

## A Camada Limite da Amazônia e Circulações de Mesoescala

A. K. Betts,<sup>1</sup> G. Fisch,<sup>2</sup> C. von Randow,<sup>3</sup> M. A. F. Silva Dias,<sup>4</sup> J. C. P. Cohen,<sup>5</sup>  
R. da Silva,<sup>6</sup> e D. R. Fitzjarrald<sup>7</sup>

As interações entre a camada limite na Amazônia, superfície, convecção atmosférica, aerossóis, e circulações em grande escala são complexas. Os experimentos de campo na Amazônia têm fornecido valiosos resultados sobre a camada limite diurna e noturna em diferentes regiões e estações sobre a floresta e pastagem e sobre o acoplamento entre fluxos à superfície, camada limite, precipitação, e forçante radiativa de nuvem. Discutimos o ciclo diurno típico da convecção na Amazônia, a auto-organização em sistemas de mesoescala em diferentes regimes sinóticos, e o papel da floresta e das circulações de brisas fluviais. Revisamos o acoplamento entre aerossóis, fumaça e convecção na estação seca, transportes de ozônio por convecção profunda; e impactos microfísicos e elétricos na convecção.

### 1. INTRODUÇÃO

Entender a complexa interação entre nuvens, chuva e a biosfera na Amazônia foi a razão do Experimento de Larga Escala da Atmosfera-Biosfera na Amazônia [Silva Dias *et al.*, 2002a]. O foco deste capítulo é a camada limite (CL) amazônica e seu acoplamento com a superfície, convecção atmosférica

e circulações em grande escala. Um estudo inicial de CL usando radiossonda e balões meteorológicos foi desenvolvido durante o Experimento Troposférico Global/Experimento à Camada Limite na Amazônia (ABLE2B) [Martin *et al.*, 1988] em uma parcela florestal próxima a Manaus, seguido por um estudo comparativo mais longo entre sítios de floresta e pastagem durante o Experimento da Camada Limite de Rondônia (RBLE) [Nobre *et al.*, 1996]. Durante o experimento LBA, foram realizadas duas principais campanhas de campo para caracterizar a estrutura e a evolução da CL [Fisch *et al.*, 2004]. A primeira foi durante a estação úmida no início de 1999: a Campanha Atmosférica de Mesoescala da Estação Úmida (WETAMC) simultaneamente com a Missão para a Medição de Chuva Tropical (TRMM). O segundo programa de campo foi durante a estação de transição das estações seca para a chuvosa, de setembro a novembro de 2002; esse programa também teve dois componentes, o estudo de Interações entre Radiação, Nuvem e Clima (LBA-RACCI) e o estudo de Interação de Aerossóis, Fumaça, Nuvens, Precipitação e Clima (LBA-SMOCC).

A partição de energia à superfície é controlada pela disponibilidade de água para evaporação, a qual depende da precipitação, do estoque de umidade do solo, e da cobertura vegetal [da Rocha *et al.*, neste volume]. Em toda a Bacia Amazônica, a precipitação ocorre, em sua grande maioria, a partir de convecção

<sup>1</sup>Atmospheric Research, Pittsford, Vermont, USA.

<sup>2</sup>Instituto de Aeronáutica e Espaço, São José dos Campos, Brasil.

<sup>3</sup>Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Brasil.

<sup>4</sup>Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil.

<sup>5</sup>Departamento de Meteorologia, Universidade Federal do Pará, Brasil.

<sup>6</sup>UFPA-LBA Santarém, Alter do Chão, Brasil.

<sup>7</sup>Atmospheric Sciences Research Center, University of Albany, State University of New York, Albany, New York, USA.

profunda que está acoplada não apenas à superfície da CL, topografia da superfície e heterogeneidades (seção 3.7), mas também às circulações em escalas continental e global [Nobre *et al.*, neste volume]. A convecção profunda é também auto-organizadora na mesoescala ao longo de fronteiras de efluxo de reservatórios frios (seção 3). Horel *et al.* [1989] descreveram, usando dados de reanálise e de radiação emitida por ondas longas de satélites, o movimento de convecção profunda sobre a América do Sul, que produz impactos na distribuição da precipitação nas Américas tropicais. Machado *et al.* [2004] mostraram os aspectos climatológicos da variabilidade da convecção diurna e noturna sobre a Amazônia e suas ligações com os diferentes tipos de vegetação e forçantes em grande escala, usando séries de longo prazo de dados de cobertura de nuvem obtidos por radiossonda e satélite (do Projeto Internacional de Climatologia de Nuvem por Satélite (ISCCP)) e o índice de vegetação por diferença normalizada. A Figura 1 mostra que o mês de julho é o mais seco em grande parte do Brasil (Figura 1a). A duração da estação seca na Figura 1b mostra duas mínimas, uma sobre a Amazônia ocidental, associada com circulação de monções e convecção persistente, e outra no sul do Brasil, associada com a penetração de frentes frias. Daremos mais ênfase aos estudos do sudoeste da Amazônia (especificamente em Rondônia e bacia do Rio Madeira) na seção 2 em razão do grande ciclo sazonal.

Antes do LBA, o Experimento da Camada Limite de Rondônia (RBLE 3) coletou dados de regiões representativas de floresta e pastagens desmatadas na região de Ji-Paraná, Rondônia, durante a estação seca de 1993 [Nobre *et al.*, 1996]. Nobre *et al.* observaram que a CL era muito mais profunda durante o dia sobre todo o sítio de pastagem, onde o fluxo de calor sensível à superfície é, em termos aproximados, duas vezes maior do que sobre a floresta durante a estação seca. Em contrapartida, a CL noturna é muito mais profunda na floresta aerodinamicamente mais rugosa. Entretanto, modelos simples de camadas unidimensionais mistas não conseguiram captar o ciclo diurno de crescimento da CL instável diurna e subestimaram as grandes diferenças de profundidade da CL do período da tarde entre a floresta e a pastagem [Fisch *et al.*, 1996]. Fisch *et al.* sugeriram que a heterogeneidade horizontal e as circulações em mesoescala devem ser importantes, tanto dentro da área florestal, onde permanecem fragmentos de floresta (com espaçamento da ordem

de 5 km), como também entre as regiões de floresta e pastagem, uma distância de 90 km.

## 2. QUAIS AS CARACTERÍSTICAS DA CAMADA LIMITE NA AMAZÔNIA?

Em áreas terrestres, a camada limite desenvolve um forte ciclo diurno [ex., Betts, 2003] uma vez que ela liga a superfície aquecida à atmosfera durante o dia e desliga à noite. Dado que a CL acopla a atmosfera à superfície diariamente, sua estrutura depende tanto das diferenças à superfície – rugosidade e disponibilidade de água para evaporação – como das diferenças na atmosfera sobrejacente. Sobre as florestas úmidas da Bacia Amazônica, o estoque de água superficial é grande (o estoque disponível de água do solo pode atingir 800 mm, ver Hodnett *et al.* [1996] e Figura 4), e a condutância vegetativa à superfície é similarmente alta (valores típicos em torno de  $30 \text{ mm s}^{-1}$  [Wright *et al.*, 1996]). Consequentemente, a queda na umidade relativa através da folha à superfície (que está relacionada à altura do nível de condensação por elevação) é pequena e por isso as alturas da base de nuvem diurna são também pequenas e em geral atingem somente 1000 m [Betts *et al.*, 2002a], talvez um pouco mais na estação seca [Nobre *et al.*, 1996]. Além disso, a CL estável e esfriada à noite geralmente fica saturada e tem cerca de 300 m de profundidade sobre a floresta aerodinamicamente rugosa [Nobre *et al.*, 1996]. Nas regiões ao sul da Amazônia, onde ocorre um forte ciclo anual de precipitação, há estoque de água disponível suficiente no solo de áreas florestais que faz com que a queda da evaporação na estação seca e o aprofundamento correspondente da camada seca adiabática da subnuvem sejam menores (menos de 20 – 30% [da Rocha *et al.*, neste volume]). Por outro lado, em regiões desmatadas de Rondônia, onde a umidade disponível do solo é muito reduzida, a evaporação cai abruptamente na estação seca e a profundidade da camada subnuvem pode chegar a quase 2000 m à tarde.

**Figura 1.** (a) Mês mais seco (mês de cobertura mínima de nuvem alta). (b) Duração da estação seca definida mediante o uso de cobertura de nuvem alta. Adaptado de Machado *et al.* [2004], reimpressão com permissão de Springer-Verlag.

Na maior parte da Bacia Amazônica, a atmosfera tropical sobrejacente é acoplada convectivamente. Na estação chuvosa, toda a troposfera é ligada a uma única adiabática úmida, próxima à estabilidade neutra para convecção profunda, com uma temperatura potencial equivalente saturada mínima próxima ao nível de congelamento na média troposfera, nos níveis médios da troposfera. Na estação seca ao sul da Amazônia, quando ocorre subsidência acima, uma inversão fraca cobre uma camada de cumulus rasos, e em muitos dias somente a troposfera mais baixa é acoplada convectivamente. Entretanto, em todas as estações, uma camada limite convectiva parcialmente nebulosa, que é acoplada à superfície, controla o balanço de energia radiativa à superfície. Primeiramente observamos as diferenças atmosféricas entre estações e depois as diferenças sazonais nos processos à superfície entre floresta e pastagem em Rondônia.

### 2.1. Diferenças nas Médias Mensais Atmosféricas Entre as Estações Úmida e Seca

O ciclo sazonal sobre a Amazônia sudoeste é movido pela circulação em grande escala [ver *Nobre et al.*, neste volume]. A Figura 2a mostra a média mensal do campo ômega vertical (velocidade vertical em unidades de pressão) sobre a bacia do Rio Madeira derivada de dados horários do modelo "Reanálise de 40 Anos (ERA-40)" do Centro Europeu de Previsão de Tempo de Médio Prazo (ECMWF) [Betts e Viterbo, 2005]. Ambos os períodos mostram convergência e ascensão próxima à superfície, mas na estação chuvosa, a ascensão média é positiva em toda a troposfera, com pico em torno de 300 hPa. Essa desestabilização é, certamente, equilibrada por forte precipitação convectiva. Durante a estação seca, a subsidência é predominante, com pico em torno de 700 hPa, e isso inibe a convecção profunda. O resultado é uma profunda diferença na umidade relativa (UR) média da troposfera, mostrada na Figura 2b (bem como na precipitação e cobertura de nuvem, não mostradas). Em fevereiro, na estação chuvosa, a UR fica acima de 70% na baixa troposfera, enquanto em agosto, a média de UR cai abruptamente acima de 700 hPa para cerca de 20% nos níveis médios da troposfera.

Como resultado dessa forçante troposférica diferente, a estabilidade atmosférica com relação à convecção úmida é muito diferente nas duas

estações, conforme mostrado na Figura 3, que apresenta os perfis verticais médios de temperatura potencial equivalente, de  $\theta_E$ , e  $\theta_{ES}$ , seu valor de saturação, que representa a temperatura nesse sistema de referência adiabático úmido..

**Figura 2.** (a) Perfis verticais de média mensal do campo de velocidade vertical referente a fevereiro e agosto de 1999 da bacia do Rio Madeira do ERA-40.(b) O mesmo que a Figura 2a, mas para perfis de UR.

As linhas pontilhadas representam a ascensão adiabática úmida da parcela a partir da camada de 30-hPa próxima à superfície. Em fevereiro, essa parcela levantada fica flutuante através de grande parte da troposfera. Por outro lado, em agosto, a parcela média diária nunca está flutuante, se elevada. Na verdade, na estação seca, a convecção de cúmulos rasos ocorre somente durante o dia, quando o aquecimento à superfície é forte e em geral fica aprisionado abaixo da inversão de temperatura de 700 a 600 hPa que, por sua vez, é mantida pela subsidência mostrada na Figura 2a. Eventos de chuva na estação seca ocorrem normalmente com a intrusão de frentes frias dos extratropicais [Fisch et al., 2004]. Observe que a subsidência na Figura 2a chega ao ponto máximo na base da inversão, onde os cúmulos rasos desentranham água líquida e esfriam a atmosfera.

**Figura 3.** Média mensal de perfis verticais de  $\theta_E$ , e  $\theta_{ES}$  de fevereiro e agosto de 1999 da Bacia do Rio Madeira da reanálise do ERA-40.

### 2. Diferenças Sazonais à Superfície entre Floresta e Pastagem

Floresta e pastagem respondem de modo diferente à forçantes atmosféricas similares [Culf et al., 1996]. von Randow et al. [2004] mostram comparações sazonais entre sítios de pastagem (Fazenda Nossa Senhora) e de floresta (Rebio Jaru) em Rondônia. Médias mensais de temperatura do ar e de umidade específica, e totais mensais de precipitação medida em sítios de pastagem e de floresta durante o período de fevereiro de 1999 a setembro de 2002 estão mostradas na Figura 4a. A variação na média mensal de temperatura do ar é pequena, e não é fácil identificar um padrão sazonal claro. Fortes eventos de precipitação de janeiro a fevereiro e a penetração de frentes frias em junho –

julho influenciam as médias em alguns anos. Por outro lado, observam-se uma clara queda na umidade específica e uma drástica redução da precipitação durante as estações secas em ambos os sítios. Volumes de chuva foram mais altos no sítio de floresta (2000 – 2400 mm a<sup>-1</sup>) que na pastagem (1400 – 2000 mm a<sup>-1</sup>), mas não está claro se essas diferenças são, de fato, representativas de áreas maiores [Von Randow et al., 2004]. Entretanto, Ferreira da Costa et al. [1998] compararam a precipitação de sítios contrastantes (floresta e pastagem) em Rondônia durante estações chuvosas (dezembro – fevereiro) de 1992 a 1995 e também encontraram 28% a mais de precipitação na floresta que na pastagem. Fisch et al. [2007] analisaram a variação espacial da precipitação convectiva nessa região usando a rede de pluviômetros do TRMM. Os autores utilizaram um modelo estatístico de eventos de precipitação e concluíram que em distâncias acima de 5 km, a precipitação medida de células convectivas típicas mostrou uma correlação insignificante (0,2 ~ 0,4). A umidade específica é também sempre mais alta na área de floresta, com variação dos valores médios de 15,8 g k<sup>-1</sup> nas estações secas a 17,5 g kg<sup>-1</sup> nas estações chuvosas, enquanto na pastagem os valores médios são 13,4 e 16,0 g kg<sup>-1</sup> nas estações seca e chuvosa, respectivamente.

