

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO**  
**INSTITUTO DE FÍSICA**  
**PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL**

**Dinâmica da água no sistema solo-vegetação-atmosfera em  
floresta de *Vochysia divergens* Pohl monodominante no  
Pantanal**

**Fernando da Silva Sallo**

Orientadora: **Dr<sup>a</sup>. Luciana Sanches**

Cuiabá - MT  
Março/2017

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO**  
**INSTITUTO DE FÍSICA**  
**PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL**

**Dinâmica da água no sistema solo-vegetação-atmosfera em  
floresta de *Vochysia divergens* Pohl monodominante no  
Pantanal**

**Fernando da Silva Sallo**

Tese apresentada ao Programa de Pós Graduação em Física Ambiental da Universidade Federal de Mato Grosso, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Física Ambiental.

**Dr<sup>a</sup>. Luciana Sanches**

Cuiabá, MT  
Março/2017

### **Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.**

S169d Sallo, Fernando da Silva.

Dinâmica da água no sistema solo-vegetação-atmosfera em floresta de *Vochysia divergens* Pohl monodominante no Pantanal / Fernando da Silva Sallo. -- 2017  
120 f. : il. color. ; 30 cm.

Orientadora: Luciana Sanches.

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física, Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Cuiabá, 2017.

Inclui bibliografia.

1. Modelagem. 2. Balanço de água. 3. Balanço radiativo. 4. Estoque de água no caule. 5. Dendrometria. I. Título.

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

**Permitida a reprodução parcial ou total, desde que citada a fonte.**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO**  
**INSTITUTO DE FÍSICA**  
**Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental**

**FOLHA DE APROVAÇÃO**

**TÍTULO: DINÂMICA DA ÁGUA NO SISTEMA SOLO-VEGETAÇÃO-  
ATMOSFERA EM FLORESTA MONODOMINANTE DE  
*Vochysia divergens* Pohl NO PANTANAL**

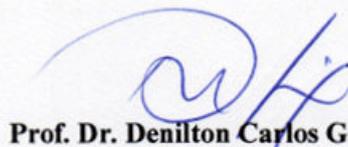
**AUTOR: FERNANDO DA SILVA SALLO**

Tese de Doutorado defendida e aprovada em 06 de março de 2017, pela comissão julgadora:



**Prof. Dra. Luciana Sanches**  
**Orientadora**

Faculdade de Arquitetura, Engenharia e Tecnologia -  
UFMT



**Prof. Dr. Denilton Carlos Gaio**  
**Examinador Interno**

Instituto de Física - UFMT



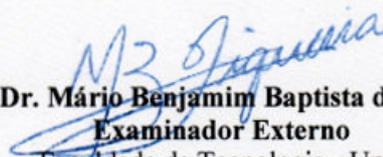
**Prof. Dr. Osvaldo Borges Pinto Junior**  
**Examinador Interno**

Universidade de Cuiabá - UNIC



**Prof. Dr. Francisco de Almeida Lobo**  
**Examinador Interno**

Faculdade de Agronomia, Medicina  
Veterinária e Zootecnia - FAMEVZ



**Prof. Dr. Mário Benjamim Baptista de Siqueira**  
**Examinador Externo**

Faculdade de Tecnologia - UnB

# DEDICATÓRIA

*À minha esposa Karen*

*À minha mãe Teres*

# Agradecimentos

Ao término de um trabalho árduo sempre há pessoas importantes envolvidas e a significância de cada uma delas é difícil de mensurar. Um conselho ou uma conversa ou outra faz com que o rumo do trabalho se torne significativamente direcionado, dependendo do filtro apenas. Assim, por menor que seja, a benesse é sempre válida. Dessa forma, agradeço a todos que cruzaram meu caminho a fim de contribuir para minha formação intelectual e de caráter.

No Programa de Pós-graduação em Física Ambiental (PGFA) são muitos os merecedores de agradecimento. Aqui, cronologicamente, ao Prof. Paraná e ao Prof. Marcelo Biudes agradeço por viabilizar meu ingresso neste programa. Agradeço à Prof. Luciana, minha orientadora, pela confiança, apoio e liberdade nas tomadas de decisões; à querida Vanessa Rakel Dias, companheira fiel às idas ao campo e sempre parceira até em condições adversas; aos amigos Rafael Palácios e Magdiel do Prado, companheiros de campo e amigos, sempre solícitos a qualquer empreitada: discussões crítica, artigos e cervejas; e ao companheiro de campo Cesário pelos conversas descontraídas e ensinamentos em cultura popular local.

Agradeço também aos Professores Francisco Lobo e Higo Dalmagro pelas discussões muito produtivas e enriquecedoras sobre ecofisiologia, e aos Professores Osvaldo Júnior e Carlo Ralph pelos ensinamentos e discussões sobre estatística, e ainda ao colega Raphael de Souza pelos ensinamentos riquíssimos em programação, além do Professor Denilton Gaio pelas discussões sobre modelagem hídrica em plantas.

Agradeço, pelo companheirismo e por tornar a adaptação à cidade e longe de familiares mais agradável, aos amigos Rafael Palácios, Magdiel do Prado, Thiago Rangel, Jonathan Zangeski, Vanessa Rakel, Cesário, José de Souza Nogueira e Leone.

Em especial agradeço à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo suporte financeiro durante os quatro anos de estudos para realização dos trabalhos referente a esta tese.

# SUMÁRIO

<b>LISTA DE FIGURAS</b>	<b>I</b>
<b>LISTA DE TABELAS</b>	<b>VI</b>
<b>LISTA DE SÍMBOLOS</b>	<b>VII</b>
<b>RESUMO</b>	<b>XIV</b>
<b>ABSTRACT</b>	<b>XVI</b>
<b>1. INTRODUÇÃO</b>	<b>1</b>
1.1. PROBLEMÁTICA . . . . .	2
1.2. JUSTIFICATIVA . . . . .	4
<b>2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b>	<b>5</b>
2.1. PANTANAL . . . . .	5
2.2. ECOHIDROLOGIA E O SISTEMA SOLO-VEGETAÇÃO-ATMOSFERA	6
2.3. SOLO . . . . .	7
2.4. VEGETAÇÃO . . . . .	9
2.4.1. Estoque de água na vegetação . . . . .	11
2.5. PROCESSOS NA INTERFACE VEGETAÇÃO-ATMOSFERA . . . . .	13
<b>3. MATERIAL E MÉTODOS</b>	<b>16</b>
3.1. DESCRIÇÃO DO LOCAL . . . . .	16
3.2. TIPO DE SOLO . . . . .	17
3.3. CLIMA E MICROMETEOROLOGIA . . . . .	18
3.3.1. Dados micrometeorológicos . . . . .	18
3.4. COLETAS DE DADOS DENDROMÉTRICOS DE ALTA RESOLUÇÃO .	19
3.5. ANÁLISE DAS SÉRIES DENDROMÉTRICAS . . . . .	20
3.5.1. Déficit de água da árvore ou planta . . . . .	23

3.6. BALANÇO RADIATIVO: MODELAGEM DO SISTEMA SOLO-PLANTA-ATMOSFERA . . . . .	24
3.7. Hidráulica da vegetação . . . . .	34
<b>4. RESULTADOS E DISCUSSÃO</b>	<b>39</b>
4.1. ABORDAGEM DENDROMÉTRICA . . . . .	39
4.1.1. Variáveis ambientais . . . . .	39
4.1.2. Raio do caule e déficit de água da árvore . . . . .	40
4.1.3. Fases do raio do caule e suas durações . . . . .	43
4.1.4. Ciclo diário do caule e suas amplitudes . . . . .	44
4.1.5. Ciclos circadianos do caule e variáveis ambientais . . . . .	45
4.1.6. Dinâmica radial e disponibilidade de água . . . . .	46
4.1.7. Modelos de regressão . . . . .	48
4.2. MODELAGEM:	
SISTEMA SOLO-PLANTA-ATMOSFERA . . . . .	52
4.2.1. Dinâmica da água na vegetação . . . . .	55
4.2.2. Perspectivas ecohidrológicas . . . . .	64
4.2.2.1. Perspectivas ecohidrológicas com aumento de CO <sub>2</sub> . . . . .	67
<b>5. CONSIDERAÇÕES FINAIS</b>	<b>71</b>
<b>REFERÊNCIAS</b>	<b>73</b>
<b>6. Apêndice A</b>	<b>A1</b>
Apêndice A . . . . .	A1
A.1. Parâmetros e constantes . . . . .	A1
A.2. Otimização estomática . . . . .	A4
A.2. Teoria . . . . .	A4

# LISTA DE FIGURAS

1.	Esquema representando alguns fluxos continentais. Fonte: adaptado de (D'ODORICO et al., 2010). . . . .	6
2.	Característica da variação radial do caule por medidas dendrométricas de alta resolução, exemplificando aproximadamente os horários de máximo e mínimo correspondente à máxima taxa transpiratória (11 h) e máxima taxa de captação de água pelas raízes (15 h), baseado em (FERNÁNDEZ; CUEVAS, 2010). O eixo das abscissas são medidas de 30 minutos que inicia-se a 0:00 h com o caule totalmente hidratado. O horário em que ocorre a máxima taxa de armazenamento ( $dW/dt$ ) é $\approx 18$ h. . . . .	12
3.	Esquema das flutuações do estoque de água no caule a partir de medidas dendrométricas de alta resolução, exemplificando máximos e mínimos de perda e captação de água pela planta, baseado em (FERNÁNDEZ; CUEVAS, 2010). No gráfico exemplo, o eixo das abscissas são medidas horária que inicia-se a 0:00 h com o caule totalmente hidratado. O volume é calculado fazendo a multiplicação da área do xilema pela altura do caule e por $\theta_p$ . . .	13
4.	Local de estudo (parte superior), e vista da floresta de <i>V. divergens</i> e dendrômetro instalado (parte inferior). O símbolo estrela representa a coordenada citada acima no texto. . . . .	17
5.	Exemplo da separação das fases, a) contração (em vermelho), recuperação (em azul) e incremento (em verde) com suas respectivas durações; b) a contração ocorre sempre durante o dia (com mínimo valor $\approx$ as 15 h), a recuperação entre a tarde e a noite e os incrementos ocorrem, em geral, durante a noite. Os valores máximos são de incremento ou recuperação e ocorrem em geral a noite aproximadamente as 4 h. . . . .	21
6.	Exemplo de média móvel (janela de 24 h) para extração das séries dendrométrica sem tendência de crescimento. . . . .	22

7. Exemplo de (a) remoção da tendência de crescimento de um indivíduo de *V.divergens*, (b) série de déficit de água da árvore ( $\Delta W$ ) obtida. O período em cinza representa dias com solo não saturado. . . . . 23
8. Representação esquemática das componentes de fluxo do modelo.  $TR$  e  $q_r$  são a transpiração e a captação de água pelas raízes, respectivamente.  $LE_s$  e  $LE_v (=TR)$  são os fluxos de calores latente do solo e do dossel, respectivamente.  $\psi_v$ ,  $\psi_r$ , e  $\psi_s$  são os potenciais hídricos das folhas, das raízes e do solo, respectivamente. As resistências aerodinâmicas  $r_{ss}$ ,  $r_v$  e  $r_a$  estão associadas às interfaces solo - ar do dossel, ar do dossel - ar da camada limite, ar da camada limite - ar atmosférico, respectivamente.  $r_{bv}$  é a resistência da camada limite total (solo até topo do dossel).  $r_{sH_2O} = \beta/1,6 g_{CO_2}$  é a resistência estomática, e  $g_{rs}$  é a condutância entre o solo e as raízes,  $\beta = P/R/T_a$  é usado para conversão da unidade  $m^2 mol^2$  para  $s m^{-1}$ .  $P$  é a pressão atmosférica. As temperaturas  $T_{ss}$ ,  $T_{av}$ ,  $T_{sv}$  e  $T_a$  são do solo, do ar do dossel, das folhas e da atmosfera, respectivamente. As pressões de vapor  $e_{av}$  e  $e_a$ , são referentes ao ar do dossel e atmosférico, respectivamente.  $h_v$  é a umidade fracionária estomática. . . . . 25
9. Dinâmica da água no caule de dois indivíduos (TreeA e TreeC) de *V. divergens* entre os dias 03 e 13 de novembro de 2013. O estoque de água no caule ( $V_{tree}$ ) é estimado pela multiplicação da área do xilema efetivo pela altura do caule e pelo conteúdo de água na planta conforme Scholz et al. (2008). . . 37
10. Comportamento das variáveis ambientais nos dias sem precipitação, 03 e 13 de novembro de 2013. a) Conteúdo de água no solo, b) Déficit de pressão de vapor, c) Temperatura do ar, d) Umidade relativa do ar, e) Evapotranspiração potencial calculada pelo método de Priestley-Taylor e f) Radiação de onda curta incidente. . . . . 38
11. Média diária das variáveis climáticas durante todo o período de medidas dendrométricas. . . . . 40
12. Medidas horária do raio das árvores investigadas. A partir de junho a maio (2013-2015). O painel ampliado mostra um período de 60 dias de 20/10/2013 até 10/12/2013. . . . . 41
13. Déficit de água na árvore ( $\Delta W$ ) para uma única árvore (**TreeC**) obtido pela remoção da tendência de crescimento do caule. A exibição ampliada mostra o polinômios ("linha de crescimento") passando por alguns picos (a). O resultado da subtração entre séries dendrométrica e a linha de crescimento fornecem o déficit de água na árvore (b). . . . . 42

14. Magnitude (esquerda) e duração (direita) de cada fase ao longo de dois anos da variação radial (2013-2015). As caixas fechadas do gráfico de caixa (*box-plot*) representam os quartis inferior e superior (25% (Q1) e 75% (Q3)), com a mediana indicada pelas marcas centrais. As barras verticais indicam os limites superiores e inferiores de Whiskers (1,5Q3 e 1,5Q1). . . . . 44
15. Meses característicos do ciclo do dia do raio do caule (*MRS*). Dados obtidos pela metodologia descrita na Figura 6. Os dados para esta análise foram de todas as séries temporais (2 anos) dos 3 indivíduos de *V. divergens*. As médias foram tomadas das 3 séries e a cada hora do dia. . . . . 45
16. Relação entre a fase contração e o *VPD*. a) magnitude dos valores de contração e *VPD* para todo o período estudado, e (b) para valores entre janeiro e maio, em que o conteúdo de água no solo é máximo, ou seja, não existe limitação hídrica neste período. A linha vertical tracejada em (b) separa o conjunto de dados em dois, baseados em *VPD* ( $VPD < 0,85$  e  $VPD > 0,85$  kPa). As inclinações (S) das regressões lineares para cada subconjunto de dados são significativamente diferentes entre si, baseado no erro padrão das mesmas. . . . . 47
17. Média diária de  $\Delta W$  dos três indivíduos e modelada por meio de regressão múltipla com parâmetros, variáveis e estatística descritos na Tabela 1. . . . 49
18. Relação entre as amplitudes de *MRS* e as médias mensais de  $e_a$  ( $e_{am}$ ). Os coeficientes foram estimados por *bootstrap* com 10000 repetições. A área em cinza representa 95% do intervalo de confiança da regressão. . . . . 50
19. Modelagem por regressão usando a Equação 21 da variação radial do caule ou "Meses característicos" observados na Figura 15. . . . . 51
20. Temperaturas modeladas ( $T_{ss}$ - temperatura da superfície do solo,  $T_{av}$ -temperatura do ar no interior do dossel,  $T_{sv}$ -temperatura das folhas) e temperatura do ar medida  $T_a$ . . . . . 52
21. Fluxos modelados de calor sensível e evaporação do solo ( $H_s$ ,  $LE_s$ ), e medidos de fluxo de calor no solo ( $G$ ) e saldo radiativo do subdossel ( $Rn_s$ ) para o período de 10 dias selecionados. No eixo do lado direito, é apresentado o comportamento da velocidade do vento. . . . . 53
22. Fluxos modelados para a camada de folhagem do dossel, sendo calor sensível ( $H_v$ ), calores latentes ( $LE_v$ , transpiração) e ( $LE_a$ , solo e dossel), e também o saldo radiativo modelado absorvido pelo dossel. . . . . 54
23. Estimativa dos potenciais hídricos para os compartimentos solo, raízes e folhas. . . . . 55

24. Dinâmica do estoque modelado ( $W$ ) e do obtido pelas medidas dendrométricas. EP é o erro padrão ( $\pm 0,213$ ).  $p_1$  é o parâmetro de ponderação ( $=0,352$ ) apresentado na Equação 79. O estoque de água na planta foi calculado a partir das medidas dendrométricas ( $V_{tree}$ ) de um dos indivíduos (TreeB) e usando área efetiva de xilema inicial ( $A_{sap}$ ) de  $180 \text{ cm}^2$ , e ainda, altura do caule de 8 m. . . . . 57
25. Balanço hídrico dos 10 dias selecionados das componentes, perda acumulada de água do solo ( $WR_s$ ) (considerando 50 cm que corresponde à profundidade média de raízes) e da soma acumulada de evaporação e transpiração ( $TR + E_s$ ), ou seja, evapotranspiração acumulada ( $ET_{ac}$ ). A porção positiva da curva  $WR_s - ET_{ac}$  poder ser entendida como infiltração para profundidades abaixo de 50 cm. . . . . 59
26. Relação histerética entre potencial foliar e transpiração para os dias (03/11 - cinza claro) e (11/11). As setas indicam a direção temporal da histerese. . . 61
27. Fluxos de água superficiais sendo,  $q_r$  das raízes para o dossel vegetativo  $TR$  do dossel para a atmosfera e a variação do estoque,  $dW/dt$ . . . . . 63
28. Acumulados diário de transpiração ( $TR$ ), captação de água pelas raízes ( $q_r$ ) e razão entre transpiração e estoque consumido. No eixo vertical à direita mostra a porcentagem da transpiração correspondente ao armazenamento (barras cinza claro). . . . . 63
29. Variáveis ecohidrológicas modeladas ( $g_{s,H_2O}$ -condutância estomática,  $A_n$ -assimilação de  $\text{CO}_2$ ,  $c_i/c_a$ -[ $\text{CO}_2$ ] cavidade estomática/[ $\text{CO}_2$ ] atmosfera,  $WUE$ -eficiência do uso da água,  $T_{sv}$ -temperatura da folhagem,  $TR$ -transpiração) pelo SVAT para os 10 dias selecionados. . . . . 65
30. Razão entre cenários ( $c_{a,580}/c_{a,380}$  em ppm) para floresta de *V. divergens*.  $c_{a,580}$  corresponde à simulação das variáveis hidroclimáticas para condição de  $c_a=580$  ppm refere-se ao cenário A1B que estima  $c_a=580$  aproximadamente para 2070.  $c_a$  é a única componente alterada com relação à Figura 29. As siglas  $g_{s,H_2O}$  (condutância estomática),  $A_n$  (assimilação de  $\text{CO}_2$ ),  $WUE$  (eficiência do uso da água),  $T_{sv}$  (temperatura da folhagem),  $TR$  (transpiração) com subscrito 380 e 580, referem-se a condição de  $c_a=380$  e  $c_a=580$  ppm, respectivamente. . . . . 68
31. Magnitude de aumento (acima de 1) ou diminuição (abaixo de 1) das variáveis da Figura 30. O triângulo invertido representa a média dos dados e a linha em vermelho a mediana. Os intervalos acima e abaixo da caixa foi calculado como  $1,5*Q_3$  e  $1,5*Q_1$ , respectivamente. Q representa cada quartil do gráfico de caixa. . . . . 69

A.1. Eficiência marginal do uso da água durante 10 dias selecionados de novembro de 2013. . . . . A7

# LISTA DE TABELAS

1.	Modelo regressivo desenvolvido para previsão do deficit de água no caule de <i>V. divergens</i> para o período entre 2013 e 2015. . . . .	49
2.	Estatística e parâmetros estimados e fixados referentes ao modelo regressivo da Equação 21 . . . . .	51
A1.	Parâmetros e constantes usados para modelagem dos fluxos . . . . .	A2

# LISTA DE SÍMBOLOS

$\alpha$	Parâmetro de Genuchten-Mualem [MPa <sup>-1</sup> ]	33
$\beta_T$	Coefficiente de expansão térmica do ar [K <sup>-1</sup> ]	15
$\Delta W$	Déficit de água na planta [ $\mu\text{m}$ ]	22
$\varepsilon$	Emissividade do solo	27
$\eta$	Coefficiente de extinção de $K_e$	29
$\eta_s$	Parâmetro de ajuste para $\lambda_{op}$ [-]	A6
$\Gamma_v$	Função de balanço de radiação no dossel	28
$\Gamma_s$	Função de balanço de radiação no solo	28
$\kappa$	Coefficiente de Van Kármán [-]	30
$\lambda$	Calor latente de vaporização da água [J kg <sup>-1</sup> ]	26
$\lambda_{op,max}^*$	Valor máximo de $\lambda_{op}$ em $c_a = 400\text{ppm}$ [MPa]	A6
$\lambda_{op}$	Multiplicador de Lagrange para otimização de $g_{s,CO_2}$ [-]	32
$\nu_c$	Difusividade cinemática molecular do ar [m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup> ]	15
$\nu_T$	Difusividade térmica do ar [m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup> ]	15
$\phi_M(\zeta)$	Função de estabilidade de momento	30
$\Psi_E(\zeta)$	Função de estabilidade umidade integrada	31
$\Psi_H(\zeta)$	Função de estabilidade de calor sensível integrada	31
$\Psi_M(\zeta)$	Função de estabilidade de momento integrada	30
$\psi_P$	Potencial de água na planta [MPa]	9

$\psi_s$	Potencial de água no solo [MPa].....	8
$\psi_{50}$	Potencial a 50% de perda de condutividade [MPa].....	35
$\rho$	Densidade do ar [ $\text{kg m}^{-3}$ ].....	26
$\rho_F$	Densidade florestal [ $\text{ind m}^{-2}$ ].....	36
$\rho_L$	Densidade foliar [ $\text{m}^2\text{m}^{-3}$ ].....	9
$\rho_r$	Densidade de área de raízes [ $\text{m}^2\text{m}^{-3}$ ].....	8
$\rho_w$	Densidade da água [ $\text{kg m}^{-3}$ ].....	8
$\rho_{av}$	Concentração de vapor de água no ar do dossel [ $\text{kg m}^{-3}$ ].....	27
$\sigma$	Constante de Stefan-Boltzmann.....	27
$\theta_L$	Umidade da planta [ $\text{m}^3\text{m}^{-3}$ ].....	9
$\theta_r$	Umidade do solo residual [ $\text{m}^3\text{m}^{-3}$ ].....	33
$\theta_s$	Umidade do solo [ $\text{m}^3\text{m}^{-3}$ ].....	8
$\theta_{min}$	Umidade do solo mínima para $r_{soil}$ [ $\text{m}^3\text{m}^{-3}$ ].....	32
$\zeta$	Número adimensional.....	30
$A(e_{am})$	Amplitude estimada da variação radial do caule [ $\mu\text{m}$ ].....	22
$a, b$	Parâmetros ajustados da regressão linear, ( $A(e_{am})$ ).....	22
$a_1, a_2$	Parâmetros fotossintéticos [ $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ].....	32
$a_v$	Albedo do dossel.....	27
$A_L$	Área foliar [ $\text{m}^2$ ].....	10
$A_s$	Área do xilema ativo [ $\text{m}^2$ ].....	10
$A_n$	Assimilação líquida de pelas folhas de $\text{CO}_2$ [ $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ].....	32
$c_a^*$	Valor de referência para $c_a$ [ppm].....	A6
$c_d$	Coefficiente de arrasto foliar.....	29
$C_f$	Capacitância do dossel [ $\text{J K}^{-1}\text{m}^{-2}$ ].....	27

$C_g$	Capacitância do solo [ $J K^{-1} m^{-2}$ ]	27
$c_p$	Calor específico do ar [ $J kg^{-1} K^{-1}$ ]	26
$C_s$	Calor específico da fração sólida do solo [ $J kg^{-1} K^{-1}$ ]	27
$C_s$	Capacitância hidráulica do solo [ $MPa^{-1}$ ]	8
$C_t$	Coefficiente de transferência [-]	30
$C_v$	Calor específico volumétrico [ $J kg^{-1} m^{-3}$ ]	27
$C_w$	Calor específico da fração úmida do solo [ $J kg^{-1} K^{-1}$ ]	27
$c_w$	calor específico da água [ $J kg^{-1} K^{-1}$ ]	26
$C_{tree}$	Capacitância da planta [ $m^3 m^{-2} MPa^{-1}$ ]	9
$C'_{tree}$	Capacitância da planta [ $kg m^{-3} MPa^{-1}$ ]	9
$d$	Deslocamento do plano zero [m]	30
$d_l$	Largura média foliar [m]	30
$d_R$	Diâmetro médio das raízes [m]	34
$e^*$	Pressão de vapor de saturação [MPa]	14
$E_s$	Evaporação do solo [ $m^3 m^{-2} s^{-1}$ ]	8
$E_s$	Evaporação do solo [ $m^3 m^{-2} s^{-1}$ ]	9
$E_s$	Viscosidade cinemática [ $m^3 m^{-2} s^{-1}$ ]	9
$e_{am}$	Média mensal da pressão atual de vapor [kPa]	22
$e_{av}$	Pressão atual de vapor no interior do dossel [MPa]	14
$ET$	Evapotranspiração [mm]	59
$f_c$	Fluxo bruto de $CO_2$ [ $mol m^{-2} s^{-1}$ ]	32
$f_h$	Umidade relativa fracional do solo	26
$F_s$	Fluxo de água no solo [ $m^3 m^{-2} s^{-1}$ ]	8
$G$	Fluxo de calor no solo [ $W m^{-2}$ ]	27

$g$	Aceleração da gravidade [ $\text{m s}^{-2}$ ]	8
$g_P$	Condutância global da planta [ $\text{m MPa}^{-1}\text{s}^{-1}$ ]	35
$g_{bv}$	Condutância aerodinâmica do dossel [ $\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ]	14
$g_{L-A}$	Condutância macroscópica entre folhas e atmosfera [ $\text{m MPa}^{-1}\text{s}^{-1}$ ]	14
$g_{Pmax}$	Condutância máxima da planta [ $\text{m MPa}^{-1}\text{s}^{-1}$ ]	10
$g_{s,CO_2}$	Condutância estomática para $\text{CO}_2$ [ $\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ]	32
$g_{s,H_2O}$	Condutância estomática para $\text{H}_2\text{O}$ [ $\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ]	14
$g_{sr}$	Condutância global entre solo e raízes [ $\text{m MPa}^{-1}\text{s}^{-1}$ ]	10
$H$	Carga hidráulica [m]	8
$h$	Altura da base do dossel [m]	30
$H_v$	Fluxo de calor sensível do dossel [ $\text{W m}^{-2}$ ]	26
$h_v$	Altura fonte/sumidouro [m]	26
$H_a$	Fluxo de calor sensível para atmosfera [ $\text{W m}^{-2}$ ]	26
$h_c$	Altura do dossel [m]	10
$h_f$	Umidade relativa fracional da cavidade estomática	26
$h_m$	Altura de medida da velocidade do vento [m]	26
$H_s$	Fluxo de calor latente do solo [ $\text{W m}^{-2}$ ]	26
$H_s$	Fluxo de calor sensível do solo [ $\text{W m}^{-2}$ ]	26
$h_s$	Fator de ajuste da umidade relativa no solo	26
$h_x$	Altura fictícia dos vasos xilemáticos [m]	10
$k$	Coefficiente de extinção da luz	27
$K_e(z)$	Difusividade dos vórtices em $z$ [ $\text{m}^2\text{s}^{-1}$ ]	29
$k_L$	Condutividade hidráulica específica das folhas [ $\text{kg m}^{-3}\text{MPa}^{-1}\text{s}^{-1}$ ]	10
$k_P(\psi_P)$	Condutividade hidráulica da planta [ $\text{m s}^{-1}$ ]	9

$k_r$	Condutância entre das raízes [ $s^{-1}$ ]	34
$K_s$	Condutividade de água no solo insaturado [ $m s^{-1}$ ]	8
$k_s$	Condutância entre solo e a superfície das raízes [ $s^{-1}$ ]	34
$K_{e_{h_c}}$	Difusividade dos vórtices em $h_c$ [ $m^2 s^{-1}$ ]	29
$k_{P,max}$	Condutividade hidráulica máxima da planta [ $m s^{-1}$ ]	10
$k_{P,sap}$	Condutividade hidráulica específica do xilema ativo [ $kg m^{-3} MPa^{-1} s^{-1}$ ]	10
$k_{sat}$	Condutividade hidráulica do solo saturado [ $m s^{-1}$ ]	33
$L$	Drenagem [ $m^3 m^{-2} s^{-1}$ ]	8
$L_0$	Comprimento de Monin-Obukhov [m]	31
$l_c$	Comprimento de mistura [m]	29
$l_f$	Espessura média foliar [m]	27
$LAD(z)$	Densidade de área foliar [ $m^2 m^{-3}$ ]	9
$LE_v$	Fluxo de calor latente do dossel [ $W m^{-2}$ ]	26
$LE_a$	Fluxo de calor latente para atmosfera [ $W m^{-2}$ ]	26
$LE_s$	Fluxo de calor latente do solo [ $W m^{-2}$ ]	26
$LW$	Radiação de onda longa incidente [ $W m^{-2}$ ]	27
$M_w$	Peso molecular do vapor d'água [ $kg mol^{-1}$ ]	26
$MRS_{amplitude}$	Amplitude medida da variação radial do caule [ $\mu m$ ]	22
$MRS$	Média da variação radial do caule [ $\mu m$ ]	21
$n$	Parâmetro de Genuchten-Mualem [-]	33
$P$	Pressão atmosférica [MPa]	33
$p_1$	Parâmetro de ponderação de $\psi_l$ para o caule [-]	36
$P_r$	Permeabilidade das raízes [s]	34
$PAR$	Radiação fotossinteticamente ativa [ $\mu mol^{-1} s^{-1} m^{-2}$ ]	19

$P_t$	Precipitação [mm] .....	8
$Q$	Escoamento superficial [ $m^3 m^{-2} s^{-1}$ ] .....	8
$Q_r$	Taxa de captação de água específica das raízes [ $m^3 m^{-2} s^{-1}$ ] .....	8
$q_r$	Captação de água pelas raízes [ $m^3 m^{-2} s^{-1}$ ] .....	8
$R$	Constante dos gases ideais [ $J mol^{-1} K$ ] .....	26
$r_a$	Resistência aerodinâmica acima do dossel [ $s m^{-1}$ ] .....	26
$r_{bv}$	Resistência da camada limite do dossel [ $s m^{-1}$ ] .....	26
$r_{sH_2O}$	Resistência estomática [ $s m^{-1}$ ] .....	26
$r_{soil}$	Resistência das camadas do solo [ $s m^{-1}$ ] .....	26
$r_{ss}$	Resistência aerodinâmica do solo [ $s m^{-1}$ ] .....	26
$RAD(z)$	Densidade de área de raízes [ $m^2 m^{-3}$ ] .....	8
$Rn_v$	Saldo de radiação absorvida pelo dossel [ $W m^{-2}$ ] .....	27
$Rn_s$	Saldo de radiação absorvida pelo solo [ $W m^{-2}$ ] .....	27
$s$	Constante representando $c_i/c_a$ de longo prazo [-] .....	32
$S_e$	Umidade do solo normalizada [-] .....	33
$SW$	Radiação de onda curta incidente [ $W m^{-2}$ ] .....	27
$t$	Coordenada de tempo [s] .....	8
$T_a$	Temperatura do ar [K] .....	26
$T_r$	Taxa de transpiração específica das folhas [ $m^3 m^{-2} s^{-1}$ ] .....	9
$T_{av}$	Temperatura do ar no interior do dossel [K] .....	14
$T_{s,30cm}$	Temperatura medida a 30 cm [K] .....	29
$T_{sv}$	Temperatura da superfície das folhas [K] .....	14
$T_{ss}$	Temperatura da superfície do solo [K] .....	26
$tc$	Mudança de fase [h] .....	22

<i>TR</i>	Transpiração [ $\text{m}^3\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ]	8
<i>u</i>	Velocidade do vento [ $\text{m s}^{-1}$ ]	15
<i>u*</i>	Velocidade de fricção [ $\text{m s}^{-1}$ ]	30
<i>u<sub>hc</sub></i>	Velocidade do vento em <i>h<sub>c</sub></i> [ $\text{m s}^{-1}$ ]	29
<i>VPD</i>	Déficit de pressão de vapor de água na atmosfera [MPa]	14
<i>W</i>	Volume/massa de água armazenada na planta [ $\text{m}^3/\text{kg (H}_2\text{O)}$ ]	10
<i>W<sub>0</sub></i>	Estoque inicial de água no caule [ $\text{kg(H}_2\text{O)}$ ]	36
<i>WEU</i>	Eficiência marginal do uso da água [ $\text{g (CO}_2\text{ kg(H}_2\text{O)}^{-1})$ ]	32
<i>WR<sub>s</sub></i>	Perda acumulada de água pelo solo [mm]	59
<i>x</i>	Função de correção de estabilidade	31
<i>z</i>	Coordenada vertical [m]	8
<i>z<sub>0</sub></i>	Comprimento da rugosidade para o dossel [m]	31
<i>Z<sub>R</sub></i>	Profundidade média do sistema radicular [m]	8
<i>z<sub>0g</sub></i>	Comprimento da rugosidade do solo [m]	29
<i>z<sub>0m</sub></i>	Comprimento da rugosidade para o dossel para momento [m]	31
<i>C<sub>1</sub></i>	Constante para o número de Nusselt	15
<i>C<sub>2</sub></i>	Constante para o número de Nusselt	15
<i>C<sub>3</sub></i>	Constante para o número de Nusselt	15
<i>D<sub>L</sub></i>	Dimensão característica foliar [m]	15
<i>Gr</i>	Número de Grashof	15
<i>LAI</i>	Índice de área foliar [ $\text{m}^2\text{m}^{-2}$ ]	9
<i>Nu</i>	Número de Nusselt	15
<i>RAI</i>	Índice total de área de raízes [ $\text{m}^2\text{m}^{-2}$ ]	8
<i>Re</i>	Número de Reynolds	15
<i>SAI</i>	Índice de área de xilema ativo [ $\text{m}^2\text{m}^{-2}$ ]	10

# RESUMO

SALLO, F. S. Dinâmica da água no sistema solo-vegetação-atmosfera em floresta de *Vochysia divergens* Pohl monodominante no Pantanal. Cuiabá, 2016, 120f. Tese (Doutorado em Física Ambiental) -Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso.

Os modelos de transferência do sistema solo-vegetação-atmosfera (SVATs) têm sido aprimorados com a inclusão de informações sobre os processos e mecanismos de transporte de água e de troca de gases com a atmosfera. Essa atualização ocorre conforme os estudos avançam na compreensão desses processos. Um dos processos que pode aprimorar os modelos de transferência é o estoque/armazenamento de água na vegetação. Tal processo é dinâmico, varia conforme as condições de demanda por água da atmosfera e disponibilidade hídrica do solo, e influencia na taxa transpiratória e na assimilação de CO<sub>2</sub>. Posto isso, este trabalho teve como objetivo investigar a dinâmica do estoque de água de *V. divergens*, espécie monodominante do Pantanal Mato-grossense, visando contribuir com um melhor entendimento destes processos bem com suas interações com variáveis ambientais, por meio de duas abordagens: (i) medidas dendrométricas de alta resolução com exploração de dados usando técnica de análises de séries temporais de dois anos estudados, em que se avaliaram o déficit de água das plantas ( $\Delta W$ ), e a dinâmica do estoque de água no caule (ciclo diário do caule) usando metodologia de fases (contração, recuperação e incremento) e relacionando o estoque de água às variáveis ambientais ( $VPD$ ,  $e_a$ ,  $T_a$  e  $\theta_s$ ); (ii) modelagem da dinâmica, com validação qualitativa, do estoque de água, e conseqüentemente avaliação, pelo modelo, das trocas gasosas de vapor de água e CO<sub>2</sub> levando em conta a variação da disponibilidade hídrica do solo e da concentração de CO<sub>2</sub> atmosférico ( $c_a$ ). Na primeira abordagem, a variação do déficit de água ( $\Delta W$ ) bem como o do estoque de água em *V. divergens* apresentaram sazonalidade bem definida, sendo que no período mais seco (setembro) ocorreram os níveis mais baixos enquanto no período mais úmido (inundado, março) ocorreram os níveis mais altos para ambas as variáveis. O déficit de água correlacionou-se não linearmente ( $R^2 = 0,71$ ) com as variáveis ambientais, mas seguiu a variação do conteúdo de água no solo ( $\theta_s$ ), enquanto que a variação média do ciclo diário do caule relacionou-se sinusoidalmente ao amortecimento exponencial à pressão de vapor de água (média de  $e_a$ ) com EP  $\pm 0,093$  (Erro Padrão). Na segunda abordagem, a dinâmica da variação do estoque de água e foi coerentemente modelada pelo SVAT, obtendo  $R^2 = 0,725$  com EP  $\pm 0,213$ . A taxa de transpiração estimada foi em média  $3,45 \text{ mm d}^{-1}$ . O estoque de água na vegetação correspondeu ao intervalo entre 15 a 33% da transpiração diária. A taxa de assimilação de CO<sub>2</sub> foi em média de  $5,23 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$  quando  $c_a = 380$  ppm, ainda nesta condição, a eficiência do uso da água ( $WUE$ ) e a condutância estomática decresceram com a redução da disponibilidade hídrica do solo e,

aumento do *VPD*. Para um cenário de  $c_a = 580$  ppm, a assimilação aumentou cerca de 40% e *WUE* cerca de 70%, enquanto que a transpiração reduziu aproximadamente 10%, o que sugere certa retroalimentação positiva com a temperatura ou *VPD*. Neste cenário, a condutância estomática e a assimilação tenderam a aumentar com a redução da disponibilidade hídrica e aumento do *VPD*, significando menor sensibilidade a períodos secos.

**Palavras-chave:** Estoque de água na vegetação, déficit de água na vegetação, SVAT, modelagem, transpiração.

# ABSTRACT

SALLO, F. S. Water dynamics in the soil-vegetation-atmosphere system in a monodominant forest in the Pantanal. Cuiabá, 2016, A7f. Doctoral degree in Environmental Physics - Physical Institute, Federal university of Mato Grosso.

Models transfer of soil-vegetation-atmosphere system (SVATs) have been enhanced with the inclusion of information about the processes and mechanisms of water transport and gas exchange with the atmosphere. This update occurs as the studies advance towards understanding of these processes. One of the processes that can improve the transfer models is the vegetation or plant water storage. This process is dynamic, it varies according to the conditions of atmosphere water demand and soil water availability, and influences the transpiration rate and CO<sub>2</sub> assimilation. From this, this study aimed to investigate the water storage dynamics in *V. divergens*, a monodominant species in the Pantanal of Mato Grosso, through two approaches: (i) mining high-resolution dendrometric data using temporal analysis technique over 2-year study, from which evaluated the plant water deficit ( $\Delta W$ ), and stem water storage dynamics (stem daily cycle) using a phase methodology (i.e, contraction, recovery and increment) and correlating the water storage with environmental variables ( $VPD$ ,  $e_a$ ,  $T_a$  and  $\theta_s$ ); (ii) modeling the dynamics of water storage, with qualitative validation, and subsequently estimatives by the model of water vapor and CO<sub>2</sub> gas exchanges, taking into account the variation of soil water availability and the atmospheric CO<sub>2</sub> concentration ( $c_a$ ). In the first approach, the variation of the water deficit ( $\Delta W$ ) and the water storage in *V. divergens* showed well-defined seasonality, in which the lower levels occurred during the dry season (September), while in the wet season (flooded period, March) occurred the highest levels. The water deficit correlated ( $R^2 = 0,71$ ) non-linearly with the environmental variables but followed the variation of soil water content ( $\theta_s$ ), while the average daily variation of the stem cycle correlated sinusoidally with exponential damped associated to water vapor pressure ( $e_a$  mean) with  $SE \pm 0.093$  (Standard Error). In the second approach, the dynamics of change in the water storage was consistently modeled by SVAT, obtaining a  $R^2 = 0.725$  with  $SE \pm 0.213$ . The averaged estimated transpiration rate was  $3.45 \text{ mm d}^{-1}$  and the vegetation water storage corresponded between 15-33% of the daily transpiration. The CO<sub>2</sub> assimilation rate was on average  $15 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$  when  $c_a = 380 \text{ ppm}$ , in this condition, the water use efficiency ( $WUE$ ) and stomatal conductance decreased with the reduction of soil water availability and with increased  $VPD$ . For a scenario of  $c_a = 580 \text{ ppm}$ , the CO<sub>2</sub> assimilation increased by about 40% and  $WUE$  about 70%, while transpiration reduced approximately 10%, suggesting some positive feedback due to temperature. In this scenario, stomatal conductance and CO<sub>2</sub> assimilation tend to increase with the reduction of water availability and

increase with  $VPD$ , meaning lower sensitivity to dry periods.

**Keywords:** Stem water storage, stem water deficit, SVAT, modelling, transpiration.

# Capítulo 1

## INTRODUÇÃO

As mudanças no uso e na cobertura do solo, em escala local e regional, do norte do Pantanal, proporcionada pelo avanço de um tipo de vegetação arbórea de grande porte, uma Vochysiaceae, localmente conhecida como Cambará sobre áreas de pastagem ou com vegetação arbustiva. Essas mudanças, dependendo de sua extensão, causam várias alterações em aspectos ambientais como nos ciclos biogeoquímicos, na hidrologia, na hidrometeorologia e na ecologia de um ambiente. Assim, esta tese é parte integrante deste contexto, no entendimento dessas mudanças, buscando contribuir especificamente com um estudo da dinâmica da água no ambiente florestal que avança em extensão no Pantanal como um todo (POTT; SILVA, 2015).

Nas próximas seções da presente tese, são apresentados dois principais eixos que nortearam este estudo, que se conectam à ideia central que é tema desta tese, a dinâmica da água no sistema solo-vegetação-atmosfera. Mas antes, serão apresentadas algumas questões que atualmente vêm sendo investigadas, neste campo da ciência, por pesquisadores ao redor do mundo e que, portanto, são assuntos que estão no estado da arte e/ou para além deste, ou seja, aqueles dos quais ainda não se tem uma visão consolidada e que necessitam de mais estudos. Então, dos dois eixos principais, o primeiro deles será um estudo qualitativo que visa investigar como a vegetação e a água estocada ou armazenada dentro dela, no tecido vascular de uma vegetação florestal, interagem com o ambiente e suas nuances ao longo do tempo, buscando entender se, por exemplo, a disponibilidade hídrica do solo ou a demanda evaporativa da atmosfera e/ou ainda a temperatura do ar influenciam no estoque de água da vegetação. O segundo eixo será uma abordagem mais quantitativa por meio da modelagem físico-matemática da radiação e do balanço de massa trocada entre o solo, a vegetação e a atmosfera, tendo a água como principal componente investigada. Nesta abordagem será possível identificar como a água é transferida entre estes ambientes (solo  $\implies$  vegetação  $\implies$  atmosfera), quantificá-la, além de explorar alguns fenômenos que ocorrem quando tais ambientes são acoplados ou interligados, sendo mais conhecido como sistema

solo-vegetação-atmosfera.

Mundialmente, grupos de pesquisas têm usado modelos do sistema solo-vegetação-atmosfera para investigar a dinâmica da água em diversos ecossistemas (SIQUEIRA et al., 2006; CHRISTOFFERSEN et al., 2014; SAURER et al., 2014) para compreender questões cruciais relativas à mudança climática sobre os recursos hídricos como: a aceleração do ciclo hidrológico e o aumento do escoamento superficial (GEDNEY et al., 2006; GOOD et al., 2015) podem ser causados pelo aumento da concentração de CO<sub>2</sub> e/ou temperatura ou ainda pela mudança do uso e ocupação do solo? (GEDNEY et al., 2006) A transpiração aumentaria com o aumento de CO<sub>2</sub> e/ou da temperatura? (KATUL et al., 2012). A dinâmica do conteúdo de água no solo poderia influenciar na precipitação convectiva? (DALY et al., 2004; SIQUEIRA et al., 2009; GHANNAM et al., 2016).

