

UNIVERSIDADE FEDERAL FEDERAL DE PERNAMBUCO
DEPARTAMENTO DE ENERGIA NUCLEAR
COMISSÃO NACIONAL DE ENERGIA NUCLEAR
CENTRO REGIONAL DE CIÊNCIAS NUCLEARES DO NORDESTE

Programa de Pós-Graduação em Tecnologias Energéticas e Nucleares

**SAZONALIDADE DA CHUVA E DOS FLUXOS DE ENERGIA, ÁGUA
E CARBONO EM ÁREAS DE CAATINGA E PASTAGEM NO
SEMIÁRIDO PERNAMBUCANO**

RODOLFO MARCONDES SILVA SOUZA

Orientador: Prof. Dr. Antonio Celso Dantas Antonino

Co-orientador: Prof. Dr. Eduardo Soares de Souza

Orientador externo: Prof. Dr. Amilcare Porporato

Recife, PE

Abril, 2017

RODOLFO MARCONDES SILVA SOUZA

**SAZONALIDADE DA CHUVA E DOS FLUXOS DE ENERGIA, ÁGUA
E CARBONO EM ÁREAS DE CAATINGA E PASTAGEM NO
SEMIÁRIDO PERNAMBUCANO**

Tese submetida ao Programa de Pós-Graduação
em Tecnologias Energéticas e Nucleares para
obtenção do título de Doutor em Ciências, Área
de Concentração: Aplicações de Radioisótopos na
Agricultura e Meio-Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Celso Dantas Antonino

Coorientador: Prof. Dr. Eduardo Soares de Souza

Orientador externo: Prof. Dr. Amilcare Porporato

Recife, PE

Abril, 2017

Catálogo na fonte
Bibliotecário Carlos Moura, CRB-4 / 1502

S729s

Souza, Rodolfo Marcondes Silva.

Sazonalidade da chuva e dos fluxos de energia, água e carbono em áreas de caatinga e pastagem no semiárido pernambucano. / Rodolfo Marcondes Silva Souza. - Recife: O Autor, 2017. 103 f. : il., tabs.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Celso Dantas Antonino.

Coorientador: Prof. Dr. Eduardo Soares de Souza.

Orientador externo: Prof. Dr. Amilcare Porporato.

Tese (doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Tecnologias Energéticas e Nucleares, 2017.

Inclui referências bibliográficas.

1. Covariância dos vórtices turbulentos. 2. Evapotranspiração. 3. Semiárido brasileiro. 4. Mudança de uso da terra. 5. Modelagem ecohidrológica. I. Antonino, Antonio Celso Dantas, orientador. II. Souza, Eduardo Soares de, coorientador. III. Porporato, Amilcare, orientador. IV. Título.

CDD 631.4 (21. ed.)

UFPE
BDEN/2017-14

SAZONALIDADE DA CHUVA E DOS FLUXOS DE ENERGIA, ÁGUA E
CARBONO EM ÁREAS DE CAATINGA E PASTAGEM NO SEMIÁRIDO
PERNAMBUCANO

Rodolfo Marcondes Silva Souza

APROVADA EM: 07.04.2017

ORIENTADOR: Prof. Dr. Antonio Celso Dantas Antonino

COORIENTADOR: Prof. Dr. Eduardo Soares de Souza

ORIENTADOR EXTERNO: Prof. Dr. Amilcare Porporato

COMISSÃO EXAMINADORA:

Prof. Dr. Antonio Celso Dantas Antonino - DEN/UFPE

Prof. Dr. Jean Pierre Henry Balbaud Ometto - CCST/INPE

Dra. Magna Soelma Beserra de Moura - EMBRAPA - Semiárido

Prof. Dr. José Romualdo de Sousa Lima - UAG/UFRPE

Prof. Dr. André Quintão de Almeida - CCAA/UFS

Visto e permitida impressão

Coordenador(a) do PROTEN/DEN/UFPE

À minha mãe, Maria Aparecida Pereira Silva
e ao meu avô, Luiz José da Silva

In memoriam

Dedico

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente à minha família por todo apoio dado e também pela compreensão pelos momentos de ausência. Em especial agradeço à minha esposa Aline, por todo o seu apoio incondicional nessa jornada.

Aos professores Antonino (orientador) e Eduardo (coorientador), pela oportunidade, parceria, confiança e, sobretudo, pela amizade firmada durante todo esse tempo que trabalhamos juntos.

Ao professor Amilcare Porporato (orientador externo), por todo apoio, paciência e orientação durante o meu período de doutorado sanduíche na Duke University, Estados Unidos. Aproveito também para agradecer ao grupo de pesquisa do professor Amilcare, em especial à Xue Feng, Norm Pelak, Salvatore Calabrese e ao Yair Mau (aprendi muito durante nossas conversas tomando um bom café!).

Aos meus amigos e colegas do DEN/UFPE, professor Edevaldo Miguel, Larissa Fernandes, Manuella Gondim, Thiago Campos, Severino Martins, Maurício e Rafael Gomes, pelo companheirismo, parceria e ajuda em várias etapas do meu doutorado. Muito obrigado!

Aos meus amigos e colegas da UAST/UFRPE do grupo de pesquisa do professor Eduardo, em especial a José Raliuson, Erison Martins, João Cláudio, Eduardo Silva e Wagner Martins, por terem transformado as árduas missões de campo em atividades divertidas!

Aos professores que fizeram parte das bancas de seminários I e II e também da qualificação, Suzana Montenegro, Rômulo Menezes, Everardo Sampaio, José Romualdo (UAG/UFRPE) e Willames Soares (UPE), bem como à banca examinadora da defesa de tese pelas valiosas contribuições dadas ao meu trabalho. Muito obrigado!

Aos meus amigos, Ailton Alves, André Ferraz e José Edson que me apoiaram bastante durante o doutorado.

À minha tia Cida, Beto e meus primos Ector e Bianca por terem me apoiado, principalmente na fase inicial do doutorado.

Por fim, mas não menos importante, agradeço aos proprietários, Seu Zeca de Alagoinha

e Homem Bom de Magalhães (vulgo Seu Bonzinho), por terem gentilmente disponibilizado as áreas para instalação dos torres e experimentos.

À FACEPE pela concessão da bolsa de doutorado (IBPG-1646-5.01/13); Projetos: “Consolidação do Núcleo de Pesquisas em Dinâmica da Água e de Carbono em Ecossistemas no Estado de Pernambuco” (Edital FACEPE 08/2014 - PRONEM, APQ-0532-5.01/14); “Dinâmica da Água e de Carbono em Ecossistemas no Estado de Pernambuco” (Edital FACEPE 12/2010 - PRONEM, processo n° APQ-1178-3.01/10); “Dinâmica da Água e de Carbono em Ecossistemas no Estado de Pernambuco”;

Ao CNPq pela disponibilização da bolsa para o doutorado sanduíche (Chamada 61/2011 L2-PVE, processo n° 202557/2014-6 e 402871/2012-0); Projetos: “Geração de dados e modelagem para subsidiar políticas de adaptação à variabilidade climática em sistemas agropecuários na região Nordeste” (Edital 37/2013 - Mudanças Climáticas, processo n° 403129/2013-3); “Fluxos de Água, de CO₂ e de Energia em Áreas de Caatinga e de Pastagem no Semiárido de Pernambuco” (Chamada Universal - MCTI/CNPq n° 14/2014, processo n° 458227/2014-5); “Consolidação de rede de pesquisa sobre estoques e fluxos de carbono em solos e vegetação na Região Nordeste do Brasil (Biomass Caatinga, Mata Atlântica e Cerrado) e modelagem dos impactos associados às mudanças climáticas e de cobertura e uso” (Edital MCTI/CNPq/ANA n° 23/2015, processo n° 446137/2015-4);

À CAPES, ao CNPq e à FACEPE pelos recursos disponibilizados pelo projeto “ONDACBC: Observatório Nacional da Dinâmica da Água e de Carbono no Bioma Caatinga” (Edital INCT - MCTI/CNPq/CAPES/FAPs 16/2014, processo n° 465764/2014-2);

Agradeço ainda à Duke University pelos recursos disponibilizados durante o doutorado sanduíche.

“If I have seen further than others, it is by standing upon the shoulders of giants.”

Isaac Newton

RESUMO

Os cenários de mudanças climáticas apontam para alterações no regime de chuva com tendência de escassez de água nas regiões semiáridas. As projeções de mudanças na sazonalidade e na variabilidade interanual das chuvas indicam impactos severos na vegetação das regiões tropicais áridas e semiáridas. Além disso, mudanças no uso da terra podem impactar nos fluxos de energia e carbono nessas regiões. Nesse sentido, essa pesquisa teve dois principais objetivos: *i*) avaliar a variabilidade sazonal e interanual dos fluxos de energia e carbono em área de pastagem degradada e caatinga no semiárido pernambucano; *ii*) avaliar os efeitos da sazonalidade e variabilidade interanual da chuva na caatinga e modelar as respostas da caatinga às futuras mudanças no regime de chuva. Para atender o primeiro objetivo, foram instaladas torres micrometeorológicas para medições contínuas de variáveis meteorológicas, fluxos de energia, carbono e do conteúdo de água no solo, realizados em uma área de pastagem degradada (PA) e de caatinga (CA) no município de Serra Talhada-PE. Os fluxos de energia e carbono foram medidos com um sistema de correlação dos vórtices turbulentos à 2,0 e 10 m de altura na PA e CA, respectivamente. A maior parte da energia disponível foi convertida em fluxo de calor sensível tanto na PA como na CA, no entanto, o calor latente e a evapotranspiração na CA foi maior do que na PA. Após os eventos de chuva, principalmente no começo da estação chuvosa, foram registrados fluxos positivos de CO₂ em ambas as áreas, que em seguida passaram a ter fluxo de CO₂ negativo devido à fotossíntese das plantas. Durante a estação chuvosa, a respiração na CA foi cerca de 2,8 vezes maior do que na PA. Apesar do baixo regime pluviométrico, ambas as áreas atuaram como sumidouro de carbono, retirando em média 3,25 e 3,42 Mg de C ha⁻¹ ano⁻¹ respectivamente para a PA e a CA. No segundo principal objetivo, foram calculadas estatísticas da sazonalidade e da variabilidade interanual da chuva e do NDVI que descrevem a duração, o tempo e a intensidade das estações úmida e seca em quatro locais de estudo no Estado de Pernambuco (São João, Araripina, Serra Talhada e Petrolina). Os resultados mostraram que a caatinga tende a ter uma resposta mais estável com a estação de crescimento mais longa ($3,1 \pm 0,1$ meses) comparada com a duração da estação chuvosa ($2,0 \pm 0,5$ meses). O formato e o tamanho das curvas de histerese

da relação chuva-NDVI estão relacionadas aos efeitos tampão da dinâmica da água no solo e do crescimento das plantas. Por fim, as simulações da resposta da vegetação para diferentes cenários de chuva revelaram a existência de uma produtividade máxima do ecossistema em níveis intermediários da sazonalidade da chuva, o que sugere uma possível compensação nos efeitos da intensidade e da duração da estação úmida no crescimento da vegetação, relacionado com a dinâmica da água no solo e a taxa de transpiração.

Palavras-chave: Covariância dos vórtices turbulentos; evapotranspiração; Semiárido Brasileiro; mudança de uso da terra; modelagem ecohidrológica

ABSTRACT

Climate change scenarios point to changes in the rainfall regime with a tendency for water scarcity in semi-arid regions. Projections of changes in seasonality and interannual rainfall variability indicate severe impacts on the vegetation of arid and semi-arid tropical regions. In addition, changes in land use can impact energy and carbon flows in these regions. In this sense, this research had two main objectives: *i*) evaluate the seasonal and interannual variability of flows of energy and carbon in degraded pasture area and in the semi-arid caatinga of Pernambuco; *ii*) assess the effects of seasonality and interannual variability of rain in caatinga and model the responses of the caatinga to future changes in rainfall regime. In order to meet the first objective, micrometeorological towers were installed for continuous measurements of meteorological variables, energy fluxes, carbon and soil water content in a degraded pasture (PA) and caatinga (CA) area in the municipality of Serra Talhada-PE. The energy and carbon fluxes were measured with a correlation system of turbulent vortices at 2.0 and 10 m height in PA and CA, respectively. Most of the available energy was converted into sensible heat flux in both PA and CA, however, latent heat and evapotranspiration in CA were higher than in PA. After the events of rain, especially at the beginning of the rainy season, have registered positive CO₂ flows in both areas, which then started to have negative CO₂ flux due to photosynthesis. During the rainy season, the respiration in CA was about 2.8 times higher than in PA. Despite the low rainfall regime, both areas acted as a carbon sink by an average of 3.9 and 3.4 Mg C ha⁻¹ year⁻¹ respectively to the PA and CA. In the second main objective, we calculated statistics of seasonality and interannual variability of rainfall and NDVI that describing the duration, timing, and intensity of wet and dry seasons for four sites in State of Pernambuco (São João, Araripina, Serra Talhada e Petrolina). The results showed that the caatinga tends to have a more stable response with the longest growing season (3.1 ± 0.1 months) compared with the duration of the rainy season (2.0 ± 0.5 months). The format and the size of the hysteresis loops of the rain-NDVI relations are linked to the buffering effects of soil moisture and plant growth dynamics. Finally, the simulations of the response of vegetation to different scenarios of rain have revealed the existence

of a maximum productivity of the ecosystem at intermediate levels of seasonality of rain, which suggests a possible compensation effects of intensity (e.g. quantity) and the duration of the wet season in the growth of vegetation related to the dynamics of the water in the soil and the rate of transpiration.

Keywords: Eddy covariance; evapotranspiration; Brazilian Semi-arid; land use chagen; ecohydrology modeling

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura – 3.1	Mapa de localização das áreas de estudo.	38
Figura – 3.2	Variáveis meteorológicas: Radiação global (R_g), temperatura do ar (Tar), déficit de pressão de vapor (DPV), chuva e armazenamento de água no solo (AAS) nas áreas de pastagem degradada (PA) e caatinga (CA).	44
Figura – 3.3	Fluxos de energia: Saldo de radiação (R_n), calor sensível (H), calor latente (LE) e calor no solo (G) para as áreas de pastagem degradada (PA) e caatinga (CA).	47
Figura – 3.4	Distribuição de frequência acumulada do coeficiente de Priestley-Taylor (α_{PT}) nas áreas de pastagem degradada (PA) e caatinga (CA).	51
Figura – 3.5	Fluxo de CO_2 e chuva na escala diária e NDVI mensal nas áreas de pastagem degradada (PA) e de caatinga (CA).	52
Figura – 3.6	Variação horária do fluxo de CO_2 em períodos úmido e seco na área de pastagem degradada (PA) e caatinga (CA). Valores compostos de média de 30 dias no período úmido (15/02/2014 - 16/03/2014) e no período seco (15/06/2014 - 14/07/2014).	54
Figura – 4.1	Região semiárida no Nordeste do Brasil e locais das análises de dados.	67
Figura – 4.2	Distribuição da média mensal da chuva e do NDVI para locais no período de 2000 a 2014.	70
Figura – 4.3	Média e desvio padrão anual (“barras de erro”) para os anos hidrológicos de 2000 a 2014 da chuva (linha superior) e do NDVI (linha inferior). S_k - índice de sazonalidade; D_k - entropia relativa; C_k - tempo característico; Z_k - duração. Locais: São João (SJ); Araripina (AR); Serra Talhada (ST) and Petrolina (PT).	71
Figura – 4.4	Curvas de histerese da relação chuva-NDVI e correlação entre a área da histerese e o índice de sazonalidade de chuva ($S_{k,R}$). Pontos na cor preta representam a seca durante os anos 2012/2013.	73

Figura – 4.5	Variabilidade interanual do tempo característico da chuva e do NDVI (pontos) e duração (“barras de erro”). Pontos na cor preta representam a seca dos anos 2012/2013.	73
Figura – 4.6	Correlação entre o índice de sazonalidade da chuva ($S_{k,R}$) e o NDVI médio anual. Pontos em preto representam a maior seca registrada nos últimos 50 anos na região. Os pontos pretos em SJ não foram levados em consideração para o ajuste quadrático.	74
Figura – 4.7	Comparação entre o grau de saturação observado na camada de 0-40 cm (linha e pontos cinza) e modelado (linha preta) em Serra Talhada de 02/2014 à 03/2015. Parâmetros: $s_h = 0,10$; $s_w = 0,13$; $s^* = 0,24$; $n = 0,469 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; $Z_r = 40 \text{ cm}$; $E_{max} = 0,5 \text{ cm dia}^{-1}$; $E_w = 0,05 \text{ cm dia}^{-1}$; $K_s = 207,89 \text{ cm dia}^{-1}$; $b = 4,38$ para solo franco arenoso em Clapp e Hornberger (1978).	77
Figura – 4.8	Comparação entre o NDVI observado e modelado (linha preta) na caatinga em ST; A: Série temporal do NDVI observado e modelado, onde a linha e pontos vermelhos representam o período escolhido, 2000 a 2004, para validar o modelo (Equação 4.15), e linha e pontos em cinza representam o período escolhido para calibrar o modelo; B: Correlação entre o NDVI observado e modelado considerando os pontos para calibrar (cinza) e validar (vermelho) o modelo.	80
Figura – 4.9	Simulação de cenários de chuva variando a duração da estação chuvosa (eixo X) e a razão entre $\lambda_{úmido}$ e λ_{seco} (eixo Y). Da esquerda para a direita são apresentados a chuva anual (mm), a evapotranspiração/chuva, drenagem/chuva e o NDVI médio anual. Parâmetros: $s_h = 0,10$; $s_w = 0,13$; $s^* = 0,24$; $n = 0,469 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; $Z_r = 40 \text{ cm}$; $E_{max,0} = 0,5 \text{ cm dia}^{-1}$; $E_w = 0,05 \text{ cm dia}^{-1}$; $K_s = 207,89 \text{ cm dia}^{-1}$; $N_{max} = 0,926$; $N_{min} = 0,264$; $k_A = 0,064$; $k_R = 0,011$; $\alpha_{úmido} = 1,29 \text{ cm}$; $\alpha_{seco} = 0,85 \text{ cm}$; $\lambda_{seco} = 0,05 \text{ dia}^{-1}$	82

LISTA DE TABELAS

Tabela – 3.1 Valores anuais de variáveis meteorológicas nas áreas de pastagem degradada e caatinga.	45
Tabela – 3.2 Coeficientes da regressão linear do fechamento do balanço de energia anual em área de pastagem degradada e caatinga.	46
Tabela – 3.3 Valores anuais dos componentes do balanço de energia e evapotranspiração nas áreas de pastagem degradada e caatinga.	49
Tabela – 3.4 Valores anuais do balanço de carbono e NDVI médio anual nas áreas de pastagem degradada e caatinga.	53
Tabela – 4.1 Localização dos locais de estudo e características climáticas e do solo.	67

LISTA DE SÍMBOLOS

α	Altura média da lâmina de chuva	mm ou cm
α_{PT}	Coefficiente de Priestley-Taylor	
Δ	Declividade da curva de pressão de vapor	kPa °C ⁻¹
η	Parâmetro de controle do NDVI na E_{max}	
γ	Constante psicométrica	kPa °C ⁻¹
λ	Frequência média entre os eventos de chuva	dia ⁻¹
$\lambda_{úmido}$	Frequência média entre os eventos de chuva na estação chuvosa	dia ⁻¹
λ_{seco}	Frequência média entre os eventos de chuva durante a estação seca	dia ⁻¹
θ	Conteúdo volumétrico de água no solo	cm ³ cm ⁻³
φ	Parâmetro de ajuste da capacidade de armazenamento de água pelo dossel	
AAS	Armazenamento de água no solo	mm
C_k	Tempo característico da chuva	mês
$C_{k,N}$	Momento da estação de crescimento da vegetação	mês
D_k	Entropia relativa da chuva	
E_{max}	Taxa máxima da evapotranspiração	mm dia ⁻¹ ou cm dia ⁻¹
ET	Evapotranspiração	mm dia ⁻¹ ou cm dia ⁻¹
K_s	Condutividade hidráulica na saturação	mm dia ⁻¹ ou cm dia ⁻¹
L	Drenagem profunda	mm dia ⁻¹ ou cm dia ⁻¹
n	Porosidade do solo	cm ³ cm ⁻³

$N(t)$	NDVI modelado	
N_{max}	NDVI máximo	
N_{min}	NDVI mínimo	
$p_{k,m}$	Distribuição de probabilidade mensal da chuva	
Q	Escoamento superficial	mm dia ⁻¹ ou cm dia ⁻¹
qCO_2	Quociente metabólico	mg CO ₂ mg biomassa ⁻¹ dia ⁻¹
R^*	Capacidade de armazenamento de água no dossel da vegetação	mm ou cm
R_k	Total de chuva para o ano hidrológico	mm ou cm
R_{max}	Máximo total de chuva do ano hidrológico	mm ou cm
Ra	Energia disponível	MJ m ⁻² dia ⁻¹
Rg	Radiação global	MJ m ⁻² dia ⁻¹
$s(t)$	Grau de saturação do solo	
s^*	Grau de saturação solo onde ET decresce linearmente com s	
s_h	Grau de saturação no ponto higroscópico	
S_k	Índice de sazonalidade da chuva	
s_w	Grau de saturação no ponto de murcha	
$T_{úmido}$	Duração da estação chuvosa	dias
Z_k	Duração da estação chuvosa	mês
Z_r	Profundidade do sistema radicular	mm ou cm
$Z_{k,N}$	Duração da estação de crescimento da vegetação	mês
BOC	Balanço de ondas curtas	MJ m ⁻² dia ⁻¹
DPV	Deficit de pressão de vapor	kPa

Tar Temperatura do ar

°C

SUMÁRIO

1. Introdução Geral	21
1.1. Objetivos	23
1.1.1. <i>Objetivo geral</i>	23
1.1.2. <i>Objetivos específicos</i>	24
2. Revisão de Literatura	25
2.1. Mudanças climáticas	25
2.2. Regiões semiáridas	26
2.3. A Caatinga	28
2.4. As pastagens	29
2.5. Fluxos de energia, água e CO ₂	30
3. Fluxos de energia, água e CO₂ em áreas de pastagem degradada e caatinga	34
3.1. Introdução	35
3.2. Material e Métodos	37
3.2.1. <i>Área de estudo</i>	37
3.2.2. <i>Instrumentação</i>	39
3.2.3. <i>Processamentos dos dados e obtenção dos fluxos</i>	39
3.2.4. <i>Preenchimento de falhas</i>	41
3.2.5. <i>NDVI</i>	42
3.2.6. <i>Análise estatística</i>	42
3.3. Resultados	43
3.3.1. <i>Variáveis meteorológicas</i>	43
3.3.2. <i>Fluxos de energia</i>	46
3.3.3. <i>Fluxo de carbono</i>	51
3.4. Discussão	55
3.4.1. <i>Variáveis meteorológicas</i>	55
3.4.2. <i>Fluxos de energia</i>	56
3.4.3. <i>Fluxo de carbono</i>	59

3.5. Conclusões	61
4. Resposta da vegetação à sazonalidade e variabilidade interanual da chuva em floresta tropical seca	63
4.1. Introdução	65
4.2. Descrição dos locais de estudo e dados	66
4.3. Medidas estatísticas da sazonalidade e variabilidade interanual	68
4.4. Análises da sazonalidade da chuva e do NDVI	70
4.5. Variabilidade interanual da chuva e do NDVI	72
4.6. Modelagem ecohidrológica	75
4.6.1. <i>Modelagem do balanço hídrico</i>	75
4.6.2. <i>Modelagem do NDVI</i>	79
4.7. Discussões	81
4.7.1. <i>Resposta ecohidrológica para mudanças nos cenários de chuva</i>	81
4.7.2. <i>Resposta da caatinga: atraso de resposta, histerese e tamponamento da variabilidade hidrológica</i>	83
4.8. Conclusões	85
5. Conclusões Gerais	86
Referências	88

1. Introdução Geral

Os ecossistemas naturais têm duas principais ameaças face aos cenários de mudanças climáticas. Em primeiro lugar, cita-se a própria variação climática, impondo que os ecossistemas se adaptem às novas condições, e, em segundo lugar, a pressão da mudança do uso da terra para implantação de sistemas agropecuários, que altera drasticamente a cobertura vegetal original dos ecossistemas. Isso é de extrema relevância, pois a vegetação natural tem importante papel ecohidrológico (TAMBOSI et al., 2015), sobretudo na relação climática e nos fluxos de energia e de CO₂.

No Brasil a região semiárida compreende cerca 11,5% do território nacional, apresentando como principal ecossistema a caatinga (SAMPAIO, 1995), com população de cerca de 27 milhões de habitantes e alta diversidade biológica (SANTOS et al., 2014). O clima no Semiárido brasileiro é caracterizado por irregularidade climática, com grande variabilidade espaço-temporal das variáveis meteorológicas, apresentando forte insolação, baixa nebulosidade, altas médias térmicas, elevadas taxas de evaporação e, sobretudo, baixos índice pluviométricos em torno de 500 a 700 mm anuais (OLIVEIRA et al., 2006), além de uma forte sazonalidade na distribuição das chuvas ao longo do ano.

Apesar de ser um bioma de ocorrência exclusiva no Brasil, a Caatinga é um dos menos estudados, sobretudo levando em consideração medições de longo prazo. Além disso, esse bioma apresenta em média apenas 53% das áreas com vegetação nativa e em alguns estados o desmatamento atinge valores ainda maiores, como por exemplo em Alagoas onde existe apenas 17,6% de caatinga remanescente (MMA, 2009).

As mudanças no uso da terra podem alterar o particionamento da energia e dos fluxos de água e carbono, principalmente quando a vegetação nativa é substituída por monoculturas como as pastagens, e estas tornam-se degradadas como é caso de cerca de 70% das pastagens no Brasil (DIAS-FILHO, 2014). Entretanto, um dos grandes desafios na atualidade é prever como a mudança de uso da terra pode afetar tais fluxos, a biodiversidade e a dinâmica da vegetação, uma vez que esses processos ainda não são completamente conhecidos (HEUBES et al., 2013),

sobretudo na região semiárida do Nordeste do Brasil.

Além dos impactos das mudanças do uso da terra, ainda é incerto o efeito das mudanças climáticas atualmente previstas. Segundo Huang et al. (2015b), as regiões áridas e semiáridas que atualmente correspondem à cerca de 33% de todo o planeta, poderão representar 56% da superfície terrestre de acordo com cenários de mudanças climáticas (IPCC, 2014; HUANG et al., 2015b). Análises recentes, em escalas globais, realizadas por Feng, Porporato e Rodriguez-Iturbe (2013) e Pascale et al. (2014), apontam para um aumento na sazonalidade e variabilidade interanual das chuvas, destacando o potencial impacto dessas alterações sobre a vegetação local e os processos hidrológicos relacionados, bem como no aumento do risco de perda de biodiversidade pela extinção de espécies locais (HENNERON et al., 2015; VISOIU; WHINAM, 2015).

Assim, o entendimento da interação clima-biosfera é fundamental para descrever as mudanças climáticas, bem como os diversos processos associados à qualidade de vida e às mudanças de uso da terra, onde os diferentes tipos climáticos podem determinar a dinâmica de tais processos, sobretudo em grandes áreas. É importante compreender o impacto dessas alterações nos regimes de chuva na vegetação para avaliar a futura disponibilidade de recursos hídricos e nas condições do ecossistema, bem como quantificar a retroalimentação de tais mudanças em processos hidrológicos.

Embora seja possível fazer inferências sobre os impactos na mudança no uso da terra, compreender o efeito do clima e da vegetação ou da cobertura do solo sobre os processos de troca de energia é fundamental para predição de como os ecossistemas responderão a futuras perturbações físicas e biológicas. É essencial estudar as trocas de vapor d'água e energia em ecossistemas por muitos anos para elucidar mecanismos que controlam o ciclo de carbono e outros processos do ecossistema (KRISHNAN et al., 2012). Em regiões áridas e semiáridas, é necessário o estudo da variabilidade do clima sobre os fluxos de água e carbono, tanto para melhorar o conhecimento dos mecanismos do balanço desses elementos, como também para prever os possíveis efeitos de mudanças climáticas dos cenários atuais, disponibilizando aos pesquisadores informações para melhorar e validar seus modelos (LIU; LI; WANG, 2011).

Entre os vários métodos de monitoramento dos fluxos de energia, água e carbono, destaca-se o sistema da correlação dos vórtices turbulentos (*Eddy covariance*) utiliza alta resolução

temporal nas medições e é considerado uma metodologia padrão para monitoramentos de gases do efeito estufa e de fluxos de energia, como o calor latente e calor sensível (BALDOCCHI, 2003; WILSON et al., 2001; MYKLEBUST; HIPPS; RYEL, 2008; KRISHNAN et al., 2012; BURBA; MADSEN; FEESE, 2013).

Apesar da popularização do método da correlação dos vórtices turbulentos no mundo e no Brasil (RANDOW et al., 2004; CABRAL et al., 2010; ARRUDA, 2011; CABRAL et al., 2013), ainda são poucas as pesquisas com essa metodologia no nordeste brasileiro, sobretudo em área de pastagem (MACHADO et al., 2016), e de caatinga (OLIVEIRA et al., 2006; SOUZA et al., 2015), e medições de longa duração comparando simultaneamente a caatinga com outras culturas, a exemplo de pastagens, são praticamente inexistentes.