As Figuras 4b e 4 c mostram o estoque de água nas camadas de 0 a 2 m e de 2 a 3,4 m, respectivamente, no perfil do solo. Ambas, floresta e pastagem, mostram um ciclo sazonal muito pronunciado, com diminuições muito maiores durante a estação seca na floresta que na pastagem, especialmente na camada mais profunda, onde a extração por raiz profunda é muito maior na floresta [von Randow et al., 2004; Negrón Juárez et al., 2007]. Consequentemente, sobre a floresta, a razão de Bowen de superfície, dada pela razão  $RB = H/\lambda E$  (onde H e  $\lambda E$  são a superfície sensível e fluxos de calor latente, respectivamente) varia pouco, com leve aumento, entre 0,3 a 0,4, da estação chuvosa para a seca. Entretanto, sobre a pastagem, onde há pouca extração por raízes profundas, a RB aumenta de aproximadamente 0,4 na estação chuvosa [Betts et al., 2002a] para 0,65 em agosto [von Randow et al., 2004]. Galvão e Fisch [2000] relataram aumentos da RB de 0,21 para 0,3 na floresta e de 0,32 para 0,76 na pastagem entre a estação chuvosa e seca. Incertezas significativas permanecem nessas estimativas de fluxo à superfície em razão da falta de fechamento do balanço de energia com a utilização de métodos de

correlação de vórtices turbulentos [von Randow et al., 2004]. Em estudo recente que combina a correlação de vórtices turbulentos e cintilometria, von Randow et al. [2008] mostraram que os fluxos de vórtices turbulentos não captam completamente a variabilidade espacial da turbulência, especialmente em baixas frequências. Dado que isso afeta tanto H como  $\lambda E$ , é provável que o percentual de incerteza na razão de Bowen seja menor do que nos fluxos individuais.

Nos sítios de floresta, onde a água em solo profundo é disponível mesmo durante a estação seca, a evapotranspiração depende em grande parte da radiação líquida à superfície [Negrón Juárez et al., 2007; Hasler e Avissar, 2007]. O balanço radiativo à superfície é então um componente crítico da forçante da CL à superfície. A Figura 5 (topo) [von Randow et al., 2004] mostra a média anual do ciclo do albedo de superfície; a Figura 5 (embaixo) mostra o fluxo líquido de onda curta,  $S_n$ , fluxo líquido de onda longa,  $L_n$ , e fluxo líquido da radiação de todas as ondas,  $R_n$ , sobre floresta e pastagem. A radiação solar refletida pela pastagem é maior ao longo do ano e atinge um pico no início da estação seca, muito mais cedo que o pico mais baixo de albedo em floresta.

Vários fatores contribuem para a variação sazonal na radiação solar incidente (não mostrada): ângulo solar de zênite, cobertura de nuvem, que tem pico na estação chuvosa, e fumaça oriunda de queimada durante a estação seca. Entretanto, a diferença de albedo domina a diferença em  $S_n$  entre a floresta e a pastagem. Mas, a diferença de albedo domina a diferença em  $S_n$  entre floresta e pastagem. Os fluxos de saída de  $L_n$  têm grande variação sazonal, com pico em agosto quando a atmosfera está seca (Figura 2b) e a cobertura de nuvem é mínima. Ao longo do ano, a  $R_n$  é maior sobre a floresta devido ao seu albedo mais baixo e fluxos de saída de onda longa levemente menores. A redução anual da média de  $R_n$  sobre a pastagem é de 13,3% [von Randow et al., 2004], menor do que os 20,4% da floresta boreal descritos por Betts et al. [2007], onde a cobertura de neve também reduz a  $R_n$  sobre a grama no final do inverno.

**Figura 4.** (a) Médias mensais de temperatura do ar (círculos), umidade específica (triângulos invertidos), e totais mensais de precipitação (colunas) medidas sobre a floresta (representados por símbolos sólidos) e pastagem (representadas por símbolos abertos) de fevereiro de 1999 a setembro de 2002. Estoque de água no solo em sítios de floresta e pastagem nas camadas de (b) 0–2 m e (c) 2– 3,4

m de profundidade. Adaptado de *von Randow et al.* [2004], reimpressão com permissão de Springer-Verlag.

### 2.3. Ciclo Diurno da CL da Amazônia

A CL convectiva diurna sobre a Amazônia raramente está livre de nuvens; portanto, a profundidade da camada mista abaixo da base da nuvem, o nível de condensação por levantamento e a UR próxima à superfície estão todos estreitamente acoplados [ver *Betts et al.*, 2006]. A UR próxima à superfície é fortemente influenciada pela disponibilidade de água para evaporação; dessa forma, os sítios de floresta, onde o enraizamento é profundo (Figura 4), e os sítios de pastagem mostram diferenças maiores na estação seca do que na chuvosa. Alturas de camadas de mistura no período da tarde variam de 700 a 1100 m na estação chuvosa sobre floresta e pastagem, quando as razões de Bowen são baixas e a UR é alta [*Fisch et al.*, 2004]; *von Randow et al.*, 2004]. Na estação seca, a forte subsidência (Figura 2a) traz ar seco para a CL, e a evaporação se reduz sobre a pastagem em Rondônia e, portanto, as profundidades de camadas mistas que são muito maiores podem atingir 2000 m sobre a pastagem. *Betts et al.* [2002a] e *Strong et al.* [2005] discutem os ciclos diurnos de temperatura à superfície, umidade, nível de condensação por levantamento, temperatura potencial equivalente, fluxos à superfície e CL de regimes de oeste e de leste (ver seção 3.3) no sítio de pastagem em Rondônia na estação chuvosa de 1999. Os autores mostram que a radiação solar incidente e os fluxos de calor sensível e latente são mais baixos no regime de vento de oeste, que tem mais nuvens estratiformes, mas tem uma razão de mistura de vapor de água mais alta com um ciclo diurno mais fraco. O regime de vento de leste mostra uma máxima de razão de mistura no início da manhã, seguida por queda a uma mínima à tarde, à medida que as nuvens cúmulos misturam vapor de água para cima e para fora da camada sub-nuvem mais rapidamente do que é suprido pela evaporação à superfície. À medida que a estação chuvosa continua ao longo de janeiro e fevereiro de 1999, há uma transição constante para as condições mais nebulosas e fluxos mais baixos à superfície. A razão de Bowen à superfície durante o dia desse sítio de pastagem é cerca de 0,4 e cai levemente à medida que a estação chuvosa progride. Normalmente, à tarde, correntes descendentes impulsionadas por evaporação, oriundas de bandas de chuva convectiva,

transformam a camada limite. A queda de temperatura potencial equivalente na camada limite é de cerca de 10K e é similar em ambos os regimes, mas o esfriamento da camada limite por eventos convectivos individuais durante regimes de oeste é reduzido porque a camada subnuvem fica mais rasa em média, à medida que os ventos são mais fracos, embora mais frequentes. Essa modificação da camada limite por bandas de chuva é bem similar àquela vista em outros regimes de convecção úmida nos trópicos (ex., na Venezuela [*Betts*, 1976]).

A Figura 6 mostra uma comparação entre o ciclo sazonal das variáveis próximas à superfície da pastagem em Rondônia e os sítios de floresta durante 2001, na qual foram utilizados dados de *von Randow et al.* [2004]. Note-se que a temperatura,  $T$ , e os dados de umidade relativa, UR, foram obtidos com instrumentos Vaisala HMP35A, instalados em alturas bem diferentes: 8,3 m acima da pastagem e 60 m acima do chão da floresta, bem acima da altura média do dossel de 35 m [*von Randow et al.*, 2004]. A média da estação “úmida” é janeiro, fevereiro e março; a estação “seca” aqui é simplesmente agosto, quando a subsidência média é mais forte em Rondônia; e a transição de “seca-para-úmida” é uma média de setembro e outubro. Embora a temperatura média na Figura 6a varie pouco ao longo do ano, a amplitude diurna de temperatura duplica no período entre a estação úmida e seca, à medida que a atmosfera se torna mais seca e menos nebulosa, e a emissão líquida de radiação de ondas longas, que é o principal propulsor da variação da temperatura diurna, duplica (ver Figura 5). Os dados de floresta (a 60 m) mostram temperaturas mais altas que a pastagem (a 8,3m) na estação chuvosa, mas a pastagem se torna mais quente durante o dia na estação seca com aumento maior na amplitude diurna.

**Figura 5.** Médias mensais de albedo à superfície (no alto) e radiação líquida em onda curta (abaixo) ( $S_n$ , círculos), radiação líquida em onda longa ( $L_n$ , quadrados) e radiação líquida de todas as ondas ( $R_n$ , triângulos invertidos) sobre a floresta (símbolos sólidos) e pastagem (símbolos abertos) durante 1999 – 2002. Adaptado de *von Randow et al.* [2004], republicado com permissão de Springer-Verlag.

**Figura 6.** Ciclo diurno de (a)  $T$ , (b)  $Q$ , (c)  $\theta_E$ , e (d)  $P_{LCL}$  em sítios de floresta em Rondônia e pastagem nas estações úmida e seca, e transição de seca para úmida em 1999.

A estrutura de umidade diurna na Figura 6b mostra a queda sazonal da razão de mistura de vapor de água,  $Q$ , entre a estação chuvosa e seca e a rápida recuperação da estação de transição. A floresta sempre tem uma razão de mistura maior do que a pastagem [von Randow et al., 2004]. Na Figura 6, um viés negativo de 4,3% próximo à saturação no sítio de pastagem foi corrigida, mas é possível que parte da diferença de umidade entre os sítios ainda se deva aos instrumentos, uma vez que são apenas calibrados com precisão de uns poucos % de UR. De fato, a calibração absoluta de instrumentos de umidade é difícil nesses ambientes tropicais muito úmidos [Betts et al., 2002c]. Distante da estação chuvosa, a razão de mistura média sobe rapidamente de uma mínima matinal ao nascer do sol, quando a atmosfera está saturada à superfície (Figura 6d), à medida que a evaporação fica presa na CL estável noturna. Somente algumas horas após o nascer do sol, a camada de mistura que se aprofunda quebra a inversão noturna e se mistura com a camada residual acima, e  $Q$  para de subir, à medida que as nuvens da CL transportam o vapor de água para fora da camada de mistura. Na estação seca, esse acoplamento com a camada de nuvem convectiva acima leva a uma forte queda de  $Q$  após o pico da manhã e a uma queda mais fraca da temperatura potencial equivalente  $\theta_E$ , como mostra a Figura 6c. Sobre a floresta, o  $\theta_E$  é maior do que sobre a pastagem, porque ele depende principalmente de  $Q$ . Na estação úmida, a  $\theta_E$  média sobe durante o dia até que o início da convecção profunda traga ar com  $\theta_E$  mais baixo de níveis mais altos para a camada sub-nuvem em correntes descendentes [Betts et al., 2002a]. Note-se que a  $\theta_E$  média sobre a floresta atinge um pico médio levemente mais alto em 2001 na estação de transição, quando a convecção profunda é mais forte (ver seção 3.5).

Por fim, a Figura 6d mostra a diferença da pressão a partir da superfície até o nível de condensação por levantamento (NCL), aqui denominada altura de pressão,  $P_{NCL}$  (as alturas das diferentes medições acima da superfície foram acrescentadas). Conforme discutido no início desta seção, a NCL sobre a Amazônia é uma boa estimativa para a base de nuvem diurna e profundidade da camada mista. A UR correspondente próxima à superfície está mostrada no lado direito da escala (com leve aproximação). Em agosto de 2001, a base de nuvem média do período da tarde atinge aproximadamente 240 hPa (2100 m) acima da

pastagem; enquanto na estação úmida, a altura da base da nuvem à tarde é de apenas 60 hPa (545 m) sobre a floresta. Essa base baixa de nuvem é mais típica de oceanos tropicais, o que levou à descrição da Bacia Amazônica como um “oceano verde”.

#### 2.4. Camada Limite Noturna

O desenvolvimento da camada limite noturna (CLN) é diferente entre as estações seca e úmida e entre a floresta e a pastagem. O maior estresse superficial sobre a superfície florestal gera uma CLN mais profunda pela mistura turbulenta intensificada [Nobre et al., 1996]. O resfriamento radiativo de onda longa da superfície é muito maior na estação seca por causa da umidade mais baixa da atmosfera sobrejacente e da cobertura de nuvens noturna reduzida [Betts, 2004, 2006], e isso leva a uma CLN mais estável [R.M. N. dos Santos, 2005]. Além disso, a CLN se desenvolve a partir de uma CL vespertina que, em geral, tem uma estrutura adiabática seca “bem misturada” na estação seca, mas se desenvolve a partir de uma estrutura perturbada, resfriada pela chuva, mais próxima do perfil de temperatura adiabática úmida na estação chuvosa. Consequentemente, torna-se mais fácil definir a profundidade da CLN na estação seca quando o resfriamento à superfície é maior e a CL residual acima está mais próxima de uma adiabática seca.

