitivity of tropical convection to land surface processes, *J. Atmos. Sci.*, 52, 3143-3161.
- Polcher, J., and K. Laval (1994a), The impact of African and Amazonian deforestation on tropical climate, *J. Hydrol.*, 155,389-405.
- Polcher, J., and K. Laval (1994b), A statistical study of the regional impact of deforestation on climate in the LMD GCM, *Clim. Dyn.*,10,205-219.
- Russell, G., and J. Miller (1990), Global river runoff calculated from a global atmosphere general circulation model, *J. Hydrol.*, 155, 241-254.
- Sakai, R., D. Fitzjarrald, O. Moraes, R. Staebler, O. Acevedo, M. J. Czikowsky, R. da Silva, E. Brait, and V. Miranda (2004), Land-use change effects on local energy, water, and carbon balances in an Amazonian agricultural field, *Global Change Biol.*, 10(5), 895-907.
- Salati, E., A. Dall'olio, E. Matsui, and J. R. Gat (1979) Recycling of water in Amazon basin: An isotopic study, *Water Resour. Res.*, 15, 1250-1258.
- Saleska, S., H. da Rocha, B. Kruijt, and A. Nobre (2009), Ecosystem carbon fluxes and Amazon forest metabolism, *Geophys. Monogr. Ser.*, doi: 10.1029/2008GM000728, this volume.
- Saleska, S. R., et al. (2003), Carbon in Amazon forests: Unexpected seasonal fluxes and disturbance-induced losses, *Science*, doi. 1554-1557.
- Shuttleworth, W. J. (1988), Evaporation from Amazonian rain forest, *Proc. R. Soc. London, Ser. B*,233,321-346.
- Sud, Y., et al. (1982), Biogeophysical consequences of a tropical deforestation scenario: A GCM simulation study, *J. Clim.*, 9, 3226-3247.
- Trenberth, K., A. Dai, R. Rasmussen, and D. Parsons (2003), The changing character of precipitation, *Bull. Am. Meteor. Soc.*,84, 1205, doi: 10.1175/BAMS-84-9-1205.
- Villa Nova, N., E. Salati, and E. Matsui (1976), Estimativa da evapotranspiração na bacia amazônica, *Acta Amazonica*, 6,215-228.
- von Randow, C., et al. (2004), Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasrure in southwest Amazonia, *Theor. Appl. Climatol.*,78, 5-26. doi:10.1007/s00704-004-0041-z.
- Vörösmarty, C. J., B. Moore III, A. L. Grace, M. P. Gildea, J. M. Melillo. B. J. Peterson, E. B. Rastetter, and P. A. Steudler (1989), Continental scale models of water balance and fluvial transport: An application to South America, *Global Biogeochem. Cycles*,3,241-265.
- Vourlitis, G. L., N. P. Filho, M. M. S. Hayashi, J. de S. Nogueira, F. T. Caseiro, and J. H. Campelo Jr. (2002), Seasonal variations in the evapotranspiration of a transitional tropical forest of Mato Grosso, Brasil, *Water Resour. Res.*,38(6),1094, doi:10.1029/2000WR000122.
- Willmott, C., et al. (1985), Climatology of the terrestrial seasonal water cycle, *J. Climatol.*, 5. 589-606.
- Wright, I. R., J. H. C. Gash, H. R. da Rocha, W. J. Shuttleworth, C. A. Nobre, G. T. Maitelli, C. A. G. P. Zamparoni, and P. R. A. Carvalho (1992), Dry season micrometeorology of central Amazonian ranchland, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 118, 1083-1099.

Zeng, N. (1999), Seasonal cycle and interannual variability in the Amazon hydrologic cycle, *J. Geophys. Res.*, 104, 9097 -9106.

Zhang, H., and A. Henderson-Sellers (1996), Impacts of tropical deforestation. Part I: Process analysis of local climate change, *J. Clim.*, 9, 1497-1517.

