



CARACTERIZAÇÃO FÍSICA
DO CERRADO PÉ-DE-GIGANTE
E USO DAS TERRAS NA REGIÃO

4.

Ciclo Hidrológico
e Microclima

Humberto R. da Rocha
Helber C. de Freitas
Rafael Rosolem
Rafael N. Tannus
Robinson I. Negrón-Juárez
Marcos V. Ligo
Oswaldo M. R. Cabral
Humberto N. de Mesquita Jr.
Marisa D. Bitencourt

PARTE I

O ciclo hidrológico é o movimento da água através de vários compartimentos do Planeta (atmosfera, oceanos, lagos e continentes), por um trajeto onde ela se conserva, apesar das mudanças de fase (líquida, sólida e gasosa). Nos biomas terrestres, a principal entrada de água é a precipitação, e as principais saídas, a evapotranspiração e o escoamento nos rios. O clima da superfície é definido por elementos climáticos (vide Capítulo 1) e seus padrões se dão, principalmente, pelas características das massas de ar predominantes sobre a região, e também pelo sistema solo-vegetação, o qual, por sua vez, influencia no estado das variáveis das massas de ar de grande escala. Particularmente acima do solo e no interior do dossel da vegetação, a temperatura e a umidade do ar, assim como o vento, são modificados em relação ao que se observa nos níveis acima do dossel. Essa caracterização, que concorre com a absorção e reflexão da radiação solar, resulta na evapotranspiração da água, geração de calor e desaceleração do vento, definindo um padrão conhecido como o microclima local.

A precipitação é o principal controle do ciclo hidrológico, dela dependendo a dinâmica da água nos ecossistemas terrestres. Ao incidir sobre uma superfície vegetada, parte é interceptada pelo dossel e o restante alcança a superfície do solo. Neste último ponto, uma parte pode ser perdida como escoamento superficial, sendo o restante direcionado para a infiltração, que se move através dos poros (o que é chamado de percolação). Ao cessar a infiltração, a umidade no solo depleciona-se por evapotranspiração (evaporação do solo ou extração de água pelas raízes) ou por movimentos em direção aos níveis mais profundos (o que é conhecido como drenagem interna). A drenagem ocorre notavelmente nos poros de maior dimensão do solo (macro-poros) e pode persistir por vários dias, o que resulta, finalmente, em uma redistribuição de umidade no perfil do solo, até estar próxima do equilíbrio (cessando os escoamentos internos). Por outro lado, nos microporos (menor dimensão) surgem as forças de sucção no solo por tensão capilar, que retêm a umidade nesse meio físico. Nos microporos do solo encontra-se a umidade efetivamente disponível para a planta, que é utilizada na transpiração.

A remoção de água pelo sistema radicular é, de forma geral, a maior responsável pelo processo de evapotranspiração. Esse fenômeno se desenvolve por vários controles, notavelmente as forçantes climáticas (temperatura e umidade do ar, energia solar e velocidade do vento), o tipo de vegetação (seus processos para realizar fotossíntese, a densidade foliar, entre outros) e a disponibilidade hídrica no solo. A influência da evapotranspiração na determinação do microclima é fundamental. A água, ao passar da fase líquida para a gasosa, absorve energia sem alterar a temperatura. Na ausência ou limitação da evapotranspiração, a superfície passa a utilizar aquela energia para aquecer o ar, ou seja, gerando calor sensível e aumentando a temperatura do ambiente. Em conseqüência, o aumento da evapotranspiração concorre para reduzir a temperatura e umedecer o ar, tanto na escala local como também regionalmente, uma vez que a atmosfera se encarrega de redistribuí-la por meio dos ventos.

A evapotranspiração é, dessa forma, uma fonte de umidade para o ar, próxima do dossel, e que ao longo do dia aumenta tipicamente na marcha do ciclo diurno, resultante principalmente do aumento da temperatura e da radiação solar, decrescendo, assim, no decorrer da tarde. Em contrapartida, os fenômenos turbulentos da atmosfera (convecção e vento) paralelamente removem a umidade gerada na superfície para os níveis mais altos da camada-limite planetária (de 1 a 2 km de altura), o que resulta no secamento do ar acima do dossel. Na soma desses dois processos resulta o estado da umidade absoluta do ar (o total efetivamente existente de vapor de água no ar). Quanto à umidade relativa (UR), que depende da temperatura, atinge os máximos à noite, quando a temperatura é baixa e a quantidade de vapor de água é suficiente para saturar o ar (UR " 100%); reduz-se no decorrer do dia, com o aumento gradual da temperatura. A UR tem, assim, um padrão inverso ao da temperatura na escala do ciclo diurno. Essa noção de variação da UR eventualmente pode ser perturbada por fatores como os eventos de precipitação, que aumentam a umidade para próximo da saturação.