Uma comparação entre a CLN sobre a floresta (Rebio Jaru) e a pastagem (Fazenda Nossa Senhora) em Rondônia realizada na estação seca de agosto de 1994 RBLE 3 foi apresentada por R. M.N. dos Santos [2005]. Usando principalmente dados de balão meteorológico para definir a altura e o perfil de temperatura da CLN, a autora mostrou que a diferença,  $\Delta\theta$ , entre a superfície e o topo da CLN (uma medida da força da CLN) atingiu cerca de 11K às 05H00, hora solar local (HSL) (antes do nascer do sol), sobre a floresta e a pastagem. Entretanto, às 05H00 (HSL), a profundidade da CLN estava, como habitualmente, maior ( $420 \pm 84$  m) sobre a floresta mais rugosa do que sobre a pastagem ( $320 \pm 46$  m). Essa diferença é consistente com a análise teórica da profundidade e força da CLN baseada nos dados de reanálise feita por Betts [2006]. Outro fator que pode contribuir para a maior profundidade da CLN da floresta é que o fluxo de calor sensível inverte o sinal, e o crescimento da CLN começa quase uma hora mais cedo sobre a floresta do que sobre a pastagem em

Rondônia [Oliveira e Fisch, 2000]. R. M. N. dos Santos [2005] também analisou três conjuntos de dados coletados durante o TRMM-LBA da estação chuvosa em Rondônia nos mesmos sítios de floresta e pastagem e em um terceiro sítio transicional floresta-pastagem em Rolim de Moura. Na estação chuvosa, a CLN é similar em todos os três sítios. Na comparação com a estação seca, a profundidade da CLN é mais rasa, em geral cerca de 240 m antes do nascer do sol, e muito mais fraca em força, com  $\Delta\theta$  geralmente entre 3,5 – 4K [R. M. N. dos Santos, 2005] porque o resfriamento noturno por onda longa é muito menor na estação úmida chuvosa. A camada próxima à superfície usualmente se torna saturada à noite na estação chuvosa. As CLNs durante a estação úmida se mostraram, em grande parte, pouco estáveis sobre a floresta e pastagem. A turbulência mais intermitente, associada aos maiores parâmetros de estabilidade Monin-Obukhov ( $z/L$ ) foi vista no sítio transicional floresta-pastagem [R. M. N. dos Santos, 2005].

Jatos noturnos de baixos níveis são comumente observados em Rondônia: em 80% dos dias durante o RBLE 3 da estação seca e em cerca de 60% dos dias da estação úmida durante o experimento de fevereiro de 1999 [R. M. N. dos Santos, 2005]. As velocidades dos jatos são similares sobre a floresta e pastagem e em ambas as estações, seca e úmida (média de  $7,6 \pm 1,9$  m  $s^{-1}$ , tamanho de amostra  $N = 94$  sondagens); mas a altura do jato máximo foi tipicamente menor na estação seca ( $470 \pm 165$  m,  $N = 29$ ) do que na úmida ( $670 \pm 145$  m,  $N = 65$ ). Cohen *et al.* [2006] relataram jatos de baixos níveis similares na Amazônia oriental. O cisalhamento gerado pelo jato de baixos níveis é uma forçante de cima para baixo da CLN [R. M. N. dos Santos 2005].

Acevedo *et al.* [2004] estimaram as profundidades das CLN usando medidas durante duas campanhas, em julho e outubro de 2001, próximas a Santarém, utilizando balões meteorológicos ou cativos, a partir de fluxos à superfície e mudanças locais na temperatura e umidade. . Nesse sítio, não distante do Rio Tapajós, as estimativas da profundidade da CLN foram menores (menos de 150 m), comparáveis à espessura da camada de nevoeiro noturno antes do amanhecer. Os autores sugerem que a divergência no fluxo radiativo na interface entre o nevoeiro e o ar claro acima leva a uma forte inversão de temperatura. Foram usados métodos de balanço para comparar a acumulação de  $CO_2$  na CLN com estimativas de correlação de vórtices turbulentos do fluxo de  $CO_2$  à superfície.

## 2.5. Processos Termodinâmicos Locais da CL e Retroalimentação da Superfície Terrestre

Mudaremos nossa atenção agora para o acoplamento de superfície, CL, e processos atmosféricos e discutiremos algumas das ligações entre a evaporação à superfície, base de nuvem, cobertura de nuvem e forçante radiativa de nuvem à superfície em escala de tempo diária [Betts, 2004; Betts e Viterbo, 2005]. Para efeitos de ilustração, usamos novamente a reanálise do ERA-40 para a média do período de 1990 – 2001 sobre a bacia do Rio Madeira. Calculamos a média horária de dados do modelo para a obtenção das médias diárias. Ao calcularmos a média do ciclo diurno, consideramos o balanço em escala de tempo diária entre processos à superfície, mistura descendente na CL, e o efeito na CL da evaporação oriunda da precipitação que cai. No sistema do modelo, a água do solo é um forte controle da evaporação, da CL, e de processos de nuvem [Betts e Viterbo, 2005]. Entretanto, o modelo não representa satisfatoriamente os solos da Amazônia e as estruturas de enraizamento profundo e, comparativamente à floresta Jaru na Figura 4, o modelo apresenta muito menos disponibilidade hídrica para evapotranspiração na estação seca. Assim, ao invés de usarmos o estoque hídrico do solo, usaremos a fração evaporativa de superfície (FE),  $FE = \lambda E / (\lambda E + H)$ , para representar a variação da disponibilidade de estados da água de superfície e subterrânea. A FE pode também ser entendida como a fração da energia disponível à superfície usada no processo de evapotranspiração.

A Figura 7 tem quatro planos. A Figura 7a liga a fração evaporativa à superfície, FE, à UR próxima à superfície e  $P_{LCL}$  (a altura de LCL ou base de nuvem) de diferentes taxas de precipitação diária. Mostramos um conjunto representativo de desvios padrão dos dados da média diária. Não é de se surpreender que, à medida que a FE aumenta, a média da base da nuvem cai e a UR aumenta; mas a UR também aumenta à medida que a precipitação aumenta. Esse é um sistema altamente acoplado. Quando o nível de condensação por levantamento (NCL) é mais baixo, é provável que ocorra maior precipitação; mas o contrário também é verdadeiro: a evaporação da precipitação à medida que cai através da camada subnuvem irá abaixar o NCL.

**Figura 7.** (a) PLCL próxima à superfície e UR em função de FE e taxa de precipitação diária (TP). (b) O mesmo da Figura 7a, mas em função de UR da troposférica média mais baixa. (c) Albedo de nuvem e cobertura de nuvem baixa em função de FE e TP (d) Fluxo líquido de onda longa à superfície em função de UR e albedo de nuvem.

Nessa situação, o balanço da camada subnuvem depende não apenas da superfície da FE, mas também da umidade do ar acima da CL, que é carregada pela CL à medida que se torna mais profunda durante o dia. A Figura 7b é similar à Figura 7a, mas os dias foram estratificados por  $UR_{LMT}$ , que é a UR média diária da camada mais baixa da média troposfera entre 500 e 700 hPa (normalmente acima da CL). A UR da camada sub-nuvem muda em direção a um estado mais úmido, à medida que a média troposfera mais baixa se torna mais úmida. As Figuras 7a e 7b parecem bem similares porque a UR da troposfera média mais baixa e a precipitação são acopladas ao campo de movimento vertical da média troposfera em escala de tempo diária [Betts e Viterbo, 2005].

A Figura 7c, curvas mais acima, mostra que a fração de nuvem baixa do modelo abaixo de 700 hPa aumenta pouco com a FE e se acopla à precipitação crescente. Uma medida mais quantitativa de campo de nuvem é a forçante radiativa de nuvem de onda curta à superfície (SWCF), definida como  $SW_{dn} - SW_{dn}$  (claro), a redução do fluxo incidente de onda curta à superfície emitido em céu claro pelo campo de nuvem ( $SW_{dn}$ ). A partir do SWCF, podemos definir (segundo Betts et al. [2006]) uma medida adimensional, o efetivo albedo de superfície de nuvem,  $a_{nuvem}$ , como:

$$a_{nuvem} = -swcf/sw_{dn}(\text{claro}).$$

As curvas mais baixas na Figura 7c mostram que a  $a_{nuvem}$ , relacionada à forçante de nuvem de onda curta, aumenta com a FE de superfície e, de modo bem significativo, com a taxa de precipitação. Utilizamos o fluxo de céu limpo do ERA-40 para computar  $a_{nuvem}$  em (1). Uma vez que o ERA-40 dispõe de apenas uma representação sazonal de aerossóis, a forte variabilidade na absorção de aerossol atmosférico devido ao fogo local (extensivo durante a estação de transição seca para úmida) será projetada nesta análise na forçante de nuvem e em  $a_{nuvem}$ .

A figura 7d mostra a ligação entre a média de UR à superfície e o fluxo líquido de onda longa,  $L_n$  à superfície, estratificado por  $a_{nuvem}$ . A curva mais baixa

é o  $L_n$  de céu claro: observamos que o fluxo líquido de céu claro diminui abruptamente à medida que a CL se torna mais úmida e a base da nuvem diminui. A mudança para cima de  $L_n$  com aumento de nuvem é uma medida de forçante de nuvem de onda curta em escala de tempo diária. Observe que os desvios padrão dos dados diários são bem pequenos, normalmente  $<5 \text{ W m}^{-2}$ . Betts et al. [2006] mostraram que essas relações de onda longa no ERA-40 estavam de acordo com as medições sobre a floresta boreal.

Podemos avaliar quaisquer relações desse modelo com dados do LBA? A Figura 8 mostra algumas similaridades e diferenças entre os dados (Figura 8b e 8d) do sítio de floresta Rebio Jaru (von Randow et al., 2004) e o ponto de grade mais próximo no ERA-40 (8a e 8c). A precipitação, num certo momento, é um campo de estratificação demasiadamente turbulento e há poucas observações de ar superior desses quatro anos de dados quase à superfície. Foi usada, então, preferencialmente, uma estratificação sazonal, dividindo o ano em cinco grupos ordenados por meses: janeiro, fevereiro e março, estação úmida; abril, maio e junho; julho e agosto, estação seca; setembro e outubro, transição de seca para úmida e o início da estação úmida. As figuras 8a e 8b comparam a dependência de  $a_{nuvem}$  sobre a FE. O ERA-40 tem uma variação de FE sazonal maior: maior na estação úmida e menor na estação seca do que na floresta Jaru. Entretanto, a falta de fechamento do balanço de energia nas medições de fluxos por correlação de vórtices turbulentos, usados aqui como médias diárias, traz um certo grau de incerteza aos dados. von Randow et al. [2004] mostraram que atribuir todo o desequilíbrio a um valor subestimado da evaporação aumentaria a FE. A Figura 8a mostra no ERA-40 o aumento de nuvem com evaporação à superfície e com a troca sazonal na forçante de grande escala entre as estações seca e úmida. A Figura 8b mostra uma mudança similar e um fraco aumento associado à FE, mas as barras representativas de erro mostradas são significativamente maiores nos dados do que na reanálise.

As Figuras 8c e 8d mostram o acoplamento da onda longa líquida à superfície,  $L_n$ , com UR próxima à superfície e  $a_{nuvem}$  derivada. O ERA-40 mostra uma tendência à seca com respeito ao sítio de floresta em todas as estações (não mostrada). Os dados de reanálise estão no nível mais baixo do modelo (cerca de 10 m), e as medições de floresta estão em 60 m, e



isso poderia responder por 2% dessa tendência. O ERA-40 tem uma variação sazonal mais ampla de UR. O ERA-40 mostra muito menos estoque de água no solo do que o disponível na floresta Jarú (Figura 4) e isso, na reanálise, produz valores mais baixos tanto de FE quanto de UR na estação seca. Na Figura 8c, um único ponto da grade é similar ao da Figura 7d da bacia muito maior do Madeira. Ele mostra a queda na saída de  $L_n$  devido à umidade e nuvem crescentes. Na Figura 8d, a área correspondente derivada das observações da floresta (usando o cálculo de fluxo de céu claro do ERA-40) é similar, mas a variação na dependência da nuvem é reduzida, e os desvios padrão são, novamente, maiores. Em termos gerais, a floresta amazônica, com enraizamento mais profundo e grandes reservas de umidade no solo, tem variação sazonal menor nos fluxos à superfície do que o ERA-40. Consequentemente, os fluxos à superfície e CL na Amazônia são menos fortemente acoplados à forçante atmosférica do que no ERA-40. A floresta fornece uma estabilidade climática local, que se perde com o desmatamento, quando o estoque efetivo de água no solo se reduz.

**Figura 8.** (a e b) Albedo de nuvem em função de FE e estação de dados do ERA-40 e floresta Jarú. (c e d) Fluxo líquido de onda longa à superfície em função de UR e albedo de nuvem do ERA-40 e floresta Jarú. Abreviações são JFM, janeiro, fevereiro, e março (estação úmida); AMJ, abril, maio e junho; JA, julho e agosto (estação seca); SO, setembro e outubro (transição de seca-para úmida), e ND, início da estação úmida.

Os campos médios diários e fluxos mostram um quadro coerente da interação local entre terra, superfície e a atmosfera que possibilita inferências sobre a retroalimentação da memória da superfície terrestre relativa à evolução sazonal da camada limite e convecção. *Fu e Li* [2004] observaram a variabilidade interanual do início da estação úmida e suas ligações com a precipitação na estação seca usando 15 anos de dados do ERA-40. Os autores verificaram que uma estação seca mais longa com menos precipitação e, portanto, com evaporação reduzida, levou à redução da energia potencial convectiva disponível (CAPE), maior estabilidade e a um atraso sazonal do início da precipitação e da estação chuvosa. Isso é totalmente consistente com a Figura 7a, onde se observa que uma fração evaporativa mais baixa e precipitação produzem uma UR mais seca próxima à superfície com a correspondente base de nuvem mais alta (NCL). Os

autores sugeriram que se a mudança no uso da terra na Amazônia aumentasse o rigor da estação seca, isso também retardaria o início da estação chuvosa. Entretanto, a retroalimentação local entre terra e superfície interage com processos em escala mais ampla para a determinação da circulação. *Li e Fu* [2006] mostram o impacto de intrusões de frentes frias no início da estação úmida. *Grimm et al.* [2007] sugerem que a baixa precipitação da primavera produz baixa umidade do solo durante a primavera e alta temperatura da superfície no final da estação no centro-leste do Brasil. Isso induz à convergência anômala de baixos níveis, topograficamente intensificada, e à circulação ciclônica sobre o sudeste do Brasil, que intensificam o fluxo de umidade oriundo das regiões norte e central da América do Sul para a região centro-leste do Brasil, estabelecendo as condições favoráveis para a excessiva precipitação durante o pico da monção de verão. Essa relação é especialmente forte durante os anos de El Niño-Oscilação Sul. As condições anteriores de umidade na primavera levam a anomalias opostas. Elas também sugerem que as montanhas do sudeste do Brasil parecem desempenhar um papel importante na sustentação dos padrões de variabilidade intrassazonal.