## 1.1 PROBLEMÁTICA

O Pantanal Mato-Grossense é uma importante área tanto do ponto de vista ecológico, possuindo rica diversidade de fauna e flora, quanto hidrológico, sendo a entrada dos principais cursos d'água da Bacia do Paraguai, que contribuem com a dinâmica da inundação dessa área. As florestas com dominância de *Vochysia divergens* Pohl, espécie que se adaptou à dinâmica de inundação (ARIEIRA; CUNHA, 2006), têm se expandido pelo Pantanal e, portanto, têm merecido diversos estudos relacionados à ecologia (ARIEIRA; CUNHA, 2006), à ecofisiologia (DALMAGRO et al., 2013) e hidrologia (SANCHES et al., 2011). Uma das componentes do ciclo hidrológico que pode ser influenciada pela expansão destas florestas é a evapotranspiração que pode aumentar com o aumento da transpiração, dado que as árvores podem acessar a água em camadas mais profundas do solo em períodos secos. Adicionalmente, embora o Pantanal seja uma área bem conhecida mundialmente e de relevância ecológica, ainda existem poucos estudos ecohidrológicos ou hidrometeorológicos investigando a relação da floresta com o ambiente.

Sabe-se que as árvores desempenham um papel fundamental na dinâmica do sistema solo-vegetação-atmosfera, no acoplamento dos ciclos hidrológico e do carbono (HUTJES et al., 1998; LEVIA et al., 2011). Em regiões de florestas, aproximadamente 50% da precipitação retorna para a atmosfera através da transpiração (OKI; KANAE, 2006). Além disso, a variação no estoque de água na vegetação pode afetar a fotossíntese, a troca líquida do ecossistema (*Net Ecosystem Exchange*- NEE) e, portanto, o acúmulo de biomassa (TURCOTTE et al., 2011). Na região alvo desse estudo, o Pantanal Mato-Grossense, uma das principais formações florestais é representada pela espécie *V. divergens* (ARIEIRA; CUNHA, 2006; POTT; SILVA, 2015) que se alastra por todo o Pantanal rapidamente (POTT; SILVA, 2015) e a qual é objeto deste estudo. Sabe-se também que a sazonalidade climática e, consequente-

mente, a disponibilidade hídrica de uma região pode controlar a dinâmica das componentes mencionadas (NEE, fotossíntese, estoque de água na vegetação etc.). Neste contexto, surge um primeiro questionamento: será que essa vegetação florestal do Pantanal é acometida pela sazonalidade climática? E ainda, tal formação florestal sofre algum tipo de estresse ao longo do ano? Quais variáveis ambientais são mais importantes na relação vegetação-ambiente? Uma das maneiras de se investigar algumas dessas perguntas tem sido por meio de medições dendrométrica de alta resolução que, especificamente, são utilizadas para observar a variação do estoque de água no caule e, por meio de análise de séries temporais aliadas às medições micrometeorológicas, que interagem com a vegetação e com o conteúdo de água no solo (ZWEIFEL et al., 2005; DREW et al., 2011; DEVINE; HARRINGTON, 2011; KING et al., 2013). Essas questões são motivadoras e norteadoras de alguns dos objetivos deste estudo.

Com exceção de Sanches et al. (2011), quem quantificaram a evapotranspiração em floresta de *V. divergens*, não existem quaisquer outros estudos que abordam quantitativamente processos ecohidrológicos deste tipo de vegetação no Pantanal. Os processos ecohidrológicos ocorrendo no sistema solo-vegetação-atmosfera como transpiração, armazenamento de água na vegetação, eficiência do uso da água, controle estomático e assimilação de CO<sub>2</sub>, podem ser investigados quantitativamente por meio de modelos biofísicos de interação biosfera-atmosfera, que possibilitam fazer estimativas destes processos acoplados. Tais modelos são produzidos por vários grupos de pesquisa ao redor do mundo, cada qual com sua particularidade e adaptados para representar cada região do globo (MATHENY et al., 2014; CHRISTOFFERSEN et al., 2014). Os modelos usam diferentes tipos de formulação de condutância estomática e hidráulica de planta mas ainda não está claro qual tipo de formulação melhor representa os processos envolvendo a transferência dos gases (CO<sub>2</sub>, vapor de H<sub>2</sub>O) entre a superfície e a atmosfera (MATHENY et al., 2014; STOCKER et al., 2013).

Adicionalmente esses modelos, quando validados, permitem fazer prognósticos dos processos por eles representados, permitindo descrever o comportamento desses processos em cenários de mudanças climáticas e ambientais, como exemplo o aumento da concentração de CO<sub>2</sub> na atmosfera e/ou o prolongamento do período seco de uma região. A relação entre fatores abióticos (variáveis ambientais) e bióticos (vegetação) se torna particularmente difícil devido à não-linearidade das interações de curto prazo do sistema solo-vegetação-atmosfera. Assim, outro importante interesse do modelamento dos processos é avaliar como ocorre, por exemplo, a influência da disponibilidade hídrica (fator abiótico) na regulação estomática (fator biótico), que conseqüentemente controla a fotossíntese (LAGANIS et al., 2008; STEPPE et al., 2008; MANZONI et al., 2015), e/ou como a demanda por vapor d'água da atmosfera (fator abiótico) influencia na transpiração (fator biótico)? Estes questionamentos ajudaram no delineamento dos objetivos desta tese.

## 1.2 JUSTIFICATIVA

A dinâmica da água no sistema solo-vegetação-atmosfera em florestas de *V. divergens* não foi ainda estudada de forma acoplada. Nos estudos desenvolvidos sobre este assunto se preocuparam em investigar as componentes separadamente, estudando o solo (umidade, infiltração, fluxo de calor), a vegetação (crescimento, transpiração, medidas potenciais de condutância e de fotossíntese por meio de intercâmbio gasoso à luz de saturação) e a atmosfera (condutância aerodinâmica). Além disso, aspectos ecohidrológicos relacionados à vegetação, como o estoque de água e sua relação com o clima, ainda permaneciam sem estudos.

De forma geral, o acoplamento desse sistema é importante para compreender a interação dos mecanismos, que de forma isolada não é possível tal entendimento. Um exemplo seria, como a secagem do solo interfere na transpiração e assimilação de CO<sub>2</sub> simultaneamente e ao longo do tempo. Para isso, a modelagem deste sistema é necessária.

Dessa forma tem-se o objetivo de investigar a dinâmica do estoque de água em *V. divergens* e sua relação com variáveis ambientais e modelá-la usando de um esquema de transferência de massa e energia, SVAT (*Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer*), baseado em modelos de big-leaf. Assim, como objetivos específicos têm-se:

- divisão das séries temporais obtidas por dendrômetros de alta resolução em três fases: contração, recuperação e incremento conforme metodologia de (DESLAURIERS et al., 2011);
- analisar a série dendrométrica em termos de sazonalidade e relacioná-la com variáveis ambientais tais como temperatura, umidade relativa do ar, radiação solar incidente e conteúdo de água no solo;
- desenvolver modelo para computar os fluxos de massa e calor no sistema solo-vegetação-atmosfera de forma acoplada, incluindo balanço de energia, hidráulica de planta e otimização estomática com restrição hídrica;
- analisar a evaporação do solo, transpiração, captação de água pelas raízes, estoque de água na vegetação, condutância estomática, assimilação de CO<sub>2</sub> e eficiência no uso da água, como saída do modelo.

## Capítulo 2

# FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 2.1 PANTANAL

O Pantanal foi declarado patrimônio nacional pela constituição brasileira e declarado como Reserva da Biosfera e Patrimônio Natural da Humanidade pela UNESCO. O Pantanal é uma das maiores planícies de inundação do mundo. É um bom exemplo da complexidade hidrológica das zonas alagadas (JUNK et al., 2006; GIRARD et al., 2010; FANTIN-CRUZ et al., 2011; PAZ et al., 2011), cobrindo uma área de cerca de 140.000 km<sup>2</sup> na Bacia Hidrográfica do Alto Paraguai, estendendo-se por todo oeste do Brasil e partes da Bolívia e do Paraguai, composto por diferentes formações florestais, como ripária, cerrado, e áreas dominadas por gramíneas naturais (BERGIER; ASSINE, 2016; PAZ et al., 2011).

As atividades humanas na região são fortemente reguladas pelo regime hidrológico, como navegação, criação de gado e agricultura. Por exemplo, as terras disponíveis para a pecuária e agricultura são dependentes da extensão da inundação em cada estação chuvosa (JUNK et al., 2006; JUNK et al., 2014). Por outro lado, a inundação das várzeas desempenha um papel fundamental em vários fenômenos e processos ecológicos (JUNK et al., 2014) e, assim, o regime de fluxo dos rios e corixos (córregos intermitentes) e os padrões de inundação das várzeas do Pantanal regulam fortemente o funcionamento, a integridade e a conservação do ecossistema, o que o torna muito vulnerável a alterações provocadas pelo homem (JUNK et al., 2014). Várias atividades humanas, como a agricultura, a pecuária, construção de barragens e outras mudanças nas condições hidrológicas, estão ameaçando o equilíbrio ecológico do Pantanal (JUNK et al., 2014; BRAVO et al., 2014).

Devido à sua enorme ocupação espacial e pela sua disponibilidade hídrica, principalmente na estação chuvosa, o Pantanal contribui substancialmente com o transporte de água da superfície para a atmosfera, a qual redistribui este vapor de água para outros estados, São Paulo, Paraná entre outros e países como Paraguai, Bolívia e Argentina. Além disso, influencia nas altas taxas de evapotranspiração nesta região, que é maior que a precipitação

(GONÇALVES et al., 2011). Apesar de sua importância, ainda existem poucos trabalhos investigando esta componente (evaporação e transpiração) do ciclo hidrológico no Pantanal (SANCHES et al., 2011).

## 2.2 ECOHIDROLOGIA E O SISTEMA SOLO-VEGETAÇÃO-ATMOSFERA

A ligação entre os processos hidrológicos e ecossistêmicos (Figura 1) consiste em abordar o ciclo hidrológico a escalas de tempo e espaço variando de segundos e centímetros (escala foliar) até décadas e, ampliando espacialmente a escala para regional. Desta forma, nota-se que para um melhor entendimento dos processos e fenômenos envolvendo este assunto, necessita-se de uma visão mais abrangente, sem superficialismo, com um contexto multidisciplinar aliando hidrologia, hidrometeorologia, ecologia e ciências do solo (PORPORATO; RODRIGUEZ-ITURBE, 2002). Esta abrangência está contida em um campo da ciências ambientais aplicadas chamado de ecohidrologia (ZALEWSKI et al., 1997; RODRIGUEZ-ITURBE et al., 2001; D'ODORICO et al., 2010).

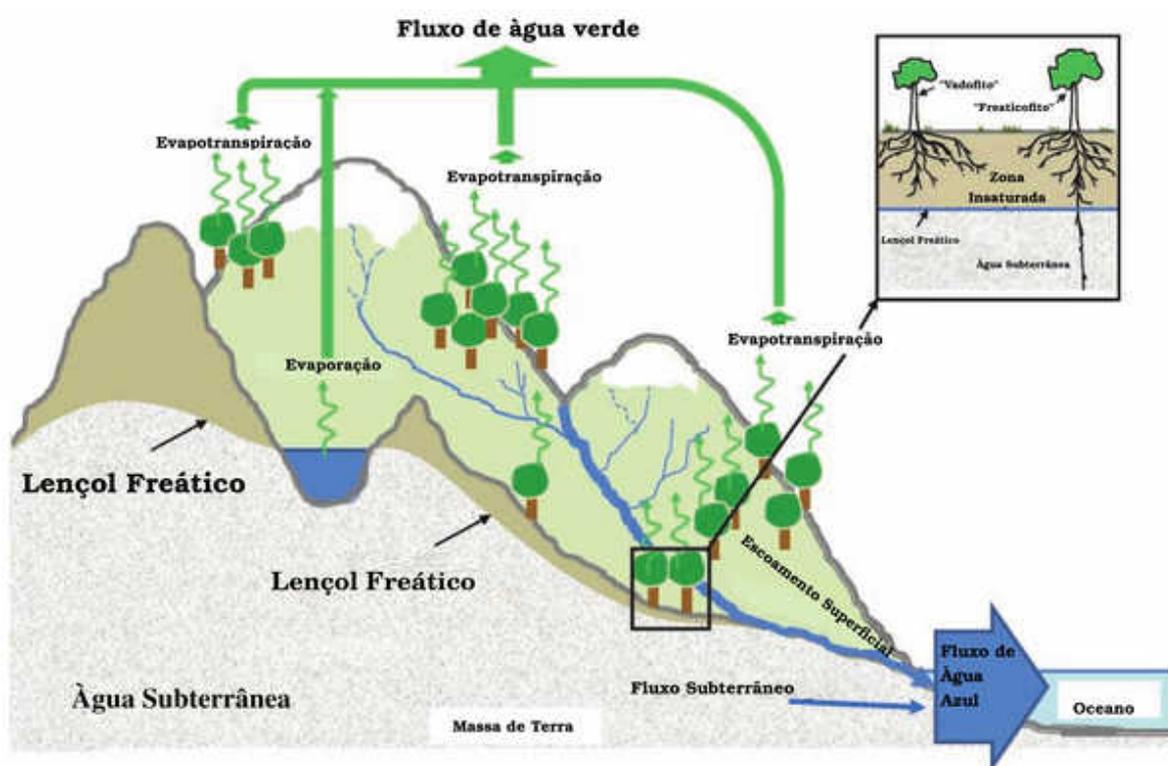


Figura 1: Esquema representando alguns fluxos continentais. Fonte: adaptado de (D'ODORICO et al., 2010).

A ecohidrologia surgiu na conferência da UNESCO de Paris em 1997 (ZALEWSKI

et al., 1997) pela motivação de que o ciclo hidrológico necessitava ser estudado abrangendo processos biológicos, principalmente, em uma escala de bacia, objetivando uma melhor gestão da qualidade, da diversidade e da sustentabilidade. É notável que o ciclo hidrológico passa por processos e mecanismos biológicos que, até então, eram negligenciados por hidrólogos.

Neste contexto, termos como "vazão ecológica", "água verde" (fluxo evapotranspirativo) e "água azul" (escoamentos superficial e subterrâneo) (Figura 1) surgiram como importantes conceitos para conservação e otimização do uso da água levando em conta bens e serviços ecológicos (RODRÍGUEZ-ITURBE; PORPORATO, 2007; KATUL et al., 2012). Estima-se que aproximadamente 39% da precipitação continental é convertida em água azul e 61% em água verde (transpiração e evaporação) (D'ODORICO et al., 2010). A zona de raízes é um substancial reservatório de água azul.

No âmbito ecohidrológico, a dinâmica da água é tratada de forma acoplada ou como um contínuo entre os meios, solo, vegetação e atmosfera. Os modelos que descrevem o transporte de água no sistema solo-vegetação-atmosfera (SVAT) tornam-se mais completos e complexos quando processos de pequena escala (folhas) estão inclusos, a exemplo: mecanismos bioquímicos da fotossíntese que regulam a abertura/fechamento estomático; mecanismos hidráulicos (caule e galhos) tal como capacitância hidráulica das plantas, geralmente empregada por vegetação de grande porte, que evitam que mudanças bruscas no potencial hídrico da planta cause formação de cavitação e embolismo nos canais xilemáticos (MANZONI et al., 2013b; MANZONI et al., 2013a). Estes mecanismos são, em geral, não-lineares (KATUL et al., 2012; VOLPE et al., 2013), podendo descritos como problemas de otimização, tal como otimização estomática que maximiza ganhos de  $\text{CO}_2$  ao custo de certa perda de água, isso dificulta o uso intensivo por modelos hidrológicos e climáticos de larga escala (WILLIAMS et al., 1996; BONAN et al., 2014).

Ao equacionar o sistema solo-vegetação-atmosfera de forma acoplada, cada um dos meios deve também ser suficientemente conhecido, uma vez que pode apresentar característica específica que muda a dinâmica do sistema. Separadamente tais meios serão a seguir apresentados, enfocando a vegetação e a modelagem dos fluxos de superfície.

## 2.3 SOLO

O transporte de água em um meio insaturado é convencionalmente descrito pela combinação das leis de conservação de massa e de Darcy (HILLEL, 1998; BITTELLI et al., 2015). A conservação de massa da água em um meio insaturado caracterizado pelo conteúdo de água no solo ( $\theta_s$ ) (e assumindo que  $z$  seja positivo do solo para a atmosfera) é dada pela Equação 1:

$$\frac{\partial \theta_s}{\partial t} = -\frac{\partial F_s}{\partial z} - \rho_r Q_r \quad (1)$$

em que o termo  $-\rho_r Q_r$  representa a absorção de água pelas raízes e,  $\rho_r$ , é a densidade de área de raízes na vertical ( $= \partial RAD(z)/\partial z$ ), que pode ser representado por um função de potência conforme (JACKSON et al., 1996).  $q_r$  depende da diferença dos potenciais hídricos entre o solo e as raízes, podendo ser positivo (capitação de água) ou negativo (redistribuição da umidade). O fluxo vertical no solo é dado pela Equação 2:

$$F_s = -K_s(\theta_s) \frac{\partial H}{\partial z}, \quad (2)$$

em que a carga hidráulica é  $H = [\psi_s(\rho_w g)^{-1} + z]$ , sendo  $\psi_s$  o potencial mátrico do solo,  $\rho_w g$  é peso específico da água (produto entre a aceleração da gravidade  $g$  de sua densidade  $\rho_w$ ).  $K_s$  é a condutividade hidráulica do solo insaturado (veja capítulo 3). Combinando 1 e 2 e expressando o conteúdo de água no solo em termos do potencial hídrico, resultando em:

$$C_s(\psi_s) \frac{\partial \psi_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_s(\psi_s) \left( \frac{1}{\rho_w g} \frac{\partial \psi_s}{\partial z} + 1 \right) \right] - \rho_r Q_r, \quad (3)$$

sendo,

$$C_s(\psi_s) = \frac{d\theta_s}{d\psi_s}, \quad (4)$$

a capacitância hidráulica do solo (ŠIMNEK; HOPMANS, 2009). As formulações para a curva de retenção de água no solo e  $\psi_s$  são descritas no capítulo 3.

Mediante a integração de 1 em  $z$  sobre todo o domínio da profundidade do sistema radicular ( $Z_R$ , 70), obtém-se uma umidade média espacial na vertical, sendo  $\bar{\theta}_s = [Z_R^{-1} \int_0^{Z_R} \theta_s dz]$  a barra denotando a quantidade média. Baseado na média vertical do conteúdo de água no solo, uma representação conjugada (PORPORATO; RODRIGUEZ-ITURBE, 2002; MANZONI et al., 2013b) do balanço hídrico pode ser apresentada, desprezando a água interceptada pelo dossel vegetativo:

$$Z_R \frac{\partial \bar{\theta}_s}{\partial t} = Pt(t) - Q(\bar{\theta}_s) - E_s(\bar{\theta}_s) - TR(\bar{\theta}_s) - L(\bar{\theta}_s) \quad (5)$$

em que,  $Pt$  é a intensidade da precipitação entrando no sistema que é dependente do tempo,  $Q$  é o escoamento superficial,  $TR$  é a transpiração,  $L$  é a drenagem da água abaixo da zona de raízes ( $Z_R$ ), podendo ser calculada como um decaimento exponencial do conteúdo de água no solo ( $L(\theta_s) = a \exp(b\theta_s)$ ),  $E_s$  é a evaporação de água do solo. Todos os fluxos são expressos por unidade de área superficial.  $TR$  e  $E_s$  são descritos no capítulo 3.

## 2.4 VEGETAÇÃO

O transporte de água do sistema radicular até a cavidade subestomática das plantas pode ser tratado analogamente ao fluxo do solo insaturado, e é governado pelos gradientes capilar e gravitacional (BOHRER et al., 2005; MANZONI et al., 2013b).

$$C_{tree}(\psi_P) \frac{\partial \psi_P}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ k_P(\psi_P) \left( \frac{1}{\rho_w g} \frac{\partial \psi_P}{\partial z} + 1 \right) \right] - \rho_L T_r, \quad (6)$$

Aqui,  $T_r$ , é a transpiração específica, por unidade de área foliar, e que depende de  $z$ . A capacitância da planta ( $C_{tree}$ ) pode ser medida por, pelo menos, dois métodos, usando série temporal de fluxo de seiva (PHILLIPS et al., 1997) ou medida pela inclinação da curva de retenção de água do caule com potenciômetros (SCHOLZ et al., 2007; MEINZER et al., 2008a; MEINZER et al., 2008b; SCHOLZ et al., 2008), e especificamente neste caso,  $C'_{tree}$  é dado em unidades volumétricas ( $\text{kg m}^{-3} \text{MPa}^{-1}$ ), conforme Equação 7.

$$C'_{tree} = \frac{d\theta_P}{d\psi_P}. \quad (7)$$

O potencial hídrico da planta ( $\psi_P$ ) poder estimado como uma média dos potenciais de água da raiz ( $\psi_r$ ) e da folha ( $\psi_l$ ) (YU et al., 2007; MANZONI et al., 2013b; ZHANG et al., 2014).  $T_r$  é a transpiração por área foliar e  $\rho_L$  é a densidade de área foliar ( $=\partial \text{LAD}(z)/\partial z$ ).  $\theta_P$  é a umidade da planta (principalmente tecido xilemático). A condutividade hidráulica da planta ( $k_P(\psi_P)$ ) é comumente descrita como uma curva de vulnerabilidade à cavitação, e depende de cada espécie.  $k_P$  é, em geral, medido (SCHOLZ et al., 2007; MEINZER et al., 2008a; CALVO-ALVARADO et al., 2008; SCHOLZ et al., 2011; MANZONI et al., 2013a), e sua formulação origina-se da equação de Hagen-Poiseuille, equação bem conhecida em dinâmica dos fluidos (NIKLAS, 1992). A condutância hidráulica poder ser expressa pela Equação 8.

$$k_P = \frac{\pi \rho_w}{128 \eta} \sum_{i=1}^N d_i^4, \quad (8)$$

em que  $\eta$  é a viscosidade cinemática da água, e  $d_i$  é o diâmetro de cada tubo xilemático que são somados desde  $i$  a  $N$ .  $\rho_w$  é a densidade da água.

Dada a complexidade do caminho da água do contínuo solo-vegetação e por conveniência experimental,  $k_P$  é medido no tronco ( $k_{P,sap}$ , condutividade hidráulica específica) e nas folhas ( $k_L$ ). Assim, diversos pesquisadores têm medido a condutividade hidráulica para várias espécies e biomas (SCHOLZ et al., 2007; SCHOLZ et al., 2008; MEINZER et al., 2008b; CALVO-ALVARADO et al., 2008; MEINZER et al., 2008a), usando a relação  $A_s/A_L$ :

$$k_L = k_{P,sap} \frac{A_s}{A_L} \frac{1}{h_c}, \quad (9)$$

em que  $h_c$  é a altura do dossel vegetativo e,  $A_s$  e  $A_L$  são áreas efetiva do xilema e foliar, respectivamente, ou seja, áreas de transferência de fluídos, principalmente água. A partir disso, uma condutância máxima ( $g_{Pmax}$ ) é estimada conforme Equação 10.

$$g_{Pmax} = k_{P,max}/(\rho_w g h_c) = k_{P,sap} g SAI / (10^6 (\rho_w g h)). \quad (10)$$

O índice de área xilemática, SAI, é concebido igualmente ao LAI e depende do tipo e da densidade florestal, e é dado por unidade de área ( $m^2 m^{-2}$ ). Mais detalhes sobre  $k_{P,sap}$  podem ser encontrados em estudos da literatura especializada (MANZONI et al., 2013a). O termo  $gSAI/(10^6(\rho_w g h))$  é para conversão de unidades (MPa  $\rightarrow$  Pa) e para converter a condutância por área de superfície do terreno (usando SAI).

O transporte de água na planta descrito pela Equação 2 também pode ser compactado em modelos conjugados. (MANZONI et al., 2013b; MANZONI et al., 2014), assumindo que os tubos xilemáticos são homogêneos de comprimento  $h_x$  (uma medida média do comprimento hidráulico dos tecidos da planta, em geral tem aproximadamente a altura do dossel) e que a área de transferência (solo para as folhas) por área de terreno (SAI) seja homogênea, assim a Equação 2 pode ser integrada verticalmente obtendo o balanço de água dentro do dossel vegetativo tal como:

$$h_x \frac{d\theta_P}{dt} = g_{sr}(\bar{\psi}_s - \bar{\psi}_r) - TR, \quad (11)$$

a altura  $h_x$  seria a uma altura fictícia dos vasos xilemáticos,  $g_{sr}$  é a condutância entre o solo e as raízes (detalhes mais adiante). Em termos potenciais, a Equação 11 é transformada para

$$C_{tree} \frac{d\psi_P}{dt} = g_{sr}(\bar{\psi}_s - \bar{\psi}_r) - TR, \quad (12)$$

tal que em termos volumétricos ( $W$ ) e convenientemente normalizado por área de superfície,  $W$  ( $m^3 m^{-2}$ ),  $TR$ , ( $m^3 m^{-2} s^{-1}$ ) e  $C_{tree}$ , ( $m^3 m^{-2} MPa^{-1}$ ), e ainda expandindo  $\psi_P$  em potenciais hídricos do solo ( $\psi_s$ ) e da folha ( $\psi_l$ ), tem-se:

$$\frac{dW}{dt} = \frac{dW}{d\psi_l} \frac{d\psi_l}{dt} = C_{tree} \frac{d\psi_l}{dt} = g_{sr}(\psi_s - \psi_l) - TR. \quad (13)$$

A normalização é conveniente pois desta forma é possível expandir a escala espacial do nível de planta (indivíduo) para vegetação (tipo floresta), uma vez que  $k_{P,sap}$  e outros parâmetros mudam conforme o tipo da vegetação (MANZONI et al., 2013b; MANZONI et al., 2013a).

### 2.4.1 Estoque de água na vegetação

Um outro compartimento importante para o ciclo hidrológico que pertence à vegetação, muito mais importante em florestas de grande porte, é o estoque de água que elas podem armazenar (SCHOLZ et al., 2007; CALVO-ALVARADO et al., 2008; MEINZER et al., 2008b; MATHENY et al., 2015), podendo corresponder a 50% da transpiração diária (KUMAGAI, 2001). Sendo a transpiração a maior parte da água evapotranspirada pela superfície terrestre (Figura 1), a água armazenada nestas florestas, quando são desconsideradas, podem acarretar erros importantes na modelagem do ciclo terrestre da água (KUMAGAI et al., 2009; MATHENY et al., 2014; MATHENY et al., 2015).

A medição da água armazenada na vegetação pode ser feita por meio de medidas de fluxo de seiva e uso de dendrômetros de alta resolução (HERZOG et al., 1995; ČERMÁK et al., 2007; ZWEIFEL et al., 2005; MATHENY et al., 2015). Levando em conta a importância do armazenamento de água na vegetação e sua dinâmica sazonal sujeita às variáveis climáticas e ambientais, vários estudos têm sido realizados acerca desta variável (ARIEIRA; CUNHA, 2006; DESLAURIERS et al., 2007; KUMAGAI et al., 2009; DREW et al., 2011; TURCOTTE et al., 2011; DRAKE et al., 2013; KING et al., 2013; VIEIRA et al., 2013).

Em tais trabalhos, os autores, em geral, investigam a dinâmica do estoque de água na vegetação, sem quantificá-la. Desta forma, o uso de dendrômetros de alta resolução é suficiente para investigar a variação do estoque em função das variações horárias das variáveis climáticas e ambientais, tais como conteúdo de água no solo ( $\theta_s$ ), temperatura e umidade do ar ( $T_a$  e RH), pressão de vapor de água do ar ( $e_a$ ), déficit de pressão de vapor (VPD), entre outras. O uso de dendrometria é também bastante comum na quantificação de sequestro de CO<sub>2</sub>, por florestas naturais ou plantadas, ou ainda para estudos dendrohidroclimáticos os quais investigam climas passados por meio da comparação do padrão dos anéis de crescimento ao clima presente extrapolando-os para tempos remotos (WORBES, 1999; WORBES, 2002). Outra utilização prática de dendrometria está na agricultura de precisão onde a medição do estoque de água está associada à prática de irrigação, em que um certo valor limiar do "status da água" dentro da vegetação indica estresse hídrico (FERNÁNDEZ; CUEVAS, 2010). Tal tecnologia se mostra bastante promissora para esta aplicação, contudo, pouco conhecida no Brasil.

A medida dendrométrica não quantifica o armazenamento de água na vegetação diretamente (em m<sup>3</sup>(H<sub>2</sub>O) ou a variação do estoque no tempo, m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup> (H<sub>2</sub>O)), contudo, mede a flutuação radial (Figura 2) (medida em  $\mu\text{m}$  ou em mm). O maior compartimento da vegetação para armazenamento de água, tratando-se de florestas, é o caule principal (assumindo ser um cilindro ou cone (HERZOG et al., 1995; KUMAGAI, 2001; ČERMÁK et al., 2007; HERZOG et al., 1995; ČERMÁK et al., 2007; MATHENY et al., 2015), ou seja, sabendo a variação radial do caule, e assumindo que toda sua oscilação horária devesse à diferença

entre a captação ou absorção de água pelas raízes e a perda pela transpiração (KING et al., 2013), seria possível calcular a variação do volume de água ( $dW/dt$ ) armazenado na vegetação. Entretanto, ainda seria necessário saber a área de efetiva transferência de água entre o solo e o dossel, ou seja, área efetiva do xilema, e ainda, o conteúdo de água desta área (SCHOLZ et al., 2008).

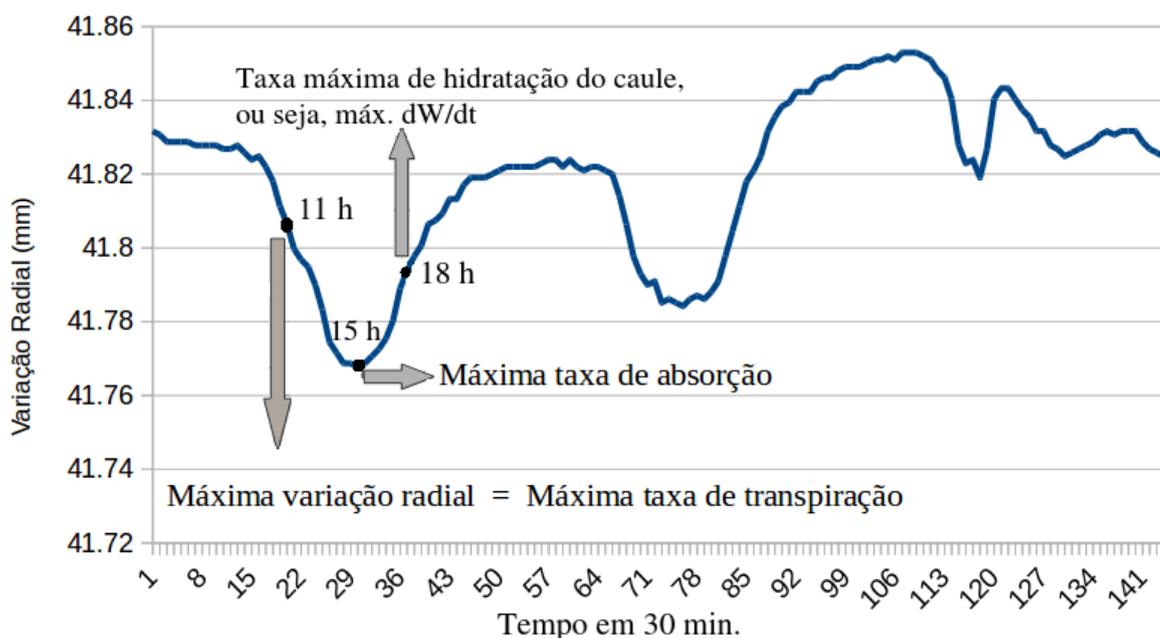


Figura 2: Característica da variação radial do caule por medidas dendrométricas de alta resolução, exemplificando aproximadamente os horários de máximo e mínimo correspondente à máxima taxa transpiratória (11 h) e máxima taxa de captação de água pelas raízes (15 h), baseado em (FERNÁNDEZ; CUEVAS, 2010). O eixo das abscissas são medidas de 30 minutos que inicia-se a 0:00 h com o caule totalmente hidratado. O horário em que ocorre a máxima taxa de armazenamento ( $dW/dt$ ) é  $\approx 18$  h.

Negligenciando o armazenamento de água em galhos e folhas (KUMAGAI, 2001; MATHENY et al., 2015), e assumindo a mesma área xilemática ao longo de todo o caule, uma boa aproximação do volume da água armazenada pode ser obtida multiplicando essa área pela altura do caule e pelo conteúdo de água do caule ( $\theta_p$ ). De acordo com Scholz et al. (2008), o conteúdo de água no caule de Vochyseaceae ou outras espécies do Cerrado variam linearmente com a variação radial. A partir disso, obtêm-se a variação do armazenamento e os horários de máxima perda de água por transpiração e máxima captação de água pelas raízes (Figura 2 e 3). A expansão desta medida para uma floresta ou região florestada, pode ser obtida a partir do levantamento do diâmetro e altura média das árvores aliado à estimativa do índice de área xilemática (SAI, Apêndice vide A.1).

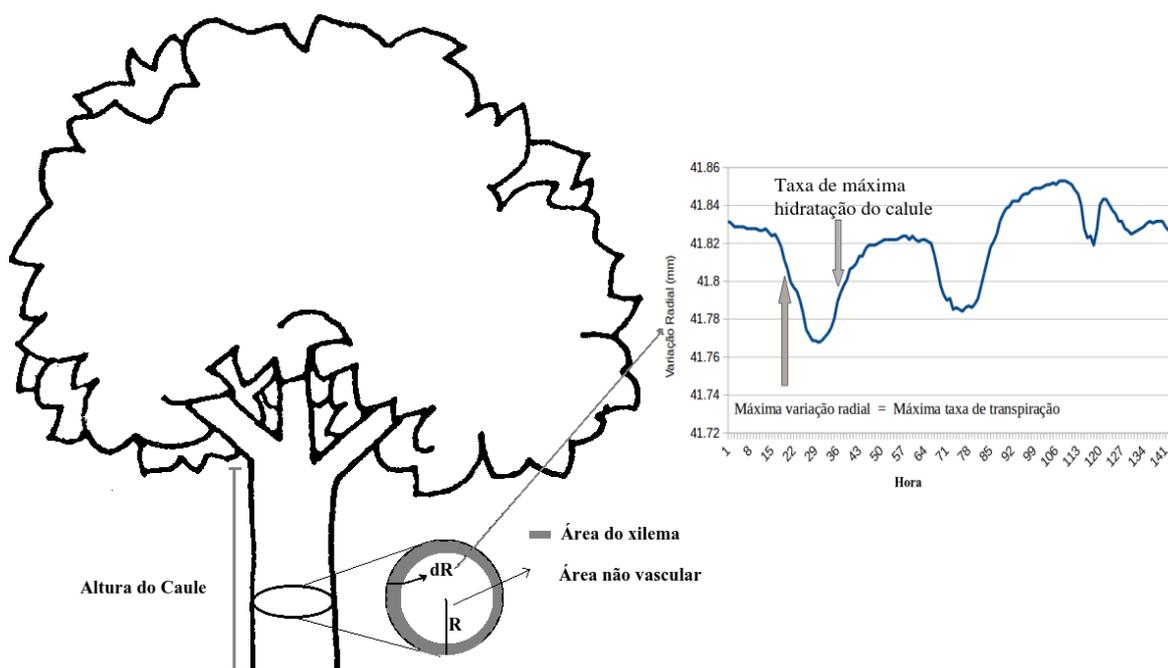


Figura 3: Esquema das flutuações do estoque de água no caule a partir de medidas dendrométricas de alta resolução, exemplificando máximos e mínimos de perda e captação de água pela planta, baseado em (FERNÁNDEZ; CUEVAS, 2010). No gráfico exemplo, o eixo das abscissas são medidas horária que inicia-se a 0:00 h com o caule totalmente hidratado. O volume é calculado fazendo a multiplicação da área do xilema pela altura do caule e por  $\theta_p$ .

Integrando a Equação 13 no tempo, é possível descrever a dinâmica do estoque de água na planta/vegetação, como é abordado na "validação da dinâmica" no capítulo 3.

## 2.5 PROCESSOS NA INTERFACE VEGETAÇÃO-ATMOSFERA

O transporte de momento, massa e calor no SVAT é bastante complexo quando todos os processos de transferências são incorporados e considerados em suas devidas escalas de tempo e espaço, que é a solução das equações de Navier-Stokes. Contudo, isso se torna proibitivo para as escalas de tempo e espaço em que o SVAT é proposto, dado que tanto pela formulação quanto pelo tempo de processamento tornaria-se inviável. Assim, simplificações são necessárias e se dão principalmente por parametrizações dos processos de transferência conforme Sellers et al. (1986), Mihailović e Ruml (1996), Gualtieri e Mihailovic (2012), Shuttleworth (2012).

A partir destes estudos alguns esquemas de transferência foram construídos conhecidos como processos de interface (GUALTIERI; MIHAILOVIC, 2012; SHUTTLEWORTH, 2012), envolvendo a modelagem dos fluxos de momento, calor e massa, e que evoluem

modelos de temperatura superficial das folhas, transpiração e fotossíntese. A maioria dos modelos usados em escalas regionais têm origem no bem conhecido modelo chamado *big-leaf*, onde a superfície é tratada como uma grande folha, que produz momento, calor e massa para a atmosfera adjacente.

Neste contexto, o principal mecanismo de transferência entre a vegetação e a atmosfera é a transpiração. Esse processo é controlado por uma força motriz imposta pela demanda hídrica da atmosfera que é governada pela radiação solar, temperatura do ar e velocidade do vento (CAMPBELL; NORMAN, 2012). Esses processo podem ser modelados conforme descrito por Sellers et al. (1986), Mihailović e Ruml (1996), Gualtieri e Mihailovic (2012), como descrito no capítulo 3. Sob condições de água abundante a transpiração pode ser descrita por um simples produto da condutância estomática pelo déficit de pressão de vapor de água da atmosfera (VPD) (DALY et al., 2004; RODRÍGUEZ-ITURBE; PORPORATO, 2007; VOLPE et al., 2013), enquanto que sob condições de estresse hídrico a condutância estomática se torna mais complexa e é modelada conforme ((KATUL et al., 2009; MANZONI et al., 2011)) descrito no Apêndice A.2. Desta forma, a transpiração por unidade de área foliar e pode ser descrito por difusão Fickiana,

$$TR = g_{L-A} [e^*(T_{sv}, \psi_l) - e_a(T_{av})] \quad (14)$$

sendo  $e^*(T_{sv}, \psi_l)$  e  $e_a(T_{av})$  a pressão de vapor em equilíbrio com o potencial de água nas folhas ( $\psi_l$ ) à temperatura,  $T_{sv}$ , e a pressão de vapor do ar no interior do dossel, respectivamente. Essa diferença corresponde ao VPD que em condições saturadas existente no interior da cavidade estomática (ou seja,  $\psi_l \approx 0$ ) e com  $T_{av} \approx T_{sv}$ , o VPD será igual a  $e^*(T_{av}) - e_a(T_{av})$ . A diferença entre essas pressões de vapores é determinada pelos efeitos dinâmicos em escala sinóptica da atmosfera e o balanço hídrico e energético em escala local. Dentro do dossel, a umidade é impactada pela transpiração e a condição atmosférica acima do dossel, ao passo que a radiação solar altera o equilíbrio de energia foliar e, portanto,  $T_{sv}$ . O efeito da radiação solar, por sua vez depende das propriedades de superfície da folha (determinada pela radiação absorvida) e o seu tamanho e forma (afeta a troca de calor), bem como as condições atmosféricas, por exemplo, velocidade do vento entre outras (ver detalhes em Campbell e Norman (2012), Shuttleworth e Wallace (1985)).

Na Equação 14,  $g_{L-A}$  é a condutância na interface folhas-atmosfera e pode ser calculada como condutâncias em série do estômato ( $g_{s,H_2O} = 1/r_{sH_2O}$ ) e da camada limite das folhas  $g_{bv} = 1/r_{bv}$ , da forma:

$$g_{L-A} = \frac{g_{s,H_2O} g_{bv}}{g_{bv} + g_{s,H_2O}}, \quad (15)$$

que por sua vez  $g_{bv}$ , descrito em termos de resistência em 52, pode ser calculado para qualquer posição dentro do dossel e depende da velocidade média do vento e da dimensão característica foliar que frequentemente é tomada como uma superfície plana (CAMPBELL; NORMAN, 2012; SHUTTLEWORTH, 2012; SU et al., 1996).

As estimativas de  $g_{bv}$ , levam em consideração o número de Nusselt (Nu) que para a transferência de calor é dado por (SU et al., 1996):

$$g_{bv} = \frac{\text{Nu } \nu_T}{D_L}, \quad (16)$$

em que,  $\nu_T$  é a difusividade térmica molecular do ar, e  $D_L$  é a dimensão característica da folha. Para um superfície plana sobre condição de convecção forçada, Nu é função do número de Reynolds (Re):

$$\text{Nu} = C_1 \text{Re}^{1/2}, \quad (17)$$

sendo que,  $C_1$  é uma constante empírica obtida em experimentos em túnel de vento, e Re é:

$$\text{Re} = \frac{u D_L}{\nu_c}, \quad (18)$$

em que,  $\nu_c$  é a difusividade cinemática do ar, e  $u$  é a velocidade do vento. Em condições de ventos fracos e significativa diferença de temperatura ( $T_{sv} - T_{av}$ ), a convecção livre torna-se importante. Sob estas condições, Nu depende do número de Grashof (Gr) (MONTEITH; UNSWORTH, 2007; SU et al., 1996), conforme Equação 19,

$$\text{Nu} = C_2 \text{Gr}^{C_3} \quad (19)$$

sendo,  $C_2$  e  $C_3$  constantes empíricas que são obtidas experimentalmente (MONTEITH; UNSWORTH, 2007).

$$\text{Gr} = \frac{g \beta_T D_L^3 |T_{sv} - T_{av}|}{\nu_c^2}, \quad (20)$$

em que,  $\beta_T$  é o coeficiente de expansão térmica do ar, e  $g$  é aceleração da gravidade.

Para estudos utilizando esquema do tipo *big-leaf*, assume-se que o transporte de escalares de dentro para fora do dossel acontece em condições turbulentas (SU et al., 1996) e em virtude dos fluxos serem uma média vertical sem subsidência, devem permanecer constantes com a altura para condição estacionária com altos valores dos números de Reynolds e Péclet (transporte advectivo/transporte difusivo) (MANZONI et al., 2011).

## Capítulo 3

# MATERIAL E MÉTODOS

Neste trabalho são desenvolvidas duas abordagens, cada qual com metodologia própria para tratar do fluxo de água no sistema solo-vegetação-atmosfera em área com dominância de *V. divergens*. A primeira se caracterizou pelo estudo do estoque de água no caule a partir de medidas dendrométricas de alta resolução de três espécimes de *V. divergens*), estudando a variação desse estoque em resoluções temporais diária e mensais ao longo de dois anos. A segunda caracterizou-se pela modelagem dos fluxos de calor e massa no sistema solo-vegetação-atmosfera de abrangência local na floresta acima mencionada.

### 3.1 DESCRIÇÃO DO LOCAL

A floresta sazonalmente inundável de *V. divergens*, localmente conhecida como Cambarazal, está localizada em Mato Grosso, Brasil (entre 16° 29'04 "e 16° 29'10 "S; e entre 56° 25'25 "e 56° 25'36"O), 170 km ao sudoeste de Cuiabá (Capital do Estado do Mato Grosso). A região é plana e baixa com altura do nível do mar de 116 m e está localizada na Reserva Particular do Patrimônio Natural (RPPN) de propriedade do Serviço Social da Comércio, conhecida localmente como SESC-Pantanal. A área florestal estudada apresenta dominância de *V. divergens* com Índice de Cobertura Relativa (ICR) de 59,83%, tendo contribuições de Pimenteira (*Licania parvifolia* Huber) (17,07%) e Coroa-de-Frade (*Mouriri elliptica* Mart.) (20,37%) (SANCHES et al., 2015).

A localização (Figura 4) da região de estudo está situada ao norte da RPPN SESC-Pantanal, onde foram instalados vários sensores micrometeorológicos e dendrômetros de alta resolução para medição diamétrica do caule de *V. divergens*.