Na escala temporal sazonal (mensal a anual), o padrão da umidade do ar é, por sua vez, vinculado à existência dos sistemas meteorológicos, que causam

chuva ou que simplesmente transportem ar úmido de outras regiões (como o mar e lagos), e não totalmente à temperatura. A variabilidade da umidade e a temperatura do solo estão estritamente ligadas à regulação de trocas de CO₂ entre a vegetação e a atmosfera, como a fotossíntese e a respiração edáfica (vide Capítulo 14).

Observações no Cerrado Pé-de-Gigante

Coleta de dados

Os dados aqui reportados foram coletados em uma plataforma instrumental automática, no período de 1º de novembro de 2000 a 15 de janeiro de 2002, fixada em uma torre instrumental de 21 m de altura (Figura 4.1). Os sensores de temperatura e umidade do ar, velocidade do vento, precipitação e umidade do solo foram controlados por um datalogger CR10X (Campbell Systems), com aquisição a cada 15 segundos e gravação das médias e valores máximos/mínimos a cada 10 minutos. Na Tabela 4.1 encontram-se as especificações dos sensores e seu posicionamento.

A evapotranspiração foi medida com um sistema de correlação dos vórtices turbulentos, chamado de eddy correlation. Esse sistema fica no topo da torre e é constituído basicamente por um anemômetro de

resposta rápida e um analisador de vapor de água de alta frequência. O sistema mede o fluxo de um escalar (temperatura, água ou dióxido de carbono) transportado pela atmosfera ao longo de uma área-fonte na escala de 50 a 1.000 m de distância da torre e na direção do vento instantâneo (vide Capítulo 14).

Tabela 4.1. Variáveis climáticas coletadas na Gleba Cerrado Pé-de-Gigante, e sensores de coleta (todos instalados a 22 m de altura).

Variável (Unidades)	Sensor
Temperatura do ar (°C)	Psicrômetro aspirado CSI HMP45C
Umidade do ar (g kg ⁻¹)	Psicrômetro aspirado CSI HMP45C
Precipitação (mm)	Pluviômetro de balsa Hydrological Services
Velocidade e direção do vento (m.s ⁻¹)	Anemômetro RM Young
Irradiância solar global (incidente e refletida) (W m ⁻²)	Piranômetro LiCor 200X
Irradiância PAR (incidente e refletida) (W m ⁻²)	Licor Quantum
Saldo de radiação (W m ⁻²)	Saldo-radiômetro REBS



Figura 4.1. (A) Torre micrometeorológica implantada na Gleba de Cerrado Pé-de-Gigante; (B) Posição da torre (marcada com a letra T), na fotografia aérea. Fonte: Batalha (1997).



A

B

Temperatura do ar e do solo

A variabilidade sazonal da temperatura do ar e do solo é determinada principalmente pela variação da oferta de energia solar, que em 20° S de latitude passa por um mínimo em 22 de julho e um máximo em 22 de dezembro. No nível acima do topo do dossel (22 m), a temperatura do ar oscilou entre 7° e 34° C (Figura 4.2). Entre abril e setembro de 2001, ocorreram sete eventos de frentes frias, suficientes para reduzir a temperatura mínima para abaixo de, ou igual a 12°C (vide Capítulo 1, para uma descrição dos sistemas meteorológicos atuantes na região).

A temperatura do solo a 10 cm de profundidade oscilou dentro de um intervalo mais reduzido, ou seja, entre 13° e 28°C. A atenuação da amplitude sazonal e da amplitude do ciclo diurno da temperatura do solo em relação à temperatura do ar acima do dossel são padrões típicos observados em florestas, onde há sombreamento do solo durante a maior parte do dia. Na escala do ciclo diurno, as temperaturas do ar mínima e máxima ocorreram aproximadamente às 6 e 14 horas, respectivamente, conforme sugere a Figura 4.3a. A temperatura do solo, alternativamente, atinge um valor mínimo no ciclo diurno somente às 9 horas, resultante do atraso de tempo para que o fluxo de energia ou calor no solo aqueça os níveis mais profundos (Figura 4.3b).

Adicionalmente foram observados dois máximos na temperatura do solo: o máximo principal, às 16 horas, que também resulta do atraso em relação à temperatura máxima do ar no topo do dossel (Figura 4.3b); e ainda um máximo secundário às 10 horas, que ocorre pela penetração de luz no interior do dossel e que ilumina aleatoriamente (em função da distribuição de folhas e atenuação da radiação) alguns espaços no solo. Esse máximo secundário em geral ocorre quando o sol está suficientemente elevado para iluminar acima da copa e atingir o solo, o que depende da heterogeneidade do dossel e, conseqüentemente, da posição de amostragem.