### 3. NATUREZA DA CONVECÇÃO AMAZÔNICA

Na estação chuvosa, a convecção sobre a Amazônia é sensível aos processos em muitas escalas temporais e espaciais porque a CL é bem próxima à neutralidade em termos de umidade. Se não for suprimida por cobertura de nuvem, a evaporação à superfície da floresta em geral é alta, normalmente em torno de  $4 \text{ mm d}^{-1}$  [Shuttleworth, 1988], e isso gera instabilidade convectiva. *Machado et al.* [2004] usaram séries de longo prazo de dados de radio sondas e dados do Projeto Internacional de Climatologia de Nuvem por Satélite (ISCCP) sobre cobertura de nuvem para discutir aspectos climatológicos da variabilidade sazonal e diurna da convecção sobre a Amazônia. Os sítios de floresta equatorial, Manaus e Belém (Figura 1) têm amplitudes de cobertura de nuvem e precipitação sazonais menores que os sítios na região do arco do desmatamento ao sul da Amazônia (Vilhena) e savana (Brasília). Sítios equatoriais e de floresta mostram ciclos sazonais significativos de precipitação e cobertura de nuvem, mas ligados a pequenas

mudanças sazonais na CAPE. Durante a estação chuvosa, as diferenças entre os sítios são bem pequenas. As maiores diferenças na precipitação, cobertura de nuvem, estresse de vegetação e termodinâmica aparecem durante a estação seca. As tempestades mais fortes ocorrem durante a transição da estação seca para a úmida e no início da estação úmida, quando a CAPE atmosférica é maior em quase todos os sítios. Durante a estação chuvosa, a atmosfera fica próxima à taxa de variação vertical de temperatura adiabática saturada por causa da grande área coberta por sistemas de nuvem convectiva. A alta fração de nuvem, estreitamente associada às nuvens convectivas, tem quase a mesma fase diurna média nas estações úmida e seca em todas as regiões. Um mínimo de nuvens altas ocorre pela manhã (0% e 15% nas estações seca e úmida, respectivamente) seguido de um aumento rápido no início da tarde, atingindo um máximo (20% e 45% nas estações seca e úmida, respectivamente), no final da tarde. A cobertura máxima total de nuvem na estação úmida é durante a noite. A maioria dos eventos de chuva durante a estação úmida ocorre por volta de 14H00, horário local padrão de Belém; Manaus tem um máximo secundário em torno de 20H00, horário local padrão e Brasília tem também a maior parte dos eventos de chuva nesse horário [Machado et al., 2004]. A organização da nuvem convectiva em escala sinótica, principalmente associada à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e linhas de instabilidade da Amazônia são características importantes da Amazônia central. Regiões de savana e áreas desmatadas têm maior frequência de tempestades associadas à maior CAPE do que sítios de floresta. Próximo a Belém, os efeitos de brisa de rio e de mar influenciam a convecção local. Em Rondônia, durante as estações chuvosa de 1992 a 1995, Ferreira da Costa et al., [1998] descobriram que o tempo da precipitação máxima foi mais tarde (16:00 hora local padrão) na floresta do que no sítio de pastagem (14:00 hora local padrão).

### 3.1. Convecção na Amazônia e o Ciclo Diurno

A CL convectiva diurna em geral passa por uma rápida fase de espessamento que se estende por várias horas até que se formem os primeiros cúmulos congestos, por volta de 11H00, horário local padrão [Pereira et al., 2000; Betts et al., 2002a; Silva Dias et al., 2002a]. Os reservatórios frios formados por correntes descendentes geradas por precipitação a

partir desses cúmulos congestos começam, então, em escalas maiores as linhas convectivas de precipitação, as quais, em seguida, estabilizam a CL e a troposfera à tarde. Entretanto, a resposta convectiva a pequenas perturbações na estabilidade é rápida, e a forçante em grande escala consegue organizar a propagação das linhas de instabilidade de maiores escalas e também forçar a precipitação à noite. Rickenbach [2004] examina as origens de um máximo noturno secundário na nebulosidade e precipitação no sudoeste da Amazônia usando satélite, radar, sondagem, e observações por perfiladores do TRMM-LBA e campanhas de campo do WETAMC no início de 1999. Verificou-se que a convecção gerada localmente à tarde é seguida por convecção profunda que em geral contribui para um máximo depois da meia noite em área chuvosa com alta nebulosidade. Muitos desses eventos convectivos noturnos podem ser rastreados até as linhas de instabilidade em grande escala, que se propagam a milhares de quilômetros em direção a oeste a partir de sua origem ao longo da costa nordeste do Brasil [Cohen et al., 1996]. A garoa noturna estratiforme e a nebulosidade em geral enfraquecem e retardam o início da convecção da tarde seguinte porque estabilizam a atmosfera e saem das extensas nuvens de nível médio, o que reduz a radiação solar incidente da manhã e a evaporação [Betts e Jakob, 2002b; Rickenbach, 2004].

### 3.2. Modelagem do Ciclo Diurno da Convecção Sobre a Amazônia

A modelagem do ciclo de convecção diurno sobre a Amazônia em modelos de grande escala, entretanto, mostrou-se desafiadora, exatamente porque a CL está muito próxima à neutralidade em termos de umidade na estação chuvosa e responde muito rapidamente à forçante em grande escala e à retroalimentação radiativa no ciclo diurno dos fluxos à superfície. Modelos globais de previsão e modelos climáticos usam parametrizações de convecção que habitualmente produzem convecção profunda logo após o nascer do sol [Betts e Jakob, 2002a, 2002b], assim que o esquema convectivo “vê” a profunda atmosfera instável, característica da estação chuvosa (Figura 3). As modificações do esquema convectivo no modelo ECMWF [Bechtold et al., 2004], no qual as camadas mais espessas são levantadas e testadas quanto à instabilidade produziram alguma melhoria, embora tenham apenas retardado o início da

convecção profunda em algumas horas. Isso parece ser um problema intrínseco porque as parametrizações não controlam o desenvolvimento da escala de tempo da camada limite convectiva rasa, altamente turbulenta, à medida que ela cresce ao longo das horas da manhã até que a primeira precipitação de congestos se forme em torno de 11H00 (horário local). Isso gera os reservatórios frios que organizam a convecção profunda subsequente [Tompkins, 2001], processo que também leva algumas horas. Os modelos que resolvem o desenvolvimento explícito da convecção profunda mostraram-se mais eficientes para simular realisticamente o ciclo de precipitação diurno [Silva Dias et al., 2002b]. Ramos da Silva e Avissar [2006], usando um modelo de 1 km de resolução para Rondônia, mostraram que o ciclo diurno de precipitação acumulada média no domínio pode ser corretamente simulado com perfis iniciais adequados de umidade atmosférica relativa e umidade do solo. Khairoutdinov e Randall [2006], usando um modelo de resolução muito alto (com grade horizontal de 100 m) e fluxos específicos à superfície, foram bem sucedidos na simulação da transição rasa para a profunda com base em amostra de um dia do experimento TRMM-LBA (23 de fevereiro de 1999). Eles mostram claramente o papel dos reservatórios frios a partir dos primeiros congestos com precipitação na organização do desenvolvimento de convecção profunda. Entretanto, é importante dizer que a simulação bem sucedida de todas as escalas que interagem nos modelos globais ainda não foi conseguida.

### 3.3. Ligações Sinóticas: Análises em Mesoescala da Convecção na Amazônia

Antes das campanhas de campo do LBA, Cohen et al. [1989] estabeleceram a climatologia dos sistemas das linhas de instabilidade oriundas da costa norte do Brasil. Os autores descobriram que a maior frequência ocorre entre abril e agosto. O ABLE 2B [Harriss et al., 1990], realizado de 13 de abril a 13 de maio de 1987, caracterizou também as condições ambientais associadas à convecção na Amazônia e linhas de instabilidade [Greco et al., 1990; Garstang et al., 1994; Cohen et al., 1995]. O processo de iniciação das linhas de instabilidade próximas à costa nordeste do Brasil envolve uma interação de ondas a leste, circulações de brisa marinha e fonte de calor continental [Cohen et al., 1995]. Uma vez iniciado nesse ambiente sinótico favorável com jatos

troposféricos de níveis baixos de leste, as linhas de instabilidade podem se propagar de modo quase estável em direção ao sudoeste, cobrindo 1000 km em 24 horas (com velocidade de propagação de  $12,8 \text{ m s}^{-1}$ ). Formação similar e propagação em direção ao oeste podem também ocorrer na estação chuvosa do verão (julho – agosto) sobre a Venezuela se houver fluxo similar de leste [Betts et al., 1976; Fernandez, 1980], embora o tempo de vida do sistema em geral seja de apenas algumas horas.

Durante o verão da América do Sul, a uma circulação troposférica anticiclônica em níveis altos, conhecida como a Alta da Bolívia, é seguida a leste, por um cavado que se estende sobre o Oceano Atlântico oeste e é conhecido como o Cavado do Nordeste do Brasil [Kousky e Gan, 1981; Albrecht e Silva Dias, 2005]. Em níveis baixos, uma baixa térmica continental se desenvolve sobre o Gran Chaco, na Argentina. Esse padrão de circulação atmosférico em níveis baixos tem um fluxo de noroeste ao longo da parte leste dos Andes nos trópicos e sub-trópicos e um fluxo predominantemente de leste e nordeste sobre a Bacia Amazônica, acompanhado por intensa atividade convectiva e precipitação. Kousky [1979] observou que o movimento lento das frentes frias e vórtices ciclônicos troposféricos subtropicais de níveis altos desempenham um papel importante na caracterização da precipitação sobre o Brasil. As frentes quase estacionárias são referidas como a Zona de Convergência do Atlântico Sul [Nobre, 1988], e são reconhecidas como uma das principais características da estação úmida [Silva Dias e Marengo, 1999]. Seluchi e Marengo [2000] descobriram que o transporte meridional de ar entre os trópicos e as latitudes médias na América do Sul é o mais intenso em todo o hemisfério sul e ocorre em função da posição da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Uma vez que estudos anteriores sugeriram que a caracterização de jatos de baixos níveis na América do sul se deve a esses sistemas baroclínicos, muitos autores têm estudado a conexão entre a ZCAS e a convecção sobre a Bacia Amazônica usando dados coletados durante os experimentos de campo do LBA WETAMC e TRMM em Rondônia [Carvalho et al., 2002; Halverson et al., 2002; Herdies et al., 2002; Pereira Filho et al., 2002; Rickenbach et al., 2002; Silva Dias et al., 2002a; Tokay et al., 2002].

A precipitação da estação úmida (janeiro a fevereiro) sobre a Bacia Amazônica está claramente ligada ao padrão sinótico sobre a América do Sul. Dois regimes distintos de ventos troposféricos mais baixos

(ventos de oeste e de leste) foram observados em Rondônia [Herdies et al., 2002; Rickenbach et al., 2002] durante os componentes WETAMC e TRMM do LBA [Silva Dias et al., 2002a]. Os ventos do oeste (e de leste) foram associados a forte (fraca) atividade convectiva sobre a ZCAS. As variações na força do regime de ZCAS são, por sua vez, associadas à oscilação intrassazonal [Carvalho et al., 2002; Albrecht e Silva Dias, 2005]. Um regime mais forte da ZCAS é mais eficiente no transporte de umidade tropical da Bacia Amazônica para os extratropicais. Observações de superfície por radar [Rickenbach et al., 2002] sugeriram que os sistemas convectivos em mesoescala no regime forte de ZCAS foram significativamente maiores em cobertura de área, com intensidade de precipitação mais fraca e desenvolvimento vertical mais fraco das células convectivas. A variação diurna da intensidade de chuva e a cobertura da área de chuva geralmente mostraram máxima à tarde em ambos os regimes, mas com diferenças importantes, sugerindo crescimento mais explosivo de célula convectiva no regime de não ZCAS e a dominância de processos noturnos de chuvas estratiformes no regime ZCAS. Estudos de caso individuais sustentam esse quadro de propagação de sistemas de linha de instabilidade no regime de fluxo de leste de nível baixo com correntes ascendentes mais fortes e mais cristais de gelo na precipitação na média e alta troposfera [Cifelli et al., 2002; Pereira Filho et al., 2002] e maior eletrificação [Halverson et al., 2002; Peterson et al., 2002]. Os regimes de oeste são caracterizados por CAPE reduzida e sistemas de chuva estratiforme mais fracos com elementos convectivos encaixados em um ambiente mais úmido [Cifelli et al., 2002; Halverson et al., 2002].

Petersen et al. [2006] reformularam essa classificação de regimes de fluxo em termos de perturbações nos fluxos que cruzam o equador. Os autores mostraram, usando dados de descargas elétricas do TRMM e de precipitação de quatro estações úmidas, que são os fluxos do sudeste através do equador que apresentam as maiores intensidades de chuva, instabilidade termodinâmica e eletrificação. Por outro lado, o regime associado ao fluxo de baixos níveis de norte cruzando o equador (e que produz cisalhamento de oeste de baixos níveis) tem mais chuva estratiforme em uma troposfera mais úmida, mas menor instabilidade convectiva e eletrificação.

#### 3.4. Aerossóis, Fumaça e Transportes Convectivos

Aerossóis, oriundos de fontes naturais e fogo, desempenham um papel chave sobre a Amazônia, tanto em relação à radiação, que impacta os fluxos e a estabilidade da CL, quanto em relação à nucleação de convecção de umidade. As distribuições por tamanho das partículas de aerossóis e as propriedades higroscópicas foram medidas [Rissler et al., 2006] em sítio de pastagem em Rondônia. As medições foram realizadas de 11 de setembro a 14 de novembro de 2002, como parte do LBA SMOCC e cobriram o último período da estação seca (com grande queima de biomassa), um período de transição, e o início da estação chuvosa. Isso possibilitou mostrar o ciclo diurno das distribuições por tamanho e as propriedades higroscópicas, acopladas à evolução diurna da camada limite, que diminuem durante a manhã com mistura vertical e aumentam à tarde com o pico da atividade de fogo (na última parte da estação seca). O impacto radiativo de aerossóis é a redistribuição do calor dentro da CL atmosférica. Durante a estação seca, a absorção de aerossol produz uma estabilização térmica da atmosfera que inibe a convecção [Freitas et al., 2007; L. A. R. dos Santos, 2005] mediante a redução do fluxo radiativo à superfície e o aquecimento da camada de aerossol em níveis mais altos.

