

RODOLFO MARCONDES SILVA SOUZA

DINÂMICA DE ENERGIA, ÁGUA E CARBONO EM ÁREA DE
PASTAGEM NO SEMIÁRIDO PERNAMBUCANO

Serra Talhada-PE
2014

RODOLFO MARCONDES SILVA SOUZA

DINÂMICA DE ENERGIA, ÁGUA E CARBONO EM ÁREA DE
PASTAGEM NO SEMIÁRIDO PERNAMBUCANO

Dissertação apresentada à
Universidade Federal Rural de Pernambuco,
Unidade Acadêmica de Serra Talhada,
como parte das exigências do Programa de
Pós-Graduação em Produção Vegetal, para a
obtenção de Título de Mestre em Produção
Vegetal.

ORIENTADOR: Prof. Dr. Eduardo Soares de Souza

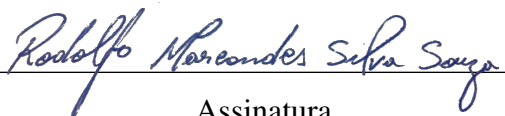
COORIENTADORES: Prof. Dr. Antônio Celso Dantas Antonino


Prof. Dr. José Romualdo de Sousa Lima

Serra Talhada-PE

2014

Com base no disposto na Lei Federal N° 9.610, de 19 de fevereiro de 1998. [...] Autorizo para fins acadêmicos e científico a UFRPE/UAST, a divulgação e reprodução TOTAL, desta dissertação “Dinâmica de energia, água e carbono em área de pastagem no semiárido pernambucano”, sem ressarcimento dos direitos autorais, da obra, a partir da data abaixo indicada ou até que manifestação em sentido contrário de minha parte determine a cessação desta autorização.


Assinatura


Data

S729d Souza, Rodolfo Marcondes Silva.
Dinâmica de energia, água e carbono em área de pastagem no semiárido pernambucano / Rodolfo Marcondes Silva Souza. – 2014.
61 f.: il.
Orientador: Eduardo Soares de Souza.
Dissertação (Mestrado em Produção Vegetal) – Universidade Federal Rural de Pernambuco. Unidade Acadêmica de Serra Talhada, Serra Talhada, 2014.
Referências.
1. Covariância dos vórtices. 2. Fluxo de calor latente. 3. Balanço hídrico. 4. Escoamento superficial. I. Souza, Eduardo Soares, orientador. II. Dantas, Antônio Celso, Co-orientador. III. Lima, José Romualdo de Sousa, Co-orientador. IV Título.

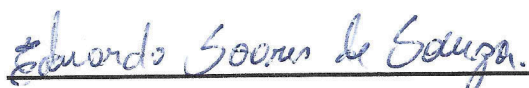
CDD 631

RODOLFO MARCONDES SILVA SOUZA

DINÂMICA DE ENERGIA, ÁGUA E CARBONO EM ÁREA DE
PASTAGEM NO SEMIÁRIDO PERNAMBUCANO

Dissertação apresentada à Universidade
Federal Rural de Pernambuco, Unidade
Acadêmica de Serra Talhada, como parte das
exigências do Programa de Pós-Graduação em
Produção Vegetal, para obtenção do título de
Mestre em Produção Vegetal.

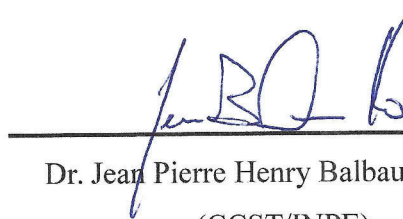
APROVADA: 20 de fevereiro de 2014



Dr. Eduardo Soares de Souza

(UAST/UFRPE)

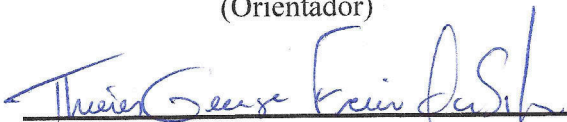
(Orientador)



Dr. Jean Pierre Henry Balbaud Ometto

(CCST/INPE)

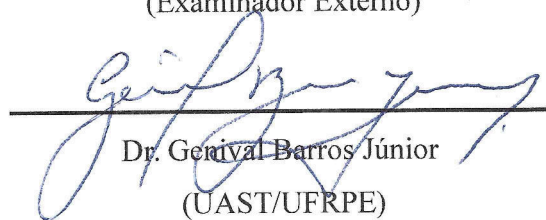
(Examinador Externo)



Dr. Thieres George Freire da Silva

(UAST/UFRPE)

(Examinador Interno)



Dr. Genival Barros Júnior

(UAST/UFRPE)

(Examinador Interno)

Serra Talhada-PE

2014

À minha mãe, Maria Aparecida Pereira Silva

In memoriam

Dedico

AGRADECIMENTOS

À minha esposa, Aline Sheyla, agradeço pelo apoio, carinho, compreensão, cumplicidade e amor que me deram a paz necessária para conclusão do trabalho.

Meu agradecimento especial a minha família, Reginaldo José de Souza (pai), Luiz José da Silva e Neco Pereira da Silva (avós), Maria Francisca da Silva (tia) pelo apoio que me deram e sobretudo, por acreditarem em mim.

Ao professor Eduardo Soares de Souza, pela sua dedicação, confiança e pelos valiosos conhecimentos que tentou me passar desde a graduação quando eu era bolsista PIBIC.

Ao professor Genival Barros Júnior, por todo o seu apoio, conselhos, amizade e confiança ao longo dessa jornada.

Aos meus co-orientadores Professor Antônio Celso Dantas Antonino e Professor José Romualdo de Sousa Lima, por todo apoio que me deram no desenvolvimento desse trabalho.

Ao professor André Quintão de Almeida, pela sua disponibilidade, paciência e ajuda na aquisição e processamento do índice da vegetação por diferença normalizada.

Aos amigos Eduardo José Bezerra da Costa e Jorge Torres, José Severino Cavalcante Júnior, João Cláudio Rodrigues Torre, José Ralison Inácio da Silva, Carlos Alberto Vieira de Souza e Joabe Francisco da Silva, pela ajuda na instalação de equipamentos e levantamento dos dados.

A Universidade Federal Rural de Pernambuco – UFRPE/UAST, pelas condições oferecidas durante o curso.

Ao Banco do Nordeste do Brasil – BNB, pelo apoio financeiro através do Programa de apoio à elaboração de teses e dissertações sobre atividades socioeconômicas e desenvolvimento sustentável, Aviso ETENE/FUNDECI – 01/2012.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES e a Fundação de Amparo à Ciência e Tecnologia do Estado de Pernambuco – FACEPE, pelo apoio financeiro através de estudo.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq (Projeto n°: 475094/2009-3; 305727/2009-5; projeto universal 470289/2011-5; e 307641/2013-9), Fundação de Amparo à Ciência e Tecnologia do Estado de Pernambuco – FACEPE (projeto n°: APQ-0077-5.01/09, “Edital de Cooperação FACEPE-FAPESP de Apoio a Pesquisas em Mudanças Climáticas” e APQ-1178-3.01/10, “Edital FACEPE 12/2010 - Programa de Apoio a Núcleos Emergentes”) e Financiadora de Estudos e Projetos – FINEP (projeto n°: 551922/2011-7).

Algo só é impossível até que alguém duvide e acabe provando o contrário
(Albert Einstein)

BIOGRAFIA

SOUZA, RODOLFO MARCONDES SILVA, filho de Reginaldo José de Souza e Maria Aparecida Pereira Silva, nasceu em Floresta-PE, em 07 de setembro de 1988. Coursou o nível fundamental na Escola Domingos Soriano de Souza em Nazaré do Pico, Floresta-PE e o nível médio, na Escola Deputado Afonso Ferraz, concluindo em 2006. Em agosto de 2007, ingressou no Curso de Agronomia da Universidade Federal Rural de Pernambuco. Graduou-se Engenheiro Agrônomo em março de 2012. No mesmo ano, iniciou o Curso de Mestrado em Produção Vegetal na Universidade Federal Rural de Pernambuco, Unidade Acadêmica de Serra Talhada, em Serra Talhada-PE, concluindo em fevereiro de 2014.

RESUMO

SOUZA, Rodolfo Marcondes Silva. **Dinâmica de energia, água e carbono em área de pastagem no semiárido pernambucano.** 2014. 61 f. Dissertação (Mestrado em Produção Vegetal – Universidade Federal Rural de Pernambuco – Unidade Acadêmica de Serra Talhada (UFRPE – UAST), Serra Talhada-PE. Orientador: Prof. Dr Eduardo Soares de Souza. Co-orientadores: Prof. Dr. Antônio Celso Dantas Antonino e Prof. Dr. José Romualdo de Sousa Lima.

Com os cenários de mudanças climáticas apontando aumento da temperatura do ar, com previsão de redução dos recursos hídricos de várias regiões do mundo, a exemplo do semiárido nordestino, em decorrência do crescente aumento da emissão de gases de efeito estufa, dentre eles o dióxido de carbono (CO_2), estudos que investiguem a relação entre os fluxos de água, energia e CO_2 de ecossistemas agrícolas são de fundamental importância para se compreender o efeito das mudanças climáticas na agricultura. A covariância dos vórtices turbulentos (*Eddy Covariance* – EC) é um método que fornece alta resolução temporal de medições de fluxos de energia, água e CO_2 entre a superfície e a atmosfera e nos últimos anos tem sido considerado a ferramenta padrão desse tipo de estudo. Desse modo o presente trabalho teve como objetivos *i*) avaliar a variação sazonal dos fluxos de energia, água e carbono; *ii*) verificar o particionamento energia e água; *iii*) quantificar o grau com que os fatores ambientais afetam os padrões diários e sazonais da evapotranspiração *iv*) relacionar o fluxo de CO_2 com o crescimento vegetal e *v*) determinar os componentes do balanço hídrico. Entre janeiro de 2012 e dezembro de 2013, medidas de fluxos de calor sensível (H), calor latente (LE) e dióxido de carbono FCO_2 foram realizadas pelo método da covariância de vórtices turbulentos em uma área de pastagem no semiárido de Pernambuco. Além dessas medidas, foram realizados os monitoramento da precipitação pluviométrica (P), da variação no armazenamento de água (ΔA) e do escoamento superficial (ES) para determinação do balanço hídrico. Medidas de planta e o NDVI (Índice da Vegetação por Diferença Normalizada) foram quantificados para acompanhar as mudanças na fenologia e a atividade da vegetação. Análises de regressão foram realizadas para avaliar a relação entre as variáveis. Os valores de P nos dois anos de estudo foram inferiores a normal climatológica da região. A temperatura média do ar em 2013 aumentou $0,66\text{ }^\circ\text{C}$ em comparação a 2012. Foi observado que a fração H/Rn aumentou do período úmido para o período seco, e em todos os períodos H foi superior ao LE, com exceção dos períodos com ocorrência de significativos eventos de P. A constante de Priestley-Taylor (a) indicou que o armazenamento de água no solo controlou a evapotranspiração (ET) durante quase todo momento. A maior parte de P foi transferida para a atmosfera via ET, seguida do escoamento superficial (ES), que juntos somaram mais de 77% de P. A integração dos dados do fluxo de carbono indicou uma

absorção média pelo ecossistema equivalente a $2,15 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$.

Palavras-chave: Covariância dos vórtices, Fluxo de calor latente, Balanço hídrico, Escoamento superficial.

ABSTRACT

SOUZA, Rodolfo Marcondes Silva. **Dynamics of energy, water and carbon in semi-arid grassland area of the state of Pernambuco.** 2014. 61 f. Dissertação (Mestrado em Produção Vegetal – Universidade Federal Rural de Pernambuco – Unidade Acadêmica de Serra Talhada (UFRPE – UAST), Serra Talhada-PE. Orientador: Prof. Dr Eduardo Soares de Souza. Co-orientadores: Prof. Dr. Antônio Celso Dantas Antonino e Prof. Dr. José Romualdo de Sousa Lima.

With climate change scenarios indicating increase of air temperature, expected to reduce water resources in many regions of the world, such as the semi-arid northeast, due to the increasing emission of greenhouse gases, including dioxide (CO₂), studies investigating the relationship between flows of water, energy and CO₂ in agricultural ecosystems are of fundamental importance to understand the effect of climate change on agriculture. The eddy covariance (EC) is a method that provides high temporal resolution measurements of fluxes of energy, water and CO₂ between the surface and the atmosphere and in recent years has been considered the standard tool this type of study. Thus the present study aimed to *i*) evaluate the seasonal variation of the flows of energy, water and carbon; *ii*) verify the energy partitioning and water; *iii*) quantify the degree to which environmental factors affect the daily and seasonal patterns of evapotranspiration *iv*) relate the flow of CO₂ with plant growth and *v*) determine the components of the water balance. Between January 2012 and December 2013, flux measurements of sensible heat (H), latent heat (LE) and carbon (FCO₂) emissions were performed by the eddy covariance method in a pasture in the semiarid region of Pernambuco. Besides these measures, the monitoring of rainfall (P), the change in water storage (ΔA) and runoff (ES) to determine the water balance were performed. Plant measurements and NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) were quantified for tracks changes in phenology and vegetation activity. Regression analyzes were performed to assess the relationship between variables. P values in the two years of study were lower than normal climatology of the region. The average air temperature in 2013 increased by 0.66 °C compared to 2012. It was observed that the fraction H/Rn increased the wet to the dry season period and all years. H was superior to the LE, except for periods of occurrence of significant events of P. The Priestley-Taylor's constant (α) indicated that the water storage in the soil affected the evapotranspiration (ET) during almost the whole time. The majority of P was transferred to the atmosphere via ET, followed by runoff (ES), which together totaled over 77% of P. The integration of carbon flow data indicated an average absorption by the ecosystem equivalent to 2.15 Mg C ha⁻¹ yr⁻¹.

Keywords: Eddy covariance, Latent heat flux, Water balance, Runoff.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 .	Localização da área experimental	21
Figura 2 .	Instrumentação e torre micrometeorológica instalada na pastagem. Foto: 12/10/2013.	23
Figura 3 .	Diagrama do fluxo de ar acima da superfície.	24
Figura 4 .	Coleta da forragem pelo método do quadrado. Foto: (A) 19/05/2013 e (B) 19/07/2013.	28
Figura 5 .	Calha de monitoramento do escoamento superficial. Foto: 31/05/2013. .	30
Figura 6 .	Normal climatológica (1919-1990) de Serra Talhada, PE e distribuição anual da precipitação pluviométrica nos anos de 2012 e 2013 na pastagem.	31
Figura 7 .	Variação sazonal da radiação de global (Rg), temperatura média do ar (Tar), deficit de pressão de vapor (DPV), precipitação pluviométrica (P) e armazenamento de água no solo na camada de 0-30 cm (Arm).	35
Figura 8 .	Fechamento do balanço de energia em área cultivada com pastagem em Serra Talhada, PE nos anos de 2012 e 2013.	36
Figura 9 .	Variação sazonal dos fluxos de energia (saldo de radiação, Rn, e fluxos de calor latente, LE, sensível, H, e no solo, G) em área cultivada com pastagem durante os anos de 2012 e 2013 em Serra Talhada, PE.	37
Figura 10 .	Média horária dos fluxos de energia nos períodos úmidos e secos de 2012 e 2013 na pastagem.	39
Figura 11 .	Variação sazonal da evapotranspiração (ET), evapotranspiração de referência (ETo), constante de Priestley-Taylor (α) e a precipitação pluviométrica (P) em pastagem.	40
Figura 12 .	Relação entre (A) condutância do dossel (g_c) e o deficit de pressão de vapor (DVP) e (B) condutância do dossel e a constante de Priestley-Taylor (α).	42
Figura 13 .	Correlação entre o armazenamento de água no solo (Arm) e a constante de Priestley-Taylor (α).	43
Figura 14 .	Correlação entre a precipitação pluviométrica (P) e o escoamento superficial (ES), na escala mensal, da área de pastagem em Serra Talhada, PE.	44
Figura 15 .	Distribuição diária do fluxo de CO ₂ e precipitação pluviométrica na pastagem durante 2012 e 2013.	46
Figura 16 .	Média horária do fluxo de carbono nos períodos úmidos e secos de 2012 e 2013 na pastagem.	49

Figura 17. Correlação entre a massa seca da planta, a massa de água contida na planta e o índice de área foliar (AIF) com a média de três dias do fluxo de CO ₂ (FCO ₂).	50
Figura 18. Correlação entre o índice da vegetação por diferença normalizada (NDVI) e a troca líquida do ecossistema (NEE – <i>Net Ecosystem Exchange</i>). Linha tracejada representa o ajuste para todo período (2012 a 2013); Linha contínua, representa o ajuste para o período chuvoso. . .	52

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Propriedades físicas do solo da pastagem.	22
Tabela 2. Critérios utilizados para remoção de valores anômalos do conjunto de dados.	26
Tabela 3. Variáveis meteorológicas e parâmetros do dossel da pastagem em Serra Talhada, PE no período 2012 a 2013.	32
Tabela 4. Componentes do balanço hídrico em área de pastagem no período de 2012 a 2013, em Serra Talhada, PE	45

SUMÁRIO

1 - INTRODUÇÃO	16
2 - MATERIAL E MÉTODOS	21
2.1 - ÁREA DE ESTUDO	21
2.2 - INSTRUMENTAÇÃO METEOROLÓGICA	22
2.3 - MÉTODO DA COVARIÂNCIA DOS VÓRTICES TURBULENTOS (<i>EDDY COVARIANCE</i>)	23
2.3.1 - Correção e preenchimento de dados	25
2.4 - PARÂMETROS DO DOSSEL	26
2.5 - MEDIDAS DA FORRAGEM E NDVI	28
2.6 - BALANÇO HÍDRICO	29
2.7 - ANÁLISE ESTATÍSTICA	30
3 - RESULTADOS E DISCUSSÃO	31
3.1 - VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS	31
3.2 - FLUXOS DE ENERGIA	35
3.3 - EVAPOTRANSPIRAÇÃO E FATORES CONTROLADORES	39
3.4 - BALANÇO HÍDRICO	44
3.5 - FLUXO DE CARBONO	46
4 - CONCLUSÕES	53
5 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	54

1 - INTRODUÇÃO

Os cenários de mudanças climáticas têm sido frequentemente discutidos pela comunidade científica, sobretudo em relação aos efeitos que tais alterações no clima podem provocar em regiões áridas e semiáridas. De acordo com o IPCC (2007), o risco de ocorrer redução nos recursos hídricos com as mudanças climáticas nessas regiões é significativo, onde também poderá ocorrer um aumento na extensão das áreas afetadas pela seca, com potencial de impactos negativos em vários setores (agricultura, produção de energia, abastecimento de água e saúde). Essa redução dos recursos hídricos, combinada com aumento da temperatura do ar, tendem a elevar a taxa de evaporação dos corpos d'água e, conseqüentemente, reduzir o volume neles escoado, podendo diminuir as recargas dos aquíferos e realimentação da vazão dos rios em 70% até o ano de 2050. Além disso, poderá ocorrer a concentração do período chuvoso em espaço de tempo ainda menor, bem como redução da precipitação pluviométrica. Com a tendência de “aridização”, poderá haver também mudanças na vegetação da caatinga por espécies mais típica de regiões áridas, como as cactáceas (CIRILO, 2008).