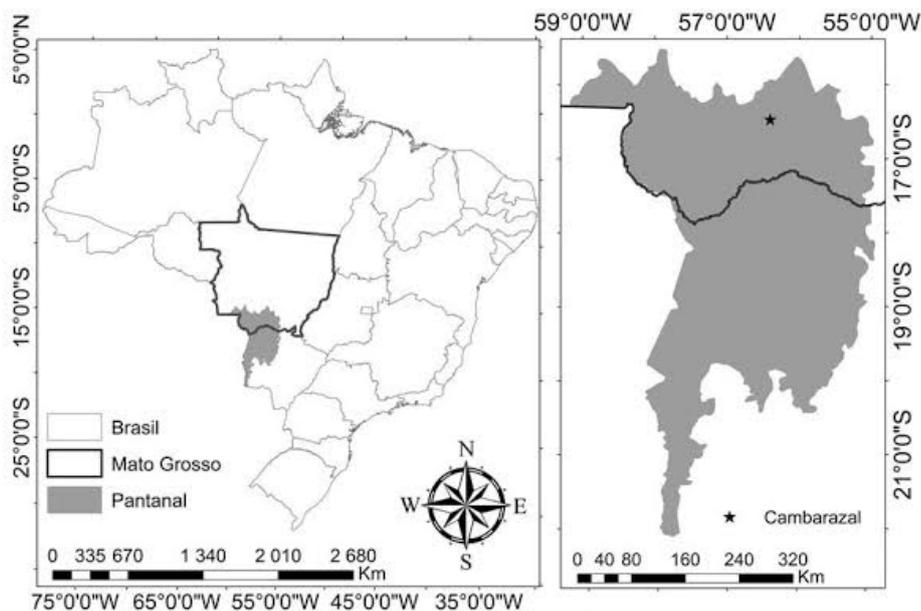


Figura 4: Local de estudo (parte superior), e vista da floresta de *V. divergens* e dendrômetro instalado (parte inferior). O símbolo estrela representa a coordenada citada acima no texto.

## 3.2 TIPO DE SOLO

A área de estudo tem os solos caracterizados como franco argiloso e argiloso (AQUINO et al., 2015) que são solos com maior porosidade total e grande quantidade de microporos, em relação aos solos arenosos que tem grande volume de macroporos (MEURER et al., 2006). Consequentemente, as propriedades hidráulicas tanto do solo franco argiloso quanto do argiloso são similares. Muitos ambientes de áreas alagadas possuem baixa condutividade hidráulica (BERRY et al., 2011).

### 3.3 CLIMA E MICROMETEOROLOGIA

O clima da região é classificado como Aw segundo Köppen, correspondendo a verões chuvosos e invernos secos. A precipitação média foi 1530 mm ano<sup>-1</sup> em 2013-2015. Os mínimos de temperatura estiveram em torno de 5-7 °C e ocorreram geralmente em junho e julho, quando massas de ar mais frias do sul do Brasil atingiram a região; a temperatura máxima atingida foi cerca de 37 °C e a temperatura média foi 26 °C (dados da estação meteorológica no local). A precipitação anual média de Cuiabá é 1383 mm ano<sup>-1</sup>, com base nos 103 anos (1901-2003) indicando sazonalidade acentuada das precipitações, com os maiores alturas pluviométricas em janeiro (221 mm) e os menores em julho (10 mm) (Instituto Nacional de Meteorologia brasileira Estação 83361) (FANTIN-CRUZ et al., 2011).

Em 2012, foi estabelecida uma área com cerca de 0,060 km<sup>2</sup> para estudos microclimáticos, incluindo radiação incidente e refletida, albedo do solo da floresta, transmitância do dossel vegetativo (NOVAIS et al., 2016). Estudos ecológicos e de caracterização estrutural da floresta foram desenvolvidos (DIAS et al., 2015; PAVÃO et al., 2015), bem como de ciclagem de nutrientes (DIAS et al., 2015), além de estudos ecohidrológicos (SALLO et al., 2015a; SALLO et al., 2015b).

#### 3.3.1 Dados micrometeorológicos

Para o presente estudo foram instalados diversos sensores micrometeorológicos ligados à torre no subdossel do Cambarazal, conforme descrito a seguir:

- Piranômetro (LI200X Pyranometer, Campbell Scientific, Logan, Utah, USA) para medição de radiação de onda curta incidente ( $SW$ ), instalado a 4 m do solo;
- Saldo radiômetro (NR-LITE Net Radiometer, Campbell Scientific, Logan, Utah, USA) para medição do saldo de radiação no subdossel ( $Rn_s$ ), instalado a 4 m do solo;
- Dois Termohigrômetros (WXT520, Vaisala Inc., Helsinki, Finland) para medição de temperatura ( $T_a$ ) e umidade ( $RH$ ) do ar no interior do dossel instalados a 4 e 5 m do solo;
- Dois fluxímetros para medição do fluxo de calor no solo ( $G$ ) (HFP01 Soil Heat Flux Plate, Campbell Scientific, Logan, Utah, USA), instalados a 5 cm de profundidade do solo;
- Um reflectômetro no domínio do tempo - TDR (CS650 – Campbell Scientific Inc., Logan, Utah, USA), para medição do conteúdo de água no solo, instalado a 30 cm da superfície do solo;

- Um transdutor de pressão (CS450, Campbell Scientific Inc., Logan, Utah, USA), para medição da altura da lâmina d'água, instalado à superfície do solo.
- Datalogger (CR1000, Campbell Scientific Inc., Logan, Utah, USA), para controle dos sensores e armazenamento dos dados. Os dados foram coletado e armazenados a cada 15 min.

Outras variáveis micrometeorológicas foram utilizadas no presente estudo e coletadas na torre micrometeorológica do Programa de Pós-graduação em Física Ambiental - PGFA, UFMT, localizada a 1800 m do local de estudo (Cambarazal). Estas variáveis foram coletadas pelos seguintes sensores:

- Piranômetro (LI200X Pyranometer, Campbell Scientific, Logan, Utah, USA) para medição de radiação de onda curta incidente ( $SW$ ), instalado a 28 m da superfície do solo;
- Saldo radiômetro (NR-LITE Net Radiometer, Campbell Scientific, Logan, Utah, USA) para medição do saldo de radiação ( $Rn$ ), instalado a 28 m do solo;
- Termohigrômetros (HMP45-C, Campbell Scientific, Logan, Utah, USA) para medição de temperatura ( $T_a$ ) e umidade ( $RH$ ) do ar, instalados a 28 m da superfície do solo;
- Anemômetro (014A Met One, Campbell Scientific, Logan, Utah, USA) para medição de velocidade e direção de vento ( $u$ ), instalado a 28 m da superfície do solo;
- Sensor quantum (LI190SB, Campbell Scientific, Logan, Utah, USA) para medição de radiação fotossinteticamente ativa ( $PAR$ ), instalado a 28 m da superfície do solo;

A coleta e armazenamento dos dados provenientes da torre do PGFA ocorreram a cada 10 min. A pariação dos dados do PGFA com os do subdossel do Cambarazal ocorreram quando necessária (ex. como forçante do modelo SVAT usado neste trabalho 3.6), e por meio de interpolação dos dados do Cambarazal para a resolução de 10 min.

### **3.4 COLETAS DE DADOS DENDROMÉTRICOS DE ALTA RESOLUÇÃO**

Três dendrômetros de bandas automáticas (DBL60, ICT International, NSW, Austrália) foram utilizados para medir a variação do perímetro do tronco em três indivíduos de *V. divergens* com características semelhantes em termos de dominância, vigor e sem defeitos aparentes ou infestação por térmitas. As árvores distam uma da outra por cerca de 60 m. Os

dendrômetros são um instrumento independente com um registrador interno e bateria, e tem alta resolução de 0,001 mm (1 $\mu$ m). Os dendrômetros são não-invasivos e foram instalados no caule com uma banda de aço inoxidável não extensível. A banda de aço inoxidável tem um coeficiente térmico linear de  $17,3 \times 10^{-6} \mu\text{m}^\circ\text{C}^{-1}$ . Antes de instalar os dendrômetros, os tecidos mais exteriores do caule (excesso de suber externo) foram removidos para reduzir o influência de inchaço higroscópico e encolhimento da casca. Os dendrômetros de banda foram instalados à altura do peito (1,3 m). Os diâmetros das árvores foram de 0,43; 0,40 e 0,48 m (TreeA, TreeB e TreeC, respectivamente, definido aqui como rótulo dos referidos indivíduos). Os dados de perímetro foram coletados a cada 60 min e foram transformados em medida radial dividindo o perímetro por  $2\pi$ .

### 3.5 ANÁLISE DAS SÉRIES DENDROMÉTRICAS

Para a análise dos dados dendrométricos, dois anos de dados foram usados entre maio de 2013 e maio de 2015 que incluem dois períodos de crescimento dos três indivíduos de *V. divergens*.

Em primeiro lugar, a série temporal obtida a partir dos dendrômetros foi processada dividindo-a em três fases distintas (DOWNES et al., 1999), como se seguem: contração (i), o período entre o máximo do raio do caule da manhã e o mínimo da tarde; recuperação (ii), o período desde o mínimo da tarde até a posição do último máximo da manhã ou quando o caule reverte-se para uma fase de contração; incremento radial (iii), a fase que se inicia quando o raio do caule excede o máximo da manhã até um valor máximo subsequente. Quando o máximo anterior local não for atingido, um incremento negativo foi calculado (ex. quando o máximo do dia presente não alcança o máximo do dia anterior, a diferença entre estes dois máximos gera um valor negativo que é definido como incremento negativo) (DESLAURIERS et al., 2011). A duração de cada fase foi também avaliada. As fases e suas durações foram computados por rotinas desenvolvidas no ambiente estatístico R (R Development Core Team, 2012). Como a série temporal bruta inclui oscilações e irregularidades, correções foram feitas para suavizar o padrão de aumento e decréscimo do caule (DESLAURIERS et al., 2011) usando uma função de alisamento do pacote (pspline) do R. O grau de suavização foi escolhido de forma a manter a amplitude real de um ciclo diário do caule. Um exemplo de como foi realizada a separação das fases está apresentado na Figura 5.

Para investigar os ciclos diários da variação do estoque de água no caule (ciclos circadianos do caule, conforme King et al. (2013)), a tendência geral de crescimento foi removida por meio de média móvel com janela de 24 horas (Figura 6), efetuando o procedimento para cada um dos três sensores. O resultado da média móvel foi subtraído dos valores das séries. A fim de melhor descrever a variação radial do caule durante o período de estudo, a série

temporal dendrométrica foi dividida em "períodos mensais" por uma média diária mensal, produzindo uma série de meses característicos ( $MRS$ , resultado observado na Figura 15). Este procedimento caracterizou as oscilações do estoque de água no caule mensalmente por dois "ciclos anuais" (2013-2014) e (2014-2015).

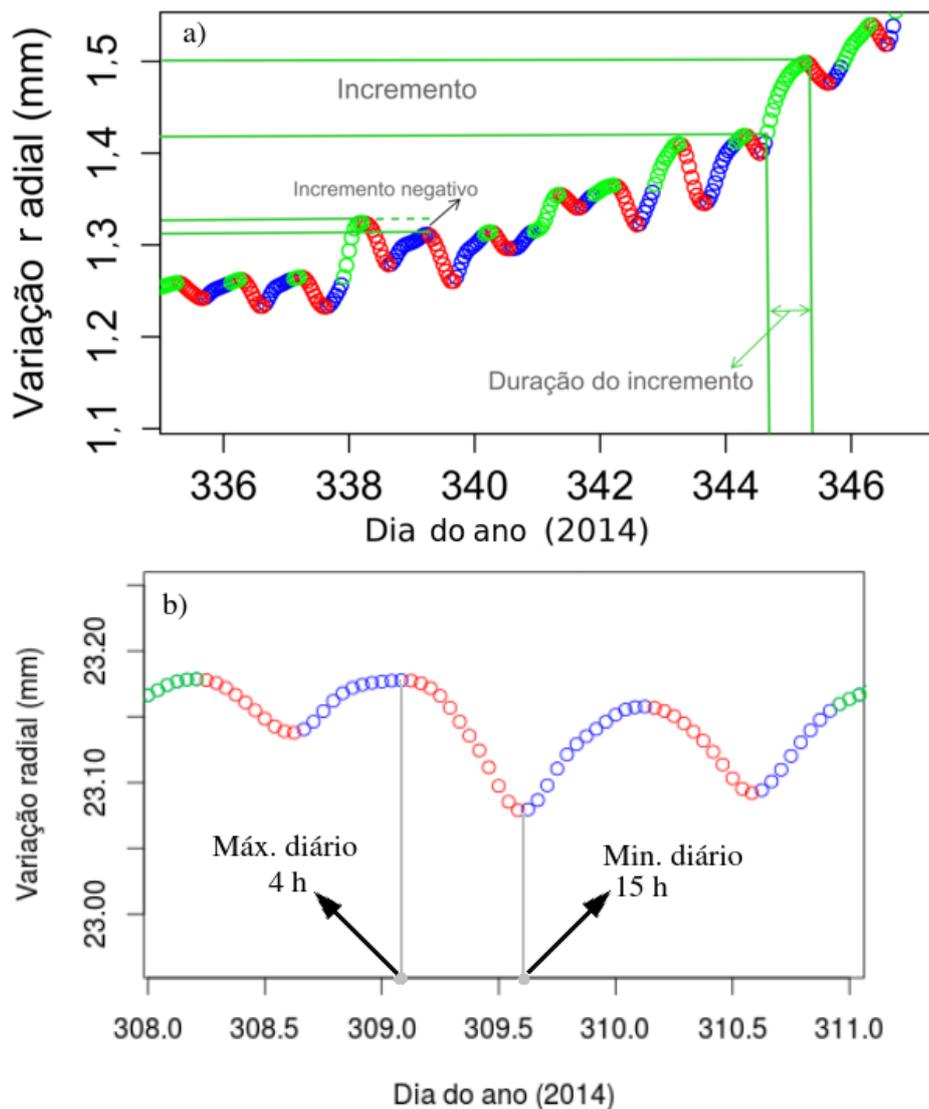


Figura 5: Exemplo da separação das fases, a) contração (em vermelho), recuperação (em azul) e incremento (em verde) com suas respectivas durações; b) a contração ocorre sempre durante o dia (com mínimo valor  $\approx$  as 15 h), a recuperação entre a tarde e a noite e os incrementos ocorrem, em geral, durante a noite. Os valores máximos são de incremento ou recuperação e ocorrem em geral a noite aproximadamente as 4 h.

Um modelo linear foi usado para avaliar a relação entre o logaritmo da média mensal da amplitude da variação radial medida ( $MRS_{amplitude}$ ) e a média mensal da pressão atual de vapor de água na atmosfera  $e_{am}$ . Para melhorar a robustez do ajuste do modelo, os coeficientes foram calculados por 10000 repetições usando um procedimento de *bootstrap* (HUET et

al., 2006). O modelo logarítmico foi convertido em um modelo exponencial. Assim, a amplitude foi estabelecida como uma função de  $e_{am}$ , ou seja  $A(e_{am})$ , que por sua vez foi usada para modelar a variação mensal do ciclo diário (MSR) como uma série temporal contínua. Para esta última modelagem usou-se uma função senoidal da forma:

$$MRS_{model} = A(e_{am}) \operatorname{sen} \left( 2\pi \frac{t - t_c}{w} \right) \quad (21)$$

em que,

$$A(e_{am}) = a \exp(b e_{am}). \quad (22)$$

Na Equação 22,  $a$  e  $b$  foram estimados pela regressão citada acima. O período da função seno ( $2\pi/w$ ) foi definido como constante igual a 24 h, e a mudança de fase ( $t_c$ ) como um parâmetro para estimar o tempo total de atraso em relação a um ciclo diário típico.

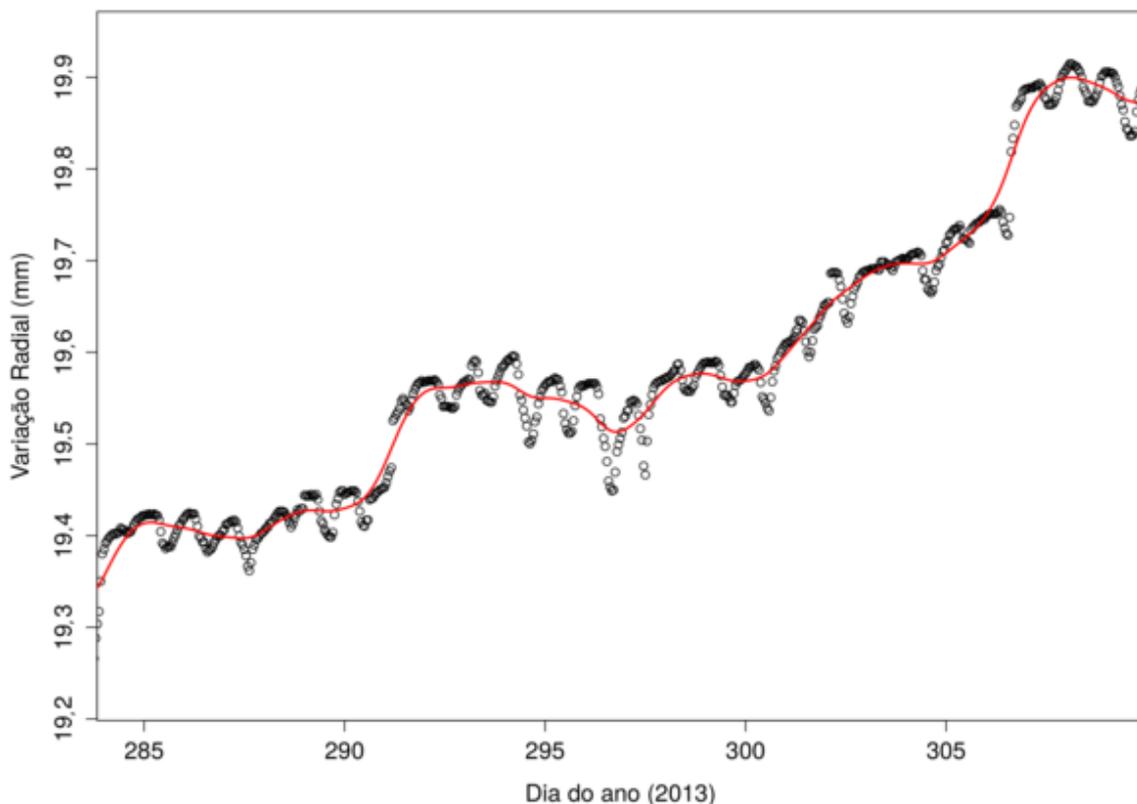


Figura 6: Exemplo de média móvel (janela de 24 h) para extração das séries dendrométrica sem tendência de crescimento.

### 3.5.1 Déficit de água da árvore ou planta

Para melhor evidenciar as flutuações do raio do caule (uma vez que transformou-se perímetro em raio) devido à variabilidade do conteúdo de água ou estoque e do crescimento, usou-se uma abordagem de remoção de tendência (ZWEIFEL et al., 2005; DESLAURIERS et al., 2011; VIEIRA et al., 2013), que consiste em traçar um polinômio de grau um entre os pontos (valores da série dendrométrica) de maior turgidez do caule. Estes pontos ocorrem geralmente durante um evento chuvoso ou eventos de muita nebulosidade. Um exemplo da metodologia é apresentado na Figura 7. As diferenças entre a "linha de crescimento" (polinômio de primeiro grau) e os dados dendrométricos foram interpretados como déficit hídrico da árvore ( $\Delta W$ ), ou uma medida de estresse hídrico. Assumiu-se que no início do estudo, o caule estivesse totalmente hidratado, apresentando assim um valor zero de  $\Delta W$ .

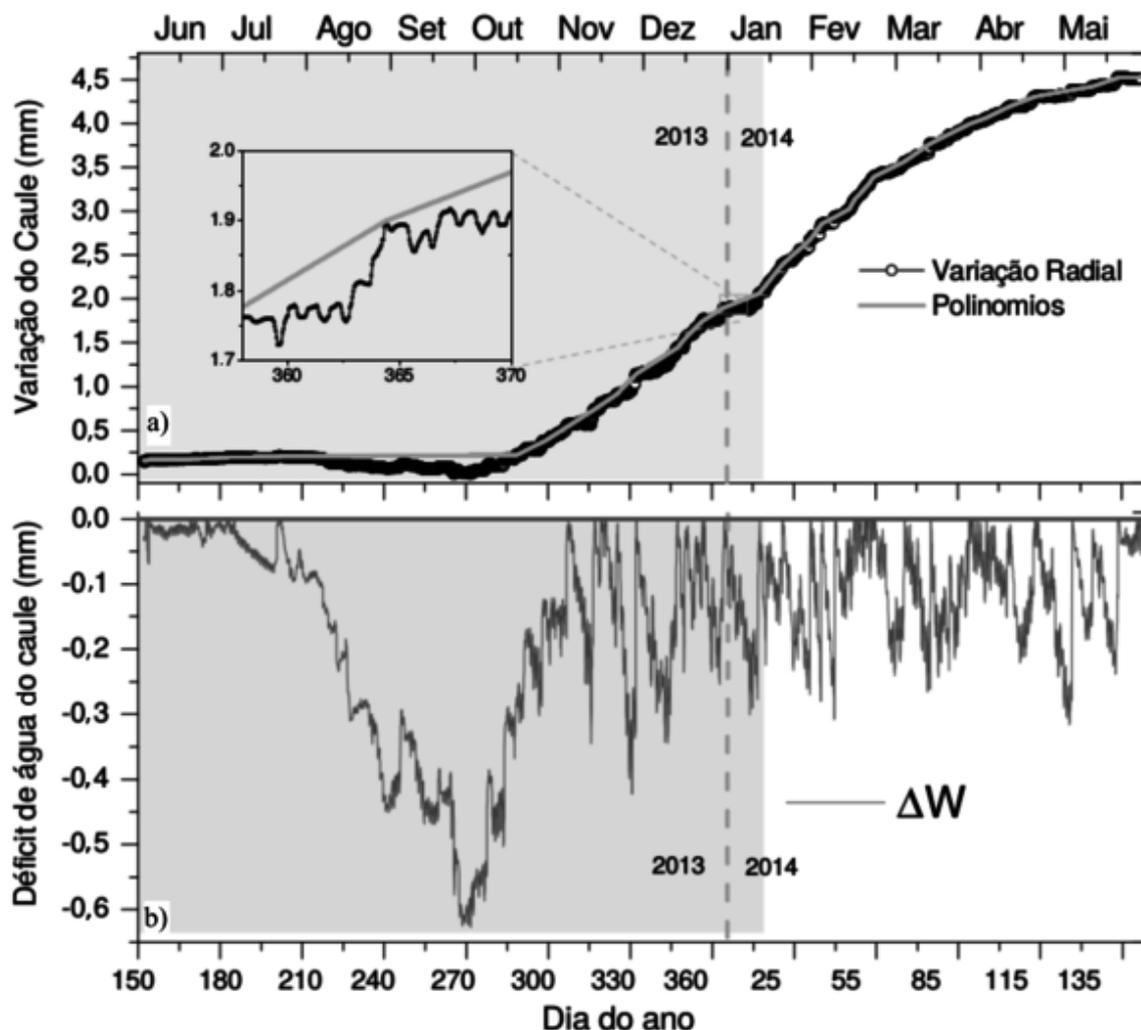


Figura 7: Exemplo de (a) remoção da tendência de crescimento de um indivíduo de *V.divergens*, (b) série de déficit de água da árvore ( $\Delta W$ ) obtida. O período em cinza representa dias com solo não saturado.

A fim de identificar a relação entre as variáveis ambientais: média diária do conteúdo de água no solo ( $\theta_m$ ), média diária de pressão atual de vapor ( $e_{ad}$ ), média diária da temperatura do ar ( $T_{am}$ ) e  $\Delta W$ , um modelo linear múltiplo da média diária de  $\Delta W$  foi desenvolvido utilizando média diária conteúdo de água no solo ( $\theta_m$ ), a média diária da pressão de atual vapor ( $e_{ad}$ ) e de temperatura ( $T_{am}$ ). Estas variáveis podem governar as flutuações do déficit hídrico das árvores (DREW et al., 2011). Tanto  $T_{am}$  e  $e_{ad}$  tiveram flutuações semelhantes tanto diária quanto mensalmente, mas são variáveis primárias que podem explicar os decréscimos e/ou aumentos no estoque de água das árvores. Quando se trabalha com regressão múltipla usando séries temporais, frequentemente enfrenta-se o problema da multicolinearidade, que são difíceis de se lidar, uma vez as variáveis ambientais ou meteorológicas apresentam sazonalidade muito semelhante ao ciclo das árvores (FEKEDULEGN et al., 2002), no entanto para minimizar este problema, algumas combinações por meio da multiplicação entre elas foram realizadas ( $\theta, e_a$  e  $e_a^2$ ). Além disso, algumas variáveis que são altamente correlacionadas entre si foram retiradas. Variáveis como, déficit de pressão de vapor (VPD), radiação incidente ( $SW$ ) e umidade relativa do ar (RH) foram previamente incorporadas na regressão linear múltipla, no entanto, não apresentaram uma boa qualidade de ajuste.

### 3.6 BALANÇO RADIATIVO: MODELAGEM DO SISTEMA SOLO-PLANTA-ATMOSFERA

Com propósito de estimar os fluxos de superfície ou fluxos escalares, como fluxos de calores sensível e latente, nesta seção se apresenta um esquema baseado no balanço radiativo que segue o modelo de *big-leaf*. Embora o esquema modele também fluxos de calores sensíveis, o principal foco está na estimativa da transpiração do dossel vegetativo, que é a via que mais contribui na transferência de água da superfície para a atmosfera (OKI; KANAE, 2006). A partir da transpiração, é possível a estimativa da variação do estoque/armazenamento de água na vegetação, e compará-las às variações medidas pelos dendrômetros.

A contabilização dos fluxos escalares são provenientes do balanço de radiação, que com sua interação com a superfície origina gradientes de temperatura e umidade, os quais podem ser positivos ou negativos (considerando a coordenada  $z$  positiva a partir da superfície do solo). Este fato é mais substancial para modelagem de fluxos na região de contra-gradiente (SHUTTLEWORTH, 2012), região adjacente à superfície terrestre densamente vegetada e principalmente com altura superior a 2 m. Esta particularidade dos gradientes faz com que coexistam fluxos positivos acima do dossel e negativos (direcionados à superfície) dentro do dossel vegetativo (SHUTTLEWORTH, 2012). A Figura (8) representa o esquema modelado pelo SVAT, sendo as setas indicativas da direção dos fluxos de água e calor, e suas respectivas resistências e potenciais. Usou-se uma função não linear de densidade de raízes a fim de

descrever a região do solo onde a captação de água pelas raízes é mais efetiva (DALY et al., 2004; VOLPE et al., 2013), que será melhor detalha a partir da Equação (68).

A estimativa dos fluxos radiativos foram abordados de forma a dividir a superfície vegetada em duas camadas que são fontes dos fluxos: a fonte solo e a fonte dossel, em que os fluxos originam-se destas fontes acoplados à atmosfera e são descritos por várias autores (SHUTTLEWORTH; WALLACE, 1985; SELLERS et al., 1986; TUZET et al., 2003; SIQUEIRA et al., 2008).

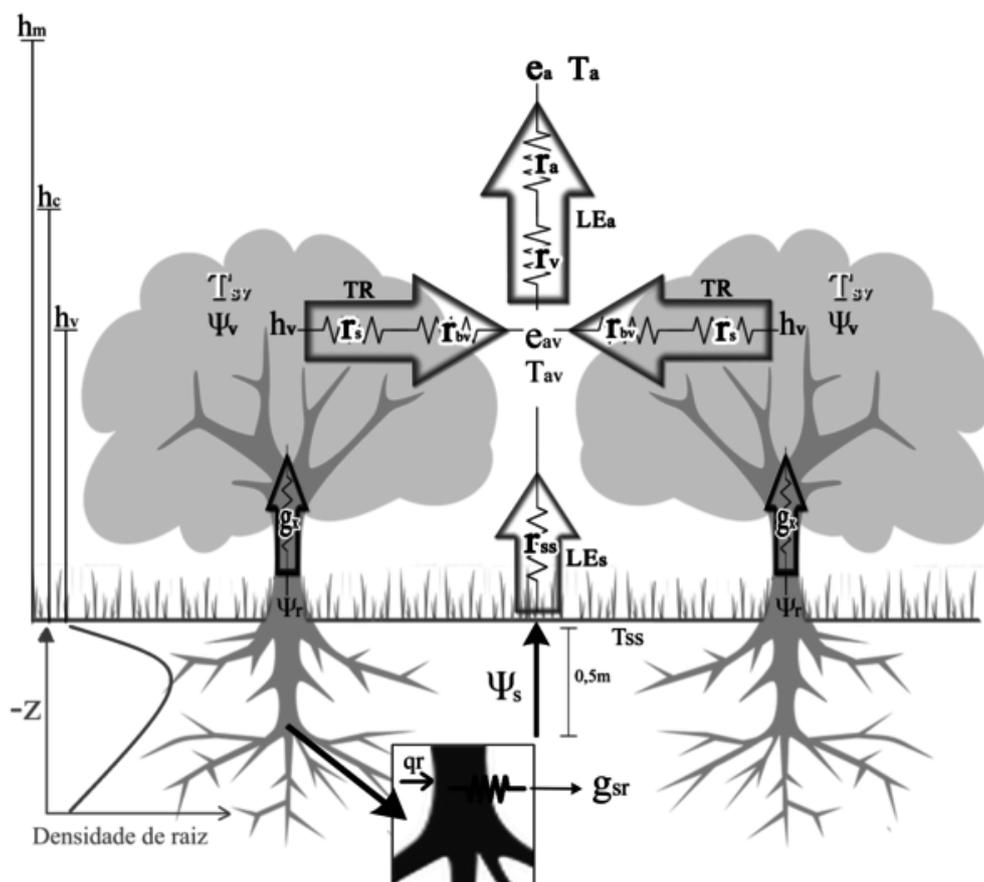


Figura 8: Representação esquemática das componentes de fluxo do modelo.  $TR$  e  $q_r$  são a transpiração e a captação de água pelas raízes, respectivamente.  $LE_s$  e  $LE_v$  ( $=TR$ ) são os fluxos de calores latente do solo e do dossel, respectivamente.  $\psi_v$ ,  $\psi_r$ , e  $\psi_s$  são os potenciais hídricos das folhas, das raízes e do solo, respectivamente. As resistências aerodinâmicas  $r_{ss}$ ,  $r_v$  e  $r_a$  estão associadas às interfaces solo - ar do dossel, ar do dossel - ar da camada limite, ar da camada limite - ar atmosférico, respectivamente.  $r_{bv}$  é a resistência da camada limite total (solo até topo do dossel).  $r_{sH_2O} = \beta / 1,6 g_{CO_2}$  é a resistência estomática, e  $g_{rs}$  é a condutância entre o solo e as raízes,  $\beta = P/R/T_a$  é usado para conversão da unidade  $m^2 mol^2$  para  $s m^{-1}$ .  $P$  é a pressão atmosférica. As temperaturas  $T_{ss}$ ,  $T_{av}$ ,  $T_{sv}$  e  $T_a$  são do solo, do ar do dossel, das folhas e da atmosfera, respectivamente. As pressões de vapor  $e_{av}$  e  $e_a$ , são referentes ao ar do dossel e atmosférico, respectivamente.  $h_v$  é a umidade fracionária estomática.

Tais autores modelam os fluxos ( $H, LE$ ) da superfície (subscrito "s") para a atmosfera (subscrito "a") consistindo das contribuições do solo (subscrito "s") e do dossel vegetativo (subscrito "v"). As equações dos fluxos de calor sensível podem ser escritas:

$$H_s = \frac{\rho c_p (T_{ss} - T_{av})}{r_{ss}} \quad (23)$$

$$H_v = \frac{\rho c_p (T_{sv} - T_{av})}{r_{bv}} \quad (24)$$

$$H_a = \frac{\rho c_p (T_{av} - T_a)}{r_v + r_a} \quad (25)$$

Em que,  $r_{bv}$  é a resistência da camada limite do dossel vegetativo,  $r_{ss}$  e  $r_v$  são resistências ao transporte turbulento entre o solo e o dossel vegetativo com altura de fonte/sumidouro ( $h_v$ ) e de  $h_v$  até o topo da camada do dossel ( $h_c$ ),  $r_a$  é a resistência oferecida ao transporte de calor latente ou de vapor d'água entre o topo da camada vegetativa até a altura ( $h_m$ ) de medida da velocidade do vento.  $\rho$  e  $c_p$  são densidade do ar e calor específico do ar, respectivamente.

As equações dos fluxos de calores latentes podem ser descritas segundo Tuzet et al. (2003) e Sellers et al. (1986):

$$LE_s = \frac{\lambda M_w}{R} \frac{1}{r_{ss} + r_{soil}} (h_s e^*(T_{ss}) - e_{av}) \quad (26)$$

em que,  $h_s$  é um fator que ajusta a umidade relativa do ar na superfície do solo e é expresso em função de  $T_{ss}$ :

$$h_s = \frac{f_h e^*(T_{ss}) - e_a}{e^*(T_{ss}) - e_a}, \quad (27)$$

sendo  $f_h$  a umidade relativa fracionária do ar na superfície do solo e é dada por:  $f_h = e^{(\psi_s M_w / \rho_w R T_{ss})}$ .  $\rho_w$  é a densidade da água.  $r_{soil}$  é a resistência do solo à transferência de vapor de água na (Equação 62). O fluxo de calor latente a partir das folhas do dossel é assumido como sendo a transpiração em unidades de energia, conforme Tuzet et al. (2003) e Siqueira et al. (2008).

$$LE_v = \frac{\lambda M_w}{R} \frac{1}{r_{sH_2O} + r_{bv}} \left( \frac{h_f e^*(T_{sv})}{T_{sv}} - \frac{e_{av}}{T_{av}} \right) \quad (28)$$

$$LE_a = \frac{\lambda M_w}{R} \frac{1}{r_v + r_a} \left( \frac{e_{av}}{T_{av}} - \frac{e_a}{T_a} \right) \quad (29)$$

Sendo  $M_w$ ,  $\lambda$  e  $R$  massa molecular da água, calor latente de vaporização da água e constante dos gases ideais, respectivamente. A pressão atual de vapor d'água do ar e a pressão de saturação do ar  $e_a$  e  $e^*$ , respectivamente,  $r_{sH_2O}$  é a resistência estomática, que depende do potencial de água na folha (TUZET et al., 2003),  $h_f$  é a umidade fracionária no interior da cavidade subestomática, é uma correção afim de não se considerar a umidade relativa da cavidade subestomática em 100% e é descrito como sendo função do potencial de água foliar ( $\psi_l$ ), sendo  $h_f = e^{(\psi_l M_w / \rho_w R T)}$ . As radiações absorvida pelo dossel vegetativo,  $Rn_v$ , e pelo solo,  $Rn_s$ , são dados por:

$$Rn_v = (1 - a_v)SW[1 - \exp(-kLAI)] + (LW - 2\sigma T_{sv}^4 + \varepsilon\sigma T_{ss}^4)[1 - \exp(-kLAI)], \quad (30)$$

$$Rn_s = [(1 - a_v)SW + LW] \exp(-kLAI) + \sigma T_{sv}^4[1 - \exp(-kLAI)] - \varepsilon\sigma T_{ss}^4. \quad (31)$$

Em 30 e 31,  $SW$  e  $LW$  são radiação global de ondas curtas e ondas longas, respectivamente.  $a_v$  é o albedo da vegetação,  $LAI$  é o índice de área foliar,  $k$  é o coeficiente de extinção das radiações,  $\varepsilon$  é a emissividade do solo e  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann. Para completar o sistema de equações relativo aos fluxos de calores e para fornecer maior base física nas estimativas, duas outras equações são necessárias. Em estado não-estacionário  $T_{ss}$  e  $T_{sv}$  podem ser expressas de forma prognóstica:

$$C_g \frac{\partial T_{ss}}{\partial t} = Rn_s - H_s - LE_s - G \quad (32)$$

$$C_f \frac{\partial T_{sv}}{\partial t} = Rn_v - H_v - LE_v \quad (33)$$

Similarmente, o balanço de energia dentro do dossel pode ser escrito (SIQUEIRA et al., 2008):

$$h_c \rho c_p \frac{dT_{av}}{dt} = H_s - H_v - H_a \quad (34)$$

Adicionalmente, deve-se acrescentar ao balanço de massa de vapor de água:

$$h_c \lambda \frac{d\rho_{av}}{dt} = LE_{av} + LE_s - LE_a \quad (35)$$

sendo  $\rho_{av}$  dado por:

$$\rho_{av} = \frac{M_w e_{av}}{R T_{av}} \quad (36)$$

em que,  $C_g$  e  $C_f$ , são as capacitâncias do solo e do dossel, respectivamente.  $C_g$  é descrito em função da umidade e da condutividade térmica  $k_T$  do solo (MIHAILOVIĆ; RUMML, 1996).  $C_g=0,95[k_T C_v/(2\omega)]^{1/2}$ .  $C_v$  é o calor específico volumétrico do solo e é parametrizado como  $C_v = \rho_s(C_s + C_w\theta)$ , em que  $C_s$  e  $C_w$  são calor específico da fração sólida do solo e da água contida no solo (conteúdo de água no solo  $\theta$ ) (BITTELLI et al., 2015).  $C_f$  é formulado usando o índice de área foliar, da forma  $C_f = \rho_{c_w} l_f LAI$ . As capacitâncias fornecem estabilidade na resolução do sistema de equações, além de oferecer mais base física à estimativa das temperaturas do solo e do dossel vegetativo.

As equações 34, 35 e 36 deve ser combinadas para o cálculo das variáveis de estado  $e_{av}$  e  $T_{av}$ . O sistema constituído pelas equações 32 e 33 devem ser discretizadas implicitamente, uma vez que este sistema de equações é altamente instável. Assim, fazendo uma expansão por séries de Taylor de 32 e 33 e agrupando os termos tem-se,

$$C_g \frac{\Delta T_{ss}}{\Delta t} = \Gamma_s + \frac{\partial \Gamma_s}{\partial T_{sv}} \Delta T_{sv} + \frac{\partial \Gamma_s}{\partial T_{ss}} \Delta T_{ss} \quad (37)$$

$$C_f \frac{\Delta T_{sv}}{\Delta t} = \Gamma_v + \frac{\partial \Gamma_v}{\partial T_{sv}} \Delta T_{sv} + \frac{\partial \Gamma_v}{\partial T_{ss}} \Delta T_{ss}. \quad (38)$$

em que:

$$\Gamma_s = Rn_s - H_s - LE_s - G \quad (39)$$

$$\Gamma_v = Rn_v - H_v - LE_v. \quad (40)$$

Resolvendo as Equações 39 e 40 para  $T_{sv}$  e  $T_{ss}$  a partir das equações de recorrência para  $\Delta T_{sv} = T_{sv}^{n+1} - T_{sv}^n$  e  $\Delta T_{ss} = T_{ss}^{n+1} - T_{ss}^n$  e agrupando os termos, tem-se:

$$T_{ss}^{n+1} = T_{ss}^n + \frac{\left(\frac{C_f}{\Delta t} - \frac{\partial \Gamma_v}{\partial T_{sv}}\right) \Gamma_s - \frac{\partial \Gamma_s}{\partial T_{sv}} \Gamma_v}{\left(\frac{C_f}{\Delta t} - \frac{\partial \Gamma_v}{\partial T_{sv}}\right) \left(\frac{C_g}{\Delta t} - \frac{\partial \Gamma_s}{\partial T_{ss}}\right) + \frac{\partial \Gamma_v}{\partial T_{ss}} + \frac{\partial \Gamma_s}{\partial T_{sv}}} \quad (41)$$

$$T_{sv}^{n+1} = T_{sv}^n + \frac{\left(\frac{C_g}{\Delta t} - \frac{\partial \Gamma_s}{\partial T_{ss}}\right) \Gamma_v - \frac{\partial \Gamma_v}{\partial T_{ss}} \Gamma_s}{\left(\frac{C_f}{\Delta t} - \frac{\partial \Gamma_v}{\partial T_{sv}}\right) \left(\frac{C_g}{\Delta t} - \frac{\partial \Gamma_s}{\partial T_{ss}}\right) + \frac{\partial \Gamma_v}{\partial T_{ss}} + \frac{\partial \Gamma_s}{\partial T_{sv}}} \quad (42)$$

Em 41 e 42,  $n$  significa o passo no tempo com intervalo  $\Delta t$ . De forma similar,  $e_{av}$  e  $T_{av}$  são encontrados ao combinar 34, 35 e 36. Neste trabalho usou-se outra forma de obter  $T_{ss}$ , resolvendo a equação do calor (Equação 43) para as camadas do solo.

$$\rho_s C_v \frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k_T \frac{\partial T_s}{\partial z} \quad (43)$$

sendo, a condição de contorno na superfície do solo igual ao fluxo de calor no solo (condição de Neumann),

$$k_T \frac{\partial T_s}{\partial z} \Big|_{z=0} = G \quad (44)$$

e a condição de contorno inferior é dado por  $T_{s,30cm}$  (condição de Dirichlet) da forma,

$$T_s(t, z = 30cm) = T_{s,30cm} \quad (45)$$

Na Equação 43,  $\rho_s$  é a densidade do solo, as condições de contornos  $G$  e  $T_{s,30cm}$  foram medidas em campo para evitar maiores erros nas estimativas de  $T_{ss}$ .  $T_{ss}$  foi estimada para uma camada de 2 cm da superfície do solo. A Equação 43 foi resolvida implicitamente.