As concentrações de aerossóis alteram a microfísica das nuvens de modo significativo. Andreae et al. [2004] sugerem que a densa fumaça oriunda de incêndios florestais na Bacia Amazônica reduz o tamanho das gotas o que faz retardar o início da precipitação a partir de 1,5 km acima da base da nuvem em nuvens prístinas a mais de 5 km em nuvens poluídas, e mais de 7 km em pironuvens acima de áreas de fogo. A supressão do processo de limpeza de aerossóis seja carregados pelas gotas seja lavado pelas gotas que caem permite o transporte de água e fumaça para níveis mais altos, onde as nuvens parecem “fumar” à medida que desentranham grande parte da poluição. A elevação do início da precipitação significa que o calor latente de congelamento é liberado em níveis mais altos, causando intensas tempestades, muito granizo e maior possibilidade de nuvens sobrecarregadas ultrapassarem os limites da estratosfera. Poluentes e vapor de água desentranhados na baixa estratosfera podem trazer profundos impactos para o sistema climático.

### 3.5. Impacto de Diferenças Elétricas e Microfísicas sobre a Convecção

Sobre a Amazônia, a distinção natural entre nuvens “marinhas” contendo pequenas concentrações (cerca de 40 a 100  $\text{cm}^{-3}$ ) de grandes gotas e nuvens “continentais”, contendo concentrações dez vezes maiores de gotas menores, não é clara. Nuvens marinhas precipitam facilmente por meio de processos de aquecimento, nos quais a coalescência é quase sempre suprimida em nuvens continentais que em geral têm que crescer verticalmente para níveis super resfriados para precipitar por processos de resfriamento que envolvem a fase de congelamento. Essa distinção entre nuvens convectivas permaneceu como uma diferença microfísica até que observações de descargas elétricas do espaço revelaram um contraste acentuado entre as descargas sobre a terra e o oceano [Orville e Henderson, 1986]. As diferenças entre as forças de correntes ascendentes sobre as superfícies terrestres e oceânicas relacionadas à CAPE maior sobre a terra [Rutledge et al., 1992; Williams et al., 1992] foram então identificadas como uma outra causa para as diferenças observadas nas propriedades microfísicas e elétricas. Williams et al. [2002] examinaram quatro regimes meteorológicos distintos na Amazônia na tentativa de separar os papéis do aerossol da camada limite e da CAPE na determinação da estrutura da nuvem continental e eletrificação. O regime “oceano verde” de oeste da estação úmida na Amazônia é um regime com características claras de regimes marinhos com concentrações mínimas de aerossóis, CAPE mínima (da ordem de 1000  $\text{J kg}^{-1}$ ) e pouca, se alguma, descarga elétrica. Durante os regimes de vento de leste da estação úmida, a concentração de aerossóis, a CAPE, e a produção de descarga por unidade de precipitação são todas maiores e por isso não é possível discernir o que determina a maior eletrificação, se a maior quantidade de aerossol ou a CAPE. O mês de outubro, altamente poluído pelas concentrações de aerossóis oriundas da queima de biomassa que atingem seu pico [Fuzzi et al. 2007] no final da estação seca em Rondônia, é caracterizado por grandes valores de CAPE e alta atividade elétrica.

É evidente o papel substancial do aerossol na supressão da coalescência de chuva quente nesse período altamente poluído. Entretanto, a falta de clareza nos parâmetros (taxa de pico de relâmpago e produção de faíscas por unidade de precipitação)

entre os meses de outubro, abundante em aerossóis, e novembro, pobre em aerossóis no regime de pré-moções, levanta dúvidas sobre o papel principal do aerossol na intensificação da eletrificação da nuvem.

### 3.6. Acoplamento do Transporte de Ozônio à Convecção Profunda

Os transportes verticais por convecção úmida são processos fundamentais na mistura da atmosfera tropical. Constituintes atmosféricos são misturados em toda a CL convectiva durante o período de crescimento matutino e, com a o início da convecção profunda, as correntes convectivas ascendentes e descendentes, movidas por condensação e evaporação, revolvem toda a troposfera. Medições da temperatura potencial equivalente e de ozônio realizadas à noite, próximas à superfície, quando os níveis ambientais de ozônio são baixos, mostram claramente que as correntes convectivas descendentes transportam rapidamente o ar com ozônio mais elevado e temperatura potencial equivalente mais baixa à superfície desde cerca de 800 hPa [Betts et al., 2002b]. Esse transporte descendente de ozônio pode ter um papel significativo na fotoquímica da camada limite atmosférica, e aumentar a deposição de ozônio à superfície. O transporte ascendente de ar com baixo teor de ozônio pela convecção profunda afeta, por sua vez, a fotoquímica da troposfera mais acima e possibilita entender o transporte de massa convectiva [Kley et al., 1997, 2007].

### 3.7. Brisa Florestal e Circulações de Brisas Fluviais

Dada a instabilidade da atmosfera na Amazônia, as diferenças na forçante à superfície podem afetar a organização convectiva. O desafio de entender e modelar esse aspecto sobre a Amazônia tem sido objeto de vários artigos. Silva Dias e Regnier [1996] trataram da modelagem de circulações em mesoescala impulsionadas por uma região desmatada em Rondônia utilizando um modelo de mesoescala. Souza et al. [2000] propuseram uma teoria simples sobre o modo como as diferenças na temperatura forçadas por heterogeneidades da superfície conseguem forçar as circulações em mesoescala e a aplicaram às diferenças entre floresta-pastagem observadas nos dados do RBLE 3 coletados durante a estação seca em Rondônia. Silva Dias et al. [2002b] examinaram o impacto da topografia e do

desmatamento no desenvolvimento de linhas organizadas de precipitação em Rondônia utilizando dados de análise do detector de dupla frequência do radar Doppler, radiossondas e observações da camada limite e à superfície. Os autores complementaram o estudo observacional com uma série de simulações de modelos regionais de alta resolução de uma área de 300 km x 300 km iniciados com perfil matutino de radiossonda. Os autores concluíram que durante um período de forçantes muito fracas em larga escala, a topografia e o desmatamento desempenharam um papel significativo, embora a propagação distinta de células individuais e seu acoplamento a circulações atmosféricas mais acima tenham sido responsáveis pelo desenvolvimento de múltiplas linhas.

As circulações de brisas fluviais também têm um papel importante na organização da convecção na Amazônia [de Oliveira e Fitzjarrald, 1993; Silva Dias et al., 2004; Lu et al., 2004]. A Campanha de Mesoescala de Santarém foi conduzida em agosto de 2001, próxima a dois importantes rios da Bacia Amazônica, o Tapajós e o Amazonas. As observações indicam que durante os episódios de ventos alísios fracos, a brisa do rio Tapajós realmente provoca um fluxo de oeste na margem leste, associado com uma frente de cumulus rasos. Com ventos alísios fortes, a brisa fluvial retarda o fluxo de leste sobre o rio e organiza linhas de nuvens a leste do rio. A circulação atmosférica induzida pelo rio foi interpretada com a ajuda de uma simulação numérica de alta resolução. Uma única célula se forma no final da manhã sobre o rio Tapajós, e se desenvolve à tarde com corrente ascendente na margem leste e descendente no ramo descendente da margem oeste, o que suprime a formação de nuvens. Durante a noite, a convergência é vista ao longo do centro do Tapajós. As variações nas concentrações de CO<sub>2</sub> atmosférico foram simuladas com o Sistema Regional de Modelagem Atmosférica da Universidade do Estado do Colorado com quatro grades aninhadas que incluíram uma grade de 1 km na Floresta Nacional do Tapajós [Lu et al., 2005]. Os resultados também sugeriram que a topografia, as diferenças na extensão da rugosidade entre a água e a terra, a justaposição em formato "T" dos rios Amazonas e Tapajós, e o cisalhamento vertical do vento, todos facilitaram a geração de circulações locais em mesoescala.

#### 4. CONCLUSÕES

Os experimentos de campo na Amazônia têm nos proporcionado um banco de informações muito rico sobre a CL em diferentes regiões e estações tanto sobre a floresta quanto sobre pastagens, o que permite mostrar a interação de muitos processos. Os fluxos radiativos à superfície são modulados pelo ciclo solar sazonal e pela variação diária e sazonal na cobertura de nuvens e aerossóis atmosféricos. A partição da radiação líquida à superfície em fluxos de calor sensível e latente depende, em grande parte, da disponibilidade hídrica para evapotranspiração. Sobre a floresta, onde o enraizamento é profundo e o reservatório de umidade do solo é grande, o ciclo anual de evapotranspiração é pequeno, mesmo onde ocorre uma longa estação seca (como em Rondônia, a sudoeste da Amazônia). A grande evaporação diurna à superfície gera instabilidade convectiva úmida e forte ciclo diurno de convecção, que são sensíveis à forçante dinâmica em escalas mais amplas. Quando a forçante é fraca, a CL convectiva instável de cumulus rasos cresce rapidamente até cerca de 11H00 (hora local padrão), quando a CL está suficientemente profunda para que o primeiro cumulus congestos se forme e precipite. A precipitação que evapora impulsiona correntes descendentes e os limites do fluxo frio iniciam a auto-organização da convecção nas linhas Cumulus Nimbus precipitantes. Quando a forçante é forte, a precipitação e a nebulosidade podem ter pico à noite. A CL noturna sobre a floresta em geral se satura e forma uma camada de nevoeiro de cerca de 150 m de profundidade, com forte esfriamento radiativo no topo.

O ciclo sazonal é controlado por processos em escala muito maior. Em agosto, a subsidência em grande escala é dominante sobre Rondônia, produzindo o ressecamento da troposfera e suprimindo a CL convectiva a tal ponto que produz a redução significativa da precipitação. Sobre pastagens desmatadas, onde o acesso à água em solo profundo é em grande parte reduzido, a FE cai substancialmente na estação seca e a base de nuvem vespertina pode subir a 2000 m, com cobertura reduzida de nuvens cumulus rasas. A variação diurna de temperatura se duplica à medida que o resfriamento líquido da superfície por ondas longas também se duplica. A estação de transição de seca para úmida é marcada pela CAPE atmosférica mais elevada, altos níveis de aerossóis de fumaça oriunda de fogo generalizado, convecção profunda mais energética com topos mais altos, e maiores taxas de faíscas de relâmpagos. O principal transporte vertical

se dá por convecção profunda, troca de gases, aerossóis e fumaça entre a CL e a troposfera nas camadas mais altas.

Além da auto-organização das fronteiras de efluxo, os padrões de convecção em mesoescala são organizados por heterogeneidades na topografia ou fluxos de calor à superfície, associados a diferentes tipos de vegetação e disponibilidade hídrica do solo. Os grandes rios amazônicos exercem sua influência em fluxos em nível baixo. A mudança nos padrões de ventos troposféricos mais baixos sobre Rondônia, de nordeste a noroeste, associadas a um aumento na intensidade do ZCAS, altera a estrutura da organização convectiva e a propagação à medida que elas mudam tanto o cisalhamento vertical quanto os aerossóis da CL que alimentam as nuvens. No regime do fluxo de leste em baixos níveis, os sistemas de linhas de instabilidade que se propagam são predominantes, com correntes ascendentes mais fortes e maior precipitação de gelo na troposfera média e superior e maior eletrificação. Os regimes de oeste são caracterizados pela CAPE reduzida e sistemas mais fracos de chuva estratiforme com elementos convectivos inseridos em um ambiente mais úmido. As linhas de instabilidade em escala ainda maior se originam na costa nordeste e sua influência se propaga por dias, organizando a convecção e, particularmente, impulsionando a precipitação à noite.

Olhando para trás, vemos que produzimos avanços consideráveis na descrição e no entendimento das interações complexas entre a meteorologia em escala continental e clima da América do Sul e em mais processos locais: tais como o acoplamento da biosfera, aerossóis e microfísica; nuvens, chuva e processos em mesoescala do ciclo diurno; e o acoplamento vertical entre a superfície, camada limite, forçante radiativa de nuvem, e troposfera. De uma perspectiva observacional, o contínuo monitoramento da profundidade da CL com o uso de sondas e lidars poderá auxiliar substancialmente outras análises. Algumas regiões ainda não foram estudadas, tais como a Amazônia noroeste, onde há floresta intacta e sem a ocorrência de estação seca, e as áreas de savana com floresta tropical no Estado de Roraima ao norte da Amazônia. Processos advectivos nas transições entre áreas de florestas e desmatadas precisam mais investigação, especificamente seus balanços de energia, água e carbono; modelagem em alta resolução seria útil para isso.

Problemas substanciais de modelagem ainda permanecem porque nossa capacidade computacional é insuficiente para representar toda a variação de escalas, de microfísica à global, e o desenvolvimento de parametrizações satisfatórias para escalas menores tem sido lento. A Amazônia é um ambiente de modelagem particularmente desafiador porque durante a estação chuvosa a atmosfera fica muito próxima à saturação e, por isso, muito instável relativamente a processos úmidos em uma variação de escalas. Como resultado, os modelos de previsão e clima diferem em seus acoplamentos terra-superfície-CL-nuvem e muitos ainda apresentam erros no ciclo diurno. Consequentemente, a avaliação cuidadosa de modelos em relação aos robustos bancos de dados das observações na Amazônia ainda constitui um caminho crítico à frente.

*Agradecimentos.* Allan Betts agradece à NSF pelo auxílio à pesquisa ATM0529797 e à NASA, pelo auxílio à pesquisa fornecido por meio do NEWS NNG05GQ88A. Maria Assunção F. da Silva Dias, Gilberto Fisch e Otavio Acevedo agradecem ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pelo auxílio à pesquisa (PQ). A FAPESP e o MCT/Milênio também financiaram parte dessa pesquisa.