As regiões semiáridas compreendem cerca de 17,7% do globo terrestre, podendo ainda aumentar em função de alterações no ciclo hidrológico (ROTENBERG & YAKIR, 2010). 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% (BRASIL, 2005). Dessa forma, a área classificada como região semiárida é de 982.563 km², que corresponde aproximadamente 11,5% do território brasileiro. Essa região é caracterizada 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 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 700 mm anuais (OLIVEIRA et al., 2006). As chuvas irregulares, pouco frequentes, os períodos de estiagem, clima e mudanças de uso da terra adicionam mais complexidade na hidrologia das regiões semiáridas (MONTENEGRO & RAGAB, 2012). Assim, a compreensão das tendências variacionais e períodos de flutuação de fatores hidrológicos é essencial, sendo que esses fatores incluem a precipitação, escoamento superficial e evapotranspiração (LI et al., 2013).

Dessa forma, o levantamento de dados primários em regiões semiáridas é importante, principalmente por causa da sua extensão (17,7% do globo terrestre), juntamente com as condições de nebulosidade e de alta radiação solar. Essas regiões têm potencialmente grandes impactos no clima local e o balanço de radiação global representa as condições climáticas previstas para grandes áreas de regiões atualmente úmidas (ROTENBERG & YALIR, 2010).

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 sobre 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 da variabilidade do clima sobre os fluxos de água e carbono, tanto para melhorar o conhecimento dos mecanismos de balanço desses elementos, como também para prever os possíveis efeitos de mudanças climáticas dos cenários atuais, fornecendo aos pesquisadores condições para melhorar e validar seus modelos (LIU et al., 2012).

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. Esse tipo de cobertura vegetal engloba aproximadamente 32% de toda vegetação natural do globo terrestre (PARTON et al., 1995). A atual área de pastagem no Brasil é de 151 milhões de hectares, o que corresponde a aproximadamente 17,8% do território (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).

As pastagens fornecem uma oportunidade especial de estudar a fisiologia do ecossistema em resposta as mudanças ambientais, pois esse ecossistema, em particular, mostra respostas assimétricas muito grande à variação anual da precipitação pluviométrica (WEVER et al., 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, especialmente em regiões áridas e semiáridas (LI et al., 2007). As características de cobertura do solo têm um importante papel no fracionamento da energia solar, onde determina o balanço de radiação na superfície e afeta a temperatura e a estrutura da camada limite da atmosfera (WANG et al., 2007). O balanço de energia se baseia nas análises dos ganhos e perdas de energia térmica radiativa, condutiva e convectiva por uma superfície evaporante (SILVA et al., 2011), e tem como um dos principais objetivos quantificar a partição do saldo de radiação (Rn) na superfície de um ecossistema, sobretudo para determinar os fluxos de calor sensível (H) e latente (LE), que são diretamente ligados com o aquecimento do ar e a evapotranspiração, respectivamente.

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; LIMA et al., 2005; WOLF et al., 2008). O método da Razão de Bowen é bastante aplicado, devido principalmente à sua base teórica simplificada e a exigência de instrumentação também relativamente simples, para estimar o

fluxo de vapor d'água (ASHKTORAB et al., 1989). O método da covariância dos vórtices turbulentos (*Eddy Covariance* - EC), por sua vez, fornece 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 et al., 2008). O método da covariância dos vórtices turbulentos tem sido aplicado para determinação dos fluxos em vários ecossistemas: pastagens (von RANDOW et al., 2004; AIRES et al., 2008; LOPEZ et al., 2008; WANG et al., 2010; KRISHNAN et al., 2012), florestas nativas e plantadas (BARR et al., 2004; MYKLEBUST et al., 2008; CABRAL et al., 2010; ARRUDA et al., 2011), cultivo de cana-de-açúcar (CABRAL et al., 2012; CABRAL et al., 2013), soja (RODRIGUES et al., 2013), caatinga (OLIVEIRA et al., 2006).

A evapotranspiração (ET) depende fortemente da disponibilidade de água e energia, e também das características do local (LI et al., 2007; MITCHELL et al., 2009), sendo uma das principais forma de transferência de água no sistema solo-planta-atmosfera e, em pastagens áridas e semiáridas, pode ser responsável por mais de 90% do consumo da precipitação pluviométrica (FLERCHINGER et al., 1996; ZHANG et al., 2012). A ET é afetada por uma série de fatores ambientais e biológicos interligados, que influenciam diretamente nos ciclos da água e do carbono e na troca de energia nos ecossistemas terrestres: os fatores climáticos (a velocidade do vento, a razão de insolação, a umidade relativa do ar, a amplitude térmica e a precipitação), as características da planta (a espécie, o coeficiente de reflexão, o estágio de desenvolvimento da planta e a profundidade do sistema radicular), o manejo do solo e da cultura (o espaçamento, a densidade de plantio, a orientação do plantio, a capacidade de armazenamento de água no solo, a disponibilidade de água no solo e impedimentos físicos e químicos) (PEREIRA et al., 2002; GONÇALVES, 2010). Parâmetros dos ecossistemas e processos, como o conteúdo de água do solo, a produtividade da vegetação, nutrientes do ecossistema e o balanço de água são todos influenciados pela evapotranspiração (WEVER et al., 2002). Em regiões semiáridas, a disponibilidade de água no solo é o fator primário no controle do fluxo de água (principalmente da evapotranspiração), na assimilação de carbono e na respiração do ecossistema (HUSSAIN et al., 2011). Qualquer mudança no uso da terra passível de alterar as propriedades hidrodinâmicas do solo responsáveis pela transferência de água no solo poderá mudar os padrões de evapotranspiração e fluxo de CO₂. As interações entre a umidade do solo e fluxo de CO₂ são características fundamentais nos processos ecohidrológicos, embora essa relação não seja tão direta quanto a umidade do solo e a evapotranspiração (KURC & SMALL, 2007). A dinâmica da água de um ecossistema também pode ser estudada a partir do balanço hídrico, que consiste na contabilização dos componentes de entrada e saída de água num volume de solo que englobe todo o sistema radicular da cultura durante um determinado intervalo de tempo. O balanço hídrico contempla todos os processos de retenção e condução de água no sistema solo-planta-atmosfera e é um dos principais métodos para determinação

da evapotranspiração (LIMA et al., 2006; SILVA, 2007; SOUZA et al., 2013). Os principais componentes de entrada de água são a chuva e a ascensão capilar, enquanto, os de saída são a evapotranspiração, a drenagem profunda e o escoamento superficial, onde o somatório desses componentes deve ser igual à variação do armazenamento de água no solo.

O escoamento superficial é um componente importante do balanço hídrico, sobretudo em regiões semiáridas, onde normalmente ocorrem longos períodos de seca seguidos por curtos períodos chuvosos. Esse componente depende de vários fatores como a declividade do terreno, tipo de cobertura do solo, capacidade de infiltração de água no solo e da intensidade da chuva. Em pastagens em que o solo tende a apresentar valores altos de densidade do solo devido ao pastejo dos animais, o escoamento superficial pode atingir 54,53% da precipitação pluviométrica (COSTA et al., 2013).

Nos ambientes semiáridos os eventos são constituídos normalmente por “pulsos” de precipitações. Esses pulsos são formas especiais de se avaliar a dinâmica desse ecossistema. Pela teoria geral da coexistência, no ambiente semiárido, a variabilidade das chuvas estimula mecanismos específicos que contribuem para a manutenção da diversidade das espécies (ANDRADE et al., 2006).

A relação simples e direta entre eventos de chuvas, provoca “um pulso” e a produção primária, e por sua vez resulta em reservas de carbono e de energia que são acumuladas nas sementes e nos órgãos de produção de assimilados da planta. Estas reservas são consideradas inativas até que se reinicie um pulso. Quando não ocorrem chuvas consideradas importantes sob o ponto de vista biológico, ou seja, para desencadear mudanças nos processos fisiológicos e morfológicos, essas reservas diminuem lentamente com o tempo (em consequência da respiração, abscisão, senescência, pastejo, dentre outros). Entretanto, nos períodos chuvosos, os intervalos entre cada evento podem estimular os pulsos de crescimento da planta (REYNOLDS et al., 2004), e como consequência a recuperação dessas reservas.

De acordo com Reynolds et al. (2004), três situações de precipitações que são evidentes e devem ser consideradas nos estudos ecológicos em regiões áridas e semiáridas: i) a precipitação é baixa e conseqüentemente é o fator limitante dominante; ii) a precipitação é altamente variável, tanto entre estações (seca e chuvosa) quanto entre os anos; iii) a precipitação é altamente imprevisível. A relação entre a produtividade anual total das plantas e a quantidade total das chuvas (sazonal e anual) não é tão simples nem tão direta como sugere, devido as grandes variações espaciais e temporais (LAUENROTH & Sala, 1992). As três características da precipitação (baixa, variável e imprevisível) manifestam-se numa diversidade e dinâmica imprevisível, especialmente no que diz respeito à composição das espécies na comunidade e a produtividade primária (WHITFORD, 2002).

Conhecer o sincronismo e a amplitude das chuvas é fundamental para compreender a dinâmica das pastagens no semiárido. Poucos são os estudos que relacionem esses pulsos do conteúdo de água no solo com o restabelecimento da vegetação, ou seja, modelos que relacionem esses pulsos com a evolução das respostas das plantas, sobretudo no que diz

respeito a dinâmica de CO₂. Além disso, a quantificação das taxas de fluxos de energia, água e CO₂, em pastagem no semiárido, pode contribuir na construção de modelos para elucidar mudanças no ecossistema. Nesse contexto, o presente trabalho, realizado em pastagem no semiárido pernambucano, teve como objetivos: *i*) avaliar a variação sazonal dos fluxos de energia, água e carbono; *ii*) verificar o particionamento energia e água; *iii*) quantificar o grau com que os fatores ambientais afetam os padrões diários e sazonais da evapotranspiração *iv*) relacionar o fluxo de CO₂ com o crescimento vegetal e *v*) determinar os componentes do balanço hídrico.

2 - MATERIAL E MÉTODOS

2.1 - ÁREA DE ESTUDO

O experimento foi conduzido na Fazenda Lagoinha do Município de Serra Talhada PE (07° 56' 50,4''S e 38° 23' 29,0''O), na microrregião do Vale do Pajeú (Figura 1). O clima é do tipo BShw', semiárido, caracterizando-se por ser quente e seco, com as chuvas de verão ocorrendo entre os meses de dezembro a maio, sendo os maiores volumes de chuva em março de cada ano e a precipitação média anual é de aproximadamente 642 mm. A temperatura do ar média mensal varia entre 26,7 e 23,1 °C, com média anual de 25,2 °C. O solo é classificado como Luvissole (SANTOS et al., 2013).

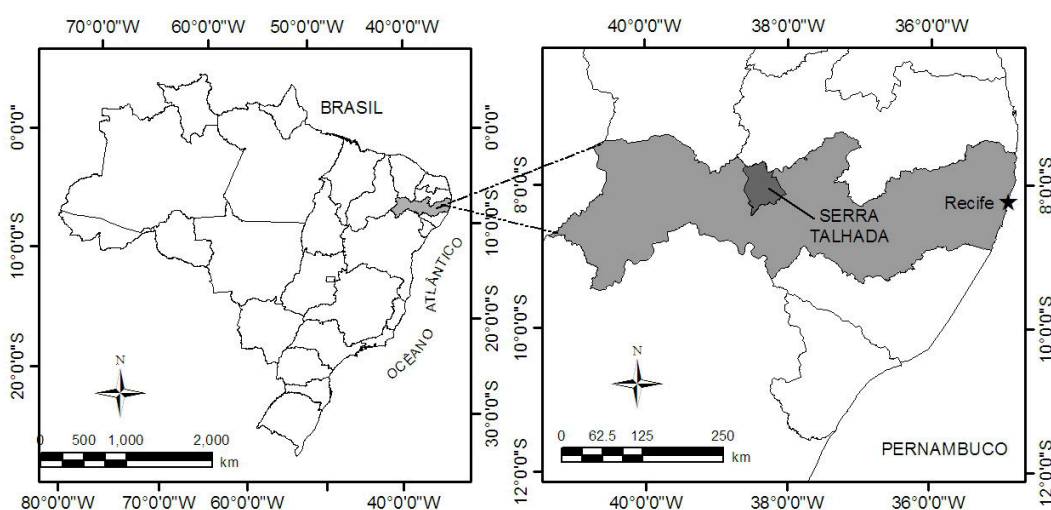


Figura 1. Localização da área experimental

A vegetação nativa da área de estudo foi removida em 1974 com trator de esteira para o cultivo do algodão em sistema de sequeiro, milho e feijão na forma de consórcio. Em 1980, devido à ocorrência de problemas fitossanitários, sobretudo causados pelo bicudo-do-algodoeiro (*Anthonomus grandis*), a área passou a ser cultivada apenas com milho e feijão, sendo anualmente o solo revolvido com grade média acoplada em trator de pneus.

A pastagem foi introduzida na área em 1995, com duas espécies de gramíneas C4, sendo o capim buffel (*Cenchrus ciliaris* L.) e o capim corrente (*Urochloa mosambicensis*), semeado em maior quantidade, inicialmente semeado 400 kg de sementes, utilizando uma matraca.

Atualmente, a área é composta predominantemente de capim corrente, onde periodicamente são realizadas destocas manuais para evitar o crescimento e a propagação de outras plantas. Após o período chuvoso, por volta de junho a julho de cada ano, são colocados bovinos, ovinos e equinos para pastejar até o consumo total da forragem e, em seguida, os animais são retirados da pastagem.

Para caracterizar algumas propriedades físicas do solo, foram determinadas as frações

texturais, a densidade do solo (Ds) e a resistência do solo à penetração (RP). A RP foi determinada utilizando um penetrômetro de impactos modelo IAA/Planalsucar/Stolf (Stolf, 1991). A textura, Ds e RP do solo da pastagem são apresentadas na Tabela 1. A textura e Ds foram semelhantes em quase todas as profundidades, enquanto que a RP em 30 cm de profundidade é aproximadamente 10 vezes maior do que na superfície. A classe textural do solo é Franco-Arenosa na superfície em em 10 cm de profundidade, e Franco-Argilo-Arenosa em 20 e 30 cm profundidade.

Tabela 1. Propriedades físicas do solo da pastagem.

Profundidade ——— cm ———	Areia ————— % —————	Silte	Argila	Ds g cm ⁻³	RP MPa
0	65,04	18,00	16,96	1,51 ab	2,20 c
10	63,32	18,00	18,68	1,53 ab	7,67 bc
20	60,68	14,00	25,32	1,42 b	15,06 ab
30	64,06	4,00	31,94	1,61 a	20,24 a

Médias seguidas por letras iguais nas colunas não diferem entre si de acordo com o teste de Tukey a 5% de probabilidade.

O monitoramento das variáveis meteorológicas na pastagem foi realizado no período de 19 de janeiro de 2012 a 31 de dezembro de 2013, totalizando aproximadamente dois anos de estudo. Para analisar o efeito do período chuvoso e seco na variação das variáveis monitoradas, foram escolhidos subperíodos em cada ano baseado na quantidade de precipitação pluviométrica ocorrida na pastagem. Dessa forma, as datas escolhidas para os subperíodos foram: Período úmido de 2012 (15 de março a 15 de abril); Período seco de 2012 (15 de agosto a 15 de setembro); Período úmido de 2013 (15 de maio a 15 de junho); Período seco de 2013 (15 de outubro a 15 de novembro).

2.2 - INSTRUMENTAÇÃO METEOROLÓGICA

Os fluxos de *momentum*, calor latente (LE), calor sensível (H) e CO₂ foram medidos por um sistema de covariância dos vórtices turbulentos composto de 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) para monitorar os fluxos de CO₂ e H₂O instalados a 2,0 m de altura em uma torre metálica no centro da área (Figura 2). A precipitação pluviométrica foi registrada por pluviômetro eletrônico (TE525 series, Campbell Scientific, Logan, Utah, EUA) com precisão de 0,1 mm. A temperatura do ar foi monitorada por sonda de temperatura (108, Campbell Scientific, Logan, Utah, EUA). O saldo de radiação foi medido por saldo radiômetro (CNR2, Campbell Scientific, Logan, Utah, EUA) que fornece o balanço de ondas curtas e ondas longas. O fluxo de calor no solo foi obtido com uma placa de fluxo (HFP01, Hukseflux, Delft, Holanda) instalada a 5,0 cm de profundidade. A temperatura no solo foi monitorada pelo mesmo tipo

de sonda utilizada para monitorar a temperatura do ar, sendo instaladas a 5, 20 e 30 cm de profundidade. Na escolha da altura da torre, levou-se em consideração o tamanho da área (650 x 360 m) para garantir as condições de *fetch*. Dessa forma, o raio mínimo foi de aproximadamente 180 m, o dá uma relação de 1:90.



Figura 2. Instrumentação e torre micrometeorológica instalada na pastagem. Foto: 12/10/2013.

Os dados dos sensores do sistema de covariância dos vórtices turbulentos foram lidos a cada 0,1 s (frequência de 10 Hz) e os dados dos demais sensores foram coletados a cada minuto, sendo os seus valores médios e totais armazenados a cada 30 minutos em uma central de aquisição de dados (CR1000, Campbell Scientific, Logan, Utah, EUA) utilizando um cartão de memória tipo *flash* e todos os dados descarregados em média a cada 20 dias.

2.3 - MÉTODO DA COVARIÂNCIA DOS VÓRTICES TURBULENTOS (*EDDY COVARIANCE*)

Os fluxos de *momentum*, calor sensível, calor latente e CO₂ foram determinados pelo método da covariância dos fluxos turbulentos (*Eddy Covariance*). Nesse método são quantificados os fluxos que passam através de um sistema fechado (BURBA et al., 2013), onde é realizada a contagem dos movimentos turbulentos (para cima e para baixo) próximos à superfície para quantificar esses fluxos (BALDOCCCHI, 2003; BURBA et al., 2013) (Figura 3).

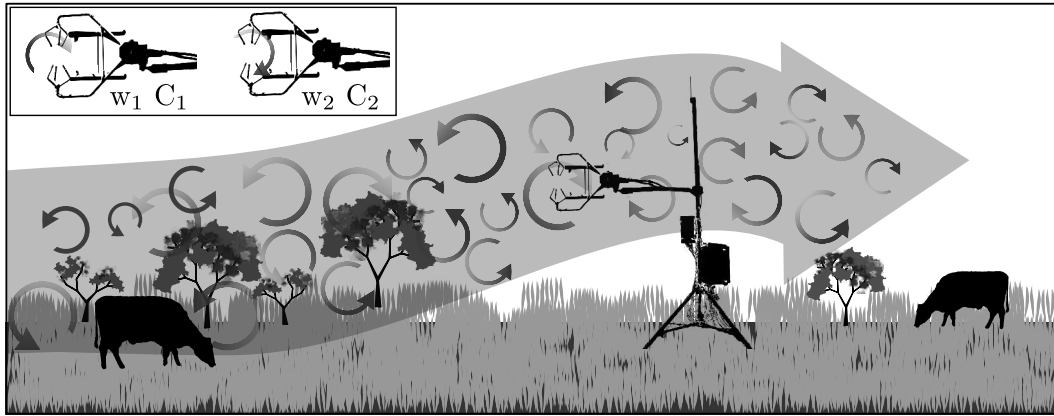


Figura 3. Diagrama do fluxo de ar acima da superfície.