Diante disso, foram realizados monitoramentos dos fluxos de energia, água e carbono em área de pastagem degradada e de caatinga (2014-2015) no semiárido pernambucano para quantificar tais fluxos e avaliar sua variabilidade sazonal, bem como os possíveis efeitos da substituição da caatinga por pastagem. Em relação à caatinga, devido às condições atuais do avançado desmatamento, uma atenção especial foi dada a esse ecossistema. Inicialmente, foram analisados séries de dados de 15 anos de chuva e NDVI, seguindo um gradiente de chuva e de sazonalidade. Além disso, foi elaborado e validado um modelo capaz de simular a dinâmica do crescimento da caatinga, tendo como principal dado de entrada o conteúdo de água no solo. Por fim, uma simulação foi realizada para fazer inferências sobre como a caatinga poderá responder às mudanças na magnitude e sazonalidade da chuva.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo geral

Avaliar a variabilidade sazonal e interanual dos fluxos de energia, água e carbono em áreas de pastagem degradada e de caatinga no semiárido pernambucano, bem como avaliar os efeitos da sazonalidade e da variabilidade interanual da chuva na caatinga e assim, modelar as respostas dessa vegetação às futuras mudanças no regime de chuva.

1.1.2. Objetivos específicos

- estudar o efeito da sazonalidade da chuva nos fluxos de energia, água e carbono em áreas de pastagem e de caatinga no semiárido pernambucano;
- avaliar como a substituição da caatinga por pastagem afeta os fluxos de energia, água e carbono;
- analisar como a sazonalidade da chuva afeta o crescimento da caatinga em diferentes regimes de chuva;
- modelar a dinâmica da água no solo e o crescimento da caatinga;
- simular as respostas da caatinga aos diferentes cenários de mudanças no regime da chuva.

2. Revisão de Literatura

2.1. Mudanças climáticas

Os cenários de mudanças climáticas têm sido frequentemente discutidos pela comunidade científica, sobretudo em relação aos efeitos que as alterações no clima podem provocar em regiões áridas e semiáridas. De acordo com o IPCC (2014), o risco de ocorrer redução na disponibilidade hídrica com as mudanças climáticas nessas regiões é significativo, podendo também ocorrer aumento na extensão das áreas afetadas pela seca (HUANG et al., 2015b), com potenciais impactos negativos em vários setores como agricultura, produção de energia, abastecimento de água e saúde, dentre outros.

A chuva e a temperatura do ar são as variáveis mais comumente citadas em cenários de mudanças climáticas (RAGAB; PRUDHOMME, 2002; IPCC, 2014), sendo que nas regiões semiáridas pequenas alterações nos padrões de chuva e temperatura podem ocasionar grandes impactos (HUANG et al., 2015a), porém há divergência quanto a magnitude dessas alterações. Segundo Cirilo (2008), a redução da chuva, combinada com aumento da temperatura do ar, tende a elevar a taxa de evaporação dos corpos d'água e, conseqüentemente, reduzir o volume neles armazenado, podendo diminuir as recargas dos aquíferos e a realimentação da vazão dos rios em 70% até o ano de 2050. Além disso, o período chuvoso poderá se tornar cada vez mais concentrado no espaço e no tempo. Assim, trazendo à tona um processo de “aridização”, podendo também causar mudanças na caatinga, onde poderão prevalecer espécies mais típicas de regiões áridas, como as cactáceas.

As regiões semiáridas poderão ser ainda mais afetadas pelos fenômenos do El Niño e La Niña (SIVAKUMAR; DAS; BRUNINI, 2005; RECHA et al., 2012). As alterações nos regimes das chuvas associadas ao aumento da temperatura do ar promoverão a transição de semiárido para árido onde deverão ocorrer principalmente na África (HUANG et al., 2015a). Mesmo que em algumas regiões a temperatura do ar não seja um fator limitante, exceto na região sul (América Latina), a falta de chuva ou a sua distribuição irregular é um problema sério, especialmente

considerando os aspectos agrícolas (SIVAKUMAR; DAS; BRUNINI, 2005).

Embora as plantas com mecanismo fotossintético do tipo C_3 aumentem em média 30% na produção em ambiente com duas vezes mais CO_2 , a faixa de temperatura ótima para produção é bastante limitada. Algumas regiões podem apresentar temperaturas elevadas resultando em estresse durante algumas fases do crescimento, sendo necessário adaptar as datas de plantio para minimizar esse risco (SIVAKUMAR; DAS; BRUNINI, 2005). No semiárido brasileiro, a temperatura do ar poderá aumentar de 1,0 a 6,0 °C considerando o ano de 1990 como referência (MABBUTT, 1989; SIVAKUMAR; DAS; BRUNINI, 2005; CIRILO, 2008).

2.2. Regiões semiáridas

As regiões semiáridas cobrem aproximadamente 17,7% da superfície da terra (LAL, 2004), e somadas às regiões áridas totalizam cerca de 1/3 da superfície continental do globo terrestre, e com o potencial de aumento na sua extensão (IPCC, 2014). Segundo Williams (1999), cerca de 400 milhões de pessoas vivem em regiões semiáridas. A região classificada como semiárida no Brasil é de 982.563 km², que corresponde aproximadamente 11,5% do território brasileiro (PEREIRA JÚNIOR, 2007). Essas regiões têm impactos potencialmente grandes no clima local e o balanço de radiação global atual representa as condições climáticas previstas para regiões que são atualmente úmidas (ROTENBERG; YAKIR, 2010; IPCC, 2014).

Os critérios utilizados para definição de áreas semiáridas podem apresentar algumas variações com relação aos valores limites. Segundo a FAO (1989), as regiões classificadas como semiáridas apresentam índice de aridez (Chuva/Evapotranspiração potencial) entre 0,20 e 0,50 e chuva média anual de 300 a 800 mm. No Brasil, a delimitação da região semiárida foi baseada em três critérios técnicos: (i) precipitação pluviométrica anual inferior a 800 mm; (ii) índice de aridez de até 0,50 calculado a partir de séries de dados históricas (1961-1990); (iii) risco de seca maior que 60% (PEREIRA JÚNIOR, 2007). Apesar dessas diferenças na forma e critérios de classificação das regiões semiáridas, a chuva é uma variável comum utilizadas nos sistemas de classificação do clima.

O Semiárido brasileiro apresenta irregularidade climática com grande variabilidade espacial e temporal das variáveis meteorológicas, apresentando os valores mais extremos do país: a mais forte insolação, a mais baixa nebulosidade, as mais altas médias térmicas, as mais

elevadas taxas de evaporação e, sobretudo, os mais baixos índices pluviométricos, em torno de 500 a 800 mm anuais (OLIVEIRA et al., 2006; ALTHOFF et al., 2016). Os recursos naturais tais como: água, nutrientes do solo e biomassa da planta, normalmente passam por períodos de alta e de baixa abundância. Os curtos períodos de alta disponibilidade de tais recursos são acionados por eventos de chuva, que apesar da escassez, pode suprir a demanda de recursos de alguns processos biológicos por algum tempo (SCHWINNING; SALA, 2004). As chuvas irregulares, pouco frequentes, os períodos de estiagem, o clima e as mudanças de uso da terra adicionam mais complexidade à hidrologia das regiões semiáridas (MONTENEGRO; RAGAB, 2012). Assim, a compreensão das variações e dos períodos de flutuação de processos hidrológicos é essencial, sendo que esses processos incluem a chuva, o escoamento superficial e a evapotranspiração (LI et al., 2012).

O regime hidrológico da região semiárida é muito complexo, com forte gradiente de sazonalidade e marcado pela alta variabilidade espaço-temporal. Além desse regime sazonal, uma forte variabilidade interanual produz tanto anos irregulares com chuva acima da média, como secas extremas (MONTENEGRO; RAGAB, 2012). Embora os períodos de seca ocorram com maior frequência, devido às características das chuvas nas regiões semiáridas, alta intensidade combinada com uma curta duração da estação chuvosa, enchentes também são registradas e com grande risco de impactos, pois são de difícil previsão (FARQUHARSON; MEIGH; SUTCLIFFE, 1992).

O baixo volume de chuva e a alta evapotranspiração potencial ou de referência, que ultrapassa 2.000 mm por ano (SOUZA, 2014), associados aos solos normalmente ricos em bases (MOTA; OLIVEIRA, 1999) e manejo inadequado dos recursos hídricos (NETTO et al., 2007) aumentam o risco de salinização, que segundo Williams (1999) é uma das maiores ameaças para os recursos hídricos e a desertificação (THOMAS; MIDDLETON, 1993) das regiões semiáridas. Além disso, estima-se que cerca de 932 milhões de hectares são afetados por sais o que corresponde aproximadamente a 6,3% da superfície terrestre (WONG et al., 2009). Entretanto, se considerado o alto risco da salinidade nas regiões áridas e semiáridas as áreas afetadas por sais podem atingir cerca de 10% (PEREIRA, 1983; THOMAS; MIDDLETON, 1993).

2.3. A Caatinga

A Caatinga é o único bioma exclusivamente brasileiro e está localizado em quase sua totalidade na região semiárida do Nordeste do Brasil. O bioma ocupa uma área estimada de 844.453 km² (MMA, 2009), e tem um importante papel como fonte de energia e pastagens naturais (SAMPAIO, 1995). Esse ecossistema apresenta alta biodiversidade e também está sujeito a elevada pressão humana (SANTOS et al., 2014), com uma população de aproximadamente 27 milhões de habitantes (GARIGLIO et al., 2010).

A vegetação da caatinga é composta, em sua maior parte, por arbustos, cactáceas e pequenas árvores (SAMPAIO, 1995; FERRAZ et al., 1998; BARBOSA et al., 2012), que devido a irregularidade das chuvas raramente alcançam altura superior a 20 m (SAMPAIO; SILVA, 2005). As plantas cactáceas também são frequentemente encontradas principalmente nas áreas mais secas. Entre as espécies de maior ocorrência na caatinga podem ser citadas: *Aspidosperma pyrifolium* Mart., *Caesalpinia pyramidalis* Tul., *Croton sonderianus* Muell. Arg., *Anadenanthera colubrina* (Vell.) Brenam, *Pithecellobium foliolosum* Benth., *Mimosa acutistipula* Benth., *Commiphora leptophloeos* (Mart.) Gillett (AMORIM; SAMPAIO; ARAÚJO, 2005; RODAL; MARTINS; SAMPAIO, 2008). Assim, a estrutura e a composição da vegetação é fortemente associada com o total anual de chuva (RITO et al., 2016).

Devido as condições hídricas do semiárido, as plantas da caatinga apresentam diferentes adaptações fisiológicas ao clima da região, sendo talvez a caducifolia uma das estratégias mais frequentemente encontradas, comum em todos os arbustos (SAMPAIO, 1995). Após a estação chuvosa, que tem duração média de 3 a 4 meses, a maior parte das plantas perde as folhas, formando uma camada de serrapilheira sobre o solo, e permanece em estado de latência até o início da próxima estação chuvosa. Após os primeiros eventos de chuva, dependendo das condições da caatinga, a vegetação pode restabelecer o seu dossel a partir de 15 dias (PARENTE et al., 2012).

As folhas que caem no final da estação chuvosa formam uma camada de serrapilheira que é, em parte consumida pelos animais (bovinos, caprinos e ovinos) que pastejam nessas áreas (PARENTE et al., 2010). Em área de caatinga preservada a massa das folhas depositadas pode atingir valores entre 0,8 e 2,4 t ha⁻¹ dependendo do regime pluviométrico, e essa massa

pode corresponder a cerca até 80% do material depositado (SOUTO, 2006; ANDRADE et al., 2008; LOPES et al., 2009; MACIEL et al., 2012), sendo que a produção total pode alcançar $6,7 \text{ t ha}^{-1}$ (MACIEL et al., 2012). Embora a chuva seja a principal variável que controla a produção de serrapilheira em ecossistemas de regiões semiáridas, Lopes, Araújo e Vasconcellos (2015) demonstraram que a densidade de árvores também tem grande contribuição na produção de material depositado, e que os efeitos da chuva são mais evidentes após períodos de 60 a 90 dias.

2.4. As pastagens

As pastagens fornecem uma oportunidade especial de estudar a fisiologia do ecossistema em resposta às mudanças ambientais, pois esse ecossistema, em particular, responde de forma assimétrica à variação anual da chuva (WEVER; FLANAGAN; CARLSON, 2002). Apesar da importância das pastagens na regulação da mudança climática global e no ciclo hidrológico, poucos estudos medindo e/ou simulando, continuamente, por vários anos os fluxos de água e de carbono nesses ecossistemas foram realizados, especialmente em regiões áridas e semiáridas (LI et al., 2007; KRISHNAN et al., 2012; RAJAN; MAAS; CUI, 2014).

As pastagens nativas e cultivadas englobam aproximadamente 32% de toda vegetação natural do globo terrestre (PARTON et al., 1995). No Brasil, a área de pastagem é de 151 milhões de hectares, o que corresponde a aproximadamente 17,8% do território brasileiro (DIEESE, 2011). No estado de Pernambuco, a área ocupada com pastagens é de 2,5 milhões de ha e representava 26% da área do estado em 2006 (IBGE, 2006). Em regiões tropicais as pastagens são geralmente compostas por monoculturas de gramíneas forrageiras, e apresentam mecanismo de fotossíntese do tipo C_4 .

A eficiência das pastagens depende de vários aspectos relacionados à fisiologia da planta, clima, solo e manejo. Em regiões de clima semiárido, espécies como *Urochloa mosambicensis*, *Cenchrus setigerus*, *Cenchrus ciliares*, *Rynchelytrum repens* e *Panicum maximum* apresentam bom desempenho produtivo, resistindo à seca e às altas temperaturas (OLIVEIRA et al., 1988). Em comparação com espécies florestais (mecanismo de fotossíntese do tipo C_3), as gramíneas apresentam maior eficiência no uso de água.

As pastagens têm potencial de uso para recuperação de áreas degradadas, devido ao seu crescimento rápido e também maior eficiência no uso de água (comparando com plantas

C₃) (TAIZ; ZEIGER, 2006). Apesar do potencial de recuperação de áreas degradadas, no Brasil estima-se que cerca de 70% das pastagens brasileiras encontram-se com algum estágio de degradação (DIAS FILHO, 2011), e dessa forma podem atuar como fonte ao invés de sumidouro de CO₂ (LIU; LI; WANG, 2011).

A substituição da vegetação nativa por pastagens afeta os fluxos de energia, água e CO₂. Entretanto, um dos grandes desafios na atualidade é prever como a mudança de uso da terra pode afetar tais fluxos e ainda, a biodiversidade e a dinâmica da vegetação, uma vez que esses processos ainda não são completamente conhecidos (HEUBES et al., 2013), sobretudo em região semiárida.

2.5. Fluxos de energia, água e CO₂

As trocas de energia e de vapor d'água entre a superfície terrestre e a atmosfera impulsiona o clima da escala local para global (KRISHNAN et al., 2012; CHEN; CHU; LI, 2012), sendo fundamental para a redistribuição da umidade, do fluxo de calor e de CO₂ (ROTENBERG; YAKIR, 2010). O saldo de radiação (R_n) na superfície está relacionado com a energia solar que chega ao topo da atmosfera (GAY, 1971), e normalmente é particionado em três principais componentes: fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor no solo (G).

Os fluxos de calor latente e calor sensível representam a parte do R_n que é utilizada no processo de evapotranspiração (LIANG et al., 2010) e de aquecimento do ar, respectivamente. Medições precisas dos componentes do balanço de energia são fundamentais para a determinação da evapotranspiração, que é um dos processos mais importante em uma gama de áreas, incluindo ecologia, hidrologia e meteorologia (WILSON et al., 2001). A evapotranspiração é uma das principais formas de transferência de água no sistema solo-planta-atmosfera e, em pastagens de regiões áridas e semiáridas, pode ser responsável por mais de 90% do consumo da água da chuva (FLERCHINGER; HANSON; WIGHT, 1996; ZHANG et al., 2012; SOUZA et al., 2016).

Alguns fatores ambientais como velocidade do vento, umidade e turbulência da atmosfera e características da planta influenciam no LE e no H . Em regiões semiáridas devido a alta disponibilidade de energia, onde a média do saldo de radiação varia entre 11,46 e 13,35 MJ m⁻² dia⁻¹ (SOUZA, 2014), a partição de R_n em LE e H é controlada pela disponibilidade de água

no solo. De acordo com Jamiyansharav et al. (2011), o baixo suprimento de água no solo faz com que a energia disponível seja utilizada primeiro para aquecer o solo e o ar e depois, o que resta fica disponibilizado para a evaporação e a transpiração. Krishnan et al. (2012) encontraram coeficiente de determinação entre o conteúdo de água no solo e a evapotranspiração de 0,72 em área de pastagem.

A água que é transferida para a atmosfera pela transpiração das plantas, sobretudo através das folhas, está associada à captura de CO₂ (TAIZ; ZEIGER, 2006), que assim como outros gases como o óxido nitroso (N₂O) e o metano (CH₄), faz parte dos gases do efeito estufa. A troca de CO₂ entre o ecossistema e a atmosfera depende de vários fatores inerentes à planta (por exemplo, o índice de área foliar), ao solo (por exemplo, o conteúdo de água disponível), e às condições meteorológicas (por exemplo, o DPV e a radiação solar). Assim, o monitoramento do fluxo de CO₂ pode ser utilizado para identificar processos importantes, como mudanças no uso da terra, crescimento da planta, etc. (DUGAS; HEUER; MAYEUX, 1999; BALDOCCHI, 2003). Em regiões com baixa disponibilidade hídrica, pequenas variações relacionadas à água podem alterar significativamente o ciclo do carbono do ecossistema (SCOTT et al., 2006).

O balanço de CO₂ na escala de ecossistema (*NEE - net ecosystem exchange*) é determinado pela quantidade de carbono assimilada pela vegetação por meio da fotossíntese (*GEP - gross ecosystem productivity*) e a quantidade de carbono liberada pelo processo de respiração das plantas e dos organismos do solo (Respiração do ecossistema - R_{eco}) (BALDOCCHI, 2003). Quando o *NEE* é negativo indica que o ecossistema absorveu mais carbono da atmosfera do que a quantidade liberada pelo processo de respiração, sendo classificado como sumidouro de CO₂. O fluxo de CO₂ na escala horária ou diária apresenta grandes flutuações entre valores positivos e negativos (RANDOW et al., 2004; SOUZA, 2014), entretanto para avaliar a atuação do ecossistema no balanço de CO₂, como fonte ou sumidouro, é necessário monitorar esses fluxos durante longo período de tempo.

A maior parte dos estudos sobre trocas de CO₂ entre o ecossistema e a atmosfera indica balanço negativo de carbono (BARR et al., 2004; RANDOW et al., 2004; SOUZA, 2014), ou seja, que os ecossistemas tendem a atuar como um sumidouro de CO₂. Além das condições climáticas, a condição de conservação do ecossistema é muito importante para um balanço de CO₂ negativo, uma vez que ambientes com estado de degradação avançada podem atuar como

fonte de CO₂ (LIU; LI; WANG, 2011).

O carbono que fica retido nas plantas permanece nos órgãos e tecidos e posteriormente uma parte é transferida para o solo na forma de matéria orgânica, por exemplo nas folhas, frutos, cascas e sementes. A respiração do solo é a principal forma pelo qual o carbono armazenado na planta retorna à atmosfera (SCHLESINGER; ANDREWS, 2000), e cerca de 90% do carbono emitido pode ser proveniente da respiração das raízes (DUGAS; HEUER; MAYEUX, 1999).

A forma mais direta para investigar os efeitos do sequestro de carbono é pelo monitoramento do conteúdo de carbono orgânico do solo ao longo do tempo, apesar de normalmente haver limitações estatísticas quanto ao número de amostras para períodos maiores que cinco anos (AMMANN et al., 2007). O carbono orgânico do solo que está em processo de troca ativa com a atmosfera representa aproximadamente 2/3 de todo o carbono dos ecossistemas terrestres (POST et al., 1982). Segundo Batjes (1996), nos primeiros 30 cm de profundidade do solo são armazenados entre 684 e 724 Pg de carbono.

Atualmente existem algumas maneiras já estabelecidas para determinação dos fluxos de energia e de CO₂. O balanço de energia pode ser determinado principalmente pelos métodos do perfil aerodinâmico, razão de Bowen e covariância dos vórtices turbulentos, sendo os dois últimos amplamente utilizados (ASHKTORAB et al., 1989; WOLF et al., 2008; KRISHNAN et al., 2012).

O método da razão de Bowen é bastante utilizado devido principalmente à sua base teórica simplificada e a exigência de instrumentação relativamente simples para estimar o fluxo de vapor d'água (ASHKTORAB et al., 1989; WOLF et al., 2008). No método da razão de Bowen é assumido que os coeficientes de transferência turbulenta de água e calor são idênticos (ANGUS; WATTS, 1984), e a aplicação desse método requer medidas em intervalos de 20 a 30 minutos em um perfil de temperatura e umidade relativa do ar em pelo menos dois níveis acima do dossel da vegetação. Além disso, também é necessária a medição do saldo de radiação em uma determinada altura acima do dossel da vegetação (ASHKTORAB et al., 1989) e do fluxo de calor no solo. A partir dessas medições, podem-se estimar os fluxos de calor sensível e latente, e consequentemente a evapotranspiração, que tem sido uma das principais aplicações do método da razão de Bowen (ASHKTORAB et al., 1989; WOLF et al., 2008).

O método da covariância dos vórtices turbulentos (Eddy Covariance - EC), por sua vez,

utiliza alta resolução temporal das suas medições e nos últimos anos tem sido considerado a ferramenta padrão, pois permite estudar simultaneamente as trocas de energia, de água e de carbono entre a superfície e a atmosfera (BALDOCCHI, 2003; MYKLEBUST; HIPPS; RYEL, 2008). Segundo Baldocchi (2003), quatro fatores contribuem para a popularização do método da correlação dos vórtices turbulentos: (i) escala apropriada devido ao fornecimento de dados de CO₂ de todo o ecossistema; (ii) produz medidas diretas da troca líquida de CO₂ entre o ecossistema e a atmosfera; (iii) a área amostrada, *footprint* do fluxo, varia de centenas de metros a quilômetros; (iv) e a escala de tempo de horas a anos.

Segundo Chen, Chu e Li (2012), apesar das vantagens do método da covariância dos vórtices turbulentos e da quantidade de pesquisa já realizadas, a sua aplicação bem sucedida a longo prazo frequentemente é contestada por diversas dificuldades, incluindo condições micrometeorológicas não ideais, falhas na aquisição dos dados, limitações dos instrumentos de medidas ou falta de área suficientemente grande para garantir que as medidas dos fluxos são daquele ecossistema.

No entanto, o método da covariância dos vórtices turbulentos tem sido aplicado com sucesso para determinação dos fluxos em vários ecossistemas: pastagens (RANDOW et al., 2004; AIRES; PIO; PEREIRA, 2008; LOPEZ et al., 2008; WANG; XIAO; YAN, 2010; KRISHNAN et al., 2012), florestas nativas e plantadas (BARR et al., 2004; MYKLEBUST; HIPPS; RYEL, 2008; CABRAL et al., 2010; ARRUDA, 2011), cultivo de cana-de-açúcar (CABRAL et al., 2012; CABRAL et al., 2013), soja (RODRIGUES et al., 2013) e caatinga (OLIVEIRA et al., 2006; SOUZA et al., 2015; MACHADO et al., 2016). Entretanto, ainda faltam determinações de longo prazo desses fluxos em áreas de caatinga e pastagem no Semiárido brasileiro para avaliar como esses ecossistemas respondem sob várias condições de chuva e disponibilidade de água.

É importante ressaltar que essas informações obtidas pelo método da covariância dos vórtices turbulentos são de grande importância tanto para avaliação do atual potencial desses ecossistemas para mitigação de gases do efeito estufa, como também para a realização de modelagem e previsões sob diferentes cenários de chuva.

3. Fluxos de energia, água e CO₂ em áreas de pastagem degradada e caatinga

Resumo

Os cenários de mudanças climáticas apontam para alterações no regime de chuva com tendência de escassez de água nas regiões semiáridas. Além da chuva, mudanças no uso da terra podem impactar nos fluxos de energia, de água e de carbono nessas regiões. O desmatamento da caatinga no Semiárido brasileiro é de cerca de 46%, sendo a pastagem o tipo de vegetação mais comumente implantada após a remoção da vegetação nativa. Nesse sentido, o objetivo deste trabalho foi avaliar a variabilidade sazonal e interanual dos fluxos de energia de água e de carbono em áreas de pastagem degradada e caatinga no semiárido pernambucano. Foram instaladas torres micrometeorológicas para medições contínuas de variáveis meteorológicas, dos fluxos de energia e carbono e do conteúdo de água no solo em áreas de pastagem degradada (PA) e de caatinga (CA) no município de Serra Talhada-PE. Os fluxos de energia e carbono foram medidos com instrumentação do sistema da covariância dos vórtices turbulentos à 2,0 e 10 m de altura na PA e CA, respectivamente. Os registros de chuva durante o período de estudo foram abaixo da média histórica da região. O saldo de radiação seguiu a variabilidade sazonal da radiação global. A maior parte da energia disponível foi convertida em fluxo de calor sensível tanto na PA como na CA, no entanto, o calor latente e a evapotranspiração na CA foram maiores do que na PA. Pulsos positivos de CO₂ foram registrados após os eventos de chuva, sendo que a CA permaneceu mais tempo como fonte de CO₂ do que a PA. Durante a estação chuvosa, a respiração na CA foi cerca de 3,6 vezes maior do que na PA. Apesar do baixo regime de chuva, ambas as áreas tiveram balanço de carbono negativo, retirando em média 3,9 e 3,4 Mg de C ha⁻¹ ano⁻¹ respectivamente para a PA e a CA. A substituição da caatinga por pastagem afetou de forma negativa o balanço de energia, com menor evapotranspiração e maior temperatura do ar na pastagem em comparação com a caatinga.

Palavras-chave: Covariância dos vórtices turbulentos; evapotranspiração; NDVI; semiárido brasileiro; mudança de uso da terra

Energy, water, and CO₂ fluxes in degraded pasture and tropical dry forest

Abstract

Climate change scenarios point to changes in the rainfall regime with a tendency of water scarcity in semi-arid regions. In addition to the rain, land use change may impact on the fluxes of energy, water, and carbon in those regions. The deforestation of the caatinga in the Brazilian semi-arid region is about 46%, with grassland vegetation type the more commonly deployed type of vegetation after native vegetation removal. Thus, the objective of this work was to evaluate the seasonal and interannual variability of energy, water, and carbon fluxes in a degraded pasture and caatinga area in the semi-arid region of Pernambuco. Micrometeorological towers were installed for continuous measurements of meteorological variables, energy and carbon fluxes and soil water content in an area of degraded pasture (PA) and caatinga (CA) in Serra Talhada, Pernambuco. The energy and carbon fluxes were measured with instrumentation of eddy covariance system at 2.0 and 10 m height in PA and CA, respectively. The rainfall records during the study period were below of the historical average of the region. The net radiation followed the seasonal variability of global radiation. Most of the available energy was converted into sensible heat flux in both PA and CA, however, latent heat and the evapotranspiration in CA was greater than in PA. Positive pulses of CO₂ were recorded after rain events, where the CA remained longer as CO₂ source than PA. During rainy season, the respiration in CA was about 3.6 times greater than in PA. Despite the low rainfall regime, both areas have acted as a carbon sink, removing an average of 3.9 and 3.40.31 Mg of C ha⁻¹ year⁻¹ respectively for the PA and the CA. The replacement of the caatinga by pasture affected negatively the energy balance, with less evapotranspiration and higher air temperature in the pasture compared to the caatinga.

Keywords: Eddy covariance; evapotranspiration; NDVI; Brazilian semi-arid; land-use change

3.1. Introdução

Os cenários de mudanças climáticas apontam para mudanças no regime de chuva nos trópicos, tanto na quantidade como também na sazonalidade e variabilidade interanual (FENG; PORPORATO; RODRIGUEZ-ITURBE, 2013; IPCC, 2014). Nesse sentido, as regiões semiáridas que totalizam 17,7% da superfície terrestre (ROTENBERG; YAKIR, 2010), e 11,5%

no Brasil (PEREIRA JÚNIOR, 2007), podem ter suas áreas aumentadas diante de tais cenários IPCC (2014), sobretudo com aumento mais acentuado nos países em desenvolvimento (HUANG et al., 2015b).

O levantamento de dados primários (chuva, temperatura, radiação global e balanço de energia) em regiões semiáridas é importante, principalmente por causa da sua extensão, juntamente com as condições de baixa nebulosidade e de alta radiação solar. Essas regiões têm impactos potencialmente muito grandes no clima local e o balanço de radiação global representa as condições climáticas previstas para grandes áreas de regiões atualmente úmidas (ROTENBERG; YAKIR, 2010).