## REFERÊNCIAS

- Acevedo, O.C., O.L.L. Moraes, R. da Silva, D.R. Fitzjarrald, R.K. Sakai, R.M. Staebler and M.J. Czikowsky (2004), Inferring nocturnal surface fluxes from vertical profiles of scalars in an Amazon pasture, *Global Change Biology*, 10,1–9, doi: 10.1111/j.1529-8817.2003.00755.x
- Albrecht, R.I. and M.A.F. Silva Dias (2005), Microphysical evidence of the transition between predominant convective/stratiform rainfall associated with the intraseasonal oscillation in the Southwest Amazon, *Acta Amazonica*, 35(2), 175-184.
- Andreae, M. O., D. Rosenfeld, P. Artaxo, A. A. Costa, G. P. Frank, K. M. Longo, M. A. F. Silva-Dias (2004), Smoking Rain Clouds over the Amazon, *Science*, 303, 1337-1342.
- Bechtold, P., J.-P. Chaboureaud, A. Beljaars, A. K. Betts, M. Miller, M. Köhler, M. Müller and J.-L. Redelsperger (2004), The simulation of the diurnal cycle of convective precipitation over land in a global model, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 130, 3119-3137.

- Betts, A. K. (1976), The Thermodynamic Transformation of the Tropical Subcloud Layer by Precipitation and Downdrafts. *J. Atmos. Sci.*, 33, pp. 1008-1020.
- Betts, A.K. (2003), Diurnal Cycle, in Encyclopedia of Atmospheric Sciences, J. R. Holton, J. Pyle and J. A. Curry, pp. 640-643, Academic Press, London.
- Betts, A. K. (2004), Understanding Hydrometeorology using global models, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 85, 1673-1688.
- Betts, A. K. (2006), Radiative scaling of the nocturnal boundary layer and the diurnal temperature range, *J. Geophys. Res.*, 111, D07105, doi:10.1029/2005JD006560.
- Betts, A. K. and C. Jakob (2002a), Evaluation of the diurnal cycle of precipitation, surface thermodynamics and surface fluxes in the ECMWF model using LBA data, *J. Geophys. Res.*, 107, 8045, doi:10.1029/2001JD000427.
- Betts, A. K. and C. Jakob (2002b), Study of diurnal cycle of convective precipitation over Amazonia using a single column model, *J. Geophys. Res.*, 107, 4732, doi:10.1029/2002JD002264.
- Betts, A. K and P. Viterbo (2005), Land-surface, boundary layer and cloud-field coupling over the south-western Amazon in ERA-40, *J. Geophys. Res.*, 110, D14108, doi:10.1029/2004JD005702.
- Betts, A. K., R. W. Grover, and M. W. Moncrieff (1976), Structure and motion of tropical squall lines over Venezuela, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 102, 395-404.
- Betts, A. K., J. Fuentes, M. Garstang, and J. H. Ball (2002a), Surface diurnal cycle and Boundary Layer structure over Rondônia during the rainy season, *J. Geophys. Res.*, 107, 8065, doi: 10.1029/2001JD000356.
- Betts, A. K., L.V. Gatti, A.M. Cordova, M. A. F. Silva Dias, and J. Fuentes (2002b), Transport of ozone to the surface by convective downdrafts at night, *J. Geophys. Res.*, 107, 8046, doi:10.1029/2000JD000158.
- Betts, A. K., J. H. Ball, and J. Fuentes (2002c), Calibration and correction of LBA/TRMM Abracos pasture site merged dataset. Data set and documents available at [ftp://daac.ornl.gov/data/lba/physical\\_climate/Betts](ftp://daac.ornl.gov/data/lba/physical_climate/Betts), Oak Ridge Natl. Lab., Oak Ridge, Tenn.
- Betts, A.K., J. Ball, A. Barr, T. A. Black, J. H. McCaughey and P. Viterbo (2006), Assessing land-surface-atmosphere coupling in the ERA-40 reanalysis with boreal forest data, *Agric. Forest Meteorol.*, 140, 355-382, doi:10.1016/j.agrformet.2006.08.009.
- Betts, A. K., R. Desjardins and D. Worth (2007), Impact of agriculture, forest and cloud feedback on the surface energy balance in BOREAS, *Agric. Forest Meteorol.*, 142, 156-169, doi:10.1016/j.agrformet.2006.08.020.
- Carvalho, L.M. V., C. Jones and M. A. F. Silva Dias (2002), Intraseasonal large-scale circulations and mesoscale convective activity in tropical South America during the TRMM-LBA campaign. *J. Geophys. Res.* 107, D20, 8042, 10.1029/2001JD000745.
- Cifelli, R., W. A Petersen, L. D. Carey, S. A Rutledge, and M. A. F. Silva Dias, (2002), Radar observations of the kinematic, microphysical, and precipitation characteristics of two MCSs in TRMM-LBA, *J. Geophys. Res.*, 107(D20): doi 10.1029/2000JD000264.
- Cohen. J.C. P., M.A.F. Silva Dias and C.A. Nobre (1989), Aspectos Climatológico das linhas de instabilidade na Amazonia, *Climanálise*, Boletim de monitoramento e análise climática, Vol. 4, INPE/CPTEC, 34-40.
- Cohen. J. C. P., M.A.F. Silva Dias and C.A. Nobre (1995), Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: a case study, *Mon. Wea. Rev.*, 123, 3163-3174.
- Cohen, J. C. P., L. D. A. Sá, D. S. Nogueira and A. W. Gandu (2006), High resolution simulation of low level jets in the eastern Amazonia, Proc. 8 ICSHMO, Foz do Iguaçu, Brazil, April 24-28, 2006, INPE, pp. 1733-1740.
- Culf, A. D., J. L. Esteves, A. de O. Marques Filho, and H. R. da Rocha (1996), Radiation, temperature and humidity over forest and pasture in Amazonia, in *Amazonian Deforestation and Climate*, edited by J. H. C. Gash et al., pp. 175-191, John Wiley, New York.
- da Rocha, H. R., A. O. Manzi, and J. Shuttleworth (2009), Evapotranspiration, *Geophys. Mon. Gr. Ser.*, doi : 10.1029/GM008GM000744, this volume.
- de Oliveira, A. P., and D. R. Fitzjarrald (1993), The Amazon River breeze and the local boundary layer. 1. Observations, *Bound Layer Meteorol.*, 63, 141-162.
- dos Santos, L. A. R. (2005), Análise e caracterização da camada limite convectiva em área de pastagem, durante o período de transição entre a estação seca e chuvosa na Amazônia



- (experimento RACCI-LBA/Rondônia), *INPE-14049-TDI/1064*, 118 pp., Inst. Nac. de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Brazil.
- dos Santos, R. M. N. (2005), Study of the nocturnal boundary layer in Amazonia (in Portuguese), Ph.D. thesis, Inst. Nac. de Pesqui. Espaciais, São José dos Campos, Brazil.
- Fernandez, W. (1980), Environmental conditions and structure of some types of convective mesoscales observed over Venezuela, *Arch. Meteor. Geophys. Bioklimatol.*, A31, 71-89.
- Ferreira da Costa, R., J.R.P. Feitosa, G. Fisch, S.S. de Souza, C.A. Nobre (2000), Variabilidade diária da precipitação em regiões de floresta e pastagem na Amazônia, *Acta Amazônica*, 28, 395 – 408.
- Fisch, G., J. Tota, L. A. T. Machado, M. A. F. Silva Dias, R. F. da F. Lyra, C. A. Nobre, A. J. Dolman, and J. H. C. Gash (2004), The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia, *Theor. Appl. Climatol.*, 78, 47-59, 2004, doi: 10.1007/s00704-004-0043-x.
- Fisch, H.R., A.D. Culf and C.A. Nobre (1996), Modeling convective boundary layer growth in Rondônia, in *Amazonian Deforestation and Climate*, edited by J.H.C Gash. et al., pp. 425-435, John Wiley, New York.
- Fisch, G., I.F. Vendramen and P.C.de M. Hanaoka (2007), Variabilidade espacial da chuva durante o experimento LBA/TRMM 1999 na Amazônia, *Acta Amazônica*, 37(4), 583-590
- Freitas, S. R., et al. (2007), The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS). Part 1: Model description and evaluation, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 7, 8525-8569.
- Fu, R. and W. Li (2004), The influence of the land-surface on the transition from dry to wet season in Amazonia, *Theor. Appl. Climatol.*, 78, 97-110.
- Fuzzi, S. and 28 co-authors (2007), Overview of the inorganic and organic composition of size-segregated aerosol in Rondônia, Brazil, from the biomass-burning period to the onset of the wet season, *J. Geophys. Res.*, 112, D01201, doi:10.1029/2005JD006741.
- Galvão, J.A. da C. and G. Fisch (2000), Balanço de energia em área de floresta e pastagem na Amazônia (Ji-Paraná, RO), *Rev. Bras. de Meteorol.*, 15, 25-37.
- Garstang, M., H.L. Massie, J. Halverson, S. Greco and J. Scala (1994), Amazon coastal squall lines. Part 1, Structure and kinematics, *Mon. Wea. Rev.*, 122, 608–622.
- Greco, S., R. Swap, M. Garstang, S. Ulanski, M. Shipman, R. C. Harriss, R. Talbot, M. O. Andreae, and P. Artaxo (1990), Rainfall and surface kinematic conditions over central Amazonia during ABLE 2B, *J. Geophys. Res.*, 95, 17,001–17,014.
- Grimm, A. M., J. Pal and F. Giorgi (2007), Connection between Spring Conditions and Peak Summer Monsoon Rainfall in South America: Role of Soil Moisture, Surface Temperature, and Topography in Eastern Brazil, *J. Climate*, in press.
- Halverson, J. B., T. M. Rickenbach, B. Roy, H. Pierce, and E. Williams (2002), Environmental characteristics of convective systems during TRMM-LBA, *Mon. Wea. Rev.*, 130, 1493-1509.
- Harriss, R.C. and 13 co-authors (1990), The Amazon Boundary Layer Experiment (ABLE 2B): Wet Season 1987, *J. Geophys. Res.*, 95(D10): 16721-16736.
- Hasler, N., and R. Avissar (2007), What controls evapotranspiration in the Amazon Basin?, *J. Hydrometeorol.*, 8, 380-395
- Herdies, D. L., A. da Silva, and M. A. F. Silva Dias (2002), The bi-modal pattern of the summertime circulation over South América, *J. Geophys. Res.*, 107(D20): doi: 10.1029/2001JD000337.
- Hodnett, M.G., M.D. Oyama, J. Tomasella and A. de O. Marques Filho (1996), Comparisons of long-term soil water storage behaviour under past and forest in three areas of Amazonia, in *Amazonian Deforestation and Climate*, J.H.C Gash. C.A Nobre, J.M. Roberts and R.L. Victoria, Eds., Institute of Hydrology, Wiley, 57-78.
- Horel, J.H., A.N. Hahmann, J.E. Geisler (1989), An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical America, *J. Climate*, 2, 1388-1403.
- Khairoutdinov, M. and D. Randall (2006), High-Resolution Simulation of Shallow-to-Deep Convection Transition over Land, *J. Atmos. Sci.*, 63, 3421-3436
- Kley, D., H.G.J. Smit, H. Vömel, H. Grassl, V. Ramanathan, P.J. Crutzen, S. Williams, J. Meywerk and S.J. Oltmans (1997), Tropospheric water vapour and ozone cross sections in a zonal plane over the central equatorial Pacific, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 123, 2009-2040.
- Kley, D., H.G.J. Smit, S. Nawrath, Z. Luo, P. Nedelec and R. H. Johnson (2007), Tropical Atlantic

- Convection convection as revealed by ozone and RH measurements and relative humidity measurements, *J. Geophys. Res.*, *112*. D23 109-  
doi: 10.1029/2007JD008599
- Kousky, V. E. and M. A. Gan (1981), Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South-Atlantic. *Tellus*, *33* (6), 538-551.
- Kousky, V. E. (1979), Frontal influences on northeast Brazil. *Mon. Wea. Rev.*, *107*, 1140-1153.
- Li, W., and R. Fu (2006), Influence of cold air intrusions on the wet season onset over Amazonia, *J. Clim.*, *19*, 257-275.
- Lu, L., A. S. Denning, M.A.F. Silva-Dias, P.L. Silva-Dias, M.Longo, S. R. Freitas, and S. Saatchi (2005), Mesoscale circulations and atmospheric CO<sub>2</sub> variations in the Tapajós Region, Pará, Brazil, *J. Geophys. Res.*, *110*, D21102, doi:10.1029/2004JD005757.
- Machado, L. A. T., Laurent, H., Dessay, N., and I. Miranda (2004), Seasonal and diurnal variability of convection over the Amazonia: A comparison of different vegetation types and large scale forcing, *Theor. Appl. Climatol.*, *78*, 61-77.
- Martin, C. L., D. R. Fitzjarrald, M. Garstang, A. P. Oliveira. S. Greco and E. Browell (1988), Structure and growth of the mixing layer over the Amazonian rain forest, *J. Geophys. Res.*, *93*, 1361-1375.
- Negron Juárez, R. I., M. G. Hodnett R. Fu, M. L. Goulden, and C. von Randow (2007), Control of dry season evapotranspiration over the Amazonian forest as inferred from observations at a southern Amazon forest site, *J. Clim.*, *20*, 2827-2839.
- Nobre, C (1988), Ainda sobre a Zona de Convergência do Atlântico Sul: A importância do Oceano Atlântico. *Climanálise*, *3*(4), 30-33.
- Nobre, C. A., G. Fisch, H.R. da Rocha, R.F da F. Lyra, E.P da Rocha, A.C.L. da Costa and V.N. Ubarana (1996). Observations of the atmospheric boundary layer in Rondônia, in *Amazonian Deforestation and Climate*, edited J.H.C Gash et al., pp. 413-435, John Wiley, New York.
- Nobre, C. A., G. O. Obregón, J. Marengo, R. Fu and G. Poveda (2009), Characteristics of Amazonian climate: Main features, *Geophys. Monogr. Seri.*, doi:10.1029/2008GM000720, this volume.
- Oliveira, P.J. and G. Fisch (2000), Efeito da turbulência na camada limite atmosférica em áreas de floresta e pastagem na Amazônia, *Acta Amazônica*, *15*, 39-44.
- Orville, R.E. and R.W. Henderson (1986), Global distribution of midnight lightning: December 1977 to August 1978, *Mon. Weather. Rev.*, *114*, 2640-2653.
- Pereira, L. G. P., M. A. F. Silva Dias, A. J. Pereira Filho, and P. T. Matsuo (2000), Timing of convection initiation during the WETAMC-LBA, 1st LBA Scientific Conference, Book of Abstracts, 26-30 June, p. 232, Ministry of Sci. and Technol., Brasilia, Brazil.
- Pereira Filho, A., M. A. F. Silva Dias, R. I. Albrecht, L. G. P. Pereira, A. W. Gandú, and O. Massambani (2002), Multi-sensor analysis of a squall line in the Amazon region, *J. Geophys. Res.*, *107*, 8084, doi:10.1029/2000JD000305.
- Petersen, W. A., S. W. Nesbitt, R. J. Blakeslee, R. Cifelli, P. Hein and S. A. Rutledge (2002), TRMM observations of intraseasonal variability in convective regimes over the Amazon, *J. Climate*, *15*, 1278-1294.
- Petersen, W. A., R. Fu, M. Chen, and R. Blakeslee (2006), Intraseasonal forcing of convection and lightning activity in the southern Amazon as a function of cross-equatorial flow, *J. Clim.*, *19*, 3180-3196.
- Ramos da Silva, R., and R. Avissar (2006), The hydrometeorology of a deforested region of the Amazon Basin, *J. Hydrometeorol.*, *(7)* 1028-1042.
- Rickenbach, T. M. (2004), Nocturnal cloud systems and the diurnal variation of clouds and rainfall in southwestern Amazonia, *Mon. Wea. Rev.*, *132*, 1201-1219.
- Rickenbach, T. M., R. N. Ferreira, J. B. Halverson, D. L. Herdies, and M. A. F. Silva Dias (2002), Modulation of convection in the Southwestern Amazon Basin by extratropical stationary fronts, *J. Geophys. Res.*, *107*(D20): doi: 10.1029/2001JD000263.
- Rissler, J., A. Vestin, E. Swietlicki, G. Fisch, J. Zhou, P. Artaxo, and M. O. Andreae (2006), Size distribution and hygroscopic properties of aerosol particles from dry-season biomass burning in Amazonia, *Atmos. Chem. Phys.*, *6*, 471-491.
- Rutledge, S. A., E. R. Williams, and T. D. Keenan (1992), The Down Under Doppler and Electricity Experiment (DUNDEE): Overview and preliminary results, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *73*, 3-16.
- Santos, R. M. N. dos (2005), Estudos da Camada Limite Noturna na Amazônia (Study of the nocturnal boundary layer in Amazonia), PhD Thesis, INPE, São José dos Campos, Brazil.