Os turbilhões mais úmidos e mais aquecidos gerados próximos à superfície são deslocados verticalmente para cima, e substituídos por turbilhões menos aquecidos (Escobar, 2008). No primeiro momento, quando o turbilhão passa pelo sensor (movimento para baixo), é quantificada a velocidade vertical do vento (w_1) e a concentração desse gás (C_1). No segundo momento, com a nova passagem do turbilhão pelo sensor (movimento para cima), novamente são quantificadas a velocidade vertical do vento (w_2) e a concentração do gás (C_2). Cada turbilhão tem características próprias, tais como concentração de gás, temperatura, umidade, etc. Ao se medir essas características e a velocidade do movimento vertical do ar, em um determinado intervalo de tempo (30 minutos ou uma hora), então é possível determinar os fluxos de entrada e saída de gás, concentração de vapor d'água, temperatura e umidade em cada turbilhão (BURBA et al., 2013).

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

$$H = \rho_m C_m \overline{w'T'} \quad (1)$$

$$LE = \rho_m L \overline{w'q'} \quad (2)$$

$$F_C = \overline{\rho_d w's'} \quad (3)$$

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, F_C é o fluxo de carbono, $\bar{\rho}_d$ a densidade do ar, $\overline{w's'}$ a média da covariância da flutuação da velocidade vertical e a flutuação da concentração de carbono (ARRUDA, 2011; BURBA et al., 2013).

O fluxo de calor latente foi convertido em evapotranspiração considerando a média do LE no período diurno o calor latente de vaporização (λ):

$$ET = \frac{\overline{LE}t}{10^6\lambda} \quad (4)$$

$$\lambda = 2,501 - (2,361 \times 10^{-3})T \quad (5)$$

sendo, \overline{LE} a média do fluxo de calor latente [$W m^{-2}$] em um intervalo de tempo, t [s], 10^6 o fator utilizado para converter $W m^{-2}$ para $MJ m^{-2}$, T a temperatura do ar [$^{\circ}C$].

A evapotranspiração de referência (ET_o) foi estimada a partir do método de Penman-Montheith padronizado pela FAO (ALLEN et al., 1998):

$$ET_{oPM} = \frac{0,408\Delta(Rn - G) + \gamma \frac{900}{T+273} u_2 DPV}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad (6)$$

onde, Δ é a declividade da curva de pressão de saturação de vapor d'água [$kPa ^{\circ}C^{-1}$], Rn e G são respectivamente, o saldo de radiação e o fluxo de calor no solo [$MJ m^{-2} dia^{-1}$], γ a constante psicométrica [$kPa ^{\circ}C^{-1}$], T a temperatura do ar [$^{\circ}C$], u_2 é a velocidade do vento a 2,0 m de altura [$m s^{-1}$], DPV é o deficit de pressão de vapor [kPa].

2.3.1 - Correção e preenchimento de dados

No processo de aquisição de dados alguns fatores podem causar a perda de informações, como por exemplo, o mau funcionamento dos sensores, eventos extremos de chuva e falhas no fornecimento de energia. Além disso, durante os eventos pluviométricos valores anômalos podem ser registrados e, conseqüentemente, os valores médios armazenados a cada meia hora podem apresentar grandes variações em relação ao conjunto de dados.

Em 2012, a maior lacuna dos dados ocorreu durante 45 dias consecutivos e as perdas totais corresponderam a cerca 20% dos dados, enquanto que em 2013, a maior perda consecutiva ocorreu durante 19 dias, e as perdas totais corresponderam a aproximadamente 9%. Além desses valores perdidos, após análise visual, foram removidos dados dos fluxos de carbono, calor latente e calor sensível utilizando os critérios apresentados na Tabela 2.

Tabela 2. Critérios utilizados para remoção de valores anômalos do conjunto de dados.

	Fluxo de CO ₂	H	LE
	$\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	W m^{-2}	
Limite inferior	-20,0	-80,0	-50,0
Limite superior	20,0	500,0	500,0

As lacunas no conjunto de dados foram completadas utilizando uma ferramenta de partição do fluxo e preenchimento de dados de covariância dos vórtices turbulentos do *Max Planck Institute for Biogeochemistry* (Jena, Alemanha). Essa ferramenta consiste de um algoritmo que se baseia em uma classe de métodos heurísticos correlacionados com a velocidade de atrito (u^*), considerando as covariações dos fluxos com variáveis meteorológicas e a autocorrelação temporal dos fluxos (REICHSTEIN et al., 2005).

Antes do preenchimento dos dados, foi realizado o fechamento do balanço de energia utilizando-se de regressão linear para todos os valores de cada meia hora ($R_n - G$) vs. ($H + LE$). O fechamento ideal é quando o coeficiente de inclinação da reta se aproxima de 1 e o valor interceptado é zero. Após o fechamento do balanço de energia, as variáveis que não são preenchidas pela ferramenta citada anteriormente, foram preenchidas a partir de análises de regressão entre as variáveis observadas, considerando os dados nos dias em que todas elas foram registradas.

2.4 - PARÂMETROS DO DOSSEL

Um melhor entendimento das variações sazonais e anuais nos fluxos de energia e água e os fatores que os controlam podem ser estimados por vários parâmetros indicativos no nível do dossel (KRISHNAN et al., 2012). A condutância do dossel para a transferência de calor latente foi calculada a partir do inverso da equação de Penman-Monteith (HAO et al., 2007):

$$g_c = \frac{\gamma L E g_a}{\Delta (R_n - G) \rho c_p \Delta + \gamma L E} \quad (7)$$

sendo, g_c a condutância do dossel [m s^{-1}]; g_a a condutância aerodinâmica [m s^{-1}]; ρ a densidade do ar [kg m^{-3}]; c_p o calor específico do ar à pressão constante, $1,013 \times 10^{-3}$ [$\text{MJ kg}^{-2} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$].

A condutância aerodinâmica foi obtida pelo inverso da resistência aerodinâmica (r_a)

que foi determinada pela equação proposta por Brutsaert (1982):

$$r_a = \frac{1}{g_a} = \frac{k^2 u_z}{\ln\left(\frac{Z_{om}-d}{Z_{om}}\right) \ln\left(\frac{Z_h-d}{Z_{oh}}\right)} \quad (8)$$

na qual, r_a é a resistência aerodinâmica [$s\ m^{-1}$]; Z_m é a altura de medida da velocidade do vento [m]; Z_h é altura de medida da umidade do ar [m]; Z_{om} é o comprimento da rugosidade para a transferência de *momentum* [m]; Z_{oh} é o comprimento da rugosidade para a transferência de calor e vapor [m]; k a constante de von Karman [0,41] e u_z é a velocidade do vento na altura Z [$m\ s^{-1}$]; d é altura do plano zero de deslocamento [m].

Na determinação da resistência aerodinâmica foram consideradas as mesmas características padronizadas pela FAO para uma superfície de referência (ALLEN et al., 1998):

$$d = \frac{2}{3}h \quad (9)$$

$$Z_{om} = 0,123h \quad (10)$$

$$Z_{oh} = 0,10Z_{om} \quad (11)$$

sendo h a altura da planta [m].

A declividade da curva de pressão de vapor (Δ , $kPa^\circ\ C^{-1}$) foi estimada a partir da temperatura do ar (T , $^\circ C$) e da pressão de vapor de saturação (e_s , kPa) utilizando a equação abaixo:

$$\Delta = \frac{4098e_s}{(T + 237,2)^2} \quad (12)$$

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

$$\alpha = \frac{LE}{\left(\frac{\Delta}{\Delta+\gamma}\right) Ra} \quad (13)$$

sendo R_a a energia disponível, dada por $R_n - Q$ na formulação original de Priestle-Taylor, Q a soma dos menores componentes do balanço de energia. Nesse trabalho, R_a 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 ($\alpha \geq 1$), a evapotranspiração é controlada pela energia disponível (R_a).

2.5 - MEDIDAS DA FORRAGEM E NDVI

A quantificação da massa de forragem (MF) foi realizada por meio de medidas diretas adotando-se o método do quadrado (SALMAN et al., 2006), que consistiu no corte e pesagem da forragem contida na área da moldura (Figura 4).

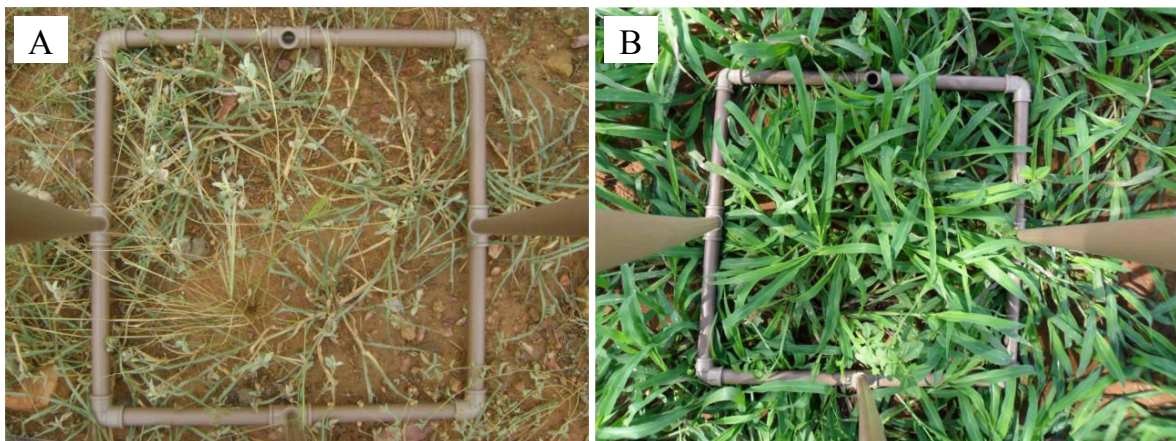


Figura 4. Coleta da forragem pelo método do quadrado. Foto: (A) 19/05/2013 e (B) 19/07/2013.

A amostragem foi realizada utilizando um quadrado de $0,25 \text{ m}^2$ de área, onde foram realizados 10 lançamentos por amostragem considerando os padrões de ocorrência da pastagem no momento da coleta. O capim foi cortado rente ao solo e pesado para obtenção da massa fresca.

As folhas verdes foram separadas dos perfilhos para a determinação do índice de área foliar (IAF) (FAGUNDES et al., 2001; JONGEN et al., 2011). As folhas foram digitalizada a uma resolução de 75 dpi e as imagens processadas com o *software* ImageJ (RASBAND, 2012), para obtenção da área total de folhas. Por fim, o IAF foi obtido pela razão entre a área total de folhas em m^2 e a área do quadrado ($0,25 \text{ m}^2$). A massa seca foi obtida pela secagem do material em estufa a $65 \text{ }^\circ\text{C}$.

As mudanças na fenologia e atividade da vegetação foram avaliadas utilizando o índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI), que tem sido amplamente empregado para caracterizar mudanças temporais e espaciais no verde de superfícies vegetadas, e em muitos casos quando a vegetação não é tão densa, para correlacionar tais variações com a troca de carbono do ecossistema com atmosfera (NAGLER et al., 2007; WANG et al., 2010;

QUN & HUIZH, 2013).

O NDVI disponibilizado no produto MOD13Q1 foi obtido 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>). Durante o presente estudo, foram obtidas 44 composições do NDVI e foi utilizada para uma janela de amostragem de um pixel.

2.6 - BALANÇO HÍDRICO

O balanço hídrico foi determinado considerando uma profundidade de 0,30 m como limite inferior, no qual foram quantificados os principais componentes de entrada e saída de água do sistema ao longo do tempo de acordo com Libardi (2005):

$$\Delta A = P \pm Q - ES - ET \quad (14)$$

sendo, (ΔA) a variação do armazenamento de água no perfil do solo, P a precipitação pluviométrica, Q o fluxo total de drenagem (-Q) ou ascensão capilar (+Q), ES o escoamento superficial e ET a evapotranspiração real da planta, todos expressos em mm.

O armazenamento de água no solo foi monitorado utilizando sondas TDR (*Time Domain Reflectometer*) instaladas nas profundidades de 5, 20, 30 e 40 cm. Foi utilizada a regra do trapézio para calcular o armazenamento acumulado de água no solo, considerando-se que as medidas foram realizadas em intervalos igualmente espaçados, desde a superfície ($z = 0$) até a profundidade de interesse ($z = L = 0,30$ m) (LIBARDI, 2005). A variação no armazenamento de água no perfil de solo (ΔA) foi determinada pela diferença dos valores do armazenamento de água do perfil nos tempos inicial e final de cada período considerado, sendo expressa pela seguinte equação:

$$\Delta A = |\theta_f - \theta_i|L = A_f - A_i \quad (15)$$

sendo, L a profundidade, A_f e A_i os armazenamentos acumulados de água final e inicial, respectivamente.

A precipitação pluviométrica foi quantificada utilizando um pluviômetro eletrônico (TR52SUW, Texas Eletronics).

O escoamento superficial foi quantificado utilizando calhas de 1,02 m² para coletar a água escoada durante os eventos de precipitação pluviométrica. As calhas foram confeccionadas a partir de chapas metálicas para conduzir a água escoada para reservatórios instalados na parte mais baixa do declive, ficando estes devidamente fechados para evitar a evaporação da água coletada (Figura 5).



Figura 5. Calha de monitoramento do escoamento superficial. Foto: 31/05/2013.

A ET foi obtida pelo método da correlação dos turbilhões, descrito anteriormente. Desse modo, conhecendo-se todos os componentes do balanço hídrico, o fluxo total de água (Q), ou seja, a saída por drenagem (-Q) ou entrada por ascensão capilar (+Q) de água na zona radicular através do limite inferior do volume de solo estudado ($z = 0,30$ m), foi obtido como termo residual da Equação 14. Os componentes de entrada e saída de água no sistema foram quantificados na escala mensal.

2.7 - ANÁLISE ESTATÍSTICA

Análises de regressões lineares e não-lineares foram realizadas para avaliar a relação entre as variáveis. A significância das regressões foi avaliada pelo teste F ao nível de 5% de probabilidade e quando mais de um modelo de regressão foi significativo, o critério de escolha foi o menor RMSE. Todas as análises estatísticas foram realizadas utilizando o software R 3.0.2 (R DEVELOPMENT CORE TEAM, 2013).

3 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 - VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS

As distribuições das precipitações pluviométricas mensais durante dos anos de 2012 e 2013, bem como da normal climatológica da região são apresentadas na Figura 6, onde é possível observar que a distribuição da precipitação pluviométrica durante os dois anos foram diferentes da normal climatológica, com o ano de 2012 apresentando valores mensais sempre abaixo. Em 2013, houve um deslocamento do período chuvoso para os meses de abril e maio, e os valores acumulados nos meses de maio, julho e dezembro foram maiores que os valores da normal climatológica (1919-1990).

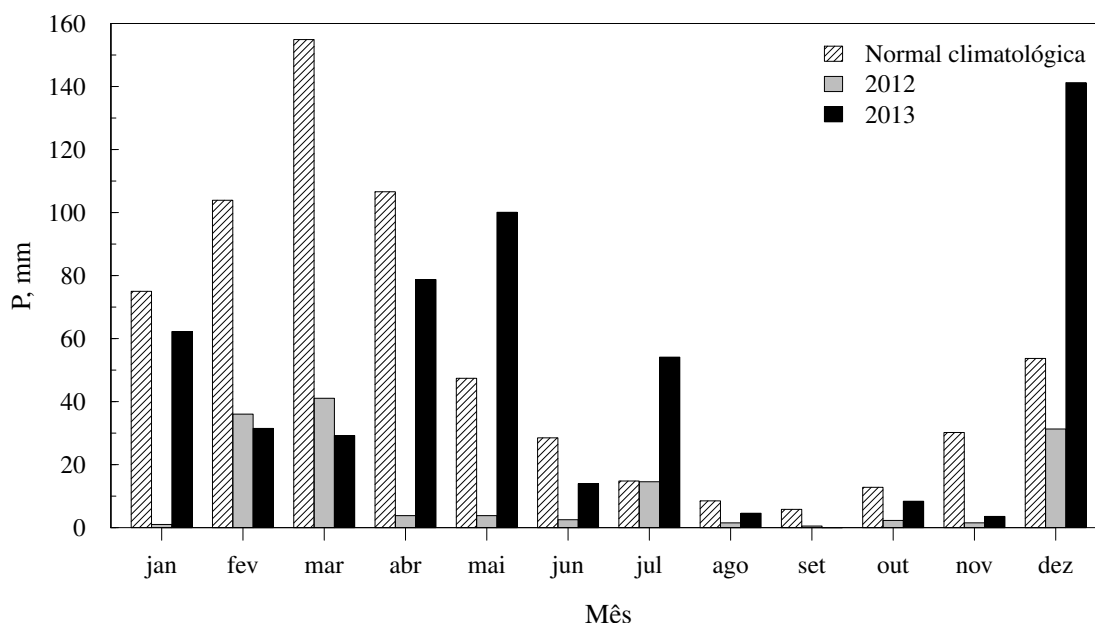


Figura 6. Normal climatológica (1919-1990) de Serra Talhada, PE e distribuição anual da precipitação pluviométrica nos anos de 2012 e 2013 na pastagem.

A análise das trocas de energia e água entre a pastagem e a atmosfera é necessária para compreensão dos padrões das variáveis ambientais no local. Na Tabela 3 são apresentados os valores das variáveis meteorológicas, dos componentes de energia, dos parâmetros do dossel, do fluxo de carbono e do NDVI durante os anos de 2012 e 2013, organizados por período (úmido e seco) e por ano. A precipitação pluviométrica ocorrida durante o experimento correspondeu a 21,8% (2012) e 82,2% (2013) da normal climatológica de região que é de 642 mm, sendo classificados, respectivamente, como anos de seca e regular.

Tabela 3. Variáveis meteorológicas e parâmetros do dossel da pastagem em Serra Talhada, PE no período 2012 a 2013.

	2012		2013		Ano	
	Úmido	Seco	Úmido	Seco	2012	2013
P (mm)*	32,18	1,27	96,27	6,86	139,97	527,57
Arm (mm)	38,37	19,13	40,09	18,80	25,30	31,36
Rg (MJ m ⁻² dia ⁻¹)	23,31	22,95	17,09	24,62	22,57	20,79
Tar (°C)	28,57	26,02	27,28	29,58	27,73	28,39
UR (%)	41,90	40,16	33,97	27,03	41,10	34,83
DPV (kPa)	2,28	2,04	2,40	3,03	2,23	2,55
u (m s ⁻¹)	2,04	3,61	1,95	2,70	2,67	2,33
Rn (MJ m ⁻² dia ⁻¹)	14,36	13,92	10,00	12,58	13,35	11,46
G (MJ m ⁻² dia ⁻¹)	0,60	0,87	1,08	1,44	0,82	1,26
H (MJ m ⁻² dia ⁻¹)	3,87	5,53	3,28	6,52	4,67	4,91
LE (MJ m ⁻² dia ⁻¹)	2,62	0,28	2,26	0,44	1,06	1,53
G/Rn	0,04	0,06	0,11	0,11	0,06	0,11
H/Rn	0,27	0,40	0,34	0,52	0,35	0,43
LE/Rn	0,18	0,02	0,22	0,04	0,08	0,14
Albedo	0,22	0,24	0,20	0,25	0,26	0,23
ET (mm)*	34,39	3,70	29,73	5,83	151,17	229,03
ETo (mm)*	204,13	229,22	166,79	232,85	2276,98	2226,64
g _c (mm s ⁻¹)	0,72	0,16	1,19	0,16	0,42	1,10
α	0,51	0,06	0,50	0,08	0,21	0,30
FCO ₂ (μ mol m ⁻² s ⁻¹)	-1,23	-0,47	-1,40	-0,68	-0,48	-0,68
NEE (Mg C ha ⁻¹)	-0,42	-0,16	-0,46	-0,23	-1,72	-2,57
NDVI	0,40	0,23	0,48	0,24	0,29	0,34

Período úmido de 2012: período entre 15 de março a 15 de abril; Período seco de 2012: período entre 15 de agosto a 15 de setembro; Período úmido de 2013: período entre 15 de maio a 15 de junho; Período seco de 2013: período entre 15 de outubro a 15 de novembro; P – Precipitação pluviométrica; Arm – Armazenamento de água no solo na camada de 0-30 cm de profundidade; *Valor total; Rg – Radiação global; Tar – Temperatura do ar; UR – Umidade relativa do ar; DPV – de pressão de vapor; u – velocidade do vento medida a 2,0 m de altura; Rn – Saldo de radiação; G – Fluxo de calor no solo; H – Fluxo de calor sensível; LE – Fluxo de calor latente; ET – Evapotranspiração; ETo – Evapotranspiração de referência; g_c – Condutância do dossel; α – Constante de Priestley-Taylor; FCO₂ – Fluxo de carbono; NEE – Troca líquida do ecossistema; NDVI – Índice da vegetação por diferença normalizada.

