

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO  
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL  
TECNOLOGIA AMBIENTAL E RECURSOS HÍDRICOS**



**EDEVALDO MIGUEL ALVES**

**FLUXOS DE ENERGIA, VAPOR D'ÁGUA E CO<sub>2</sub>  
ENTRE A VEGETAÇÃO E A ATMOSFERA NO AGRESTE  
MERIDIONAL DE PERNAMBUCO**

Recife, 2015

**Edevaldo Miguel Alves**



**“Fluxos de energia, vapor d’água e CO<sub>2</sub> entre a vegetação e a atmosfera no agreste meridional de Pernambuco”**

**“Energy flows, water vapor and CO<sub>2</sub> between vegetation and the atmosphere in the southern wild Pernambuco”**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil da Universidade Federal de Pernambuco, na área de Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos, em cumprimento às exigências para obter o Grau de Doutor.

Antonio Celso Dantas Antonino  
Orientador

José Romualdo de Sousa Lima  
Co-orientador

Recife, 2015

Catálogo na fonte  
Bibliotecária Valdicêa Alves, CRB-4 / 1260

A474f Alves, Edevaldo Miguel.  
Fluxos de energia, vapor d'água e  $CO_2$  entre a vegetação e a atmosfera no agreste meridional de pernambuco / Edevaldo Miguel Alves. - Recife: O Autor, 2015.  
98folhas, Il., Sim. e Tabs.

Orientador: Prof<sup>o</sup>. Dr. Antonio Celso Dantas Antonino.

Coorientador: Prof<sup>o</sup> Dr<sup>o</sup> José Romualdo de Sousa Lima.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação Engenharia Civil, 2015.

Inclui Referências.

1. Engenharia Civil. 2. Eddy covariance. 3. Fluxos de  $CO_2$ . 4. Fluxo de calor latente. de avaliação. 5. Balanço hídrico. 6. Pastagem e caatinga  
I. Antonino, Antonio Celso Dantas. (Orientador) II. Lima, José Romualdo de Sousa. (Coorientador). III. Título.

UFPE

624 CDD (22. ed.)

BCTG/2015-253

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL

A comissão examinadora da Defesa de Tese de Doutorado

**AVALIAÇÃO DOS FLUXOS DE ENERGIA, VAPOR D'ÁGUA E CO<sub>2</sub>  
ENTRE A VEGETAÇÃO E A ATMOSFERA NO AGRESTE  
MERIDIONAL DE PERNAMBUCO**

defendida por

Edevaldo Miguel Alves

Considera o candidato APROVADO

Recife, 28 de janeiro de 2015

Orientadores:

---

Prof. Dr. Antonio Celso Dantas Antonino – UFPE  
(orientador)

---

Prof. Dr. José Romualdo de Sousa Lima – UFRPE  
(co-orientador)

Banca Examinadora:

---

Prof. Dr. Antonio Celso Dantas Antonino – UFPE  
(orientador)

---

Prof. Dr. Marcus Metri Correa - UFRPE  
(examinador externo)

---

Prof. Dr. Willames de Albuquerque Soares - UPE  
(examinador externo)

---

Prof. Dr. Carlos Alberto Brayner de Oliveira Lira – UFPE  
(examinador externo)

---

Prof. Dr. Jaime Joaquim da Silva Pereira Cabral – UFPE  
(examinador interno)

## AGRADECIMENTOS

Ao Deus, meu criador, pelo Dom da vida, e a Jesus Cristo seu único filho pela graça da Salvação (não merecemos oh Senhor!) e ao Espírito Santo pelos ensinamentos do amor.

A minha esposa e companheira Manuella Gondim, pelo grande amor por mim dedicado. Por sorrir minhas alegrias e chorar minhas tristezas. Por está sempre ao meu lado, pela força, pelos beijos e carinho, pelas broncas e pelo melhor presente que poderia me dar filhos.

A Laura minha filha, embora ainda não nascida, porém já é para mim fonte de força, fé e inspiração.