O Semiárido brasileiro é caracterizado por apresentar vegetação nativa do tipo caatinga e também irregularidade climática com grande variabilidade espacial e temporal das variáveis meteorológicas, apresentando os valores mais extremos do país: a mais alta insolação, a mais baixa nebulosidade, as mais altas médias térmicas, as mais elevadas taxas de evaporação e, sobretudo, os mais baixos índices pluviométricos, em torno de 500 a 700 mm anuais (OLIVEIRA et al., 2006). As chuvas irregulares, pouco frequentes, os períodos de estiagem, o clima e as mudanças do uso da terra adicionam mais complexidade na hidrologia dessas regiões (MONTENEGRO; RAGAB, 2012).

A caatinga é o único bioma exclusivamente brasileiro sendo composto de vegetação arbórea-arbustiva, herbáceas e também de cactáceas (SAMPAIO, 1995; AMORIM; SAMPAIO; ARAÚJO, 2005; BARBOSA et al., 2012). Apesar disso, esse é um dos biomas menos preservados no Brasil com apenas cerca de 54% da cobertura natural, onde normalmente são implantadas pastagens em boa parte das áreas desmatadas (MMA, 2009). Uma problemática da substituição de vegetação nativa por pastagens é que no Brasil cerca de 70% das pastagens apresentam algum estágio de degradação (DIAS FILHO, 2011). Assim, é possível que a substituição da vegetação nativa por pastagens afete os fluxos de energia, água e CO₂. Dessa forma um dos grandes desafios é gerar dados sobre como a mudança de uso da terra pode afetar tais fluxos e ainda, a biodiversidade e a dinâmica da vegetação, uma vez que esses processos ainda não são completamente conhecidos (HEUBES et al., 2013), sobretudo na região semiárida do Nordeste do Brasil.

As pastagens englobam aproximadamente 32% de toda vegetação do globo terrestre

(PARTON et al., 1995). A informação mais recente da área de pastagem no Brasil é de 151 milhões de hectares, o que corresponde a aproximadamente 17,8% do território brasileiro (DIEESE, 2011). Esse tipo de ecossistema fornece uma oportunidade especial de estudar a fisiologia em resposta às mudanças ambientais, pois as pastagens, em particular, mostram respostas assimétricas à variação anual da chuva (WEVER; FLANAGAN; CARLSON, 2002). Apesar da importância das pastagens na regulação da mudança climática global e no ciclo hidrológico, poucos estudos medindo e/ou simulando continuamente os fluxos de água e de carbono nesses ecossistemas foram realizados no Brasil (MACHADO et al., 2016).

Compreender o efeito do clima e da vegetação ou da cobertura do solo sobre os processos de troca de energia é fundamental para predição de como os ecossistemas responderão a futuras perturbações físicas e biológicas. É essencial estudar as trocas de vapor d'água e energia em ecossistemas por vários anos para elucidar mecanismos que controlam o ciclo de carbono e outros processos do ecossistema (KRISHNAN et al., 2012).

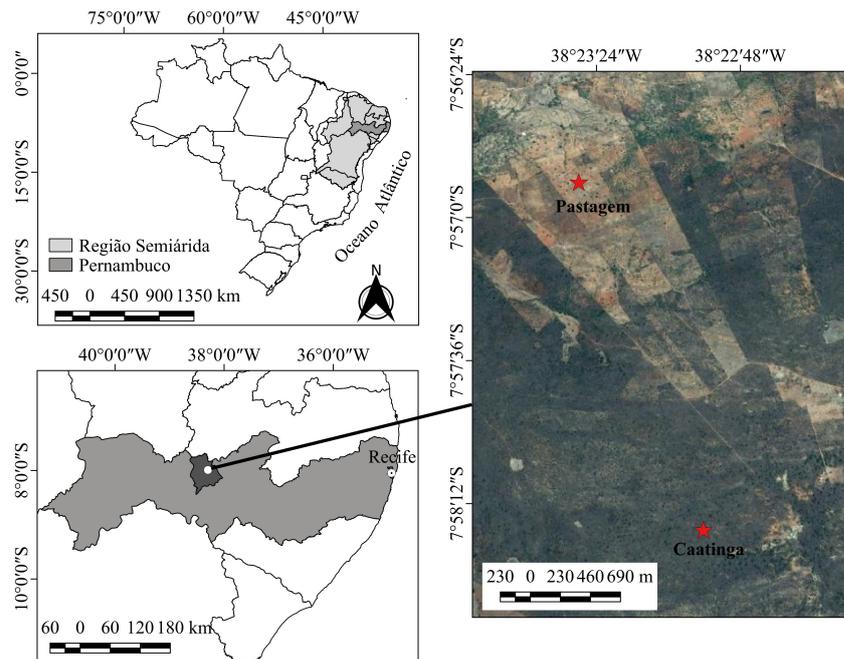
Em regiões áridas e semiáridas, é necessário o estudo do efeito da variabilidade do clima nos fluxos de energia, água e carbono, tanto para melhorar o conhecimento dos mecanismos de troca dos mesmos, como para prever os possíveis efeitos de mudanças climáticas nessas regiões, fornecendo também aos pesquisadores informações para melhorar e validar seus modelos climáticos (LIU; LI; WANG, 2011). Nesse contexto, o presente trabalho teve como objetivo avaliar a variabilidade sazonal e interanual dos fluxos de energia, água e carbono em área de pastagem degradada e de caatinga no semiárido pernambucano.

3.2. Material e Métodos

3.2.1. Área de estudo

As medições dos fluxos de energia, água e carbono foram realizadas em área de pastagem degradada (PA) e de caatinga (CA) distanciadas em 2,5 km (Figura 3.1). O clima é classificado segundo Köppen, como BSw^h, sendo caracterizado como quente e semiárido, com chuvas de verão concentradas entre dezembro e maio (85%). A precipitação média anual é de aproximadamente 640 mm e a temperatura do ar média mensal varia entre 23,1 e 26,7 °C, com média anual de 25,2 °C.

Figura 3.1 – Mapa de localização das áreas de estudo.



A área de pastagem degradada, com 18 ha, está localizada na Fazenda Lagoinha ($7^{\circ}56'50,53''$ S e $38^{\circ}23'29,11''$ O, 450 m), município de Serra Talhada-PE. A PA antes de 2012 era composta principalmente por capim corrente (*Urochloa mosambicensis*), mas devido ao prolongado período de seca que teve início em 2012 e ao aumento na pressão de pastejo, houve uma ocupação gradual de plantas espontâneas. Durante a estação chuvosa, a PA é pastejada por ovinos e bovinos e na estação seca a maior parte do solo fica completamente exposto à radiação solar e à chuva. O solo predominante da PA é o Luvissole Crômico (SANTOS et al., 2013), cujas profundidades variaram de 0,40 a 0,50 m e a textura predominante foi a Franco-Argilo-Arenosa (SOUZA et al., 2015).

A área da caatinga (CA), com aproximadamente 270 ha, está localizada na Fazenda Buenos Aires ($7^{\circ}58'5,20''$ S e $38^{\circ}23'2,62''$ O, 430 m), município de Serra Talhada-PE. Essa vegetação nativa não sofreu extração de madeira por um período de aproximadamente 30 anos antes do início do presente trabalho, sendo a vegetação composta por espécies caducifólias, com predominância de angico (*Anadenanthera colubrina*), baraúna (*Schinopsis brasiliensis*), catingueira (*Caesalpinia pyramidalis*), jurema-preta (*Mimosa tenuiflora*), mandacaru (*Cereus jamacaru*), marmeleiro (*Croton sonderianus*), pau-ferro (*Caesalpinia ferrea*) e pereiro (*Aspidosperma pyrifolium*). A área durante o período chuvoso é pastejada principalmente

por ovinos e bovinos. Os solos predominantes nessa área são o Neossolo Litólico e o Luvisolo Crômico (SANTOS et al., 2013), com profundidade variando entre 0,40 e 0,90 m.

3.2.2. Instrumentação

Medidas de fluxos turbulentos de calor sensível, calor latente e CO_2 foram realizadas continuamente acima do dossel da vegetação (1,5 m na PA e 2,5 m na CA) utilizando um sistema de covariância dos vórtices turbulentos (*eddy covariance* - EC). O sistema de EC é composto por um anemômetro sônico tridimensional (CSAT3, Campbell Scientific, Logan, Utah, EUA) e um analisador infravermelho de gás de caminho aberto (EC150, Campbell Scientific, Logan, Utah, EUA). Esses instrumentos foram instalados em torres metálicas à altura de 2 m na área da pastagem degradada e de 10 m na área de caatinga. As medidas de EC foram realizadas na frequência de 10 Hz (0,1 s) e as médias armazenadas em intervalos de 30 minutos. O período de monitoramento dos fluxos foi de quatro anos na área da pastagem (2012 - 2015) e de dois anos na área da caatinga (2014 - 2015).

Além da instrumentação de EC, as torres de cada área também foram equipadas com instrumentos para monitoramento do balanço de radiação de ondas longas e ondas curtas (CNR2, Campbell Scientific, Logan, Utah, EUA), temperatura do ar (108, Campbell Scientific, Logan, Utah, EUA), chuva (pluviômetro eletrônico modelo TE525, Campbell Scientific, Logan, Utah, EUA), conteúdo de água no solo (CS616, Campbell Scientific, Logan, Utah, EUA) com sondas instaladas à 10, 20, 30 e 40 cm de profundidade, temperatura do solo (108, Campbell Scientific, Logan, Utah, EUA) com sensores instalados nas mesmas profundidade dos sensores do conteúdo de água no solo, fluxo de calor no solo à 5 cm de profundidade (HFP01, Hukseflux, Delft, Holanda). Os dados foram medidos a cada minuto e armazenados em uma central de aquisição de dados (CR1000, Campbell Scientific, Logan, Utah, EUA), em intervalos de 30 minutos.

3.2.3. Processamentos dos dados e obtenção dos fluxos

O cálculo dos fluxos de calor sensível (H), latente (LE), e de dióxido de carbono (FCO_2), foi realizado utilizando a técnica da covariância dos vórtices turbulentos. Para tanto foi utilizado o programa Alteddy versão 3.8 (Alterra - <<http://www.climatexchange.nl/projects/alteddy>>). O programa calcula as flutuações turbulentas em intervalos de 30 minutos, realizando uma série de

correções necessárias para a estimativa dos fluxos, conforme a metodologia sugerida por Aubinet et al. (1999).

Os fluxos de calor sensível (H), calor latente (LE) e CO_2 (FCO_2) são, respectivamente, calculados pela covariância entre as flutuações da velocidade vertical do vento (w') e o escalar (variável de interesse), pelas seguintes equações:

$$H = \rho_m C_m \overline{w'T'} \quad (3.1)$$

$$LE = \rho_m L \overline{w'q'} \quad (3.2)$$

$$FCO_2 = \overline{\rho_d w's'} \quad (3.3)$$

sendo, ρ_m e C_m , respectivamente, a massa e o calor específico da mistura de ar, $\overline{w'T'}$ a média da covariância da flutuação da velocidade vertical do vento e da flutuação da temperatura do ar, L o calor latente de vaporização, $\overline{w'q'}$ a média da covariância da flutuação da velocidade vertical e da flutuação da umidade específica, FCO_2 é o fluxo de CO_2 , $\overline{\rho_d w's'}$ a média da covariância da flutuação da velocidade vertical e a flutuação da concentração de carbono (ARRUDA, 2011; BURBA; MADSEN; FEESE, 2013).

O armazenamento de água no solo (AAS) foi calculado a partir dos registros de conteúdo volumétrico de água no solo medidos com sonda do tipo TDR nas profundidades de 10, 20, 30 e 40 cm, a partir da regra do trapézio para a camada de solo de 0-40 cm.

O fluxo de calor no solo (G) foi medido a 0,05 m de profundidade, porém se necessita dos valores na superfície do solo. Deste modo, o G foi obtido pela Equação 3.4, de acordo com Kustas et al. (2000):

$$G = G_p + \frac{\Delta T_S C D}{t} \quad (3.4)$$

sendo: G_p a medição do fluxo de calor pelo fluxímetro em 0,05 m ($W m^{-2}$), ΔT_S a variação na temperatura média do solo ($^{\circ}C$) durante o período de medição, C a capacidade térmica volumétrica do solo ($MJ m^{-3} ^{\circ}C^{-1}$), D a profundidade do fluxímetro (m) e t a duração do período de medição (s).

O valor de C foi estimado somando-se as capacidades caloríficas dos vários constituintes do solo, ponderados de acordo com suas frações de volume, com base em de Vries (1966):

$$C = 1,92f_m + 2,51f_0 + 4,18\theta \quad (3.5)$$

sendo f_m a fração de volume dos minerais (0,47), f_o a fração de volume da matéria orgânica (0,03) e θ o conteúdo volumétrico de água no solo. O conteúdo volumétrico de água no solo utilizado foi obtido, a cada 30 minutos, por uma sonda do tipo TDR (Reflectância no Domínio do Tempo) instalada na profundidade de 0,10 m.

A evapotranspiração (ET) foi calculada a partir do fluxo de calor latente (LE) e do calor latente de vaporização (λ), na escala diária como:

$$ET = \frac{LE}{\lambda} \quad (3.6)$$

sendo, ET em mm dia⁻¹, LE o fluxo de calor latente em MJ m⁻² dia⁻¹ e λ considerado constante, igual a 2,45 MJ kg⁻¹.

O grau de limitação do suprimento de água na evapotranspiração foi avaliado a partir da determinação do coeficiente de Priestley-Taylor (PRIESTLEY; TAYLOR, 1972), como:

$$\alpha_{PT} = \frac{LE}{\left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma}\right) Ra} \quad (3.7)$$

sendo, Ra a energia disponível, dada por $Rn = (H + LE + G)$ na formulação original de Priestley-Taylor, γ a constante psicométrica (0,063 kPa °C⁻¹) e Δ a declividade da curva de pressão de vapor (kPa °C⁻¹). Neste trabalho, Ra foi assumida como $H + LE$ para evitar problema relacionado com o fechamento do balanço de energia (BARR et al., 2002; KRISHNAN et al., 2006; KRISHNAN et al., 2012). Geralmente, quando há disponibilidade de água no solo ($\alpha_{PT} \geq 1$), a evapotranspiração é controlada pela energia disponível (Ra).

Para avaliar o comportamento dos fluxos de energia, água e carbono nos períodos úmido e seco, foi escolhido um intervalo cinco meses, sendo o período úmido de 01/01/2014 a 31/05/2014 e o período seco de 01/06/2014 a 31/10/2014.

3.2.4. Preenchimento de falhas

Os dados registrados, a cada 30 minutos, dos fluxos turbulentos e das variáveis meteorológicas foram filtrados para remoção de valores anômalos que ocorrem devido eventos estocásticos, como relâmpagos, vento, chuvas, além mau funcionamento dos sensores (KRISHNAN et al., 2012; KUNWOR et al., 2017). Além disso, problemas no fornecimento de

energia provocaram perdas adicionais nos dados, principalmente no período noturno, gerando lacunas no conjunto de dados.

Assim, as lacunas de dados foram preenchidas utilizando o pacote REddyProc (REICHSTEIN et al., 2016), no ambiente R (R Core Team, 2016). Para o preenchimento dos dados, o pacote REddyProc faz covariação dos fluxos com as variáveis meteorológicas e autocorrelação temporal dos fluxos (REICHSTEIN et al., 2005).

Além disso, foram utilizados dados da radiação global (R_g) e de chuva de uma estação meteorológica do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), estação A350, localizada no município de Serra Talhada-PE a cerca de 10 km das áreas de PA e CA. Os dados de chuva da estação A350 foram utilizados para preenchimento das lacunas quando houve falha no registro de chuva pelos pluviômetros das torres da PA e CA.

3.2.5. NDVI

Os dados do índice da vegetação por diferença normalizada (NDVI) foram obtidos a partir de imagens do sensor orbital MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), com resolução espacial de 250 m e composição de 16 dias, disponíveis no banco de dados da EMBRAPA (<<http://www.modis.cnptia.embrapa.br>>). A janela de um pixel foi considerada como representativo das condições de cada local de estudo, permitindo obter uma série do NDVI no mesmo ponto durante todo o período de estudo.

Apesar das correções e filtragens das imagens realizadas pela NASA para a composição de 16 dias, alguns valores espúrios do NDVI ($< 0,2$) foram encontrados durante as estações chuvosas. Nesses casos isolados, os valores espúrios foram substituídos pela média entre os valores anterior e posterior.

3.2.6. Análise estatística

Os valores diários das variáveis meteorológicas, bem como dos fluxos de energia e carbono foram computados na escala anual e por período (úmido e seco) e obtido os intervalos de confiança ($\pm 95\%$ IC) de cada variável a partir de reamostragem utilizando o *bootstrap* (EFRON; GONG, 1983). O intervalo de confiança foi calculado a partir das séries de dados reamostradas 1000 vezes de forma aleatória. Considerou-se diferença significativa ($p < 0,05$) entre os anos

e/ou entre áreas de quando houve sobreposição dos intervalos de confiança da variável em relação aos valores médios ou totais $\pm 95\%$ IC (ARRUDA et al., 2016).

3.3. Resultados

3.3.1. Variáveis meteorológicas

O ciclo anual da média diária da radiação global (Rg), temperatura da ar (Tar), déficit de pressão de vapor (DPV), chuva e armazenamento de água no solo (0-40 cm de profundidade) na PA e na CA são apresentados na Figura 3.2.

Durante o período avaliado, a Rg variou entre 5,8 e 28,5 MJ m⁻² dia⁻¹, com média geral de 21,1 MJ m⁻² dia⁻¹. Apesar da grande oscilação dos valores diários, observa-se o ciclo sazonal da Rg, com menores valores no período de maio a agosto de cada ano. As menores oscilações diárias da Rg ocorreram no ano de 2015, o que está relacionado com a baixa nebulosidade associada aos poucos eventos de chuva, uma vez que neste ano foram registrados na estação meteorológica do INMET apenas 104 mm distribuídos em 21 eventos nesse ano (Tabela 3.1).

As chuvas registradas na PA e na CA foram abaixo da média histórica da região (642 mm), sendo o ano de 2015 mais seco do que o ano de 2014. Em termos relativos, no período de estudo, os totais de chuva anual corresponderam a 38 e 51% da média histórica para os anos mais seco e chuvoso, respectivamente. Segundo registros de chuva da Agência Nacional de Águas (ANA), o ano de 2015 está entre os mais secos da região em comparação com a base de dados do período de 1978 a 2014. A variação entre o número dos eventos de chuva na PA e na CA demonstra uma alta variabilidade espaço-temporal desse elemento, uma vez que a distância entre as áreas é de apenas 2,5 km.

A Tar na PA foi maior do que na CA independentemente do ano e período (úmido ou seco), com diferença variando entre 1,5 e 2,1 °C (Tabela 3.1). Em ambas as áreas foi constatado que em 2015 a Tar média anual foi maior do que no ano de 2014. Em relação ao período úmido e seco, não houve diferença estatística entre a Tar na PA, diferentemente da CA.

Na PA, o DPV foi frequentemente maior do que 1,0 kPa, com os menores valores ocorrendo no período em que houve chuva com vários eventos consecutivos, sendo esse mesmo comportamento também observado na CA. Em ambas as áreas, o DPV foi maior após o mês de

Figura 3.2 – Variáveis meteorológicas: Radiação global (Rg), temperatura do ar (Tar), déficit de pressão de vapor (DPV), chuva e armazenamento de água no solo (AAS) nas áreas de pastagem degradada (PA) e caatinga (CA).

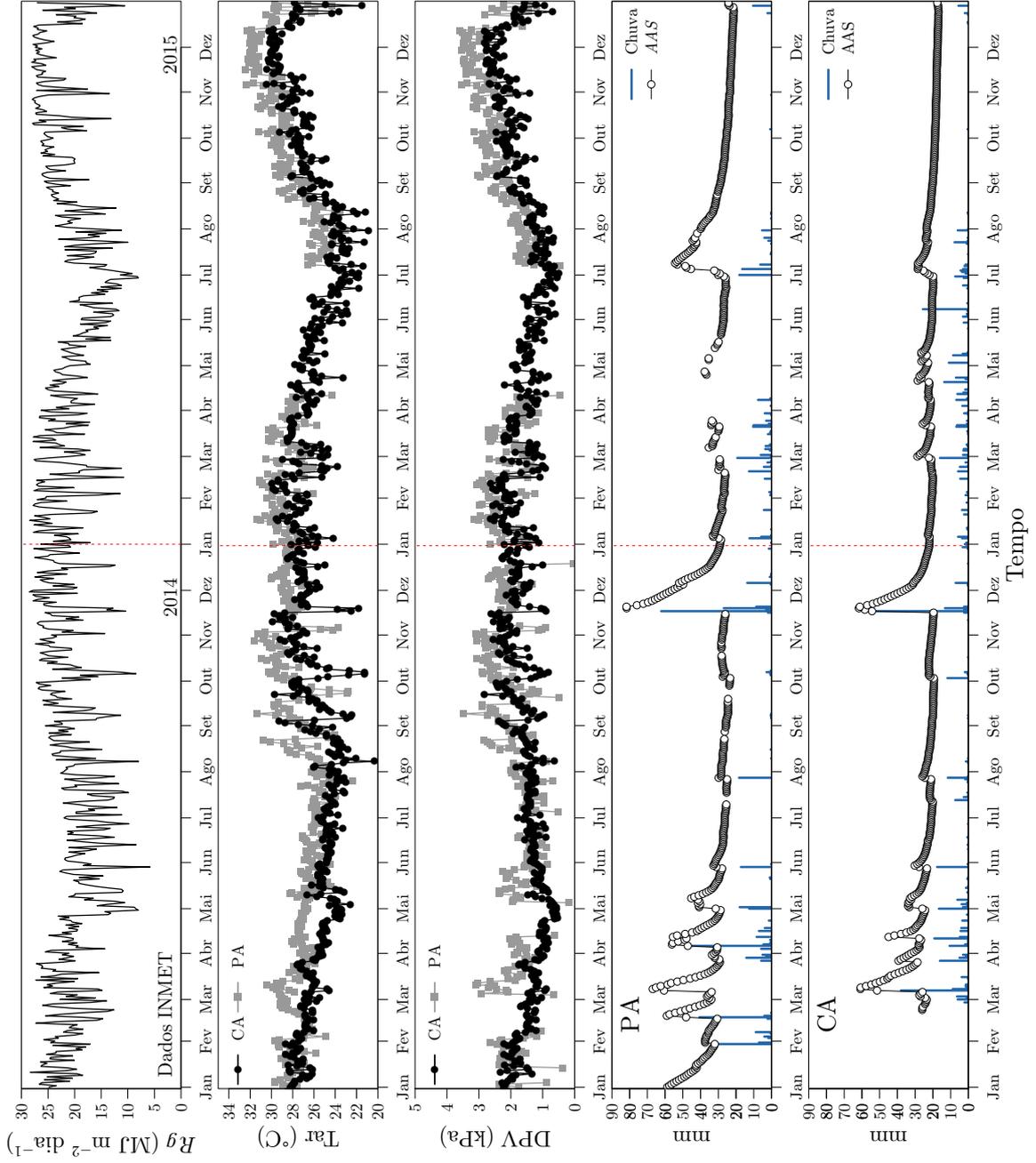


Tabela 3.1 – Valores anuais de variáveis meteorológicas nas áreas de pastagem degradada e caatinga.

Áreas	Pastagem degradada					Caatinga				
	2014	2015*	2014-2015	Úmido	Seco	2014	2015	2014-2015	Úmido	Seco
Chuva	387	171	558	237	28	330	242	572	198	43
Nº chuva	34	30	64	22	4	41	48	89	27	7
Tar	27,4 ^{Ba}	28,6 ^{Aa}	27,9 ^a	27,5 ^{Aa}	27,0 ^{Aa}	25,8 ^{Bb}	26,5 ^{Ab}	26,2 ^b	26,0 ^{Ab}	25,1 ^{Bb}
DPV	1,9 ^{Ba}	2,3 ^{Aa}	2,1 ^a	1,9 ^{Aa}	1,9 ^{Aa}	1,5 ^{Ab}	1,7 ^{Ab}	1,6 ^b	1,3 ^{Ab}	1,6 ^{Aa}
AAS	35,1 ^{Aa}	28,8 ^{Ba}	32,1 ^a	39,3 ^{Aa}	26,8 ^{Ba}	26,5 ^{Ab}	20,9 ^{Bb}	23,5 ^b	31,7 ^{Ab}	21,6 ^{Bb}

Úmido - período de 01/01/2014 à 31/05/2014; Seco - período de 01/06/2014 à 31/10/2014. *Falhas nos dados durante 86 dias (12/04/2015 - 06/07/2015). Nº chuva - número de eventos de chuva, Tar - temperatura do ar (°C), DPV - déficit de pressão de vapor (kPa), AAS - armazenamento de água no solo (mm). Chuva em mm. Valores seguidos por letras maiúsculas iguais não diferem entre os anos e/ou períodos na mesma área, enquanto que letras minúsculas iguais indicam que não há diferença entre as áreas no mesmo ano e/ou períodos a 95% de probabilidade.

setembro, que coincide com a seca na qual os eventos de chuva são menos frequentes e assim, o ar torna-se mais seco. Comparando ambas áreas, o DPV seguiu o mesmo comportamento da Tar, com exceção do período seco que o DPV foi igual em que ambas as áreas.

Os maiores valores do armazenamento de água no solo (AAS) ocorreram após eventos de chuva superiores a 50 mm, ou quando houve vários eventos consecutivos de chuva com menor magnitude (Figura 3.2). Na PA, o AAS variou de 20,2 a 81,8 mm, respectivamente para os períodos de falta e de presença de chuva. Após o aumento do conteúdo de água no solo, que ocorreu em média para eventos de chuva individuais ou acumulados maiores do que 50 mm, os processos de drenagem e evapotranspiração retiram água do perfil do solo reduzindo o AAS a valores de mesma magnitude aos observados antes da chuva. O valor máximo do AAS na PA ocorreu após registro de chuva durante cinco dias consecutivos (16/11/2014 - 20/11/2014), que totalizaram 103 mm. Nessa ocasião, o solo atingiu baixos valores do AAS (20,2 mm) 45 dias após ter atingido o valor máximo do AAS.

A variação do AAS na CA ocorreu de forma semelhante PA, porém o AAS variou de 16,8 a 61,7 mm (Figura 3.2). O valor máximo do AAS ocorreu em 20/11/2014 e retornou para valores baixos 48 dias após o aumento do conteúdo de água no solo. Apesar da menor amplitude de variação do AAS na CA, o solo dessa área levou mais tempo para atingir os valores mínimos do AAS do que na PA. Esse comportamento pode estar relacionado ao efeito do dossel, uma vez que as superfícies dos solos da CA estão menos expostas à radiação solar do que na PA.

O AAS médio anual aumenta com a chuva (Tabela 3.1), entretanto a distribuição da

chuva também afeta diretamente o *AAS*. O maior total de chuva na PA ocorreu em 2014, porém o valor médio anual do *AAS* desse ano não diferiu estatisticamente do *AAS* no ano mais seco (2015). Na CA, também houve diferença significativa no *AAS* médio anual entre os anos de 2014 e 2015. Comparando entre as áreas, o *AAS* na PA foi maior do que na CA independentemente do ano ou período (úmido ou seco).

3.3.2. Fluxos de energia

Para avaliar as medidas dos fluxos de calor sensível (H) e calor latente (LE), obtidos a partir da EC, foi realizada análise do fechamento do balanço de energia. Esse procedimento consistiu em comparar a soma do fluxo de calor latente e calor sensível ($H + LE$) e a energia disponível ($Rn - G$) a partir de regressão linear, sendo realizado antes do preenchimento dos dados. Com exceção para o período úmido, o fechamento do balanço de energia apresentou baixos valores nas duas áreas, com tendência de menores coeficiente de inclinação para no ano mais seco (Tabela 3.2).

A variação sazonal do saldo de radiação na escala diária em ambas áreas (Figura 3.3) foi semelhante a variação do Rg (Figura 3.2). Na PA o Rn variou de 1,78 a 19,11 MJ m⁻² dia⁻¹ durante todo o período de estudo (2014 a 2015). No período de junho a julho de 2015, foram registrados os menores valores de Rn , com valor médio nesse período de 7,65 MJ m⁻² dia⁻¹.