Os maiores índices de nebulosidade, que normalmente coincide com os períodos chuvosos, faz com que a radiação global (Rg) sofra atenuação. Por esta razão, os valores médios de Rg tendem a serem maiores nos períodos secos do que nos períodos úmidos. Assim, como o valor médio de Rg do ano mais seco (2012) foi maior do que o de 2013. A temperatura média do ar, quando comparada entre os períodos úmido e seco de 2013, percebe-se um comportamento diferente em relação aos mesmos períodos em 2012, que foi causado pela distribuição da precipitação pluviométrica, onde os períodos úmidos e secos entre os anos ocorreram em datas diferentes. A umidade relativa do ar reduziu significativamente ($\approx 22\%$) do período úmido para o período seco de 2013. Essa redução na

umidade relativa do ar refletiu no déficit de pressão de vapor que elevou a média do período para 3,0 kPa. A velocidade do vento foi maior nos períodos secos de cada ano, entretanto, os valores médios anuais apresentaram a mesma magnitude (Tabela 3).

Os valores do saldo de radiação (R_n) e do fluxo de calor no solo (G), mantiveram-se muito próximos entre os períodos (úmido e seco) durante o ano de 2012, porém apresentaram diferenças entre os períodos úmido e seco de 2013 e quando comparados anualmente. O valor médio do fluxo de calor sensível (H) foi maior do que o fluxo de calor latente (LE) em todos os momentos. Isso é explicado pelos baixos índices pluviométricos ocorridos durante o experimento, onde a maior fração do R_n foi convertida em calor sensível (aquecimento do ar). Mesmo no período úmido, a fração H/R_n foi aproximadamente duas vezes maior do que a fração LE/R_n (Tabela 3).

O albedo foi menor nos períodos úmidos de cada ano em relação ao período seco. Durante os dois anos de monitoramento na área de pastagem, o albedo variou entre 0,20 e 0,26. Valores próximos são encontrados na literatura para diversas áreas de pastagem: Zanchi et al. (2009) encontraram valores entre 0,18 e 0,25 em estudo realizado no Norte do Brasil; Já Hollinger et al. (2010) encontraram valores 0,21 e 0,26 para pastagens de clima temperado; Krishnan et al. (2012) encontraram valores de albedo entre 0,17 e 0,23 em pastagem no semiárido dos Estados Unidos.

O valor anual da evapotranspiração de referência (E_{To}) ultrapassou os 2200 mm nos dois anos e, fazendo uma comparação com a evapotranspiração, percebe-se que durante todo o período de estudo houve déficit hídrico, o que condiz com os baixos valores da constante de Priestley-Taylor (α) indicando que a disponibilidade de água no solo e o DPV são os principais fatores controladores da evapotranspiração durante o ano. Esses valores de α são inferiores aos reportados por Krishnan et al. (2012) que encontraram valores mínimos iguais a 0,39 e máximo de 0,75 em sítio experimental com pastagem no nordeste dos Estados Unidos durante o período de 2004 a 2007.

Normalmente quando existe disponibilização de água no solo, a condutância do dossel (g_c) aumenta com a velocidade do vento, entretanto esse comportamento não foi observado como o aumento da velocidade do vento, porque o suprimento de água na área de pastagem foi comprometido pela reduzida precipitação pluviométrica.

A condutância do dossel entre os períodos úmido e seco do mesmo ano apresentou uma redução significativa de 77,8 e 86,6% para 2012 e 2013, respectivamente. Comparando g_c entre os anos, verifica-se que o seu valor em 2012 foi menor do que em 2013 no período úmido, e apresentou o mesmo valor no período seco de cada ano. Esse comportamento é justificado pela precipitação pluviométrica ocorrida em 2012 que foi três vezes menor do que em 2013.

Maiores valores de NDVI indicam mais presença de plantas, portanto maior cobertura do solo (Tabela 3). O aumento no NDVI implicou em redução das taxas de FCO_2 que devido a presença de plantas, a taxa de fotossíntese da vegetação superava a respiração (solo e

vegetação).

Os valores diários da radiação solar global (R_g), temperatura média do ar (T_{ar}), deficit de pressão de vapor (DPV), precipitação pluviométrica (P) e armazenamento de água na camada de 0-30 cm do solo (Arm) são apresentados na Figura 7. É possível observar maiores flutuações de R_g no ano de 2013, principalmente de maio a agosto, quando a presença de nuvens foi maior, fazendo com que parte da radiação solar seja refletida e ao mesmo tempo haja o aumento na radiação difusa. Os maiores valores da radiação global ocorreram em fevereiro e outubro de cada ano ($\approx 28,0 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) e o menor valor foi observado em 2013 no mês de julho atingindo apenas $5,1 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$. Os maiores valores máximos encontrados nesse estudo são para R_g inferiores aos valores máximos encontrados para pastagens em outras regiões que foi $30,2 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ (AIRES & PEREIRA, 2008; JONGEN et al., 2011; KRISHNAN et al., 2012). A média anual da radiação global foi de $22,57$ e $20,79 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ para os anos de 2012 e 2013, respectivamente (Tabela 3). Zhang et al. (2007) em pastagem esparsa na Mongólia encontraram uma variação na radiação global de $3,4$ a $23,7 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ e média anual de $15,1 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$.

A temperatura e o deficit de pressão de vapor tiveram comportamento semelhante à radiação global, entretanto o DPV foi baixo em função da elevação da umidade relativa do ar nos dias com ocorrência de precipitação pluviométrica, principalmente entre os meses de janeiro e maio e no final do mês de dezembro de 2013 (Figura 7), onde ocorreram as precipitações pluviométricas mais intensas. Os valores máximos e mínimos do DPV foram iguais a $4,27$ e a $0,10 \text{ kPa}$, ocorridos respectivamente em outubro e em dezembro de 2013. O comportamento e a magnitude da variação do DPV foi semelhante ao observado por Krishnan et al. (2012), que encontraram valores entre $0,20$ e $5,10 \text{ kPa}$.

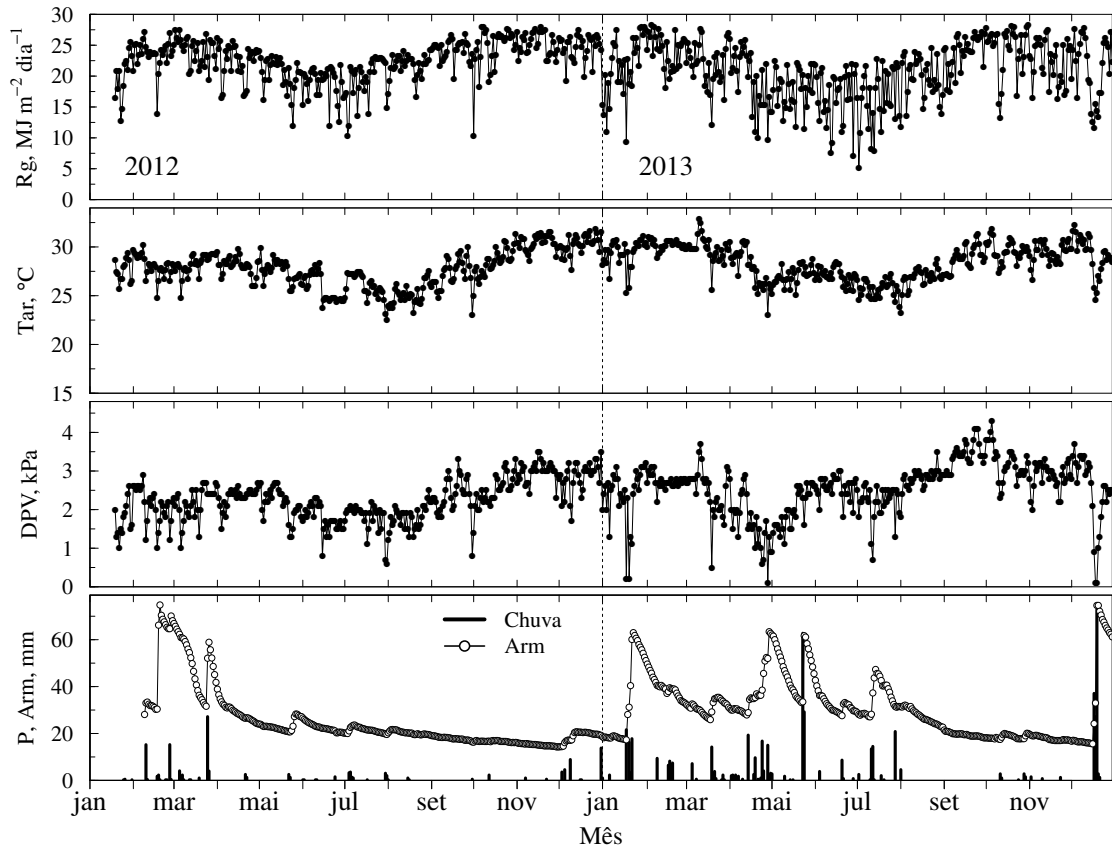


Figura 7. Variação sazonal da radiação de global (Rg), temperatura média do ar (Tar), deficit de pressão de vapor (DPV), precipitação pluviométrica (P) e armazenamento de água no solo na camada de 0-30 cm (Arm).

Em 2012 foram registrados 28 eventos de precipitação pluviométrica com valores acima de 1,00 mm. A máxima precipitação pluviométrica diária registrada foi de 27,2 mm que ocorreu no final do mês de março. O número de eventos de precipitação pluviométrica em 2013 foi igual a 49, com valor máximo acumulado de 70,1 mm no dia 20 de dezembro. O armazenamento da água na camada de 0-30 cm de solo aumentou após os eventos de precipitação, em algumas horas (e até dias), pois a redistribuição da água no perfil depende das propriedades hidrodinâmicas do solo. O solo da pastagem, em virtude do seu histórico e uso atual, apresentou altos valores de densidade do solo e resistência à penetração (Tabela 1), o que conseqüentemente refletiu em uma redução na taxa de infiltração.

3.2 - FLUXOS DE ENERGIA

Na Figura 8 são apresentados os coeficientes de regressão linear do fechamento do balanço de energia, que relaciona a energia disponível obtida pela diferença entre o saldo de radiação e o fluxo de calor no solo ($R_n - G$) e a energia disponível dada pela soma do fluxo de calor latente com o fluxo de calor sensível ($LE + H$).

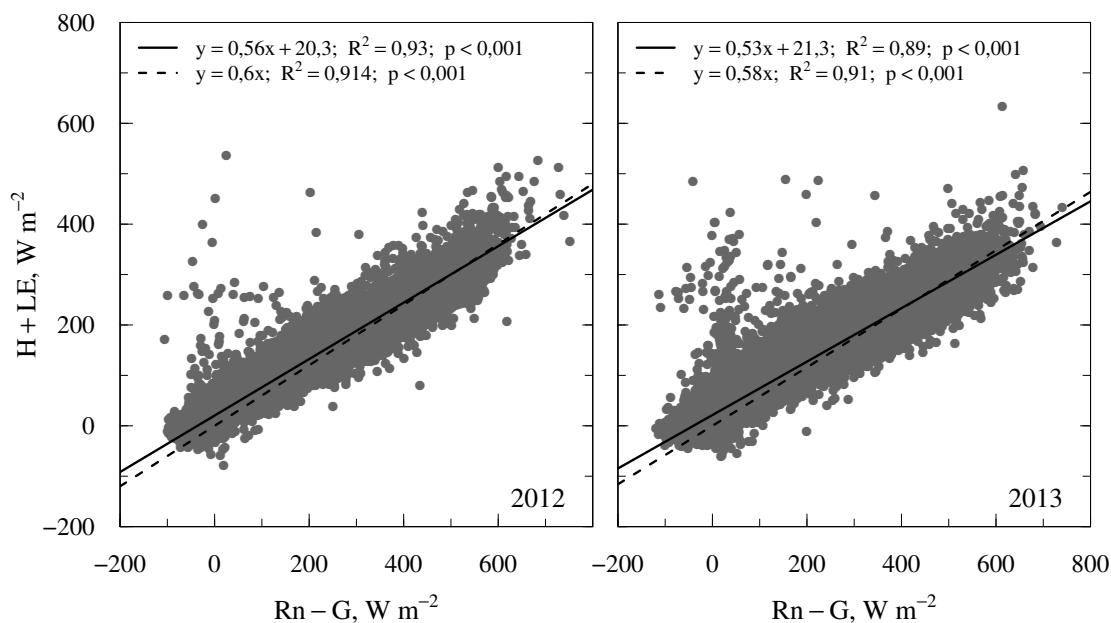


Figura 8. Fechamento do balanço de energia em área cultivada com pastagem em Serra Talhada, PE nos anos de 2012 e 2013.

O fechamento ideal de energia é representado pelo coeficiente angular (inclinação) da reta próximo de 1 e pela interceptação próxima a zero. Os resultados encontrados foram semelhantes nos dois anos, porém em 2012, os coeficientes de inclinação e de interceptado foram menores, e o coeficiente de determinação (R^2) foi maior, quando comparado com 2013. Os valores do coeficiente de inclinação foram, respectivamente, iguais a 0,56 e 0,53, para 2012 e 2013, e o interceptado foram iguais a 20,3 e 21,3 $W m^{-2}$. Esses valores dos coeficientes da regressão linear estão coerentes com o de outros trabalhos com balanço de energia em áreas de pastagem. Wilson et al. (2002) reportaram valores da inclinação da reta variando entre 0,53 e 0,99 e interceptado 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 dos Estados Unidos. Cabral et al. (2012) em área de cana-de-açúcar reportaram o valor de 0,97 no sudeste do Brasil. O baixo valor na inclinação da reta indica que as medidas de H ou LE, obtidos pelo método da covariância dos vórtices turbulentos, foram subestimadas (HAO et al., 2007; LIU et al., 2012).

Na Figura 8 também é apresentado o ajuste da regressão linear para o fechamento do balanço de energia passando pela origem (linha pontilhada). Neste caso, os coeficientes de inclinação e de determinação aumentam, entretanto, não houve diferença estatística entre as duas opções de ajuste ($p < 0,001$).

De acordo com a variação sazonal dos componentes do balanço de energia apresentada na Figura 9, a variação do saldo de radiação (R_n) foi semelhante as do R_g apresentada na Figura 7. Os máximos valores de R_n ocorreram nos meses de fevereiro e março de 2012 (485,2 e 490,4 $W m^{-2}$) e os mínimos em julho de 2013 (82,7 $W m^{-2}$). Timouk et al. (2009) encontraram valores máximos de R_n próximos a 250 $W m^{-2}$ para pastagem e 150 $W m^{-2}$ em solo nu na região do Sael na África. Segundo esses autores as diferenças no R_n nos dois locais está associada ao tipo e estado da vegetação e as características do solo como a cor e a textura.

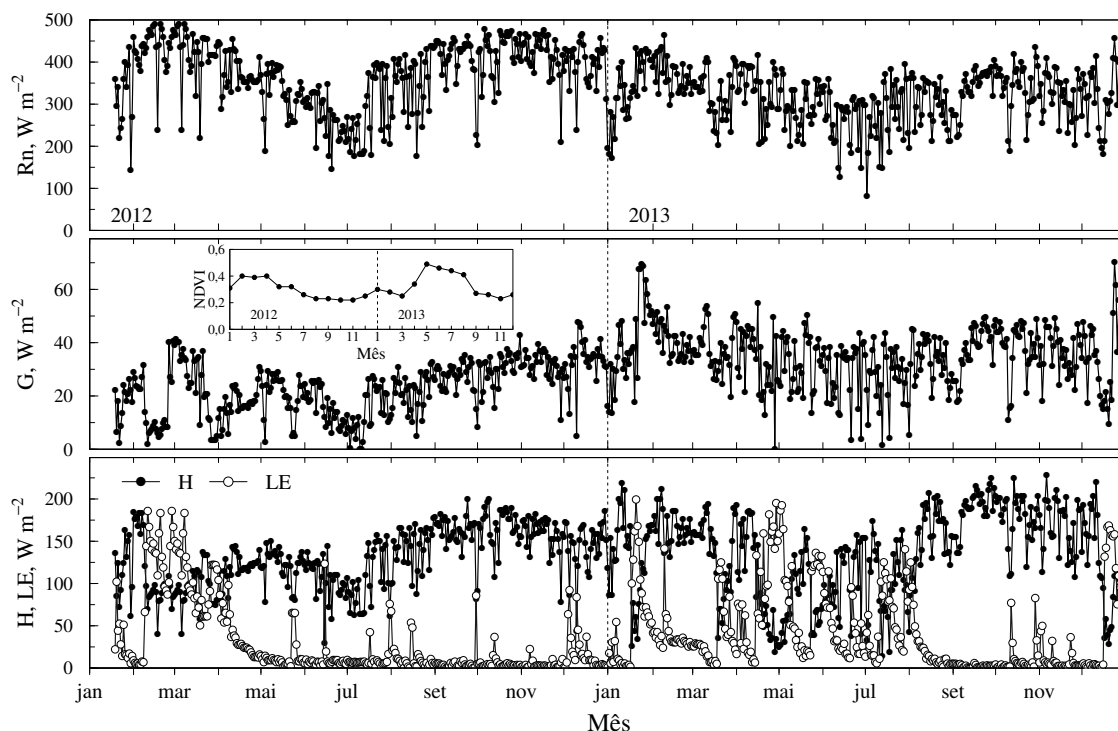


Figura 9. Variação sazonal dos fluxos de energia (saldo de radiação, R_n , e fluxos de calor latente, LE, sensível, H, e no solo, G) em área cultivada com pastagem durante os anos de 2012 e 2013 em Serra Talhada, PE.

As médias diárias do fluxo de calor no solo (G) variaram de 0,1 a 70,4 $W m^{-2}$ durante os dois anos de monitoramentos na pastagem. A partir de agosto de 2012, os valores médios diários de G aumentaram até fevereiro de 2013, onde foi observado mais um pulso de aproximadamente 65 $W m^{-2}$ e em seguida começou a declinar. Esse comportamento de G, a partir de agosto de 2012, está associado ao pastejo entre os meses de abril a julho de 2012, que promoveu uma maior exposição da superfície do solo à radiação solar. Isto é confirmado pelos menores valores do NDVI ocorridos na área (Figura 9), que variou entre 0,22 e 0,26. Jamiyansharav et al (2011), em área de pastagem no semiárido dos Estados Unidos, verificaram que os valores de G foram menores em áreas sem pastejo do que em áreas sob pastejo moderado e intenso.