- Seluchi, M. E., and J. A. Marengo (2000), Tropical-midlatitude exchange of air masses during summer and winter in South America: Climatic aspects and examples of intense events, *Int. J. Climatol.*, *20*, 1167-1190
- Schuttleworth, W.J. (1988), Evaporation from Amazonian rainforest, *Proc. Roy. Soc., London, Ser. B*, *233*, 321-346.
- Silva Dias, M. A. F., and P. Regnier (1996), Simulation of meso-scale circulations in a deforested area of Rondônia in the dry season, in *Amazonian Deforestation and Climate*, edited by J. H. C. Gash et al., pp. 531-547, John Wiley, New York.
- Silva Dias, M. A. F., et al. (2002a), Cloud and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon Region, *J. Geophys. Res.*, *107*, (D20), 8072, doi: 10.1029/2001JD000335.
- Silva Dias, M. A. F., et al. (2002b), A case study of convective organization into precipitating lines in the southwest Amazon during the WETAMC and TRMM-LBA, *J. Geophys. Res.*, *107*(D20), 8078, doi: 10.1029/2001JDA00375.
- Silva Dias, M. A. F., P. L. Silva Dias, M. Longo, D. R. Fitzjarrald, and A. S. Denning (2004), River breeze circulation in eastern Amazonia: Observations and modeling results, *Theor. Appl. Climatol.*, *78*, 111-121.
- Silva Dias, P. L., and J. Marengo (1999), Aguas atmosféricas, in *Aguas Doces do Brasil-Capital Ecológico Usos Múltiplos, Exploração Racional e Conservação da Cunha Reboças*, edited by A. Reboças, B. Braga Jr., and J. C. Tundizi, pp. 65-116, Inst. de Estud. Avançados da Univ. de São Paulo, São Paulo, Brazil
- Souza, E.P., N. O. Renno and M.A.F. Silva Dias (2000), Convective circulations induced by surface heterogeneities, *J. Atmos. Sci.*, *57*, 2915-2922.
- Strong, C. J. D. Fuentes, M. Garstang and A. K. Betts (2005), Daytime cycle of low-level clouds and the tropical convective boundary layer in southwestern Amazonia, *J. Appl. Meteor.*, *44*, 1607-1619.
- Tokay, A., A. Kruger and A.J. Pereira (2002), Measurements of droplet size distributions in Southwestern Amazon Basin, *J. Geophys. Res.*, *107*(D20): doi 10.1029/2001JD000355.
- Tompkins, A. M. (2001), Organization of tropical convection in low vertical wind shears: The role of cold pools, *J. Atmos. Sci.*, *58*, 1650-1672.
- von Randow, C., et al. (2004), Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in south west Amazonia, *Theor. Appl. Climatol.*, *78*, 5-26.
- von Randow, C., B. Kruijt, A. A. M. Holtslag, and M. B. L. de Oliveira (2008), Exploring eddy-covariance and large-aperture scintillometer measurements in an Amazonian rain forest, *Agric. For. Meteorol.*, *148*, 680-690.
- Williams, E. R., S. A. Rutledge, S. G. Geotis, N. Renno, E. Rasmussen, and T. Rickenbach (1992), A radar and electrical study of tropical 'hot towers', *J. Atmos. Sci.*, *49*, 1386-1395.
- Williams, E., et al., (2002), Contrasting convective regimes over the Amazon: Implications for Cloud Electrification, *J. Geophys. Res.*, *107*, 8082, doi:10.1029/2001JD000380.
- Wright, I. R., C. A. Nobre, J. Tomasella, H. R. da Rocha, J. M. Roberts, E. Vertamatti, A. Culf, R. C. S. Alvalá, M. G. Hodnett, V. N. Ubarana (1996), Towards a GCM surface parameterization of Amazonia. In *Amazonian Deforestation and Climate*, edited by J.H.C. Gash. et al, pp. 473-504, John Wiley, New York.

---

A. K. Betts, Atmospheric Research, 58 Hendee Lane, Pittsford, VT 05763, USA. (akbetts@aol.com)

J. C. P. Cohen, Departamento de Meteorologia, Universidade Federal do Pará, Belém, PA 66075-900, Brazil.

R. da Silva, UFPA-LBA Santarém, Rua Lauro Sodré, 1330, Alter do Chão, PA 68109-000, Brasil.

G. Fisch, Instituto de Aeronáutica e Espaço, São José dos Campos, SP 12228-904, Brasil.

D. R. Fitzjarrald, Atmospheric Sciences Research Center, University at Albany, State University of New York, Albany, NY 12203, USA.

M. A. F. Silva Dias, Department of Atmospheric Sciences, University of São Paulo, São Paulo, SP 05508-900, Brasil.

C. von Randow, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP 12227-010, Brasil.

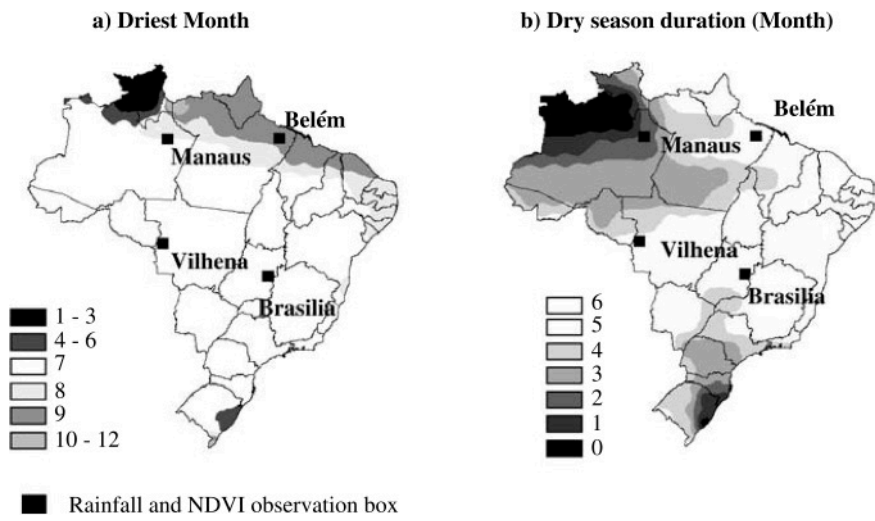
Tradução: Ivani Pereira

Revisão: Maria Assunção F. Silva Dias

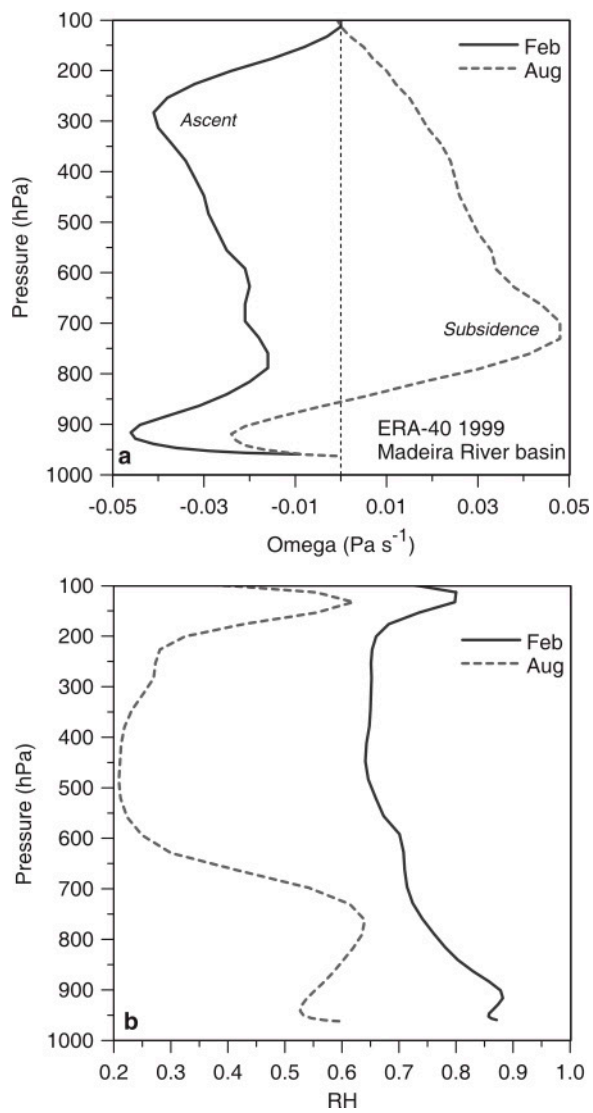
Copyright © 2010 American Geophysical Union, Washington, D.C., USA. All rights reserved.

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

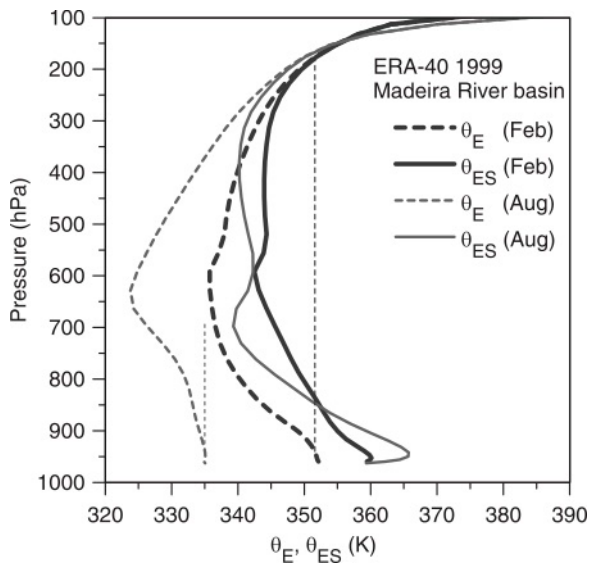
Estes materiais são protegidos pela Lei de Direitos Autorais dos Estados Unidos, Leis Internacionais de Direitos Autorais e Disposições de Tratados Internacionais.