As resistências aerodinâmicas foram calculadas assumindo um perfil exponencial da velocidade do vento dentro do dossel  $u(z)$  e da difusividade dos vórtices dentro do dossel  $K_e(z)$  (TUZET et al., 2003; SIQUEIRA et al., 2008).

$$u(z) = u_{hc} \exp \left[ \eta \left( \frac{z}{h_c} - 1 \right) \right] \quad (46)$$

$$K_e(z) = K_{e_{hc}} \exp \left[ \eta \left( \frac{z}{h_c} - 1 \right) \right] \quad (47)$$

Sendo  $z$  a coordenada vertical da velocidade do vento  $u(z)$ .  $u_{hc}$  e  $K_{e_{hc}}$  são velocidade do vento e difusividade turbulenta dos vórtices no topo da camada vegetativa,  $\eta$  é um coeficiente de extinção dado por Tuzet et al. (2003), Mihailović et al. (2004) e descrito como,

$$\eta = h_c \left( \frac{c_d LAI}{2l_c^2 h_c} \right)^{1/3} \quad (48)$$

em que,  $c_d$  é coeficiente de arrasto foliar, e  $l_c$  o comprimento de mistura. As parametrizações das resistências turbulentas,  $c_d$  e  $\eta$  são extensivamente discutidas por Campbell e Norman (2012) e Sellers et al. (1986) ou ainda por Shuttleworth (2012). Seguindo estes autores, as resistências aerodinâmicas,  $r_{ss}$ ,  $r_a$  e  $r_v$  podem ser expressas como:

$$r_{ss} = \int_{z_{0g}}^{h_v} \frac{dz}{K_e(z)} \quad (49)$$

$$r_v = \int_{h_v}^{h_c} \frac{dz}{K_e(z)} \quad (50)$$

$$r_a = \int_{h_c}^{h_m} \frac{dz}{K_e(z)}, \quad (51)$$

e finalmente, assumindo uma densidade do dossel constante, uma resistência global da camada limite entre o solo e o topo do dossel pode ser expresso como:

$$\frac{1}{r_{bv}} = \frac{1}{h_c - z_{0g}} \int_{z_{0g}}^{h_c} \frac{u_{hc}^{1/2}}{C_t d_l^{1/2}} \exp \left[ \frac{\eta}{2} \left( \frac{z}{h_c} - 1 \right) \right] dz \quad (52)$$

em que  $z_{0g}$  é o comprimento de rugosidade da superfície do solo,  $d_l$  é a largura média das folhas e  $C_t$  é um coeficiente de transferência que depende da dimensão característica das folhas (CAMPBELL; NORMAN, 2012).  $h_v$  é a altura média do dossel responsável pela origem dos fluxos de calor e massa. Segundo Sellers et al. (1986), Mihailović et al. (2004),  $h_v$  pode ser estimado calculando o centroide em 52. Assumindo uma altura mínima para a altura de fonte/sumidouro representado pela altura da base do dossel,  $h \approx 3.5$  m (para o caso),  $h_v$  é dado por:

$$h_v = 2h \frac{\ln \left[ \frac{1}{3} \left( \exp \left( \frac{\eta}{2} \right) + 2 \exp \left( \frac{h\eta}{2h_c} \right) \right) \right]}{\eta}. \quad (53)$$

As resistências acima dependem do computo de  $K_{e_{hc}}$  que é função da velocidade de fricção  $u^*$  (BRUTSAERT, 1982; SHUTTLEWORTH, 2012).

$$K_{e_{hc}} = \frac{\kappa(hc - d)u^*}{\phi_M(\zeta)} \quad (54)$$

A velocidade de fricção acima do dossel vegetativo é estimada a partir de uma função logarítmica da velocidade do vento.

$$u^* = \frac{\kappa u(h_m)}{\ln \frac{(h_m - d)}{z_0} - \Psi_M(\zeta)} \quad (55)$$

Nestas equações (54 e 55),  $d$  e  $\kappa$  são o deslocamento do plano zero e a constante de Von Kármán, respectivamente;  $\phi_M(\zeta)$  e  $\Psi_M(\zeta)$  são a função de estabilidade e a função de estabilidade integrada, ambas para momento. O número adimensional  $\zeta$  é dado por:  $\zeta = (h_c - d)/L_0$ .  $L_0$  é o chamado comprimento de Monin-Obukhov o qual é originado da teoria de similaridade de Monin-Obukhov (TSMO).  $L_0$  e  $\phi_M(\zeta)$  são dados por Harris et al. (2004):

$$L_0 = -\frac{\rho c_p T_a (u^*)^3}{\kappa g (H_a + 0,07LE_a)} \quad (56)$$

$$\phi_M(\zeta) = [1 - 16(\zeta)]^{-1/4} \quad (57)$$

e a função de estabilidade atmosférica para a correção dos fluxos de momento, calor e massa são descritos como:  $\phi_M^2(\zeta)=\phi_H(\zeta)=\phi_E(\zeta)$  para condições de instabilidade e,  $\phi_M(\zeta)=\phi_H(\zeta)=\phi_E(\zeta)$  para as condições de neutralidade ou estabilidade, de acordo com  $\zeta$ , ver 59. Tais funções são usadas para o cálculo das funções de estabilidades integradas tal como (HARRIS et al., 2004).

$$\Psi_M(\zeta) = \begin{cases} -2 \ln \frac{(1+x)}{2} - \ln \frac{(1+x^2)}{2} + 2 \tan^{-1}(x) - \frac{\pi}{2}, & \text{se } \zeta \leq 0 \\ -5\zeta, & \text{se } \zeta > 0 \end{cases} \quad (58)$$

e,

$$\Psi_H = \Psi_E(\zeta) = \begin{cases} 2 \ln \left[ \frac{(1+x^2)}{2} \right], & \text{se } \zeta \leq 0 \\ -5\zeta, & \text{se } \zeta > 0. \end{cases} \quad (59)$$

Em 59 e 58,  $x$  é dado por:

$$x = \left[ 1 - 16 \left( \frac{z-d}{L_0} \right) \right]^{1/4} = \phi_M^{-1}(\zeta) \quad (60)$$

A partir das equações 54-60 e assumindo um perfil logarítmico de  $u(z)$  para o intervalo acima do dossel  $h_c > z \leq h_m$ , pode-se definir uma melhor parametrização para a estimativa de  $r_a$ , da forma:

$$r_a = \frac{u}{(u^*)^2} + \frac{1}{\kappa u^*} \left[ \ln \left( \frac{z_0}{z_{0m}} \right) + \Psi_M - \Psi_E \right] \quad (61)$$

Na Equação 61  $z_{0m}$  é comprimento da rugosidade para momento. A formulação de 61 é possível apenas quando se conhece ou estabelece-se uma relação entre  $z_0$  e  $z_{0m}$  tal como:  $z_{0m} = z_0 e^{-2}$ , sendo  $z_0 = 0,06h_c$  (HARRIS et al., 2004). Assim,  $z_0$  é ligeiramente maior que  $z_{0m}$ . A resistência ao vapor de água entre as camadas do solo,  $r_{soil}$ , pode ser escrito

como a soma das resistências à difusão do vapor de água de cada camada do solo. Como proposto por (GRIEND; OWE, 1994), cada camada de 1 cm apresenta resistência igual a  $r_{soil} = 10e^{0,3563(\theta_{min}-\theta_{sup})}$ , em que  $\theta_{sup}$  é o conteúdo de água no solo perto da interface solo-atmosfera, e  $\theta_{min}$  é um valor empírico de umidade acima da qual o solo tem evaporação potencial. Como no presente estudo abrange apenas as camadas do solo com raízes mais efetiva à captação de água,  $z_i=0,5$  m, a resistência adotada será uma integração destes 50 primeiros centímetros. Além disso, um valor máximo à resistência foi adotado,  $r_{soil}=5000$  ( $m\ s^{-1}$ ) (MIHAILOVIĆ; RUMIL, 1996) correspondente à  $\theta$  abaixo de  $\theta_{min}$ . Assim  $r_{soil}$  torna-se,

$$r_{soil} = 5000 \exp(0,3563(\theta_{min} - \theta_{medido})) \quad (62)$$

em que  $\theta_{min}$  é igual a 15% de umidade do solo (BITTELLI et al., 2008).

A resistência estomática,  $r_{sH_2O}$ , é implicitamente dependente do potencial de água nas folhas (TUZET et al., 2003; MANZONI et al., 2011), mas está relacionado à pressão de turgor da célula guarda que relaciona-se ao fechamento estomático (LEUNING et al., 2003). Além disso, está associada explicitamente à assimilação de  $CO_2$  que por sua vez está ligado ao processo bioquímico da fotossíntese (FARQUHAR et al., 1980). Em geral a resistência estomática é tratada por meio de modelos empíricos (TUZET et al., 2003; DALY et al., 2004; SIQUEIRA et al., 2008). Contudo, neste estudo usou-se uma abordagem que abrange uma otimização do uso da água, através de teorias econômicas de otimização das trocas de gases entre as folhas de o ar em vários trabalhos (KATUL et al., 2009; KATUL et al., 2009; BOER et al., 2011; MANZONI et al., 2011). Esta abordagem descreve a resistência estomática assumindo que os estômatos se abrem de forma a maximizar o saldo de carbono assimilado ( $= f_c$ ) para uma dada perda de água pelas folhas ( $= f_e$ ). Segundo Katul et al. (2009) a resistência estomática é descrita pela Equação (63).

$$\beta/r_{sH_2O} = g_{s,CO_2} = \frac{a_1}{a_2 + sc_a} \left[ -1 + \left( \frac{c_a}{a \lambda_{op} VPD} \right)^{1/2} \right] \quad (63)$$

em que,

$$\lambda_{op} = \frac{\left( \frac{\partial f_c}{\partial g_{s,CO_2}} \right)}{\left( \frac{\partial f_e}{\partial g_{s,CO_2}} \right)}. \quad (64)$$

Matematicamente  $\lambda_{op}$  equivale-se a um multiplicador de Lagrange em problemas de otimização, e é entendido como um custo de água que é perdida pela transpiração e é frequentemente referido como eficiência marginal do uso da água e tende a aumentar com a redução

da disponibilidade hídrica (MANZONI et al., 2011). Quando do fluxo  $f_c$  é subtraído a respiração das folhas/dossel vegetativo ( $R_d$ ) se torna a assimilação líquida  $A_n$ , detalhada no Apêndice A.2. A razão entre  $A_n/TR = WUE$  refere-se à eficiência do uso da água pelo dossel vegetativo ( $WUE$ , do inglês *Water Use Efficiency*). Atualmente, esta razão tem sido foco na comunidade científica de recursos hídricos, principalmente de sua incerteza com relação às mudanças climáticas (GEDNEY et al., 2006; HUNTINGTON, 2008; HUNTINGTON; BILLMIRE, 2014; TONG et al., 2014; SAURER et al., 2014; FRANK et al., 2015). Os parâmetros,  $a_1$  e  $a_2$  derivados dos processos fotossintéticos são detalhados no Apêndice A.2.  $f_e$  e  $f_c$  também são variáveis dos processos bioquímico da fotossíntese e são descritos no Apêndice A.2. A constante representando  $s = c_i/c_a = 0,7$  de longo prazo usando é obtida a partir de análise de isótopo estável. A demonstração da Equação 63 e outros parâmetros estão descritos no Apêndice A.2. O fator  $\beta = [P/RT_a]$  é usado para converter unidades molares para resistência física.

As equações de 23 até 63 formam um esquema simples para estimativas dos fluxos de calor e massa entre a superfície e a atmosfera. Contudo, elas não são suficiente para representação dos fluxos intrínseco à vegetação, contanto que o propósito com o presente trabalho é a representação de um sistema mais completo agregando solo, vegetação e atmosfera. Para atender esse propósito, mais equações devem ser acrescentadas às já apresentada. As equações descritas a seguir dão conta, de forma simplificada, do transporte de água dentro da vegetação (raízes, caule e estômatos) através das estimativas dos potenciais no solo  $\psi_s$ , na base das raízes  $\psi_r$ , no caule ou folhagem  $\psi_x$  ou  $\psi_l$ , respectivamente. A partir dos potenciais, estima-se a transpiração ( $TR$ ) da vegetação dominante. No presente esquema do SVAT (MANZONI et al., 2011), a transpiração será abordada em um estado não-estacionário, por meio do uso de capacitância para o reservatório vegetação  $C_{tree}$  (WILLIAMS et al., 1996; KUMAGAI, 2001; ZHANG et al., 2014). Em geral, o potencial de água  $\psi_s$  e a condutividade hidráulica do solo  $K_s$  é originado através da equação de Richards, contudo, para o presente estudo, estas variáveis serão estimadas por meio do modelo de Genuchten-Mualem (GENUCHTEN, 1980):

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha \psi_s)^n]^{1-1/n}} \quad (65)$$

$$K_s = k_{sat} S_e^\gamma \left[ 1 - \left( 1 - S_e^{\frac{n}{n-1}} \right)^{\frac{n-1}{n}} \right]^2 \quad (66)$$

em que,

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}. \quad (67)$$

Para isso, o conteúdo de água no solo foi medido *in situ* à 30 cm. Os parâmetros  $n$ ,  $\theta_s$ ,  $\theta_r$  foram estimados a partir do módulo **Rosetta** do *software* HYDRUS (SCHAAP et al., 2001).

Tendo as variáveis  $\psi_s$ ,  $T_a$ ,  $e_a$ ,  $SW$  e  $LW$  medidas, uma abordagem *top-down* pode ser usada para a estimativa de  $TR$  (WILLIAMS et al., 1996; MANZONI et al., 2011; MANZONI et al., 2013b; VOLPE et al., 2013; ZHANG et al., 2014).

### 3.7 Hidráulica da vegetação

Esta seção está baseada principalmente nos autores Tuzet et al. (2003), Manzoni et al. (2013b), Volpe et al. (2013) e Volpe et al. (2013), a partir dos quais a captação de água pelas raízes é dada por:

$$q_r = g_{sr} (\psi_s - \psi_r) \quad (68)$$

em que,  $g_{sr}$  ( $\text{m MPa}^{-1} \text{s}^{-1}$ ) é a condutância entre o solo e as raízes, 69, e é expressa como a soma do inverso das resistências do solo e das raízes (VOLPE et al., 2013), que ainda é função da densidade de raízes da floresta (JACKSON et al., 1996; JACKSON et al., 1997).

$$g_{sr} = \frac{k_s k_r}{k_s + k_r} \quad (69)$$

A condutância  $k_s$  está associada ao movimento radial da água na interface solo-raiz, e é dada por (DALY et al., 2004):

$$k_s = \frac{K_s}{\rho_w g \sqrt{\frac{d_R Z_R}{R_{AD}(z)}}} \quad (70)$$

em que,  $K_s$  é a condutividade hidráulica do solo,  $g$  é aceleração devida à gravidade,  $d_R$  e  $Z_R$  são o diâmetro médio e a profundidade média do sistema radicular, respectivamente.  $R_{AD}(z)$  é o índice de área radicular que depende da distribuição de densidade de raiz  $D_f(z)$  com a profundidade (JACKSON et al., 1996; JACKSON et al., 1997),  $R_{AD}(z) = D_f(z) R_{AI}$ , em que  $D_f(z) = -\beta^z \ln(\beta)$ , (KATUL et al., 2003; MANZONI et al., 2013b; DALY et al., 2004), aqui,  $\beta$  é um fator de ajuste descrito (JACKSON et al., 1996) e depende do tipo de planta e solo (MANZONI et al., 2013b). A condutância que caracteriza o fluxo de água através da interface solo-raiz e dentro do sistema radicular é descrita como:

$$k_r = P_r R_{AI} \quad (71)$$

sendo  $P_r$  a permeabilidade no sistema radicular (SIQUEIRA et al., 2008; ZHANG et al., 2014). Em um estado não-estacionário, quando considera-se a capacitância ou reservatório de um sistema ou em parte dele, no caso a floresta, os fluxos dependem do tempo (t). Dessa forma, os potenciais são também função do tempo, tal que, a variação do volume de água estocada na vegetação ( $W$ ) é descrito como (WILLIAMS et al., 1996; YU et al., 2007):

$$\frac{dW}{dt} = \frac{dW}{d\psi_l} \frac{d\psi_l}{dt} = C_{tree} \frac{d\psi_l}{dt} \quad (72)$$

A capacitância  $C_{tree}$  usada aqui foi coletada da literatura especializada (MEINZER et al., 1993; SCHOLZ et al., 2007). Scholz et al. (2007) mediu experimentalmente a capacitância em *Volchysiacea* localizada em Cerrado *stricto sensus*. Assim, para um estado estacionário, a captação de água pelas raízes é igual a transpiração, e o fluxo de água dentro da vegetação é dado por:

$$q_r = \frac{(\psi_s - \psi_l - \rho_w g h_v) g_P g_{sr}}{g_P + g_{sr}} \quad (73)$$

em que  $g_P$  é, geralmente, descrito por um função do tipo Weibull:

$$g_P = g_{Pmax} \left[ 1 + \left( \frac{\psi_r + \psi_l}{2\psi_{50}} \right)^a \right]^{-1} \quad (74)$$

sendo  $a$  um parâmetro empírico para ajuste de  $g_P$  como uma curva de vulnerabilidade à cavitação. O potencial a 50% de perda de condutividade hidráulica é  $\psi_{50}$ ,  $g_{Pmax}$  é a condutância máxima da vegetação (MANZONI et al., 2013b) dada por:

$$g_{Pmax} = k_{P,max} / (\rho_w g h) = k_{P,sap} g_{SAI} / (10^6 (\rho_w g h)). \quad (75)$$

O valor da condutividade hidráulica da vegetação,  $k_{P,sap}$ , muda conforme a estrutura hidráulica das espécies (MANZONI et al., 2013a).

A taxa de variação do estoque de água na vegetação ( $dW/dt$ ) é expresso pela diferença entre a captação de água pelas raízes e a perda por transpiração conforme Equação 76:

$$\frac{dW}{dt} = \frac{g_P (\psi_s - \psi_l - \rho_w g h_v) g_{sr}}{g_P + g_{sr}} - TR \quad (76)$$

assim, combinando 73 e 72 obtêm-se:

$$\frac{d\psi_l}{dt} = \frac{g_P (\psi_s - \psi_l - \rho_w g h_v) g_{sr} - TR (g_P + g_{sr})}{C_{tree} (g_P + g_{sr})}. \quad (77)$$

Esta equação diferencial pode ser resolvida usando o método de Runge-Kutta (KATUL et al., 2003; YU et al., 2007), como feito no presente estudo.

A transpiração é dada através da Equação 28, expressa em unidades em unidade de fluxo de água ( $\text{m}^3\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ).

$$TR = \frac{M_w}{R\rho_w} \frac{1}{r_{sH2O} + r_{bv}} \left( \frac{h_f e^*(T_{sv})}{T_{sv}} - \frac{e_{av}}{T_{av}} \right). \quad (78)$$

A integração da Equação 72 no tempo pode ser comparada às medidas dendrométricas com propósito de "validação da dinâmica" de  $W$ . Não é praticável a validação da dinâmica e da quantificação de  $W$  para a floresta como um todo, dado que as medidas dendrométricas foram obtidas para três indivíduos com diâmetros de caule similares, e portanto, não abrange todo o espaço amostral dos diâmetros da floresta. Contudo, a quantidade de água armazenada em um único indivíduos de *V. divergens* é proporcional às medidas dendrométricas (SCHOLZ et al., 2008; MATHENY et al., 2015). A partir da estimativa  $W$  ( $\text{m}^3\text{m}^{-2}$ ) em unidade volumétrica normalizada por área de superfície e da densidade florestal (indivíduo/hectare) (SANCHES et al., 2015), é possível estimar  $W$  ( $\text{m}^3$ ) em termo volumétricos e comparar ao volume obtido por meio das medidas dendrométricas. Então  $W$  ( $\text{m}^3$  ou  $\text{kg}$  ( $\text{H}_2\text{O}$ )) modelado pode ser obtido da forma,

$$W = W_0 + C_{tree} \frac{1}{\rho_F} \frac{(p_1(\psi_l + \rho g(h_b - h_c)) + \psi_r)}{1 + p_1} \quad (79)$$

sendo  $W_0 = 186$   $\text{kg}$  (máxima hidratação inicial),  $h_c$  e  $h_b$  são alturas do dossel e à altura do peito (1,3 m) respectivamente,  $\rho_F \approx 16 \text{ m}^{-2}$  é a densidade florestal, e  $p_1$  é um parâmetro de ponderação para correção da condutividade hidráulica da planta ( $k_{P,sap}$ ) ao nível do dendrômetro. A condutividade hidráulica da planta diminui exponencialmente ao longo de sua altura (FAN et al., 2015; MIRFENDERESGI et al., 2016). A condutividade reportada na literatura (MANZONI et al., 2013a) é obtida para uma planta como um todo, desta forma, na altura do dendrômetro, o potencial deve ser exponencialmente maior (menos negativo) devida à maior condutividade, sendo  $p_1$  menor que 1.

Desta forma, para validação foram escolhidos 10 dias do mês de novembro de 2013, sendo do dia 03 ao dia 13, um intervalo entre dois eventos de precipitação do início do período chuvoso. Nestes dias pode se observar o decréscimo do conteúdo de água no solo ( $\theta_s$ ) e uma nítida variação radial do caule de *V. divergens* definido como a variação do estoque de água da vegetação. O período escolhido deve-se também a disponibilidade de dados micrometeorológicos e principalmente, a um período em *V. divergens* aparenta não ter crescimento nítido, facilitando a análise sobre a variação do conteúdo de água da vegetação (Figura 9).

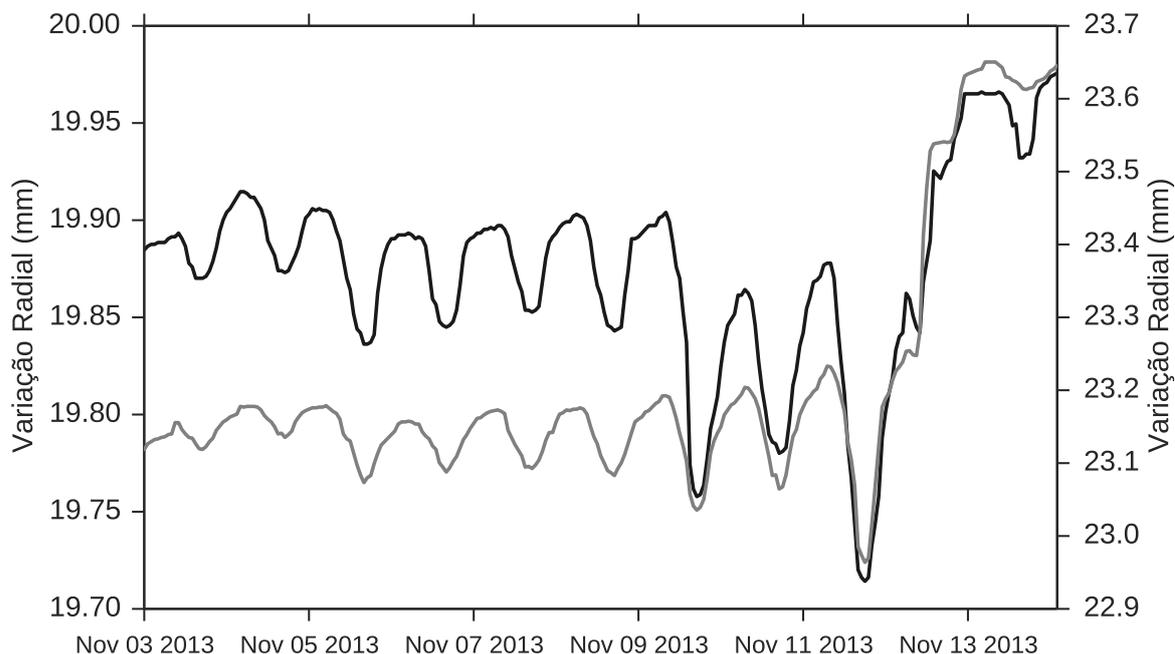


Figura 9: Dinâmica da água no caule de dois indivíduos (TreeA e TreeC) de *V. divergens* entre os dias 03 e 13 de novembro de 2013. O estoque de água no caule ( $V_{tree}$ ) é estimado pela multiplicação da área do xilema efetivo pela altura do caule e pelo conteúdo de água na planta conforme Scholz et al. (2008).

Na Figura 9, percebe-se a dinâmica na variação horária do estoque de água na vegetação conforme o conteúdo de água no solo diminui (Figura 10a). A partir das medidas dendrométricas pode ser obtida uma estimativa do estoque de água ou sua variação armazenado na planta ( $V_{tree}$ ). Para isso, assume-se que toda a variação ( $dR$  Figura 3) do caule ocorre devido à perda ou absorção de água pela planta. Segundo Scholz et al. (2008), o volume de água na planta varia linearmente com sua área basal ( $\pi R^2$ ). Assim, assumindo que a maior parte do volume de água na planta ( $V_{tree}$ ) armazena-se no caule, sua estimativa é obtida pela multiplicação entre a área basal da planta (medida dendrométrica), a altura do caule e a umidade do caule conforme Scholz et al. (2008), adicionalmente a área efetiva do xilema ( $A_{sap}$ ) é necessária.

Na Figura 10 nota-se uma relação de dependência entre as variáveis ambientais e as medidas dendrométricas (armazenamento de água no caule), principalmente ligado ao  $VPD$  e ao  $\theta_s$ , estas variáveis estão incluídos no modelo de transpiração ( $TR$ ) e que podem ajudar a explicar, ao menos parcialmente, a dinâmica do estoque na vegetação. Nota-se também que a evapotranspiração potencial seguiu as variações da radiação incidente em termos diário, talvez com exceção do dia 05/11 quando a radiação incidente atingiu seus valores mais altos enquanto que a evapotranspiração potencial parece não ter acompanhado. É preciso salientar

que  $ET_p$  calculada por Priestley-Taylor é descrita apenas pelas forçantes radiativas, ou seja, sem a forçante aerodinâmica.

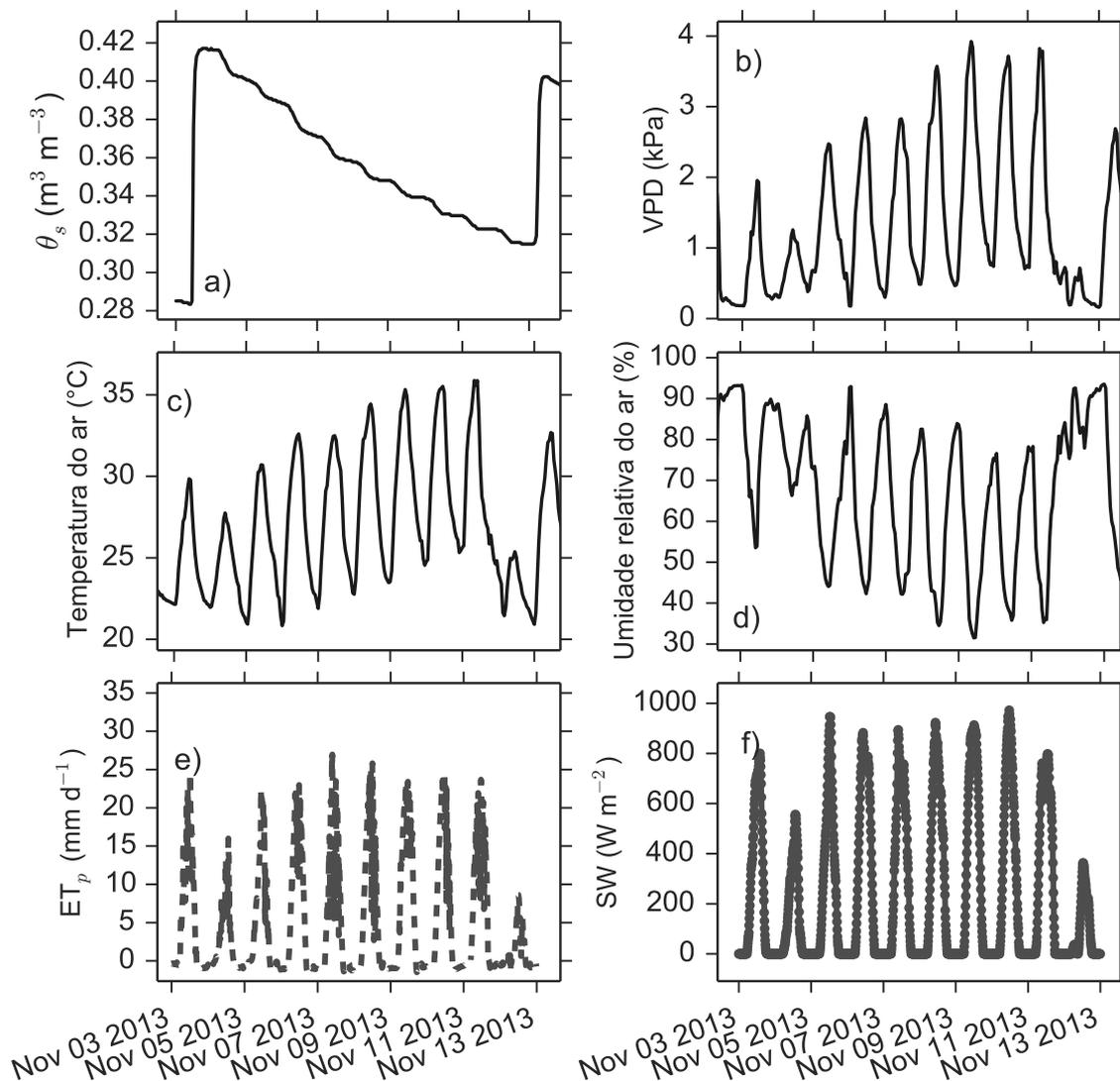


Figura 10: Comportamento das variáveis ambientais nos dias sem precipitação, 03 e 13 de novembro de 2013. a) Conteúdo de água no solo, b) Déficit de pressão de vapor, c) Temperatura do ar, d) Umidade relativa do ar, e) Evapotranspiração potencial calculada pelo método de Priestley-Taylor e f) Radiação de onda curta incidente.

Mais informações sobre parâmetros e constantes relativo à modelagem dos fluxos no sistema solo-vegetação-atmosfera podem ser vistas no Apêndice A.1.

# Capítulo 4

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste capítulo são apresentados primeiramente os resultados das análises das séries dendrométricas de *V. divergens*, que incluem as análises do déficit de água no caule ( $\Delta W$ ) e da amplitude radial média ( $MRS_{amplitude}$ ) ao longo dos dois anos (2013-2015), bem como as contribuições destas análises para melhor compreensão da dinâmica do estoque de água ( $dW/dt$ ) na vegetação (floresta com dominância de *V. divergens*) frente às variáveis ambientais. Em seguida, serão apresentados resultados da modelagem dos fluxos associados ao comportamento do estoque de água na vegetação dentro dos 10 dias escolhidos.

### 4.1 ABORDAGEM DENDROMÉTRICA

#### 4.1.1 Variáveis ambientais

De junho de 2013 a maio de 2015, o local de estudo experimentou dois períodos secos e dois períodos de chuvas (2013-2014; 2014-2015) (Figura 11), o que corresponde a dois períodos de alagamento. Pouca precipitação e baixa pressão de vapor ( $e_a$ ) combinados com altas temperaturas condicionam a alta demanda de água pela atmosfera na estação seca, quando  $\theta_s$  cai rapidamente.  $\theta_s$  atingiu o seu valor mínimo em setembro, sendo 0,25 e 0,32  $m^3 m^{-3}$  para 2013 e 2014, respectivamente. Com o aumento da precipitação e a contribuição das águas de inundação, o solo atingiu a saturação (0,46  $m^3 m^{-3}$ ) (Figura (11)). A floresta de *V. divergens* experimentou dois períodos de inundação, de janeiro a junho, em 2014 e 2015. O nível de água atingiu o seu máximo em março (0,79 m em 2014 e 0,50 m em 2015). A duração da inundação foi maior em 2015 (janeiro a junho) do que em 2014 (fevereiro a junho). Apesar da maior duração em 2015, o nível da água permaneceu abaixo do observado em 2014, significando que durante o período chuvoso de 2015, as chuvas foram mais bem distribuídas ao longo do tempo e isso levou a ser um ano com maior disponibilidade de água no solo.

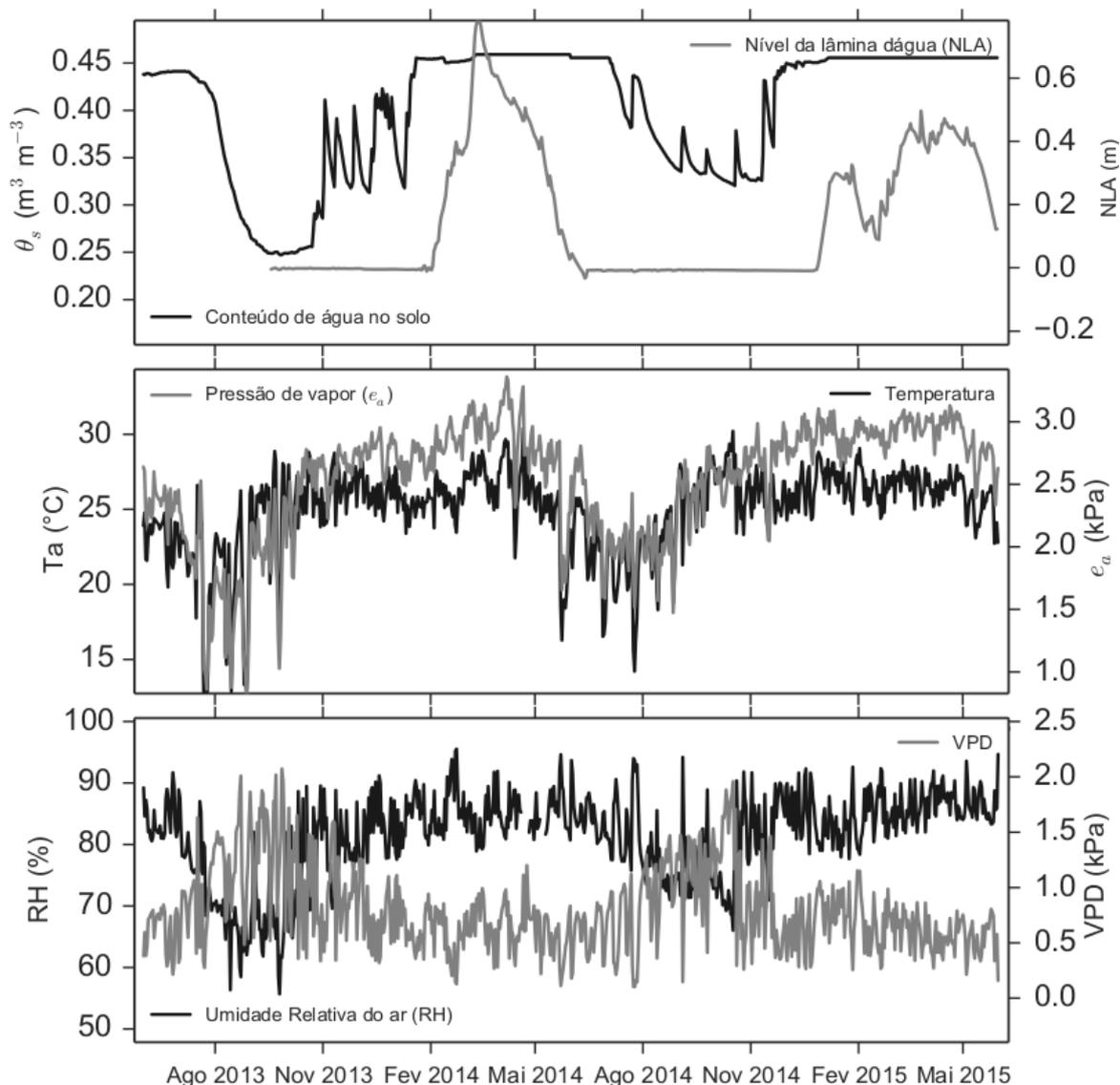


Figura 11: Média diária das variáveis climáticas durante todo o período de medidas dendrométricas.

#### 4.1.2 Raio do caule e déficit de água da árvore

O raio do caule apresentou ciclos tanto anuais como diários. A variabilidade anual foi caracterizada por um platô em maio e junho seguido de um ligeiro declínio devido à perda de água. Esta fase foi seguida por um aumento progressivo do raio do caule a partir da primeira metade de outubro até maio do ano seguinte (o período de crescimento) (Figura 12). O declínio do raio do caule ocorre durante um período de dormência cambial para *V. divergens*, uma vez que a floração e queda das folhas também ocorrem neste momento (SANCHES et al., 2015).

As variações no déficit de água da árvore apresentaram valores críticos nos meses

mais secos (ago-out) (Figura 13). Em geral, em junho e julho, as árvores experimentaram um  $\Delta W$  durante o dia que foi recuperado durante a noite (retornando perto de zero). Durante agosto e setembro uma queda vigorosa é observada nas reservas de água das árvores, sendo incapazes de se recuperarem em termos de hidratação, isso ocorreu tanto em escala diária quanto em escala mensal. Isto resultou no encolhimento do caule. No início de outubro (início da estação chuvosa),  $\Delta W$  tendeu a aumentar e recuperou completamente seu estado de hidratação.  $\Delta W$  alcançou seu valor crítico em 2013 igual a  $-789 \mu\text{m}$  (0,18% de raio inicial) e  $-576 \mu\text{m}$  (0,14% de raio inicial) em 2014, sugerindo uma estação seca mais severa em 2013, a qual também pode ser observada nos valores mais baixos  $\theta_s$  em 2013 ( $0,25 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ) do que 2014 ( $0,32 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ).

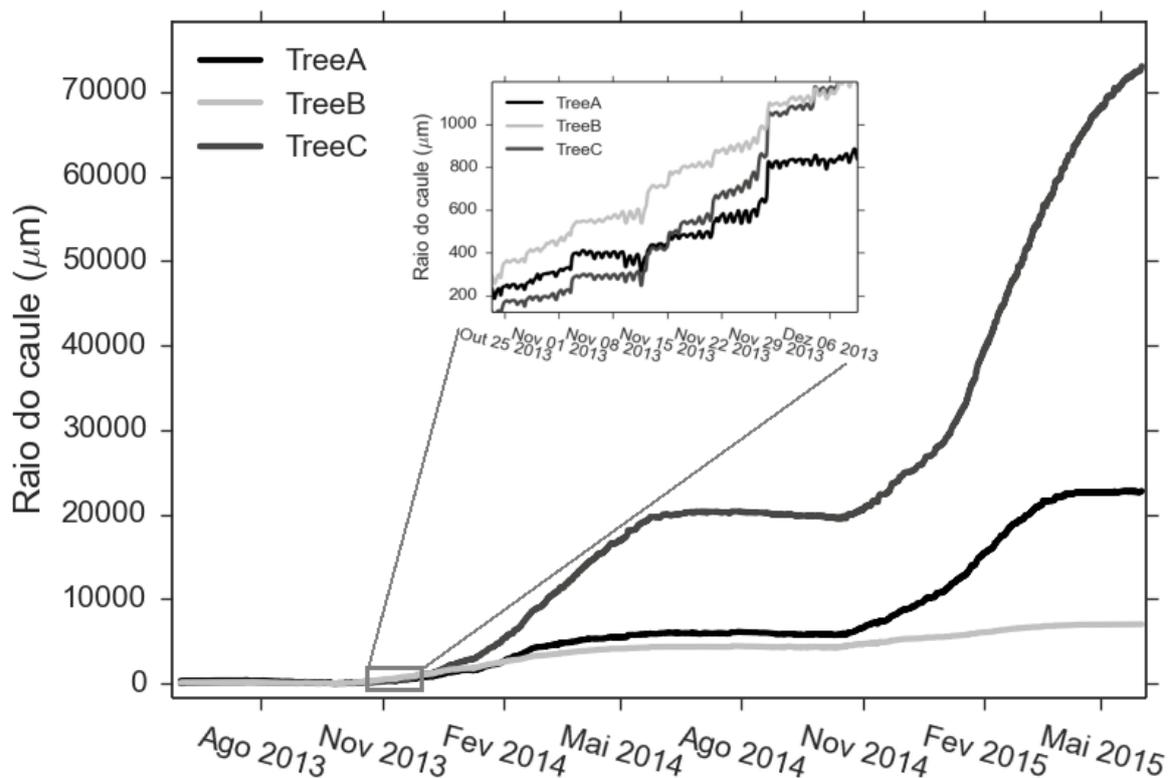


Figura 12: Medidas horária do raio das árvores investigadas. A partir de junho a maio (2013-2015). O painel ampliado mostra um período de 60 dias de 20/10/2013 até 10/12/2013.

O  $\Delta W$  representa mais perdas de água por transpiração do que a capacidade de captação de água pelas raízes em escala diária e mensal. Quando  $\theta_s$  está diminuindo, há um aumento da resistência ao fluxo de água entre o solo e os tecidos de armazenamento de água das árvores, em comparação com a resistência ao fluxo entre a água estocada e a transpiração, resultando em valores decrescentes de  $\Delta W$ . Este efeito pode ser reforçado quando  $e_a$  também diminui durante a estação seca. A partir destes resultados esperaria-se uma sazonalidade intensa na transpiração e/ou condutância estomática, entretanto, Dalmagro et al.

(2013) observaram que não existem diferenças significativas na condutância estomática, na taxa fotossintética líquida e na máxima taxa de carboxilação da enzima Rubisco, entre as estações seca e chuvosa. Assim, para manter taxas de transpiração, as reservas de água no caule são consumidas gradualmente (diminuição de  $\Delta W$ ), diminuindo o potencial hídrico do caule que, por sua vez, tende a extrair mais fortemente a água do solo. No entanto, sugere-se que a água armazenada no caule não sustenta a transpiração por toda a estação seca. Dessa forma, raízes mais profundas devem acessar fontes de águas profundas durante a estação seca. O encolhimento do caule é comumente relatado em ambientes propensos à seca, principalmente por conta da baixa disponibilidade hídrica (BRÄUNING et al., 2009; VOLLAND-VOIGT et al., 2011; WANG et al., 2013; VIEIRA et al., 2013). No entanto, existem poucos estudos avaliando esta componente em áreas alagáveis (DRAKE et al., 2013).

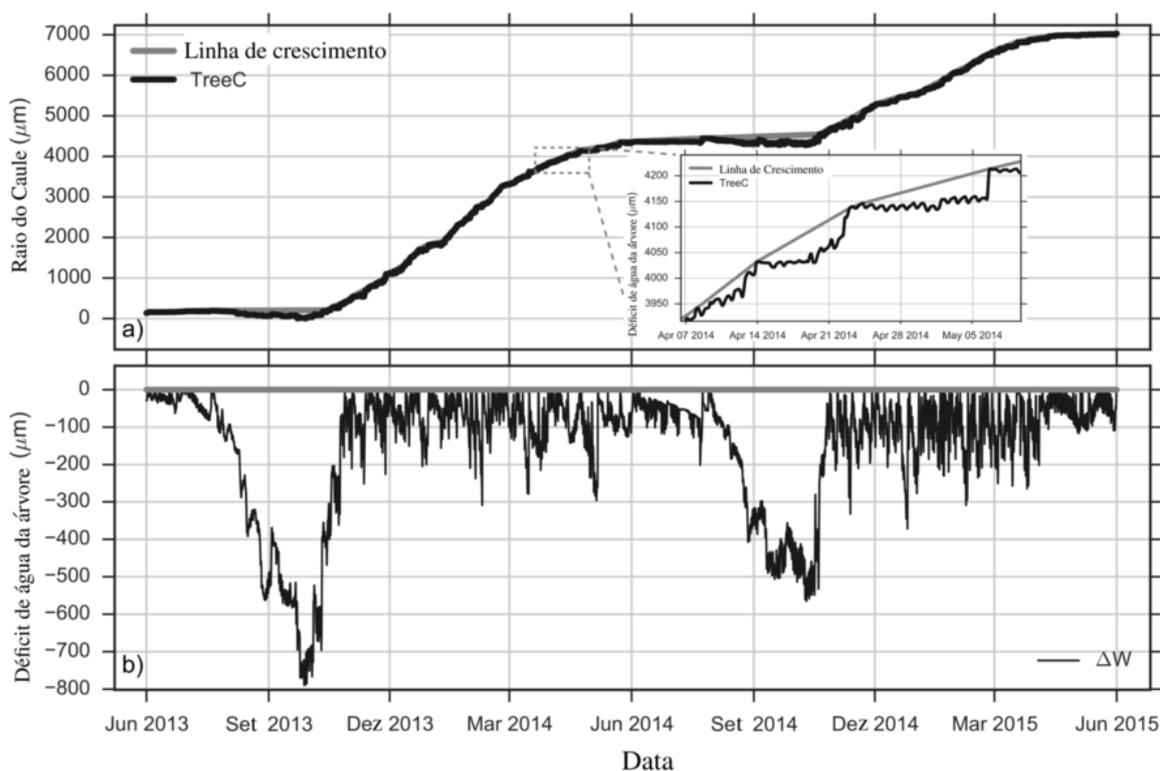


Figura 13: Déficit de água na árvore ( $\Delta W$ ) para uma única árvore (**TreeC**) obtido pela remoção da tendência de crescimento do caule. A exibição ampliada mostra o polinômio ("linha de crescimento") passando por alguns picos (a). O resultado da subtração entre séries dendrométrica e a linha de crescimento fornecem o déficit de água na árvore (b).

Eventualmente, pode-se verificar o aumento em  $e_a$  devido à alta cobertura de nuvens ou à precipitação, ainda que mínima a ponto de não causar qualquer variação em  $\theta_s$ , pode provocar um rápido aumento em  $\Delta W$ . Neste caso específico, a variação em  $\Delta W$  é independente de  $\theta_s$ . Além disso, após a saturação de  $\theta_s$ , as variáveis atmosféricas tornaram-se as únicas controladoras das variações em  $\Delta W$ , justificando a inclusão de  $e_a$  e  $T_{ar}$ , no modelo

de regressão múltipla para estimativa de  $\Delta W$ . Resultados semelhantes foram relatados por Zweifel et al. (2005) e Drew et al. (2011) que estudaram o efeito de VPD (em vez de  $e_a$ ) em  $\Delta W$ .

Os valores mais críticos de  $\Delta W$  (-789 e -576  $\mu\text{m}$ ; 0,18 e 0,14% do raio inicial do caule) são valores intermediários quando comparado com os ambientes propensos à seca. Pesquisadores relataram grande variação em  $\Delta W$  correspondendo de 0,07 até 1,75% do raio inicial do caule (ZWEIFEL et al., 2005; VOLLAND-VOIGT et al., 2011; DREW et al., 2011; SÁNCHEZ-COSTA et al., 2015). Embora a magnitude do déficit hídrico em árvores seja dependente das espécies (DREW et al., 2011; SÁNCHEZ-COSTA et al., 2015), esperava-se valores maiores de  $\Delta W$  para *V. divergens*, uma vez que  $\theta_s$  permaneceu acima de  $0,2 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ . Portanto, supõem-se que para *V. divergens* vivendo no Cerrado, região não inundável e com uma estação seca mais intensa, deve experimentar maior estresse hídrico, tal como é reportado por Dalmagro et al. (2014).

### 4.1.3 Fases do raio do caule e suas durações

As fases contração e recuperação variaram de 0 a -150 e 0 a 150  $\mu\text{m}$ , com valores máximos ou mínimos (contração) em outubro (Figura 14). As magnitudes de todas as fases foram menores nos meses de seca, mostrando uma estagnação na flutuação do caule numa escala diária. O incremento radial variou de -85 a 400  $\mu\text{m}$  para toda a série histórica, com valores mais elevados em fevereiro e menores (incremento negativo) em maio. Como explicado anteriormente, o incremento negativo não significa perda de biomassa pela planta, mas sim, perda de água pelo caule que não é repostada no dia seguinte. Quando esta perda ocorre por vários dias consecutivos (vários dias sem chuva e com baixa umidade do solo), o incremento acumulado é negativo. Os incrementos positivos também não significam apenas acúmulo de biomassa. Em escala diária, incrementos positivos representam reidratação do caule mais o incremento efetivo de biomassa, já em escala anual, quando se compara os diâmetros entre um ciclo anual completo das árvores, o incremento positivo é quase totalmente biomassa acumulada, uma vez que a porcentagem de água é desprezível comparado ao incremento efetivo de biomassa anual. Isso ocorre quando a espécie estudada tem fase de crescimento bem evidente, tal como *V. divergens*.