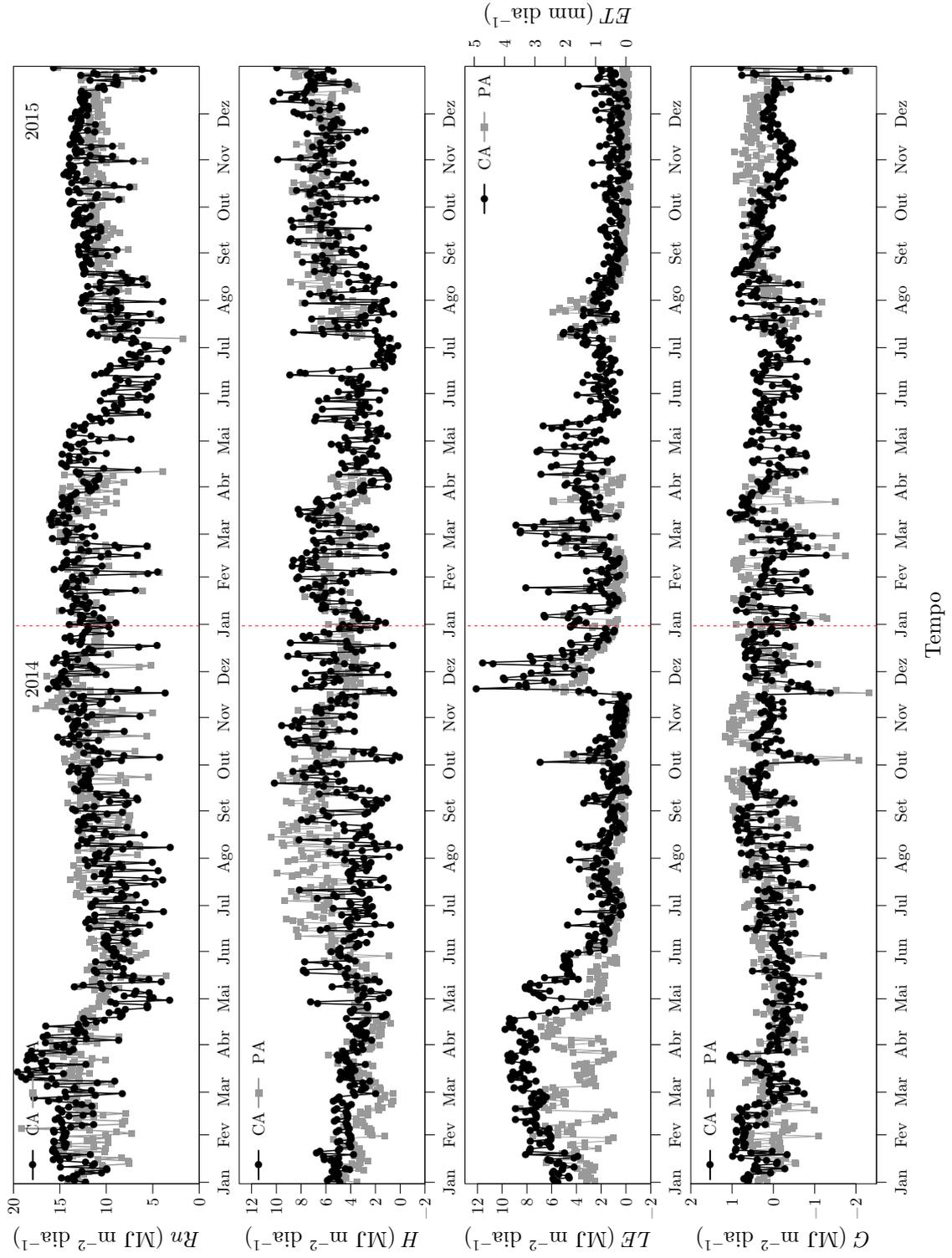
Na área da CA, a amplitude da variação do Rn foi próxima a PA, sendo registrado durante o período de 2014 a 2015 uma variação de 3,10 e 19,56 MJ m⁻² dia⁻¹. Os períodos com menores valores do Rn na CA coincidem com a PA, uma vez que essa variável depende também da radiação global. No período de junho e julho de 2014, o Rn médio na CA foi de 8,86 MJ m⁻²

Tabela 3.2 – Coeficientes da regressão linear do fechamento do balanço de energia anual em área de pastagem degradada e caatinga.

Áreas	Pastagem degradada					Caatinga				
	2014	2015*	2014-2015	Úmido	Seco	2014	2015	2014-2015	Úmido	Seco
a	0,54	0,49	0,51	0,41	0,45	0,54	0,49	0,51	0,78	0,47
b [W m ⁻²]	24	24	24	49	39	20	19	20	38	30
R^2	0,68	0,70	0,68	0,56	0,66	0,53	0,49	0,50	0,81	0,55
$\Sigma(H + LE)/\Sigma(Rn - G)$	0,72	0,74	0,73	0,65	0,70	0,71	0,66	0,68	1,12	0,72

Úmido - período de 01/01/2014 à 31/05/2014; Seco - período de 01/06/2014 à 31/10/2014. *Falhas nos dados durante 86 dias (12/04/2015 - 06/07/2015). a e b são respectivamente o coeficiente de inclinação e interceptação da regressão linear ($y = ax + b$).

Figura 3.3 – Fluxos de energia: Saldo de radiação (Rn), calor sensível (H), calor latente (LE) e calor no solo (G) para as áreas de pastagem degradada (PA) e caatinga (CA).



dia⁻¹. Em termos anuais, em 2014, o Rn na CA foi muito próximo a PA, mas, devido ao período de falha na aquisição dos dados em 2015 na PA o Rn médio anual foi menor do que na CA (Tabela 3.3).

Com relação ao H e LE , observa-se em ambas as áreas, durante a maior parte do ano, que o H foi superior ao LE . Na PA, o H variou entre 0,51 e 11,93 MJ m⁻² dia⁻¹, sendo esse último valor registrado no ano de 2014, ano mais seco entre os anos monitorados. O H de maneira geral apresentou um comportamento sazonal na PA, normalmente aumentando de março ($\approx 2,0$ MJ m⁻²) até setembro ($\approx 10,0$ MJ m⁻²) e em seguida apresentando uma redução nos valores de H . O comportamento do H na CA foi semelhante ao da PA. No entanto, houve maior oscilação entre os valores diários do H na CA do que na PA (Figura 3.3).

Em termos anuais, H não houve diferença significativa entre as áreas e entre os anos. No entanto houve diferença significativa entre os períodos úmido e seco de na PA. O H durante o período seco na PA cerca de duas vezes maior do que no período úmido. Na CA não houve diferença estatística para o H entre os períodos úmido e seco. Essa diferença no H (entre o período úmido e seco na PA) está diretamente relacionada com a disponibilidade de água no solo, uma vez que foi baixa a quantidade de chuva durante o período seco. O LE médio da CA, com exceção do período seco, foi maior do que o LE da pastagem. Comparando a mesma área entre os anos de 2014 e 2015, observou-se que o LE médio anual de 2014 foi maior do que em 2015, devido a maior quantidade de chuva registrada em 2015. Durante o período úmido, tanto na PA como na CA, o LE foi maior do que o H , com a maior diferença entre os períodos ocorrendo na CA (Tabela 3.3). Não houve diferença significativa para o G tanto na comparação entre os anos na mesma área, como também comparando entre as áreas.

Como o armazenamento de água no solo na camada 0-40 cm na CA foi menor do que na PA (Tabela 3.1), o LE , e conseqüentemente a ET , na CA foi maior do que na PA em 2014 e 2015 (Tabela 3.3). O coeficiente de Priestley-Taylor, α_{PT} , indica que em ambas as áreas a ET foi controlada pela disponibilidade de água no solo, porém o valor médio anual de α_{PT} na CA foi maior do que na PA.

Na PA, é mais evidente que durante a maior parte do ano o H é maior do que o LE , uma vez que enquanto H atingiu valores na ordem de 10 MJ m⁻² dia⁻¹, o LE foi próximo a zero em alguns meses do ano. Durante os dois anos dos fluxos na PA, o LE diário variou de -0,31 a 8,52

Tabela 3.3 – Valores anuais dos componentes do balanço de energia e evapotranspiração nas áreas de pastagem degradada e caatinga.

Áreas	Pastagem degradada					Caatinga				
	2014	2015*	2014-2015	Úmido	Seco	2014	2015	2014-2015	Úmido	Seco
<i>Rn</i>	11,40 ^{Aa}	8,40 ^{Bb}	9,90 ^b	11,74 ^{Aa}	10,74 ^{Aa}	11,57 ^{Aa}	11,26 ^{Ab}	11,42 ^a	12,56 ^{Aa}	10,27 ^{Ba}
<i>H</i>	4,82 ^{Aa}	4,27 ^{Aa}	4,55 ^a	3,13 ^{Bb}	6,70 ^{Aa}	4,39 ^{Aa}	4,78 ^{Aa}	4,58 ^a	4,16 ^{Aa}	4,35 ^{Ab}
<i>LE</i>	2,29 ^{Ab}	0,87 ^{Bb}	1,58 ^b	3,59 ^{Ab}	0,96 ^{Ba}	4,16 ^{Aa}	2,12 ^{Ba}	3,14 ^a	6,85 ^{Aa}	1,61 ^{Ba}
<i>G</i>	0,16 ^{Aa}	0,19 ^{Aa}	0,17 ^a	0,01 ^{Aa}	0,29 ^{Aa}	0,10 ^{Aa}	0,06 ^{Aa}	0,08 ^a	0,11 ^{Aa}	0,11 ^{Aa}
<i>H/Rn</i>	0,46	0,52	0,49	0,28	0,66	0,37	0,42	0,40	0,35	0,42
<i>LE/Rn</i>	0,20	0,11	0,16	0,31	0,10	0,37	0,20	0,28	0,58	0,18
<i>G/Rn</i>	0,02	0,01	0,01	0	0,03	0	0	0	0	0
<i>ET</i>	341 ^{Ab}	130 ^{Bb}	470 ^b	221 ^{Ab}	60 ^{Bb}	620 ^{Aa}	316 ^{Ba}	936 ^a	422 ^{Aa}	101 ^{Ba}
α_{PT}	0,42 ^{Ab}	0,21 ^{Bb}	0,32 ^b	0,67 ^{Ab}	0,16 ^{Bb}	0,59 ^{Aa}	0,43 ^{Ba}	0,51 ^a	0,82 ^{Aa}	0,40 ^{Ba}

Úmido - período de 01/01/2014 à 31/05/2014; Seco - período de 01/06/2014 à 31/10/2014. *Falhas nos dados durante 86 dias (12/04/2015 - 06/07/2015). *Rn* - saldo de radiação, *H* - fluxo de calor sensível, *LE* - fluxo de calor latente, *G* - fluxo de calor no solo, *ET* - evapotranspiração (mm ano⁻¹), α_{PT} - coeficiente de Priestley-Taylor. *Rn*, *H*, *LE* e *G* são apresentados em MJ m⁻² dia⁻¹. Valores seguidos por letras maiúsculas iguais não diferem entre os anos e/ou períodos na mesma área, enquanto que letras minúsculas iguais indicam que não há diferença entre as áreas no mesmo ano e/ou períodos a 95% de probabilidade.

MJ m⁻² dia⁻¹. O *LE* superou o *H* apenas quando houve eventos de chuva, permanecendo no máximo por 18 dias maior do que o *H*, quando houve água disponível no solo, durante a estação chuvosa de 2014.

Assim como na PA, na área de caatinga os pulsos do *LE* ocorreram após os eventos de chuva. O *LE* na apresentou maior amplitude do que na PA, variando de -0,23 a 12,09 MJ m⁻² dia⁻¹. Além disso, em comparação com a PA, o *LE* na CA foi maior do que o *H* com mais frequência, sendo registrado um período máximo de 96 dias contínuos com *LE* maior do que *H* (janeiro a março de 2014). Durante os dois anos estudados, apenas cerca de 16% dos dias houve *LE* maior do que o *H* na PA e cerca de 37% dos dias na CA. Essa dinâmica do *H* e *LE* na CA em 2014 resultou em uma partição do *Rn* mais equilibrada, enquanto que a relação *H/Rn* e *LE/Rn* tiveram a mesma proporção, na PA a relação *H/Rn* foi maior que o dobro da relação *LE/Rn* (Tabela 3.3).

Em relação ao fluxo de calor no solo, esse componente apresentou sazonalidade semelhante ao *Rn* e em ambas áreas esse foi o menor componente do balanço de energia, variando de -2,61 a 1,23 MJ m⁻² dia⁻¹ na PA e -1,75 a 1,04 MJ m⁻² dia⁻¹ na CA. A relação *G/Rn* foi maior na PA do que na CA, uma vez que devido ao pastejo, o solo da PA fica mais exposto aos raios solares e como consequência o *G* aumenta (Figura 3.3).

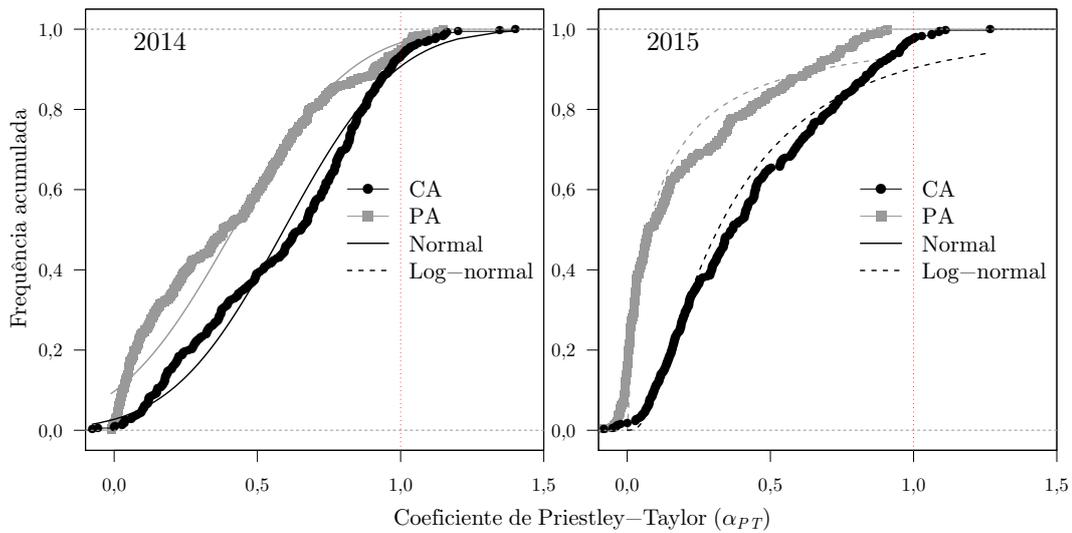
Na Figura 3.3, também é apresentada a evolução da evapotranspiração (ET) na PA e na CA para os períodos de monitoramento de cada área. Na PA, o máximo valor diário da ET foi de $3,5 \text{ mm dia}^{-1}$, enquanto que na CA foi de $4,9 \text{ mm dia}^{-1}$, sendo portanto o máximo valor diário da ET cerca de 40% maior na CA em comparação com a PA. A maior ET na CA está associada com as características da vegetação, que além das diferenças fisiológicas, o dossel da CA intercepta uma fração da água da chuva e a maior parte dessa água interceptada retorna à atmosfera na forma de vapor d'água.

A relação ET /chuva na CA foi de aproximadamente 1,9 em 2014 (Tabela 3.1 e Tabela 3.3). Em estudos de balanço hídrico é possível encontrar ET maior do que a chuva em um determinado período, principalmente devido à presença de água no solo em momentos anteriores não contabilizada no início do monitoramento. Embora o monitoramento na CA tenha começado em 2014, dados de chuva na PA mostram que no final do ano de 2013 foram registrados $141,22 \text{ mm}$ (18/12/2013 a 22/12/2013) (ver (SOUZA, 2014)), e dessa forma, esse volume de água contribuiu significativamente para ocorrência de altos valores de ET no começo do ano de 2014. A ET nesse período inicial foi de $154,8 \text{ mm}$ na CA. No geral a ET anual na área da caatinga foi maior do que as chuvas registradas em 2014 e 2015, diferentemente da pastagem degradada que em todos os anos teve ET inferior as chuvas. No entanto a maior relação ET /chuva na pastagem foi de 0,88 no ano de 2014.

A distribuição de frequência acumulada para o coeficiente de Priestley-Taylor, α_{PT} , indica que a maior parte dos valores de α_{PT} são menores que 1,0 (Figura 3.4). Nos anos cuja a chuva anual foi próxima à média histórica da região, apenas cerca de 4 e 6% dos dias tiveram valores de α_{PT} maiores do que 1,0 na PA e CA, respectivamente. Na PA, durante o ano de 2015, não houve valores de α_{PT} maiores do que 1, enquanto que na CA o α_{PT} atingiu valores maior do que 1 nesse mesmo ano.

Em ambas as áreas, a disponibilidade de água no solo foi o principal fator no controle da ET . Na Figura 3.4 observa-se ainda que, a forma da distribuição de frequência do α_{PT} varia de acordo com a chuva, principalmente em função da distribuição anual da chuva (Figura 3.2). Nos anos em que a distribuição da chuva foi mais concentrada, o α_{PT} apresentou distribuição de frequência do tipo log-normal, sendo esse comportamento mais evidente na PA. Na CA, a distribuição de frequência normal teve um bom ajuste ao α_{PT} para os dois de monitoramentos,

Figura 3.4 – Distribuição de frequência acumulada do coeficiente de Priestley-Taylor (α_{PT}) nas áreas de pastagem degradada (PA) e caatinga (CA).



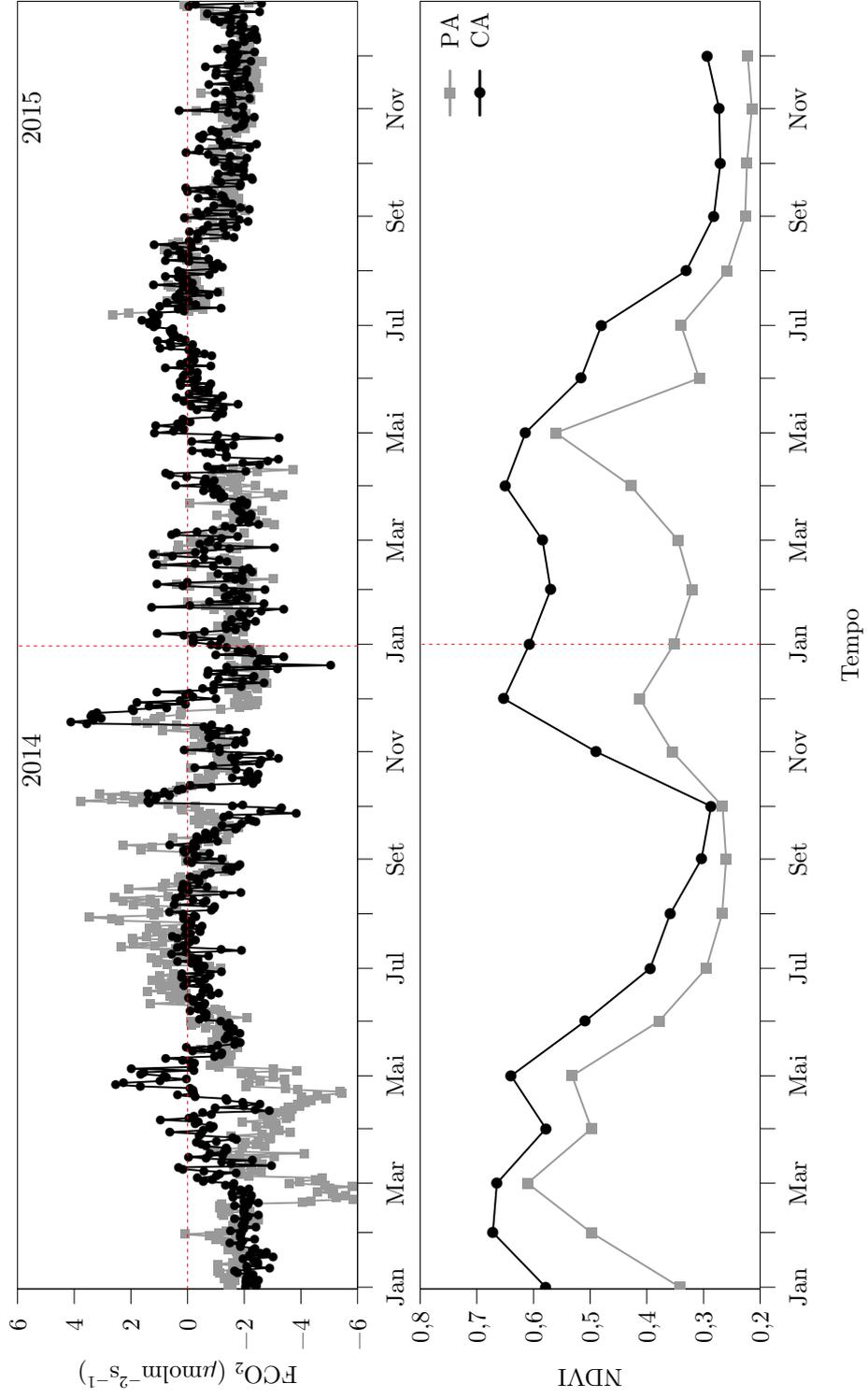
independentemente do regime de chuva de 2015. Os valores do α_{PT} na PA nos anos mais secos são inferiores aos reportados em áreas de pastagens no semiárido dos Estados Unidos (KRISHNAN et al., 2012) e em pastagem degradada no semiárido da China (HUIZHUI; JIANWU, 2012).

3.3.3. Fluxo de carbono

A evolução diária do fluxo de CO_2 (FCO_2) nas áreas de pastagem degradada e caatinga são apresentadas na Figura 3.5. Os valores positivos indicam fluxos da vegetação para atmosfera, indicando que os processos respiratórios foram maiores do que a fotossíntese, e os negativos indicam que a absorção pela vegetação devido à atividade fotossintética foi maior do que a respiração. Considerando todo o período de estudo, na PA o FCO_2 variou de $-5,84$ a $3,76 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, enquanto que na CA variou entre $-5,06$ e $4,12 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

Em ambas as áreas, observa-se o comportamento sazonal do FCO_2 com valores predominantemente positivos durante o período de junho a setembro e valores predominantemente negativos entre novembro e março. Esses períodos correspondem respectivamente a uma parte das estações seca e chuvosa. Na estação seca (exemplo julho a setembro de 2014), o FCO_2 na escala diária oscilou entre valores negativos e positivos (próximos à zero). Após uma chuva de 62,2 mm na PA e 57,2 mm na CA, em 17/11/2014, o FCO_2 atingiu valores de 1,41 e $3,55 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, respectivamente na PA e CA. Em seguida, a

Figura 3.5 – Fluxo de CO₂ e chuva na escala diária e NDVI mensal nas áreas de pastagem degradada (PA) e de caatinga (CA).



vegetação saiu do estado de dormência e iniciou a emissão de folhas e, dessa forma, a fotossíntese tornou-se maior do que a respiração do ecossistema permitindo que esse atue como um sumidouro de CO_2 . Em relação aos eventos de chuva e FCO_2 registrados em 17/11/2014, observou-se que na PA foram necessários 9 dias após o evento de chuva para o ecossistema atuar como sumidouro de CO_2 , enquanto que na CA foram necessários 13 dias.

Os períodos nos quais o fluxo de CO_2 foram negativos coincidem com os valores mais altos do NDVI, sobretudo quando o NDVI foi superior a 0,40 na PA e 0,50 na CA. Esse comportamento demonstra que o NDVI pode ser um bom indicador da dinâmica do FCO_2 nesses tipos de vegetação. No entanto, é necessário considerar que cada tipo de vegetação pode ter diferentes valores limites do NDVI que indicam quando o ecossistema atua como fonte ou sumidouro de CO_2 .

O balanço anual de carbono na PA e na CA mostrou que apesar do baixo regime pluviométrico, ambas as áreas atuaram como sumidouro de carbono (Tabela 3.4). Apesar do estado de conservação da pastagem, de acordo com o intervalo de confiança à 95% de probabilidade não há diferença estatística para o balanço anual de carbono, tanto entre os anos, como também entre as áreas. No período úmido, tanto a PA como a CA atuaram como sumidouro de carbono, sendo a troca líquida do ecossistema maior (em módulo) na PA do que na CA. Por outro lado, no período seco, a PA atuou como fonte de carbono, enquanto que a CA neste mesmo período teve o balanço negativo, indicando que a CA permaneceu atuando como sumidouro de carbono. Esse comportamento CA está associado com o fato de que apesar da caatinga ter maior fotossíntese durante o dia, a respiração durante a noite é bem maior do que a PA, resultando em um menor balanço de carbono (Figura 3.6).

Tabela 3.4 – Valores anuais do balanço de carbono e NDVI médio anual nas áreas de pastagem degradada e caatinga.

Áreas	Pastagem degradada					Caatinga				
	2014	2015*	2014-2015	Úmido	Seco	2014	2015	2014-2015	Úmido	Seco
<i>FC</i>	-4,21 ^{Aa}	-3,68 ^{Aa}	-7,88 ^a	-3,69 ^{Aa}	0,28 ^{Bb}	-3,40 ^{Aa}	-3,45 ^{Aa}	-6,85 ^a	-1,90 ^{Ab}	-1,10 ^{Aa}
NDVI	0,39 ^{Aa}	0,32 ^{Ab}	0,35 ^a	0,50 ^{Ab}	0,29 ^{Ba}	0,51 ^{Aa}	0,46 ^{Aa}	0,48 ^a	0,63 ^{Aa}	0,37 ^{Ba}

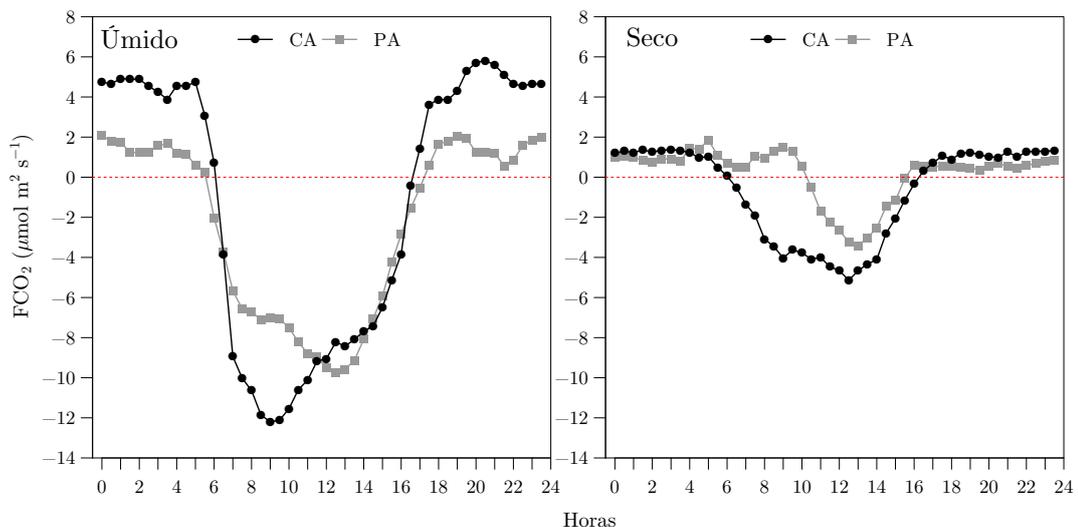
Úmido - período de 01/01/2014 à 31/05/2014; Seco - período de 01/06/2014 à 31/10/2014. *Falhas nos dados durante 86 dias (12/04/2015 - 06/07/2015) para o fluxo de carbono (FC , Mg ha^{-1}). Valores seguidos por letras maiúsculas iguais não diferem entre os anos e/ou períodos na mesma área, enquanto que letras minúsculas iguais indicam que não há diferença entre as áreas no mesmo ano e/ou períodos a 95% de probabilidade.

O NDVI anual na área da CA foi maior do que na PA, uma vez que nos meses de seca (que compreendem a maior parte do ano) a reflectância na CA é predominantemente dos galhos e troncos das árvores e do solo. Por outro lado, na PA após o pastejo o solo fica praticamente descoberto e o NDVI conseqüentemente, é baixo (Tabela 3.4). De maneira geral, o NDVI médio anual tendeu a aumentar com o total de chuva (Tabela 3.4; Tabela 3.1), no entanto, a mesma quantidade de chuva anual pode resultar em diferente produção de biomassa do ecossistema, dependendo da distribuição das chuvas (SOUZA et al., 2016).

Foi escolhido um intervalo de 150 dias para cálculo das médias horárias do fluxo de CO_2 , sendo considerado uma amostra do período úmido de 01/01/2014 - 31/05/2014, e do período seco de 01/06/2014 - 31/10/2014, com resultados apresentados na Figura 3.6.

Na Figura 3.6 são apresentados as médias horárias do FCO_2 para os períodos úmido e seco na PA e CA. Os valores horários do FCO_2 durante a noite na PA tiveram a mesma magnitude independentemente do período úmido ou seco, sendo próximos a $2,0 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, no entanto, durante o dia (entre 6:00 e 18:00 horas), o FCO_2 atingiu valores de $-9,74$ e $-3,41 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, respectivamente para os períodos úmido e seco. No período seco o curso diário do FCO_2 na PA permaneceu positivo durante uma parte do dia e apenas após as 12:00 horas houve um saldo negativo do CO_2 .

Figura 3.6 – Variação horária do fluxo de CO_2 em períodos úmido e seco na área de pastagem degradada (PA) e caatinga (CA). Valores compostos de média de 30 dias no período úmido (15/02/2014 - 16/03/2014) e no período seco (15/06/2014 - 14/07/2014).



A variação horária do FCO_2 durante o período úmido na CA foi maior do que na PA,

atingindo valores de $5,82 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ durante a noite e de $-12,20 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ durante o dia. Dessa forma, a respiração da CA foi de aproximadamente 2,8 vezes maior do que da PA no período úmido. No período seco o comportamento do $F\text{CO}_2$ na CA foi teve maior amplitude do que na PA, atingindo $1,39 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ durante a noite e $-5,14 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ durante o dia.