Entre os meses de fevereiro e junho de 2013, G permaneceu alto em comparação ao

mesmo período em 2012, com um acréscimo da média anual de 2012 para 2013 (Tabela 3). O comportamento de G, no início de 2013, é explicado pelo intenso pastejo do ano anterior, que reduziu a capacidade de crescimento do capim corrente, em função de uma desfolha constante, que restringiu o perfilhamento, o crescimento de raízes e de novas folhas. A fração G/Rn foi praticamente constante em 2013, porém atingiu valor máximo igual a 0,27 no mês de julho. G/Rn nos períodos úmidos foram iguais a 0,04 e 0,11 em 2012 e 2013, respectivamente (Tabela 3). Esses valores encontram-se dentro dos valores máximos e mínimos encontrados em pastagens de outras regiões, que apresentaram variação entre 0,0 e 0,29 no Sul de Portugal (AIRES et al., 2008), 0,16 e 0,19 na região do Colorado, Estados Unidos (JAMIYANSHARAV et al., 2011) e 0,19 e 0,33 no Arizona (KRISHNAN et al., 2012).

O fluxo de calor sensível (H) durante a maior parte do tempo foi superior ao fluxo de calor latente (LE). Seus valores máximos ocorreram durante o período seco de 2013 (225,3 e 228,9 W m⁻²) e os mínimos entre abril e julho de 2013 (14,5 e 18,7 W m⁻²), período de maior variação da radiação global e dias nublados, e maior umidade do solo, devido à ocorrência de chuvas (Figura 7). 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, variando de 12,8 e 123 W m⁻². Timouk et al. (2009), também em áreas de pastagem, observaram valores máximos de H iguais a 100 W m⁻².

As variações de LE (Figura 9) estão intimamente ligadas às variações de P e Arm (Figura 7). A partição do saldo de radiação (Rn) convertida em LE aumentou nos períodos de maior precipitação pluviométrica e, conseqüentemente, maior armazenamento de água no solo (acima de 50 mm), onde o LE foi superior ao H. Em 2012, são observados acréscimos nos valores de LE entre janeiro e abril, quando atinge 199,4 W m⁻² e, durante alguns eventos isolados de precipitação pluviométrica no período seco. Entretanto esses eventos não foram suficientes para garantir um significativo armazenamento de água no solo e por este motivo o LE decresceu consideravelmente após esses pulsos de precipitação. Segundo 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 só depois, o que restar, fica disponibilizado para a evaporação e a transpiração. Em 2012 e em 2013 foi observada uma redução significativa na fração LE/Rn comparando os períodos úmidos e seco no mesmo ano, onde a redução média foi superior a 80%. As condições de seca conduziu de transferência do LE na pastagem a uma taxa máxima de 35,7 e 95,6 W m⁻² por dia respectivamente, em 2012 e 2013, sendo esses valores inferiores às taxas encontradas no período úmido. Resultado semelhante, com incremento de LE no período seco, foram observados por Aires et al. (2008), que encontraram valores máximos de LE próximos a 70 W m⁻². Baixos valores de LE e, conseqüentemente, baixo LE/Rn sugere que há uma maior sensibilidade do LE às mudanças das condições ambientais (KRISHNAN et al., 2012).

Na Figura 10 são apresentados os valores das médias horárias dos fluxos de energia

nos períodos úmido e seco de 2012 e 2013. Em 2012, observa-se que tanto no período úmido, quanto no período seco, os valores do Rn foram positivos das 6:30 até as 17:00 horas (horário local) e os valores máximos ocorreram entre 11:30 e 12:30 horas, variando entre 551,0 e 543,2 W m^{-2} para os períodos úmido e seco, respectivamente. O H horário, da mesma forma que as médias diárias (Figura 9), foi maior que o LE em todos os períodos, com valores máximos ocorrendo entre 11:30 e 12:00 horas, com intensidades de 202,3 e 290,0 W m^{-2} , para os períodos úmido e seco de 2012. O LE apresentou variação diária menor que o fluxo de calor no solo (G) nos períodos secos de 2012 e 2013, enquanto que nos períodos úmidos os maiores valores máximos foram iguais a 115,7 e 92,3 W m^{-2} em 2012 e 2013, respectivamente. No período seco o LE não foi superior a 22,0 W m^{-2} . O máximo Rn no período úmido de 2013 (461,7 W m^{-2}), foi inferior aos valores máximos do Rn nos demais períodos, enquanto que o H aumentou no período seco nos dois anos.

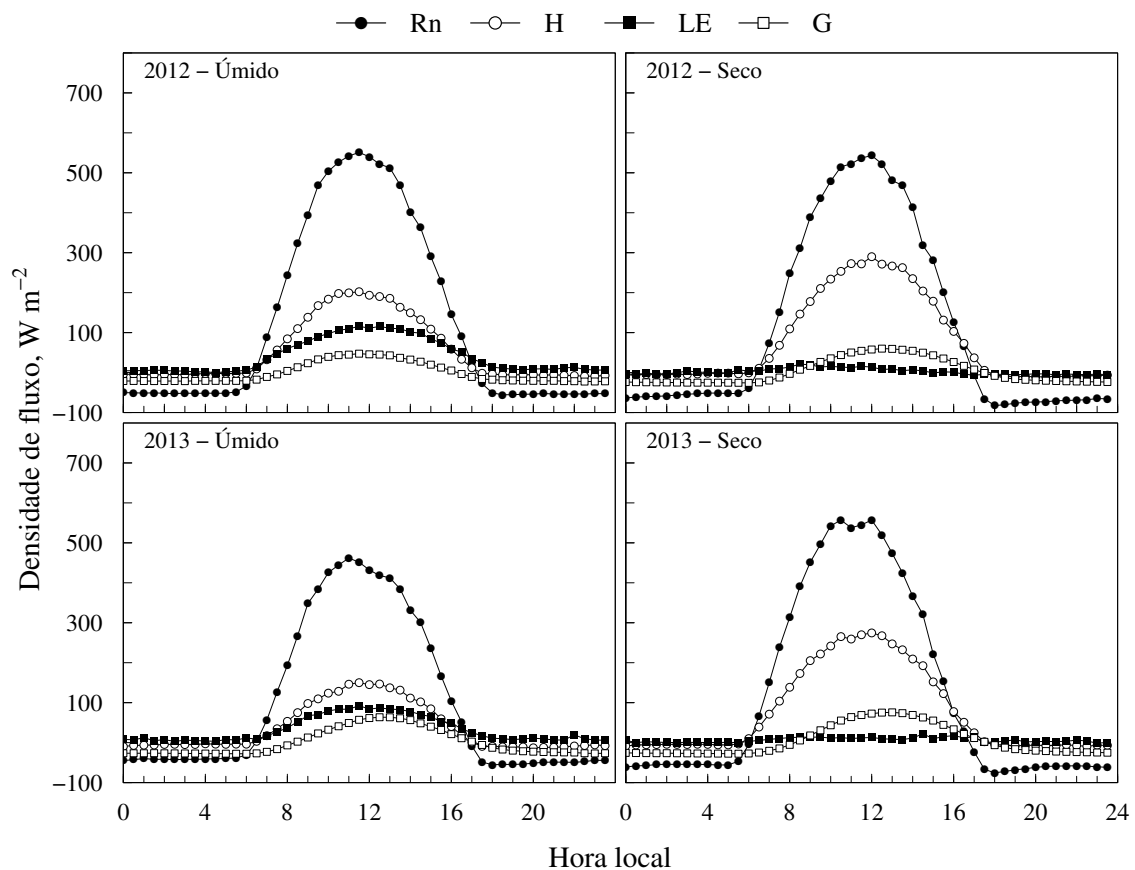


Figura 10. Média horária dos fluxos de energia nos períodos úmidos e secos de 2012 e 2013 na pastagem.

3.3 - EVAPOTRANSPIRAÇÃO E FATORES CONTROLADORES

Na Figura 11 são apresentados os padrões de variação da evapotranspiração (ET), a constante de Priestley-Taylor (α) e da precipitação pluviométrica. Para avaliar a

diferença entre os períodos estudados foi estimada a evapotranspiração de referência (ETo) (Equação 6), com o intuito de caracterizar a demanda atmosférica.

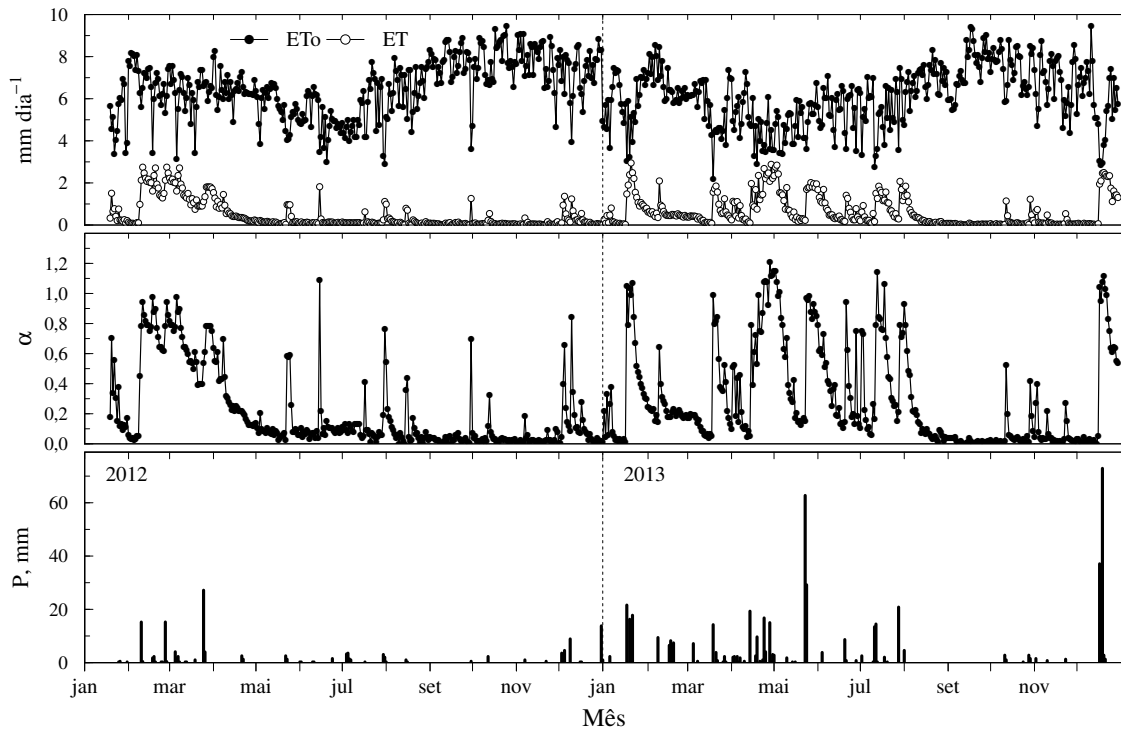


Figura 11. Variação sazonal da evapotranspiração (ET), evapotranspiração de referência (ETo), constante de Priestley-Taylor (α) e a precipitação pluviométrica (P) em pastagem.

A ET respondeu claramente as variações da precipitação pluviométrica e do armazenamento de água no solo (Figura 7), com os valores máximos ocorrendo nos períodos de maior armazenamento de água no solo. Em 2012, o valor máximo de ET que ocorreu no período úmido foi igual a $2,75 \text{ mm dia}^{-1}$. Um evento de $27,17 \text{ mm}$ ($23/03/2012$) representou aproximadamente 85% da precipitação pluviométrica do período úmido e isso fez com que as taxas de evapotranspiração permanecessem próximas a $2,00 \text{ mm dia}^{-1}$, até a primeira quinzena de abril. De maio até o começo de dezembro de 2012, a ET foi praticamente constante e apresentou alguns picos isolados devidos a alguns eventos pluviométricos ocorridos no período. Em 2013, o maior valor de ET também ocorreu no período úmido e foi igual a $2,95 \text{ mm dia}^{-1}$, porém foram observados sete pulsos de ET com intensidade próxima de $2,0 \text{ mm dia}^{-1}$. O total de ET registrado em 2012 e 2013 foi, respectivamente, $142,75$ e $237,45 \text{ mm}$ (Tabela 3). Os valores médios diários da ET 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 $3,6 \text{ mm dia}^{-1}$.

A ET ocorrida na área de pastagem correspondeu a apenas a 6,3 e 10,7% da ETo, para 2012 e 2013, respectivamente (Tabela 3). Observa-se que no início do ano de 2012 a ETo apresentou valores entre $3,0$ e $8,8 \text{ mm dia}^{-1}$, declinando até o mês de julho, onde também

apresentou menores valores de Rg, Tar e DPV (Figura 7). Por outro lado, em 2013, os menores valores de ETo ocorreram em maio e coincidiram com os menores valores do DVP e maiores ocorrências de precipitação pluviométrica. Os valores máximos de ETo ocorreram nos períodos secos de cada ano (9,5 e 9,4 mm dia⁻¹ em 2012 e 2013, respectivamente). Os valores anuais de ETo foram semelhantes aos valores encontrados por Silva et al. (2011) que analisando a evapotranspiração de referência no estado de Pernambuco, encontraram valores maiores do que 2100 mm na Mesorregião do Sertão (Serra Talhada-PE) em anos considerados secos. Em regiões áridas e semiáridas no Irã, Tabari et al. (2012) encontraram valores de ETo médios anuais variando de 1643,7 a 2114,7 mm, respectivamente, para uma série de dados de 39 anos.

As variações de α seguiram o comportamento do armazenamento de água no solo, onde no período úmido de 2012, o valor máximo encontrado foi 0,98 e mínimo de 0,06. No período seco de 2012, devido à ocorrência de pequenos pulsos de precipitação pluviométrica, o maior valor observado de α foi igual a 0,70 e nos outros dias sem esses eventos, os valores permaneceram próximos à zero.

Em 2013 foram observados os maiores valores de α em vários momentos, em função do comportamento da distribuição de P. Os maiores valores de α ocorreram antes do período úmido, com valor máximo igual 1,21 (Figura 11). Apesar da precipitação pluviométrica total do período úmido de 2013 ter sido maior do que a de 2012, não foi suficiente para evitar que α atingisse valores tão baixos quanto os observados em 2012. No período seco de 2013 o valor máximo ($\alpha = 0,42$) foi maior que a média anual (Tabela 3). Isso está diretamente ligado com a quantidade de P que ocorreu no mês julho, antes do período definido como seco. Em julho de 2013, foram registrados 30,5 mm entre os dias 14 e 19 e 20,8 mm no dia 29 (Figura 7). Normalmente, os menores valores de α acontecem nos períodos secos, onde simultaneamente ocorrem os maiores valores de DPV (Figura 7) e H (Figura 9). Constatou-se, ainda, em 2013, que α foi maior do que 1 nos momentos onde houve ocorrência de no mínimo 28,4 mm de P no intervalo máximo de cinco dias e ET se aproximou de ETo. Segundo Wang et al. (2012), os valores altos de α ocorrem após os eventos de precipitação pluviométrica. Já Krishnan et al. (2012) observaram picos de α no período úmido, quando a vegetação estava em plena atividade.

Quando o armazenamento de água no solo reduziu para valores próximos a 18 mm, α declinou substancialmente, embora alguns pulsos de α tenham sido observados em função da ocorrência de pequenos eventos pluviométricos $P < 2,0$ mm. Segundo Li et al. (2007), as flutuações nos valores de α seguem estreitamente o umedecimento ou secagem da superfície do solo e diminui com o esgotamento da umidade do solo. Aires et al (2008) observaram uma redução significativa em α quando o volume relativo de água no solo foi inferior a 14%. Wang et al. (2012) encontraram valores de α menor do que 0,2 durante uma seca periódica em pastagem no semiárido.

Normalmente, durante a estação de crescimento (período úmido), o índice de área

foliar (IAF) aumenta até atingir um valor máximo e em seguida reduz devido a senescência das folhas. De acordo com Wever et al. (2002), depois que o IAF máximo é alcançado no final da estação de crescimento, a condutância do dossel é controlada principalmente pelas condições ambientais como o armazenamento de água no solo e o deficit de pressão de vapor.

Na Figura 12 é apresentada a relação do deficit de pressão de vapor (DPV) e da α com a condutância do dossel (g_c). Os maiores valores de g_c (7,8 e 9,10 mm s^{-1}) foram identificados quando o DPV foi inferior a 1,5 kPa (Figura 12A). A condutância do dossel decresceu de forma não linear com o aumento de DPV e esse efeito foi mais perceptível quando DPV foi maior que 2,0 kPa, acarretando em uma redução de g_c para valores próximos a 4,0 mm s^{-1} .

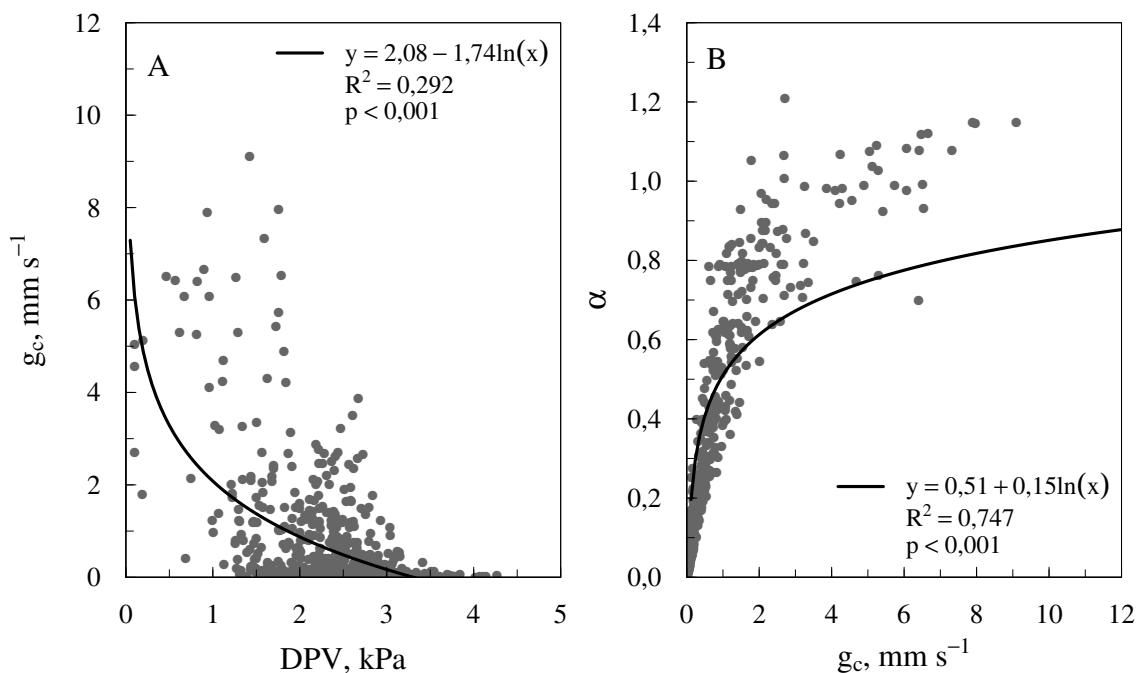


Figura 12. Relação entre (A) condutância do dossel (g_c) e o deficit de pressão de vapor (DVP) e (B) condutância do dossel e a constante de Priestley-Taylor (α).

Nesse estudo, o coeficiente de determinação entre DPV e g_c foi 0,292 sendo inferior aos reportados em outros trabalhos, cujos coeficientes variaram de 0,69 a 0,71 (KRISHNAN et al., 2012), de 0,78 e 0,93 (AIRES et al., 2008), de 0,75 (BRÜMMER et al., 2012) e 0,83 em área de cana-de-açúcar (CABRAL et al., 2012). É evidente que o aumento do deficit de pressão de vapor reduz a condutância do dossel, entretanto a sensibilidade dessa resposta é afetada principalmente pelas condições de umidade no solo (AIRES et al., 2008).