Aos meus pais, Alzenir e José, por abrirem mão de muitas coisas pra si apenas para proporcionar oportunidade de crescimento para mim e minha irmã. A Deise, minha irmã por me apoiar em momentos decisivos. Deise para você um abraço muito especial. Aos meus sogros Jane e Manuel (meus segundos pais), obrigado por todo amor. Paola, Neco e Luka, um abraço muito especial.

Ao meu orientador, o professor Antonio Celso Dantas Antonino, por todos os ensinamentos dados a mim nesta longa trajetória acadêmica, por todas as broncas e puxões de orelha, por toda ajuda e exortações, por sua paciência e busca incansável por me fazer crescer em todos os aspectos de minha vida. Serei eternamente grato prof. Antonino, por cada segundo de seu preciso tempo a mim dedicados.

Ao meu co-orientador, Professor José Romualdo de Sousa Lima pelos ensinamentos dados, pela ajuda na montagem e instalação das torres, por todas as correções e sugestões fundamentais para a realização deste trabalho.

Aos professores Carlos Brayner, Suzana Montenegro, Everardo Saimpaio, Jaime Cabral, Eduardo Soares, Willames Soares, Marcus Metri, Rômulo Meneses por participarem de diversas etapas na construção deste trabalho.

Aos colegas do grupo de Física de Solos (Carlas, Carol, Severino, Wellington, Cássia, Rafael, Emídio, Márcia e Aldisley) pelo companheirismo nesta caminhada. Em especial a Rodolfo Marcondes, por toda a ajuda, todo tempo disponibilizado para discussões e sugestões, na qual promoveram melhorias sem medidas para este trabalho.

Aos colegas do grupo de Recursos Hídricos (Leidjane, Artur e Albert). Sei que eu posso sempre contar com vocês, muito obrigado.

Aos meus amigos Cláudio e Fernanda, que representam bem o que diz provérbios 18:24. Obrigado por proporcionar bons momentos vividos, que proporcionam sempre uma motivação necessária para cumprimento de nossas metas.

Aos casais, Meire e Junior, Mônica e Marcelo, Flávia e Rubemar, etc....(não dá pra citar todos) pelas todas as orações feitas por nós (sei que Deus os ouviu), pela amizade e confiança, o meu muito obrigado.

Ao órgão financiador de bolsa de estudos FACEPE.

A todos que contribuíram direta ou indiretamente para a realização deste trabalho.