Precipitação, umidade do solo e umidade do ar

A estação chuvosa, segundo a climatologia regional, estabelece-se entre março e setembro, sendo a estação seca de abril a agosto (vide Capítulo 1). A climatologia de precipitação mensal, no entanto, raramente é reproduzida em sua totalidade para um ano isolado de observações, devido à variabilidade inter e intra-anual intrínseca do clima. Um padrão utilizado para caracterizar a estação úmida nas latitudes tropicais é a persistência de dias chuvosos ou, em última instância, a ausência de longos períodos de estiagem (maiores do que 10-15 dias). No período analisado, a estação chuvosa já se caracterizava a partir de novembro de 2000 (início das observações), com eventos de precipitação acima de 15 mm.dia⁻¹, indo até meados de março de 2001 (Figura 4.4a).

Essa estação chuvosa (2000/2001) mostrou-se abaixo da média. Houve estiagens significativas em dezembro e março. Notavelmente, ao se comparar com a estação chuvosa do período 2001/2002, houve nesta última uma oferta de chuva maior e com distribuição mais regular, quando as chuvas mais significativas se iniciaram em setembro de 2001, e, além disso, foram poucos os períodos de interrupção (apenas um em meados de outubro). Outro indício resultou do padrão da umidade do solo, que é conseqüência imediata da oferta de chuva e é ótimo quantificador da oferta hídrica para a vegetação. A umidade volumétrica do solo, que é a quantidade de água (em m⁻³) por volume unitário (m³) de solo, estabelece-se tal que o estado da umidade do solo em uma certa profundidade é variável e oscila em função das entradas de água (aumentando ou umedecendo) e das saídas (deplecionando) nesse nível. É principalmente por essa razão que os níveis superiores umedecem mais tardiamente que os mais rasos, o que se observa após o início da estação chuvosa. O padrão de umidade do solo observado é muito sugestivo: os níveis superiores (10 e 50 cm) são muito sensíveis aos eventos de precipitação (Figura 4.4b). A detecção de vários picos nesses níveis rasos, ao longo da estação chuvosa, revela períodos de estiagem freqüentes, pois o solo foi submetido a várias seqüências de umedecimen-

Figura 4.2. Temperaturas médias do ar a 22 m (curva preta) e do solo a 10 cm (curva vermelha) medidas a cada 30 minutos, na Gleba Cerrado Pé-de-Gigante, durante o período de novembro de 2000 a janeiro de 2002 (valores em °C).

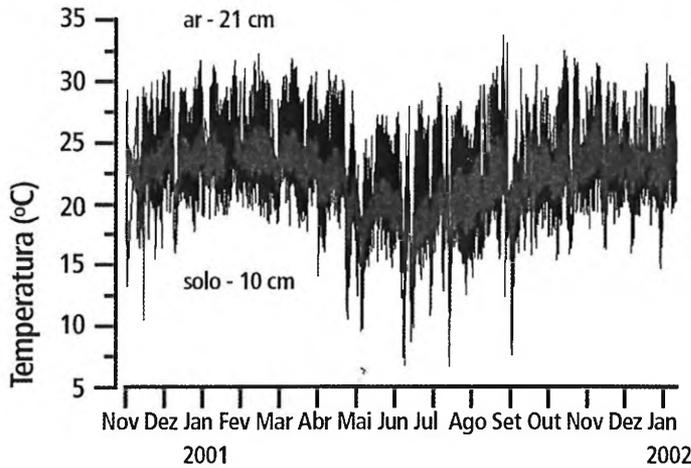
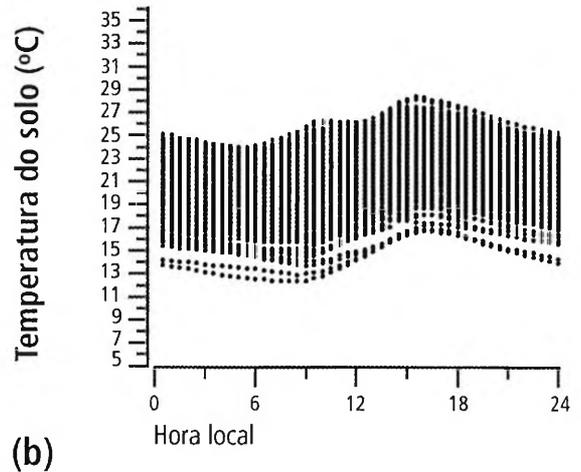
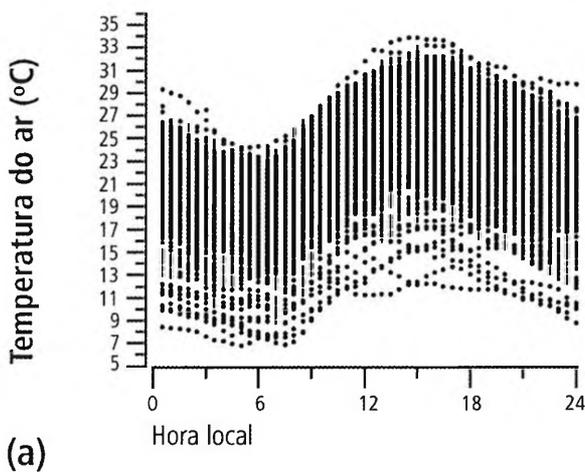