Independentemente do período do ano (úmido ou seco) e das condições do armazenamento de água no solo, α reduziu com g_c (Figura 12B). Observou-se um aumento logarítmico em α com o aumento de g_c , com um significativo coeficiente de determinação ($R^2 = 0,747$). Quando α foi maior do que 1 ($P > 28,4 \text{ mm}$) g_c variou entre 2,7 e 9,1 mm s^{-1} ,

sendo que esses valores não foram interceptados pelo ajuste. De acordo com Bagayoko et al. (2007), durante e após os eventos pluviométricos, α parece ser independente de g_c , o que significa que a evaporação do solo e da precipitação pluviométrica interceptada contribuem na evapotranspiração (ET). Vários autores reportam bons ajustes logarítmicos entre α e g_c , sendo encontrado R^2 de 0,78 em área com culturas alimentícias e forrageiras (BOGAYOKO et al., 2007), de 0,92 em cana-de-açúcar (CABRAL et al., 2012) e de 0,89 a 0,95 em pastagem (KRISHNAN et al., 2012). Li et al (2007) observaram que o forte efeito da água disponível na ET também refletiu na correlação entre α e a resistência do dossel, dessa forma, podemos concluir que o controle da condutância do dossel na evapotranspiração foi limitado pela disponibilidade de água.

A constante de Priestley-Taylor (α) é frequentemente utilizada em estudos comparativos entre os parâmetros atmosféricos e fisiológicos e os fatores de controle diário da ET porque α é uma função normalizada entre a ET e taxa de evaporação de equilíbrio local, determinada primeiramente pelo R_n (KRISHNAN et al., 2012).

Para avaliar a influência de Arm na ET diária na área de pastagem é apresentada na Figura 13 a correlação entre α e Arm na camada do solo de 0-30 cm durante os períodos úmidos e secos. De acordo com o coeficiente de determinação (R^2), o Arm explicou 58% das variações de α , que reduziu substancialmente quando Arm ficou abaixo de 35 mm. Valores aproximados são reportados na literatura (WANG et al., 2012 e KRISHNAN et al., 2012).

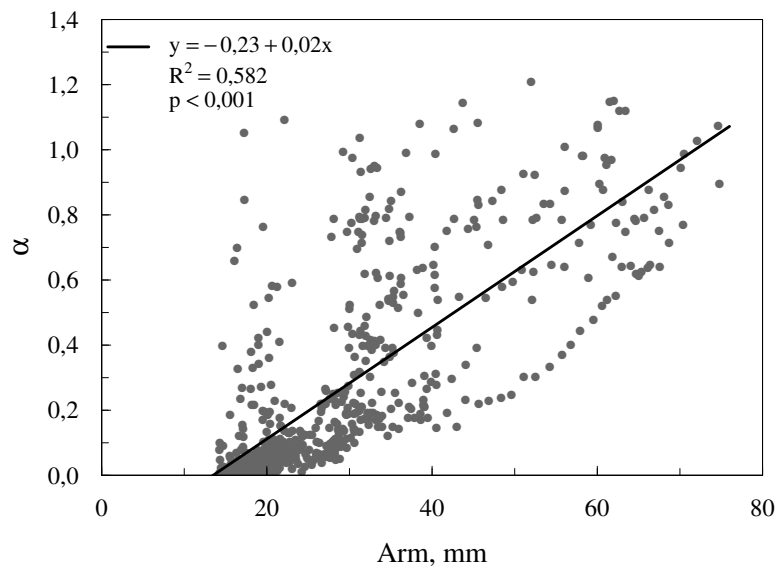


Figura 13. Correlação entre o armazenamento de água no solo (Arm) e a constante de Priestley-Taylor (α).

Mesmo durante os períodos úmidos ocorreram valores de Arm menores que 25 mm (Figura 7), o que pode está relacionado com o pastejo dos animais na área nesse momento. Wang et al. (2012) verificaram que o super pastejo reduz a umidade no solo e a proporção de energia particionada no LE, pois o consumo do pasto provoca um aumento na temperatura

do dossel, e conseqüentemente, na demanda evaporativa. Esse comportamento é observado entre julho de 2012 e fevereiro de 2013 (período pós-pastejo), onde quase toda forragem foi consumida, refletindo na redução do Arm (≈ 20 mm) (Figura 7) e no aumento do fluxo de calor no solo (Figura 9).

3.4 - BALANÇO HÍDRICO

Os valores do escoamento superficial (ES) foram medidos a partir de fevereiro de 2013 (instalação das calhas) e por meio de regressão utilizando-se os valores de precipitação pluviométrica, estimaram-se os valores para os meses que antecederam o início do monitoramento de ES. A análise de regressão entre P e ES é apresentada na Figura 14.

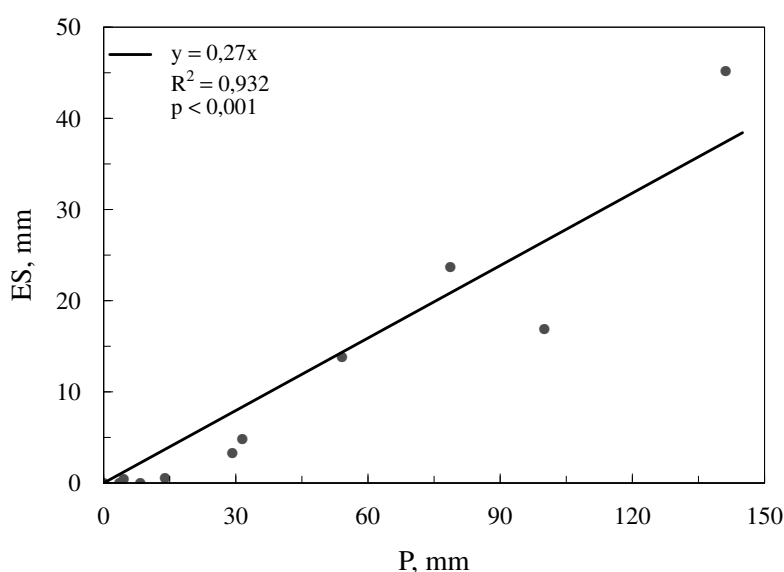


Figura 14. Correlação entre a precipitação pluviométrica (P) e o escoamento superficial (ES), na escala mensal, da área de pastagem em Serra Talhada, PE.

A distribuição da precipitação pluviométrica nos diferentes componentes hidrológicos de uma pastagem determina a disponibilidade de água para as plantas, e conseqüentemente, a sua produtividade. A análise da partição da água na área de pastagem foi realizada a partir do balanço hídrico, para quantificar os principais componentes de entrada e saída de água do sistema. Os resultados da análise do balanço hídrico, no intervalo de tempo mensal, são apresentados na Tabela 4.

Observa-se que a variação do armazenamento de água no solo (ΔA), como esperado, acompanhou as variações da precipitação pluvial, sendo seu valor total em todo período analisado de 45,24 mm. A ΔA apresentou uma oscilação de -25,07 a +44,23 mm, o que evidencia que em determinados períodos ocorreu perda de água, isto é, as perdas por drenagem (D) e seu consumo pela cultura mais a evaporação da água diretamente da superfície do solo (ET) e o escoamento superficial (ES) foi superior à quantidade fornecida pela precipitação (P) e ascensão capilar (AC), e em outros períodos ocorreu ganho de água.

Tabela 4. Componentes do balanço hídrico em área de pastagem no período de 2012 a 2013, em Serra Talhada, PE

Ano	Mês	ΔA	P	ES	ET	AC	D
2012	fev	39,96	36,03	9,57	6,23	0,00	19,73
	mar	-25,07	41,06	10,91	63,00	0,00	7,77
	abr	-14,74	3,81	1,01	36,80	0,00	19,26
	mai	3,17	3,81	1,01	9,17	0,00	9,55
	jun	-6,45	2,52	0,67	5,90	2,40	0,00
	jul	-0,63	14,57	3,87	5,09	6,24	0,00
	ago	-0,96	1,52	0,40	6,11	0,00	4,04
	set	-2,69	0,51	0,14	3,57	0,00	0,50
	out	-0,13	2,29	0,61	2,95	0,00	1,14
	nov	-1,81	1,53	0,41	2,55	0,38	0,00
	dez	4,87	31,31	8,32	5,90	12,23	0,00
	2013	jan	33,92	62,23	16,53	6,12	5,66
fev		-17,80	31,49	4,80	26,40	18,09	0,00
mar		-0,66	29,23	3,27	16,32	10,29	0,00
abr		32,17	78,74	23,67	19,60	3,29	0,00
mai		-14,28	100,08	16,89	47,48	49,99	0,00
jun		-15,92	13,97	0,52	30,96	0,00	1,59
jul		2,13	54,11	13,77	13,40	24,80	0,00
ago		-8,77	4,57	0,46	31,24	0,00	18,36
set		-4,44	0,00	0,00	3,69	0,74	0,00
out		2,02	8,38	0,00	0,90	5,46	0,00
nov		-2,89	3,56	0,00	6,58	0,00	0,13
dez		44,23	141,22	45,20	2,64	49,06	0,00

P – Precipitação pluviométrica; ET – Evapotranspiração; ES – Escoamento superficial; D – Drenagem; AC – Ascensão capilar; ΔA – Variação no armazenamento de água no solo. Todos os componentes são expressos em mm.

Para os valores do fluxo de água no limite inferior do volume de solo, observou-se que em determinados meses ocorreu drenagem (D) e em outros ascensão capilar (AC), e esse fluxo também seguiu as variações da precipitação pluvial. O valor total de drenagem no período experimental foi de 82,08 mm, o que representa 12,31 % de toda a água fornecida via precipitação pluvial. Já o total de ascensão capilar (AC) foi 188,65 mm, correspondendo a 28,30% do total de água precipitado. Esse baixo valor de drenagem e elevado valor de ascensão capilar é atribuído às características físico-hídricas do solo (Tabela 4), que apresenta-se compactado, conformes os maiores valores de densidade do solo, de resistência a penetração e de argila observados na profundidade de 0,30 m, profundidade do limite inferior do volume de solo estudado ($z = 0,30$ m). De acordo com Montaldo et al. (2008), a umidade na zona radicular no solo controla os mecanismos de evapotranspiração, de infiltração e escoamento superficial, tanto para um solo exposto como para o solo com

vegetação.

Observou-se que ES seguiu diretamente as variações ocorridas na precipitação pluvial, sendo seu valor total nos dois anos de 162,10 mm, o que corresponde a 24,32% de toda água que chega ao sistema via precipitação pluvial. Essa informação é muito interessante, pois pôde-se estimar o ES somente em função dos valores de precipitação pluvial, com uma confiança de mais de 90% (Figura 14). A ET juntamente com ES corresponderam a 77,22% do total de precipitação pluviométrica.

Costa et al. (2013) encontraram correlação linear entre P e ES para diferentes tipos de uso do solo com R de 0,815. O valor da fração ES/P encontrada nesse estudo foi maior do que aquele reportado por Barbosa & Fearnside (2000) para uma pastagem sem limitação hídrica (ES/P = 15,08%) e inferior aquele reportado por Costa et al. (2013), para uma pastagem degradada (ES/P = 54,53%). Em região semiárida com vegetação arbustiva, Archer et al. (2002) encontraram ES/P de 10,08%, sugerindo que o manejo da pastagem também tem importante papel no particionamento da água oriunda da precipitação pluviométrica.

3.5 - FLUXO DE CARBONO

As flutuações da média diária do fluxo de CO₂ (FCO₂) e da precipitação pluvial nos dois anos de monitoramentos na pastagem são mostradas na Figura 15. Os valores positivos indicam fluxos da vegetação para atmosfera, originários dos processos respiratórios, e negativos indicam a absorção pela vegetação devido à atividade fotossintética.

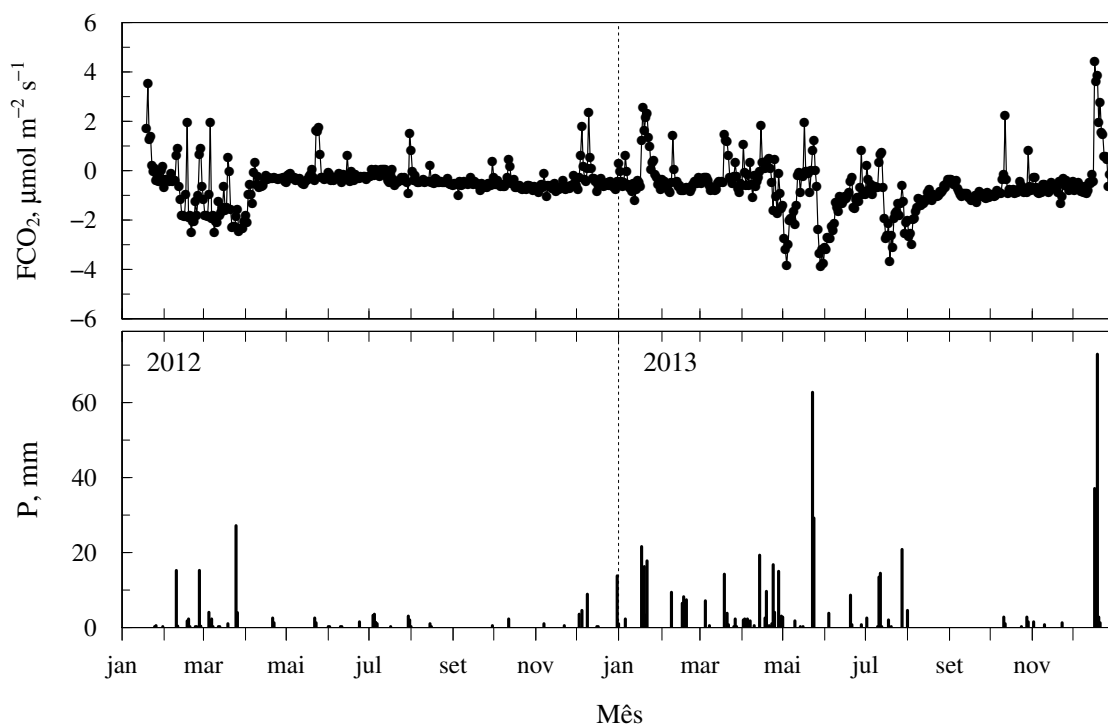


Figura 15. Distribuição diária do fluxo de CO₂ e precipitação pluviométrica na pastagem durante 2012 e 2013.

No começo dos eventos de precipitação pluviométrica em 2012, quando não havia vegetação devido ao pastejo no ano anterior, ocorreram na pastagem valores de FCO_2 médios inferiores a $4,0 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, indicando que a respiração predominava nas trocas de CO_2 com a atmosfera. Depois dos primeiros eventos de precipitação pluviométrica, a pastagem após terminar a dormência, inicia os processos de transpiração e eventualmente absorção líquida de CO_2 (HUANG et al., 2010). Na primeira quinzena de fevereiro com o surgimento da vegetação o FCO_2 médio reduziu para valores na ordem de $-0,50 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, indicando que a fotossíntese superou a respiração, porém em taxas muito baixas.

No período úmido de 2012 os menores valores de FCO_2 observados foram na ordem de $-2,47 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (maior taxa de fotossíntese). Nesse período, também foram observados a ocorrência de pulsos de FCO_2 positivos de $0,54 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ nos dias onde houve precipitação pluviométrica. Do início de abril até o final do período úmido (01/04/2012 a 15/04/2012), devido aos baixos valores de armazenamento de água no solo, associado à ocorrência de apenas 7,60 mm de chuva (Figura 15), a taxa de fotossíntese reduziu de forma que a média diária do FCO_2 passou a ser $-0,20 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Em função das variações ocorridas nesse período, a média de FCO_2 foi de $-1,23 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, e a troca líquida do ecossistema foi de $-0,42 \text{ Mg C ha}^{-1}$ (Tabela 3).

No período seco de 2012 com a senescência das plantas, as taxas de fotossíntese foram próximas à zero com algumas oscilações dos valores médios diário durante esse período variando entre $-1,01$ e $0,22 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, onde apesar dessas condições a média do período foi de $-0,47 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. No final de 2012 e início de 2013 foi observado a ocorrência de pulsos próximos a $2,50 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

Embora o total de precipitação pluviométrica no início de 2013 tenha sido quase três vezes maior que no início de 2012, não houve a rebrota/germinação da vegetação da área com os primeiros eventos pluviométricos em janeiro de 2013. O FCO_2 na área permaneceu praticamente constante até o mês de maio de 2013, com média diária nessa fase de apenas $-0,37 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ e alguns picos na ordem de $2,0 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. No período úmido de 2013 a vegetação respondeu de forma mais intensa as precipitações ocorridas, com a média do FCO_2 na ordem de $-1,40 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ sendo maior do que o mesmo período de 2012, e com valores mínimos variando entre $-3,89$ e $-3,35 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

Apesar da ocorrência de precipitação pluviométrica ter sido menor após o período úmido de 2013, observou-se que houve pulsos de fotossíntese após esse período, onde a média de FCO_2 atingiu valores próximos a $-3,70 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ antes do início do período seco. Esse comportamento está associado ao fato de que entre os dias 12 e 31 de julho as precipitações atingiram 51,31 mm, e embora a vegetação da área já estivesse reduzindo a sua taxa de fotossíntese, respondeu novamente ao pulso de precipitação pluviométrica.

Os pulsos positivos de FCO_2 durante os eventos de precipitação estão associados à atividade microbológica do solo, sendo mais comum ou com maior intensidade após um

período de seca. Oliveira et al. (2006), em área de caatinga no semiárido brasileiro, relataram valores diários próximos a $5,0 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, após os primeiros eventos de precipitação no início do período chuvoso. Avaliando a técnica de covariância dos vórtices turbulentos, Myklebust et al. (2008) encontraram pulsos de CO_2 durante eventos pluviométricos no verão entre $7,0$ e $8,0 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, seguido por uma diminuição para menos de $1,0 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, duas noites depois. Liu et al. (2012) encontraram os maiores valores de emissão de CO_2 , no período úmido em um deserto salino, na ordem de $0,70$ e $0,77 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Segundo 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.

Durante o ano de 2013, entre o final de abril e o começo de setembro, foram observados três pulsos negativos de FCO_2 , seguidos sucessivamente de um aumento causado pelas sequências de eventos de precipitação e estiagem. A quantidade e a duração do evento de precipitação pluviométrica afetam a absorção de CO_2 pelo ecossistema e regulamenta a dinâmica dos fluxos de CO_2 em conjunto com a vegetação (MIELNICK et al., 2005; HUANG et al., 2010). No final de dezembro de 2013 com a ocorrência de $140,97 \text{ mm}$, foi registrado o maior valor de FCO_2 na área sendo igual a $4,41 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Jongen et al. (2011) observaram em pastagem no sudeste de Portugal, depois dos primeiros eventos pluviométricos em outubro, que o ecossistema passou a atuar como sumidouro de CO_2 apenas no início de dezembro, mas devido as poucas precipitações pluviométricas seguintes, o ecossistema teve a respiração (entre $0,96$ e $1,92 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) como componente predominante na dinâmica do CO_2 .