## RESUMO

A atual instabilidade climática verificada através dos estudos dos impactos advindos de eventos extremos como secas e inundações, cujo tempo de recorrência vem sendo cada vez mais reduzido, associado ao aumento da temperatura do planeta, prenuncia um cenário de aumento da temperatura média global. As mudanças climáticas podem provocar uma redução no escoamento superficial e na disponibilidade de recursos hídricos, na qual os processos hidrológicos serão afetados e podem significar diferentes tipos de prejuízos para as comunidades que vivem nas regiões áridas e semiáridas, que são as mais expostas às mudanças climáticas, como por exemplo, o provável aumento da salinização das águas subterrâneas em virtude da elevação da evapotranspiração. No Brasil, a região que é mais exposta aos riscos da variabilidade climática é o nordeste, e os ecossistemas pastagens e caatinga possuem grande importância na regulação das mudanças climáticas globais e no ciclo hidrológico. No entanto, ainda são poucos os estudos medindo os fluxos de água, de energia e de carbono nestes ecossistemas. Desta forma, os objetivos do trabalho foram: (a) Avaliar os fluxos de água no solo, por meio do balanço hídrico, a variação dos fluxos de energia, em áreas de caatinga e de pastagem, (b) Avaliar a variação sazonal e interanual dos fluxos de energia e evapotranspiração, em áreas de caatinga e de pastagem, (c) Comparar os fluxos de CO<sub>2</sub> em área de pastagem e de caatinga e (d) Verificar os principais fatores ambientais que controlam os fluxos de energia, evapotranspiração e CO<sub>2</sub> em ecossistemas de caatinga e pastagem. Para tal, foram instaladas duas torres experimentais compostas por sensores para medir a velocidade e direção do vento, umidade relativa e temperatura do ar, radiação solar e saldo de radiação, precipitação pluvial e um sistema de medida da covariância dos vórtices turbulentos (*Eddy covariance*), que é um método que fornece alta resolução temporal de medições de fluxos de energia, água e CO<sub>2</sub> entre a superfície e a atmosfera e nos últimos anos tem sido considerado a ferramenta padrão nesse tipo de estudo. Uma torre foi instalada numa área de pastagem e outra numa área de caatinga, ambas localizadas em São João – PE, na microrregião de Garanhuns. A dinâmica da água no solo também foi analisada, sendo que realizada a caracterização hidrodinâmica dos solos das áreas experimentais, bem como, a determinação das frações granulométricas e dos parâmetros da curva de retenção e de condutividade hidráulica, segundo a metodologia “Beerkan”. As medidas dos fluxos de água no solo e dos fluxos de energia e de CO<sub>2</sub> foram realizadas nos anos de 2012, 2013 e 2014. Analisando-se os valores da precipitação pluvial, verificou-se que 2012 foi caracterizado como um ano muito seco, e que, 2013 e 2014 tiveram valores próximos da média histórica da região, sendo o ano de 2012, um dos mais secos dos últimos anos. A evapotranspiração na área da caatinga foi maior que na área de pastagem, com 679,7 mm (2,0 mm d<sup>-1</sup>) e 645,4 mm (1,9 mm d<sup>-1</sup>), respectivamente. Em relação ao fluxo de CO<sub>2</sub> verificou-se que tanto a pastagem, quanto a caatinga atuaram como sumidouros de CO<sub>2</sub>. No período chuvoso, a pastagem retirou da atmosfera 4,96 Mg C ha<sup>-1</sup>, enquanto a caatinga 4,26 Mg C ha<sup>-1</sup>, já no período seco a pastagem sequestrou 2,97 Mg C ha<sup>-1</sup> e a caatinga 0,65 Mg C ha<sup>-1</sup>. A área de pasto foi melhor que a área de caatinga, no sequestro de CO<sub>2</sub> atmosférico, tanto no período seco, quanto no período úmido. A mudança no uso da terra, na área da pastagem, teve efeito direto nos fluxos de água e CO<sub>2</sub> e no solo, assim como na evapotranspiração do ecossistema. A retirada da caatinga para plantar pasto no local não aumenta significativamente a taxa de sequestro de CO<sub>2</sub>, mas aumentará a temperatura atmosférica e as taxas de evapotranspiração.

**Palavras Chaves:** Eddy covariance. Fluxos de CO<sub>2</sub>. Fluxo de calor latente. Balanço hídrico, Pastagem e caatinga.