A partir de junho até setembro as magnitudes da fase incremento foram próximas de zero, chegando até ser observado um pequeno incremento líquido negativo acumulado nestes meses. A duração das fases de contração e de recuperação foi de cerca de 7 h e variou ligeiramente ao longo do período de estudo. No entanto, a duração da recuperação variou ligeiramente mais do que a duração de contração, presumivelmente devido às condições meteorológicas, como nebulosidade e eventos de precipitação durante o dia. A duração da fase de incremento tendeu a diminuir entre janeiro e agosto e aumentar a partir de outubro,

com o crescimento das árvores mais eficiente em fevereiro e março.

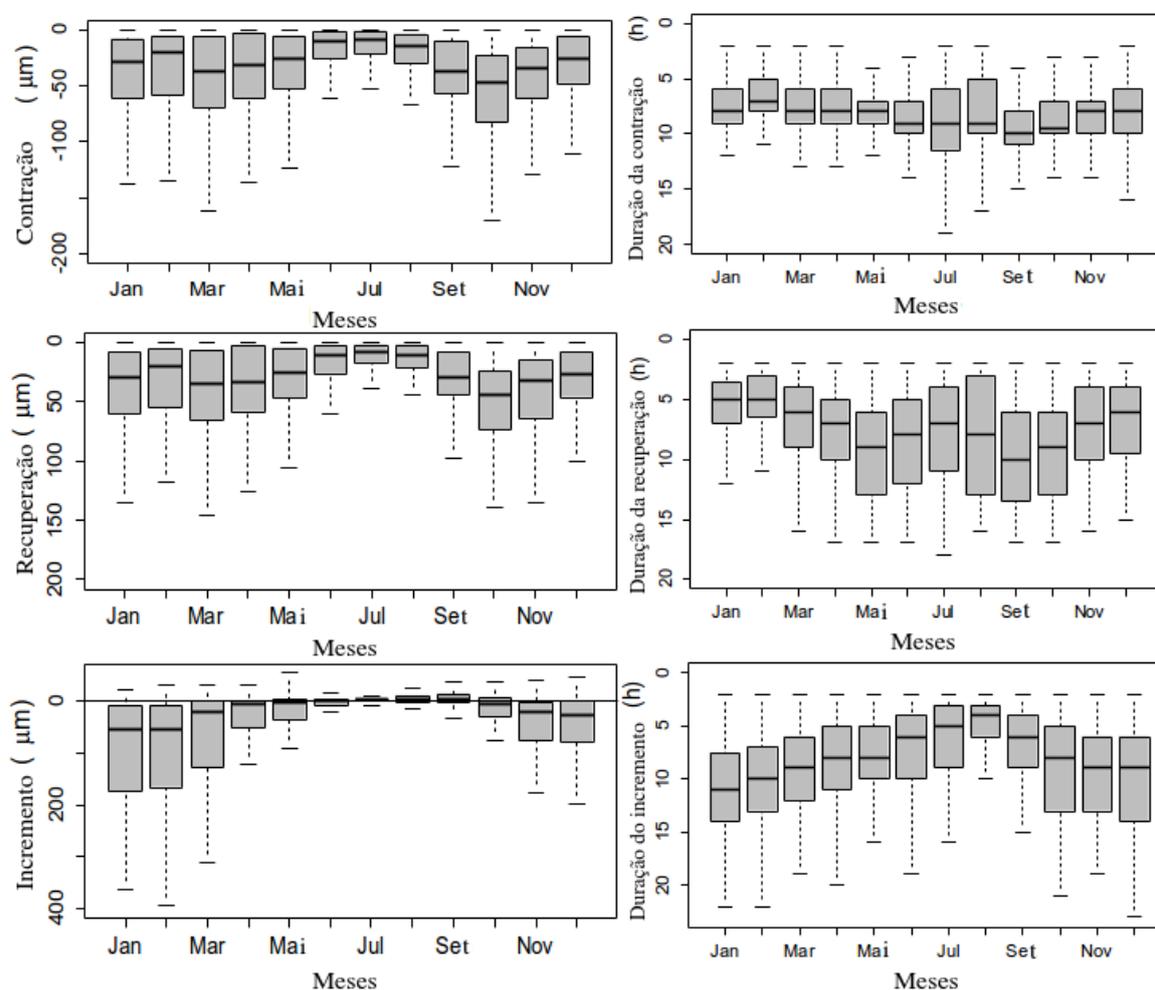


Figura 14: Magnitude (esquerda) e duração (direita) de cada fase ao longo de dois anos da variação radial (2013-2015). As caixas fechadas do gráfico de caixa (*boxplot*) representam os quartis inferior e superior (25% (Q1) e 75% (Q3)), com a mediana indicada pelas marcas centrais. As barras verticais indicam os limites superiores e inferiores de Whiskers (1,5Q3 e 1,5Q1).

#### 4.1.4 Ciclo diário do caule e suas amplitudes

A média de ciclo diurno mensal (ciclo circadiano do caule) variou consideravelmente ao longo do ano (Figura 15), aumentando progressivamente a partir de agosto a março e diminuindo de abril a julho. As amplitudes menores ocorreram na estação seca, com um mínimo em julho ( $12,5 \mu\text{m}$ ). As amplitudes maiores ocorreram em estação chuvosa com um máximo ( $85,0 \mu\text{m}$ ) em março. As máximas amplitudes coincidiram com o pico do nível da água, e valores máximos de  $e_a$  e  $\theta_s$ . Em contraste com ambientes frios onde a radiação solar e temperaturas muito baixas limitam a atividade do ciclo do caule (DEVINE; HARRINGTON,

2011; KING et al., 2013), em ambientes propensos à seca, o conteúdo de água no solo pode explicar os maiores valores da amplitude do ciclo do caule, tal como este estudo. Em agosto as taxas de crescimento (Figura 14), apresentaram atividade limitada.

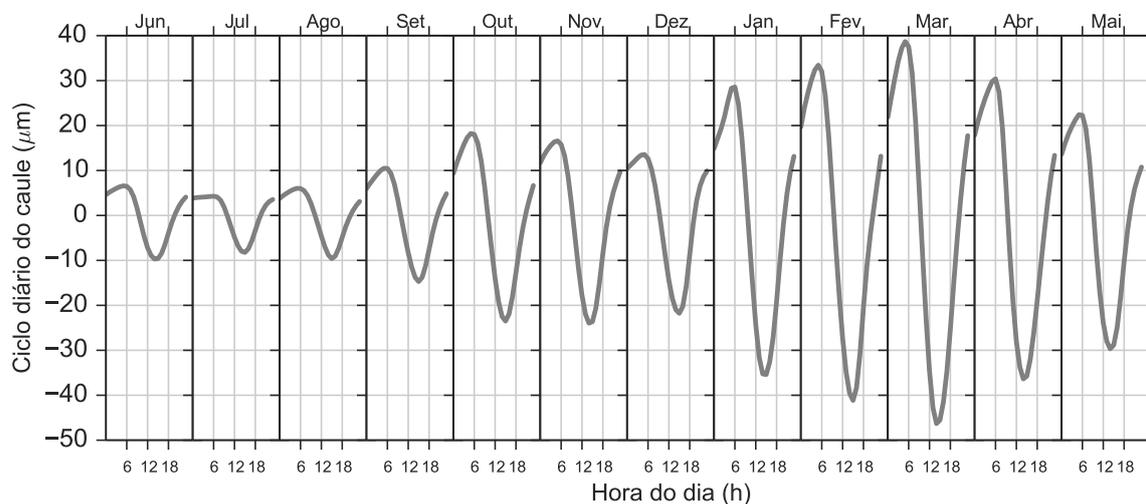


Figura 15: Meses característicos do ciclo do dia do raio do caule (MRS). Dados obtidos pela metodologia descrita na Figura 6. Os dados para esta análise foram de todas as séries temporais (2 anos) dos 3 indivíduos de *V. divergens*. As médias foram tomadas das 3 séries e a cada hora do dia.

#### 4.1.5 Ciclos circadianos do caule e variáveis ambientais

As mudanças no tamanho do caule (aqui quantificada pela amplitude do ciclo diário do caule) são uma consequência do acoplamento do sistema solo-planta-atmosfera que envolve variáveis ambientais (por exemplo, água disponível no solo, radiação solar, demanda de água pela atmosfera) e controles fisiológicos (por exemplo, resistência estomática e atividade cambial) (ČERMÁK et al., 2007; DEVINE; HARRINGTON, 2011; KING et al., 2013). No local de estudo, a amplitude do ciclo circadiano do caule aumentou para quase toda a estação de crescimento (setembro a março). Neste período, as reservas de água no solo foram recarregadas pela precipitação, levando à saturação do solo no início de janeiro. O nível de água aumentou até o final de março ou início de abril, apoiando a afirmação de que *V. divergens* é uma espécie tolerante a inundação (CUNHA; JUNK, 2004; DALMAGRO et al., 2013), com alta atividade cambial e é capaz de evitar injúrias provocadas por hipoxia na zona de raiz (JOHNSON et al., 2013). Da mesma forma, em uma floresta Cambojana, as espécies Tbeng e Papa encontram-se fisiologicamente adaptadas ao período de alagamento, não apresentando redução na transpiração neste período (MIYAZAWA et al., 2014).

As amplitudes maiores do ciclo do caule no período de crescimento tem sido estudadas principalmente em ambientes frios (TURCOTTE et al., 2009; DEVINE; HARRINGTON,

2011; KING et al., 2013), nesses casos, a temperatura, a duração do dia e a radiação solar são os principais fatores que influenciam. A maioria dos pesquisadores (DESLAURIERS et al., 2007; VOLLAND-VOIGT et al., 2011; COCOZZA et al., 2012; VIEIRA et al., 2013; OBERHUBER et al., 2014) observaram maiores amplitudes logo após a estação de crescimento, quando a queda na disponibilidade de água no solo se torna mais importante do que a temperatura e/ou radiação solar para modular o ciclo circadiano do caule. Neste contexto, a modulação em *V. divergens* ao longo do ano também é provavelmente conduzida pela radiação solar. Nesta parte do Brasil, a radiação solar tem sazonalidade governada pelo ângulo zenital, com menores valores em março, quando a evapotranspiração também apresentam taxas mais elevadas (SANCHES et al., 2011).

#### 4.1.6 Dinâmica radial e disponibilidade de água

As fases do raio do caule foram relacionadas com as variáveis ambientais ao longo do ano. Notavelmente, em meses de seca, quando a magnitude da fase recuperação diminuiu, a sua duração aumentou em relação à média. Na verdade, a fase recuperação ocorreu principalmente durante a noite, e nos meses secos as noites são maiores permitindo que o tempo de recuperação seja maior. Presumivelmente, devido à baixa disponibilidade de água, a reidratação se torna mais difícil devido ao aumento da resistência ao fluxo entre o solo e as raízes. Por conseguinte, a fase incremento e a sua duração são limitadas levando a um incremento líquido acumulado negativo. A fase de contração e sua duração não têm tendência temporal clara, embora seja limitado pelo tamanho do dia (fotoperíodo) e pelo aumento da resistência estomática nos meses secos. Resultados semelhantes também foram relatados em ambiente propensos à seca (VIEIRA et al., 2013).

Além disso,  $e_{am}$  desempenha um papel importante na explicação da dinâmica mensal diurna do ciclo do caule, melhor que *VPD*. A relação positiva entre *VPD* e o encolhimento do caule é tipicamente observado, seja em escala diária ou horária (ČERMÁK et al., 2007; DEVINE; HARRINGTON, 2011; VIEIRA et al., 2013; OBERHUBER et al., 2014). Neste estudo, entretanto, os maiores valores de *VPD* ocorreram entre agosto e novembro (Figura 11) e os maiores valores de contração em fevereiro e março. Isso significar, em escala anual, que a floresta de Cambará não obedece à demanda evaporativa da atmosfera, principalmente no período seco. A *V. divergens* é caracterizada, portanto, por ter taxas de transpiração mais elevadas em fevereiro e março (corroborado por Sanches et al. (2011)), meses nos quais o *VPD* são os menores. Assim, neste estudo, a contração do caule aumenta com uma diminuição na demanda evaporativa atmosférica em escala anual. Obviamente que a contração do caule segue o *VPD* em ciclos diurnos, no entanto, verificou-se que as amplitudes do ciclo circadiano do caule foram influenciados negativamente por valores elevados de *VPD* (Figura 16). Além disso, assumindo que  $\theta_s$  atingiu sua saturação entre janeiro a maio e a radiação so-

lar é um fator não limitante, a contração é regida exclusivamente pelo *VPD*. Assim, médias diárias de *VPD* aproximadamente superiores a 0,85 kPa (valor limiar de *VPD* a partir do qual a planta começa a limitar a transpiração) tendem a ser menos eficazes na contração diária, indicando controle estomático por *V. divergens*. Isto evita maior condutividade hidráulica do xilema que, por sua vez, impede a cavitação e formação de embolismo (TYREE; EWERS, 1991; SPERRY et al., 2003; MANZONI et al., 2013a).

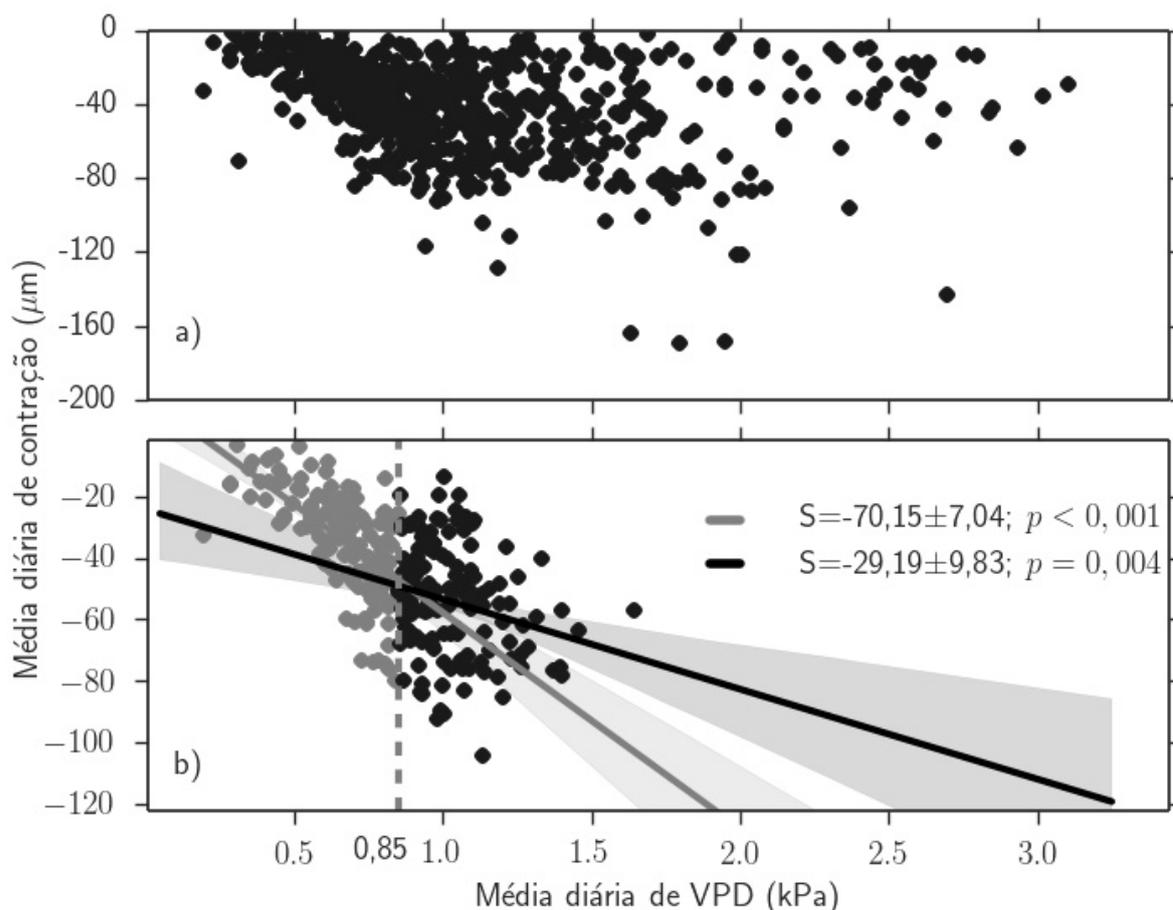


Figura 16: Relação entre a fase contração e o *VPD*. a) magnitude dos valores de contração e *VPD* para todo o período estudado, e (b) para valores entre janeiro e maio, em que o conteúdo de água no solo é máximo, ou seja, não existe limitação hídrica neste período. A linha vertical tracejada em (b) separa o conjunto de dados em dois, baseados em *VPD* ( $VPD < 0,85$  e  $VPD > 0,85$  kPa). As inclinações (*S*) das regressões lineares para cada subconjunto de dados são significativamente diferentes entre si, baseado no erro padrão das mesmas.

Em escala foliar, Meinzer et al. (1993) relataram valores limitantes de *VPD* semelhantes e observados nas espécies de floresta tropical. Em uma floresta tropical asiática Kume et al. (2007) reportou que o *VPD* limitou a transpiração em geral, a partir de 0,75 kPa, considerando o efeito de  $\theta_s$ . Ao incluir o efeito da disponibilidade hídrica o valor limiar tende a ser menor devido ao estresse adicional. O efeito fisiológico principal para altos valores de

*VPD* está na inibição do alargamento celular e no crescimento devido ao seu efeito indireto sobre a pressão de turgescência celular (MAJOR; JOHNSEN, 2001). Sob a perspectiva dos cenários de mudanças climáticas do aumento da temperatura associado a intensificação do período seca (MARENGO et al., 2015), o que aumentaria os valores de *VPD*, a abertura estomática pode se tornar mais restritiva, diminuindo a captação de  $\text{CO}_2$ .

A família das Vochysiaceae são abundantes ao longo de grandes áreas da região neotropical úmidas, que se estende desde florestas de terra firme e igapó amazônicos (WORBES, 2002; SCHÖNGART; WITTMANN, 2010), Cerrado (MARCATI et al., 2006) até o Pantanal (CUNHA; JUNK, 2004; SCHÖNGART et al., 2011). *V. divergens* é particularmente uma espécie abundante em áreas periodicamente inundadas devido à sua alta tolerância à inundação, embora também seja afetada pelo estresse hídrico (ARIEIRA; CUNHA, 2006; SCHÖNGART; WITTMANN, 2010). Estas características ecofisiológicas fazem da *V. divergens* um indicador de clima potencialmente valioso, uma vez que a espécie mostra uma recessão bem definida anualmente durante a estação seca e crescimento durante a estação chuvosa, levando a anéis de crescimento distintos. Na floresta amazônica este padrão é invertido (SCHÖNGART et al., 2011). No entanto, ainda não está claro que a largura do anel anual (correspondente ao incremento anual acumulado) está associada a precipitação anual e/ou ao nível da lâmina d'água, sendo necessários estudos de longo prazo para melhor entendimento.

Em floresta de várzea da Amazônia central existem espécies sempre-verdes e semi-decíduas (*V. divergens*) que apresentam comportamento periódico (ex. fase de crescimento, queda de folhas) desencadeado principalmente pelo pulso de inundação. As árvores têm maior taxa de incremento durante o período não-inundado (SCHÖNGART et al., 2002). Contrariamente, no Pantanal *V. divergens* apresenta taxa de incremento mais elevada durante o período de inundação. Estes resultados ressaltam a importância da pulso de inundação para o pleno desenvolvimento e crescimento de *V. divergens* e para a manutenção de uma elevada taxa de sequestro de carbono (SCHÖNGART et al., 2011). Além disso, deve-se salientar que a disponibilidade de água no solo governa as fases do estoque de água no caule ao longo do ano, e desempenha um papel crucial no desencadeamento do início da estação de crescimento. Sob cenários de mudanças climáticas do aumento das temperaturas e diminuição da precipitação (MARENGO et al., 2015), a estação de crescimento pode ser significativamente reduzida levando ao baixo ganho em biomassa, reduzindo a captação de  $\text{CO}_2$ .

#### 4.1.7 Modelos de regressão

Houve uma correlação forte e significativa entre a média diária de  $\theta_s$ ,  $e_a$  e  $T_{ar}$  e a média diária de  $\Delta W$  ( $R^2$ -ajustado = 0,712 e  $P < 0,001$ ) (Figura 19 e Tabela 1).  $\Delta W$  diário

em junho, julho, agosto e setembro (meses de seca) diferiram significativamente nos meses chuvosos ( $P = 0,0038$ , Teste Mann-Whitney), com média diária de  $\Delta W$   $-158$  (meses de seca) e  $-126 \mu\text{m}$  (meses chuvosos). O modelo descreve satisfatoriamente a maioria das variações de  $\Delta W$  principalmente para meses de seca. Durante os meses úmidos, observou-se previsibilidade local reduzida, principalmente devido à saturação em  $\theta_s$  ( $0,46 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ ) e certa constância em  $e_a$ . Todas as variáveis do modelo linear múltiplo foram altamente significativas ( $P < 0,0001$ ) (Tabela 1). O modelo proposto teve um melhor ajuste para  $\Delta W$  em 2013 do que em 2014. Isso se deve ao fato que os períodos secos de 2013 e 2014 foram caracterizados por diferentes severidade de seca, em 2013 a seca foi mais intensa.  $\Delta W$  em 2014 foi fortemente influenciado por um encolhimento anormal do indivíduo **TreeC**, contribuindo para o baixo ajuste do modelo neste período.

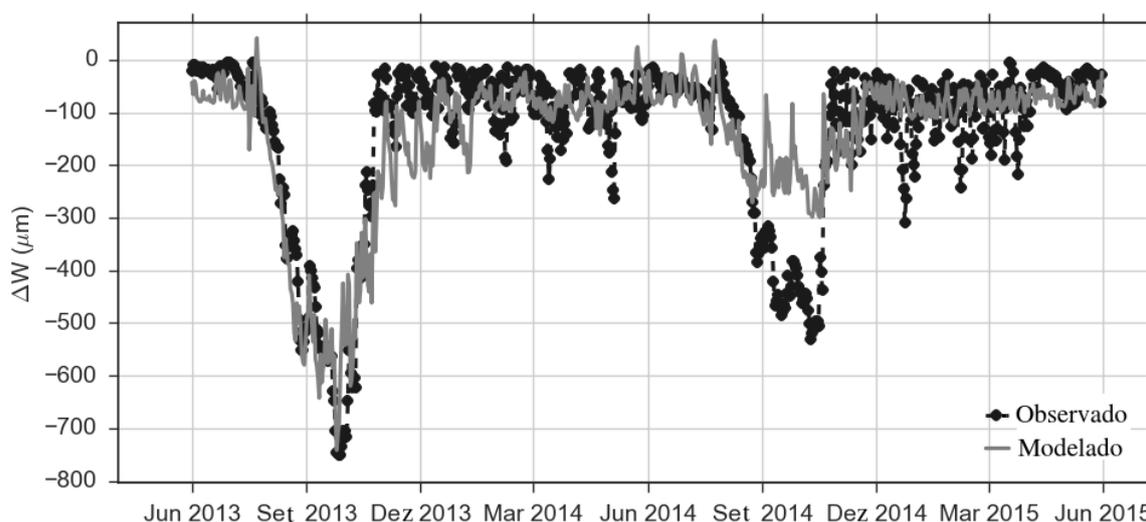


Figura 17: Média diária de  $\Delta W$  dos três indivíduos e modelada por meio de regressão múltipla com parâmetros, variáveis e estatística descritos na Tabela 1.

Tabela 1: Modelo regressivo desenvolvido para previsão do deficit de água no caule de *V. divergens* para o período entre 2013 e 2015.

Variáveis	Valores estimados	Erro Padrão	F-valor	p>F	$R^2_{Adj.}$
<i>Intercepto</i>	-2.7525	0.1376	--	--	
$\theta_s * e_a$	-1.0668	0.1162	109.03	<0.0001	
$\theta_s^2$	-9.0358	1.004	190.59	<0.0001	0.712
$e_a$	0.5871	0.0463	24.02	<0.0001	
$\theta_s$	10.6328	0.6674	1394.26	<0.0001	
$T_{ar}$	-0.0222	0.0024	85.53	<0.0001	

As amplitudes de *MSR* observadas para cada "mês característico" (Figura 15) seguiram a média mensal da pressão de vapor ( $e_{am}$ ), implicando que, em média,  $e_{am}$  é um importante modulador do ciclo circadiano do caule ao longo do ano. Além disso,  $e_{am}$  representa a

disponibilidade de água e tem uma flutuação suavizada em comparação com  $\theta_s$ . As amplitudes médias foram exponencialmente relacionada a  $e_{am}$  e altamente significativa ( $P < 0,001$ ) e com  $R^2$ -ajustado = 0,63 (Figura 18).

A variação média de  $MSR$  pôde ser descrita por uma função senoidal amplificada ( $MSR_{model}$ ) (Figura 19) associada ao modelo de amplitude representado pela (Figura 18) e convertido em a função exponencial,  $A(e_{am})$ . A associação destas duas funções ajustou-se bem aos dados medidos (Figura 19). No entanto, o modelo não foi capaz de descrever com precisão o mês com maior amplitude (março). O parâmetro  $t_c$ , mostrou um atraso de -1,95 h (Tabela 2), resultando em um ciclo circadiano do caule inferior a 24 h. Assim, o início das fases de contração ou de recuperação ocorreu em torno de 6:00 ou 16:00 (horário local), respectivamente ao longo do ano (Figura 19).

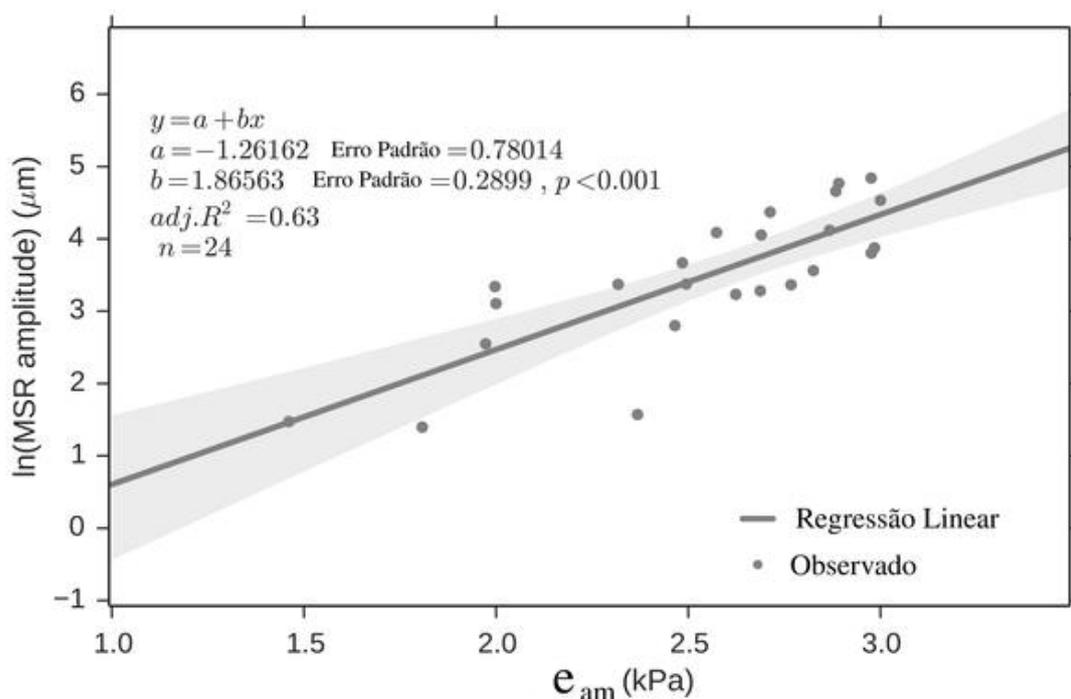


Figura 18: Relação entre as amplitudes de  $MRS$  e as médias mensais de  $e_a$  ( $e_{am}$ ). Os coeficientes foram estimados por *bootstrap* com 10000 repetições. A área em cinza representa 95% do intervalo de confiança da regressão.

O uso de dendrômetros para medir a dinâmica radial do caule e o  $\Delta W$  (originado destas medições) ambos refletem as mudanças das variáveis ambientais. Embora os ciclos circadianos ( $MSR$ ) e  $\Delta W$  apresentem variação ao longo do ano, eles estão associadas a diferentes fenômenos. O ciclo circadiano do caule, em escala mensal, está relacionado não só às variáveis ambientais, mas às mudanças em LAI que afeta as quantidades transpiradas ao longo do ano, e também à fase de crescimento da espécie que pode causar maior amplitude do ciclo diário. O  $\Delta W$  diário, sendo uma escala mais fina, gera variação associada ao sistema

solo-planta-atmosfera, correspondendo às variações locais do conteúdo de água no solo, da condição do estoque de água na planta, e da situação da atmosfera (ex. radiação e VPD ).

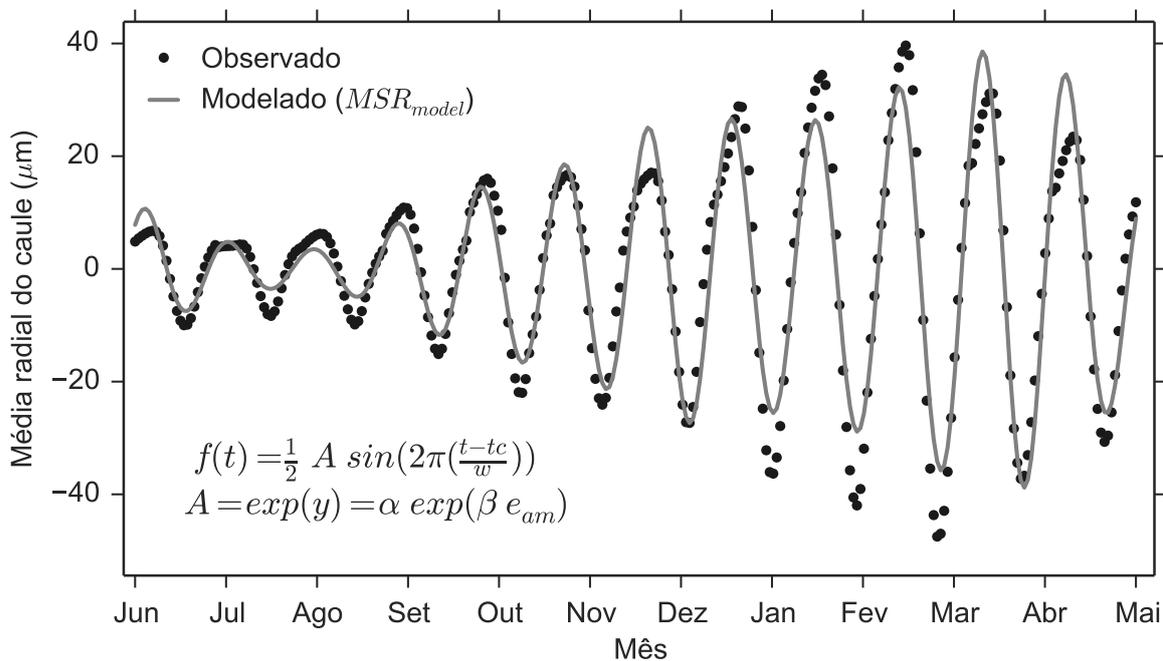


Figura 19: Modelagem por regressão usando a Equação 21 da variação radial do caule ou "Meses característicos" observados na Figura 15.

Tabela 2: Estatística e parâmetros estimados e fixados referentes ao modelo regressivo da Equação 21

Variáveis	Coef. Estimados	Coef. Fixados	Erro Padrão	p-valor >  t
<i>Período (w)</i>	--	24 (h)	--	--
<i>Mudança de Fase (tc)</i>	-1.95 (h)	--	0.0937	<0.0001
<i>Amplitude (A)</i>	--	$\ln(a) = \alpha = 0.2832$	--	--
	--	$\beta = 1.8656$	--	--

Os modelos de regressão foram capazes de descrever de forma coerentemente mudanças em  $\Delta W$  e no ciclo circadiano do caule, mesmo que eles não incluam variáveis importantes como LAI e nutrientes (URIARTE et al., 2004; HERAULT et al., 2010). O modelo de regressão representando o ciclo circadiano do caule fornece, então, um visão importante do movimento e armazenamento da água em *V. divergens* que robustamente captura sua modulação em escala anual e em termos do ciclo diário quando se analisa  $tc$ . Os ciclos do caule mudam em fase ( $\approx -2$  horas) causado pelo início das fases contração e recuperação serem em geral as 6:00 e 16:00 h (Figura 15). Como a ascensão da função seno (Equação 21) com

$w = 24$  h inicia-se as 18:00 h, era esperado que  $tc$  apresentasse certo atraso, uma vez que subtraindo 2 h de 18 h são 16 h.

## 4.2 MODELAGEM: SISTEMA SOLO-PLANTA-ATMOSFERA

As estimativas dos fluxos escalares ( $LE_{sv}$ ,  $LE_s$ ,  $H_v$ ,  $H_s$ ,  $Rn_v$ ) para os 10 dias escolhidos previamente, provenientes dos gradientes de temperatura (Figura 20) e umidades relativas (ou pressões de vapores) e a interação desses fluxos com o conteúdo de água no solo são apresentados e discutidos nesta, e nas próximas seções. As temperaturas descrevem um comportamento esperado para uma superfície vegetada, onde a temperatura da folhagem do dossel ( $T_{sv}$ ) atinge valores mais altos, gerando gradientes ao longo de  $z$  e com isso transferindo calor para o ar atmosféricos e para o ar no interior do dossel e finalmente para o solo.

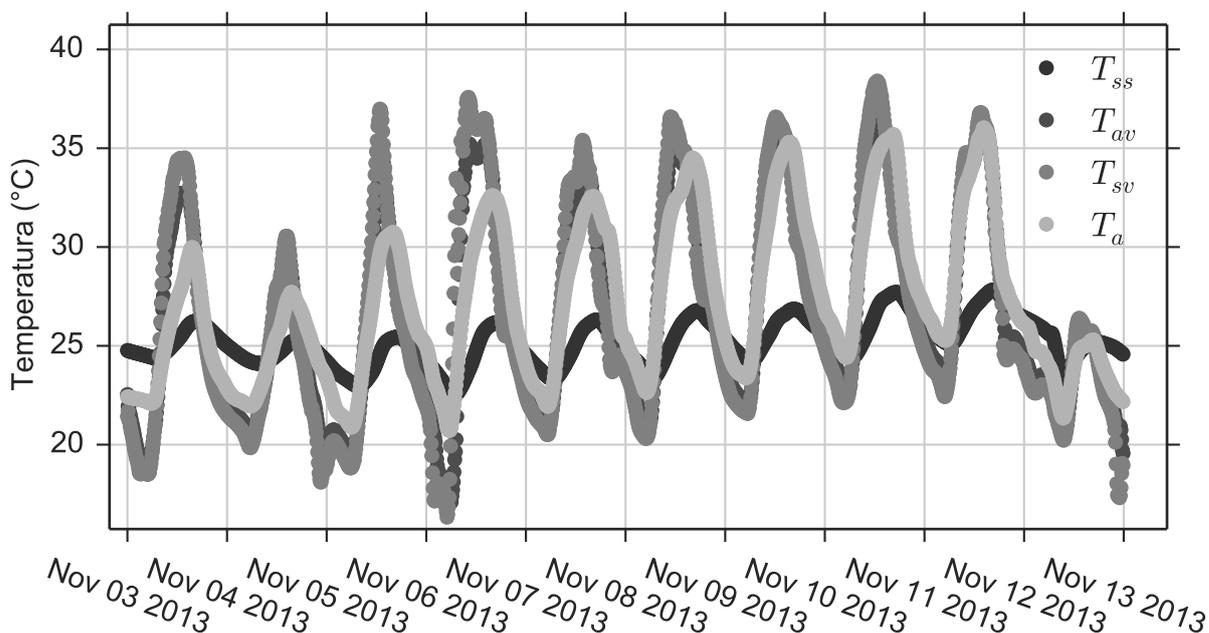


Figura 20: Temperaturas modeladas ( $T_{ss}$ - temperatura da superfície do solo,  $T_{av}$ -temperatura do ar no interior do dossel,  $T_{sv}$ -temperatura das folhas) e temperatura do ar medida  $T_a$ .

Os fluxos de calor no interior do dossel (Figura 21) são substancialmente atenuados em virtude da cobertura vegetal, sendo  $H_s$ , em geral, negativos durante o dia e positivos durante a noite, refletindo o aquecimento do dossel vegetativo seguido do aquecimento do solo. A evaporação do solo é quase sempre positiva (quando não há condensação) e verifica-se ter substancial dependência com a velocidade do vento. Quando a velocidade do vento

é maior, existe maior turbulência e arraste de vapor de água da camada limite do solo para camadas mais superiores dentro e acima do dossel conforme é percebido, principalmente, no dia 09.

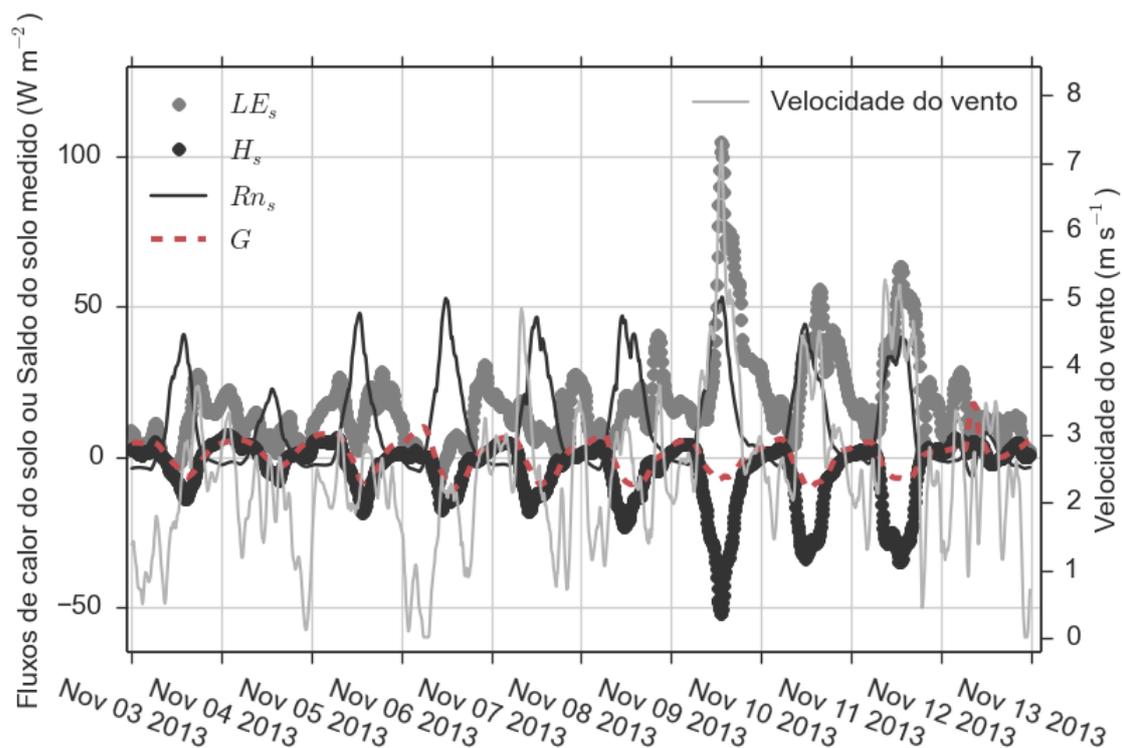


Figura 21: Fluxos modelados de calor sensível e evaporação do solo ( $H_s$ ,  $LE_s$ ), e medidos de fluxo de calor no solo ( $G$ ) e saldo radiativo do subdossel ( $Rn_s$ ) para o período de 10 dias selecionados. No eixo do lado direito, é apresentado o comportamento da velocidade do vento.

Os fluxos originados da camada de folhas do dossel (Figura 22) são maiores que os originados do solo, e geralmente contabilizam quase a totalidade dos fluxos superficiais, em que a maior componente é a transpiração ( $LE_v$  em unidades energéticas), restando pouca energia para aquecimento, como já era esperado.  $H_v$  é positivo durante quase todo o dia e negativo durante a noite, quando a folhagem do dossel se torna mais fria ou menos aquecida comparado ao ar dentro do dossel. Eventualmente  $H_v$  pode se tornar negativo durante o dia por conta do resfriamento da folhagem devido ao aumento da velocidade do vento que arrasta calor e vapor de água para a atmosfera. Um aumento da velocidade do vento pode ser visto na Figura 21 para o dia 09 de novembro.

A magnitude da transpiração encontrada é consistente com Sanches et al. (2011) que estudou a evapotranspiração pelo método de razão de Bowen. Aqui, a média diária transpirada para os dias selecionados foi de  $3,45 \text{ mm d}^{-1}$ , enquanto que em Sanches et al. (2011) a média de evapotranspiração variou ao longo do ano entre  $2,2$  e  $4,6 \text{ mm d}^{-1}$ , sendo

que em novembro a média foi  $3,6 \text{ mm d}^{-1}$ . A principal diferença entre as componentes transpiração e evapotranspiração está na limitação desempenhada pela resistência estomática (transpiração) que, por sua vez, é dependente da radiação fotossinteticamente ativa e da disponibilidade hídrica do solo (TUZET et al., 2003; SIQUEIRA et al., 2008; MANZONI et al., 2011). Mais detalhes entre estas duas componentes serão discutido posteriormente.

Todos os fluxos estimados para as duas camadas de dossel estão coerentes e consistente com as metodologias utilizadas por vários autores (SELLERS et al., 1986; MIHAILOVIĆ; RUMIL, 1996; TUZET et al., 2003; SIQUEIRA et al., 2008; MIHAILOVIC et al., 2010).

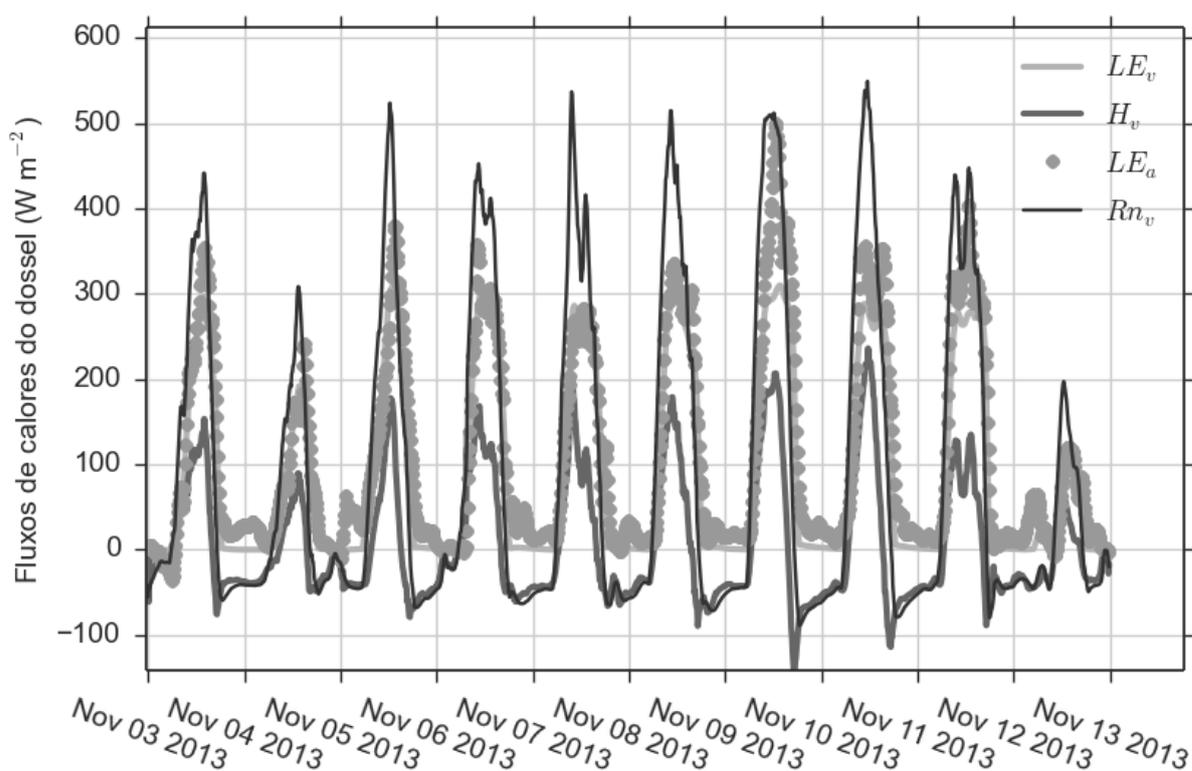


Figura 22: Fluxos modelados para a camada de folhagem do dossel, sendo calor sensível ( $H_v$ ), calores latentes ( $LE_v$ , transpiração) e ( $LE_a$ , solo e dossel), e também o saldo radiativo modelado absorvido pelo dossel.