Figura 4.3. (a) Temperaturas médias do ar a 22 m e (b) temperaturas médias a 10 cm do solo, medidas a cada 30 minutos, em função da hora local, na Gleba Cerrado Pé-de-Gigante durante o período de novembro de 2000 a janeiro de 2002 (valores em °C).



to e secamento. Esse padrão foi particularmente nítido no período chuvoso 2000/2001. No período 2001/2002, alternativamente, a umidade nesses níveis rasos mostrou-se mais estável ao longo do tempo.

Por outro lado, os níveis profundos de umidade (200 e 250 cm) revelam outra característica do ciclo hidrológico. Eles irão atingir seus níveis mais altos de umidade somente depois de as camadas mais rasas estarem suficientemente umedecidas. Estão, dessa forma, atrasados temporalmente. No período 2000/2001, so-

mente no início de dezembro observou-se o umedecimento significativo dos níveis profundos (Figura 4.4b). Já na estação chuvosa de 2001/2002, logo no início do mês de outubro, os níveis profundos já haviam sido recarregados. Em resumo, o período chuvoso 2000/2001 teve um início mais tardio, distribuição mais irregular e com menor quantidade do que o período 2001/2002. Este, por sua vez, terminou mais precocemente que aquele.

Figura 4.4. (a) Precipitação diária medida no topo do dossel (em mm dia^{-1}); (b) umidade do solo (em $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) nos níveis de 10, 50, 200 e 250 cm na Gleba Cerrado Pé-de-Gigante.

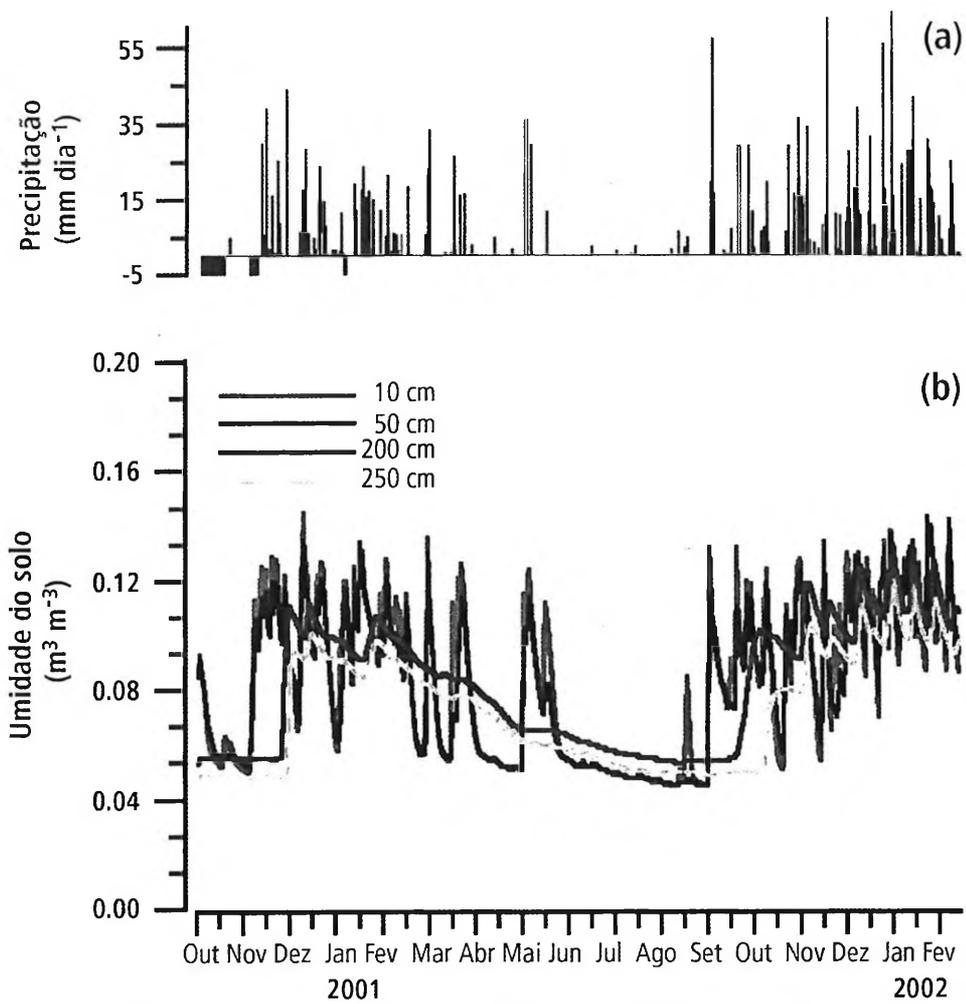
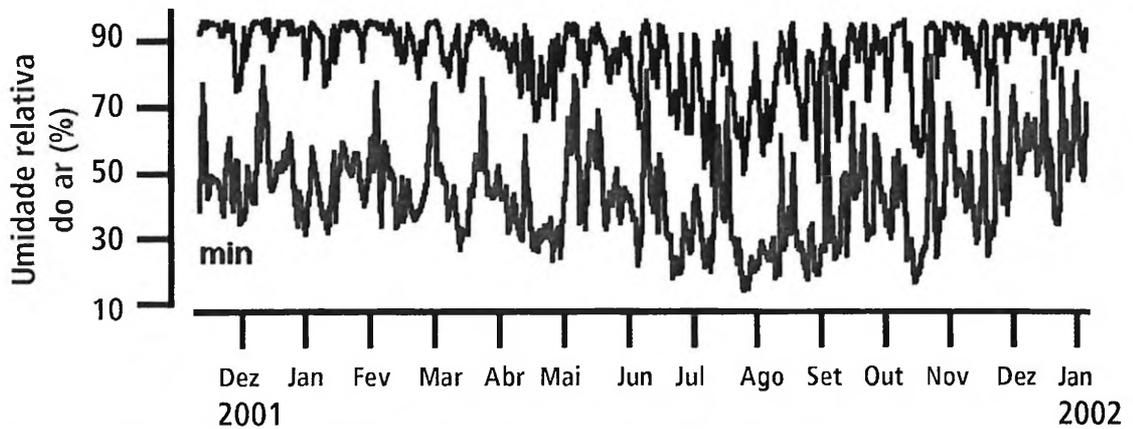