## ABSTRACT

### “Energy flows, water vapor and CO<sub>2</sub> between vegetation and the atmosphere in the southern wild Pernambuco”

The current climatic instability verified by studies of impacts from extreme events such as droughts and floods, whose recurrence time is being increasingly reduced, coupled with rising global temperature, portends a scenario of increased global average temperature. Climate change may cause a reduction in runoff and the availability of water resources, in which hydrological processes will be affected and can mean different types of damage to the communities living in arid and semiarid regions, which are the most exposed to climate change such as, for example, the probable increase in the salinity of the groundwater due to the increase in evaporation. In Brazil, the region more exposed to the risks of climate variability is the Northeast, and the grassland caatinga ecosystems and have great importance in the regulation of global climate change and the hydrological cycle. However, there are few studies measuring water flows, energy and carbon in these ecosystems. Thus, the objectives were: (a) assess the water flows into the soil through the water balance, the variation of energy flows in areas of caatinga and grassland, (b) assess the seasonal variation energy and evapotranspiration flows in areas of scrub and pasture, (c) Compare the CO<sub>2</sub> streams in pasture and scrub and (d) Check the main environmental factors that control energy flows, evapotranspiration and CO<sub>2</sub> caatinga ecosystems and pasture. To this end, were installed two experimental towers composed of sensors to mediate the wind speed and direction, relative humidity and air temperature, solar radiation and net radiation, rainfall and a covariance measurement system of the eddy (Eddy covariance) which is a method that provides high temporal resolution energy flow measurements, water and CO<sub>2</sub> between the surface and the atmosphere and in recent years has been considered the standard tool in this type of study. A tower was installed in a pasture area and another in a caatinga area, both located in Saint John - PE, in the micro region of Garanhuns. The dynamics of the water in the soil was also analyzed, and accomplished the hydrodynamic characteristics of the soil of the fields and the determination of granulometric fractions of the parameters and the retention curve and hydraulic conductivity, according to the "Beerkan" methodology. Measurements of water flows in the soil and energy and CO<sub>2</sub> fluxes were performed in the years 2012, 2013 and 2014. Analyzing the values of rainfall, it was found that 2012 was characterized as a very dry year, and that 2013 and 2014 had similar values of the historical average for the region, with the year 2012, one of the driest in recent years. Evapotranspiration in the area of the caatinga was higher than in pasture area, with 679,7 mm (2,0 mm d<sup>-1</sup>) and 645,4 mm (1.9 mm d<sup>-1</sup>), respectively. Regarding the flow of CO<sub>2</sub> was found that both the pasture, as acted as CO<sub>2</sub> scrub sinks. During the rainy season, the pasture removed from the atmosphere 4,96 Mg C ha<sup>-1</sup>, while the caatinga 4,26 Mg C ha<sup>-1</sup>, as the dry season grazing kidnapped 2,97 Mg C ha<sup>-1</sup> and the caatinga 0,65 Mg C ha<sup>-1</sup>. The pasture area was better than the caatinga area in the sequestration of atmospheric CO<sub>2</sub>, both in the dry season, as the wet season. The change in land use in the area of pasture, had a direct effect on water flows and CO<sub>2</sub> and soil, as well as the ecosystem evapotranspiration. The withdrawal of the caatinga to plant pasture on site does not significantly increase the CO<sub>2</sub> sequestration rate but increase the atmospheric temperature and evapotranspiration rates.

**Key Words:** Eddy covariance. CO<sub>2</sub> fluxes. Latent heat flow. Water balance. Grassland and caatinga.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Esquematização das camadas baixas da atmosfera .....	22
Figura 2 – Fluxograma aproximado do balanço de radiação na atmosfera terrestre (SENTELHA; ANGELOCCI, 2009) .....	26
Figura 3 – Localização da área experimental. Município de São João, agreste meridional do estado de Pernambuco (8°48'30"S e 36°24'00"O).....	39
Figura 4 – Vista de satélite da área de estudo com as localizações aproximadas das torres experimentais do pasto e da caatinga. ....	40
Figura 5 – Histórico de precipitação média mensal com dados de Novembro de 1997 a Dezembro de 2013 coletados da Agência Pernambucana de Águas e Clima (APAC).....	40
Figura 6 – Torre modular experimental localizada no centro da área experimental.....	42
Figura 7 – Torre experimental instalada no centro da área de caatinga.....	44
Figura 8 – Malha de pontos onde foram realizados os ensaios para caracterização hidrodinâmica do solo da área da pastagem.....	46
Figura 9 – Malha de pontos onde foram realizados os ensaios para caracterização hidrodinâmica do solo da área da caatinga.....	47
Figura 10 – Ensaio de infiltração realizados na área de pastagem. ....	48
Figura 11 – Ensaio de infiltração realizados na área de caatinga.....	48
Figura 12 – (a) 70,0g de solo para solução de hexametáfosfato de sódio, (b) leituras do densímetro, (c) estufa e (d) Peneiramento do solo .....	49
Figura 13 – Precipitação pluvial mensal dos anos de 2012, 2013 e 2014, em contraste com a média história da precipitação pluvial na cidade de São João. ....	52
Figura 14 – Situação da vegetação em fevereiro de 2012 (após as precipitações do ano anterior que precipitou 523,7 mm) e em setembro de 2012. ....	53
Figura 15 – Precipitação pluvial e armazenamento de água no solo (camada de 0 – 50cm) durante o período de 20 de setembro de 2013 a 26 de agosto de 2014 em pastagem e caatinga	54
Figura 16 – Fluxo de água no solo (profundidade de 40 cm) durante o período de 20 de setembro de 2013 a 26 de agosto de 2014 em pastagem e caatinga.....	56
Figura 17 – Precipitação e evapotranspiração acumulada durante o período de 20 de setembro de 2013 a 26 de agosto de 2014 em pastagem e caatinga .....	60