3.4. Discussão

3.4.1. Variáveis meteorológicas

Os menores valores da temperatura do ar na área da caatinga, CA, em relação à pastagem degradada, PA, mostram alguns dos efeitos causados pela substituição da vegetação nativa por outras plantas em sistema de monocultura. Em relação ao armazenamento de água no solo (*AAS*) 0-40 cm de profundidade, observou-se que na PA há um maior *AAS* do que na CA. Esse comportamento está relacionado com a partição da água da chuva nessas áreas. Em áreas de pastagem, dependendo do estado de conservação, o escoamento superficial pode representar cerca de 55% da água da chuva (COSTA et al., 2013), no entanto, Souza et al. (2015) reportaram escoamento superficial de 24% do total de chuva nessa mesma área.

Por outro lado, a vegetação da caatinga tem um papel importante minimizando o escoamento superficial (SANTOS et al., 2016), porém uma parte considerável da água da chuva é interceptada pelo dossel da vegetação (AMORIM; SAMPAIO; ARAÚJO, 2005). Uma parte da água interceptada escoar pelo tronco das árvores e atinge o solo, contribuindo para o *AAS*, e a outra parte retorna à atmosfera na forma de vapor d'água. Izidio et al. (2013) reportaram que escoamento pelo tronco é inferior à água retida no dossel da vegetação e ainda reportaram que cerca de 18% da chuva foi interceptada em uma área de caatinga. Entretanto, dependendo da área de caatinga, a interceptação pelo dossel pode representar 40% da chuva (AMORIM, 2013).

O comportamento do armazenamento de água no solo observado neste estudo corrobora com o reportado por Ribeiro et al. (2016) em um Neossolo Quartzarênico, que apesar de não ter diferença significativa, durante a estação chuvosa o conteúdo de água no solo da pastagem foi maior do que na caatinga a 10 cm de profundidade.

Embora o *AAS* observado na PA tenha sido maior do que na CA, o solo permanece

mais tempo úmido na CA (Figura 3.2), o que está associado à cobertura vegetal minimizando a evaporação da água no solo. Além disso, o sistema radicular das plantas da caatinga pode explorar um maior volume de solo, com profundidade efetiva de até 0,80 m dependendo das características do solo (COSTA, 2012; PINHEIRO; COSTA; ARAÚJO, 2013; COSTA et al., 2014). Dessa forma, é possível que haja mais água disponível para o crescimento das plantas na caatinga.

3.4.2. Fluxos de energia

O fechamento ideal do balanço de energia, por meio da relação $(Rn - G)$ vs. $(H + LE)$, é representado pelos coeficientes de inclinação e de interceptação próximos a 1 e a zero, respectivamente. De maneira geral, o coeficiente de inclinação tendeu a reduzir nos anos mais chuvosos para os anos mais secos, o que pode estar associado com uma subestimava sobretudo do H e do G nos anos mais secos. Embora os coeficientes da regressão linear (Tabela 3.2) sejam baixos, esses valores estão coerentes com os de outros trabalhos com balanço de energia reportados em outras áreas de pastagem (KRISHNAN et al., 2012) e caatinga (SOUZA et al., 2015).

Wilson et al. (2002) reportaram valores do coeficiente de inclinação da reta variando entre 0,53 e 0,99 e do coeficiente de interceptação variando entre -32,9 e 39,6 $W m^{-2}$. Zhang et al. (2007) encontraram valores de 0,98, para coeficiente de inclinação, e 0,77, para o R^2 , em pastagem esparsa no nordeste da Mongólia. Hao et al. (2007) encontraram valores da inclinação próximos a 0,70 em estepe no interior da Mongólia (Ásia). Krishnan et al. (2012), durante quatro anos de monitoramento, encontraram valores variando entre 0,71 e 0,91 de inclinação, e 18 e 37 $W m^{-2}$ para o interceptado em duas áreas de pastagem no semiárido nos Estados Unidos. Cabral et al. (2012), em área de cana-de-açúcar, reportaram o valor de 0,97 no sudeste do Brasil. Em vegetação de caatinga, (SOUZA et al., 2015) encontraram coeficiente de inclinação de 0,75 e interceptação de 5,6 $W m^{-2}$ durante seca intensa no nordeste brasileiro. Quando o coeficiente de inclinação é baixo, isso indica que as medidas de H ou LE , obtidos pelo método da covariância dos vórtices turbulentos, foram subestimadas (RANDOW et al., 2004; HAO et al., 2007; LIU; LI; WANG, 2011).

O Rn foi numericamente maior na CA do que na PA. Isso pode ser devido ao albedo que

normalmente é maior em pastagem, com valores próximos a 0,30 em razão do solo ficar parte do tempo sem cobertura vegetal, do que na caatinga, com valores entre 0,10 e 0,20 (CUNHA; ALVALÁ; OLIVEIRA, 2013; LOPES et al., 2010). O balanço de ondas curtas (BOC) é o componente que mais contribui no Rn , sendo que variações no albedo afetam diretamente o Rn (OLIVEIRA et al., 2015). Os valores do Rn observados neste estudo na CA são coerentes com os reportados por Souza et al. (2015) em área de caatinga em Petrolina-PE sob condições de seca intensa, variando de 6 a 18 MJ m⁻² dia⁻¹. Enquanto que em pastagem degradada, Feng e Liu (2016) reportaram valores de Rn atingindo cerca de 26 MJ m⁻² dia⁻¹ em região semiárida na China.

As variações de LE estão diretamente relacionadas às variações da chuva e do armazenamento de água no solo (Figura 3.3 e Figura 3.2). A fração do Rn convertida em LE aumentou nos períodos de maior chuva e, conseqüentemente, maior AAS (acima de 50 mm), sendo o LE superior ao H . No entanto, a maior parte do Rn foi convertida em H em ambas áreas, sendo em média 52% na PA e 40% na CA, enquanto que a fração do Rn convertida em LE (evapotranspiração) foi em média de 14% na PA e 28% na CA. Esse comportamento é típico de regiões com baixa disponibilidade de água. Em regiões semiáridas, a disponibilidade de água no solo é um fator chave no controle do fracionamento do Rn em H e LE , e segundo Jamiyansharav et al. (2011), o baixo suprimento de água no solo faz com que a energia disponível seja utilizada primeiramente para aquecer o ar e o solo e o restante fica disponível para a evapotranspiração.

O fluxo de calor sensível tendeu a ser maior nos anos com menores totais de chuva, o que está associado à própria quantidade reduzida de água (menor conversão do Rn em LE). Além disso, em anos com menor disponibilidade hídrica é possível que aumente a pressão de pastejo, uma vez que tanto a pastagem como a caatinga produzem menos biomassa. Estudando áreas de pasto sob diferentes intensidades de pastejo no mesmo período do ano, Li et al. (2000) verificaram que os valores de H aumentaram com a pressão de pastejo. Apesar da PA e CA apresentarem valores anuais do H semelhantes, a relação H/Rn na PA foi maior do que na CA, o que refletiu em uma maior temperatura do ar na PA. Comportamento semelhante do H e da temperatura do ar foi reportado por Yunusa et al. (2015), ao comparar pastagem com vegetação lenhosa.

Em relação ao fluxo de calor no solo, há uma variabilidade sazonal seguindo positivamente

o R_n . No entanto, foram encontrados baixos valores tanto na PA como na CA, sendo os valores do G na CA inferiores aos reportados por Souza et al. (2015). Apesar dos baixos valores do G , esse fluxo de energia na PA foi maior do que na CA o que está associado a maior exposição da superfície do solo à radiação solar na PA.

A ET mostrou que a transferência de água do sistema solo-planta para a atmosfera foi maior na CA do que na PA. Considerando todo o período de estudo, quatro anos na PA e os dois anos na CA, a ET média diária na CA foi $1,28 \text{ mm dia}^{-1}$, sendo cerca de 2,25 vezes maior do que na PA, que foi de $0,57 \text{ mm dia}^{-1}$. A ET respondeu às variações da chuva e do AAS , com os valores máximos ocorrendo nos períodos de maior armazenamento de água no solo. Nos períodos sem chuva, a ET permaneceu praticamente constante e apresentou alguns picos isolados devidos a alguns eventos pluviométricos ocorridos no período. Os valores médios diários da ET na PA foram inferiores aos estudos realizados por Qiu et al. (2011), que obtiveram valores médios de ET de $2,5 \text{ mm dia}^{-1}$, e Krishnan et al. (2012) na região do Arizona, que obtiveram valores que variaram de $2,8$ a $3,6 \text{ mm dia}^{-1}$. Em área de caatinga sob condições de seca, Souza et al. (2015) encontraram valor máximo de ET de $3,0 \text{ mm dia}^{-1}$, o que foi próximo ao valor máximo encontrado nesse estudo no ano de 2015 ($ET_{max} = 3,6 \text{ mm dia}^{-1}$).

A ET anual na PA representou de 76 a 88% da chuva, enquanto que na CA a ET anual foi superior aos registros de chuva. Essa alta relação ET /chuva na CA está associado a vários fatores. Como já discutido anteriormente, uma parte da água retida pelo dossel da vegetação evapora fazendo com que o sistema da covariância dos vórtices turbulentos quantifique essa quantidade de água. Além disso, como a profundidade efetiva do sistema radicular das plantas da caatinga pode atingir valores na ordem de $0,80 \text{ m}$ (COSTA, 2012; PINHEIRO; COSTA; ARAÚJO, 2013), a vegetação pode explorar maior volume de solo para absorção de água. Considerando a porosidade total média no perfil de solo (0-0,80 m) aberto próximo a torre da CA de $0,45 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, os $0,40 \text{ m}$ de solo abaixo da profundidade monitorada tem o potencial de armazenar 180 mm de água, que podem ser recarregados a partir do escoamento superficial e subsuperficial de áreas adjacentes e utilizados posteriormente pela vegetação.

Além disso, alguns trabalhos relatam mau funcionamento dos sensores durante os eventos de chuva, podendo ser necessário a remoção dos dados registrados nesses momentos (KRISHNAN et al., 2012; KIRSCHBAUM et al., 2015). Os totais da ET na CA nos dias em

que houve chuva foram respectivamente de 162,6 e de 103,5 mm para os anos de 2014 e 2015. Desconsiderando esses valores da ET anual, a relação ET /chuva passa a ser de 1,38 e 0,88 respectivamente nos anos de 2014 e 2015. Mesmo desconsiderando a ET nos dias chuvosos, a CA teve total de ET superior a PA, sendo esse comportamento também registrado em condições de alta disponibilidade de água comparando pastagem com a floresta amazônica (RANDOW et al., 2004).

A distribuição de frequência do coeficiente de Priestley-Taylor, α_{PT} , que indica o fator controlador da evapotranspiração (disponibilidade de água no solo e condições atmosféricas), foi afetada pelo total de chuva anual e principalmente pela distribuição da chuva ao longo do ano (Figura 3.4 e Figura 3.2). Durante os anos de seca ou com distribuição da chuva irregular, concentrada em um determinado período ou com eventos de altas intensidades, o α_{PT} apresentou distribuição do tipo log-normal sendo esse comportamento mais evidente na PA do que na CA. Os efeitos da distribuição da chuva no balanço hídrico, e conseqüentemente na vegetação são mais pronunciados em anos com baixo regime de chuva (SOUZA et al., 2016).

A alta disponibilidade de água no solo contribui para a elevação do α_{PT} para valores maiores do que 1, onde a ET passa ser controlada principalmente pela demanda da atmosfera (KRISHNAN et al., 2012). Na prática, quando distribuição de frequência do α_{PT} é log-normal, isso pode ser um indicativo que na maior parte do ano a ET ocorreu em condições de alto estresse hídrico, uma vez que pelo em menos 50% dos dias os valores do α_{PT} são inferiores a 0,2. Segundo Laio et al. (2001a), cerca de 75% de toda a água da chuva é convertida em ET sob condições de estresse em pastagens em região semiárida da África.

3.4.3. Fluxo de carbono

Em ambas as áreas, houve pulsos positivos de CO_2 após os eventos de chuva (Figura 3.5), uma vez que esses pulsos estão associados à atividade microbológica do solo, e a expulsão do ar do solo (efeito pistão), sendo mais comum ou com maior intensidade após um período de seca. De acordo com Jongen et al. (2011), a respiração do ecossistema depende fortemente do teor de água disponível e da temperatura do solo, com o aumento da respiração em altas temperaturas, quando há água disponível no solo. Portanto, a variação do FCO_2 é mais associada com a variação da chuva do que com a da ET (HUANG et al., 2010).

Os pulsos positivos de CO₂ em resposta aos eventos de chuva são comuns em vários ecossistemas, com variações quanto a magnitude. Em solo nu de um deserto salino na China, Liu, Li e Wang (2011) encontraram valores máximos de emissão de CO₂ na ordem de 0,70 a 0,77 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Em pastagens, Myklebust, Hipps e Ryel (2008) encontraram pulsos de CO₂ durante eventos de chuva no verão entre 7,0 e 8,0 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ e que reduziram para valores menores que 1,0 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, dois dias após a chuva. Em área de caatinga no semiárido brasileiro, Oliveira et al. (2006) relataram valores diários próximos a 5,0 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ após os primeiros eventos de chuva do período chuvoso.

O balanço anual de carbono considerando a troca de CO₂ na interface planta-atmosfera mostra que a PA e a CA tiveram comportamento semelhante, apesar da respiração na CA, em algumas horas do dia no período chuvoso, ser 3,6 maior do que na PA (Figura 3.6). Uma pastagem em região tropical sem limitações hídricas pode atingir valores de FCO_2 na ordem de -17 e -13 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ nas estações úmida e seca, respectivamente (RANDOW et al., 2004). Esses valores são respectivamente 42 e 225% maiores do que os encontrados neste estudo nas estações chuvosa e seca. Em área de caatinga no município de Petrolina-PE, Oliveira et al. (2006) encontraram oscilações diárias de -5,0 e -2,1 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ respectivamente nos períodos úmido e seco, sendo próximos aos valores encontrados na caatinga em Serra Talhada.

As pastagens normalmente atuam como sumidouro de CO₂ mesmo sob condições de degradação, de limitação hídrica e/ou de pastejo intenso (RANDOW et al., 2004; AMMANN et al., 2007; LOPEZ et al., 2008; MOTTE et al., 2016). A maior parte das pastagens tropicais são compostas de gramíneas forrageiras que tem mecanismo fotossintético do tipo C₄, enquanto que os arbustos e as árvores que compõem a caatinga apresentam metabolismo fotossintético do tipo C₃. É importante ressaltar que as plantas C₄ são mais eficientes na captura de CO₂ do que as plantas C₃ uma vez que dentre outros fatores, as plantas C₃ apresentam fotorrespiração (TAIZ; ZEIGER, 2006).

Além das diferenças fisiológicas entre as plantas da pastagem e da caatinga, a substituição da caatinga por pastagem pode impactar os organismos no solo. Xavier et al. (2006) encontraram valores de carbono da biomassa microbiana de 141 e 252 mg kg⁻¹ respectivamente em pastagem e caatinga. Esses autores ainda reportaram a taxa de respiração por unidade de biomassa (quociente metabólico - qCO_2) de 0,45 e 0,17 mg CO₂ mg biomassa⁻¹ dia⁻¹ para pastagem e

caatinga, respectivamente. De acordo com Jakelaitis et al. (2008), quanto maior o $q\text{CO}_2$, maior o grau de distúrbio ou as comunidades microbianas encontram-se em condições desfavoráveis.

O monitoramento da dinâmica do carbono nas pastagens com o sistema da covariância dos vórtices turbulentos é mais complexo devido ao pastejo dos animais. Dependendo do tamanho da área e do *footprint* da torre, a respiração dos animais pode ser capturada pelos sensores da torre, contabilizando uma maior emissão de CO_2 e em alguns casos os dados registrados durante o pastejo são desconsiderados (KIRSCHBAUM et al., 2015).

Como parte do carbono absorvido pelas plantas é consumido pelos animais e posteriormente liberado em áreas distantes (curral, abatedouro, etc) do sistema de monitoramento do CO_2 , é possível que a emissão de CO_2 na PA seja maior do que a quantidade registrada pelo sistema da covariância dos vórtices turbulentos. Em áreas de pastagens sem o pastejo, Xiao et al. (2013) reportaram menor balanço de carbono nessas pastagens que nas floretas, apesar da respiração nas florestas ser maior do que nas pastagens. Neste trabalho não foi possível monitorar a quantidade de animais na PA entre 2012 e 2015. Entretanto, em pastagens intensamente pastejadas por bovinos a emissão de CO_2 é na ordem de $2,3 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ (MOTTE et al., 2016).

3.5. Conclusões

O balanço de energia na pastagem degradada e na caatinga permitiu verificar que o fluxo de calor sensível seguiu os padrões de variação do saldo de radiação, exceto nos momentos em que houve a ocorrência de eventos de chuva significativos (maior do que 50 mm), quando o fluxo de calor latente superou o fluxo de calor sensível. A caatinga apresentou maior fluxo de calor latente, e conseqüentemente maior evapotranspiração do que a pastagem degradada. Em ambas as áreas, a disponibilidade de água no solo foi o principal fator no controle da evapotranspiração.

A pastagem degradada e a caatinga apresentaram balanço anual de carbono com mesma magnitude e ambas áreas atuaram como sumidouro de carbono. Entretanto, uma parte do carbono absorvido pela pastagem é consumido pelos animais e liberado em outros locais distantes da torre. Durante o período diurno na estação chuvosa as áreas apresentaram taxa de absorção de carbono semelhante, porém a noite a respiração foi sempre maior na caatinga do que na pastagem degradada.

A substituição da caatinga por pastagem afetou de forma negativa o balanço de energia, com menor evapotranspiração e maior temperatura do ar na pastagem em comparação com a caatinga. Em relação ao balanço de carbono com os dados obtidos neste trabalho, não foi possível afirmar se a pastagem altera negativa ou positivamente a dinâmica do carbono em comparação com a caatinga.

O regime de chuva foi abaixo da média histórica da região, incluindo anos de seca extrema, o que impactou diretamente nos fluxos de energia, de água e de carbono. Diante disso, é fundamental a continuidade dessas medidas para poder avaliar como esses ecossistemas se comportam em anos normais e chuvosos.

4. Resposta da vegetação à sazonalidade e variabilidade interanual da chuva em floresta tropical seca¹

Resumo

As projeções de mudanças na sazonalidade e na variabilidade interanual das chuvas indicam impactos severos na vegetação das regiões tropicais áridas e semiáridas, que é caracterizada por uma adaptação bem ajustada para extrema sazonalidade das chuvas. Para estudar as respostas desses ecossistemas e as mudanças relacionadas aos processos hidrológicos às mudanças na sazonalidade e na quantidade de chuva utilizou-se o bioma caatinga, a típica floresta sazonalmente seca do semiárido no Nordeste do Brasil. Foram selecionados quatro locais de estudo em função de um gradiente de chuva e de sazonalidade e foram analisados dados diários de chuva e quinzenais de NDVI (índice da vegetação por diferença normalizada) para os anos hidrológicos de 2000 a 2014. As estatísticas da sazonalidade e da variabilidade interanual da chuva foram caracterizadas por métricas propostas recentemente descrevendo a duração, o tempo característico e a intensidade das estações chuvosa e seca. Essas métricas também foram comparadas com as séries temporais do NDVI. Os resultados mostram que a caatinga tende a ter uma resposta mais estável com a estação de crescimento mais longa ($3,1 \pm 0,1$ meses) comparada com a duração da estação chuvosa ($2,0 \pm 0,5$ meses). A habilidade do ecossistema em amortecer a variabilidade interanual da chuva é também evidenciada pela estabilidade no tempo característico da estação de crescimento da vegetação comparada com a chuva, no qual resulta em uma dessincronização (variando de 0 à 2 meses) entre o pico da chuva e da produção de folhas no ecossistema. As análises mostraram que o formato e o tamanho das curvas de histerese da relação chuva-NDVI estão ligadas com os efeitos tampão da dinâmica da água no solo e do crescimento das plantas. Por fim, as projeções do modelo da resposta da vegetação para diferentes cenários de chuva revelaram a existência de uma produção máxima do ecossistema para níveis intermediários da sazonalidade da chuva, o que sugere uma possível compensação nos efeitos da intensidade (exemplo: quantidade) e da duração da

¹Capítulo publicado em 30/09/2016 na Hydrological Processes, doi: 10.1002/hyp.10953.

estação chuvosa no crescimento da vegetação, relacionado com a dinâmica da água no solo e a taxa de transpiração.

Palavras-chave: Modelagem do ecossistema; conteúdo de água no solo; NDVI; região semiárida; balanço hídrico

Vegetation response to rainfall seasonality and interannual variability in tropical dry forests

Abstract

Projected changes in rainfall seasonality and interannual variability are expected to have severe impacts on arid and semi-arid tropical vegetation, which is characterized by a fine-tuned adaptation to extreme rainfall seasonality. To study the response of these ecosystems and the related changes in hydrological processes to changes in the amount and seasonality of rainfall, we focused on the caatinga biome, the typical seasonally dry forest in semi-arid Northeast Brazil. We selected four sites across a gradient of rainfall amount and seasonality and analyzed daily rainfall and biweekly NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) data for hydrological years 2000 to 2014. Rainfall seasonal and interannual statistics were characterized by recently proposed metrics describing duration, timing, and intensity of the wet season and compared to similar metrics of NDVI time series. The results show that the caatinga tends to have a more stable response with longer growing seasons (3.1 ± 0.1 months) compared to the duration of the wet season (2 ± 0.5 months). The ecosystem ability to buffer the interannual variability of rainfall is also evidenced by the stability in the timing of the growing season compared to the wet season, which results in variable delays (ranging from 0 to 2 months) between the peak of the rainfall season and the production of leaves by the ecosystem. The analyses show that the shape and size of the related hysteresis loops in the rainfall-NDVI relations are linked to the buffering effects of soil moisture and plant growth dynamics. Finally, model projections of vegetation response to different rainfall scenarios reveal the existence of a maximum in ecosystem production at intermediate levels of rainfall seasonality, suggesting a possible trade-off in the effects of intensity (i.e., amount) and duration of the wet season on vegetation growth and related soil moisture dynamics and transpiration rates.

Keywords: Ecosystem modelling; soil moisture; NDVI; semi-arid region; water balance

4.1. Introdução

As regiões semiáridas cobrem 17,7% da superfície terrestre (LAL, 2004) e são frequentemente caracterizadas por uma forte sazonalidade da chuva com uma clara distinção entre as estações úmida e seca, para a qual os ecossistemas existentes se adaptaram (BORCHERT, 1994; VICO et al., 2014). Os biomas dessas regiões são muito vulneráveis às futuras mudanças climáticas (DIRZO; YOUNG; MOONEY, 2011; FENG; PORPORATO; RODRIGUEZ-ITURBE, 2013), e assim, com as reduções projetadas no total de chuva e aumento na intensidade dos eventos de chuva (IPCC, 2014), é esperado um aumento na extensão das regiões tropicais semiáridas (CHADWICK et al., 2015; HUANG et al., 2015b).

Análises recentes também mostram que diferentes magnitudes da sazonalidade da chuva nos trópicos estão mudando com aumento da variabilidade interanual, apontando para potenciais impactos dessas mudanças na vegetação local e nos processos hidrológicos relacionados (FENG; PORPORATO; RODRIGUEZ-ITURBE, 2013; PASCALE et al., 2014). Em particular, as mudanças no início e na intensidade da estação úmida podem perturbar as condições favoráveis para o crescimento da vegetação. Por sua vez, tais mudanças podem alterar as respostas do ciclo hidrológico pelas alterações nas taxas de interceptação, infiltração e evapotranspiração, ocasionando efeitos nos ecossistemas locais (PORPORATO et al., 2015; PINGINTHA et al., 2009), e na biodiversidade (HENNERON et al., 2015; VISOIU; WHINAM, 2015).

Este trabalho foca na região semiárida do Brasil, onde a floresta seca, denominada caatinga, tem um importante papel como fonte de energia (lenha e biomassa) e pastagem (SAMPAIO, 1995). Esse bioma de alta biodiversidade está situado em uma das regiões semiáridas mais populosas do mundo (SANTOS et al., 2014), e dessa forma, está sujeito à crescente pressão humana para converter as terras em áreas agrícolas e pastagens. O regime hidrológico nessa região é muito complexo com forte gradiente sazonal e alta variabilidade espacial da chuva. Agravando esse regime sazonal, uma forte variabilidade interanual pode ocasionar em anos com chuva acima da média, como em anos de seca extrema (MONTENEGRO; RAGAB, 2012).

É importante entender o impacto das mudanças no regime de chuva nas funções do ecossistema para quantificar suas mudanças nos processos hidrológicos. Por exemplo, a mortalidade da floresta com o aumento da intensidade da seca seguido de anos mais chuvosos,

pode resultar em intensos eventos de recarga ou escoamento superficial anormal e enchentes repentinas (ADAMS et al., 2011). Dessa forma, o risco de salinização do solo aumenta devido à ascensão das águas subterrâneas (NAGY et al., 2015; ASSOULINE et al., 2015; ALVAREZ et al., 2015).

Alterações na distribuição sazonal das chuvas pode comprometer o armazenamento de água em barragens e cisternas que armazenam e fornecem água para o consumo humano e irrigação durante a estação seca, com implicações para gestão dos recursos hídricos. Como um primeiro passo para analisar o impacto da variabilidade sazonal e interanual das chuvas nos fluxos hidrológicos na caatinga, foram considerados dados de chuva e do NDVI de quatro locais durante o período de 2000 a 2014, ao longo de um gradiente de chuva e desenvolvido um modelo da dinâmica da água no solo e do crescimento da vegetação para prever respostas do ecossistema para futuros regimes de chuva.

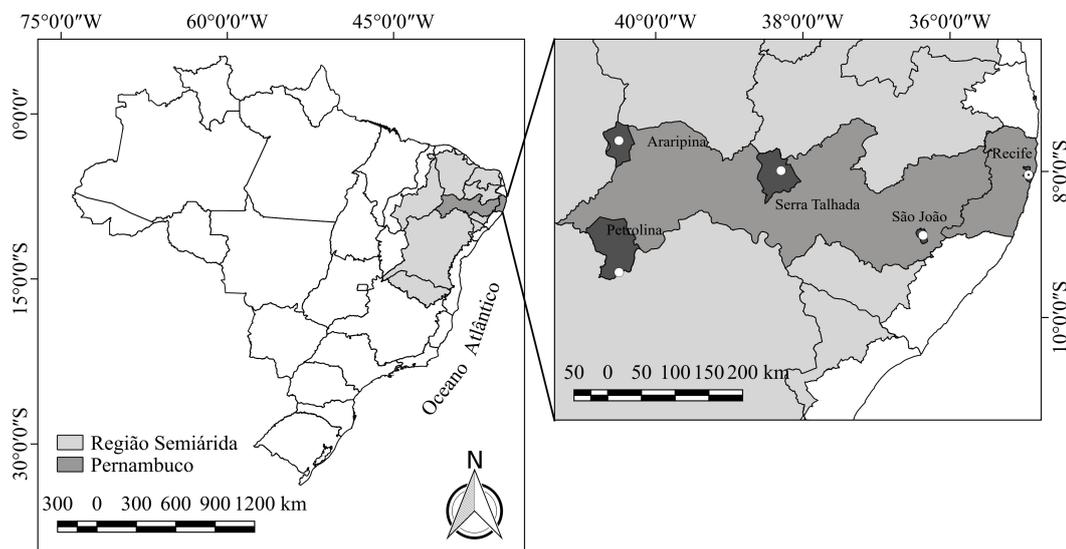
Na Seção 4.2. são descritas as características dos locais de estudo e o processamento dos dados. Na Seção 4.3. e Seção 4.4. é apresentada uma análise das sazonalidades das chuvas e da vegetação, bem como os atrasos das respostas da vegetação para as chuvas identificados nas curvas de histerese. A Seção 4.5. mostra a variabilidade interanual da chuva e do NDVI e os efeitos do índice de sazonalidade no NDVI. Na Seção 4.6. foi desenvolvido um modelo da dinâmica da água no solo, incluindo possíveis respostas da vegetação e da produtividade do ecossistema a partir do NDVI. Os resultados da modelagem, aplicáveis tanto para anos secos como úmidos, permitiu simular o NDVI em termos da duração e intensidade da estação úmida e relacionar com diferentes cenários de chuva futuros. Por fim, na Seção 4.7. e Seção 4.8. são apresentadas as discussões, as conclusões e direcionamento para futuras pesquisas.

4.2. Descrição dos locais de estudo e dados

Foram consideradas séries temporais de chuva e NDVI no período de 2000 a 2014 de quatro locais com diferentes volumes de chuva e sazonalidade na região semiárida do Estado de Pernambuco, Brasil (Figura 4.1). A localização e algumas características dos locais são apresentadas na Tabela 4.1. São João (SJ) é o local com a maior quantidade de chuva, distribuída principalmente entre os meses de maio e agosto. Araripina (AR) e Serra Talhada (ST) têm um total de chuva semelhante, enquanto que Petrolina (PT) é o local mais seco com um total de

chuva inferior a 400 mm ano^{-1} . Nesses três últimos locais, a estação chuvosa tipicamente ocorre de dezembro a abril.