A vantagem da modelagem dos fluxos superficiais usando modelo *big-leaf* é que podem ser acoplado a modelos que circulação global da atmosfera (SELLERS et al., 1986; MIHAILOVIC et al., 2010; BONAN et al., 2014), e hidrológicos de larga escala (BRAUD et al., 1995; WANG et al., 2013; WANG et al., 2014) enquanto que modelos de multicamadas são bastantes restritos para este uso devido aos seus maiores números de parâmetros e menor agilidade em termos de processamento (SU et al., 1996; BALDOCCHI; MEYERS, 1998; MANZONI et al., 2011; VOLPE et al., 2013), contudo, são mais detalhados e que podem

ser acoplados à dinâmica de H<sub>2</sub>O e CO<sub>2</sub> da vegetação.

#### 4.2.1 Dinâmica da água na vegetação

A partir do conteúdo de água no solo e de  $TR$ , os potenciais de água no solo, nas raízes e na altura da folhagem do dossel (Figura 23) puderam ser estimados.

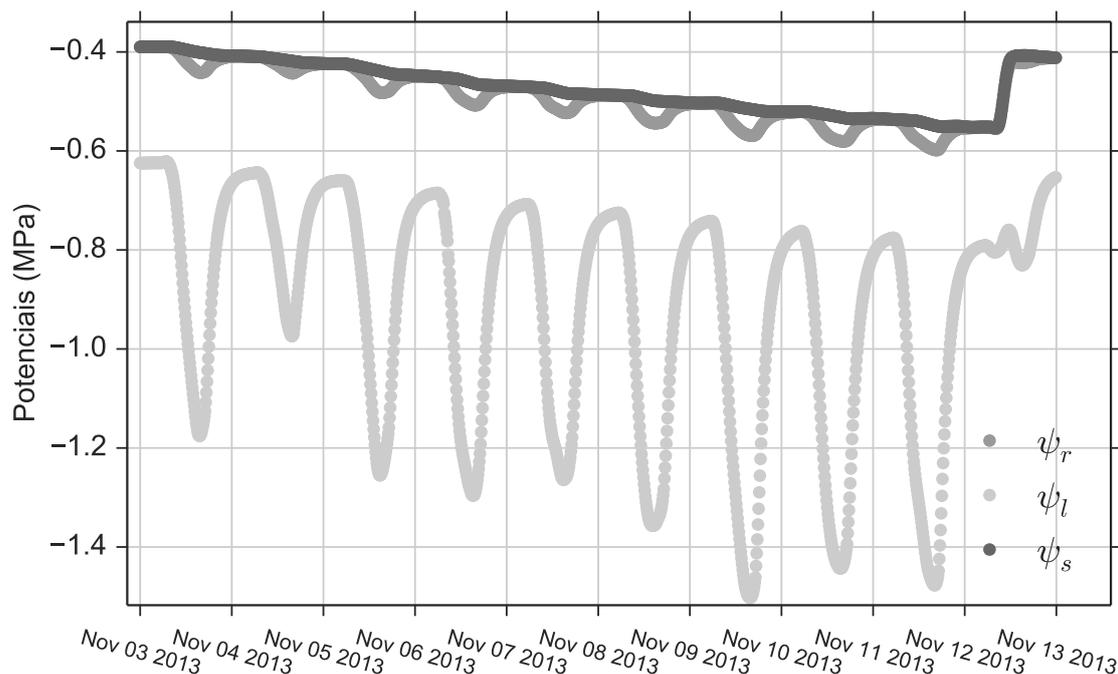


Figura 23: Estimativa dos potenciais hídricos para os compartimentos solo, raízes e folhas.

Pode-se observar (Figura 23) um o comportamento clássico dos potenciais de água no sistema solo-vegetação, em que o potencial do solo é o maior, seguido pelo das raízes e das folhas. Verifica-se uma redução dos potenciais conforme o conteúdo de água no solo diminui (Figura 10a) durante os 10 dias selecionados. O potencial das raízes não igualam-se ao das folhas em virtude do potencial gravitacional geralmente usado para florestas de grande porte. As amplitudes de variação dos potenciais são moduladas pela demanda da atmosfera por vapor de água e também pelas resistências da planta (raízes ou folhas) (WANG et al., 2002; YU et al., 2007; WANG, 2008) ou ainda pela permeabilidade das raízes (BRAUD et al., 2005) que força os potenciais a maiores amplitudes durante o dia para obedecer a demanda atmosférica.

A magnitude do potencial hídrico da folha ( $\psi_l$ ) está consistente com Dalmagro et al. (2014), que mediram o potencial das folhas de *V. divergens* nos períodos chuvoso e seco na região norte do Pantanal. Segundo os autores,  $\psi_l$  atingiu valores em média de -1.5 MPa durante o período seco e de -1.0 MPa durante o período chuvoso, valores medidos ao meio

dia. A variação de  $\psi_l$  depende do tipo de planta, do solo e do clima, sendo que valores muito negativos podem levar a cavitação nos vasos xilemáticos. Segundo Manzoni et al. (2013a), as plantas podem ser mais ou menos vulneráveis à cavitação, e tal vulnerabilidade é denotada convenientemente pela curva de vulnerabilidade (equação 74), que regula a condutividade hidráulica da vegetação limitando a transpiração. Espécies mais eficientes ao transporte de água apresentam valores de  $\psi_{50\%}$  menos negativos, ao passo que espécies menos eficientes caracterizam ser mais resistentes e sendo mais seguras, suportando mais a cavitação. Segundo Manzoni et al. (2013b) e Manzoni et al. (2013a), os valores de  $\psi_{50\%}$  variam de  $\psi_{50\%} \approx -13$  MPa em ecossistemas desérticos a  $\psi_{50\%} > -1$  MPa em gimnosperma sempre-verde em ecossistemas tropicais úmidos. Para *V. divergens* não existem medidas experimentais, contudo, valores de  $\psi_{50\%}$  para Vochysiaceae (ex. *V. tucanorum* e *V. thyrsoidea*) podem apresentar valores aproximados de -2 MPa (Apêndice A.1) (JOHNSON et al., 2009; SCHOLZ et al., 2011)

Na Figura 24 se apresenta a estimativa modelada do estoque de água na vegetação ( $W$ ) comparada à obtida pelas medidas dendrométricas. A comparação entre estas componentes fornece uma "validação da dinâmica" do estoque de água na vegetação. Estatisticamente a validação está bastante coerente às obtidas pelas medidas dendrométricas. Verificou-se que, ao longo dos 10 dias com decréscimo em  $\theta_s$  (Figura 10), a amplitude de  $V_{tree}$  tendeu a aumentar (também observado na Figura 9), refletindo um aumento no consumo da água armazenada pela vegetação. A curva modelada do estoque representa bem a amplitude nos primeiros dias, e não tão boas nos dias subsequentes. Verifica-se também que pelas medidas dendrométricas no indivíduo TreeB o volume gasto na transpiração é recuperado, exceto para os últimos 3 dias, significando certa desidratação da planta. Esta característica pode estar relacionada à plantas anisohídricas, que perdem capacidade de transpirar conforme o potencial de água no solo diminui.

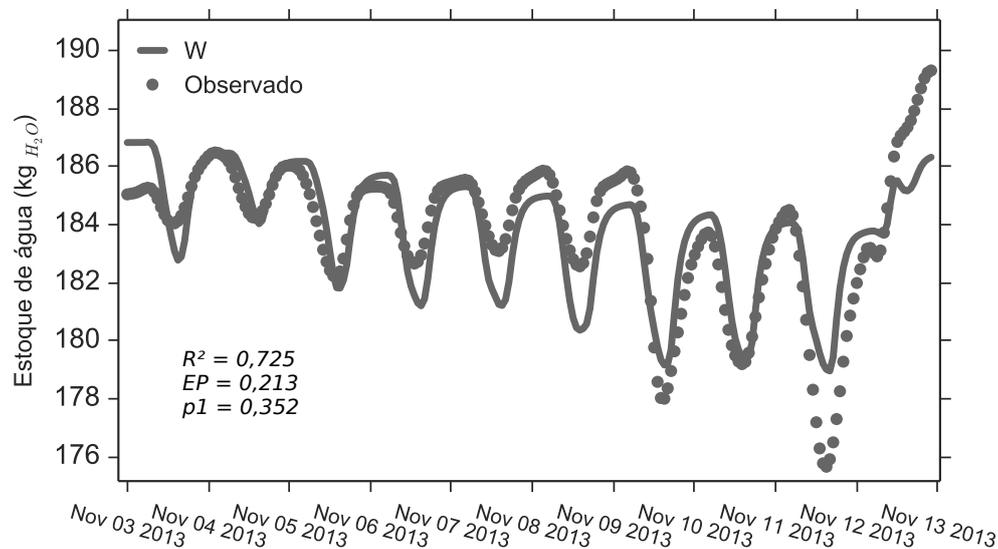


Figura 24: Dinâmica do estoque modelado ( $W$ ) e do obtido pelas medidas dendrométricas. EP é o erro padrão ( $\pm 0,213$ ).  $p_1$  é o parâmetro de ponderação ( $=0,352$ ) apresentado na Equação 79. O estoque de água na planta foi calculado a partir das medidas dendrométricas ( $V_{tree}$ ) de um dos indivíduos (TreeB) e usando área efetiva de xilema inicial ( $A_{sap}$ ) de  $180 \text{ cm}^2$ , e ainda, altura do caule de 8 m.

Tal característica é uma estratégia hidráulica da vegetação para regulação estomática, esta mesma característica estão presentes em Oak segundo Matheny et al. (2015) e em Japanese cedar conforme Kumagai et al. (2009). Este resultado se torna mais evidente quando se observa que a transpiração modelada (Figura 22) é menor para os últimos dois dias (11 e 12 de novembro).

O estoque modelado ( $W$ ) diminui ao longo dos dias linearmente com o potencial de água no solo ( $\psi_s$ ), enquanto que o estoque observado apresenta uma dinâmica não-linear, consequentemente uma certa alteração na capacitância hidráulica da planta ( $C_{tree}$ ) deve ocorrer. Isso explica uma deficiência do modelo em estimar a amplitude da perda e da reidratação da vegetação para os dias 8, 9 e 13. Bohrer et al. (2005) e Mirfenderesgi et al. (2016) modelaram o fluxo de água na vegetação usando uma capacitância variável verticalmente e dependente do potencial hídrico da planta, a partir disso, os autores foram capazes de representar com melhor precisão a variação do estoque de água na vegetação de duas espécies, Red maple e Oak.

O valor do parâmetro  $p_1 = 0,352$  revela que o potencial da planta na altura de  $\approx 1,3$  m é  $\approx 35\%$  do potencial da folha. Além disso, representa uma correção devida à condutividade hidráulica da planta diminuir exponencialmente com a altura da planta (FAN et al., 2015; MIRFENDERESGI et al., 2016), uma vez que  $k_{sap}$  reportado na literatura, é um valor representativo para a planta como um todo, ou seja, sem levar em consideração que a condu-

tividade varia para cada compartimento da vegetação como, raízes, caule, galhos e folhas. A condutividade hidráulica da vegetação diminui rapidamente com o fracionamento do caule em galhos e nas bifurcações ou trifurcações. Tal fenômeno é explicado pelas leis da mecânica dos fluídos, principalmente, da equação de Hagen-Poiseuille (FAN et al., 2015), além disso, ao longo do processo evolutivo, as plantas se adaptaram para uma melhor maneira de transferir água e nutrientes entre seus compartimentos com segurança em evitar embolismo e cavitação (MANZONI et al., 2013a), isso é chamado *trade-off* de segurança e eficiência, uma vez que, uma maior condutividade pode propiciar embolismo e requerer diâmetros maiores inviabilizando um equilíbrio estrutural da vegetação.

O modelo representa bem a variação do estoque em termos quantitativos. A variação do volume de água armazenada em *V. divergens* durante os dez dias (entre 2 e 9 kg(H<sub>2</sub>O)) apresenta valores similares aos reportados na literatura. Köcher et al. (2013) encontraram valores (valores medidos) entre 0,5 a 12,0 kg(H<sub>2</sub>O) analisando diversas espécies em floresta temperada. Matheny et al. (2015) mediram valores entre 1 e 15 kg(H<sub>2</sub>O) para Red maple e entre 1 e 6 kg(H<sub>2</sub>O) para Oak. Kumagai (2001) e Bohrer et al. (2005) simularam a dinâmica do estoque de água em plantas, e utilizaram um modelo de multicamada ao longo da vertical para um único indivíduo, os resultados mostraram que adicionando uma capacitância variável a reidratação é melhor representada. O estoque da planta simulada por Bohrer et al. (2005) variou entre 284 a 292 kg de água durante dois dias de simulação. Matheny et al. (2015) observaram que os estoques de água em Red maple e Oak foram em média 102 e 163 kg(H<sub>2</sub>O). Não são reportados, na literatura, resultados medidos em Vochisiaceae, contudo, o volume de água armazenado em planta depende da densidade da madeira. A densidade dos tecidos condutores (xilema efetivo e/ou parênquima externo) de Vochisiaceae (*V. ferruginea* e *V. thyrsoidea*) podem armazenar mais de 650 kg(H<sub>2</sub>O) m<sup>-3</sup>(tecido).

Os resultados dos volumes de água armazenada observados em *V. divergens* (Figura 24) revelaram que, principalmente nos últimos três dias, a reidratação da vegetação não foi completa devido à queda na disponibilidade de água no solo aliado à alta demanda evaporativa da atmosfera. Quando se investiga o balanço hídrico (Figura 25), percebe-se que a perda acumulada de água do solo até 50 cm é maior que a evapotranspiração acumulada ( $ET_{ac}$ ), entre os dias 04 e 09 (Figura 25).

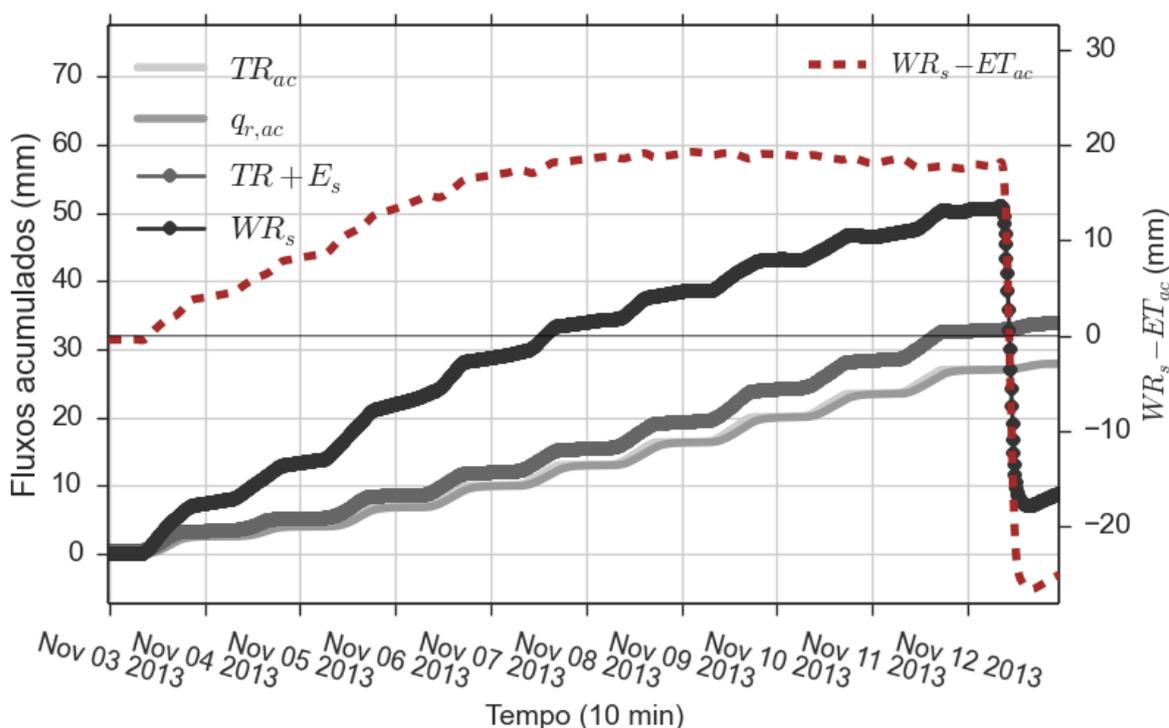


Figura 25: Balanço hídrico dos 10 dias selecionados das componentes, perda acumulada de água do solo ( $WR_s$ ) (considerando 50 cm que corresponde à profundidade média de raízes) e da soma acumulada de evaporação e transpiração ( $TR + E_s$ ), ou seja, evapotranspiração acumulada ( $ET_{ac}$ ). A porção positiva da curva  $WR_s - ET_{ac}$  poder ser entendida como infiltração para profundidades abaixo de 50 cm.

Assumindo que a captação de água pelas raízes ocorre em média até 50 cm ( $Z_R=50$  cm) e uma vez que não choveu durante o tempo analisado, é possível afirmar que a infiltração para camadas de solo abaixo de 50 cm ocorreu e alcançou cerca de 19 mm (valores positivos da curva  $WR_s - ET_{ac}$ ). A infiltração cessa no dia 09, com isso a evapotranspiração está sujeita à água armazenada no solo até 50 cm. A partir do dia 09  $ET_{ac}$  é levemente maior que  $WR_s$ , indicando que a vegetação tenha consumido seu estoque interno (caule e galhos) e/ou importação de água de camadas mais profundas que 50 cm, que acumulou 1,8 mm. Isso coincide com os dados medidos pelos dendrômetros, de forma que o estoque de água no caule sofreu visível redução a partir do dia 10 (Figura 24), demonstrando que o modelo foi capaz de identificar um sutil mecanismo na dinâmica da água deste ambiente. Assim a vegetação é acometida por certo estresse hídrico, e que perdendo água armazenada aumenta seu potencial hídrico do caule propiciando maior capacidade de aporte de água de regiões mais distantes do solo. Predominantemente, a água armazenada no solo entre as profundidade de 0 e 50 cm foi suficiente para manter a evapotranspiração durante os 10 dias investigados, contudo, sugere-se que se não houvesse precipitação no dia 12, possivelmente haveria certa redução na evapotranspiração com aumento da importação de água das camadas mais profundas.

Este resultado corrobora com o que foi sugerido na sessão anterior sobre  $\Delta W$ . Observa-se que  $VR$  no dia 13 é maior que o inicial, contudo, este aumento é provavelmente incremento radial ou ainda uma certa variação na capacitância do tronco. A capacitância hidráulica usada neste trabalho é constante, portanto a modelagem do estoque não contempla este efeito. Estudos utilizando modelagem de multicamadas é praticável o uso de  $C_{tree}$  variável, tal como Bohrer et al. (2005). A grande maioria dos trabalhos tem usado  $C_{tree}$  constante (BRAUD et al., 1995; WILLIAMS et al., 1996; ZHANG et al., 2014; BONAN et al., 2014) ou ainda é negligenciada (gramíneas), dependendo do tipo de vegetação (TUZET et al., 2003; SIQUEIRA et al., 2008; VOLPE et al., 2013). A capacitância hidráulica é um parâmetro importante para hidrólogos, ecologistas e fisiologistas de planta que ajuda entender o fenômeno de histerese que ocorre entre evapotranspiração ou transpiração e VPD. Segundo Zhang et al. (2014), um aumento na capacitância hidráulica leva a uma histerese entre o potencial de água nas folhas e a transpiração, e a magnitude da histerese aumenta com a magnitude da capacitância, isso está ligado diretamente a segurança da vegetação ao embolismo e cavitação, que ainda se relaciona ao *trade-off* segurança-eficiência (otimização entre segurança e eficiência (WEST et al., 1997)) ao qual as espécie desenvolvem em cada ecossistema (WEST et al., 1997). A interação de fatores bióticos (condutância estomática, capacitância e condutividade hidráulica da planta e sua relação com o potencial de água nas folhas) e abióticos (VPD e conteúdo de água no solo) produzem uma relação complexa e não-linear no sistema solo-vegetação-atmosfera e está presentes em vários ecossistemas (ZHANG et al., 2014).

A Figura 26 se apresenta o comportamento de histerese entre o fator biótico, potencial hídrico foliar, e a transpiração de dois dias (03/11 e 11/11) do período estudado. Percebe-se que o conteúdo de água no solo influencia sensivelmente o comportamento histerético em floresta de *V. divergens*, refletindo um aumento da magnitude (área do ciclo diário) da histerese conforme o solo seca. Segundo Zhang et al. (2014) o desencadeamento de histerese é em geral explicada pela defasagem entre a radiação incidente e o VPD, mas é a condição hídrica da planta um dos principais fatores controladores da magnitude da histerese, aqui em particular, a relação entre o potencial hídrico e o conteúdo de água na planta. Isso ocorre porque a vegetação responde diferentemente aos diferentes valores de potenciais de água no solo e na planta ao longo do dia. Em geral é característico da hidrodinâmica de plantas que para um mesmo valor de potencial hídrico existem diferentes taxas transpiratórias. É possível verificar que para um mesmo valor de  $\psi_l$  durante o ciclo diário, a taxa transpiratória é maior pela manhã que a tarde devido ao estoque ser maior neste horário. Conforme a disponibilidade de água diminui ao longo dos dias os potenciais hídricos se tornam mais negativos e a recargar torna-se mais difícil, aumentando a magnitude da histerese. Histerese no sistema solo-vegetação-atmosfera é reportado em diferentes ecossistemas (Cerrado, (MEINZER et al., 1999); coníferas, (WULLSCHLEGER et al., 1998; VERBEECK et al., 2007); floresta

tropical, (O'BRIEN et al., 2004)) e com variados resultados influenciados pelas condições ambientais.

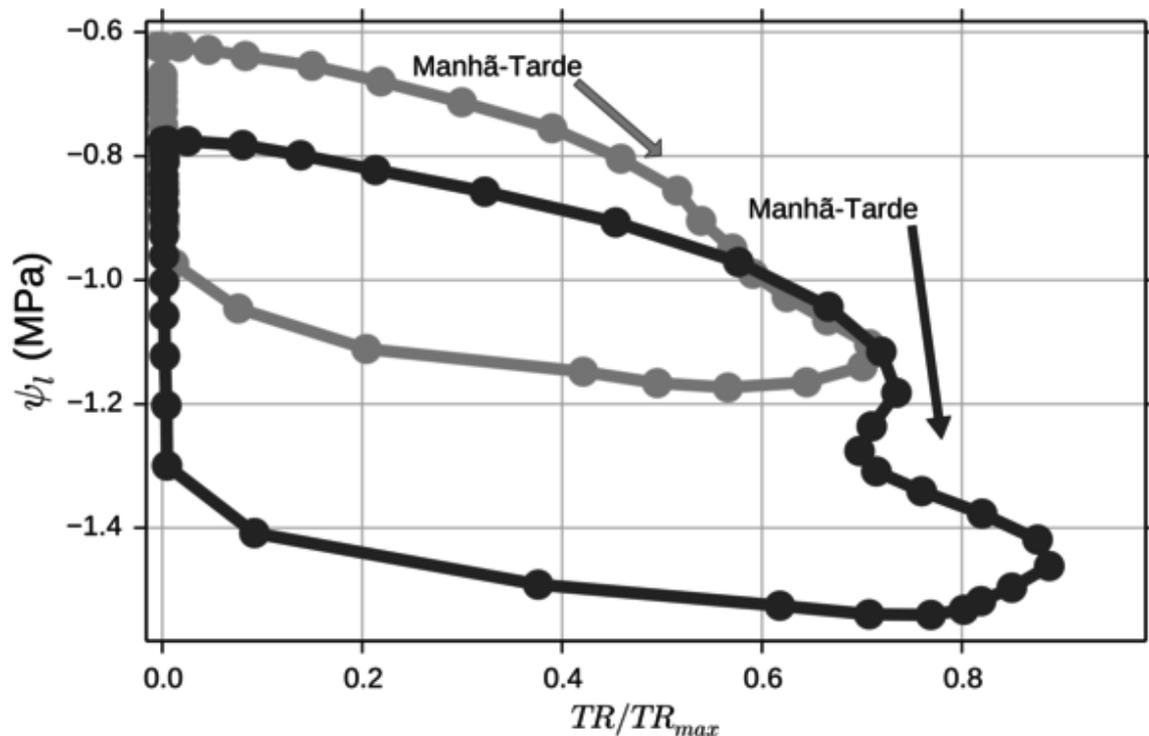


Figura 26: Relação histerética entre potencial foliar e transpiração para os dias (03/11 - cinza claro) e (11/11). As setas indicam a direção temporal da histerese.

Segundo Matheny et al. (2014), a falta de acurácia na previsão do fenômeno de histerese pode causar erros significativos nas estimativas de fluxo de calor latente levando a erros nas estimativas da produtividade primária e portanto, no balanço de  $CO_2$  em escalas regional e global. Tais erros estão associados à ineficácia dos modelos de condutância estomática, que em geral seguem o ritmo diário do VPD.

Na Figura 27 apresenta-se o comportamento da densidade de fluxo entre o solo e vegetação ( $q_r$ ) e entre a vegetação e a atmosfera ( $TR$ ) e a diferença entre estas densidades ( $dW/dt$ ). Por conta da capacitância existe um atraso entre  $TR$  e  $q_r$  que é compensado pelo estoque da vegetação. De forma geral,  $q_r$  se torna maior que  $TR$  entre 14:00 e 15:40 h para o período estudado, corroborando com os horários observados no ciclo diário da variação radial do caule (Figura 15) discutidos anteriormente, o que reforça a qualidade da modelagem dos processos de transferência de água no SVAT. Observa-se que a água armazenada na vegetação é responsável por substancial parte da transpiração (porção negativa de  $dW/dt$ ). A recarga do estoque ocorreu dinamicamente, dependendo da demanda atmosférica e do conteúdo de água no solo. A magnitude da transpiração está consistente com os valores de evapotranspiração encontrado por Sanches et al. (2011) e Pereira et al. (2013) com LAI entre

3,0 e 3,8. Volpe et al. (2013) estimaram taxas transpiratórias que alcançaram 8 mm/d com LAI = 3,0, refletindo consistentes resultados modelados aqui.

A porção de água armazenada na parte aérea do dossel vegetativo desempenha o papel de diminuir o estresse hidráulico sobre os vasos xilemáticos no início do dia quando a condutância estomática apresenta seus maiores valores, propiciando condição para maior assimilação de CO<sub>2</sub> neste período conforme reportado por vários trabalhos (WILLIAMS et al., 1996; TUZET et al., 2003; DALY et al., 2004; BONAN et al., 2014), inclusive em floresta alagável da ilha do Bananal (COSTA, 2015). Quando o dossel vegetativo está bem acoplado às condições atmosféricas, é possível também perceber uma redução nos fluxos transpiratórios na segunda parte do dia, a partir das 14:00 ou 15:00 h, quando altas temperaturas e/ou *VPD* podem restringir a transpiração, tal como é verificado na Figura 27. A redução na disponibilidade hídrica também reduz a transpiração, contudo, de forma mais suave e não pontual, devendo ocorrer ao longo dos dias ou meses. É preciso mencionar aqui, que abundante disponibilidade hídrica não é causa direta de altas taxas transpiratórias e de assimilação de CO<sub>2</sub>, como é característico das florestas de *V. divergens* no Pantanal (SCHÖNGART et al., 2011). Em áreas alagáveis da ilha do Bananal e na Amazônia central as taxas transpiratórias e de assimilação de CO<sub>2</sub> apresentam valores maiores durante o período seco da região, conforme relatados por Costa (2015) e (ARAÚJO et al., 2010), respectivamente. Isso se deve a menor quantidade de radiação fotossinteticamente ativa incidente nestas regiões durante o período chuvoso. Mais detalhes sobre a relação hídrica e a assimilação de CO<sub>2</sub> para floresta de *V. divergens* é apresentado na próxima seção.

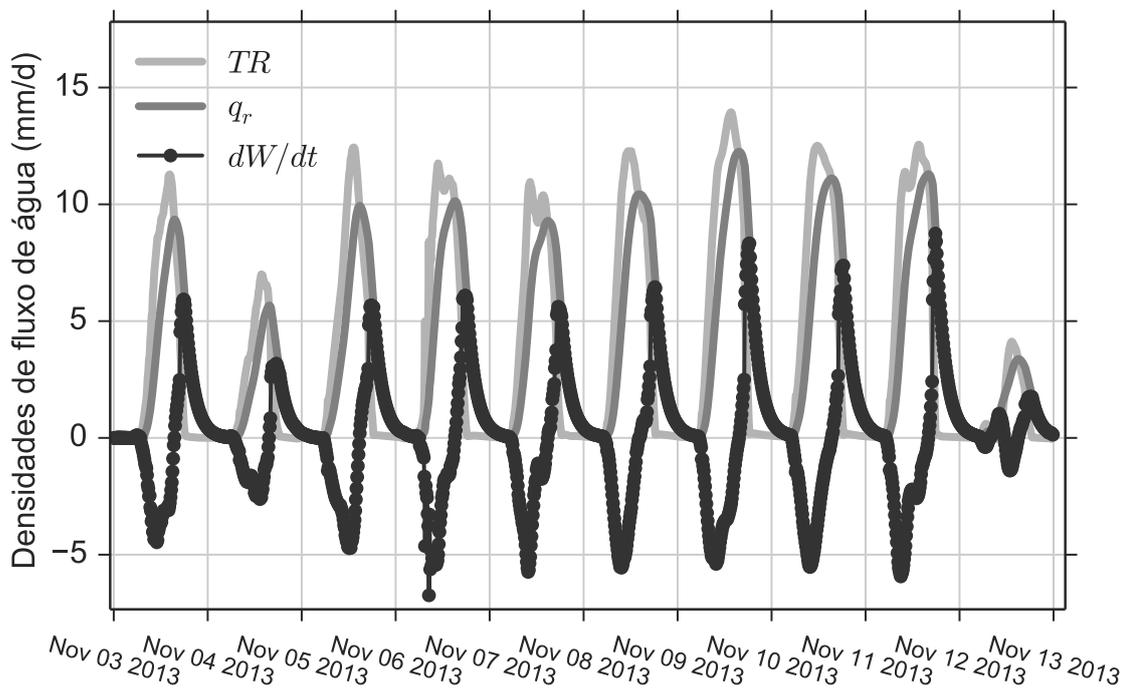


Figura 27: Fluxos de água superficiais sendo,  $q_r$  das raízes para o dossel vegetativo  $TR$  do dossel para a atmosfera e a variação do estoque,  $dW/dt$ .

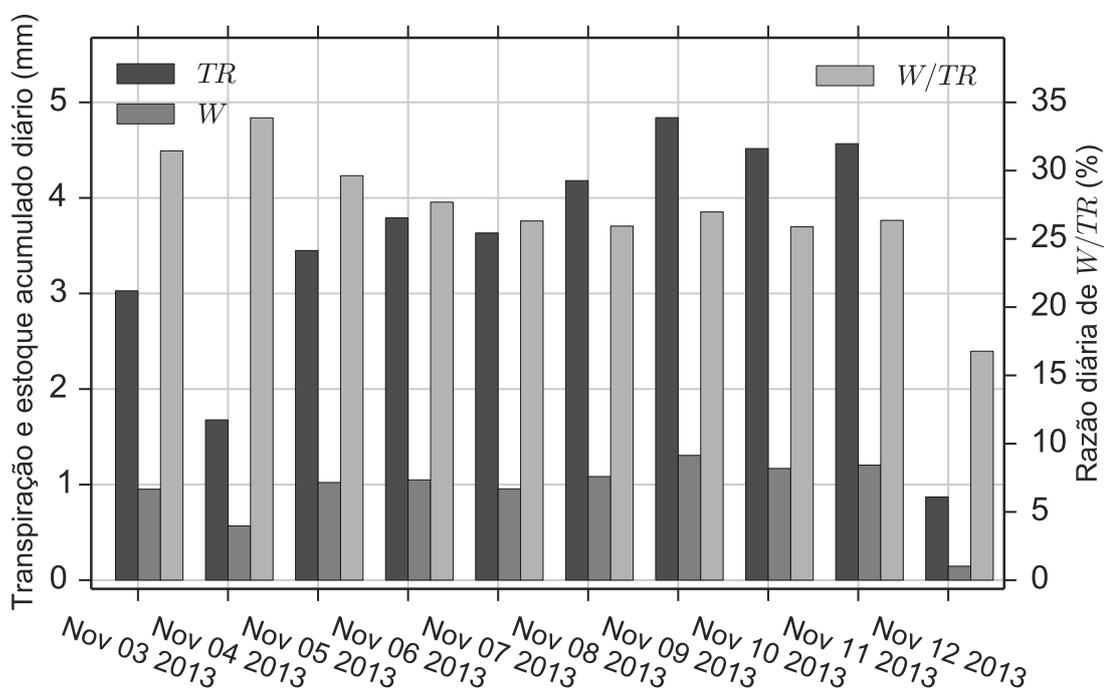


Figura 28: Acumulados diário de transpiração ( $TR$ ), captação de água pelas raízes ( $q_r$ ) e razão entre transpiração e estoque consumido. No eixo vertical à direita mostra a porcentagem da transpiração correspondente ao armazenamento (barras cinza claro).

Na Figura 28 são apresentadas as porcentagens da transpiração relativo ao estoque consumido diariamente, sendo que a razão diária variou de 16 a 34% da quantidade diária transpirada. De acordo com Kumagai (2001), Kumagai et al. (2009) e Matheny et al. (2015) as espécies podem apresentar estoques que correspondem de 2 a 50% à transpiração. Especificamente para Vochysiaceae, estudos experimentais apresentam valores entre 20 a 30% para ecossistema Cerrado (SCHOLZ et al., 2007; SCHOLZ et al., 2008; SCHOLZ et al., 2011). Devido a maior disponibilidade hídrica do Pantanal, mesmo em períodos secos, sugere-se que as florestas de *V. divergens* apresentem uma razão  $W/TR$  superior a de Cerrado, embora essa razão seja bastante dinâmica, sendo dependente das condições ambientais diárias.

A partir da dinâmica radial observada e a modelagem no sistema solo-vegetação-atmosfera foi possível "validar" (qualitativamente) e quantificar o fluxo evapotranspirativo, bem como a variação do estoque de água em *V. divergens* que no norte do Pantanal abrangem extensas área (ARIEIRA; CUNHA, 2006). O estudo se destaca em relevância quando é percebido por principalmente duas perspectivas, (i) as florestas de *V. divergens* vem aumentando em extensão tanto em regiões preservadas quanto em regiões de pastagens (CUNHA; JUNK, 2004; JUNK et al., 2006; ARIEIRA; CUNHA, 2006) e tem sido reportada como promissora para sequestro de carbono (SCHÖNGART et al., 2011); (ii) o Pantanal Mato-Grossense é a principal entrada de água para a bacia Pantaneira (BRAVO et al., 2014; BERGIER; ASSINE, 2016) e sendo uma região sazonalmente alagável, representa uma importante fonte de vapor de água para a atmosfera (GONÇALVES et al., 2011; SANCHES et al., 2011), e tem sido alvo de discussão sobre o melhor uso dos recursos hídricos e serviços ecossistêmicos (SEIDL; MORAES, 2000) deste ambiente (JUNK et al., 2014).

#### 4.2.2 Perspectivas ecohidrológicas

Uma das maiores discussões entre os pesquisadores em ecohidrologia e hidroclimatologia está em torno das incertezas relacionadas à retroalimentação (do inglês *feedback*) dos processos e mecanismos hidroclimáticos submetidos às mudanças do clima (HUNTINGTON, 2006). Exemplo disso é a incerteza das ações recíprocas entre condutância estomática, uso eficiente da água, conteúdo de água no solo e transpiração, uma vez que essas variáveis podem ser afetadas diferentemente com as mudanças climáticas.

Tem sido relatado um aumento no escoamento superficial, regional e globalmente (GEDNEY et al., 2006; HUNTINGTON, 2008), a explicação que parece ser consensual é que isso esteja ocorrendo por conta da intensificação do ciclo hidrológico (HUNTINGTON, 2008; HUNTINGTON; BILLMIRE, 2014), mas ainda sabe-se pouco do impacto sobre as outras variáveis. Um consenso bem aceito parece existir entre o aumento do CO<sub>2</sub> e sua ação recíproca sobre *WUE*, que tende a aumentar com o aumento da concentração de CO<sub>2</sub> e temperatura associados a um decréscimo de água no solo (SAURER et al., 2014; FRANK et

al., 2015). Entretanto, a maior incerteza está associada à transpiração ou evapotranspiração, em que Saurer et al. (2014), Frank et al. (2015) corroboram com Holtum e Winter (2010) na afirmação de que a maior questão hidroclimática esta relacionada à água e não ao  $\text{CO}_2$ . A grande maioria dos estudos avaliando a interação destas variáveis tem ocorrido na Europa ou Estados Unidos, o que aumenta a relevância deste estudo. Dessa forma, para avaliar a interação entre as variáveis acima citadas, é apresentado a seguir seus resultados modelados.

Na Figura (29) verifica-se que a condutância tendeu a diminuir com o aumento da temperatura e redução da disponibilidade hídrica, conforme esperado.  $g_{s,H_2O}$  apresentou seus maiores valores no início do dia, possibilitado pela recarga da vegetação durante a noite.

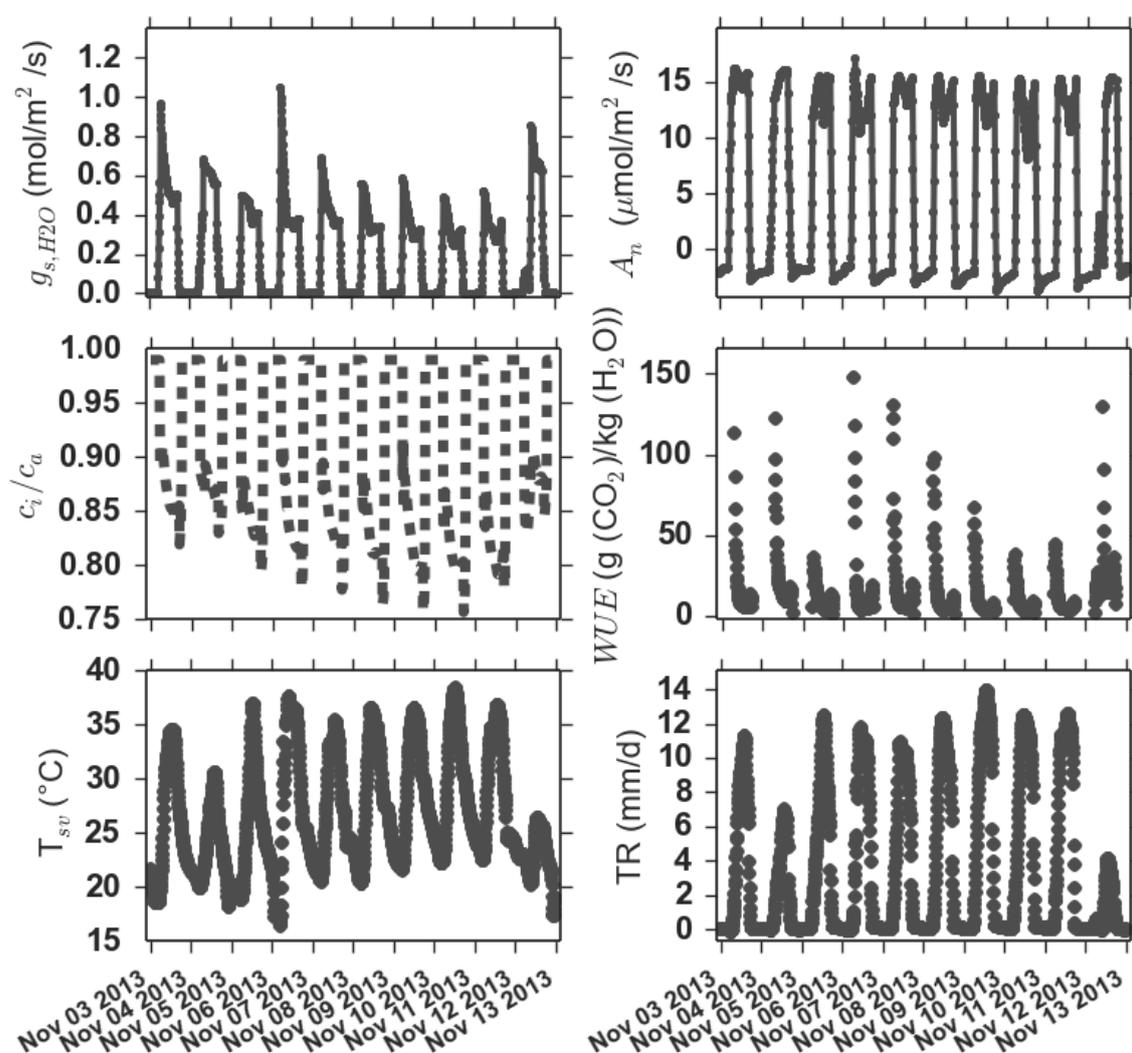


Figura 29: Variáveis ecohidrológicas modeladas ( $g_{s,H_2O}$ -condutância estomática,  $A_n$ -assimilação de  $\text{CO}_2$ ,  $c_i/c_a$ - $[\text{CO}_2]$  cavidade estomática/ $[\text{CO}_2]$  atmosfera, WUE-eficiência do uso da água,  $T_{sv}$ -temperatura da folhagem,  $TR$ -transpiração) pelo SVAT para os 10 dias selecionados.

A variação diária de  $g_{s,H_2O}$  é bem característica principalmente em vegetação de grande porte que armazenam substancial porção da transpiração diária. Resultados similares também reportados por Čermák et al. (2007), Kumagai et al. (2009), Bonan et al. (2014) e Matheny et al. (2014). A magnitude de  $g_{s,H_2O}$  está coerente com as medidas realizadas por Dalmagro et al. (2013) e Dalmolin (2013), alcançando valores máximos de 0,5 a 1,0 mol m<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>. Santos e Costa (2004), utilizando o SITE (*Simple Tropical Ecosystem Model*), obtiveram valores de  $g_{s,H_2O}$  que alcançaram 0,8 mol m<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup> durante todos os dias modelados para diversas regiões de florestas tropicais amazônicas. O modelo SITE não faz uso da teoria de otimização estomática, a qual pode melhorar as estimativas dos fluxos radiativos e o entendimento de outros mecanismos do sistema solo-vegetação-atmosfera (BONAN et al., 2014).

A redução em  $g_{s,H_2O}$  influenciou na assimilação de CO<sub>2</sub>, principalmente decorrentes das altas temperaturas na segunda parte do dia, quando  $A_n$  reduz. A magnitude de  $A_n$  também foi consistente com Dalmagro et al. (2013) que observaram variação entre 6 e 16 μmol m<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>, medidas realizadas a 25 °C. Costa (2015) usando medidas de vórtices turbulentos, observou valores médios de GPP (Produtividade Primária Bruta ≈ ( $A_n + R_d$ )) entre 22,4 e 18,9 μmol m<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup> na ilha do Bananal. Segundo Pereira et al. (2013), o fluxo líquido de CO<sub>2</sub> durante o dia (NEE - Net Ecosystem Exchange) em uma floresta de Cambará no Pantanal Matogrossense atingiu valores de ≈ 8 μmol m<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>. Santos e Costa (2004) estimou valores de  $A_n$  bastante similares aos encontrados neste trabalho, alcançando valores de 15 μmol m<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup> para todos os dias modelados.  $A_n$  são estimativas potenciais de NEE, a expansão de  $A_n$  para NEE é necessário subtrair de  $A_n$  a respiração do solo e da planta, e ainda conhecer a atenuação da assimilação pelas folhas para a luz (*PAR*) ao longo da altura do dossel, ou seja,  $A_n$  tende a diminuir quando se amplia a escala (folhas para ecossistema). O modelo SITE (SANTOS; COSTA, 2004), faz expansão de  $A_n$  para NEE apenas subtraindo de  $A_n$  a respiração das folhas, do solo, dos galhos e raízes, obtendo estimativas bem similares às medidas.