Figura 4.5. Umidade relativa do ar (aquisições de 15 segundos), na Gleba Cerrado Pé-de-Gigante (valores em %). Linha preta, máxima diária; linha vermelha, mínima diária.



A amplitude de variação da umidade do solo observada ocorreu entre 0,050 a 0,145 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, o que sugere uma estimativa inicial para a capacidade de água disponível (CAD) de 0,095 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$. As observações de campo durante a instalação do perfil de umidade do solo sugeriram uma seqüência de horizontes bastante homogênea. Dessa forma, assumindo que a CAD seja homogênea verticalmente, cada metro linear de profundidade do solo consegue reter aproximadamente 95 mm de água. Esse valor encontra-se em uma faixa típica de solos arenosos, classificada como de baixa retenção, por exemplo, em relação aos demais tipos de solos encontrados na região do norte do Estado de São Paulo, como o Podzol Vermelho-Amarelo e o Latossolo Vermelho-Escuro, que são mais argilosos e têm maior CAD.

A umidade do ar é outro importante diagnóstico da caracterização da estação chuvosa ou, mesmo isoladamente, dos eventos de precipitação. Durante a estação chuvosa, os valores máximos foram atingidos principalmente no período noturno, ao redor de 100%, o que sugere a presença de orvalho no início da manhã (Figura 4.5). Já os valores mínimos, que coincidem com as máximas temperaturas diurnas (entre 14 e 15 horas), estabeleceram-se entre 30% e 65% na maior parte das observações (Figura 4.5). Na estação seca, não somente os mínimos, mas também os máximos diários, tenderam a diminuir sistematicamente: de certa forma, esse fato era esperado, devido em grande parte à presença de uma massa seca de grande escala ou sistema de alta pressão semipermanente que se estabelece tipicamente durante o inverno. Isso também decorre da redução da oferta de umidade do ar, controlada pela redução da evapotranspiração. No período seco, observaram-se os mínimos absolutos, próximos de 20%, e máximos variáveis entre 50% e 100% (Figura 4.5).

Regime de ventos

A velocidade média diária do vento medida a 22 m de altura variou predominantemente entre 2 a 4 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ (Figura 4.6). Uma notável tendência de aumento do vento médio ocorreu entre junho e outubro. Nessa época do ano, que corresponde à transição da estação seca para

a chuvosa, há um aumento da energia cinética atmosférica em grande escala, o que tipicamente intensifica o vento. Concorrentemente, isso se estabeleceu com a redução da área foliar, que reduz o arrasto aerodinâmico e, assim, a desaceleração do vento próximo à superfície. Uma das conseqüências desse fato para a vida biológica é a maior ventilação no interior do dossel nessa época do ano, o que contribui para a propagação de sementes. Após o mês de outubro, quando ocorre o aumento da área foliar associado à rebrota de folhas verdes, a média do vento também recupera os valores mais baixos.