Figura 18 – Variação interanual e sazonal da radiação de global ( $R_g$ ), temperatura média do ar ( $T_{ar}$ ), déficit de pressão de vapor ( $D$ ), chuva e armazenamento de água na camada de 0-40 cm na pastagem durante os anos de 2012, 2013 e 2014 em São João, PE.....	62
Figura 19 – Fechamento do balanço de energia em área cultivada com pastagem em São João - PE nos anos de 2012 e 2013.....	64
Figura 20 – Variação interanual e sazonal dos fluxos de energia (saldo de radiação [ $R_n$ ], fluxos de calor latente [ $LE$ ], sensível [ $H$ ] e no solo, [ $G$ ]) na pastagem durante os anos de 2012, 2013 e 2014 em São João, PE.....	65
Figura 21 – Média horária dos fluxos de energia na pastagem nos períodos úmidos e secos.....	67
Figura 22 – Evapotranspiração real e de referencia, a constante de Priestley-Taylor e precipitação de 2012, 2013 e 2014.....	69
Figura 23 – Variação diária do fluxo de $CO_2$ na pastagem nos anos de 2012, 2013 e 2014, e a precipitação ( $P$ ). .....	70
Figura 24 - Média horária do fluxo de carbono nos períodos úmidos e secos na pastagem.....	73
Figura 25 – Variação sazonal da radiação de global ( $R_g$ ), temperatura média do ar ( $T_{ar}$ ), déficit de pressão de vapor ( $DPV$ ), precipitação ( $P$ ) e armazenamento de água na camada de 0-30 cm ( $Arm$ ) na caatinga durante no período de outubro de 2013 para outubro de 2014. ....	74
Figura 26 – Fechamento do balanço de energia na caatinga em São João – PE nos anos de 2013 e 2013.....	75
Figura 27 – Variação sazonal dos fluxos de energia (saldo de radiação [ $R_n$ ] e fluxos de calor latente [ $LE$ ], sensível [ $H$ ] e no solo [ $G$ ]) na área de caatinga no período de outubro de 2013 para outubro de 2014.....	77
Figura 28 – Média horária dos fluxos de energia na caatinga nos períodos úmidos e secos entre outubro de 2013 e outubro de 2014.....	78.
Figura 29 – Evapotranspiração real e de referencia, a constante de Priestley-Taylor e precipitação na caatinga nos anos de 2013 e 2014.....	81
Figura 30 – Variação sazonal do fluxo de $CO_2$ na caatinga nos no período de outubro de 2013 para outubro de 2014.....	82
Figura 31 – Fluxo de $CO_2$ na pastagem e na caatinga no período de outubro de 2013 para outubro de 2014.....	83

## LISTA DE TABELA

Tabela 1 – Lista florística da região da caatinga em são João – PE.	43
Tabela 2 – Critérios utilizados para remoção de valores anômalos do conjunto de dados	45
Tabela 3 – Média das frações texturais e densidades do solo do pastagem e caatinga	50
Tabela 4 – Valores médios dos parâmetros das curvas de retenção da água no solo [ $\theta$ (h)] e da condutividade hidráulica [ $K(\theta)$ ] em áreas de pastagem e de caatinga	51
Tabela 5 – Subperíodos em que foram determinados os componentes do balanço hídrico em caatinga e em pastagem	57
Tabela 6 – Componentes do balanço hídrico em caatinga e em pastagem durante o período de 20/09/2013 a 26/08/2014	58