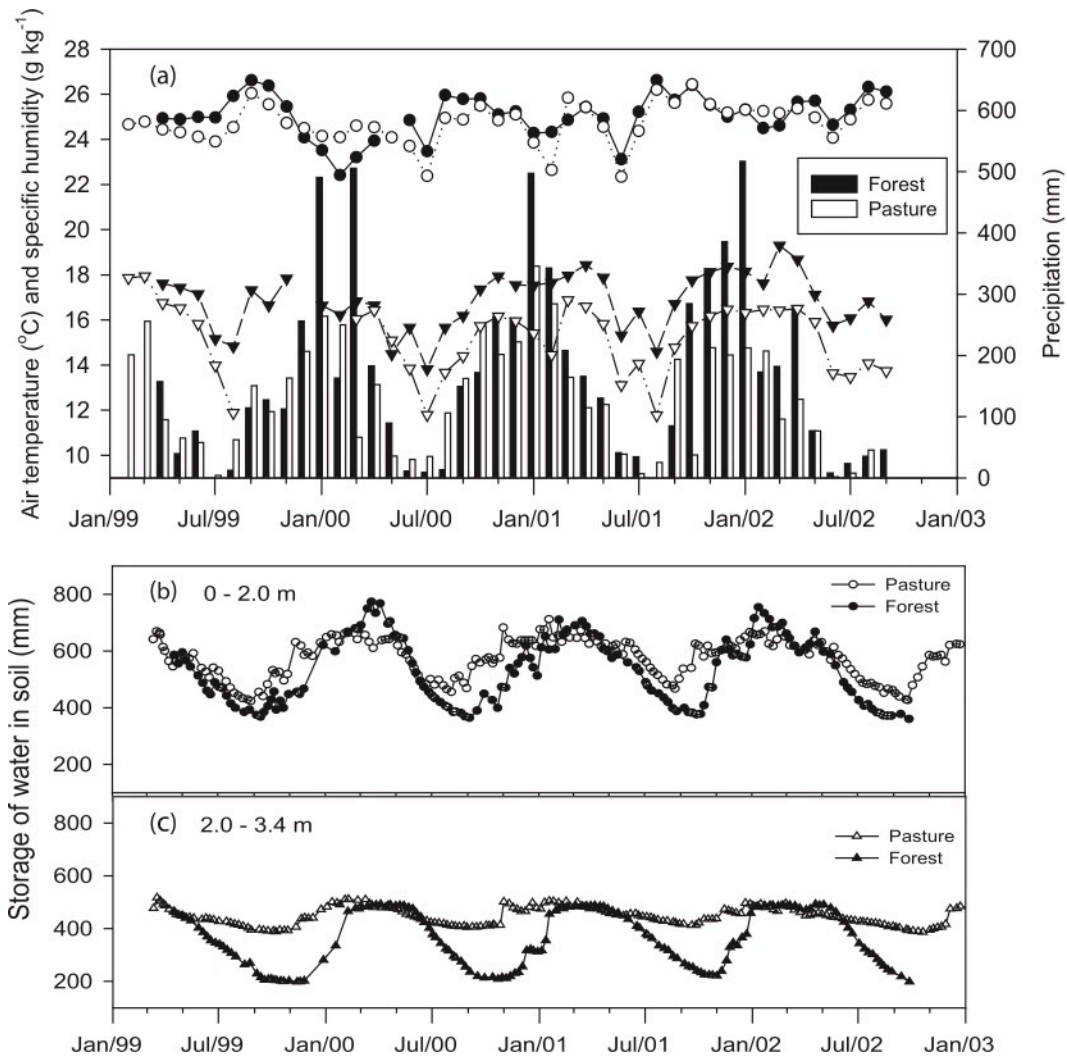
**Figure 1**



**Figure 2**



**Figure 3**



**Figure 4**

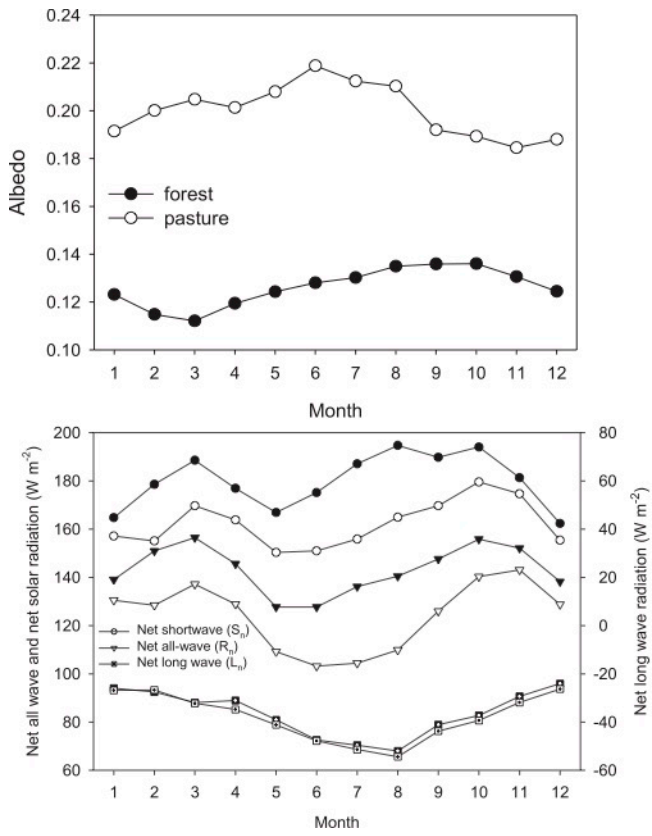


Figure 5

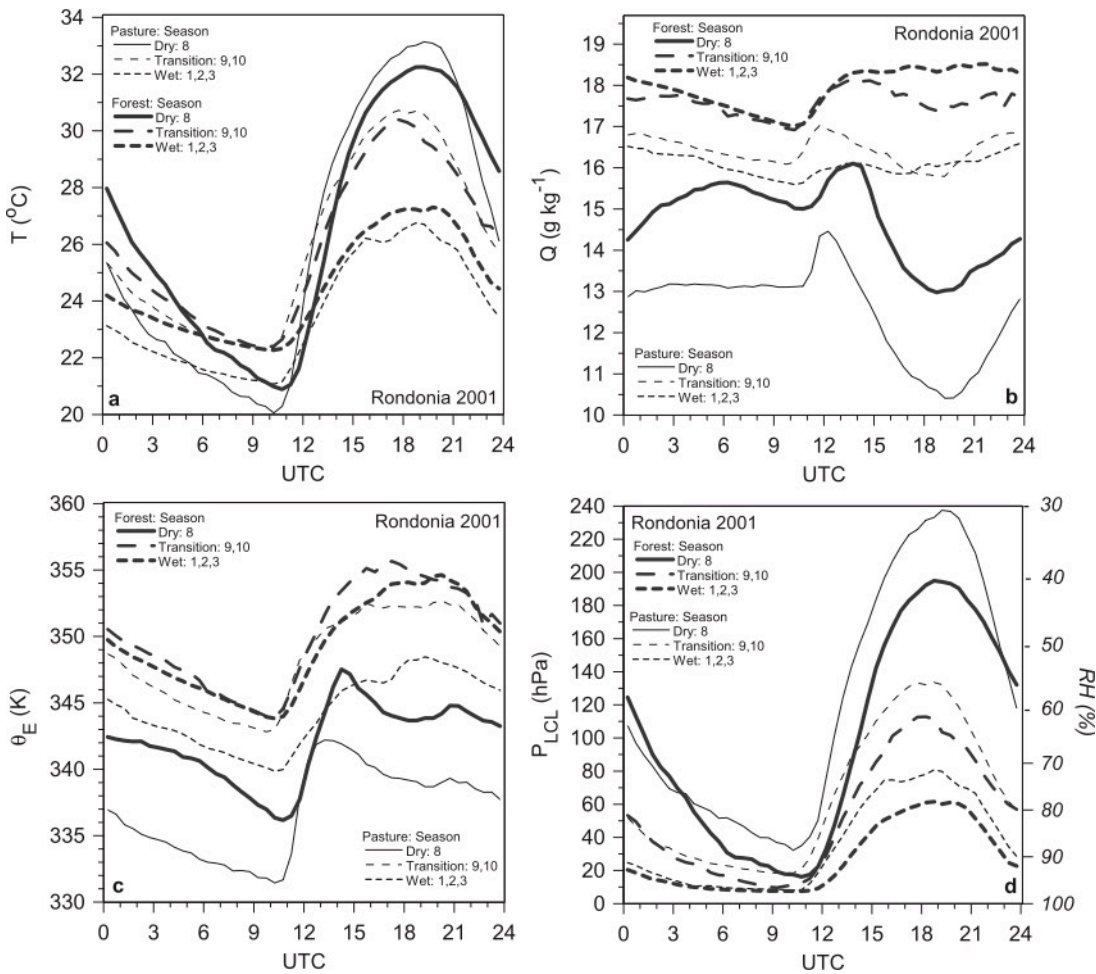


Figure 6

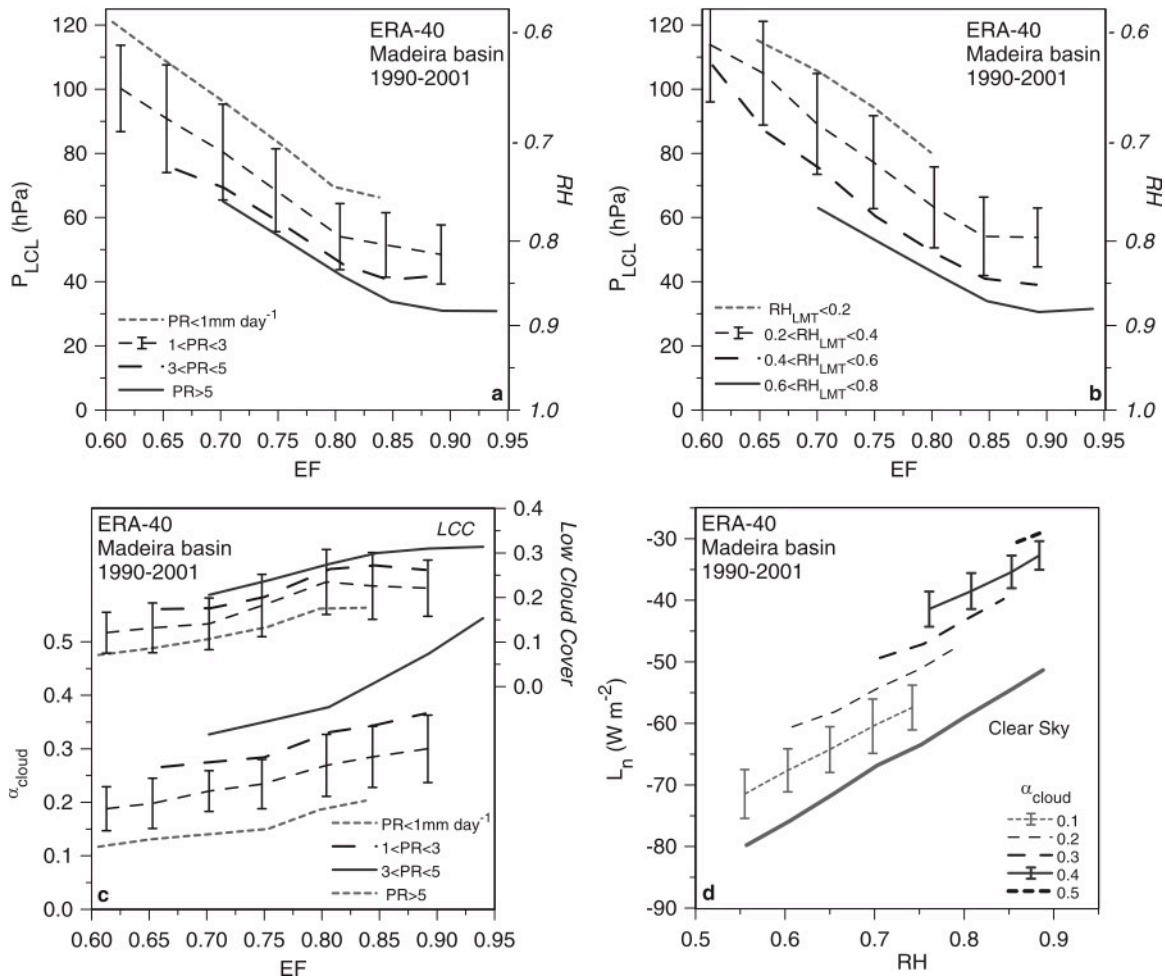


Figure 7

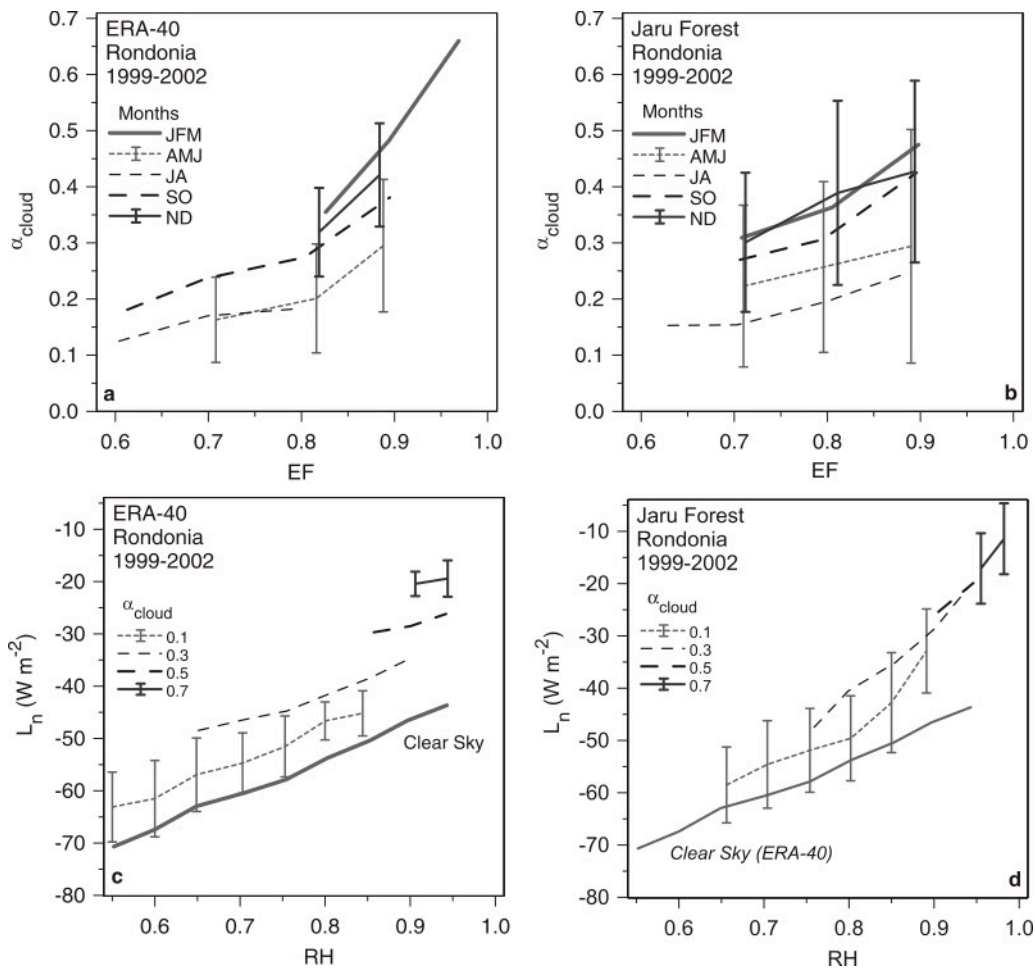


Figure 8