A direção do vento médio revela que a circulação atmosférica acima do dossel encontra-se preferencialmente com ventos do setor nordeste a sudeste (Figura 4.7). Esse padrão é típico do centro semipermanente de alta pressão do Atlântico Tropical. Há, todavia, uma diferença notável nos padrões diurnos e noturnos. Durante o dia, observa-se uma significativa fração de ventos de noroeste. Em alguns casos, essa componente de noroeste está associada à penetração de frentes frias e linhas de instabilidade vindas de oeste. Durante o período noturno, entretanto, essa componente não é observada, sendo a circulação predominante de sudeste e, em menor parte, do setor leste-nordeste.

As rajadas de vento são importantes para que se investiguem as situações de vulnerabilidade da vegetação, principalmente as árvores mais antigas ou frágeis. Notaram-se no campo, durante o período de observação, várias árvores isoladas caídas próximas às trilhas de monitoramento, em eventos distintos durante o ano. A velocidade máxima diária observada situa-se acima de 6 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, tendo atingido, em pelo menos três eventos do ano, valores acima de 15 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, ou 54 $\text{km} \cdot \text{h}^{-1}$, todos durante a estação chuvosa.

Evapotranspiração

A medida de evapotranspiração é um fluxo (quantidade de água por área unitária e por unidade de tempo) freqüentemente expressa em $\text{mm} \cdot \text{dia}^{-1}$, e que também pode ser tratada como um fluxo turbulento de energia, chamado de fluxo de calor latente, expresso em quantidade de energia envolvida na evaporação da água ($\text{J} \cdot \text{m}^{-2}$

Figura 4.6. Velocidade média diária do vento horizontal a 22 m de altura, na Gleba Cerrado Pé-de-Gigante (valores em $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$).

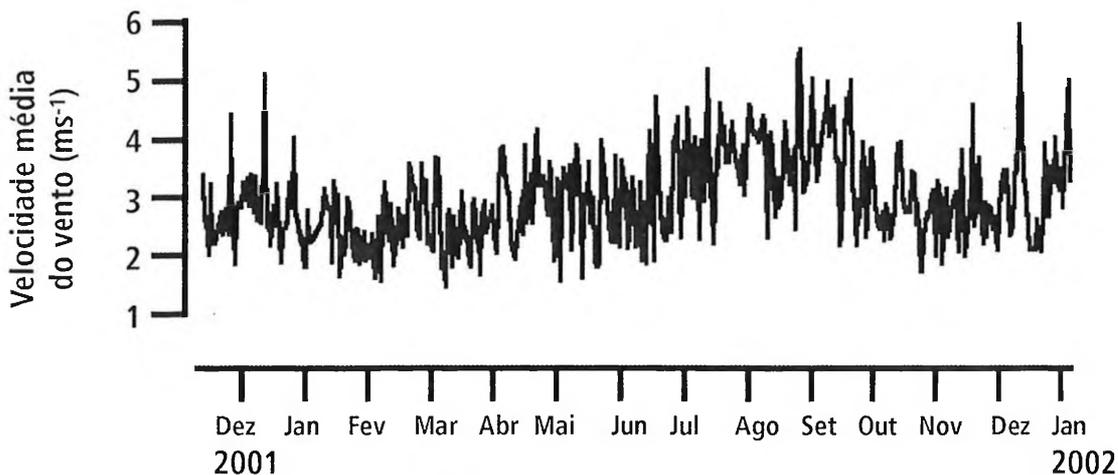
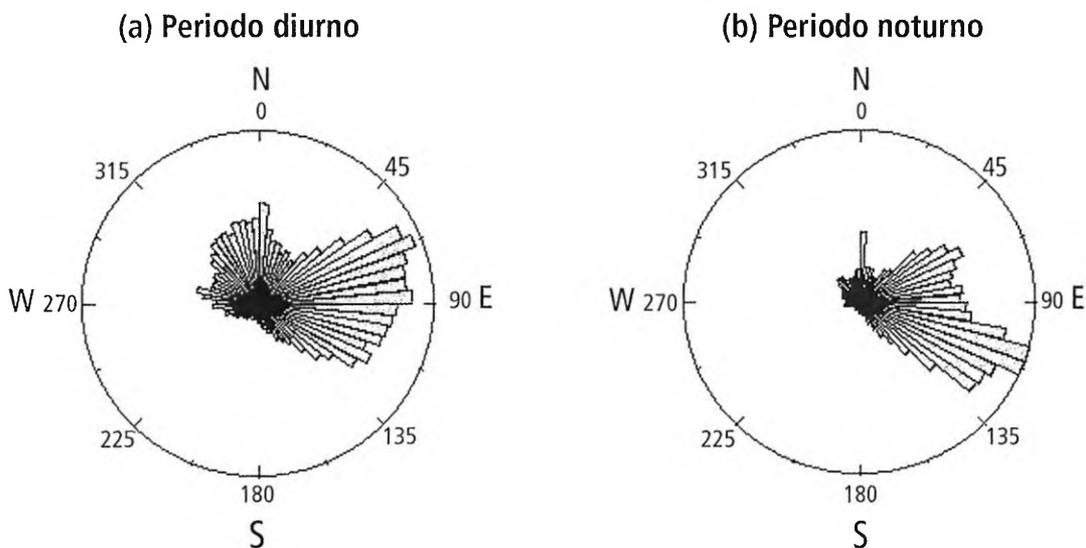