Figura 4.1 – Região semiárida no Nordeste do Brasil e locais das análises de dados.



A evapotranspiração de referência (ET_0) anual é maior do que a chuva anual em todos os locais de estudo, sendo duas vezes maior em SJ e cinco vezes maior em PT. Há uma diferença de cerca de $4,0 \text{ }^\circ\text{C}$ na temperatura média anual entre os locais de estudo, com maiores temperaturas nos locais de menor quantidade de chuva. Apesar dos locais apresentarem diferentes tipos de solos, o teor de areia foi semelhante, o que permite agrupá-los na mesma categoria para propósitos de pedotransferência a partir da qual pode-se derivar importantes propriedades físicas do solo.

As áreas de caatinga em SJ e ST estão localizadas em propriedades privadas e durante uma parte do ano há o pastejo principalmente de rebanho bovino, no entanto, essas áreas podem

Tabela 4.1 – Localização dos locais de estudo e características climáticas e do solo.

Local de estudo	Lat.	Lon.	Alt. (m)	R (mm)	ET_0 (mm)	Tar ($^\circ\text{C}$)	Tipo e textura do solo
São João (SJ)	8,8763° S	36,3360° W	762	800	1622 ¹	22,8 ¹	Neossolo Regolítico ² , Arenoso
Araripina (AR)	7,4500° S	40,4000° W	839	642	1951 ¹	26,3 ¹	Latossolo ³ , Franco arenoso
Serra Talhada (ST)	7,9681° S	38,3841° W	467	574	1844 ¹	24,1 ¹	Luvissolo, Franco arenoso
Petrolina (PT)	9,0540° S	40,3230° W	392	387	1973 ¹	26,8 ¹	Argissolo ⁴ , Franco arenoso

Lat. – Latitude; Lon. – Longitude; Alt. – Altitude; R – Chuva; ET_0 – Evapotranspiração de referência; Tar – Temperatura do ar média anual. Fontes: ¹Xavier, King e Scanlon (2015); ²Gondim et al. (2015); ³Santos et al. (2012); ⁴Oliveira et al. (2006).

ser consideradas preservadas e representativas de florestas secas nessa região. Em AR e PT a caatinga está localizada dentro dos limites de dois institutos de pesquisa (Instituto Agrônômico de Pernambuco e EMBRAPA, respectivamente) e não há atividade de pecuária. A vegetação caatinga é composta de pelo menos 159 espécies distribuídas em 45 famílias (FERRAZ et al., 1998). Muitas dessas espécies podem ser encontradas na caatinga de Pernambuco (LIMA, 2007): *Caesalpinia microphylla* Mart., *Mimosa hostilis* Benth, *Anadenanthera macrocarpa* (Benth.) Brenan., *Schnopsis brasiliensis* Engl., *Astronium urundeuva* Engl., *Ziziphus joazeiro* Mart., *Aspidosperma pyrifolium* Mart., *Bromelia laciniosa* Mart., *Croton* sp.

Dados diários de chuva, para cada local, foram obtidos da base de dados da Agência Pernambucana de Águas e Clima (APAC). As falhas nos dados foram preenchidas a partir de dados de estações próximas que apresentavam o mesmo padrão de chuva das estações dos locais de estudo.

O índice da vegetação por diferença normalizada (NDVI) foi considerado como um indicador da atividade da vegetação, que tem correlação com o índice de área foliar (IAF), a porcentagem de cobertura do solo e está relacionado com a evapotranspiração e fluxo de carbono (AGUILAR et al., 2012; FU; BURGHER, 2015). Os dados do NDVI foram obtidos a partir de imagens do sensor orbital MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), com resolução espacial de 250 m e composição de 16 dias, disponíveis no banco de dados da EMBRAPA (<<http://www.modis.cnptia.embrapa.br>>). A janela de um pixel foi considerada como representativo das condições de cada local, permitindo obter uma série do NDVI no mesmo ponto durante todo o período de estudo (2000 a 2014).

É importante notar que a composição de 16 dias fornecida pela NASA utiliza os melhores pixels do intervalo de 16 dias para minimizar as interferências da atmosfera (por exemplo: nuvens). No entanto, alguns valores espúrios do NDVI foram encontrados durante as estações chuvosas, caracterizada por valores muito baixos ($NDVI < 0,1$). Nesses casos isolados, os valores foram substituídos pela média entre os valores anterior e posterior.

4.3. Medidas estatísticas da sazonalidade e variabilidade interanual

Foram calculadas várias métricas da chuva e NDVI de acordo com as medidas estatísticas de sazonalidade e variabilidade interanual propostas por Feng, Porporato e Rodriguez-Iturbe

(2013). Inicialmente, foi calculada a climatologia mensal da chuva pela média mensal dos 15 anos de dados do período de 2000 a 2014 para cada local. Em seguida, o ano hidrológico (k) foi definido como iniciando no primeiro mês (m) após a menor média mensal de chuva.

$$p_{k,m} = \frac{r_{k,m}}{R_k} \quad (4.1)$$

sendo $r_{k,m}$ a chuva mensal.

O total de chuva para cada ano hidrológico, (R_k) e a sua distribuição de probabilidade mensal, $p_{k,m}$, foram calculados como:

$$R_k = \sum_{m=1}^{12} r_{k,m} \quad (4.2)$$

A entropia relativa (D_k) para cada ano hidrológico pode ser calculada por:

$$D_k = \sum_{m=1}^{12} p_{k,m} \cdot \log_2 \left(\frac{p_{k,m}}{q_m} \right) \quad (4.3)$$

sendo q_m a distribuição uniforme e tem valor de $1/12$ para cada mês. O índice de sazonalidade (S_k) foi calculado com D_k e R_k , e normalizado pelo valor máximo do total de chuva do ano hidrológico (R_{max}) considerando toda a base de dados por:

$$S_k = D_k \cdot \frac{R_k}{R_{max}} \quad (4.4)$$

S_k é maximizado quando R_k é concentrada em um único mês (em $\log_2(12) \simeq 3,585$), e é minimizado quando R_k é distribuída uniformemente ao longo do ano. Entretanto, apesar dos altos valores de D_k normalmente encontrados em regiões semiáridas devido às características das chuvas, como o S_k também depende da chuva normalizada (R_k/R_{max}), S_k pode atingir baixos valores nessas regiões.

Para obtenção dos demais indicadores da variabilidade interanual, foram calculados: a magnitude da chuva anual (R_k) o centroide da distribuição da chuva (C_k) para o tempo característico da estação chuvosa e a amplitude (Z_k) para a duração da estação chuvosa, sendo C_k e Z_k utilizados como o primeiro e segundo momento da distribuição da chuva mensal ($r_{k,m}$):

$$C_k = \frac{1}{R_k} \cdot \sum_{m=1}^{12} m \cdot r_{k,m}, \quad (4.5)$$

$$Z_k = \sqrt{\frac{1}{R_k} \cdot \sum_{m=1}^{12} |m - C_k|^2 \cdot r_{k,m}} \quad (4.6)$$

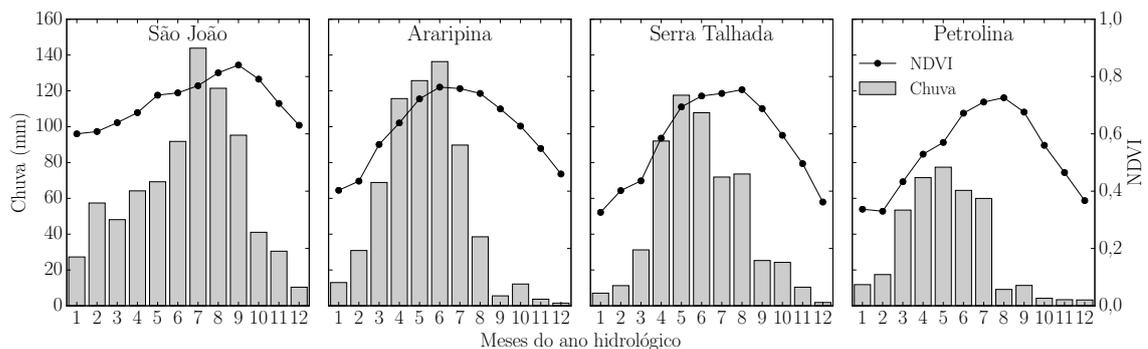
O tempo característico da estação chuvosa (C_k), ou tempo característico da estação de crescimento da vegetação quando se refere ao NDVI ($C_{k,N}$), caracteriza o momento de ocorrência do pico da distribuição mensal da chuva ou NDVI.

Os índices descritos anteriormente também foram calculados para o NDVI (com exceção do total, que foi substituído pela média anual do NDVI), considerando a mesma distribuição do ano hidrológico da chuva. Devido ao ano hidrológico está posicionado entre dois anos, a base de dados de 2000 a 2014 (15 anos) contém apenas 14 anos hidrológicos, designado como ano 1 (2000/2001) ao ano 14 (2013/2014).

4.4. Análises da sazonalidade da chuva e do NDVI

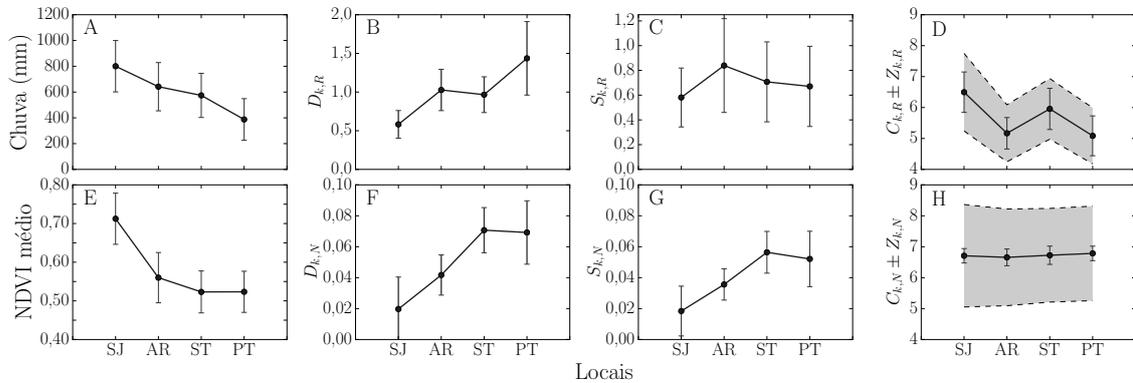
Inicialmente, foram comparadas as distribuições médias da chuva e do NDVI na escala mensal (Figura 4.2). Esses resultados fornecem uma visão geral dos regimes ecohidrológicos médios nos quatro locais, mostrando uma forte sazonalidade da estação chuvosa com duração típica de 3 a 4 meses, com redução na chuva de 800 mm em SJ para 387 mm em PT. A sazonalidade da estação de crescimento da vegetação aumenta com a aridez, juntamente com o atraso entre os picos da estação chuvosa e do crescimento da vegetação.

Figura 4.2 – Distribuição da média mensal da chuva e do NDVI para locais no período de 2000 a 2014.



Para os anos hidrológicos de 2000 a 2014, a média e o desvio padrão da chuva anual e do NDVI, para cada localidade, são apresentados nas Figura 4.3A e E, respectivamente com os parâmetros que descrevem a intensidade (D_k e S_k), a duração (Z_k) e o início (C_k) da sazonalidade (Figura 4.3B-D para a chuva e F-H para o NDVI), como definido na Seção 4.3.. A redução da chuva combinada com um desvio padrão relativamente constante em todos os locais, resulta em um coeficiente de variação da chuva crescente com a aridez.

Figura 4.3 – Média e desvio padrão anual (“barras de erro”) para os anos hidrológicos de 2000 a 2014 da chuva (linha superior) e do NDVI (linha inferior). S_k - índice de sazonalidade; D_k - entropia relativa; C_k - tempo característico; Z_k - duração. Locais: São João (SJ); Araripina (AR); Serra Talhada (ST) and Petrolina (PT).



O índice de sazonalidade ($S_{k,R}$) é o produto do total normalizado e da concentração da chuva durante o ano, que por sua vez quantifica a entropia relativa (D_k). No caso de SJ, a chuva relativamente alta, combinada com uma baixa entropia ($D_{k,R}$) representa um regime de chuva mais moderado e uniforme ao longo do ano. Em PT, o menor total de chuva com alta $D_{k,R}$ resulta em uma modesta quantidade de chuva durante a estação chuvosa, mas muito pouca durante a estação seca. Isso também é refletido na duração da estação chuvosa ($Z_{k,R}$) nesses dois locais, que variou de 1,81 meses em PT para 2,5 meses em SJ. O tempo da estação chuvosa é quantificado como o centroide da distribuição mensal da chuva ($C_{k,R}$) e ocorreu em torno do 5° e 6° mês dos anos hidrológicos para todos os locais.

A atividade da vegetação medida com o NDVI reduz inicialmente de SJ para AR e então atinge um platô nos locais mais secos (ST e PT). A duração ($Z_{k,N}$) do NDVI permanece praticamente constante em todos os locais e o tempo do NDVI, ($C_{k,N}$) ocorre em cerca de 6,5 meses após o início do ano hidrológico. O $C_{k,N}$ constante contrasta com o tempo característico da chuva ($C_{k,R}$) de forma que o pico do NDVI ocorre próximo de zero em SJ, local mais úmido, para 1,5 meses em PT, local mais seco.

O atraso nos ciclos da chuva e do NDVI (Figura 4.2) manifesta-se na forma de histerese quando essas duas variáveis são apresentadas no mesmo gráfico (Figura 4.4). As curvas de histerese chuva-NDVI foram obtidas com as médias mensais, do período de 2000 a 2014, normalizadas com os respectivos valores máximos de chuva e de NDVI mensais encontrados entre os quatro locais. O NDVI mensal aumenta com a chuva até alcançar o valor máximo, em

geral logo após o pico da chuva. Em seguida, as reservas acumuladas no solo e na biomassa permitem que o ecossistema reduza suas atividades de forma mais gradual após a redução da chuva durante a estação seca seguinte. O formato das curvas de histerese varia de mais alongada para quase circular com a redução da chuva total (SJ para PT), e simultaneamente aumenta a área da histerese. Em particular, no local mais úmido (SJ), a maior disponibilidade de água durante ambas estações (chuvosa e seca) faz com que o NDVI acompanhe as mudanças da chuva ao longo do ano, resultando em uma relação próxima de linear. Por outro lado, no local mais seco (PT), a ocorrência da histerese resulta em um comportamento mais dessincronizado entre a chuva e o NDVI, mostrando o papel do armazenamento, no solo e no ecossistema, em modular a resposta da vegetação.

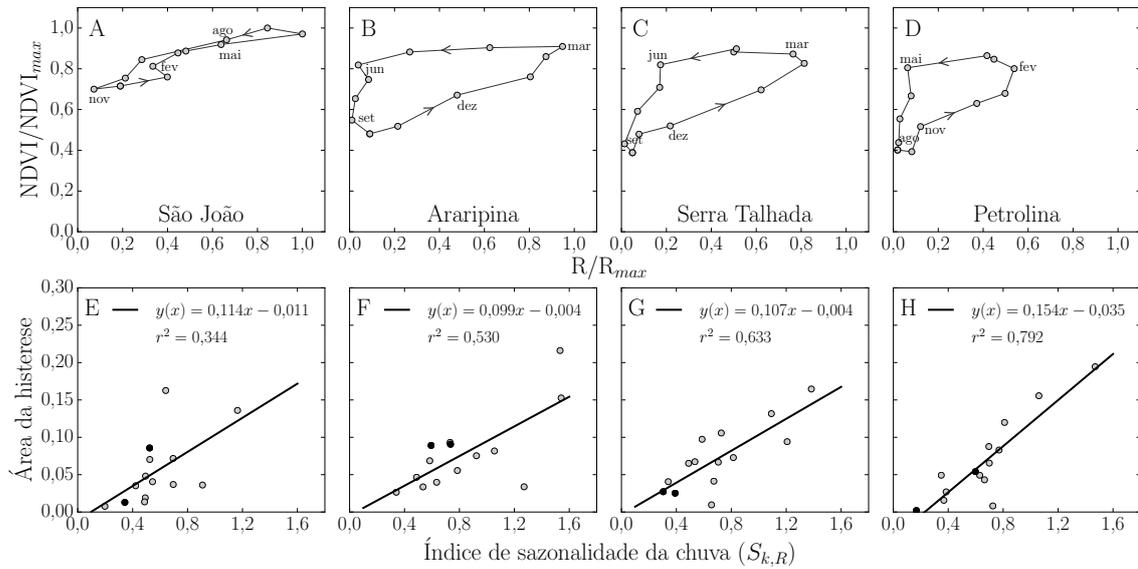
Para quantificar o papel da histerese sobre o gradiente de sazonalidade, foi correlacionado o índice de sazonalidade da chuva ($S_{k,R}$) com a área da histerese (chuva-NDVI) para cada ano hidrológico (Figura 4.4). A área da histerese aumentou linearmente com o aumento do $S_{k,R}$ ($P < 0,01$, $r^2 > 0,30$) para os locais mais secos. A baixa correlação em SJ (local mais úmido) e o aumento no r^2 com a aridez implica que a quantidade e a distribuição da chuva podem influenciar no momento e no atraso da resposta da vegetação.

Em particular, no local mais úmido (SJ), a chuva mensal contribui diretamente no aumento do NDVI em uma relação 1:1 (Figura 4.4A). À medida que os locais se tornam mais secos, o NDVI se torna mais independente apenas da chuva. Dessa forma, o ciclo sazonal do NDVI se torna dependente não apenas da entrada da chuva durante um dado mês, mas também da quantidade de água armazenada no solo e na vegetação. Isso resulta em dois valores de NDVI para a mesma quantidade de chuva antes e após a estação chuvosa (Figura 4.4B-D). O aumento da área do ciclo de histerese com o aumento da sazonalidade implica que esse efeito de tamponamento é amplificado quando há alto contraste entre a estação úmida e a estação seca.

4.5. Variabilidade interanual da chuva e do NDVI

A variabilidade interanual do tempo característico ($\bar{C}_{k,R}$ e $\bar{C}_{k,N}$) e da duração ($\bar{Z}_{k,R}$ e $\bar{Z}_{k,N}$) da chuva e do NDVI são apresentados na Figura 4.5. Pode ser observado que, em geral, o tempo característico e a duração da chuva exibem mais variabilidade ao longo dos anos do que o NDVI, semelhante ao que foi apresentado na Figura 4.3 para os diferentes locais.

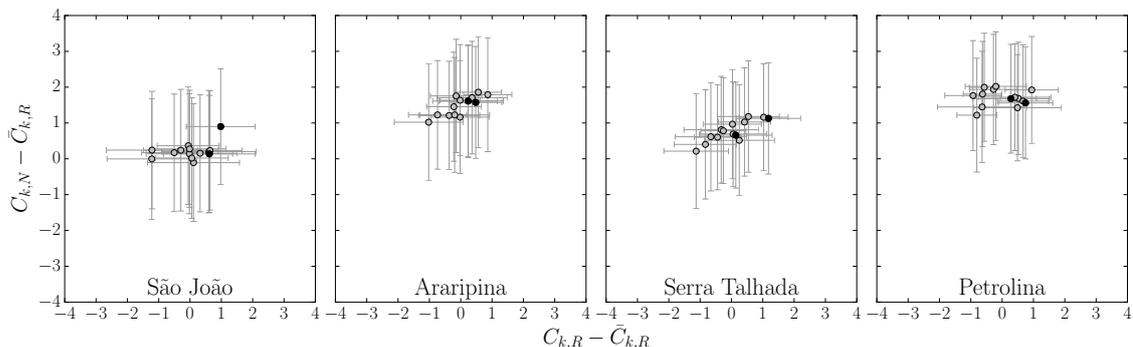
Figura 4.4 – Curvas de histerese da relação chuva-NDVI e correlação entre a área da histerese e o índice de sazonalidade de chuva ($S_{k,R}$). Pontos na cor preta representam a seca durante os anos 2012/2013.



O tempo característico da estação chuvosa variou dentro de $\pm 1,2$ meses, enquanto que a duração da estação chuvosa (representado pelos segmentos horizontais) variou de 0,95 à 3,0 meses considerando todos os locais. A diferença entre a variação do $C_{k,N}$ do NDVI (eixo vertical) e o $C_{k,R}$ médio da chuva (eixo horizontal), mostra que em geral o $C_{k,N}$ é muito mais estável ao longo dos anos do que as estações chuvosas, uma vez que os pontos são mais compactados verticalmente (Figura 4.5).

Enquanto que o atraso entre os picos da chuva e o NDVI é mais pronunciado no local mais seco (PT), o $C_{k,N}$ é mais sensível para as variações da chuva nos locais com chuvas intermediárias, com uma correlação positiva ao longo dos diferentes anos. Possivelmente isso pode está associado à presença de espécies fenologicamente mais sensíveis.

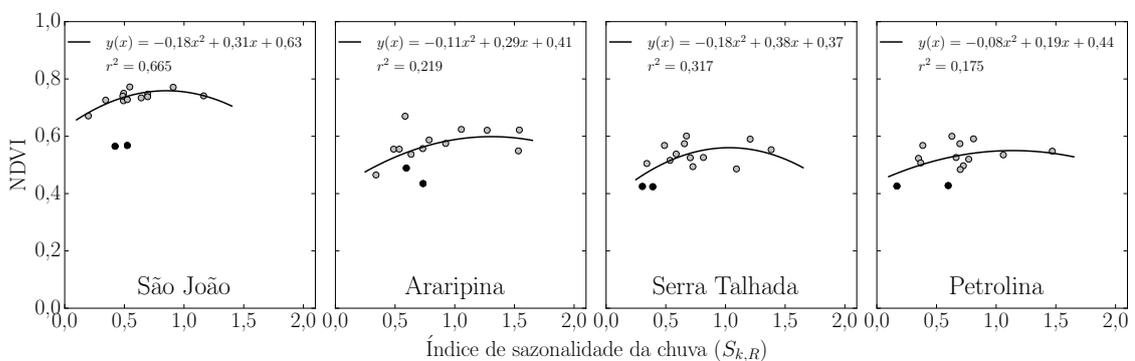
Figura 4.5 – Variabilidade interanual do tempo característico da chuva e do NDVI (pontos) e duração (“barras de erro”). Pontos na cor preta representam a seca dos anos 2012/2013.



A correlação entre o índice de sazonalidade da chuva ($S_{k,R}$) e o NDVI médio anual é apresentada na Figura 4.6. Em cada local parece haver um valor ótimo de $S_{k,R}$ que corresponde ao maior NDVI médio anual. Uma vez que a variação do $S_{k,R}$ é dependente da quantidade e da sazonalidade de chuva, isso significa que uma estação chuvosa mais concentrada (para determinado total anual de chuva) pode ser benéfica para o crescimento das plantas, quando o estresse hídrico é reduzido durante esse período. Isso contrasta com o caso em que uma chuva mais distribuída (estação chuvosa mais prolongada) poderia resultar em um menor conteúdo de água no solo, e portanto, em um maior estresse hídrico durante a estação de crescimento. Assim, esses resultados estão em concordância com as análises teóricas propostas por Feng, Vico e Porporato (2012) em relação à uma duração ótima da estação chuvosa para uma determinada quantidade de chuva anual.

Na Figura 4.6 os pontos pretos representam os valores do NDVI durante a maior seca (2012/2013) registrada na região nos últimos 50 anos. Apesar de ter registrado os menores valores de NDVI em condições de alta escassez de água, no período de 2000 a 2014, em todos os locais os efeitos da seca promove uma maior redução relativa do NDVI em SJ do que nos demais locais de estudo (AR, ST e PT). Nas áreas mais secas a vegetação já tem algum grau de adaptação para condições de seca extrema, isso também é evidenciado no tamanho das curvas de histerese (Figura 4.4).

Figura 4.6 – Correlação entre o índice de sazonalidade da chuva ($S_{k,R}$) e o NDVI médio anual. Pontos em preto representam a maior seca registrada nos últimos 50 anos na região. Os pontos pretos em SJ não foram levados em consideração para o ajuste quadrático.



4.6. Modelagem ecohidrológica

A modelagem do balanço hídrico e do NDVI realizada descreve o papel da sazonalidade e variabilidade interanual das chuvas na dinâmica da cobertura vegetal, e em particular, explora os mecanismos físicos subjacentes aos atrasos e as histereses discutidas nas seções anteriores. Além disso, a modelagem realizada também simula o balanço hídrico e as respostas da caatinga para futuras mudanças no regime de chuva.

4.6.1. Modelagem do balanço hídrico

O balanço hídrico, na escala diária, foi modelado a partir do modelo ecohidrológico estocástico de Laio et al. (2001b) e Rodríguez-Iturbe e Porporato (2004). Considerando um perfil de solo homogêneo e um fluxo lateral de água desprezível, a equação do balanço hídrico pode ser definida por:

$$nZ_r \frac{ds(t)}{dt} = R(t) - I(R(t)) - Q(R(t); s(t)) - ET(s(t)) - L(s(t)) \quad (4.7)$$

sendo n a porosidade do solo; Z_r a camada efetiva de solo ou profundidade do sistema radicular; $s(t)$ o grau de saturação do solo; $R(t)$ a chuva diária; $I(R(t))$ a interceptação da chuva pelo dossel da vegetação; $Q(R(t); s(t))$ o escoamento superficial. A água que infiltra no solo é particionada em evapotranspiração $ET(s(t))$ e drenagem profunda $L(s(t))$.

A interceptação do dossel é um importante componente do balanço hídrico, mas é difícil de ser modelada porque depende das características da chuva (intensidade e duração) e da vegetação (tipo de planta, índice de área foliar (RODRÍGUEZ-ITURBE; PORPORATO, 2004)), e também da evolução sazonal (um evento de chuva de mesma magnitude e intensidade no início e no final da estação chuvosa resulta em diferentes quantidades de água interceptada pelo dossel da vegetação devido os diferentes estágios fenológicos). Neste estudo, a interceptação do dossel da vegetação foi modelada a partir da relação empírica baseada em dados medidos na caatinga (IZIDIO et al., 2013) por:

$$I(R, \varphi) = \begin{cases} \varphi R, & R < R^* \\ \varphi(a(R - R^*) + R^*), & R \geq R^* \end{cases} \quad (4.8)$$

sendo R^* capacidade de armazenamento de água no dossel da vegetação ($R^* = 0,5$ cm); a o coeficiente de ajuste igual a 0,10 baseado em Izidio et al. (2013); φ um parâmetro de ajuste da capacidade de armazenamento de água no dossel da vegetação baseado no NDVI:

$$\varphi = k_1 e^{k_2 \cdot NDVI}, \quad (4.9)$$

com $k_1 = 0,14$ e $k_2 = 1,96$ baseado em Costa et al. (2001).

A ET foi modelada por uma função descontínua de $s(t)$ (LAIO et al., 2001b; RODRÍGUEZ-ITURBE; PORPORATO, 2004), por:

$$ET(s) = \begin{cases} E_w \frac{s-s_h}{s_w-s_h}, & s_h < s \leq s_w, \\ E_w + (E_{max} - E_w) \frac{s-s_w}{s^*-s_w}, & s_w < s \leq s^*, \\ E_{max}, & s^* < s \leq 1. \end{cases} \quad (4.10)$$

sendo E_w a taxa de evaporação; E_{max} taxa máxima de evapotranspiração em condições bem úmidas; s_h , s_w e s^* são valores característicos do grau de saturação correspondentes ao conteúdo volumétrico de água no solo respectivamente para ponto higroscópico, de murcha e capacidade de campo. Quando o grau de saturação atinge valores acima de s^* a ET ocorre na taxa máxima (E_{max}). Uma vez que s fica abaixo de s^* , ET passa a ser controlada pelas características da vegetação e do solo, reduzindo linearmente de s^* até a umidade no ponto de murcha (s_w). Abaixo de s_w a água no solo é perdida principalmente pela evaporação a uma taxa mais baixa até o chamado ponto higroscópico, s_h (DALY; PORPORATO; RODRIGUEZ-ITURBE, 2004a). Neste trabalho, considerou-se $E_{max} = 0,5$ cm dia⁻¹ baseado em medidas de ET realizadas em condições bem úmidas em uma área de caatinga em SJ.

Como a disponibilidade de água é um fator primário determinante no fluxo de água, especialmente da evapotranspiração em regiões semiáridas (HUSSAIN et al., 2011; KRISHNAN et al., 2012; SOUZA et al., 2015) e a demanda atmosférica próxima da linha do Equador é alta durante o ano todo, considerou-se que ET atinge a taxa máxima quando não houver limitação de água no solo.

A drenagem profunda foi calculada como drenagem gravitacional, ou seja considerando o gradiente unitário do potencial total na camada inferior do solo, por:

$$L(s) = K_s s^{2b+3} \quad (4.11)$$

sendo K_s a condutividade hidráulica saturada do solo [cm dia^{-1}] e b o expoente da curva de retenção de água no solo $\Psi = \bar{\Psi}_s s^{-b}$ (CLAPP; HORNBERGER, 1978).