Em relação às trocas líquidas, estudos têm demonstrado que o fluxo de carbono em pastagens tende a ser negativo, indicando que esse tipo de ecossistema atua predominantemente como um sumidouro de CO_2 . Entretanto, a alta variação na magnitude dos valores depende de fatores ligados ao clima, ao tipo de planta e ao estado de conservação da pastagem. No Brasil, von Randow et al. (2004) em área de pastagem na Amazônia, encontraram trocas líquidas equivalentes a $-7,56$ e $-5,04 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ ($-2,10$ e $-1,33 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, respectivamente), para a estação úmida e seca, respectivamente. Em pastagem na Rússia no período de maio a agosto de 2006 (período favorável ao crescimento da planta), Lopez et al. (2008) encontraram fluxo de carbono na ordem de $-1,38 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ ($-3,86 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$). Comparando os manejos intensivo e extensivo em pastagem temperada, Ammann et al. (2007) reportaram valores na ordem de $-1,47$ e $-0,57 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ de troca líquida de carbono com a atmosfera. Hussain et al. (2011) encontraram fluxo de $1,13 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ para pastagem Centro-Oeste da Alemanha.

Embora durante os dois anos de estudo a água tenha sido o principal fator limitante nas trocas de carbono entre o ecossistema e a atmosfera, o que é típico de semiárido, a pastagem atuou como sumidouro de carbono com valores na ordem de $-1,72$ e $-2,57 \text{ Mg C ha}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ para os anos de 2012 e 2013, respectivamente. Esses valores são

ligeiramente maiores que alguns encontrados para pastagens em regiões de clima temperado, pois mesmo com baixa retirada de carbono e até mesmo a emissão em determinados momentos, no semiárido houve fluxos de carbono durante todo o período de estudo.

A quantidade de precipitação pluviométrica foi fator determinante no comportamento da área de pastagem no semiárido na Hungria, onde as trocas líquidas do ecossistema foram de 0,80 e -1,88 Mg C ha⁻¹ ano⁻¹ para os anos seco e úmido, respectivamente (NAGY et al., 2007). Embora frequentemente os estudos apontem a pastagem como sumidouro de carbono, mesmo em baixas taxas e com limitado fornecimento de água, em área com pastagem degradada, a respiração pode predominar durante a maior parte do tempo. Qun & Huizhi (2013) reportaram valor médio de emissão líquida de carbono na ordem de 1,38 Mg C ha⁻¹ ano⁻¹, no semiárido da china no período de 2003 a 2009, com precipitação anual média de 306 mm.

Os fluxos diários de FCO₂ dos períodos úmidos e secos de 2012 e 2013 são apresentados na Figura 16. Em 2012, tanto para o período úmido como para o período seco, observou-se que o FCO₂ foi negativo entre 6:30 e 16:30 h (horário local), totalizando 10 horas diárias com a fotossíntese superando a respiração. No período úmido o horário com maior taxa fotossintética foi entre 10:00 e 12:00 horas, com valores entre -6,65 e -6,51 μmol m⁻² s⁻¹. Durante a noite, quando a fotossíntese se encerra e predomina a respiração do ecossistema, a emissão máxima de CO₂ foi de 2,12 μmol m⁻² s⁻¹, ocorrendo as 20:00 horas.

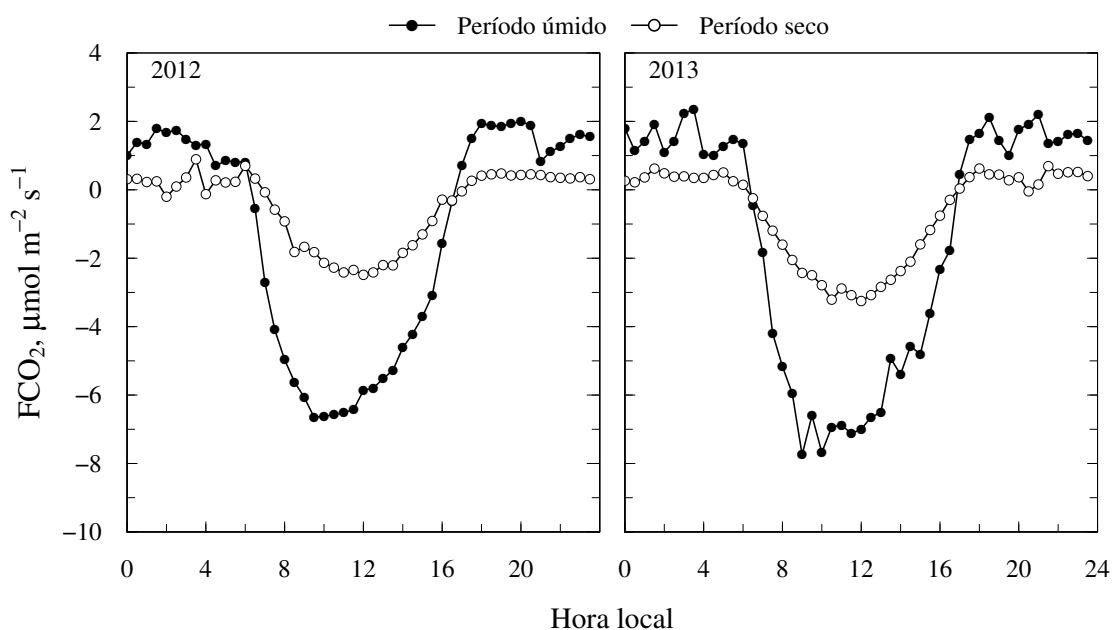


Figura 16. Média horária do fluxo de carbono nos períodos úmidos e secos de 2012 e 2013 na pastagem.

Embora no período seco de 2012 a maior parte da superfície do solo estivesse exposta, foi observada tanto emissão como captura de CO₂ na área, porém com menor intensidade em

comparação ao período úmido. Os menores valores de FCO_2 foram observados na ordem de $-2,49 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ e os maiores valores próximos a $0,89 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. As maiores variações diárias no FCO_2 ocorreram no período úmido de 2013, variando entre $-7,75$ e $7,00 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ durante o dia e entre $2,36$ e $2,11 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ durante a noite.

Comparando os fluxos no período úmido de 2012 com o de 2013, percebe-se que em 2013 houve maior atividade das plantas, atingindo os maiores valores de fotossíntese, representados pelos menores valores do FCO_2 , e os maiores valores de respiração. Os valores diários encontrados nesse estudo são inferiores aos encontrados em pastagens, sob condições de maiores regimes hídricos, conforme reportado por von Randow et al (2004), que encontraram valores na ordem de $-17,2$ e $-13,2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, na estação úmida e seca, respectivamente.

Para analisar o grau de interação entre a dinâmica do CO_2 e a superfície vegetada, correlacionou-se o FCO_2 com a massa seca da planta, a massa de água contida na planta e com o índice de área foliar (IAF) das plantas de capim corrente (vegetação predominante na área) (Figura 17). Devido a grande flutuação encontrada nos valores diários do FCO_2 , foram realizadas médias de três dias consecutivos dessa variável (dia anterior a coleta de plantas, dia da coleta de plantas e o dia seguinte a coleta de plantas), para correlacionar com as medidas da pastagem.

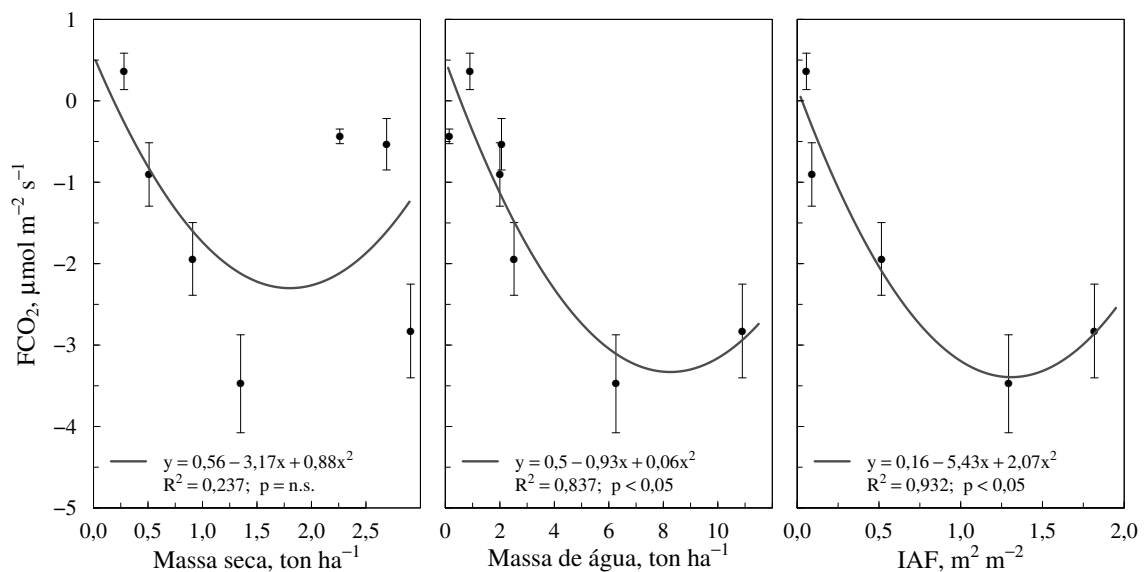


Figura 17. Correlação entre a massa seca da planta, a massa de água contida na planta e o índice de área foliar (AIF) com a média de três dias do fluxo de CO_2 (FCO_2).

O modelo polinomial do segundo grau foi o que apresentou o melhor desempenho (baseado na significância dos parâmetros, RMSE e no R^2). Entre as variáveis analisadas, a massa seca da planta apresentou o menor R^2 (0,237). Isso ocorre porque no início da germinação e da brotação existe uma forte relação entre a taxa de captura de carbono e o acúmulo de massa seca, porém quando a planta finaliza a fase reprodutiva (emissão de

sementes) e entra na senescência, a taxa de fotossíntese diminui, e os valores de FCO_2 se aproximam de zero. A massa acumulada até esse momento permanece praticamente constante e dessa forma, passa a existir valores relativamente alto de massa seca com baixos valores de FCO_2 . Nessa situação os modelos convencionais de regressão não conseguem apresentar bons ajustes.

O fluxo de CO_2 apresentou correlação significativa ($p < 0,05$), com a massa de água contida na planta e com o índice de área foliar (IAF) e coeficiente de determinação superior a 0,83 (Figura 17), o que sugere que a atividade fotossintética está mais fortemente ligada a quantidade de água contida na planta e a área das folhas do que a massa acumulada pela planta. Quando o IAF foi menor do que 0,06, a respiração e, conseqüentemente, a emissão de CO_2 para a atmosfera, predominou. Após um pequeno aumento no IAF e um acúmulo um pouco maior que $2,0 \text{ ton de água ha}^{-1}$, o FCO_2 inverteu e a pastagem passou a retirar CO_2 da atmosfera, embora com baixas taxas. Quando o IAF foi superior a 1,02 o FCO_2 atingiu os menores valores ($\approx -4,0 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), porém observa-se uma tendência de estabilização em função das plantas alcançarem a fase de reprodução, com a emissão de inflorescência e sementes. O FCO_2 apresenta uma estreita correlação com o IAF porque o potencial da pastagem de interceptar a luz para a fotossíntese é limitado pela área foliar (JONGEN et al., 2011). Em área de floresta, Barr et al. (2004) verificaram que a variação sazonal do IAF é um dos principais determinantes na produção líquida do ecossistema, com a floresta iniciando a fotossíntese depois que o IAF foi superior a 1,02.

A dificuldade de se realizar amostragens de forragem, por causa do ano de seca em 2012 e da desuniformidade apresentada pela pastagem em 2013, condicionou à utilização do índice da vegetação por diferença normalizada (NDVI) do sensor MODIS, durante os dois anos de estudo, como uma alternativa para indicar o desenvolvimento do dossel associado com o IAF e a porcentagem de cobertura do solo, bem como para correlacionar com a troca de carbono. Normalmente eram disponibilizadas duas imagens por mês (composição 16 dias), dessa forma, foi realizada a média do NDVI e considerado esse valor como representativo do mês. Os valores diários do fluxo de carbono foram integrados para a escala mensal e então, correlacionado com o NDVI (Figura 18).

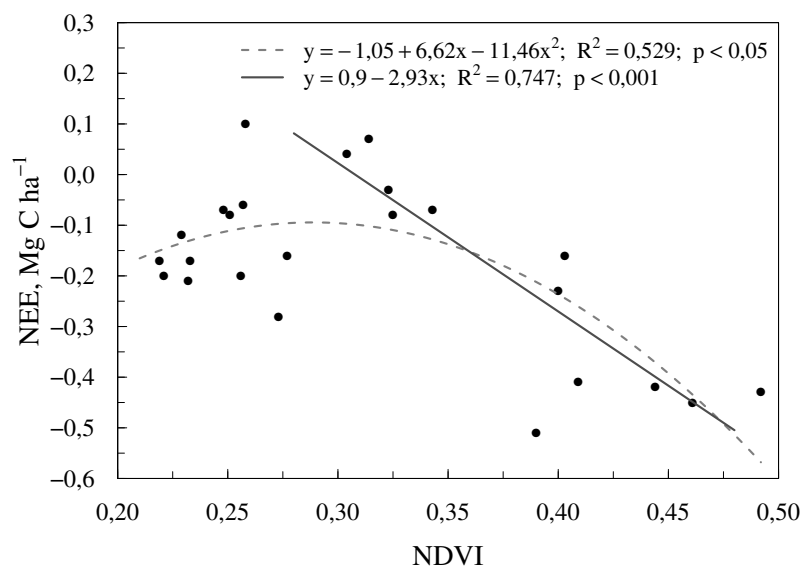


Figura 18. Correlação entre o índice da vegetação por diferença normalizada (NDVI) e a troca líquida do ecossistema (NEE – *Net Ecosystem Exchange*). Linha tracejada representa o ajuste para todo período (2012 a 2013); Linha contínua, representa o ajuste para o período chuvoso.

Quando o NDVI foi inferior a 0,30 ocorreram oscilações maiores entre valores positivos e negativos do NEE para uma pequena variação do NDVI, de forma que o modelo de regressão ajustado (linha tracejada) representou aproximadamente 53% das variações do NEE. Entretanto, depois que o NDVI aumentou a partir de 0,30 o NEE decresceu de forma linear (ajustado pela linha contínua). Esse comportamento, independentemente do ano, coincide com os períodos onde ocorreram significativos eventos de precipitação pluviométrica, o que indica a necessidade de considerar as condições observadas in situ no momento de realizar esse tipo de correlação. Além disso, os eventos de precipitação pluviométrica ocorridos no período seco promovem grandes flutuações no FCO₂ associados principalmente a respiração causada pela atividade microbológica do solo, durante aproximadamente quatro dias consecutivos, sem que haja mudanças na cobertura do solo.

Qun & Huizhi (2013), em área de pastagem degradada, encontraram melhores correlações entre o NDVI e o NEE nos períodos mais chuvosos, com ajustes lineares e R² próximo a 0,67 e o máximo valor de NDVI anual encontrado nessa pastagem foi de 0,30 durante sete anos consecutivos. Nagy et al. (2007) correlacionaram a produção primária bruta (GPP – *Gross Primary Production*), que é dada pela diferença do NEE e a respiração do ecossistema (R_{eco}), com o NDVI e também obtiveram melhores resultados no período de crescimento da planta, sobretudo no ano com a maior quantidade de precipitação pluviométrica.

4 - CONCLUSÕES

O balanço de energia na pastagem permitiu verificar que o fluxo de calor sensível seguiu os padrões de variação do saldo de radiação. Exceto nos momentos onde houve a ocorrência de significativos eventos de precipitação pluviométrica, o fluxo de calor sensível foi superior ao fluxo de calor latente. Esses dois fluxos corresponderam a menos de 60% do saldo de radiação na área da pastagem.

O armazenamento de água no solo e a condutância do dossel foram os fatores que mais influenciaram nas variações da evapotranspiração. Valores da constante de Priestley-Taylor superiores a 0,80 indicaram que houve uma maior contribuição da evaporação na evapotranspiração total.

Entre os componentes do balanço hídrico, a evapotranspiração é o principal responsável pela saída de água do ecossistema, correspondendo a aproximadamente 53% da precipitação pluviométrica total.

O escoamento superficial correspondeu a aproximadamente um quarto da precipitação pluviométrica, sendo essa magnitude significativa para região de semiárido. Além disso, esses componentes apresentaram forte correlação, possibilitando a estimativa do escoamento superficial em função dos valores da precipitação pluvial.

A área de pastagem, mesmo sob as condições de baixa disponibilidade hídrica, atuou como sumidouro de carbono durante os dois anos de estudo, retirando da atmosfera aproximadamente 1,72 e 2,52 Mg C ha⁻¹ ano⁻¹ em 2012 e 2013, respectivamente.

O FCO₂ apresentou forte dependência da massa de água contida na planta e do IAF. A estimativa do NEE a partir do NDVI apresentou boa correlação, sobretudo para período chuvoso independentemente do ano.

5 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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, p. 565-579, 2008.

ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration - guidelines for computing crop water requirements**. Rome: FAO, 1998. 326 p. FAO. Irrigation and Drainage Paper, 56.

AMMANN, C.; FLECHARD, C. R.; LEIFELD, J.; NEFTEL A.; FUHRER, J. The carbon budget of newly established temperate grassland depends on management intensity. **Agriculture Ecosystems and Environment**, v. 121, p. 5-20, 2007.

ANDRADE, A. P.; SOUZA, E. S.; SILVA, D. S.; SILVA, I. F.; LIMA, J. R. S. Produção animal no bioma caatinga: paradigmas dos “pulsos reservas”. In: SIMPÓSIOS DA 43ª REUNIÃO ANUAL DA SBZ, 43., 2006, João Pessoa. **Anais de Simpósios da 43ª Reunião Anual da SBZ**. João Pessoa: Sociedade Brasileira de Zootecnia, 2006. 1 CD-ROM.

ARCHER, N.; TIM, H.; QUINTON, J. The water balance of two semi-arid shrubs on abandoned land in South-Eastern Spain after cold season rainfall. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 6, p. 913-926, 2002.

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**. 2011. 134 f. Tese (Doutorado em Física Ambiental) – Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2011.

ASHKTORAB, H.; PRUITT, W. O.; PAW, K. T.; GEORGE, W. V. Energy balance determinations close to the soil surface using a micro-Bowen ration system. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.46, p.259-274, 1989.

BAGAYOKO, F.; YONKEY, S.; ELBERS, J.van de GIENSEN, N. Energy partitioning over the West African savana: Multi-year evaporation and surface conductance measurements in Eastern Bukina Faso. **Journal of Hydrology**, v. 334, p. 545-559, 2007.

BALDOCCHI, D. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. **Global Change Biology**, v. 9, p. 479–492, 2003.

BARBOSA, R. I.; FEARNSSIDE, P. M. Erosão do solo na Amazônia: estudo de caso na região do Apiaú, Roraima, Brasil. **Acta Amazônica**, v. 30, p. 601-613, 2000.

BARR, A. G. BLACK, T. A.; HOGG, E. H.; KLJUN, N.;MORGENSTERN, K.; NESIC, Z. Inter-annual variability in the leaf area index of a boreal aspen-hazelnut forest in relation to net ecosystem production. **Agricultura and Forest Meteorology**, v. 126, p. 237-255, 2004.

BARR, A. G.; GRIFFIS, T. J.; BLACK, T. A.; LEE, X.; STAEBLER, R. M.; FUENTES, J. D.; CHEN, Z.; MORGENSTERN, K. Comparing the carbon budgets of a boreal and temperate deciduous forest stands. **Canadian Journal Forest Research**, v. 32, p. 313-822,

2002.