Figura 4.7. Direção média do vento observada a 22 m, baseada em medidas a cada 10 minutos, na Gleba Cerrado Pé-de-Gigante, no (a) período diurno (entre 6 e 18 horas no local); (b) no período noturno.



$2\cdot\text{s}^{-1}$ ou, simplesmente, W m^{-2}). A primeira unidade é mais utilizada para expressar os totais diários, enquanto a segunda é empregada para os fluxos instantâneos, como os observados no ciclo diurno.

A noção da variabilidade do ciclo sazonal, baseada nos fluxos médios diários a cada 30 minutos, revela que há uma notável amplitude sazonal variando de 6 (estação chuvosa) até $1 \text{ mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ na estação seca (Figura 4.8). A oscilação anual é forçada basicamente por dois controles: a variação da oferta de energia, que tem o mesmo padrão (máximos no verão e mínimos

no inverno), e a condição da vegetação e da umidade disponível do solo. A vegetação perde uma parte significativa das folhas verdes nos estratos arbóreo e herbáceo, reduzindo conseqüentemente a capacidade fotossintética e, assim, a transpiração. A umidade do solo (Figura 4.4), que também passa por um mínimo no inverno, também contribui para que a componente de evaporação do solo se reduza e, principalmente, para que o acesso à umidade nos níveis baixos (até 1 m) seja menor, o que limita a extração de água do estrato

Figura 4.8. Evapotranspiração diária na Gleba Cerrado Pé-de-Gigante medida com o sistema de *eddy correlation* (valores em mm.dia^{-1}).

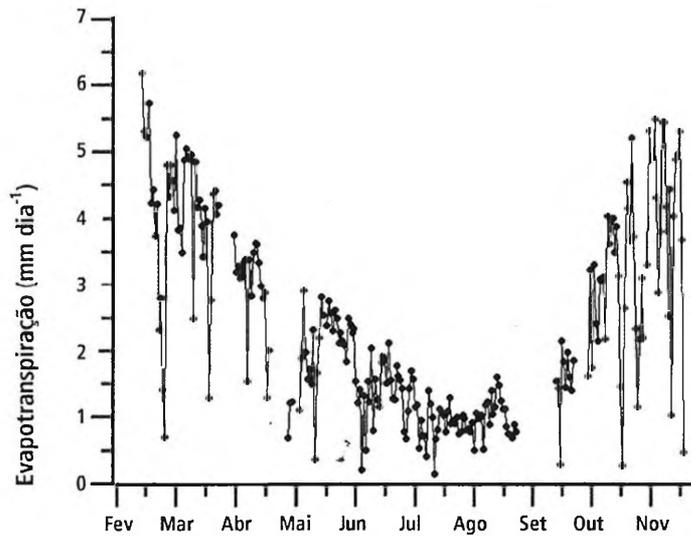
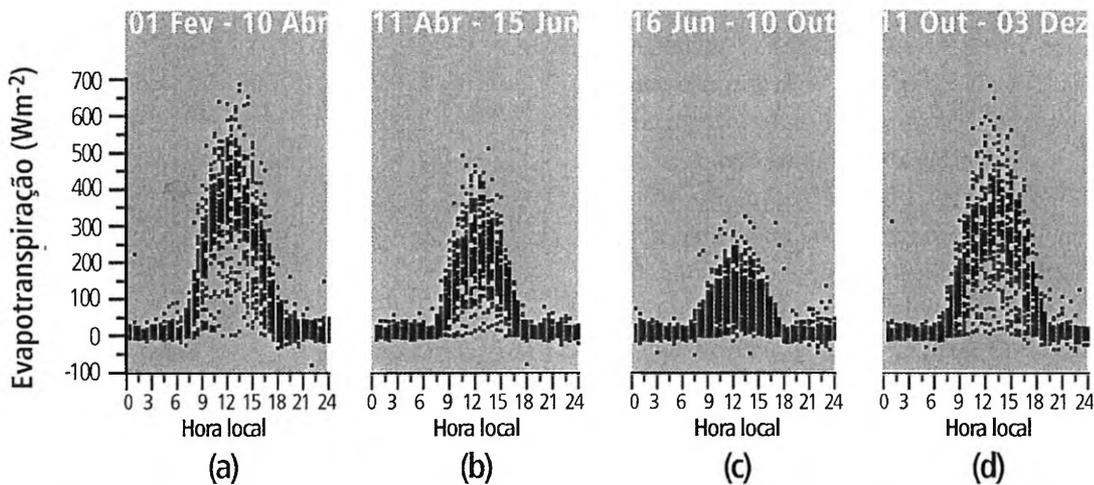