Segundo Katul et al. (2012), ampliar a escala destes processos não é uma tarefa fácil e envolve muitas incertezas, tais como gradiente vertical de CO<sub>2</sub> não ser linear, a atenuação e assimilação da luz ao longo da altura do dossel não ser linear, além de que as folhas são submetidas à diferentes *VPD* no perfil, principalmente em florestas altas. Mesmo com tais dificuldades, modelos de *big-leaf* tem estimado com boa aproximação NEE para florestas tropicais ( $NEE \approx A_n - R_d - R_s$ ,  $R_s$  é a respiração do solo) (COSTA et al., 2009).

A razão  $c_i/c_a$  tendeu a diminuir seguindo as variações de  $g_{s,H_2O}$ . *WUE* tendeu à diminuir com a secagem do solo e aumento na temperatura, com exceção do dia 05. A variação diária de *WUE* (4 a 150 g(CO<sub>2</sub>)/kg(H<sub>2</sub>O)<sup>-1</sup>) modelado estão consistentes com as medidas realizadas por Dalmagro et al. (2016) que variaram entre 60 a 90 g(CO<sub>2</sub>)/kg(H<sub>2</sub>O)

medidos por intercâmbio gasoso em condição de saturação de luz da fotossíntese. Os *WUE* obtidos foram superiores aos valores estimados em floresta subtropical asiática (TONG et al., 2014) ( $10 \pm 3 \text{ g(CO}_2\text{)/kg(H}_2\text{O)}$ ), e dos estimados para o Cerrado e para floresta de transição (Cerrado-amazônica) (CHRISTOFFERSEN et al., 2014).

Eram esperados valores superestimados de *WUE* por consequência dos valores de  $A_n$  também serem superestimados, como comentado acima. Christoffersen et al. (2014) testaram vários modelos para estimativa de *WUE* para três diferentes tipos de florestas, Equatorial (úmido), Transição (semi-úmido) e Cerrado (seco), encontrando valores médios de *WUE* entre 7 e 18  $\text{g(CO}_2\text{)/kg(H}_2\text{O)}$ , enquanto que, seus valores observados variaram entre 6 e 13  $\text{g(CO}_2\text{)/kg(H}_2\text{O)}$ , sendo menores valores para o Cerrado e maiores para floresta de transição, mas os valores não foram significativos entre as ecossistemas. Embora se esperasse que com a redução na disponibilidade hídrica *WUE* aumentasse, significando maior eficiência no gasto de água conforme Manzoni et al. (2011), outros fatores podem adicionar estresse na vegetação além do hídrico, como temperatura e *VPD*, resultando em menor eficiência no gasto de água, tal como ocorreu no presente estudo. Acompanhando a secagem do solo, o *VPD* tende a aumentar, resultando em maior demanda de água pela atmosfera, sugerindo que mesmo os estômatos operando de forma otimizada, a vegetação não consegue compensar o efeito provocado pela maior demanda atmosférica, reduzindo assim, a eficiência na perda de água. Tong et al. (2014) em floresta sub-tropical asiática encontraram uma relação inversamente proporcional entre *WUE* e *VPD*. Além deste mecanismo físicos, mecanismos bioquímico ligados à escassez de nutrientes pode também influenciar a *WUE* (CHRISTOFFERSEN et al., 2014).

#### 4.2.2.1 Perspectivas ecohidrológicas com aumento de $\text{CO}_2$

Na Figura (30) apresenta-se as variáveis hidroclimáticas simuladas para condição de aumento na concentração de  $\text{CO}_2$  atmosférico, seguindo diretrizes apresentada por Volpe et al. (2013).

Analisando a Figura (30) e descartando os valores do início das manhãs e finais das tardes, verifica-se que para a condição de aumento da  $[\text{CO}_2]$ , haverá um aumento considerável em *WUE* e  $A_n$ , e um pequeno aumento em  $T_{sv}$ . As variáveis  $g_{s,H_2O}$  e *TR* serão em geral reduzidas em pequena razão. Estes resultados corroboram com os obtidos por Volpe et al. (2013).

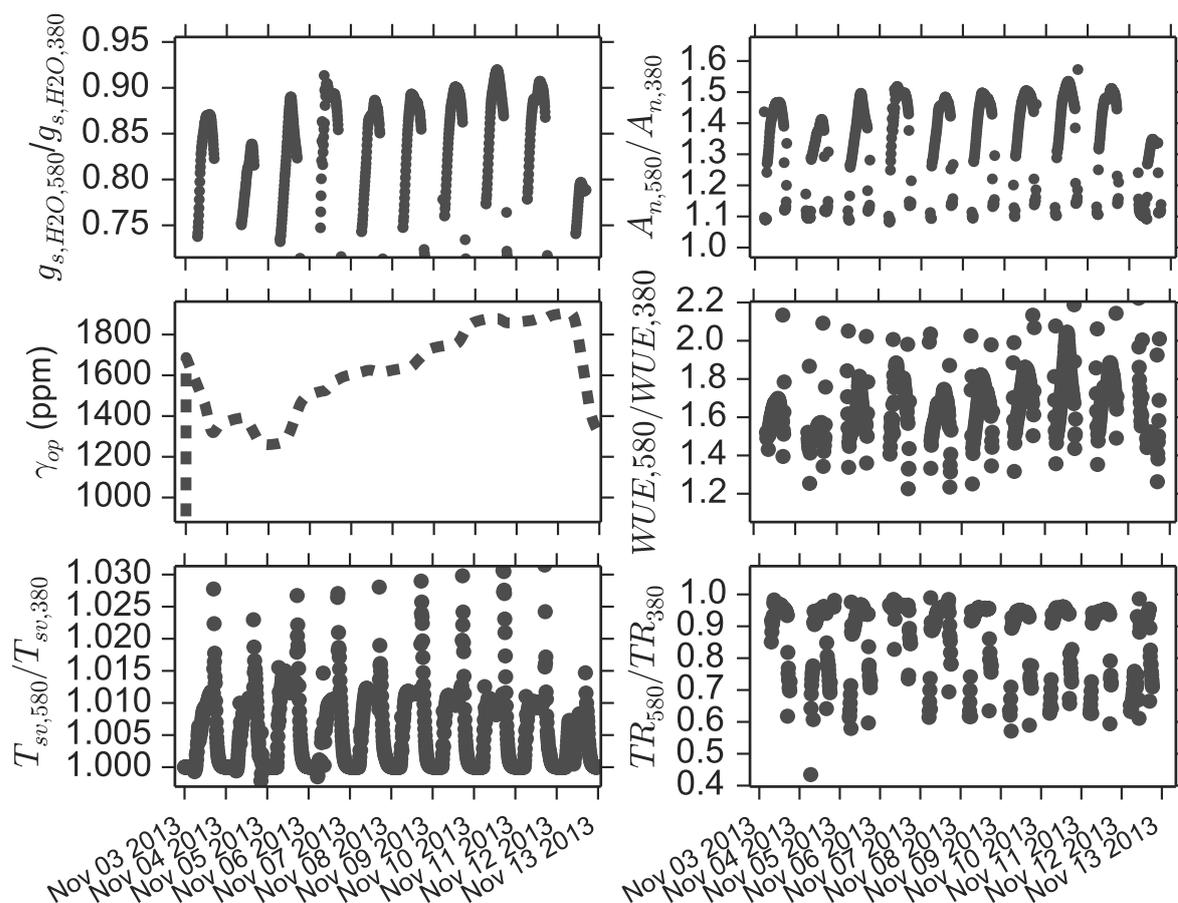


Figura 30: Razão entre cenários ( $c_{a,580}/c_{a,380}$  em ppm) para floresta de *V. divergens*.  $c_{a,580}$  corresponde à simulação das variáveis hidroclimáticas para condição de  $c_a=580$  ppm refere-se ao cenário A1B que estima  $c_a=580$  aproximadamente para 2070.  $c_a$  é a única componente alterada com relação à Figura 29. As siglas  $g_{s,H_2O}$  (condutância estomática),  $A_n$  (assimilação de  $CO_2$ ),  $WUE$  (eficiência do uso da água),  $T_{sv}$  (temperatura da folhagem),  $TR$  (transpiração) com subscrito 380 e 580, referem-se a condição de  $c_a=380$  e  $c_a=580$  ppm, respectivamente.

Nota-se que sob aumento da  $[CO_2]$ ,  $WUE$  tende a aumentar, inclusive, com a menor disponibilidade de água no solo, conforme teoria de otimização ( $\gamma_{op}$ ), e mesmo em condição de aumento de  $VPD$ , significando que será mais impactante o efeito do  $CO_2$  em  $A_n$  do que o efeito de  $VPD$  sobre  $TR$ . Tais resultados estão consistentes com a série histórica de  $WUE$  reconstruída por Saurer et al. (2014) e Frank et al. (2015), embora os autores destes trabalhos reportem que a transpiração ainda é a variável pouco previsível, uma vez que a vegetação pode encontrar mecanismos bióticos ou adaptações ao aumento de  $CO_2$  atmosférico, como por exemplo, aumento da área foliar (SAURER et al., 2014) e/ou aumento do período de crescimento (HUNTINGTON, 2006).

Um interessante resultado, quando do aumento da  $[CO_2]$ , está na maior redução em  $g_{s,H_2O}$  que em  $TR$ , que pode estar associado à retroalimentação positiva de  $T_{sv}$  sobre  $TR$ , uma vez que  $T_{sv}$  também aumentaria, mesmo que em pequena proporção. A condição de

aumento da  $[CO_2]$  está sempre associada a um aumento na temperatura, o que refletiria também em aumento em  $TR$ , dado resultado da retroalimentação. Isso remete a discussão entre hidrólogos à favor ((HUNTINGTON, 2008; HUNTINGTON; BILLMIRE, 2014)) e contra (GEDNEY et al., 2006) um aumento da transpiração em termos continentais, devido ao aumento do escoamento superficial. Mas conforme Saurer et al. (2014) a transpiração ainda suscita de mais investigação, contanto que um aumento na evaporação (BRUTSAERT, 2006) não significa um também aumento na transpiração.

Resumidamente, para melhor entendimento e compreensão da comparação entre o cenário atual de  $[CO_2]$  e um cenário futuro em que  $[CO_2]=580$  ppm, na Figura 31 é possível verificar as magnitude dos aumentos (acima de 1) ou das diminuições (abaixo de 1) das variáveis ecohidrológicas em um cenário de aumento de  $CO_2$ , neste caso, sem avaliar a dinâmica destas variáveis, ao longo dos 10 dias, com o decréscimo do conteúdo de água no solo.

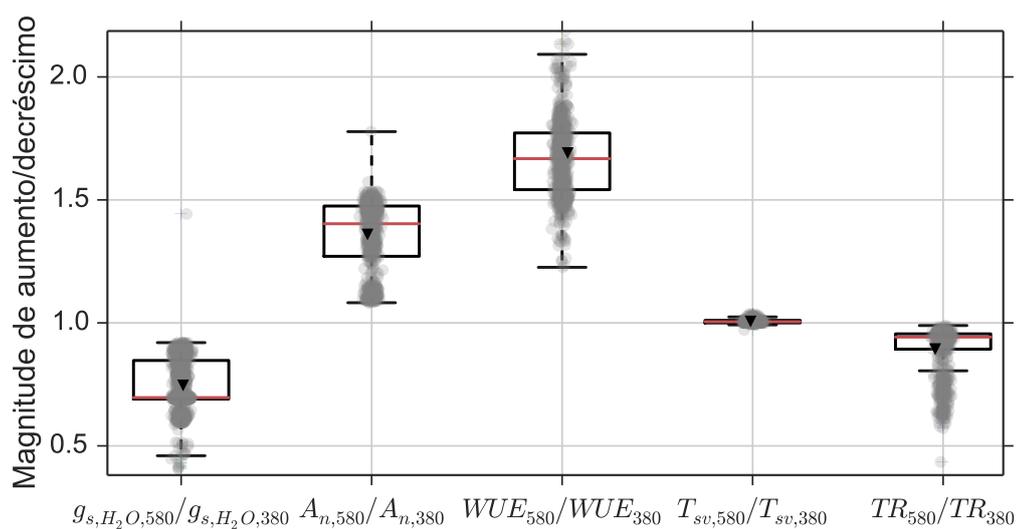


Figura 31: Magnitude de aumento (acima de 1) ou diminuição (abaixo de 1) das variáveis da Figura 30. O triângulo invertido representa a média dos dados e a linha em vermelho a mediana. Os intervalos acima e abaixo da caixa foi calculado como  $1,5 \cdot Q_3$  e  $1,5 \cdot Q_1$ , respectivamente. Q representa cada quartil do gráfico de caixa.

Outro interessante resultado da simulação está no aumento de  $g_{s,H_2O}$  e  $A_n$  mesmo com o secamento do solo, refletindo que nestas condições, florestas de *V. divergens* sofreriam menos impacto nos períodos secos, desde que suportes de nutrientes não sejam limitados.

Os desdobramentos dos resultados aqui reportados melhoram o entendimento dos processos da água e de  $CO_2$  em florestas de *V. divergens* e podem ser úteis para melhorar o planejamento e gestão do uso da água e de serviços ecossistêmicos do Pantanal Mato-Grossense. Além disso, suscita a necessidade de mais estudos relacionados ao sistema solo-

vegetação-atmosfera tanto para melhorar as estimativas: (i) medidas de fluxo de seiva e de condutância hidráulica da vegetação, modelação do albedo, modelação e validação do coeficiente de difusão turbulenta, validação do potencial hídrico do solo entre outros; quanto para explorar novos horizontes (ii) incorporação da precipitação, interceptação, infiltração e escoamento superficial para ser útil à nível de bacia.

Modelos que incorporam hidráulica de vegetação (MANZONI et al., 2013a) e otimização estomática (BONAN et al., 2014) são ainda raros e necessitam de mais informações da cobertura vegetal, contudo, podem melhorar as estimativas e portanto acrescentar informações para melhor compreender consequências das mudanças no uso e ocupação do solo e do clima de forma geral.

## Capítulo 5

# CONSIDERAÇÕES FINAIS

Por meio da abordagem dendrométrica, verificou-se que o Pantanal Mato-Grossense tem uma sazonalidade bem definida que controla o pulso de inundação e que governa a dinâmica do estoque de água no caule de *V. divergens*. Com esta pesquisa, confirmou-se a hipótese de que em *V. divergens* a variação do estoque de água tem um padrão diário e sazonal, que reflete a disponibilidade de água no solo. A variação diária é controlada pela transpiração, que é principalmente dependente do conteúdo de água no solo e da pressão de vapor em meses secos e do VPD em meses úmidos. A transpiração sendo representada pela fase de contração, foi limitada por um valor limite de VPD exclusivamente na estação chuvosa. O déficit hídrico das plantas foi impulsionado principalmente pelo conteúdo de água no solo e mostrou sensibilidade aos pequenos eventos de chuva durante os meses secos. A amplitude do ciclo circadiano do caule foi modulada pela pressão de vapor de água da atmosfera. O conteúdo de água no solo é um possível gatilho para o início da estação de crescimento, destacando o importante papel desempenhado pelo pulso natural de inundação em áreas de *V. divergens* no crescimento da floresta e, por extensão, para o sequestro de carbono.

A abordagem modelatória dos fluxos de água no sistema SVAT em floresta de *V. divergens* apresentou resultados bastante coerentes e consistentes com os trabalhos reportados na literatura. Para os dez dias selecionados, a transpiração foi estimada em  $3,45 \text{ mm d}^{-1}$ . A dinâmica do estoque de água na vegetação foi modelada e "validada" obtendo um  $R^2 = 0,725$  e  $EP \pm 0,213$ . O estoque de água na planta modelado variou entre 187 e 179  $\text{kg}(\text{H}_2\text{O})$  para um único indivíduo de *V. divergens*. O balanço hídrico demonstrou que a transpiração de *V. divergens* entre os dias 09 e 12 foi maior que a perda de água do solo. Foi encontrado histerese entre a transpiração e o potencial de água das folhas e, a magnitude da histerese associa-se à condição hídrica do solo e da vegetação.

A variáveis relacionadas ao processo de trocas gasosas da vegetação (condutância estomática e assimilação de  $\text{CO}_2$ ) foram estimadas coerentemente com dados da literatura.

Para os dez dias selecionados, a eficiência no uso da água foi influenciada pelo aumento da temperatura e do deficit de pressão de vapor e tendeu a diminuir com o secamento do solo, contrariando as expectativas. A assimilação foi limitada pelas altas temperaturas e pela redução na disponibilidade hídrica.

Sob condição de análise de cenário futuro de aumento da  $[CO_2]$  ( $CO_2=580$  ppm) a assimilação de  $CO_2$  chegou a aumentar 40% com relação às condições atuais. Este aumento foi mais vigoroso para a eficiência no uso da água, em torno de 70% e tendeu a aumentar com a redução na disponibilidade hídrica. A transpiração apresentou em torno de 10% de redução, e sugere-se ter efeito retroalimentativo da temperatura da superfície das folhas que pode estar ligado ao deficit de pressão e à umidade relativa fracionária  $h_f$  da cavidade estomática. Na condição de concentração de  $CO_2$  elevadas, a disponibilidade hídrica oferece menos limitação para a condutância estomática e portanto para a assimilação de  $CO_2$ , levando a concluir que florestas de *V. divergens* em períodos secos serão menos impactados sob estresse hídrico seco.

# REFERÊNCIAS

AQUINO, A. M.; SANCHES, L.; SALOMÃO FERNANDO, X. T. S.; ALVES, M. d. C.; SHIRAIWA, S.; NOGUEIRA, J. d. S. Propriedades hidráulicas do solo estimadas pelo rosetta em área de *Vochysia divergens* pohl no pantanal. *Congresso Brasileiro de Ciência do Solo*, Anais do XXXV Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, XXXV CBCS: O solo e suas Múltiplas Funções, 2015. Citado na página 17.

ARAÚJO, A. de; DOLMAN, A.; WATERLOO, M.; GASH, J.; KRUIJT, B.; ZANCHI, F.; LANGE, J. D.; STOEVELAAR, R.; MANZI, A.; NOBRE, A. et al. The spatial variability of CO<sub>2</sub> storage and the interpretation of eddy covariance fluxes in central amazonia. *Agricultural and Forest Meteorology*, Elsevier, v. 150, n. 2, p. 226–237, 2010. Citado na página 62.

ARIEIRA, J.; CUNHA, C. d. Fitossociologia de uma floresta inundável monodominante de *vochysia divergens* pohl (vochysiaceae), no pantanal norte, mt, brasil. *Acta Botanica Brasiliica*, SciELO Brasil, v. 20, n. 3, p. 569–580, 2006. Citado 4 vezes nas páginas 2, 11, 48 e 64.

BALDOCCHI, D.; MEYERS, T. On using eco-physiological, micrometeorological and biogeochemical theory to evaluate carbon dioxide, water vapor and trace gas fluxes over vegetation: a perspective. *Agricultural and Forest Meteorology*, Elsevier, v. 90, n. 1, p. 1–25, 1998. Citado na página 54.

BERGIER, I.; ASSINE, M. L. *Dynamics of the Pantanal Wetland in South America*. [S.l.]: Springer, 2016. Citado 2 vezes nas páginas 5 e 64.

BERRY, L.; MUTITI, S.; HAZZARD, S. Determining the hydraulic conductivity of the subsurface in wetland environments. In: *AGU Fall Meeting Abstracts*. [S.l.: s.n.], 2011. v. 1, p. 1353. Citado na página 17.

BITTELLI, M.; CAMPBELL, G. S.; TOMEI, F. *Soil Physics with Python: Transport in the Soil-plant-atmosphere System*. [S.l.]: OUP Oxford, 2015. Citado 3 vezes nas páginas 7, 28 e A2.

BITTELLI, M.; VENTURA, F.; CAMPBELL, G. S.; SNYDER, R. L.; GALLEGATI, F.; PISA, P. R. Coupling of heat, water vapor, and liquid water fluxes to compute evaporation in bare soils. *Journal of Hydrology*, Elsevier, v. 362, n. 3, p. 191–205, 2008. Citado na página 32.

BOER, H. J. de; LAMMERTSMA, E. I.; WAGNER-CREMER, F.; DILCHER, D. L.; WASSSEN, M. J.; DEKKER, S. C. Climate forcing due to optimization of maximal leaf conduc-

tance in subtropical vegetation under rising co<sub>2</sub>. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, National Acad Sciences, v. 108, n. 10, p. 4041–4046, 2011. Citado na página 32.

BOHRER, G.; MOURAD, H.; LAURSEN, T. A.; DREWRY, D.; AVISSAR, R.; POGGI, D.; OREN, R.; KATUL, G. G. Finite element tree crown hydrodynamics model (fetch) using porous media flow within branching elements: A new representation of tree hydrodynamics. *Water Resources Research*, Wiley Online Library, v. 41, n. 11, 2005. Citado 4 vezes nas páginas 9, 57, 58 e 60.

BONAN, G.; WILLIAMS, M.; FISHER, R.; OLESON, K. Modeling stomatal conductance in the earth system: linking leaf water-use efficiency and water transport along the soil–plant–atmosphere continuum. *Geoscientific Model Development*, Copernicus GmbH, v. 7, n. 5, p. 2193–2222, 2014. Citado 6 vezes nas páginas 7, 54, 60, 62, 66 e 70.

BRAUD, I.; DANTAS-ANTONINO, A.; VAUCLIN, M.; THONY, J.; RUELLE, P. A simple soil-plant-atmosphere transfer model (sispat) development and field verification. *Journal of Hydrology*, Elsevier, v. 166, n. 3, p. 213–250, 1995. Citado 2 vezes nas páginas 54 e 60.

BRAUD, I.; VARADO, N.; OLIOSO, A. Comparison of root water uptake modules using either the surface energy balance or potential transpiration. *Journal of Hydrology*, Elsevier, v. 301, n. 1, p. 267–286, 2005. Citado na página 55.

BRÄUNING, A.; VOLLAND-VOIGT, F.; BURCHARDT, I.; GANZHI, O.; NAUSS, T.; PETERS, T. Climatic control of radial growth of cedrela montana in a humid mountain rainforest in southern ecuador. *Erdkunde*, JSTOR, p. 337–345, 2009. Citado na página 42.

BRAVO, J. M.; COLLISCHONN, W.; PAZ, A. R. D.; ALLASIA, D.; DOMEQ, F. Impact of projected climate change on hydrologic regime of the upper paraguay river basin. *Climatic change*, Springer, v. 127, n. 1, p. 27–41, 2014. Citado 2 vezes nas páginas 5 e 64.

BRUTSAERT, W. *Evaporation into the atmosphere: theory, history and applications*. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 1982. Citado na página 30.

BRUTSAERT, W. Indications of increasing land surface evaporation during the second half of the 20th century. *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 33, n. 20, 2006. Citado na página 69.

CALVO-ALVARADO, J. C.; MCDOWELL, N. G.; WARING, R. H. Allometric relationships predicting foliar biomass and leaf area: sapwood area ratio from tree height in five costa rican rain forest species. *Tree physiology*, Oxford University Press, v. 28, n. 11, p. 1601–1608, 2008. Citado 2 vezes nas páginas 9 e 11.

CAMPBELL, G. S.; NORMAN, J. M. *An introduction to environmental biophysics*. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 2012. Citado 6 vezes nas páginas 14, 15, 29, 30, A4 e A5.

ČERMÁK, J.; KUČERA, J.; BAUERLE, W. L.; PHILLIPS, N.; HINCKLEY, T. M. Tree water storage and its diurnal dynamics related to sap flow and changes in stem volume in old-growth douglas-fir trees. *Tree Physiology*, Oxford University Press, v. 27, n. 2, p. 181–198, 2007. Citado 4 vezes nas páginas 11, 45, 46 e 66.

CHRISTOFFERSEN, B. O.; RESTREPO-COUBE, N.; ARAIN, M. A.; BAKER, I. T.; CESTARO, B. P.; CIAIS, P.; FISHER, J. B.; GALBRAITH, D.; GUAN, X.; GULDEN, L. et al. Mechanisms of water supply and vegetation demand govern the seasonality and magnitude of evapotranspiration in amazonia and cerrado. *Agricultural and Forest meteorology*, Elsevier, v. 191, p. 33–50, 2014. Citado 3 vezes nas páginas 2, 3 e 67.

COCOZZA, C.; GIOVANNELLI, A.; LASSERRE, B.; CANTINI, C.; LOMBARDI, F.; TOGNETTI, R. A novel mathematical procedure to interpret the stem radius variation in olive trees. *Agricultural and forest meteorology*, Elsevier, v. 161, p. 80–93, 2012. Citado na página 46.

COSTA, G. B. *Fluxos de energia, CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> sobre a floresta em planície de inundação da Ilha do Bananal*. [S.l.]: Esalq-USP - Pós-graduação em Ecologia Aplicada, USP, Tese de Doutorado, 2015. Citado 2 vezes nas páginas 62 e 66.

COSTA, M. H.; NUNES, E. L.; SENNA, M. C. A.; IMBUZEIRO, H. M. A. Estado-da-arte da simulação da taxa de fixação de carbono de ecossistemas tropicais. *Revista Brasileira de Meteorologia*, SciELO Brasil, v. 24, n. 2, p. 179–187, 2009. Citado na página 66.

CUNHA, C. Nunes da; JUNK, W. Year-to-year changes in water level drive the invasion of *Vochysia divergens* in pantanal grasslands. *Applied Vegetation Science*, Wiley Online Library, v. 7, n. 1, p. 103–110, 2004. Citado 3 vezes nas páginas 45, 48 e 64.

CURADO, L. A.; RODRIGUES, T. R.; NOVAIS, J. W. Z.; OLIVEIRA, A. de; VENTURA, T. M.; MUSIS, C. R. D.; NOGUEIRA, J. Adjustment of brunt's equation parameters for the northern brazilian pantanal. *Journal of ecology and the Natural Environment*, v. 3, n. 4, p. 157–62, 2011. Citado na página A2.

DALMAGRO, H.; LOBO, F. d. A.; VOURLITIS, G.; DALMOLIN, Â.; JR, M. A.; ORTÍZ, C.; NOGUEIRA, J. d. S. The physiological light response of two tree species across a hydrologic gradient in brazilian savanna (cerrado). *Photosynthetica*, Springer, v. 52, n. 1, p. 22–35, 2014. Citado 2 vezes nas páginas 43 e 55.

DALMAGRO, H.; LOBO, F. de; VOURLITIS, G.; DALMOLIN, Â.; JR, M. A.; ORTÍZ, C.; NOGUEIRA, J. d. S. Photosynthetic parameters of two invasive tree species of the brazilian pantanal in response to seasonal flooding. *Photosynthetica*, Springer, v. 51, n. 2, p. 281–294, 2013. Citado 6 vezes nas páginas 2, 42, 45, 66, A2 e A4.

DALMAGRO, H. J.; LATHUILLIÈRE, M. J.; VOURLITIS, G. L.; CAMPOS, R. C.; PINTO, O. B.; JOHNSON, M. S.; ORTÍZ, C. E.; LOBO, F. d. A.; COUTO, E. G. Physiological responses to extreme hydrological events in the pantanal wetland: heterogeneity of a plant community containing super-dominant species. *Journal of Vegetation Science*, Wiley Online Library, 2016. Citado na página 66.

DALMOLIN, Â. C. *Relações hídricas, trocas gasosas e anatomia foliar de Vochysia divergens Pohl. espécie invasora do Pantanal Mato Grossense*. [S.l.]: PPGFA - Programa de Pós-graduação em Física Ambiental, UFMT, Tese de Doutorado, 2013. Citado 2 vezes nas páginas 66 e A5.

DALY, E.; PORPORATO, A.; RODRIGUEZ-ITURBE, I. Coupled dynamics of photosynthesis, transpiration, and soil water balance. part i: Upscaling from hourly to daily level. *Journal of Hydrometeorology*, v. 5, n. 3, p. 546–558, 2004. Citado 6 vezes nas páginas 2, 14, 25, 32, 34 e 62.

DESLAURIERS, A.; ANFODILLO, T.; ROSSI, S.; CARRARO, V. Using simple causal modeling to understand how water and temperature affect daily stem radial variation in trees. *Tree Physiology*, Oxford University Press, v. 27, n. 8, p. 1125–1136, 2007. Citado 2 vezes nas páginas 11 e 46.

DESLAURIERS, A.; ROSSI, S.; TURCOTTE, A.; MORIN, H.; KRAUSE, C. A three-step procedure in sas to analyze the time series from automatic dendrometers. *Dendrochronologia*, Elsevier, v. 29, n. 3, p. 151–161, 2011. Citado 3 vezes nas páginas 4, 20 e 23.

DEVINE, W. D.; HARRINGTON, C. A. Factors affecting diurnal stem contraction in young douglas-fir. *Agricultural and Forest Meteorology*, Elsevier, v. 151, n. 3, p. 414–419, 2011. Citado 3 vezes nas páginas 3, 45 e 46.

DIAS, V. R. d. M.; SANCHES, L.; SALLO, F. d. S.; FERREIRA, R. M.; NOGUEIRA, J. d. S. Influência da inundação nas concentrações de carbono no solo de florestas no norte do pantanal mato-grossense. *Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, Anais do XXXV Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, XXXV CBCS: O solo e suas Múltiplas Funções*, 2015. Citado na página 18.

D'ODORICO, P.; LAIO, F.; PORPORATO, A.; RIDOLFI, L.; RINALDO, A.; RODRIGUEZ-ITURBE, I. Ecohydrology of terrestrial ecosystems. *BioScience*, Oxford University Press, v. 60, n. 11, p. 898–907, 2010. Citado 3 vezes nas páginas I, 6 e 7.

DOWNES, G.; BEADLE, C.; WORLEDGE, D. Daily stem growth patterns in irrigated eucalyptus globulus and e. nitens in relation to climate. *Trees*, Springer, v. 14, n. 2, p. 102–111, 1999. Citado na página 20.

DRAKE, P. L.; COLEMAN, B. F.; VOGWILL, R. The response of semi-arid ephemeral wetland plants to flooding: linking water use to hydrological processes. *Ecohydrology*, Wiley Online Library, v. 6, n. 5, p. 852–862, 2013. Citado 2 vezes nas páginas 11 e 42.

DREW, D. M.; RICHARDS, A. E.; DOWNES, G. M.; COOK, G. D.; BAKER, P. The development of seasonal tree water deficit in callitris intratropica. *Tree physiology*, Oxford University Press, p. tpr031, 2011. Citado 4 vezes nas páginas 3, 11, 24 e 43.

FAN, J.; ZHU, N.; LIU, Z.; CHENG, Q.; LIU, Y. A model for allometric permeation in fractal branching channel net driven by capillary pressure. *International Journal of Numerical Methods for Heat & Fluid Flow*, Emerald Group Publishing Limited, v. 25, n. 8, p. 1886–1895, 2015. Citado 3 vezes nas páginas 36, 57 e 58.

FANTIN-CRUZ, I.; PEDROLLO, O.; CASTRO, N. M.; GIRARD, P.; ZEILHOFER, P.; HAMILTON, S. K. Historical reconstruction of floodplain inundation in the pantanal (brazil) using neural networks. *Journal of Hydrology*, Elsevier, v. 399, n. 3, p. 376–384, 2011. Citado 2 vezes nas páginas 5 e 18.

FARQUHAR, G. et al. Stomatal function in relation to leaf metabolism and environment. In: *Symp Soc Exp Biol.* [S.l.: s.n.], 1977. v. 31, p. 471–505. Citado 2 vezes nas páginas A5 e A6.

FARQUHAR, G. v.; CAEMMERER, S. v. von; BERRY, J. A biochemical model of photosynthetic co<sub>2</sub> assimilation in leaves of c<sub>3</sub> species. *Planta*, Springer, v. 149, n. 1, p. 78–90, 1980. Citado 2 vezes nas páginas 32 e A4.

FEKEDULEGN, B. D.; COLBERT, J.; JR, J. R.; SCHUCKERS, M. E. et al. Coping with multicollinearity: An example on application of principal components regression in dendroecology. 2002. Citado na página 24.

FERNÁNDEZ, J.; CUEVAS, M. Irrigation scheduling from stem diameter variations: a review. *Agricultural and Forest Meteorology*, Elsevier, v. 150, n. 2, p. 135–151, 2010. Citado 4 vezes nas páginas I, 11, 12 e 13.

FRANK, D.; POULTER, B.; SAURER, M.; ESPER, J.; HUNTINGFORD, C.; HELLE, G.; TREYDTE, K.; ZIMMERMANN, N.; SCHLESER, G.; AHLSTRÖM, A. et al. Water-use efficiency and transpiration across european forests during the anthropocene. *Nature climate change*, Nature Publishing Group, v. 5, n. 6, p. 579–583, 2015. Citado 4 vezes nas páginas 33, 64, 65 e 68.

GEDNEY, N.; COX, P.; BETTS, R.; BOUCHER, O.; HUNTINGFORD, C.; STOTT, P. Detection of a direct carbon dioxide effect in continental river runoff records. *Nature*, Nature Publishing Group, v. 439, n. 7078, p. 835–838, 2006. Citado 4 vezes nas páginas 2, 33, 64 e 69.

GENUCHTEN, M. T. V. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil science society of America journal*, Soil Science Society of America, v. 44, n. 5, p. 892–898, 1980. Citado na página 33.

GHANNAM, K.; NAKAI, T.; PASCHALIS, A.; OISHI, C. A.; KOTANI, A.; IGARASHI, Y.; KUMAGAI, T.; KATUL, G. G. Persistence and memory time scales in root-zone soil moisture dynamics. *Water Resources Research*, Wiley Online Library, 2016. Citado na página 2.

GIRARD, P.; FANTIN-CRUZ, I.; OLIVEIRA, S. M. L. D.; HAMILTON, S. K. Small-scale spatial variation of inundation dynamics in a floodplain of the pantanal (brazil). *Hydrobiologia*, Springer, v. 638, n. 1, p. 223–233, 2010. Citado na página 5.

GIVNISH, T. J.; VERMEIJ, G. J. Sizes and shapes of liane leaves. *American naturalist*, JSTOR, p. 743–778, 1976. Citado na página A5.

GONÇALVES, H.; MERCANTE, M.; SANTOS, E. Hydrological cycle. *Brazilian Journal of Biology*, SciELO Brasil, v. 71, n. 1, p. 241–253, 2011. Citado 2 vezes nas páginas 6 e 64.

GOOD, S. P.; NOONE, D.; BOWEN, G. Hydrologic connectivity constrains partitioning of global terrestrial water fluxes. *Science*, American Association for the Advancement of Science, v. 349, n. 6244, p. 175–177, 2015. Citado na página 2.

GRIEND, A. A.; OWE, M. Bare soil surface resistance to evaporation by vapor diffusion under semiarid conditions. *Water Resources Research*, Wiley Online Library, v. 30, n. 2, p. 181–188, 1994. Citado na página 32.

GUALTIERI, C.; MIHAILOVIC, D. T. *Fluid mechanics of environmental interfaces*. [S.l.]: CRC Press, 2012. Citado 2 vezes nas páginas 13 e 14.

HARRIS, P. P.; HUNTINGFORD, C.; COX, P. M.; GASH, J. H.; MALHI, Y. Effect of soil moisture on canopy conductance of amazonian rainforest. *Agricultural and Forest Meteorology*, Elsevier, v. 122, n. 3, p. 215–227, 2004. Citado 3 vezes nas páginas 30, 31 e A2.

HERAULT, B.; OUALLET, J.; BLANC, L.; WAGNER, F.; BARALOTO, C. Growth responses of neotropical trees to logging gaps. *Journal of applied ecology*, Wiley Online Library, v. 47, n. 4, p. 821–831, 2010. Citado na página 51.

HERZOG, K. M.; HÄSLER, R.; THUM, R. Diurnal changes in the radius of a subalpine norway spruce stem: their relation to the sap flow and their use to estimate transpiration. *Trees*, Springer, v. 10, n. 2, p. 94–101, 1995. Citado na página 11.

HILLEL, D. *Environmental soil physics: Fundamentals, applications, and environmental considerations*. [S.l.]: Academic press, 1998. Citado na página 7.

HOLTUM, J. A.; WINTER, K. Elevated [co<sub>2</sub>] and forest vegetation: more a water issue than a carbon issue? *Functional Plant Biology*, CSIRO, v. 37, n. 8, p. 694–702, 2010. Citado na página 65.

HUET, S.; BOUVIER, A.; POURSAT, M.-A.; JOLIVET, E. *Statistical tools for nonlinear regression: a practical guide with S-PLUS and R examples*. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 2006. Citado na página 22.

HUNTINGTON, T. G. Evidence for intensification of the global water cycle: review and synthesis. *Journal of Hydrology*, Elsevier, v. 319, n. 1, p. 83–95, 2006. Citado 2 vezes nas páginas 64 e 68.

HUNTINGTON, T. G. Co<sub>2</sub>-induced suppression of transpiration cannot explain increasing runoff. *Hydrological Processes*, Wiley Online Library, v. 22, n. 2, p. 311–314, 2008. Citado 3 vezes nas páginas 33, 64 e 69.

HUNTINGTON, T. G.; BILLMIRE, M. Trends in precipitation, runoff, and evapotranspiration for rivers draining to the gulf of maine in the united states\*. *Journal of Hydrometeorology*, v. 15, n. 2, p. 726–743, 2014. Citado 3 vezes nas páginas 33, 64 e 69.

HUTJES, R. W. A.; KABAT, P.; RUNNING, S.; SHUTTLEWORTH, W.; FIELD, C.; BASS, B.; DIAS, M. da S.; AVISSAR, R.; BECKER, A.; CLAUSSEN, M. et al. Biospheric aspects of the hydrological cycle. *Journal of Hydrology*, Elsevier, v. 212, p. 1–21, 1998. Citado na página 2.

JACKSON, R.; CANADELL, J.; EHLERINGER, J. R.; MOONEY, H.; SALA, O.; SCHULZE, E. A global analysis of root distributions for terrestrial biomes. *Oecologia*, Springer, v. 108, n. 3, p. 389–411, 1996. Citado 3 vezes nas páginas 8, 34 e A3.

JACKSON, R.; MOONEY, H.; SCHULZE, E.-D. A global budget for fine root biomass, surface area, and nutrient contents. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, National Acad Sciences, v. 94, n. 14, p. 7362–7366, 1997. Citado 2 vezes nas páginas 34 e A3.

JOHNSON, D.; WOODRUFF, D.; MCCULLOH, K.; MEINZER, F. Leaf hydraulic conductance, measured in situ, declines and recovers daily: leaf hydraulics, water potential and stomatal conductance in four temperate and three tropical tree species. *Tree Physiology*, Oxford University Press, v. 29, n. 7, p. 879–887, 2009. Citado na página 56.

JOHNSON, M. S.; COUTO, E. G.; JR, O. B. P.; MILESI, J.; AMORIM, R. S. S.; MESSIAS, I. A.; BIUDES, M. S. Soil CO<sub>2</sub> dynamics in a tree island soil of the pantanal: the role of soil water potential. *PloS one*, Public Library of Science, v. 8, n. 6, p. e64874, 2013. Citado na página 45.

JUNK, W.; PIEDADE, M.; LOURIVAL, R.; WITTMANN, F.; KANDUS, P.; LACERDA, L.; BOZELLI, R.; ESTEVES, F.; CUNHA, C. Nunes da; MALTCHIK, L. et al. Brazilian wetlands: their definition, delineation, and classification for research, sustainable management, and protection. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems*, Wiley Online Library, v. 24, n. 1, p. 5–22, 2014. Citado 2 vezes nas páginas 5 e 64.

JUNK, W. J.; CUNHA, C. N. D.; WANTZEN, K. M.; PETERMANN, P.; STRÜSSMANN, C.; MARQUES, M. I.; ADIS, J. Biodiversity and its conservation in the pantanal of mato grosso, brazil. *Aquatic Sciences*, Springer, v. 68, n. 3, p. 278–309, 2006. Citado 2 vezes nas páginas 5 e 64.

KATUL, G.; LEUNING, R.; OREN, R. Relationship between plant hydraulic and biochemical properties derived from a steady-state coupled water and carbon transport model. *Plant, Cell & Environment*, Wiley Online Library, v. 26, n. 3, p. 339–350, 2003. Citado 2 vezes nas páginas 34 e 36.

KATUL, G.; MANZONI, S.; PALMROTH, S.; OREN, R. A stomatal optimization theory to describe the effects of atmospheric CO<sub>2</sub> on leaf photosynthesis and transpiration. *Annals of Botany*, Annals Botany Co, p. mcp292, 2009. Citado 4 vezes nas páginas 14, 32, A4 e A5.

KATUL, G. G.; MAHRT, L.; POGGI, D.; SANZ, C. One-and two-equation models for canopy turbulence. *Boundary-Layer Meteorology*, Springer, v. 113, n. 1, p. 81–109, 2004. Citado na página A2.

KATUL, G. G.; OREN, R.; MANZONI, S.; HIGGINS, C.; PARLANGE, M. B. Evapotranspiration: A process driving mass transport and energy exchange in the soil-plant-atmosphere-climate system. *Reviews of Geophysics*, Wiley Online Library, v. 50, n. 3, 2012. Citado 3 vezes nas páginas 2, 7 e 66.

KATUL, G. G.; PALMROTH, S.; OREN, R. Leaf stomatal responses to vapour pressure deficit under current and CO<sub>2</sub>-enriched atmosphere explained by the economics of gas exchange. *Plant, Cell & Environment*, Wiley Online Library, v. 32, n. 8, p. 968–979, 2009. Citado 3 vezes nas páginas 32, A4 e A5.

KING, G.; FONTI, P.; NIEVERGELT, D.; BÜNTGEN, U.; FRANK, D. Climatic drivers of hourly to yearly tree radius variations along a 6 c natural warming gradient. *Agricultural and Forest Meteorology*, Elsevier, v. 168, p. 36–46, 2013. Citado 6 vezes nas páginas 3, 11, 12, 20, 45 e 46.

KÖCHER, P.; HORNA, V.; LEUSCHNER, C. Stem water storage in five coexisting temperate broad-leaved tree species: significance, temporal dynamics and dependence on tree functional traits. *Tree physiology*, Oxford University Press, v. 33, n. 8, p. 817–832, 2013. Citado na página 58.

KUMAGAI, T. Modeling water transportation and storage in sapwood—model development and validation. *Agricultural and Forest meteorology*, Elsevier, v. 109, n. 2, p. 105–115, 2001. Citado 5 vezes nas páginas 11, 12, 33, 58 e 64.

KUMAGAI, T.; AOKI, S.; OTSUKI, K.; UTSUMI, Y. Impact of stem water storage on diurnal estimates of whole-tree transpiration and canopy conductance from sap flow measurements in japanese cedar and japanese cypress trees. *Hydrological processes*, Wiley Online Library, v. 23, n. 16, p. 2335–2344, 2009. Citado 4 vezes nas páginas 11, 57, 64 e 66.

KUME, T.; TAKIZAWA, H.; YOSHIFUJI, N.; TANAKA, K.; TANTASIRIN, C.; TANAKA, N.; SUZUKI, M. Impact of soil drought on sap flow and water status of evergreen trees in a tropical monsoon forest in northern thailand. *Forest Ecology and Management*, Elsevier, v. 238, n. 1, p. 220–230, 2007. Citado na página 47.

LAGANIS, J.; PEČKOV, A.; DEBELJAK, M. Modeling radial growth increment of black alder (*alnus glutionsa* (l.) gaertn.) tree. *ecological modelling*, Elsevier, v. 215, n. 1, p. 180–189, 2008. Citado na página 3.

LEUNING, R.; TUZET, A.; PERRIER, A. Stomata as part of the soil-plant-atmosphere continuum. In: *Forests at the land-atmosphere interface*. Edinburgh: CAB International. [S.l.: s.n.], 2003. p. 9–28. Citado na página 32.

LEVIA, D. F.; CARLYLE-MOSES, D.; TANAKA, T. *Forest hydrology and biogeochemistry: synthesis of past research and future directions*. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 2011. Citado na página 2.

LOBO, F. d. A.; BARROS, M. de; DALMAGRO, H.; DALMOLIN, Â.; PEREIRA, W.; SOUZA, É. de; VOURLITIS, G.; ORTÍZ, C. R. Fitting net photosynthetic light-response curves with microsoft excel—a critical look at the models. *Photosynthetica*, Springer, v. 51, n. 3, p. 445–456, 2013. Citado na página A5.

MAJOR, J. E.; JOHNSEN, K. H. Shoot water relations of mature black spruce families displaying a genotype × environment interaction in growth rate. iii. diurnal patterns as influenced by vapor pressure deficit and internal water status. *Tree Physiology*, Oxford University Press, v. 21, n. 9, p. 579–587, 2001. Citado na página 48.

MANZONI, S.; KATUL, G.; FAY, P. A.; POLLEY, H. W.; PORPORATO, A. Modeling the vegetation-atmosphere carbon dioxide and water vapor interactions along a controlled co<sub>2</sub> gradient. *Ecological Modelling*, Elsevier, v. 222, n. 3, p. 653–665, 2011. Citado 5 vezes nas páginas 15, 33, 34, 54 e A4.