Dados do conteúdo volumétrico de água no solo em ST foram utilizados para calibrar o modelo (Equação 4.7). As medidas do conteúdo volumétrico de água no solo foram realizadas em um perfil de solo na caatinga de ST nas profundidades de 10, 20, 30 e 40 cm, a cada 30 minutos com sensores do tipo TDR (Reflectância no Domínio do Tempo). A condutividade hidráulica na saturação (K_s) foi obtida a partir de ensaios de infiltração com infiltrômetro de anel simples. A porosidade do solo foi obtida por:

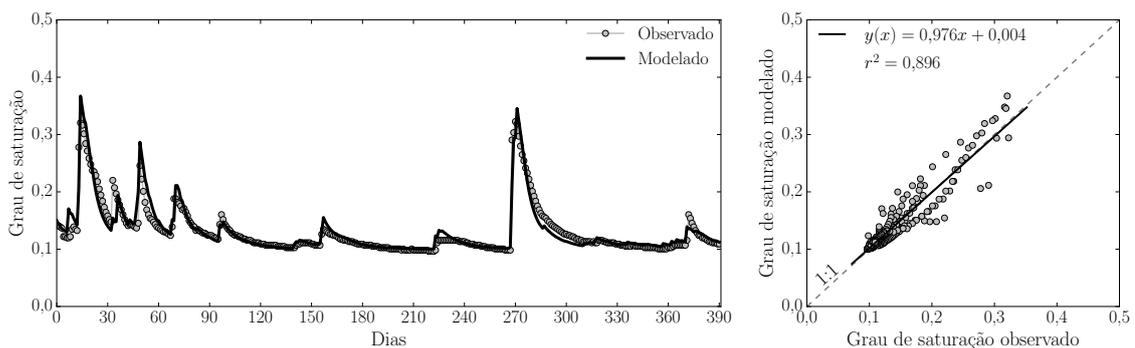
$$n = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_p} \quad (4.12)$$

sendo ρ_b a densidade do solo e ρ_p a densidade das partículas do solo (considerada igual a 2.650 kg m^{-3}).

A densidade do solo foi obtida dividindo a massa do solo seco pelo volume total da amostra coletada de forma indeformada com o amostrador tipo Uhland, para cada profundidade no perfil de solo na caatinga.

Com os dados observados em ST, os valores limiares do grau de saturação (s_h , s_w e s^*) foram obtidos de acordo com a metodologia proposta por Rodriguez-Iturbe et al. (2001). Todos os valores dos parâmetros necessários para Equação 4.7 podem ser encontrados na legenda da Figura 4.7. Em relação ao escoamento superficial, não houve registros de valores significativos em ST desde o início do monitoramento desse componente do balanço hídrico em 2013, portanto, $Q(R(t); s(t))$ foi calculado como o excedente da água da chuva após o solo atingir a saturação.

Figura 4.7 – Comparação entre o grau de saturação observado na camada de 0-40 cm (linha e pontos cinza) e modelado (linha preta) em Serra Talhada de 02/2014 à 03/2015. Parâmetros: $s_h = 0,10$; $s_w = 0,13$; $s^* = 0,24$; $n = 0,469 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; $Z_r = 40 \text{ cm}$; $E_{max} = 0,5 \text{ cm dia}^{-1}$; $E_w = 0,05 \text{ cm dia}^{-1}$; $K_s = 207,89 \text{ cm dia}^{-1}$; $b = 4,38$ para solo franco arenoso em Clapp e Hornberger (1978).



Os valores do grau de saturação simulados pelo modelo do balanço hídrico foram comparados com os valores representativos na camada de 0-40 cm observados em um perfil de solo em ST com TDR de 02/2014 à 03/2015 (Figura 4.7). O modelo do balanço hídrico teve um bom desempenho tanto para a estação chuvosa, como também para a estação seca, conforme pode ser observado pelo alto r^2 , igual a 0,896, da correlação entre os valores observados e modelados (Figura 4.7). Dada a simplicidade do modelo, esse é um bom desempenho considerando a quantidade de parâmetros necessários para realizar a simulação do balanço hídrico.

Dado a influência da biomassa da vegetação na taxa de evapotranspiração (E_{max}), foi avaliado possíveis efeitos de se considerar um valor constante de E_{max} . No começo da estação chuvosa, quando as plantas estão iniciando a brotação das folhas, poderia superestimar a evapotranspiração, ou subestimá-la do meio para o final da estação chuvosa quando a vegetação atinge o maior NDVI. Para avaliar esse efeito, considerou-se uma relação linear entre o NDVI e E_{max} por:

$$E_{max} = E_{max,0} \left[1 + \eta \left(\frac{2(N(t) - N_{min})}{N_{max} - N_{min}} - 1 \right) \right] \quad (4.13)$$

sendo $N(t)$ o valor do NDVI em um determinado tempo t ; $E_{max,0}$ o valor de E_{max} equivalente ao NDVI médio da vegetação; η parâmetro de controle do NDVI na E_{max} . O parâmetro η permite variar a intensidade da resposta NDVI- E_{max} no entorno de $E_{max,0} = 0,5 \text{ cm dia}^{-1}$. Foi assumido $\eta = 0,10$ e dessa forma, E_{max} poderia variar entre 0,4 e 0,6 cm dia^{-1} de acordo com o NDVI mínimo (N_{min}) e máximo (N_{max}), respectivamente de acordo com a variabilidade observada nos dados do NDVI.

Essa avaliação por meio da comparação dos resultados do grau de saturação modelado (Equação 4.7) variando η da Equação 4.13 com resultados modelados considerando E_{max} constante, mostrou que não houve diferenças significativas entre as duas simulações. Assim, o efeito da biomassa da vegetação na evapotranspiração máxima não foi importante neste estudo (conclusões semelhantes foram encontradas em considerações teóricas em Daly e Porporato (2006)).

4.6.2. Modelagem do NDVI

A evolução temporal do NDVI (N) foi modelada pelo balanço entre as taxas de assimilação e respiração. A assimilação depende fortemente do conteúdo de água no solo (grau de saturação - s), influenciando a planta na regulação do fluxo de água pelos estômatos e, conseqüentemente na taxa de fotossíntese. Assim, a equação do NDVI foi acoplada na equação do balanço hídrico supondo que quando o grau saturação do solo atinge valores maiores do que um limiar mínimo, ponto de murcha s_w , a taxa de assimilação do ecossistema se torna maior do que a taxa de respiração. Nessas condições, a vegetação apresenta balanço de assimilação positivo, alocando carbono para o crescimento e produção de novas folhas, e por sua vez aumenta o valor do NDVI (CHAPIN; SCHULZE; MOONEY, 1990). A máxima assimilação do ecossistema é assumida quando não ocorre limitação de água no solo (grau de saturação acima do ponto do início do estresse, $s > s^*$), e a taxa de evapotranspiração também ocorre na taxa máxima.

Conforme Daly, Porporato e Rodriguez-Iturbe (2004b) e Feng, Vico e Porporato (2012), foi assumido que há uma dependência linear entre a taxa de assimilação bruta e o grau de saturação para $s_w < s < s^*$, com valor máximo de taxa de assimilação em condições bem úmidas ($s \geq s^*$), e reduzindo à zero sob condições de estresse hídrico ($s \leq s_w$). Do ponto de vista ecológico, esse modelo assume que a caatinga é composta por plantas que iniciam a brotação das folhas assim que há um mínimo de água disponível no solo. Para mais detalhes sobre diferentes tipos do comportamento fenológico de vegetação de regiões áridas semiáridas (VICO et al., 2014). Como resultado, a função normalizada da assimilação pode ser descrita:

$$A(s) = \begin{cases} 0, & s \leq s_w, \\ \frac{s-s_w}{s^*-s_w}, & s_w < s \leq s^*, \\ 1, & s^* < s \leq 1. \end{cases} \quad (4.14)$$

A equação do NDVI baseada no balanço de assimilação e de respiração é escrita:

$$\frac{dN(t)}{dt} = k_A A(s) [N_{max} - N(t)] - k_R [N(t) - N_{min}], \quad (4.15)$$

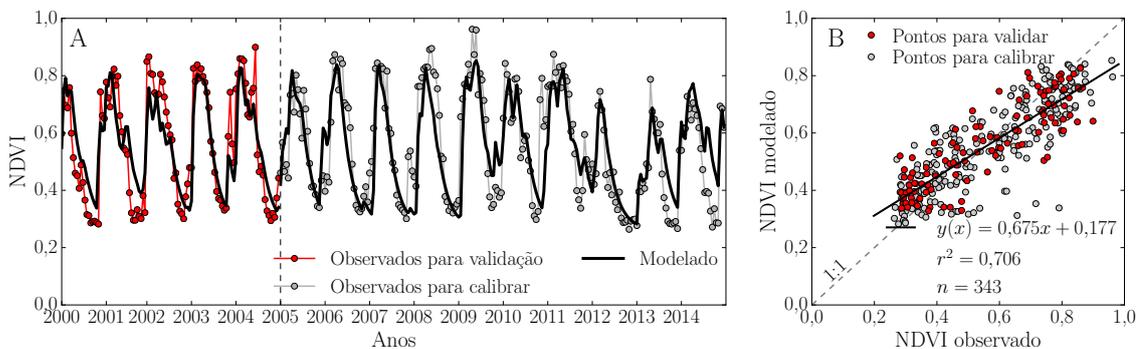
sendo N_{max} e N_{min} respectivamente os valores máximo e mínimo do NDVI; k_A uma constante associada com a assimilação e k_R uma constante associada com a respiração, obtidas pelo ajuste da Equação 4.15 aos dados observados no período de 2005 a 2014 pelo método dos mínimos quadrados.

A taxa de crescimento potencial sob condições bem úmidas em um determinado tempo é definida pelo termo $k_A[N_{max} - N(t)]$, esse termo pode ser relacionado com a capacidade de brotação das folhas do ecossistema. Quando o ecossistema está completamente verde durante a estação chuvosa, $N(t)$ se torna próximo a N_{max} ; resultando na redução da brotação e praticamente toda a assimilação é armazenada. Por outro lado, o termo $k_R[N(t) - N_{min}]$ representa a regulação da capacidade de respiração do ecossistema. Na estação seca, o ecossistema ainda tem uma pequena capacidade de respiração, uma vez que o ecossistema tem reservas para serem consumidas por esse processo. Do ponto de vista matemático, esses termos restringem o NDVI entre N_{max} e N_{min} .

Para avaliar o modelo do NDVI, o banco de dados foi dividido em duas partes, os primeiros cinco anos, de 2000 a 2004, para validar o modelo e os últimos 10 anos, de 2005 a 2014, para calibrar o modelo. As séries temporais do NDVI observadas e modeladas são apresentadas na Figura 4.8 para os períodos de validação e calibração. No geral, o modelo foi capaz de capturar bem a variação sazonal e interanual do NDVI para os anos úmidos, 2009 e 2011, e secos, de 2012 e 2013 em que houve a maior seca dos últimos 50 anos.

A correlação entre os valores do NDVI observados e modelados para todo o período de estudo, de 2000 a 2014, confirmou o bom desempenho da simulação (Figura 4.8). A regressão linear entre os valores observados e modelados apresentou um alto coeficiente de determinação (r^2) para todo o período de dados (343 pontos).

Figura 4.8 – Comparação entre o NDVI observado e modelado (linha preta) na caatinga em ST; A: Série temporal do NDVI observado e modelado, onde a linha e pontos vermelhos representam o período escolhido, 2000 a 2004, para validar o modelo (Equação 4.15), e linha e pontos em cinza representam o período escolhido para calibrar o modelo; B: Correlação entre o NDVI observado e modelado considerando os pontos para calibrar (cinza) e validar (vermelho) o modelo.



4.7. Discussões

4.7.1. Resposta ecohidrológica para mudanças nos cenários de chuva

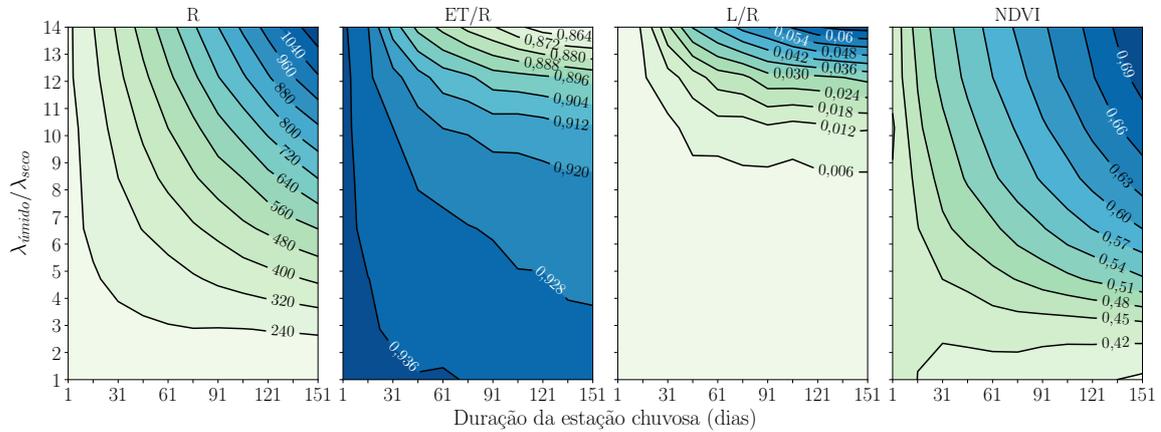
O modelo do balanço hídrico (Equação 4.7) e da produção do ecossistema (Equação 4.15), descritos na seção anterior foram utilizados para simular as respostas hidrológicas e da vegetação para possíveis mudanças no regime de chuva. Para gerar as séries de eventos pontuais de chuva contínuos no tempo foi utilizado o processo de Poisson segundo Rodríguez-Iturbe e Porporato (2004) e Feng, Vico e Porporato (2012). Nesse processo o regime de chuva é descrito pela altura média da lâmina, α , e a frequência dos eventos de chuva, λ .

Devido à sazonalidade de chuva na região semiárida, considerou-se $\lambda_{úmido}$ e λ_{seco} correspondendo respectivamente a frequência dos eventos de chuva durante a estação chuvosa e seca. Os cenários de chuva foram simulados combinando a variação da duração da estação chuvosa ($T_{úmido}$) e a razão entre $\lambda_{úmido}$ e λ_{seco} .

A chuva total anual gerada pelo processo de Poisson foi entre 170 a 1.200 mm (Figura 4.9), que abrange toda a chuva anual observada nos locais de estudo, São João, Araripina, Serra Talhada e Petrolina (Seção 4.4.). A evapotranspiração é o principal componente do balanço hídrico em qualquer cenário de chuva, representando 94% e 86% de toda a água da chuva respectivamente para condições mais secas (170 mm) e mais úmidas (1.200 mm). Segundo Flerchinger, Hanson e Wight (1996), dependendo do tipo da vegetação, cerca de 90% da água da chuva retorna à atmosfera como ET em regiões áridas e semiáridas. Os altos valores da relação ET/R implicam em baixa drenagem profunda e escoamento superficial, que apenas para os cenários com condições mais úmidas atinge cerca de 6% do total de chuva anual.

O NDVI médio anual aumentou quase linearmente para a mesma duração da estação chuvosa com aumento da relação $\lambda_{úmido}/\lambda_{seco}$. Entretanto, uma mudança não linear aparece quando são consideradas mudanças na duração da estação chuvosa para a mesma relação $\lambda_{úmido}/\lambda_{seco}$. Especificamente, em cenários com altos valores anuais de chuva, uma maior duração da estação chuvosa aumenta a produção do ecossistema, uma vez que mais chuva durante essa estação manterá as folhas verdes por mais tempo, e conseqüentemente, aumenta o NDVI médio anual.

Figura 4.9 – Simulação de cenários de chuva variando a duração da estação chuvosa (eixo X) e a razão entre $\lambda_{úmido}$ e λ_{seco} (eixo Y). Da esquerda para a direita são apresentados a chuva anual (mm), a evapotranspiração/chuva, drenagem/chuva e o NDVI médio anual. Parâmetros: $s_h = 0,10$; $s_w = 0,13$; $s^* = 0,24$; $n = 0,469 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; $Z_r = 40 \text{ cm}$; $E_{max,0} = 0,5 \text{ cm dia}^{-1}$; $E_w = 0,05 \text{ cm dia}^{-1}$; $K_s = 207,89 \text{ cm dia}^{-1}$; $N_{max} = 0,926$; $N_{min} = 0,264$; $k_A = 0,064$; $k_R = 0,011$; $\alpha_{úmido} = 1,29 \text{ cm}$; $\alpha_{seco} = 0,85 \text{ cm}$; $\lambda_{seco} = 0,05 \text{ dia}^{-1}$.



Por outro lado, quando a chuva anual é baixa, exemplo $< 320 \text{ mm}$, uma estação chuvosa de curta duração promove uma maior produção do ecossistema comparada com uma estação chuvosa de longa duração. Isso ocorre porque a chuva mais concentrada permite que o ecossistema alcance rapidamente um pico de produção. Assim, a vegetação mantém a sua produção mesmo sob condições de baixa disponibilidade de água, enquanto que se essa mesma quantidade de água ocorresse de forma melhor distribuída ao longo do ano, o ecossistema poderia não armazenar reservas suficientes para o seu crescimento.

A relação da distribuição da chuva nas estações chuvosa e seca influencia no armazenamento de reservas no solo e na vegetação, que pode sustentar algum crescimento durante os períodos de condições adversas. O efeito da distribuição das chuvas pode ser observado no comportamento do NDVI simulado (Figura 4.9) que está em concordância com os resultados mostrados na Figura 4.6, uma vez que valores intermediários de S_k correspondem à maior produção do ecossistema. Nessa simulação, o valor ótimo do S_k é mais evidente para condições de pouca disponibilidade de chuva. Em particular, mesmo com a redução do S_k devido uma estação chuvosa mais longa, a baixa disponibilidade de água reduziria a produção do ecossistema.

4.7.2. Resposta da caatinga: atraso de resposta, histerese e tamponamento da variabilidade hidrológica

A resposta da caatinga em relação à chuva anual foi não linear. Em particular, o crescimento da vegetação praticamente não foi alterado quando as chuvas anuais foram abaixo de 650 mm, especialmente em Araripina (AR), Serra Talhada (ST) e Petrolina (PT) (Figura 4.3). Comportamento semelhante foi observado em regiões semiáridas da África em relação à valores limiares de chuva anual em estimular o crescimento da vegetação (ZHANG et al., 2005). No entanto, apesar da quantidade de chuva poder afetar a composição da vegetação da caatinga, este trabalho focou no NDVI sem considerar explicitamente possíveis diferenças devido às mudanças na composição da caatinga dos locais de estudo.

Por outro lado, a fenologia e produção da vegetação acompanham os padrões espaciais e temporais da sazonalidade da chuva (ZHANG et al., 2005), e para certa sazonalidade da chuva, podem surgir espécies dominantes (CLARY, 2008), tornando a resposta hidrológica do ecossistema praticamente estável e mantendo a produção praticamente constante. Mesmo a caatinga nos locais com baixa diversidade de espécies pode ter comunidade com complexos padrões fenológicos, permitindo que o bioma mantenha suas funções sob uma ampla gama de condições ambientais (AMORIM; SAMPAIO; ARAÚJO, 2009).

Neste trabalho, a resposta sazonal da caatinga à sazonalidade da chuva se mostrou na forma de curvas de histerese. Essa resposta se torna mais pronunciada, por exemplo mais circular, com a redução na quantidade de chuva e do NDVI médio anual, de Serra Talhada para Petrolina (Figura 4.4). A baixa variabilidade interanual da resposta da caatinga comparada com a da chuva sugere que o ecossistema tem alguma capacidade de tamponamento – na forma do armazenamento de água no solo e na vegetação – para suportar condições adversas de secas. Em particular, um efeito direto dessas adaptações é que a duração da estação de crescimento das plantas se mantem praticamente constante, cerca de 3 meses, independentemente da duração da estação chuvosa. Esse comportamento sugere que a histerese pode não está relacionada apenas com a produção do ecossistema, que aumenta com a histerese, mas também aponta para estratégias da vegetação e a sua capacidade de tamponar o estresse hídrico causado pela falta de chuva ou mudanças na sua sazonalidade.

O conceito de histerese em estudos de resiliência ecológica está relacionado com a capacidade que o sistema tem em absorver e se recuperar de perturbações ou estresses (KINZIG et al., 2006). Assim, os ciclos de histerese resultantes são considerados como importantes indicadores de existência de fatores limitantes, e as variáveis responsáveis pela histerese devem ser levadas em consideração na modelagem (NIU et al., 2011). A histerese entre a vegetação e fatores ambientais foram previamente reportados, por exemplo, relacionados com a condutância estomática e da absorção de água pelas raízes (SIQUEIRA; KATUL; PORPORATO, 2008), evapotranspiração e temperatura do ar (ZHENG et al., 2014), troca líquida do ecossistema e temperatura do ar (NIU et al., 2011), crescimento da vegetação e chuva (ZHANG et al., 2011). No entanto, ainda falta uma discussão abrangente da histerese na vegetação em diferentes escalas de tempo, e suas implicações em termos da produção na vegetação ainda não estão bem esclarecidas. Uma análise mais detalhada sobre esses processos é necessária para avanços na compreensão das respostas dos ecossistemas às mudanças climáticas e à variabilidade hidrológica.

A modelagem do balanço hídrico e do NDVI possibilita uma importante análise referente a interação entre a vegetação e o ciclo hidrológico na determinação do particionamento da água no solo. A evapotranspiração, como esperado, foi o principal componente do balanço hídrico em diferentes cenários de chuva. Valores do NDVI muito baixos ($< 0,45$) correspondem a baixos valores de chuvas anuais, levando a um grave comprometimento na transpiração, e portanto, na assimilação de carbono pelas plantas.

Em particular, uma baixa média anual do NDVI reflete uma baixa produção de folhas durante a estação chuvosa, e é importante notar que o valor mínimo do NDVI foi de 0,264 para Serra Talhada, que corresponde a reflectância do solo e das árvores sem folhas. Os valores do NDVI médio anual menores do que 0,45 têm vários efeitos negativos sobre a economia local. Como a média do NDVI durante a estação chuvosa é cerca de 30% maior do que a sua média anual, uma pequena redução na média anual pode resultar em uma redução significativa na produção de folhas e, conseqüentemente, menor produção de alimentos para os animais. Por exemplo, durante a seca de 2012/2013, NDVI médio foi 0,40 em Araripina (AR), Serra Talhada (ST) e Petrolina (PT), onde houve um grande impacto sócio-econômico na região, uma vez que cerca de 24% do rebanho bovino morreu por falta de alimento e água no Estado de Pernambuco e 4,5% em toda a região Nordeste.

Os resultados obtidos podem ser úteis para avaliar o risco de secas na região sob mudanças nos componentes sazonal e interanual do regime de chuva e seus correspondentes fluxos. Por sua vez, essas respostas estão relacionados ao risco de escassez de água para o consumo humano e para a irrigação, dependendo principalmente do armazenamento durante a estação chuvosa em cisternas e barragens, bem como para a produção de biomassa para as pastagens, que são questões cruciais para a sustentabilidade futura dos ecossistemas em regiões sazonalmente secas (PORPORATO et al., 2015).

4.8. Conclusões

A caatinga apresentou capacidade de amortecer a variabilidade interanual da chuva e uma estabilidade tanto no tempo característico como na duração da estação de crescimento. O formato e o tamanho da histerese entre a chuva e o NDVI da vegetação estão relacionados com os efeitos tampão da dinâmica da água no solo e do crescimento das plantas. O crescimento da caatinga foi maior para os valores intermediários da sazonalidade.

A modelagem da água no solo e da vegetação foi capaz de simular satisfatoriamente a dinâmica de água no solo e da caatinga, o que permitiu aplicar esse modelo para simular o crescimento da caatinga sob diferentes cenários de chuva. A duração da estação chuvosa define a produção da vegetação, uma vez que anos com chuva acima da média, uma maior duração da estação chuvosa promove maior crescimento da vegetação, enquanto que em anos de seca, uma menor duração estação chuvosa aumenta o produção da vegetação.

5. Conclusões Gerais

No presente trabalho foram analisados dados contínuos de variáveis meteorológicas e de fluxos de energia (saldo de radiação, calor sensível, calor latente e fluxo de calor no solo) e de CO₂ medidos em área de pastagem degradada (PA) e de caatinga (CA) no município de Serra Talhada-PE. Além disso, uma atenção especial foi dada a caatinga com análise de dados de longo prazo de chuva e NDVI, além de modelagem ecohidrológica para fazer previsões sobre como esse ecossistema poderá responder às mudanças no regime de chuva.

A maior parte da energia disponível na pastagem degradada e na caatinga foi convertida em fluxo de calor sensível. O fluxo de calor latente, e consequentemente a evapotranspiração na área de caatinga foi maior do que na pastagem degradada.

O fluxo de CO₂ apresentou pulsos positivos após eventos de chuva, sobretudo logo após o período de seca. Na pastagem degradada, o tempo para mudança no sentido do fluxo de CO₂ (positivo para negativo) foi menor do que na caatinga. A caatinga teve maiores taxas de respiração, porém a retirada de carbono da atmosfera foi semelhante a área de pastagem degradada.

Ambas as áreas atuaram como sumidouro de CO₂ mesmo nos anos de seca extrema e não houve diferença significativa para o balanço de carbono entre as áreas. No entanto, em relação aos componentes do balanço de energia, a substituição da caatinga por pastagem afeta negativamente os fluxos de calor sensível e calor latente.

Em relação aos dados da chuva e do NDVI no período de 2000 a 2014, há um efeito de histerese entre a chuva e o NDVI na caatinga e as curvas de histerese variam de mais alongada para quase circular com a redução da chuva anual total. A sazonalidade da chuva aumenta na medida em que há uma redução anual total, isso impõe condições mais extremas para as plantas da caatinga. Por outro lado, a caatinga atinge maior produção nos anos que apresentam sazonalidade da chuva em níveis intermediários.

A modelagem da água no solo e da vegetação foi capaz de simular satisfatoriamente a dinâmica de água no solo como a da caatinga, o que permitiu aplicar esse modelo para simular o

crescimento da caatinga em cenários com diferentes valores de chuva anuais, de 170 a 1.200 mm, e com diferentes duração da estação chuvosa. A duração da estação chuvosa define a produção da vegetação, uma vez que anos com altos valores chuva, uma maior duração da estação chuvosa promove maior crescimento da vegetação, enquanto que em anos de seca, uma menor duração estação chuvosa aumenta o produção da vegetação.

Referências

ADAMS, H. D. et al. Ecohydrological consequences of drought- and infestation- triggered tree die-off: insights and hypotheses. *Ecohydrology*, v. 5, n. 2, p. 145–159, 2011.

AGUILAR, C. et al. NDVI as an indicator for changes in water availability to woody vegetation. *Ecological Indicators*, v. 23, p. 290–300, 2012.

AIRES, L. M.; PIO, C. A.; PEREIRA, J. S. The effect of drought on energy and water vapour exchange above a mediterranean C3/C4 grassland in Southern Portugal. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 148, n. 4, p. 565–579, 2008.

ALTHOFF, T. D. et al. Climate change impacts on the sustainability of the firewood harvest and vegetation and soil carbon stocks in a tropical dry forest in Santa Teresinha Municipality, Northeast Brazil. *Forest Ecology and Management*, v. 360, p. 367–375, 2016.

ALVAREZ, M. P. et al. Groundwater salinization in arid coastal wetlands: a study case from Playa Fracasso, Patagonia, Argentina. *Environmental Earth Sciences*, v. 73, n. 12, p. 7983–7994, 2015.

AMMANN, C. et al. The carbon budget of newly established temperate grassland depends on management intensity. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, v. 121, n. 1-2, p. 5–20, 2007.

AMORIM, I. L.; SAMPAIO, E. V.; ARAÚJO, E. de L. Flora e estrutura da vegetação arbustivo-arbórea de uma área de caatinga do Seridó, RN, Brasil. *Acta Botanica Brasilica*, v. 19, n. 3, p. 615–623, 2005.

AMORIM, I. L.; SAMPAIO, E. V. S. B.; ARAÚJO, E. L. Fenologia de espécies lenhosas da caatinga do Seridó, RN. *Revista Árvore*, v. 33, n. 3, p. 491–499, 2009.

AMORIM, I. L. de; SAMPAIO, E. V. S. B.; ARAÚJO, E. de L. Flora e estrutura da vegetação arbustivo-arbórea de uma área de caatinga do Seridó, RN, Brasil. *Acta Botânica Brasileira*, v. 19, p. 615–623, 2005.