Figura 4.9. Médias de fluxo de calor latente (ou evapotranspiração) obtidas a cada 30 minutos, com o sistema de *eddy correlation*, na Gleba Cerrado Pé-de-Gigante, em segmentos de tempo específicos do ano de 2001 (a,b,c,d) (valores em W.m^{-2}).



herbáceo. Notavelmente, a existência de uma quantidade pequena e não desprezível de evapotranspiração na estação seca é um importante indicador de que uma fração da vegetação ainda se encontra ativa, do ponto de vista biológico - possivelmente o estrato arbóreo, com raízes profundas. Esse padrão é coerente com a observação de taxas significativas de fotossíntese na forma de produtividade primária líquida nesta área durante o inverno (vide Capítulo 14).

Em complementação, a variação na escala do ciclo diurno da evapotranspiração na alta estação chuvosa (por exemplo, no período de 1o de fevereiro a 10 abril/2001), revela que os valores máximos se situam entre 300 e 650 W.m^{-2} , acompanhando a forçante de radiação solar (Figura 4.9a). Durante a noite, as taxas foram muito baixas, como é esperado, mas levemente positivas, aquém de 50 W.m^{-2} . Com o início da transição entre as estações chuvosa e seca marcado pela redução da radiação, e também com o início da queda das folhas, os valores máximos diurnos atingiram 500

$W.m^{-2}$ e os mínimos diurnos ficaram abaixo de $100 W.m^{-2}$, como exemplificado no período de 10 abril a 15 junho/2001 (Figura 4.9b). Durante o período de 16 junho a 10 outubro, que marca os meados da estação seca até o seu final, a evapotranspiração não cessou totalmente, atingindo até $250 W.m^{-2}$. Como antecipado pelo padrão sazonal, no início das chuvas (período escolhido de 11 outubro a 3 dezembro, na Figura 4.9d), a variabilidade diurna mostra-se similar ao período no início do ano.

Conclusões

O entendimento do ciclo hidrológico no bioma de cerrado de forma moderna (medição automática, em conjunto com outras abordagens multidisciplinares) é parte de uma complexa estratégia de investigação científica. Há uma inquestionável dependência do ser humano com relação à água, e as mudanças de uso da terra podem alterar os componentes do ciclo hidrológico, aumentar ou reduzir a oferta de água, e deteriorar sua qualidade. Sabe-se que as formas de uso da terra erroneamente manejadas podem levar ao aumento do escoamento durante a estação chuvosa e à redução na estação seca. Isso significa, pelo princípio da precaução, a possibilidade do aumento de ocorrências de enchentes e da desperenização dos afluentes e médios tributários. Os efeitos indiretos e acumulativos resultam no assoreamento dos rios, o que somente vem agravar o quadro. E finalmente, pouco se sabe como o bioma de cerrado e sua vulnerabilidade ficariam diante da evolução do aquecimento global nos próximos anos. Consideramos que sua função ambiental nas estratégias de conservação ainda é subestimada pelas políticas públicas.

Referências Bibliográficas

- BATALHA, M.A. 1997. Análise da vegetação da ARIE Cerrado Pé-de-Gigante (Santa Rita do Passa Quatro, SP). Dissertação de Mestrado do Instituto de Biociências da USP.
- ROCHA, H. R.; FREITAS, H. C.; TANNUS, R. N.; JUÁREZ, R. I.; ROSOLEM, R.; CABRAL, O. M. R. & LIGO, M.V. 2002. Measurements of CO₂ exchange over a woodland savanna (cerrado *Sensu stricto*) in southeast Brasil. *Biota Neotropica*, V2(1).

Literatura Complementar

- JONES, H. G. 1992. *Plants and Microclimate*. Cambridge, Cambridge University Press. 428p.
- LARCHER, W. 2000. *Ecofisiologia Vegetal*. São Carlos, Ed. RiMa. 531 p.
- OMETTO, J. C. 1981. *Bioclimatologia Vegetal*. São Paulo, Ed. Agronômica Ceres. 428 p.