MANZONI, S.; KATUL, G.; PORPORATO, A. A dynamical system perspective on plant hydraulic failure. *Water Resources Research*, Wiley Online Library, v. 50, n. 6, p. 5170–5183, 2014. Citado na página 10.

MANZONI, S.; VICO, G.; KATUL, G.; FAY, P. A.; POLLEY, W.; PALMROTH, S.; PORPORATO, A. Optimizing stomatal conductance for maximum carbon gain under water stress: a meta-analysis across plant functional types and climates. *Functional Ecology*, Wiley Online Library, v. 25, n. 3, p. 456–467, 2011. Citado 6 vezes nas páginas 14, 32, 33, 67, A5 e A6.

MANZONI, S.; VICO, G.; KATUL, G.; PALMROTH, S.; JACKSON, R. B.; PORPORATO, A. Hydraulic limits on maximum plant transpiration and the emergence of the safety–efficiency trade-off. *New Phytologist*, Wiley Online Library, v. 198, n. 1, p. 169–178, 2013. Citado 9 vezes nas páginas 7, 9, 10, 35, 36, 47, 56, 58 e 70.

MANZONI, S.; VICO, G.; PORPORATO, A.; KATUL, G. Biological constraints on water transport in the soil–plant–atmosphere system. *Advances in Water Resources*, Elsevier, v. 51, p. 292–304, 2013. Citado 8 vezes nas páginas 7, 8, 9, 10, 34, 35, 56 e A3.

MANZONI, S.; VICO, G.; THOMPSON, S.; BEYER, F.; WEIH, M. Contrasting leaf phenological strategies optimize carbon gain under droughts of different duration. *Advances in Water Resources*, Elsevier, v. 84, p. 37–51, 2015. Citado na página 3.

MARCATI, C. R.; OLIVEIRA, J. S.; MACHADO, S. R. Growth rings in cerrado woody species: occurrence and anatomical markers. *Biota Neotropica*, SciELO Brasil, v. 6, n. 3, p. 0–0, 2006. Citado na página 48.

MARENGO, J. A.; OLIVEIRA, G. S.; ALVES, L. M. Climate change scenarios in the pantanal. In: *Dynamics of the Pantanal Wetland in South America*. [S.l.]: Springer, 2015. p. 227–238. Citado na página 48.

MATHENY, A. M.; BOHRER, G.; GARRITY, S. R.; MORIN, T. H.; HOWARD, C. J.; VOGEL, C. S. Observations of stem water storage in trees of opposing hydraulic strategies. *Ecosphere*, Wiley Online Library, v. 6, n. 9, p. 1–13, 2015. Citado 6 vezes nas páginas 11, 12, 36, 57, 58 e 64.

MATHENY, A. M.; BOHRER, G.; STOY, P. C.; BAKER, I. T.; BLACK, A. T.; DESAI, A. R.; DIETZE, M. C.; GOUGH, C. M.; IVANOV, V. Y.; JASSAL, R. S. et al. Characterizing the diurnal patterns of errors in the prediction of evapotranspiration by several land-surface models: An nacp analysis. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, Wiley Online Library, v. 119, n. 7, p. 1458–1473, 2014. Citado 4 vezes nas páginas 3, 11, 61 e 66.

MEINZER, F.; GOLDSTEIN, G.; FRANCO, A.; BUSTAMANTE, M.; IGLER, E.; JACKSON, P.; CALDAS, L.; RUNDEL, P. Atmospheric and hydraulic limitations on transpiration in brazilian cerrado woody species. *Functional Ecology*, Wiley Online Library, v. 13, n. 2, p. 273–282, 1999. Citado na página 60.

MEINZER, F.; GOLDSTEIN, G.; HOLBROOK, N.; JACKSON, P.; CAVELIER, J. Stomatal and environmental control of transpiration in a lowland tropical forest tree. *Plant, Cell &*

*Environment*, Wiley Online Library, v. 16, n. 4, p. 429–436, 1993. Citado 2 vezes nas páginas 35 e 47.

MEINZER, F. C.; CAMPANELLO, P. I.; DOMECH, J.-C.; GATTI, M. G.; GOLDSTEIN, G.; VILLALOBOS-VEGA, R.; WOODRUFF, D. R. Constraints on physiological function associated with branch architecture and wood density in tropical forest trees. *Tree Physiology*, Oxford University Press, v. 28, n. 11, p. 1609–1617, 2008. Citado 2 vezes nas páginas 9 e A3.

MEINZER, F. C.; WOODRUFF, D. R.; DOMECH, J.-C.; GOLDSTEIN, G.; CAMPANELLO, P. I.; GATTI, M. G.; VILLALOBOS-VEGA, R. Coordination of leaf and stem water transport properties in tropical forest trees. *Oecologia*, Springer, v. 156, n. 1, p. 31–41, 2008. Citado 2 vezes nas páginas 9 e 11.

MEURER, E. J. et al. *Fundamentos de química do solo*. [S.l.: s.n.], 2006. Citado na página 17.

MIHAILOVIĆ, D.; ALAPATY, K.; LALIC, B.; ARSENIC, I.; RAJKOVIC, B.; MALINOVIC, S. Turbulent transfer coefficients and calculation of air temperature inside tall grass canopies in land-atmosphere schemes for environmental modeling. *Journal of applied meteorology*, v. 43, n. 10, p. 1498–1514, 2004. Citado 2 vezes nas páginas 29 e 30.

MIHAILOVIĆ, D.; RUMML, M. Design of land-air parameterization scheme (laps) for modelling boundary layer surface processes. *Meteorology and atmospheric physics*, Springer, v. 58, n. 1-4, p. 65–81, 1996. Citado 5 vezes nas páginas 13, 14, 28, 32 e 54.

MIHAILOVIC, D. T.; LAZIC, J.; LEŠNY, J.; OLEJNIK, J.; LALIC, B.; KAPOR, D.; CIRISAN, A. A new design of the laps land surface scheme for use over and through heterogeneous and non-heterogeneous surfaces: Numerical simulations and tests. *Theoretical and applied climatology*, Springer, v. 100, n. 3-4, p. 299–323, 2010. Citado na página 54.

MIRFENDERESGI, G.; BOHRER, G.; MATHENY, A. M.; FATICHI, S.; FRASSON, M.; PRATA, R.; SCHÄFER, K. V. Tree level hydrodynamic approach for resolving aboveground water storage and stomatal conductance and modeling the effects of tree hydraulic strategy. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, Wiley Online Library, v. 121, n. 7, p. 1792–1813, 2016. Citado 2 vezes nas páginas 36 e 57.

MIYAZAWA, Y.; TATEISHI, M.; KOMATSU, H.; MA, V.; KAJISA, T.; SOKH, H.; MI-ZOUE, N.; KUMAGAI, T. Tropical tree water use under seasonal waterlogging and drought in central cambodia. *Journal of Hydrology*, Elsevier, v. 515, p. 81–89, 2014. Citado na página 45.

MONTEITH, J.; UNSWORTH, M. *Principles of environmental physics*. [S.l.]: Academic Press, 2007. Citado na página 15.

NIKLAS, K. J. *Plant biomechanics: an engineering approach to plant form and function*. [S.l.]: University of Chicago press, 1992. Citado na página 9.

NOVAIS, J. W. Z.; SANCHES, L.; SILVA, L. B. d.; MACHADO, N. G.; AQUINO, A. M.; JUNIOR, O. B. P. Soil albedo below the canopy in area of *vochysia divergens* pohl in the

north of the pantanal. *Revista Brasileira de Meteorologia*, SciELO Brasil, v. 31, n. 2, p. 157–166, 2016. Citado na página 18.

OBERHUBER, W.; GRUBER, A.; KOFLER, W.; SWIDRAK, I. Radial stem growth in response to microclimate and soil moisture in a drought-prone mixed coniferous forest at an inner alpine site. *European journal of forest research*, Springer, v. 133, n. 3, p. 467–479, 2014. Citado na página 46.

O'BRIEN, J. J.; OBERBAUER, S. F.; CLARK, D. B. Whole tree xylem sap flow responses to multiple environmental variables in a wet tropical forest. *Plant, Cell & Environment*, Wiley Online Library, v. 27, n. 5, p. 551–567, 2004. Citado na página 61.

OKI, T.; KANAE, S. Global hydrological cycles and world water resources. *science*, American Association for the Advancement of Science, v. 313, n. 5790, p. 1068–1072, 2006. Citado 2 vezes nas páginas 2 e 24.

PAVÃO, L. L.; DIAS, V. R. d. M.; SANCHES, L.; SALLO, F. d. S.; PRADO, M. J.; NOGUEIRA, J. d. S. Dinâmica da serrapilheira produzida e acumulada em área inundável de acurizal e cambarazal no pantanal mato-grossense. *Congresso Brasileiro de Ciência do Solo*, Anais do XXXV Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, XXXV CBCS: O solo e suas Múltiplas Funções, 2015. Citado na página 18.

PAZ, A. R. d.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E.; PADOVANI, C. R. Large-scale modeling of channel flow and floodplain inundation dynamics and its application to the pantanal (brazil). *Hydrological processes*, Wiley Online Library, v. 25, n. 9, p. 1498–1516, 2011. Citado na página 5.

PEREIRA, O. A.; BIUDES, M. S.; NOGUEIRA, J. S.; SEIXAS, G. B.; ARRUDA, P. H. Z. Determinação do fluxo vertical de co<sub>2</sub> no norte do pantanal mato grossense. *Revista Brasileira de Meteorologia*, SciELO Brasil, v. 28, n. 3, 2013. Citado 2 vezes nas páginas 61 e 66.

PHILLIPS, N.; NAGCHAUDHURI, A.; OREN, R.; KATUL, G. Time constant for water transport in loblolly pine trees estimated from time series of evaporative demand and stem sapflow. *Trees*, Springer, v. 11, n. 7, p. 412–419, 1997. Citado na página 9.

PORPORATO, A.; RODRIGUEZ-ITURBE, I. Ecohydrology-a challenging multidisciplinary research perspective/ecohydrologie: une perspective stimulante de recherche multidisciplinaire. *Hydrological sciences journal*, Taylor & Francis, v. 47, n. 5, p. 811–821, 2002. Citado 2 vezes nas páginas 6 e 8.

POTT, A.; SILVA, J. S. V. da. Terrestrial and aquatic vegetation diversity of the pantanal wetland. In: *Dynamics of the Pantanal Wetland in South America*. [S.l.]: Springer, 2015. p. 111–131. Citado 2 vezes nas páginas 1 e 2.

R Development Core Team. R: A language and environment for statistical computing (r foundation for statistical computing, vienna, 2012). URL:<http://www.R-project.org>, 2012. Citado na página 20.

RODRÍGUEZ-ITURBE, I.; PORPORATO, A. *Ecohydrology of water-controlled ecosystems: soil moisture and plant dynamics*. [S.l.]: Cambridge University Press, 2007. Citado 2 vezes nas páginas 7 e 14.

RODRIGUEZ-ITURBE, I.; PORPORATO, A.; LAIO, F.; RIDOLFI, L. Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress: I. scope and general outline. *Advances in Water Resources*, Elsevier, v. 24, n. 7, p. 695–705, 2001. Citado na página 6.

SALLO, F. d. S.; DIAS, V. R. d. M.; SANCHES, L.; PALÁCIOS, R. d. S.; NOGUEIRA, J. d. S. Controle da umidade do solo sobre o déficit de água no caule de *Vochysia divergens* pohl no pantanal mato-grossense. *Congresso Brasileiro de Ciência do Solo*, Anais do XXXV Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, XXXV CBCS: O solo e suas Múltiplas Funções, 2015. Citado na página 18.

SALLO, F. d. S.; DIAS, V. R. d. M.; SANCHES, L.; PALÁCIOS, R. d. S.; NOGUEIRA, J. d. S. Temperatura do solo como função da temperatura do ar em floresta inundável no pantanal mato-grossense. *Congresso Brasileiro de Ciência do Solo*, Anais do XXXV Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, XXXV CBCS: O solo e suas Múltiplas Funções, 2015. Citado na página 18.

SANCHES, L.; DIAS, V. R. M.; SALLO, F. S. S.; PALÁCIOS, R. S.; VALENTINI, C. M. A.; NOGUEIRA, J. S. Composição florística e estrutura da comunidade vegetal nas fitofisionomias cambarazal e acurizal no norte do pantanal. In: *Múltiplos olhares sobre a biodiversidade*. [S.l.]: Carlini e Caniato, 2015. p. 210–226. Citado 4 vezes nas páginas 16, 36, 40 e A3.

SANCHES, L.; VOURLITIS, G. L.; ALVES, M. de C.; PINTO-JÚNIOR, O. B.; NOGUEIRA, J. de S. Seasonal patterns of evapotranspiration for a *vochysia divergens* forest in the brazilian pantanal. *Wetlands*, Springer, v. 31, n. 6, p. 1215–1225, 2011. Citado 7 vezes nas páginas 2, 3, 6, 46, 53, 61 e 64.

SÁNCHEZ-COSTA, E.; POYATOS, R.; SABATÉ, S. Contrasting growth and water use strategies in four co-occurring mediterranean tree species revealed by concurrent measurements of sap flow and stem diameter variations. *Agricultural and Forest Meteorology*, Elsevier, v. 207, p. 24–37, 2015. Citado na página 43.

SANTOS, S. N. M.; COSTA, M. H. A simple tropical ecosystem model of carbon, water and energy fluxes. *Ecological Modelling*, Elsevier, v. 176, n. 3, p. 291–312, 2004. Citado na página 66.

SAURER, M.; SPAHNI, R.; FRANK, D. C.; JOOS, F.; LEUENBERGER, M.; LOADER, N. J.; MCCARROLL, D.; GAGEN, M.; POULTER, B.; SIEGWOLF, R. T. et al. Spatial variability and temporal trends in water-use efficiency of european forests. *Global change biology*, Wiley Online Library, v. 20, n. 12, p. 3700–3712, 2014. Citado 6 vezes nas páginas 2, 33, 64, 65, 68 e 69.

SCHAAP, M. G.; LEIJ, F. J.; GENUCHTEN, M. T. van. Rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of hydrology*, Elsevier, v. 251, n. 3, p. 163–176, 2001. Citado na página 34.

SCHOLZ, F. C.; BUCCI, S. J.; GOLDSTEIN, G.; MEINZER, F. C.; FRANCO, A. C.; MIRALLES-WILHELM, F. Temporal dynamics of stem expansion and contraction in savanna trees: withdrawal and recharge of stored water. *Tree Physiology*, Oxford University Press, v. 28, n. 3, p. 469–480, 2008. Citado 7 vezes nas páginas II, 9, 12, 36, 37, 64 e A3.

SCHOLZ, F. G.; BUCCI, S. J.; GOLDSTEIN, G.; MEINZER, F. C.; FRANCO, A. C.; MIRALLES-WILHELM, F. Biophysical properties and functional significance of stem water storage tissues in neotropical savanna trees. *Plant, Cell & Environment*, Wiley Online Library, v. 30, n. 2, p. 236–248, 2007. Citado 4 vezes nas páginas 9, 11, 35 e 64.

SCHOLZ, F. G.; PHILLIPS, N. G.; BUCCI, S. J.; MEINZER, F. C.; GOLDSTEIN, G. Hydraulic capacitance: biophysics and functional significance of internal water sources in relation to tree size. In: *Size-and age-related changes in tree structure and function*. [S.l.]: Springer, 2011. p. 341–361. Citado 4 vezes nas páginas 9, 56, 64 e A3.

SCHÖNGART, J.; ARIEIRA, J.; FORTES, C. F.; ARRUDA, E. Cezarine de; CUNHA, C. Nunes da. Age-related and stand-wise estimates of carbon stocks and sequestration in the aboveground coarse wood biomass of wetland forests in the northern pantanal, Brazil. *Biogeosciences*, Copernicus GmbH, v. 8, n. 11, p. 3407–3421, 2011. Citado 3 vezes nas páginas 48, 62 e 64.

SCHÖNGART, J.; PIEDADE, M. T. F.; LUDWIGSHAUSEN, S.; HORNA, V.; WORBES, M. Phenology and stem-growth periodicity of tree species in Amazonian floodplain forests. *Journal of Tropical Ecology*, Cambridge Univ Press, v. 18, n. 04, p. 581–597, 2002. Citado na página 48.

SCHÖNGART, J.; WITTMANN, F. Biomass and net primary production of central Amazonian floodplain forests. In: *Amazonian Floodplain Forests*. [S.l.]: Springer, 2010. p. 347–388. Citado na página 48.

SEIDL, A. F.; MORAES, A. S. Global valuation of ecosystem services: application to the pantanal da Nhecolândia, Brazil. *Ecological Economics*, Elsevier, v. 33, n. 1, p. 1–6, 2000. Citado na página 64.

SELLERS, P.; MINTZ, Y.; SUD, Y. e. a.; DALCHER, A. A simple biosphere model (sib) for use within general circulation models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 43, n. 6, p. 505–531, 1986. Citado 7 vezes nas páginas 13, 14, 25, 26, 29, 30 e 54.

SHUTTLEWORTH, W. J. *Terrestrial hydrometeorology*. [S.l.]: John Wiley & Sons, 2012. Citado 5 vezes nas páginas 13, 15, 24, 29 e 30.

SHUTTLEWORTH, W. J.; WALLACE, J. Evaporation from sparse crops—an energy combination theory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Wiley Online Library, v. 111, n. 469, p. 839–855, 1985. Citado 2 vezes nas páginas 14 e 25.

ŠIMNEK, J.; HOPMANS, J. W. Modeling compensated root water and nutrient uptake. *Ecological Modelling*, Elsevier, v. 220, n. 4, p. 505–521, 2009. Citado na página 8.

SIQUEIRA, M.; KATUL, G.; PORPORATO, A. Onset of water stress, hysteresis in plant conductance, and hydraulic lift: scaling soil water dynamics from millimeters to meters.

*Water Resources Research*, Wiley Online Library, v. 44, n. 1, 2008. Citado 8 vezes nas páginas 25, 26, 27, 29, 32, 35, 54 e 60.

SIQUEIRA, M.; KATUL, G.; PORPORATO, A. Soil moisture feedbacks on convection triggers: the role of soil-plant hydrodynamics. *Journal of Hydrometeorology*, v. 10, n. 1, p. 96–112, 2009. Citado na página 2.

SIQUEIRA, M.; KATUL, G.; SAMPSON, D.; STOY, P.; JUANG, J.-Y.; MCCARTHY, H.; OREN, R. Multiscale model intercomparisons of co<sub>2</sub> and h<sub>2</sub>o exchange rates in a maturing southeastern us pine forest. *Global Change Biology*, Wiley Online Library, v. 12, n. 7, p. 1189–1207, 2006. Citado na página 2.

SPERRY, J. S.; STILLER, V.; HACKE, U. G. Xylem hydraulics and the soil-plant-atmosphere continuum. *Agronomy Journal*, American Society of Agronomy, v. 95, n. 6, p. 1362–1370, 2003. Citado na página 47.

STEPPE, K.; PAUW, D. J. D.; LEMEURE, R. Validation of a dynamic stem diameter variation model and the resulting seasonal changes in calibrated parameter values. *Ecological Modelling*, Elsevier, v. 218, n. 3, p. 247–259, 2008. Citado na página 3.

STOCKER, B. D.; ROTH, R.; JOOS, F.; SPAHNI, R.; STEINACHER, M.; ZAEHLE, S.; BOUWMAN, L.; PRENTICE, I. C. et al. Multiple greenhouse-gas feedbacks from the land biosphere under future climate change scenarios. *Nature Climate Change*, Nature Publishing Group, v. 3, n. 7, p. 666–672, 2013. Citado na página 3.

SU, H.-B.; U, K. T. P.; SHAW, R. H. Development of a coupled leaf and canopy model for the simulation of plant-atmosphere interaction. *Journal of Applied Meteorology*, v. 35, n. 5, p. 733–748, 1996. Citado 2 vezes nas páginas 15 e 54.

TONG, X.; ZHANG, J.; MENG, P.; LI, J.; ZHENG, N. Ecosystem water use efficiency in a warm-temperate mixed plantation in the north china. *Journal of Hydrology*, Elsevier, v. 512, p. 221–228, 2014. Citado 2 vezes nas páginas 33 e 67.

TURCOTTE, A.; MORIN, H.; KRAUSE, C.; DESLAURIERS, A.; THIBEAULT-MARTEL, M. The timing of spring rehydration and its relation with the onset of wood formation in black spruce. *Agricultural and Forest Meteorology*, Elsevier, v. 149, n. 9, p. 1403–1409, 2009. Citado 2 vezes nas páginas 45 e 46.

TURCOTTE, A.; ROSSI, S.; DESLAURIERS, A.; KRAUSE, C.; MORIN, H. Dynamics of depletion and replenishment of water storage in stem and roots of black spruce measured by dendrometers. *Front Plant Sci*, v. 2, p. 21, 2011. Citado 2 vezes nas páginas 2 e 11.

TUZET, A.; PERRIER, A.; LEUNING, R. A coupled model of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration. *Plant, Cell & Environment*, Wiley Online Library, v. 26, n. 7, p. 1097–1116, 2003. Citado 10 vezes nas páginas 25, 26, 27, 29, 32, 34, 54, 60, 62 e A2.

TYREE, M. T.; EWERS, F. W. The hydraulic architecture of trees and other woody plants. *New Phytologist*, Wiley Online Library, v. 119, n. 3, p. 345–360, 1991. Citado na página 47.

URIARTE, M.; CANHAM, C. D.; THOMPSON, J.; ZIMMERMAN, J. K. A neighborhood analysis of tree growth and survival in a hurricane-driven tropical forest. *Ecological Monographs*, Eco Soc America, v. 74, n. 4, p. 591–614, 2004. Citado na página 51.

VERBEECK, H.; STEPPE, K.; NADEZHINA, N.; BEECK, M. O. D.; DECKMYN, G.; MEIRESONNE, L.; LEMEUR, R.; ČERMÁK, J.; CEULEMANS, R.; JANSSENS, I. Model analysis of the effects of atmospheric drivers on storage water use in scots pine. *Biogeosciences*, v. 4, n. 4, p. 657–671, 2007. Citado na página 60.

VIEIRA, J.; ROSSI, S.; CAMPELO, F.; FREITAS, H.; NABAIS, C. Seasonal and daily cycles of stem radial variation of pinus pinaster in a drought-prone environment. *Agricultural and forest meteorology*, Elsevier, v. 180, p. 173–181, 2013. Citado 4 vezes nas páginas 11, 23, 42 e 46.

VOLLAND-VOIGT, F.; BRÄUNING, A.; GANZHI, O.; PETERS, T.; MAZA, H. Radial stem variations of *tabebuia chrysantha* (bignoniaceae) in different tropical forest ecosystems of southern ecuador. *Trees*, Springer, v. 25, n. 1, p. 39–48, 2011. Citado 3 vezes nas páginas 42, 43 e 46.

VOLPE, V.; MARANI, M.; ALBERTSON, J. D.; KATUL, G. Root controls on water redistribution and carbon uptake in the soil–plant system under current and future climate. *Advances in Water resources*, Elsevier, v. 60, p. 110–120, 2013. Citado 10 vezes nas páginas 7, 14, 25, 34, 54, 60, 62, 67, A3 e A6.

WANG, S. Simulation of evapotranspiration and its response to plant water and co2 transfer dynamics. *Journal of Hydrometeorology*, v. 9, n. 3, p. 426–443, 2008. Citado na página 55.

WANG, S.; GRANT, R. F.; VERSEGHY, D. L.; BLACK, T. A. Modelling carbon-coupled energy and water dynamics of a boreal aspen forest in a general circulation model land surface scheme. *International Journal of Climatology*, Wiley Online Library, v. 22, n. 10, p. 1249–1265, 2002. Citado na página 55.

WANG, S.; MCKENNEY, D. W.; SHANG, J.; LI, J. A national-scale assessment of long-term water budget closures for canada’s watersheds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, Wiley Online Library, v. 119, n. 14, p. 8712–8725, 2014. Citado na página 54.

WANG, S.; YANG, Y.; LUO, Y.; RIVERA, A. Spatial and seasonal variations in evapotranspiration over canada’s landmass. *Hydrology and Earth System Sciences*, Copernicus GmbH, v. 17, n. 9, p. 3561–3575, 2013. Citado 2 vezes nas páginas 42 e 54.

WEST, G. B.; BROWN, J. H.; ENQUIST, B. J. A general model for the origin of allometric scaling laws in biology. *Science*, American Association for the Advancement of Science, v. 276, n. 5309, p. 122–126, 1997. Citado na página 60.

WILLIAMS, M.; RASTETTER, E.; FERNANDES, D.; GOULDEN, M.; WOFYSY, S.; SHAVER, G.; MELILLO, J.; MUNGER, J.; FAN, S.-M.; NADELHOFFER, K. Modelling the soil-plant-atmosphere continuum in a quercus–acer stand at harvard forest: the regulation of stomatal conductance by light, nitrogen and soil/plant hydraulic properties. *Plant, Cell*

& *Environment*, Wiley Online Library, v. 19, n. 8, p. 911–927, 1996. Citado 6 vezes nas páginas 7, 33, 34, 35, 60 e 62.

WORBES, M. Annual growth rings, rainfall-dependent growth and long-term growth patterns of tropical trees from the caparo forest reserve in venezuela. *Journal of ecology*, Wiley Online Library, v. 87, n. 3, p. 391–403, 1999. Citado na página 11.

WORBES, M. One hundred years of tree-ring research in the tropics—a brief history and an outlook to future challenges. *Dendrochronologia*, Elsevier, v. 20, n. 1, p. 217–231, 2002. Citado 2 vezes nas páginas 11 e 48.

WULLSCHLEGER, S. D.; HANSON, P. J.; TSCHAPLINSKI, T. J. Whole-plant water flux in understory red maple exposed to altered precipitation regimes. *Tree Physiology*, Oxford University Press, v. 18, n. 2, p. 71–79, 1998. Citado na página 60.

YU, Q.; XU, S.; WANG, J.; LEE, X. Influence of leaf water potential on diurnal changes in co2 and water vapour fluxes. *Boundary-layer meteorology*, Springer, v. 124, n. 2, p. 161–181, 2007. Citado 4 vezes nas páginas 9, 35, 36 e 55.

ZALEWSKI, M.; JANAUER, G. A.; JOLANKAI, G. Ecohydrology: a new paradigm for the sustainable use of aquatic resources. *Ecohydrology. A New Paradigm for the Sustainable Use of Aquatic Resources*, 1997. Citado 2 vezes nas páginas 6 e 7.

ZHANG, Q.; MANZONI, S.; KATUL, G.; PORPORATO, A.; YANG, D. The hysteretic evapotranspiration—vapor pressure deficit relation. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, Wiley Online Library, v. 119, n. 2, p. 125–140, 2014. Citado 6 vezes nas páginas 9, 33, 34, 35, 60 e A3.

ZWEIFEL, R.; ZIMMERMANN, L.; NEWBERY, D. Modeling tree water deficit from microclimate: an approach to quantifying drought stress. *Tree physiology*, Oxford University Press, v. 25, n. 2, p. 147–156, 2005. Citado 4 vezes nas páginas 3, 11, 23 e 43.

# **Capítulo 6**

## **Apêndice A**

### **A.1 Parâmetros e constantes**

Tabela A1: Parâmetros e constantes usados para modelagem dos fluxos

Símbolo	Nome	Valor adotado	Unidade	Referências/Estimado
$\rho$	Densidade do ar	1.1839	$\text{kg m}^{-3}$	--
$\rho_w$	Densidade da água	997.2	$\text{kg m}^{-3}$	--
$c_p$	calor específico do ar	1013	$\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$	--
$c_w$	calor específico da água	4180	$\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$	--
$\lambda$	calor de vaporização da água	$2.501 - 0,002361 T_{ar} - 273.15$	$\text{MJ kg}^{-1}\text{K}^{-1}$	--
$l_f$	espessura foliar	3e-5	m	--
$\kappa$	constante de van Karmán	0,41	--	--
$h_c$	altura do dossel	25	m	--
$h_m$	altura de medida	30	m	--
$z_{0g}$	comprimento de rugosidade (solo)	0,05	m	--
$c_d$	coeficiente de arraste (folhas)	0,2	--	(TUZET et al., 2003)
$d_l$	largura média das folhas	0,03	m	--
$l_c$	comprimento de mistura	$l_c = \kappa h_c \left(1 - \frac{d}{h_c}\right)$	m	(KATUL et al., 2004)
$d$	deslocamento do plano zero	$d = 0,85 h_c$	m	(HARRIS et al., 2004)
$C_t$	coeficiente de transferência	152.6	--	(TUZET et al., 2003)
$\sigma$	constante de Stefan-Boltzmann	5.6707e-8	--	--
$R$	constante dos gases	8.314	$\text{J mol}^{-1}\text{K}$	--
$M_w$	massa molar da água	18.015	g/mol	--
$a_v$	albedo do dossel	0,18	--	(CURADO et al., 2011)
$\varepsilon$	emissividade do solo	0,97	--	--
$k$	coeficiente de extinção da luz	0,68	--	--
$\rho_s$	densidade do solo	1.37	$\text{kg m}^{-3}$	medido
$C_v$	calor específico volumétrico do solo	$\frac{2.4e6}{2650} + 4.18e6 \theta$	$\text{J/m}^3\text{K}$	(BITTELLI et al., 2015)
$g_{smax}$	máxima condutância estomática	8.6e-3	$\text{s m}^{-1}$	(DALMAGRO et al., 2013)
$K_s$	condutividade hidráulica do solo saturado	1.4	$\text{m s}^{-1}$	medido
$\theta_s$	umidade do solo saturado	0,48	$\text{m}^3\text{m}^{-3}$	medido

Continuação da tabela

$z_i$	comprimento efetivo de raízes finas	0,5	m	(MANZONI et al., 2013b)
$RAI$	índice de area de raiz	10,5	$m^2/m^2$	baseado em $D_f(z) = -\beta^z \ln(\beta)$ a partir de Jackson et al. (1997)
$\beta$	fator de ajuste da distribuição vertical de raízes	0,965	-	(JACKSON et al., 1996)
$Pr$	permeabilidade das raízes	3.5e8	s	(ZHANG et al., 2014); (VOLPE et al., 2013)
LAI	índice de área foliar	3.8	$m^2/m^2$	medido
$A_{sap}$	área do xilema efetivo	$A_{sap}=37e-4 A_B^*/ 9.4$	$m^2m^2$	(SCHOLZ et al., 2008)
SAI	índice de área efetiva xilemática ( <i>sapwood</i> )	0,00065	$m^2/m^2$	$SAI=Ntree^{**} \overline{A_{sap}}/ha^{***}$
$k_{p,sap}$	condutividade hidráulica da planta	7	$kg\ m^{-1}s^{-1}MPa^{-1}$	(MEINZER et al., 2008a)
$\psi_{50}$	potencial a 50% de perda de condutividade hidráulica	2	MPa	(SCHOLZ et al., 2011)
$s_f$	fator de sensibilidade estomática	4.3	$MPa^{-1}$	baseado em (SCHOLZ et al., 2011)
$\psi_f$	potencial de referência	-1.5	MPa	baseado em(SCHOLZ et al., 2011)

\*  $A_B$  é a área base da floresta estuda (SANCHES et al., 2015);

\*\* Ntree é o número de árvores por hectare;

\*\*\* ha é a sigla de hectare, a floresta estudada tem  $\approx 4$  ha.

## A.2 Otimização estomática

A teoria de otimização estomática seguida neste trabalho está descrita com todos os detalhes por Katul et al. (2009) e é resumidamente descrita abaixo.

### A.2 Teoria

A transferência de massa de CO<sub>2</sub> e vapor de água entre as folhas e a atmosfera pode ser descrito por difusão Fickiana através dos estômatos quando a resistência da camada limite é negligenciável:

$$f_c = g_s(c_a - c_i); \quad f_e = a g_s(e_i - e_a) \approx a g_s VPD \quad (\text{A.2})$$

em que  $f_c$  é a assimilação de CO<sub>2</sub> bruta,  $f_e$  é o fluxo de água,  $g_s$  é a condutância de CO<sub>2</sub> (ou  $g_{s,CO_2}$ ),  $c_a$  e  $c_i$  são concentrações de CO<sub>2</sub> atmosférico e intracelular, respectivamente. Em geral, para uma camada limite bem misturada  $c_a$  é  $\approx 380$  ppm, valor mantido constante durante o dia.  $a = 1,6$  é a difusividade relativa entre vapor de água e dióxido de carbono,  $e_a$  e  $e_i$  é a concentrações de vapor de água na atmosfera e intracelular, respectivamente.  $VPD$  é o déficit de pressão de vapor representando  $e_i - e_a$  quando as folhas estão bem acopladas à atmosfera, como é o caso das medidas de trocas de gases em cubeta ventilada.

Quando a respiração é pequena com relação à  $f_c$  (KATUL et al., 2009; MANZONI et al., 2011)), a demanda bioquímica de CO<sub>2</sub> é matematicamente bem descrita pelo modelo de Farquhar et al. (1980):

$$f_c = \frac{a_1(c_i - c_p)}{a_2 + c_i} \quad (\text{A.3})$$

A taxa fotossintética líquida das folhas é a diferença entre a bruta ( $f_c$ ) e a respiração  $R_d$ ,

$$A_n = f_c - R_d; \quad R_d = R_{d,25} \frac{\exp[0,069(T_{sv} - 25)]}{1 + \exp[1,3(T_{sv} - 55)]} \quad (\text{A.4})$$

em que  $c_p$  é o ponto de compensação de CO<sub>2</sub> que é função da temperatura das folhas ( $T_{sv}$ ) conforme Katul et al. (2009) ou  $c_p = C_{oa}/2\tau$ , sendo  $\tau = 2.6 \exp(-0,056(T_{sv} - 25))$  (CAMPBELL; NORMAN, 2012).  $a_1$  e  $a_2$  são selecionados dependendo se o taxa fotossintética é limitada pela luz ou pela atividade da enzima Rubisco. Sob limitação pela Rubisco  $a_1 = V_{cmax}$  (capacidade máxima de carboxilação que no caso deste trabalho usou-se valores medidos por Dalmagro et al. (2013) que foi em torno de  $V_{cmax} = 50 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$  para o mês de Novembro),  $a_2 = K_c(1 + C_{oa}/K_o)$ . As constantes de Michaelis para fixação de CO<sub>2</sub> ( $K_c$ ) e para

inibição de  $O_2$  ( $K_o$ ) são descritas em Katul et al. (2009), Campbell e Norman (2012),  $C_{oa}$  é a concentração de oxigênio no ar. Sob limitação de luz,  $a_1 = \alpha_p e_m PAR$ , e  $a_2 = 2c_p$ , em que  $\alpha_p$  é a absorvidade da PAR pelas folhas,  $e_m$  é a máxima eficiência quântica das folhas. Os parâmetros  $e_m = 0,08$  e  $\alpha_p = 0,75$  foram estimados em Lobo et al. (2013), e as equações para correção de ( $c_p, K_o, K_c$ ) para a temperatura foliar podem ser vistas em Campbell e Norman (2012) seção 14.8.  $R_{d,25}$  é a respiração das folhas a 25°C,  $T_{sv}$  é dado em Celsius,  $R_{d,25} = 2.7 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$  medido em campo (DALMOLIN, 2013).

A condutância é expressada combinando as Equações (A.2 e A.3) para fornecer,

$$\frac{c_i}{c_a} = \frac{1}{2} + \frac{-a_1 - a_2 g_s + \sqrt{[a_1 + (a_2 - c_a)g_s]^2 + 4g_s(a_1 c_p + a_2 c_a g_s)}}{2g_s c_a} \quad (\text{A.5})$$

e,

$$f_c = \frac{1}{2} \left( a_1 + (a_2 + c_a)g_s - \sqrt{[a_1 + (a_2 - c_a)g_s]^2 + 4g_s(a_1 c_p + a_2 c_a g_s)} \right) \quad (\text{A.6})$$

quando  $g_s > 0$ .

A abordagem otimizada da modelagem da condutância estomática é empregada como princípio originalmente proposto por Givnish e Vermeij (1976) e reiterada por Farquhar et al. (1977). Nesta abordagem, uma função objetivo a ser maximizada é formulada tal que,

$$\begin{aligned} F(g_s) &= f_c - \lambda_{op} f_e \\ &= \frac{1}{2} \left( a_1 + (a_2 + c_a)g_s \right. \\ &\quad \left. - \sqrt{[a_1 + (a_2 - c_a)g_s]^2 + 4g_s(a_1 c_p + a_2 c_a g_s)} \right) - \lambda_{op}(a g_s VPD) \end{aligned} \quad (\text{A.7})$$

Para maximizar o ganho bruto de carbono  $f_c$  e minimizar as perdas de água  $\lambda_{op} f_e$  para um dado  $\lambda_{op}$  (específicos para cada tipo funcional de plantas e depende do potencial das folhas (MANZONI et al., 2011)), é necessário uma expressão para  $g_s$ . Conforme Katul et al. (2009), a função (A.3) da demanda bioquímica pode ser linearizada. A linearização assume que  $c_p \ll c_i$  e que  $c_i$  é afeta marginalmente do denominador da Equação A.3, levando a aproximação  $a_2 + c_i = a_2 + (c_i/c_a)c_a = a_2 + s c_a$ , resultando em,

$$f_c = \frac{a_1 c_i}{a_2 + s c_a}, \quad (\text{A.8})$$

em que,  $s = 0,7$  é tratado como uma constante referente a uma média de longo prazo da razão  $c_i/c_a$ .  $s$  é tratado como constante apenas no denominador de (A.3), enquanto que em A.2,  $c_i/c_a$  está livre para variar. Nota-se que a interpretação geométrica do grupo  $a_1/(a_2 + s c_a)$  em A.8 é a inclinação da curva  $f_c(c_i)$ . Combinando este linearizado modelo fotossintético com a Equação A.2 resulta em,

$$\frac{c_i}{c_a} = \frac{(a_2 + sc_a)}{\frac{a_1}{g_s} + a_2 + sc_a} \quad (\text{A.9})$$

e,

$$f_c = \frac{g_s a_1 c_a}{a_1 + g_s (a_2 + sc_a)} \quad (\text{A.10})$$

Assim, a função objetiva fica da forma,

$$F(g_s) = f_c - \lambda_{op} f_e = \frac{g_s a_1 c_a}{a_1 + g_s (a_2 + sc_a)} - \lambda_{op} (a g_s VPD). \quad (\text{A.11})$$

Diferenciando A.11 e igualando a zero,  $\frac{\partial F(g_s)}{\partial g_s} = 0$ ,  $g_s$  pode ser isolado, resultando em,

$$g_s = \left( \frac{a_1}{a_2 + sc_a} \right) \left[ -1 + \left( \frac{c_a}{a \lambda_{op} VPD} \right)^{1/2} \right]. \quad (\text{A.12})$$

A Equação A.12 é igual à já apresentada no Capítulo 3 (Equação 64).

Para resolver a condutância otimizada ainda é necessário conhecer  $\lambda_{op}$ . Segundo Manzoni et al. (2011) as espécies de plantas (ou tipos funcionais) otimizam a condutância estomática de acordo com o nível de estresse hídrico, implicando em uma sensibilidade das espécies à este estresse e que impacta os potenciais hídricos, principalmente o das folhas ( $\psi_l$ ). Dessa forma, o custo marginal  $\lambda_{op}$  é função do potencial das folhas. Assim, uma expressão de para  $\lambda_{op}(\psi_l)$  pode ser escrita da forma,

$$\lambda_{op}(\psi_l) = \lambda_{op,max}^* \frac{c_a}{c_a^*} \exp \left[ -\eta_s (\bar{\psi}_l - \psi_{l,max})^2 \right] \quad (\text{A.13})$$

sendo  $\lambda_{op,max}^*$  um máximo de  $\lambda_{op}$  a uma concentração de referência de  $c_a = c_a^* = 400$  ppm,  $\eta_s$  é a parâmetro ajustado que pode ser obtido independentemente a partir de medidas de trocas gasosas,  $\psi_{l,max}$  é o potencial máximo de água nas folhas em  $\lambda_{op,max}^*$ . Como ainda não existem estudos sobre estes parâmetros para *V. divergens*, foi assumido que esta espécie assemelha-se a uma sempre-verde (sem período prolongado de seca), assim, os valores de  $\lambda_{op,max}^* = 1755$  e  $\psi_{l,max} = -2,77$  MPa e  $\eta_s = 0,12$  foram adquiridos em Manzoni et al. (2011). O potencial  $\bar{\psi}_l$  foi calculado de acordo com (VOLPE et al., 2013), onde  $\bar{\psi}_l$  é considerado ser uma média das últimas 24 hs, uma vez que o custo marginal da água deve ser um parâmetro com variação suave com relação à transpiração ou a condutância estomática. Está é uma recomendação proposta por Farquhar et al. (1977). Como o custo marginal é função do potencial de água

das folhas, que por sua vez é função da umidade do solo.  $\lambda_{op}$  deve variar com  $\theta_s$ . Durante os 10 dias selecionados, e usando os parâmetros descrito acima,  $\lambda_{op}$  aumentou enquanto a disponibilidade de água diminuía conforme Figura A.1.

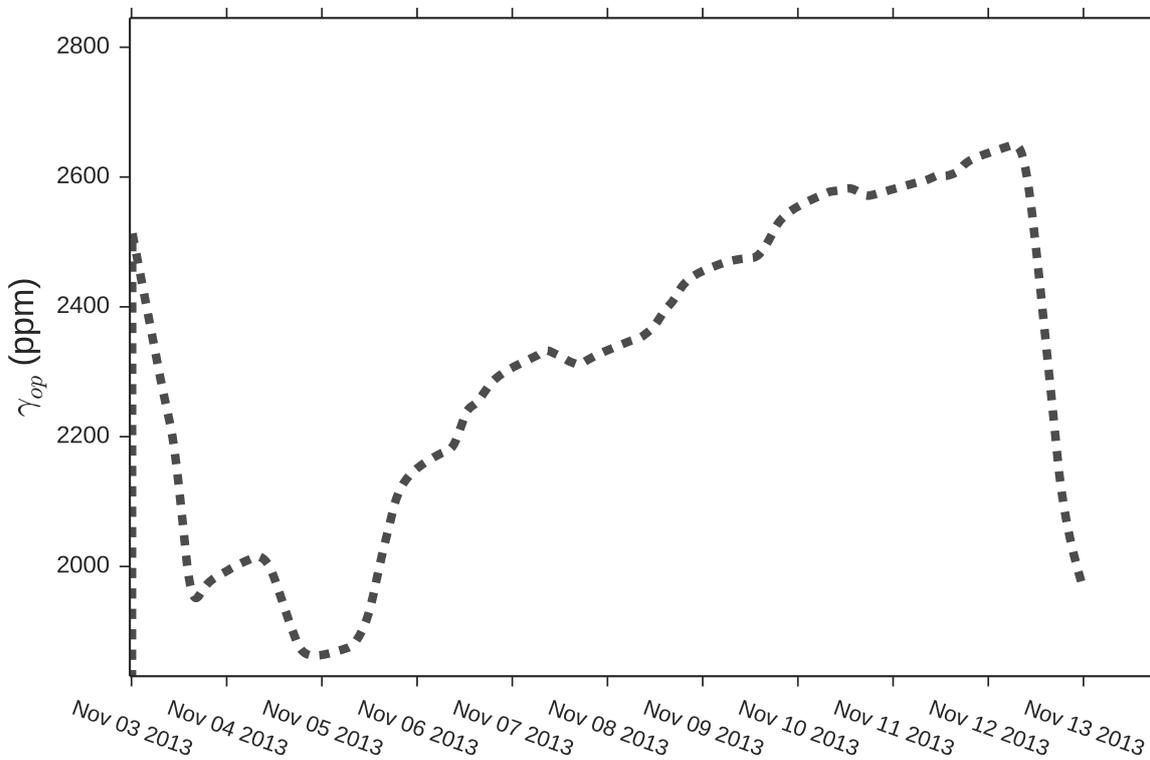


Figura A.1: Eficiência marginal do uso da água durante 10 dias selecionados de novembro de 2013.

Finalmente com estes parâmetros, a condutância estomática pode ser resolvida para condições de estresse hídrico. Desse modo, finalmente é possível calcular  $WUE$  pela Equação A.14:

$$WUE = \frac{A_n}{TR} \quad (A.14)$$

A partir da assimilação líquida do dossel vegetativo ( $A_n$ ) é possível estimar a troca líquida do do ecossistema (NEE) quando se conhece a emissão de  $CO_2$  pelo solo, o que não é abordado nesta tese.