H. R. da Rocha, Departamento de Ciências Atmosféricas, IAG, Universidade de São Paulo, Rua do Matão 1226, Cidade Universitária, São Paulo, SP CEP 05508-090, Brasil. (humberto@model.iag.usp.br)

A. O. Manzi, Instituto Nacional de Pesquisa da Amazônia, Manaus, AM CEP 69060-001, Brasil.

J. Shuttleworth, Department of Hydrology and Water Resources, University of Arizona, Tucson, AZ 85721, USA.

Tradução: Ivani Pereira

Revisão: Humberto R. da Rocha

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

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

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

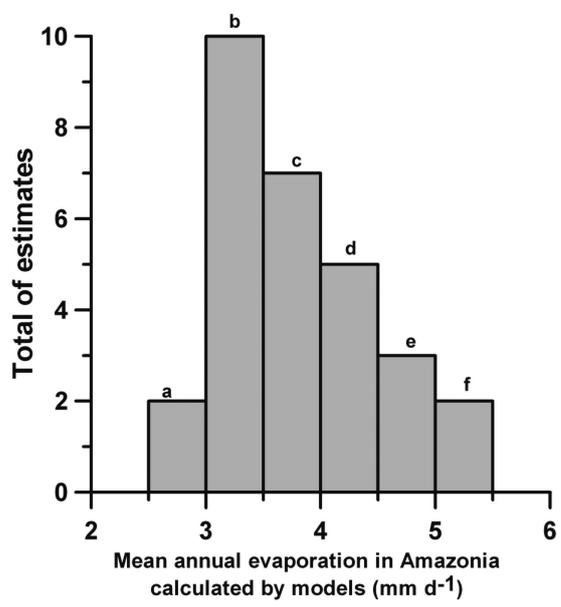


Figure 1

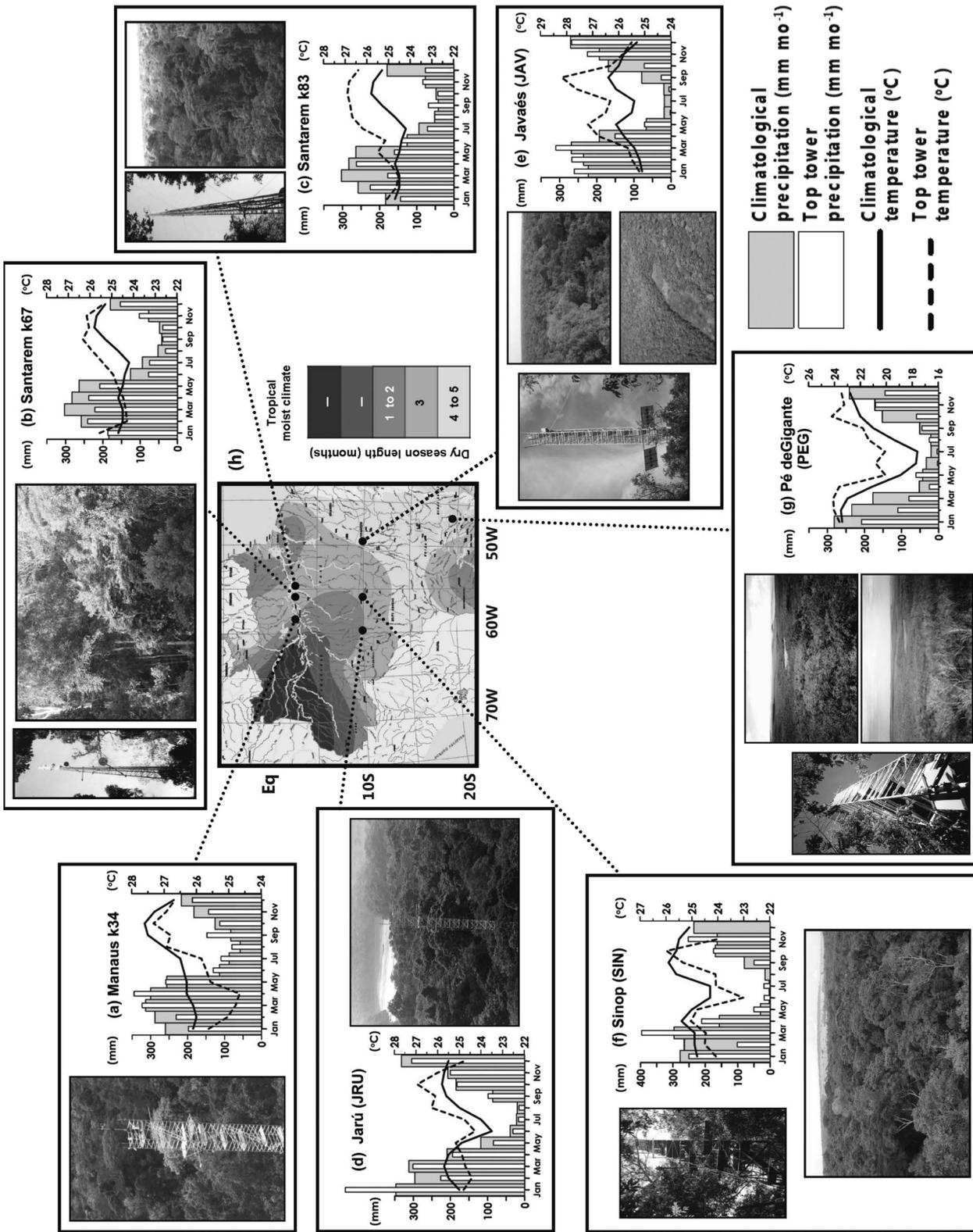


Figure 2

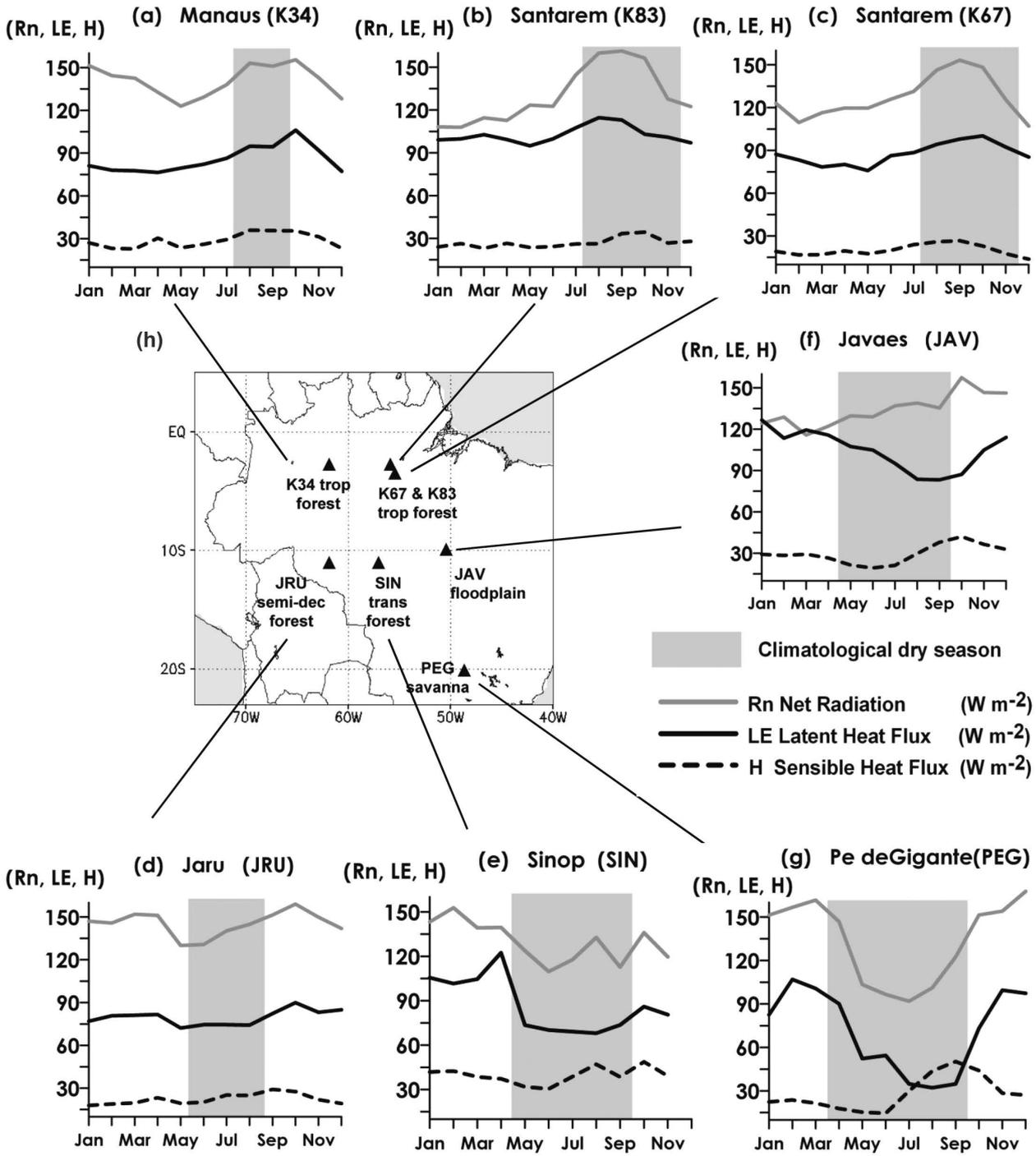


Figure 3

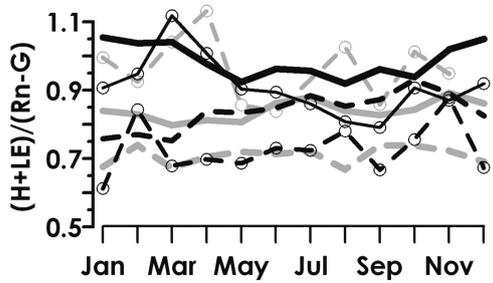


Figure 4

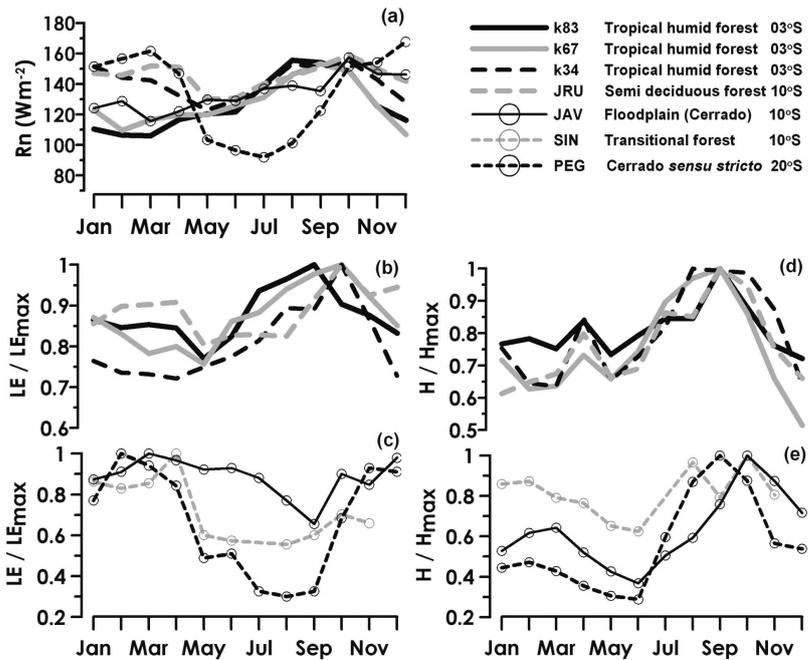


Figure 5