BRASIL. Ministério da Integração Nacional. **Nova delimitação do semi-árido brasileiro**. Brasília: Ministério da Integração Nacional, 2005. Disponível em: <<http://http://www.mi.gov.br/>>. Acesso em: 10 jan. 2012.

BRÜMMER, C.; BLACK, T. A.; JASSAL, R. S.; GRANT, N. J.; SPITTLEHOUSE, D. L.; CHEN, B.; NESIC, Z.; AMIRO, B. D.; ALTAF-ARIAN, M.; BARR, A. G.; BOURQUE, C. P. A.; COURSOLE, C.; DUNNI, A. L.; FLANAGANI, L. B.; HUMPHREUSK, E. R.; LAFLEUN, P. M.; MARGOLIS, H. A.; MCCAUGHEY, J. H.; WOFYSY, S. C. How climate and vegetation type influence evapotranspiration and water use efficiency in Canadian forest, peatland and grassland ecosystems. **Agricultura and Forest Meteorology**, v. 153, p. 14-30, 2012.

BRUTSAERT, W. **Evaporation into the atmosphere: Theory, history and applications**. London: Reidel Dordrecht, 1982. 229 p.

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. R.; ROCHA, H. R.; GASH, J. H.; LIGO, M. A. V.; FREITAS H. C.; TATSCH, J. D. The energy and water balance of a Eucalyptus plantation in southeast Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 388, p. 208-216, 2010.

CABRAL, O. M. R.; ROCHA, H. R.; GASH, J. H.; LIGO, M. A. V.; RAMOS, P. R.; PACKER, A. P.; BATISTA, E. R. Fluxes of CO₂ above a sugarcane plantation in Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 182, p.54-66, 2013.

CABRAL, O. M. R.; ROCHA, H. R.; GASH, J. H.; LIGO, M. A. V.; TATSCH, J. D.; FREITAS H. C.; BRASILIO, E. Water use in a sugarcane plantation. **Global Change Biology Bioenergy**, v. 4, p. 555-565, 2012.

CIRILO, J. A. Políticas públicas de recursos hídricos para o semi-árido brasileiro. **Estudos Avançados**, v. 63, p. 61-82, 2008. Disponível em: <<http://www.sema.rs.gov.br/>>. Acesso em: 15 jan. 2013.

COSTA, C. F. G.; FIGUEIREDO, R. O.; OLIVEIRA, F. A.; SANTOS, I. P. O. Escoamento superficial em Latossolo Amarelo distrófico típico sob diferentes agroecossistemas no nordeste paraense. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 17, p. 162–169, 2013.

DIEESER – Departamento Intersindical de Estatística e Estudos Socioeconômicos; **Estatísticas do meio rural 2010-2011**. 4. ed. Núcleo de Estudos Agrários e Desenvolvimento Rural; Ministério do Desenvolvimento Agrário. - São Paulo: DIEESE; NEAD; MDA, 292p. 2011.

ESCOBAR, L. F. **Emissão de gases de efeito estufa em sistemas de manejo em solo do planalto médio do Rio Grande do Sul**. 2008. 104 f. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria.

FAGUNDES, J. L.; SILVA S. C.; PEDREIRA, C. G. S.; CARNEVALLI, R. A.;

CARVALHO, C. A. B.; SBRISSIA, A. F.; PINTO, L. F. M. Índice de área foliar, coeficiente de extinção luminosa e acúmulo de forragem em pastagens de *Cynodon* spp. sob lotação contínua. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 36, p. 187-195, jan. 2001.

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

FRAGA, C. I. M. **Evapotranspiração e fator de desacoplamento em área de Cambarazal no Pantanal**. 2009. 71 f. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental) – Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá.

GONÇALVES, F. M. **Evapotranspiração e coeficientes de cultivo da cana-de-açúcar irrigada por gotejamento subsuperficial**. 2010. 65 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal do Ceará, Fortaleza.

HAO, Y.; WANG, Y.; HUANG, X.; CUI, X.; ZHOU, X.; WANG, S.; NIU, H.; JIANG, G. Seasonal and interannual variation in water vapor and energy exchange over a typical steppe in Inner Mongolia, China. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 146, p. 57-69, 2007.

HEUBES, J.; MARCO, S.; STUCH, B.; MÁRQUEZ, J. R. G.; WITTING, R.; ZIZKA, G.; THIOMBIANO, A.; SINSIN B.; SCHALDACH, R.; HAHN, K. 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.

HOLLINGER D. Y.; OLLINGER, S. V.; RICHARDSON, A. D.; MEYERS, T. P.; DAILS, D. B.; MARTIN, M. E.; SCOTT, N. A.; ARKEBAUER, A. D.; BALDOCCHI, D. D.; CLARK, D. B.; CURTIS, P. S.; DAVIS, K. J.; DESAI, A. R.; DRAGONI, D.; GOULDEN, M. L.; GU, L.; KATUL, G. C.; PALLARDY, S. G.; PAW U, K. T.; SCHMID, H. P.; STOY, P. C.; SUYKER, A. E.; VERMA, S. B. Albedo estimates for landsurface models and support for a new paradigm based on foliage nitrogen concentration. **Global Change Biology**, v. 16, p. 676-710, 2010.

HUANG, X.; HAO, Y.; WANG, Y.; WANG, Y.; CUI, X.; MO, X.; ZHOU, X. Partitioning of evapotranspiration and its relation to carbon dioxide fluxes in Inner Mongolia steppe. **Journal of Arid Environments**, v. 74, p. 1616-1623, 2010.

HUSSAIN, M. Z.; GRÜNWARD, T.; TENHUNEN, J. D.; LI, Y. L.; MIRZAE, H.; BERNHOFER, C.; OTIENO, D.; DINH, N. Q.; SCHMIDT, M.; WARTINGER, M.; OWEN, K. Summer drought influence on CO₂ and water fluxes of extensively managed grassland in Germany. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, v. 141, p. 67-76, 2011.

IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Censo agropecuário 2006**. Rio de Janeiro: IBGE, 2006. 146 p.

IPCC - Intergovernmental Panel on Climate Change. **Climatic Change 2007: Synthesis Report**. Switzerland, 2007. 52 p.

JAMIYANSHARAV, K.; OJIMA, D.; PIELKE, R. A.; PARTON, W.; MORGAN, J.; BELRTÁN-PRZEKURAT, A.; LECAIN, D.; SMITH, D. Seasonal and interannual variability in surface energy partitioning and vegetation cover with grazing at shortgrass steppe. **Journal of Arid Environments**, v. 75, p. 360-370, 2011.

- JONGEN, M.; PEREIRA, J. S.; AIRES, L. M.; PIO, C. A. 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, p. 595-606, 2011.
- KRISHNAN, P., MEYERS, T. P.; SCOTT, R. L.; KENNEDY, L.; HEUER, M. Energy exchange and evapotranspiration over two temperate semi-arid grassland in North America. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 153, p. 31-44, 2012.
- KRISHNAN, P.; BLACK, T. A.; GRANT, N. J.; BARR, A. G.; HOGG, E. H.; JASSAL, R. S.; MORGENSTERN, K. 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, p. 208-223, 2006.
- KURC, S. A.; SMALL, E. E. Soil moisture variations and ecosystem-scale fluxes of water and carbon in semiarid grassland and shrubland. **Water Resources Research**, v. 43, p. 1-13, 2007.
- LAUENROTH, W., SALA, O. Long-term forage production of North American shortgrass steppe. **Ecology Applied**, v. 2, p. 397-403, 1992.
- LI, S. G.; HARAZONO, Y.; OIKAWA, T.; ZHAO, H. L.; HE, Z. Y.; CHANG, X. L. Grassland desertification by grazing and the resulting micrometeorological changes in Inner Mongolia. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 102, p. 125-137, 2000.
- LI, S.-G.; ASANUMA, J.; KOTANI, A.; DAVAA, G.; OYUNBAATAR, D. Evapotranspiration from a Mongolian steppe under grazing and its environmental constraints. **Journal of Hydrology**, v. 333, p. 133-143, 2007.
- LI, Q.; YU, X.; XIN, Z.; SUN, Y. Modeling the Effects of Climate Change and Human Activities on the Hydrological Processes in a Semiarid Watershed of Loess Plateau. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 18, p. 401-412, 2013.
- LIBARDI, P. L. **Dinâmica da água no solo**. São Paulo: Ed. EDUSP, 2005. 335 p.
- LIMA, J. R. S.; ANTONINO, A. C. D.; LIRA, C. A. B. O.; SILVA, I. F. Estimativa da evapotranspiração em uma cultura de feijão caupi, nas condições do Brejo Paraibano. **Agropecuária Técnica**, v. 26, n. 2, 2005.
- LIMA, J. R. S.; ANTONINO, A. C. D.; SOARES, W. A.; SOUZA, E. S.; LIRA, C. A. B. O. Balanço hídrico no solo cultivado com feijão caupi. **Revista Brasileira de Ciência Agrária**, v. 1, p. 89-95, 2006.
- LIU, R.; LI, YAN.; WANG, QIN-XUE. Variations in water and CO₂ fluxes over a saline desert in western China. **Hydrological Processes**, v. 26, p. 513-522, 2012.
- LOPEZ, M. L. C.; GERASIMOV, E.; MACHIMURA, T.; TAKAKAI, F.; IWAHANA, G.; FEDOROV, A. N.; FUKUDA, M. Comparison of carbon and water vapor exchange of forest and grassland in permafrost regions, Central Yakutia, Russia. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, p. 1968-1977, 2008.
- MCNAUGHTON, K. G.; JARVIS, P. G. Predicting effects of vegetation changes on

transpiration and evaporation. In: Kozlowski, T. T. (Ed.). **Water deficits and plant growth**. New York: Academic Press, 1983. p. 1-47.

MIELNICK, P.; DUGAS, W. A.; MITCHELL, K.; HAVSTAD, K. Long-term measurements of CO₂ flux and evapotranspiration in a Chihuahuan desert grassland. **Journal of Arid Environments**, v. 60, p. 423-436, 2005.

MITCHELL, P. J.; VENEKLAAS, E.; LAMBERS, H.; BURGESS, S. S. O. Partitioning of evapotranspiration in a semi-arid eucalypt woodland in south-western Australia. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, p. 25-37, 2009.

MONTALDO, N.; ALBERTSON, J. D.; MANCINI, M. Vegetation dynamics and soil water balance in a water-limited Mediterranean ecosystem on Sardinia, Italy. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 12, p. 1257-1271, 2008.

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, p. 55-68, 2012.

MYKLEBUST, M. C.; HIPPS, L. E.; RYEL, R. J. Comparison of eddy covariance, chamber, and gradient methods of measuring soil CO₂ efflux in annual semi-arid grass, *Bromus tectorum*. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, p. 1894-1907, 2008.

NAGLER, P. L.; GLENN, E. P.; KIM, H.; EMMERICH, W.; SCOTT, R. L.; HUXMAN, T. E.; HUETE, A. R. Relationship between evapotranspiration and precipitation pulses in a semiarid rangeland estimated by moisture flux towers and MODIS vegetation indices. **Journal of Arid Environments**, v. 70, p. 443-462, 2007.

NAGY, Z.; PITÉR, K.; CÒZBEL, SZ.; BALOGH, J.; HORVÁTH, L.; FÓTI, SZ.; BARCZA, Z.; WEIDINGER, T.; CSINTALAN, ZS.; DINH, N. Q.; GROSZ, B.; TUBA, Z. The carbon budget of semi-arid grassland in wet and a dry year in Hungary. **Agriculture, Ecosystems and Environments**, v. 121, p. 21-29, 2007.

NOY-MEIR, I. Desert ecosystems: environment and producers. **Annual Reviews Ecology System**, v. 4, p. 25-41, 1973.

OLIVEIRA, M. B. L.; SANTOS, A. J. B.; MANZI, A. O.; ALVALÁ, R. C. S.; CORREIA, M. F.; MOURA, M. S. B. Trocas de energia e fluxo de carbono entre a vegetação de caatinga e atmosfera no nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3b, p. 378-386, 2006.

PARTON, W. J.; SCURLOCK, J. M. O.; OJIMA, D. S.; SCHIMEL, D. S.; HALL, D. O.; SCOPEGRAM GROUP MEMBERS. Impact of climate change on grassland production and soil carbon worldwide. **Global Change Biology**, v. 1, p. 13-22, 1995.

PERREIRA, A. R.; ANGELOCCI L. R.; SENTELHAS P. C. **Agrometeorologia: fundamentos e aplicações**. Guaíba: Agropecuária. 2002. 478 p.

PRIESTLEY, C. H. B.; TAYLOR, R. J. On 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.; XIE, F.; FENG, Y. C.; TIAN, F. 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, p. 120-129, 2011.

QUN, D.; HUIZHI, L. Seven years of carbon dioxide exchange over a degraded grassland and a cropland with maize ecosystems in a semiarid area of China. **Agriculture, Ecosystems and Environments**, v. 173, p. 1-12, 2013.

R Core Team. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria, 2013.

RASBAND, W. S. ImageJ. U.S. National Institute of Health, Bethesda, Maryland, USA, 2012. Disponível em: <imagej.nih.gov/ij/>. Acesso em: 20 dez. 2012.

REICHSTEIN, M.; FALGE, E.; BALDOCCHI, D.; PAPALE, D.; AUBINET, M.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, C.; BUCHMANN, N.; GILMANOV, T.; GRANIER, A.; GRUNWALD, T.; HAVRANKOVA, K.; ILVESNIEMI, H.; JANOUS, D.; KNOHL, A.; LAURILA, T.; LOHILA, A.; LOUSTAU, D.; MATTEUCCI, G.; MEYERS, T.; MIGLIETTA, F.; OURCIVAL, J.M.; PUMPANEN, J.; RAMBAL, S.; ROTENBERG, E.; SANZ, M.; TENHUNEN, J.; SEUFERT, G.; VACCARI, F.; VESALA, T.; YAKIR, D.; VALENTINI, R. On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. **Global Change Biology**, v. 11, p. 1424–1439, 2005.

REYNOLDS, J. F., KEMP, P. R., OGLE, K.; FERNANDEZ, R. J. Modifying the ‘pulse-reserve’ paradigm for deserts in North America: precipitation pulses, soil water, and plant responses. **Oecologia**, v. 141, p. 194-210, 2004.

RODRIGUES, C. P.; FONTANA, D. C.; MORAES, O. L. L.; ROBERTI, D. R. NDVI e fluxo de CO₂ em lavoura de soja no Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 28, n. 1, p. 95-104, 2013.

ROTENBERG, E.; YAKIR, D. Contribution of Semi-Arid forests to the climate system. **Science**, v. 327, p. 451-454, 2010.

SALMAN, A. K. D.; SOARES, J. P. G.; CANESIN, R. C. **Métodos de amostragem para avaliação quantitativa de pastagens**. Rondônia: Embrapa Rondônia, 2006. 6 p. (Embrapa Rondônia. Circular Técnica, 84).

SANTOS, H. G.; JAACOMINE, P. K. T.; ANJOS, L. H.; OLIVEIRA, V. A.; OLIVEIRA, J. B.; COELHO, M. R.; LUMBRERAS, J. F.; CUNHA, T. J. F., (Ed.). **Sistema Brasileiro de Classificação de solos**, 3. ed. rev. ampl. Brasília, DF: EMBRAPA, 2013. 353 p.

SILVA, A. O.; MOURA, G. B. A.; SILVA, E. F. S.; LOPES, P. M. O.; SILVA, A. P. N. Análise espaço-temporal da evapotranspiração de referência sob diferentes regimes de precipitações em Pernambuco. **Revista Caatinga**, v. 24, p. 135-142, 2011.

SILVA, M. M. **Balço de água no solo com milho sob sistema de plantio direto e diferentes doses de nitrogênio**. 2007. 86 f. Tese (Doutorado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, 2007.

SOUZA, C.; ANDRADE, A. P.; LIMA, J. R. S.; ANTONINO, A. C. D.; SOUZA, E. S.;

SILVA, I. F. Balanço hídrico da cultura da mamona sob condições de sequeiro. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 17, n. 1, p. 3–10, 2013.

STOLF, R. Teoria experimental de fórmulas de transformação dos dados de penetrômetro de impacto em resistência do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 15, p. 229-235, 1991.

TABARI, H.; AEINI, A.; TALAEI, P. H.; SOME'EI, B. S. Spatial distribution and temporal variation of reference evapotranspiration in arid and semi-arid regions of Iran. **Hydrological Processes**, v. 26, p. 500-512, 2012.

TIMOUC, F.; KERGOAT, L.; MOUGIN, E.; LLOYD, C. R.; CESCHIA, E.; COHARD, J. -M.; ROSNAY, de P.; HIERNAUX, P.; DEMAREZ, V.; TAYLOR, C. M. Response of a surface energy balance to water regime and vegetation development in a Sahelian landscape. **Journal of Hydrology**, v. 375, p. 178-198, 2009.

von RANDOW, C.; MANZI, A. O.; KRUIJT, B.; OLIVEIRA, P. J.; ZANCHI, F. B.; SILVA, R. L.; HODNETT, M. G.; GASH, J. H. C.; ELBERS, J. A.; WATERLOO, M. J.; CARDOSO, F. L.; KABAT, P. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, p. 5-26, 2004.

WANG, L.; LIU, H.; KETZER, B.; HORN, R.; BERNHOFER, C. Effect of grazing intensity on evapotranspiration in the semiarid grasslands of Inner Mongolia, China. **Journal of Arid Environments**, v. 83, p. 15-24, 2012.

WANG, Y. P.; BALDOCCHI, D.; LEUNING, R.; FALGES, E.; VESALA, T. Estimating parameters in a land-surface model by applying nonlinear inversion to eddy covariance flux measurements from eight FLUXNET sites. **Global Change Biology**, v. 13, p. 652–670, 2007.

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, 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, p. 31-49, 2002.

WHITFORD, W. G. Ecology of Desert Systems. Academic Press, New York, Ny, 2002. 343 p.

WILSON, K.; GOLDSTEIN, A.; FALGE, E.; AUBINET, M.; BALDOCCHI, D.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, C.; CEULEMANS, R.; DOLMAN, H.; FIELD, C.; GRELLER, A.; IBROM, A.; LAW, B. E.; KOWALSKI, H.; MEYERS, T.; MONCRIEFF, J.; MONSON, R.; OECHEL, W.; TENHUNEN, J.; VALENTINI, R.; VERMA, S. Energy balance closure at FLUXNET sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 113, p. 223-243, 2002.

WOLF, A.; SALIENDRA, N.; AKSLOV, K.; JONHSON, D. A.; LACA, E. Effects of different eddy covariance correlation schemes on energy balance closure and comparisons with modified Bowen ratio system. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, p.

942-952, 2008.

ZANCHI, F. B.; WATERLOO, M. J.; AGUIAR, L. J. G.; von RANDOW, C.; KRUIJT, B.; CARDOSO, F. L.; MANZI, A. O. Estimativa do índice de área foliar (IAF) e biomassa em pastagem no estado de Rondônia, Brasil. **Acta Amazonica**, v. 39, p. 335-348, 2009.

ZHANG, F.; ZHOU, G.; WANG, Y.; YANG, F.; NILSSON, C. Evapotranspiration and crop coefficient for a temperature desert steppe ecosystem using eddy covariance in Inner Mongolia, China. **Hydrological Process**, v. 26, p. 379-386, 2012.

ZHANG, Y.; KADOTA, T.; OHATA, T; OYUNBAATAR, D. Environmental controls on evapotranspiration from sparse grassland in Mongolia. **Hydrological Processes**, v. 21, p. 2016-2027, 2007.