- AMORIM, L. B. *Status hídrico de solo e planta em ambiente semiárido associado com a interceptação pluvial*. 100 p. Tese de Doutorado — Universidade Federal de Pernambuco, 2013.
- ANDRADE, R. L. et al. Deposição de serrapilheira em área de caatinga na RPPN “Fazenda Tamanduá”, Santa Terezinha-PB. *Revista Caatinga*, v. 21, n. 2, p. 223–228, 2008.
- ANGUS, D.; WATTS, P. Evapotranspiration—how good is the Bowen ratio method? *Agricultural Water Management*, v. 8, n. 1, p. 133–150, 1984.
- ARRUDA, J. C. *Estudo do fechamento do balanço de energia pelo método de covariância de vórtices turbulentos em uma floresta de transição em Mato Grosso*. 193 p. Tese de Doutorado — Universidade Federal de Mato Grosso, 2011.
- ARRUDA, P. H. Z. D. et al. Large net CO₂ loss from a grass-dominated tropical savanna in south-central Brazil in response to seasonal and interannual drought. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, v. 121, n. 8, p. 2110–2124, 2016.
- ASHKTORAB, W. H. et al. Energy balance determinations close to the soil surface using a micro-bowen ratio system. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 46, n. 3, p. 259–274, 1989.
- ASSOULINE, S. et al. The dual role of soil crusts in desertification. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, v. 120, n. 10, p. 2108–2119, 2015.
- AUBINET, M. et al. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: The EUROFLUX methodology. *Advances in Ecological Research*, v. 30, p. 113 – 175, 1999.
- BALDOCCHI, D. D. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. *Global Change Biology*, v. 9, n. 4, p. 479–492, 2003.
- BARBOSA, M. D. et al. Florística e fitossociologia de espécies arbóreas e arbustivas em uma área de caatinga em Arcoverde, PE, Brasil. *Revista Árvore*, v. 36, n. 5, p. 851–858, 2012.
- BARR, A. G. et al. Inter-annual variability in the leaf area index of a boreal aspen-hazelnut forest in relation to net ecosystem production. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 126, n. 3, p. 237–255, 2004.

BARR, A. G. et al. Comparing the carbon budgets of boreal and temperate deciduous forest stands. *Canadian Journal of Forest Research*, Canadian Science Publishing, v. 32, n. 5, p. 813–822, may 2002.

BATJES, N. H. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *European journal of soil science*, v. 47, n. 2, p. 151–163, 1996.

BORCHERT, R. Soil and stem water storage determine phenology and distribution of tropical dry forest trees. *Ecology*, p. 1437–1449, 1994.

BURBA, G.; MADSEN, R.; FEESE, K. Eddy covariance method for CO₂ emission measurements in CCUS applications: Principles, instrumentation and software. *Energy Procedia*, v. 40, p. 329–336, 2013.

CABRAL, O. M. et al. The energy and water balance of a eucalyptus plantation in southeast Brazil. *Journal of Hydrology*, v. 388, n. 3-4, p. 208–216, 2010.

CABRAL, O. M. et al. Fluxes of CO₂ above a sugarcane plantation in Brazil. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 182, p. 54–66, 2013.

CABRAL, O. M. R. et al. Water use in a sugarcane plantation. *GCB Bioenergy*, v. 4, n. 5, p. 555–565, 2012.

CHADWICK, R. et al. Large rainfall changes consistently projected over substantial areas of tropical land. *Nature Climate Change*, 2015.

CHAPIN, F. S.; SCHULZE, E.-D.; MOONEY, H. A. The ecology and economics of storage in plants. *Annual Review of Ecology and Systematics*, v. 21, p. 423–447, 1990.

CHEN, Y.-Y.; CHU, C.-R.; LI, M.-H. A gap-filling model for eddy covariance latent heat flux: Estimating evapotranspiration of a subtropical seasonal evergreen broad-leaved forest as an example. *Journal of hydrology*, v. 468, p. 101–110, 2012.

CIRILO, J. A. Políticas públicas de recursos hídricos para o semi-árido. *Estudos Avançados*, v. 22, n. 63, 2008.

CLAPP, R. B.; HORNBERGER, G. M. Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resources Research*, v. 14, n. 4, p. 601–604, 1978.

CLARY, J. Rainfall seasonality determines annual/perennial grass balance in vegetation of mediterranean iberian. *Plant Ecology*, v. 195, n. 1, p. 13–20, 2008.

COSTA, C. A. G. *Umidade do solo e disponibilidade hídrica na zona das raízes em condições naturais em caatinga preservada*. 182 p. Tese de Doutorado — Universidade Federal do Ceará, 2012.

COSTA, C. F. G. et al. Escoamento superficial em latossolo amarelo distrófico típico sob diferentes agroecossistemas no nordeste paraense. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 17, n. 2, p. 162–169, 2013.

COSTA, T. et al. Mapeamento da fitomassa da caatinga do núcleo de desertificação do seridó, pelo índice de área de planta (IAP) e o índice de vegetação da diferença normalizada (NDVI), obtido com dados do sensor Landsat 7TM. *X SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, Foz do Iguaçu*, p. 1563–1573, 2001.

COSTA, T. L. et al. Root and shoot biomasses in the tropical dry forest of semi-arid northeast brazil. *Plant and Soil*, v. 378, n. 1-2, p. 113–123, 2014.

CUNHA, A. P. M. do A.; ALVALÁ, R. C. dos S.; OLIVEIRA, G. S. de. Impactos das mudanças de cobertura vegetal nos processos de superfície na região semiárida do Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 28, n. 2, p. 139–152, 2013.

DALY, E.; PORPORATO, A. Impact of hydroclimatic fluctuations on the soil water balance. *Water Resources Research*, v. 42, n. 6, 2006.

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.

DALY, E.; PORPORATO, A.; RODRIGUEZ-ITURBE, I. Coupled Dynamics of Photosynthesis, Transpiration, and Soil Water Balance. Part II: Stochastic Analysis and Ecohydrological Significance. *Journal of Hydrometeorology*, v. 5, n. 3, p. 559–566, 2004.

de Vries, D. A. Thermal properties of soils. In: WIJK, W. R. van (Ed.). *Physics of Plant Environment*. Amsterdam: North-Holland, 1966. p. 201–233.

DIAS FILHO, M. B. *Degradação de pastagens: processos, causas e estratégias de recuperação*. 4. ed. Belém-PA: [s.n.], 2011.

DIAS-FILHO, M. B. *Diagnóstico das Pastagens no Brasil*. [S.l.], 2014. Disponível em: <<http://ainfo.cnptia.embrapa.br/digital/bitstream/item/102203/1/DOC-402.pdf>>.

DIEESE. *Estatísticas do Meio Rural 2010–2011*. 4. ed. Brasília: Departamento Intersindical de Estatística e Estudos Socioeconômicos, 2011. 1–280 p.

DIRZO, R.; YOUNG, H. S.; MOONEY, H. A. *Seasonally dry tropical forests: ecology and conservation*. [S.l.]: Island Press, 2011.

DUGAS, W.; HEUER, M.; MAYEUX, H. Carbon dioxide fluxes over bermudagrass, native prairie, and sorghum. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 93, n. 2, p. 121–139, 1999.

EFRON, B.; GONG, G. A leisurely look at the bootstrap, the jackknife, and cross-validation. *The American Statistician*, v. 37, n. 1, p. 36–48, 1983.

FAO. *Arid and semi-arid lands: Characteristics and importance*. 1989. Disponível em: <<http://www.fao.org/docrep/t0122e/t0122e03.htm>>.

FARQUHARSON, F.; MEIGH, J.; SUTCLIFFE, J. Regional flood frequency analysis in arid and semi-arid areas. *Journal of Hydrology*, v. 138, n. 3, p. 487–501, 1992.

FENG, J.; LIU, H. Response of evapotranspiration and CO₂ fluxes to discrete precipitation pulses over degraded grassland and cultivated corn surfaces in a semiarid area of Northeastern China. *Journal of Arid Environments*, v. 127, p. 137–147, 2016.

FENG, X.; PORPORATO, A.; RODRIGUEZ-ITURBE, I. Changes in rainfall seasonality in the tropics. *Nature Climate Change*, v. 3, n. 9, p. 811–815, 2013.

FENG, X.; VICO, G.; PORPORATO, A. On the effects of seasonality on soil water balance and plant growth. *Water Resources Research*, v. 48, n. 5, 2012.

FERRAZ, E. M. N. et al. Composição florística em trechos de vegetação de caatinga e brejo de altitude na região do Vale do Pajeú, Pernambuco. *Brazilian Journal of Botany*, v. 21, n. 1, p. 7–15, 1998.

FLERCHINGER, G.; HANSON, C.; WIGHT, J. Modeling evapotranspiration and surface energy budgets across a watershed. *Water Resources Research*, v. 32, n. 8, p. 2539–2548, 1996.

FU, B.; BURGHER, I. Riparian vegetation NDVI dynamics and its relationship with climate, surface water and groundwater. *Journal of Arid Environments*, v. 113, p. 59–68, 2015.

GARIGLIO, M. A. et al. *Uso sustentável e conservação dos recursos florestais da caatinga*. [S.l.]: Serviço Florestal Brasileiro-SFB, 2010.

GAY, L. W. The regression of net radiation upon solar radiation. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B*, v. 19, n. 1, p. 1–14, 1971.

GONDIM, P. S. S. et al. Environmental control on water vapour and energy exchanges over grasslands in semiarid region of Brazil. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 19, n. 1, p. 3–8, 2015.

HAO, Y. et al. Seasonal and interannual variation in water vapor and energy exchange over a typical steppe in Inner Mongolia, China. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 146, n. 1–2, p. 57 – 69, 2007.

HENNERON, L. et al. Forest management adaptation to climate change: a Cornelian dilemma between drought resistance and soil macro-detritivore functional diversity. *Journal of Applied Ecology*, v. 52, n. 4, p. 913–927, 2015.

HEUBES, J. et al. The projected impact of climate and land use change on plant diversity: An example from West Africa. *Journal of Arid Environments*, v. 96, p. 48–54, 2013.

HUANG, J. et al. Global semi-arid climate change over last 60 years. *Climate Dynamics*, v. 46, n. 3-4, p. 1131–1150, 2015.

HUANG, J. et al. Accelerated dryland expansion under climate change. *Nature Climate Change*, v. 6, p. 166–171, 2015.

HUANG, X. et al. Partitioning of evapotranspiration and its relation to carbon dioxide fluxes in Inner Mongolia steppe. *Journal of Arid Environments*, v. 74, n. 12, p. 1616 – 1623, 2010.

HUIZHI, L.; JIANWU, F. Seasonal and interannual variations of evapotranspiration and energy exchange over different land surfaces in a semiarid area of China. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v. 51, n. 10, p. 1875–1888, 2012.

HUSSAIN, M. et al. Summer drought influence on CO₂ and water fluxes of extensively managed grassland in germany. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, v. 141, n. 1-2, p. 67–76, 2011.

IBGE. *Censo Agropecuário 2006*. Rio de Janeiro: [s.n.], 2006. 775 p. Disponível em: <http://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/periodicos/51/agro_2006.pdf>.

IPCC. *Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Geneva, Switzerland: IPCC, 2014. 151 p.

IZIDIO, N. S. d. C. et al. Interceptação da chuva pela vegetação da caatinga em microbacia no semiárido cearense. *Revista Agroambiente*, v. 7, n. 1, p. 44–52, 2013.

JAKELAITIS, A. et al. Qualidade da camada superficial de solo sob mata, pastagens e áreas cultivadas. *Pesquisa Agropecuária Tropical*, v. 38, n. 2, p. 118–127, 2008.

JAMIYANSHARAV, K. et al. Seasonal and interannual variability in surface energy partitioning and vegetation cover with grazing at shortgrass steppe. *Journal of Arid Environments*, v. 75, n. 4, p. 360–370, 2011.

JONGEN, M. et al. The effects of drought and timing of precipitation on the inter-annual variation in ecosystem-atmosphere exchange in a mediterranean grassland. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 151, n. 5, p. 595–606, 2011.

KINZIG, A. P. et al. Resilience and regime shifts: assessing cascading effects. *Ecology and society*, v. 11, n. 1, 2006.

KIRSCHBAUM, M. U. et al. Modelling carbon and water exchange of a grazed pasture in New Zealand constrained by eddy covariance measurements. *Science of The Total Environment*, v. 512-513, p. 273–286, 2015.

KRISHNAN, P. et al. Impact of changing soil moisture distribution on net ecosystem productivity of a boreal aspen forest during and following drought. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 139, n. 3-4, p. 208–223, 2006.

KRISHNAN, P. et al. Energy exchange and evapotranspiration over two temperate semi-arid grasslands in North America. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 153, p. 31–44, 2012.

KUNWOR, S. et al. Preserving the variance in imputed eddy-covariance measurements: Alternative methods for defensible gap filling. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 232, p. 635–649, 2017.

KUSTAS, W. P. et al. Variability in soil heat flux from a mesquite dune site. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 103, n. 3, p. 249–264, 2000.

LAIO, F. et al. Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress IV. Discussion of real cases. *Advances in Water Resources*, v. 24, n. 7, p. 745–762, 2001.

LAIO, F. et al. Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress: II. Probabilistic soil moisture dynamics. *Advances in Water Resources*, v. 24, n. 7, p. 707 – 723, 2001.

LAL, R. Carbon sequestration in dryland ecosystems. *Environmental Management*, v. 33, n. 4, p. 528–544, 2004.

LI, Q. et al. Modeling the effects of climate change and human activities on the hydrological processes in a semiarid watershed of loess plateau. *Journal of Hydrologic Engineering*, 2012.

LI, S.-G. et al. Evapotranspiration from a Mongolian steppe under grazing and its environmental constraints. *Journal of Hydrology*, v. 333, n. 1, p. 133–143, 2007.

LI, S. G. et al. Grassland desertification by grazing and the resulting micrometeorological changes in Inner Mongolia. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 102, n. 2-3, p. 125–137, 2000.

LIANG, S. et al. Review on estimation of land surface radiation and energy budgets from ground measurement, remote sensing and model simulations. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, v. 3, n. 3, p. 225–240, 2010.

LIMA, D. A. Estudos fitogeográficos de pernambuco. *Anais da academia Pernambucana de ciência agrônômica*, v. 4, p. 243–274, 2007.

LIU, R.; LI, Y.; WANG, Q.-X. Variations in water and CO₂ fluxes over a saline desert in western China. *Hydrological Processes*, v. 26, n. 4, p. 513–522, 2011.

LOPES, H. L. et al. Parâmetros biofísicos na detecção de mudanças na cobertura e uso do solo em bacias hidrográficas. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 14, n. 11, p. 1210–1219, 2010.

LOPES, J. F. B. et al. Deposição e decomposição de serapilheira em área da caatinga. *Revista Agroambiente On-line*, v. 3, n. 2, p. 72–79, 2009.

LOPES, M. C. A.; ARAÚJO, V. F. P.; VASCONCELLOS, A. The effects of rainfall and vegetation on litterfall production in the semiarid region of northeastern Brazil. *Brazilian Journal of Biology*, v. 75, n. 3, p. 703–708, 2015.

LOPEZ, C. M. L. et al. Comparison of carbon and water vapor exchange of forest and grassland in permafrost regions, Central Yakutia, Russia. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 148, n. 12, p. 1968–1977, 2008.

MABBUTT, J. Impacts of carbon dioxide warming on climate and man in the semi-arid tropics. *Climatic Change*, v. 15, n. 1-2, p. 191–221, 1989.

MACHADO, C. B. et al. Daily and seasonal patterns of CO₂ fluxes and evapotranspiration in maize-grass intercropping. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 20, n. 9, p. 777–782, 2016.

MACIEL, M. G. et al. Produção total e das frações de serapilheira em área de caatinga no semiárido de pernambuco. *Revista Científica de Produção Animal*, v. 14, n. 1, p. 43–45, 2012.

- MMA. *Monitoramento do desmatamento nos biomas brasileiros por satélite - Acordo de cooperação técnica MMA/IBAMA Monitoramento do Bioma Caatinga*. [S.l.], 2009.
- MONTENEGRO, S.; RAGAB, R. Impact of possible climate and land use changes in the semi arid regions: A case study from North Eastern Brazil. *Journal of Hydrology*, v. 434–435, n. 0, p. 55 – 68, 2012.
- MOTA, F. O. B.; OLIVEIRA, J. B. Mineralogia de solos com excesso de sódio no estado do Ceará. *Revista brasileira de ciência do solo*, v. 23, n. 4, p. 799–806, 1999.
- MOTTE, L. G. de la et al. Carbon balance of an intensively grazed permanent grassland in southern Belgium. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 228-229, p. 370–383, 2016.
- MYKLEBUST, M. C.; HIPPS, L. E.; RYEL, R. J. Comparison of eddy covariance, chamber, and gradient methods of measuring soil CO₂ efflux in an annual semi-arid grass, *Bromus tectorum*. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 148, n. 11, p. 1894–1907, 2008.
- NAGY, R. et al. Structure and composition of altered riparian forests in an agricultural amazonian landscape. *Ecological Applications*, v. 25, n. 6, p. 1725–1738, 2015.
- NETTO, A. de O. A. et al. Características químicas e salino-sodicidade dos solos do perímetro irrigado Califórnia, SE, Brasil. *Cienc. Rural*, v. 37, n. 6, p. 1640–1645, 2007.
- NIU, S. et al. Seasonal hysteresis of net ecosystem exchange in response to temperature change: Patterns and causes. *Global Change Biology*, v. 17, n. 10, p. 3102–3114, 2011.
- OLIVEIRA, L. M. et al. Balanço de radiação por sensoriamento remoto em uma bacia hidrográfica na zona da mata nordestina. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 30, n. 1, p. 16–28, 2015.
- OLIVEIRA, M. B. L. et al. Trocas de energia e fluxo de carbono entre a vegetação de caatinga e atmosfera no nordeste brasileiro. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 21, p. 378–386, 2006.
- OLIVEIRA, M. C. de et al. Comportamento de gramíneas forrageiras sob condições de pastejo intensivo por bovinos na região semi-árida do Nordeste do Brasil. *EMBRAPA-CPATSA. Documentos*, Petrolina: EMBRAPA-CPATSA., 1988.

- PARENTE, H. N. et al. Influência do pastejo e da precipitação sobre a fenologia de quatro espécies em área de caatinga. *Revista Árvore*, v. 36, n. 3, p. 411–421, 2012.
- PARENTE, H. N. et al. Impacto do pisoteio caprino sobre atributos do solo em área de caatinga. *Revista Brasileira de Saúde e Produção Animal*, v. 11, n. 2, p. 331–341, 2010.
- PARTON, W. et al. Impact of climate change on grassland production and soil carbon worldwide. *Global Change Biology*, v. 1, n. 1, p. 13–22, 1995.
- PASCALÉ, S. et al. Analysis of rainfall seasonality from observations and climate models. *Climate Dynamics*, v. 44, n. 11-12, p. 3281–3301, 2014.
- PEREIRA, J. R. Solos salinos e sódicos. In: *15ª Reunião brasileira de fertilidade do solo*. Campinas: [s.n.], 1983. p. 127–143.
- PEREIRA JÚNIOR, J. S. Nova delimitação do semi-árido brasileiro. *Biblioteca Digital da Câmara dos Deputados: Brasília*, 2007.
- PINGINTHA, N. et al. Hysteresis response of daytime net ecosystem CO₂ exchange during a drought. *Biogeosciences Discussions*, v. 6, n. 6, p. 10707–10735, 2009.
- PINHEIRO, E. A. R.; COSTA, C. A. G.; ARAÚJO, J. C. de. Effective root depth of the caatinga biome. *Journal of Arid Environments*, v. 89, p. 1–4, 2013.
- PORPORATO, A. et al. Ecohydrological modeling in agroecosystems: Examples and challenges. *Water Resources Research*, v. 51, n. 7, p. 5081–5099, 2015.
- POST, W. M. et al. Soil carbon pools and world life zones. *Nature*, 1982.
- PRIESTLEY, C. H. B.; TAYLOR, R. J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*, v. 100, n. 2, p. 81–92, 1972.
- QIU, G. Y. et al. Experimental studies on the effects of the “conversion of cropland to grassland program” on the water budget and evapotranspiration in a semi-arid steppe in Inner Mongolia, China. *Journal of Hydrology*, v. 411, n. 1-2, p. 120–129, 2011.
- R Core Team. *R: A Language and Environment for Statistical Computing*. Vienna, Austria, 2016. Disponível em: <<https://www.R-project.org/>>.

RAGAB, R.; PRUDHOMME, C. Sw—soil and water: climate change and water resources management in arid and semi-arid regions: prospective and challenges for the 21st century. *Biosystems Engineering*, v. 81, n. 1, p. 3–34, 2002.

RAJAN, N.; MAAS, S. J.; CUI, S. Extreme drought effects on summer evapotranspiration and energy balance of a grassland in the southern great plains. *Ecohydrology*, v. 8, n. 7, p. 1194–1204, 2014.

RANDOW, C. von et al. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in south west amazonia. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 78, n. 1-3, 2004.

RECHA, C. et al. Determination of seasonal rainfall variability, onset and cessation in semi-arid tharaka district, kenya. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 108, n. 3-4, p. 479–494, 2012.

REICHSTEIN, M. et al. On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. *Global Change Biology*, v. 11, n. 9, p. 1424–1439, 2005.

REICHSTEIN, M. et al. *REddyProc: Data processing and plotting utilities of (half-)hourly eddy-covariance measurements*. [S.l.], 2016. R package version 0.8-2/r15. Disponível em: <<https://R-Forge.R-project.org/projects/reddyproc/>>.

RIBEIRO, K. et al. Land cover changes and greenhouse gas emissions in two different soil covers in the brazilian caatinga. *Science of The Total Environment*, v. 571, p. 1048–1057, 2016.

RITO, K. F. et al. Precipitation mediates the effect of human disturbance on the brazilian caatinga vegetation. *Journal of Ecology*, 2016.

RODAL, M. J. N.; MARTINS, F. R.; SAMPAIO, E. V. d. S. B. Levantamento quantitativo das plantas lenhosas em trechos de vegetação de caatinga em pernambuco. *Revista Caatinga*, v. 21, n. 3, p. 192–205, 2008.

RODRIGUES, C. P. et al. NDVI e fluxo de CO₂ em lavoura de soja no rio grande do sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 28, p. 95–104, 2013.

RODRÍGUEZ-ITURBE, I.; PORPORATO, A. *Ecohydrology of water-controlled ecosystems: soil moisture and plant dynamics*. [S.l.]: Cambridge University Press, 2004.

RODRIGUEZ-ITURBE, I. et al. Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress: I. Scope and general outline. *Advances in Water Resources*, v. 24, n. 7, p. 695 – 705, 2001.

ROTENBERG, E.; YAKIR, D. Contribution of semi-arid forests to the climate system. *Science*, v. 327, n. 5964, p. 451–454, 2010.

SAMPAIO, E. V.; SILVA, G. C. Biomass equations for Brazilian semiarid caatinga plants. *Acta Botanica Brasilica*, v. 19, n. 4, p. 935–943, 2005.

SAMPAIO, E. V. S. B. Overview of the Brazilian caatinga. In: BULLOCK, S. H.; MOONEY, H. A.; MEDINA, E. (Ed.). *Seasonally Dry Tropical Forests*. 1. ed. London: Cambridge University Press, 1995. cap. 3, p. 35–63.

SANTOS, H. G. et al. *Sistema brasileiro de classificação de solos*. 3. ed. Brasília: [s.n.], 2013. 353 p.

SANTOS, J. C. N. et al. Effect of dry spells and soil cracking on runoff generation in a semiarid micro watershed under land use change. *Journal of Hydrology*, v. 541, p. 1057–1066, 2016.

SANTOS, M. G. et al. Caatinga, the brazilian dry tropical forest: can it tolerate climate changes? *Theoretical and Experimental Plant Physiology*, v. 26, n. 1, p. 83–99, 2014.

SANTOS, R. L. et al. Extração e eficiência de uso de nutrientes em capim-elefante na presença de gesso. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 36, n. 2, p. 497–505, 2012.

SCHLESINGER, W. H.; ANDREWS, J. A. Soil respiration and the global carbon cycle. *Biogeochemistry*, v. 48, n. 1, p. 7–20, 2000.

SCHWINNING, S.; SALA, O. E. Hierarchy of responses to resource pulses in arid and semi-arid ecosystems. *Oecologia*, v. 141, n. 2, p. 211–220, 2004.

SCOTT, R. L. et al. Partitioning of evapotranspiration and its relation to carbon dioxide exchange in a chihuahuan desert shrubland. *Hydrological Processes*, v. 20, p. 3227–3243, 2006.

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*, v. 44, n. 1, 2008.

SIVAKUMAR, M.; DAS, H.; BRUNINI, O. Impacts of present and future climate variability and change on agriculture and forestry in the arid and semi-arid tropics. *Climatic Change*, v. 70, n. 1-2, p. 31–72, 2005.

SOUTO, P. C. *Acumulação e decomposição da serapilheira e distribuição de organismos edáficos em área de caatinga na Paraíba, Brasil*. 150 p. Tese de Doutorado — Universidade Federal da Paraíba, 2006.

SOUZA, L. S. B. et al. Balanço de energia e controle biofísico da evapotranspiração na caatinga em condições de seca intensa. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v. 50, n. 8, p. 627–636, 2015.

SOUZA, R. et al. Vegetation response to rainfall seasonality and interannual variability in tropical dry forests. *Hydrological Processes*, v. 30, n. 20, p. 3583–3595, 2016.

SOUZA, R. M. S. *Dinâmica de energia, água e carbono em área de pastagem no semiárido pernambucano*. 61 p. Dissertação de Mestrado — Universidade Federal Rural de Pernambuco, 2014. Disponível em: <<http://ww4.ufrpe.br/uast/pgpv/images/arquivos/2014/09/rodolfo>>.

SOUZA, R. M. S. et al. Balanço hídrico em área de pastagem no semiárido pernambucano. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 19, n. 5, p. 449–455, 2015.

TAIZ, L.; ZEIGER, E. *Fisiologia vegetal*. [S.l.]: Universitat Jaume I, 2006. v. 10.

TAMBOSI, L. R. et al. Funções eco-hidrológicas das florestas nativas e o código florestal. *Estudos Avançados*, v. 29, n. 84, p. 151–162, 2015.

THOMAS, D.; MIDDLETON, N. Salinization: new perspectives on a major desertification issue. *Journal of Arid Environments*, v. 24, n. 1, p. 95–105, 1993.

VICO, G. et al. Climatic, ecophysiological, and phenological controls on plant ecohydrological strategies in seasonally dry ecosystems. *Ecohydrology*, v. 8, n. 4, p. 660–681, 2014.

VISOIU, M.; WHINAM, J. Extreme weather conditions correspond with localised vegetation death at Cradle Mountain, Tasmania. *Ecological Management & Restoration*, v. 16, n. 1, p. 76–78, 2015.

WANG, Z.; XIAO, X.; YAN, X. Modeling gross primary production of maize cropland and degraded grassland in northeastern China. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 150, n. 9, p. 1160–1167, 2010.

WEVER, L. A.; FLANAGAN, L. B.; CARLSON, P. J. Seasonal and interannual variation in evapotranspiration, energy balance and surface conductance in a northern temperate grassland. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 112, n. 1, p. 31–49, 2002.

WILLIAMS, W. D. Salinisation: A major threat to water resources in the arid and semi-arid regions of the world. *Lakes & Reservoirs: Research & Management*, v. 4, n. 3-4, p. 85–91, 1999.

WILSON, K. et al. Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 113, n. 1–4, p. 223 – 243, 2002.

WILSON, K. B. et al. A comparison of methods for determining forest evapotranspiration and its components: sap-flow, soil water budget, eddy covariance and catchment water balance. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 106, n. 2, p. 153–168, 2001.

WOLF, A. et al. Effects of different eddy covariance correction schemes on energy balance closure and comparisons with the modified bowen ratio system. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 148, n. 6, p. 942–952, 2008.

WONG, V. N. L. et al. Soil carbon dynamics in saline and sodic soils: a review. *Soil Use and Management*, v. 26, n. 1, p. 2–11, 2009.

XAVIER, A. C.; KING, C. W.; SCANLON, B. R. Daily gridded meteorological variables in Brazil (1980-2013). *International Journal of Climatology*, v. 36, n. 6, p. 2644–2659, 2015.

XAVIER, F. A. da S. et al. Biomassa microbiana e matéria orgânica leve em solos sob sistemas agrícolas orgânico e convencional na Chapada da Ibiapaba - CE. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 30, n. 2, 2006.

XIAO, J. et al. Carbon fluxes, evapotranspiration, and water use efficiency of terrestrial ecosystems in China. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 182-183, p. 76–90, 2013.

YUNUSA, I. A. M. et al. Partitioning of turbulent flux reveals contrasting cooling potential for woody vegetation and grassland during heat waves. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 141, n. 692, p. 2528–2537, 2015.

ZHANG, F. et al. Evapotranspiration and crop coefficient for a temperate desert steppe ecosystem using eddy covariance in Inner Mongolia, China. *Hydrological Processes*, v. 26, n. 3, p. 379–386, 2012.

ZHANG, G. et al. Responses of grassland vegetation to climatic variations on different temporal scales in hulun buir grassland in the past 30 years. *Journal of Geographical Sciences*, v. 21, n. 4, p. 634–650, 2011.

ZHANG, X. et al. Monitoring the response of vegetation phenology to precipitation in Africa by coupling MODIS and TRMM instruments. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 110, n. D12, 2005.

ZHANG, Y. et al. Environmental controls on evapotranspiration from sparse grassland in Mongolia. *Hydrological Processes*, v. 21, n. 15, p. 2016–2027, 2007.

ZHENG, H. et al. Hysteresis responses of evapotranspiration to meteorological factors at a diel timescale: Patterns and causes. *PLoS ONE*, v. 9, n. 6, p. e98857, 2014.