## LISTA DE SÍMBOLOS

$\bar{w}$	Componente média da velocidade do vento	[L.T <sup>-1</sup> ]
$\bar{\rho}_c$	Componente média da densidade do escalar $c$	[M.L <sup>-3</sup> ]
$w\rho_c$	Componente advectiva do fluxo vertical médio do escalar $c$	[M.T <sup>-1</sup> L <sup>-2</sup> ]
$w'\rho_c'$	Componente turbulenta do fluxo vertical médio do escalar $c$	[M.T <sup>-1</sup> L <sup>-2</sup> ]
$u_*$	Fluxo de momentum	[L.T <sup>-1</sup> ]
$n$	Parâmetro de forma da curva de retenção da água no solo	[-]
$\Delta A$	Variação do armazenamento de água no solo	[L.T <sup>-1</sup> ]
$C_p$	Calor específico do ar à pressão constante	[L <sup>2</sup> T <sup>-2</sup> K <sup>-1</sup> ]
$Q$	Fluxo de drenagem ou ascensão capilar	[L.T <sup>-1</sup> ]
$e_a$	Pressão de vapor atual	[M.T <sup>-2</sup> ]
$ES$	Escoamento superficial	[L.T <sup>-1</sup> ]
$e_s$	Pressão de saturação de vapor	[M.T <sup>-2</sup> ]
$ET$	Evapotranspiração	[L.T <sup>-1</sup> ]
$F_c$	Fluxo do escalar $c$	[M.T <sup>-1</sup> L <sup>-2</sup> ]
$G$	Fluxo de calor no solo	[M.T <sup>-3</sup> ]
$h$	Potencial matricial do solo	[L]
$H$	Fluxo de calor sensível	[M.T <sup>-2</sup> ]
$h(\theta)$	Potencial hídrico	[L]
$h_g$	Potencial crítico do solo	[-]
$I$	Irrigação	[L.T <sup>-1</sup> ]
$K_s$	Condutividade hidráulica saturada	[L.T <sup>-1</sup> ]
$LE$	Fluxo de calor latente	[M.T <sup>-2</sup> ]
$L_v$	Calor latente de vaporização	[L <sup>2</sup> T <sup>-2</sup> ]
$m$	Parâmetro de forma da curva de retenção da água no solo	[-]
$P$	Precipitação	[L.T <sup>-1</sup> ]
$q'$	Componente turbulenta da umidade específica do ar	[-]
$R_n$	Saldo de radiação	[M.T <sup>-2</sup> ]
$S$	Sorvidade	[L.T <sup>-1</sup> ]
$T$	Componente turbulenta da temperatura do ar	[K]
$u'$	Componente turbulenta da velocidade do vento	[M.T <sup>-1</sup> ]

$w$	Componente vertical da velocidade do vento	$[L.T^{-1}]$
$w'$	Variação da componente vertical da velocidade do vento em relação à sua média	$[L.T^{-1}]$
$\Delta e$	Déficit de pressão de vapor	$[M.T^{-2}]$
$\Delta T$	Diferença de temperatura	$[K]$
$\beta$	Razão de Bowen	$[-]$
$\gamma$	Constante psicrométrica	$[M.T^{-2}K^{-1}]$
$\eta$	Parâmetro de forma da curva de condutividade hidráulica	$[-]$
$\theta$	Umidade do solo	$[L^3.L^{-3}]$
$\theta_r$	Umidade residual do solo	$[L^3.L^{-3}]$
$\theta_s$	Umidade saturada do solo	$[L^3.L^{-3}]$
$\rho$	Densidade do ar seco	$[M.L^{-3}]$
$\rho_c$	Densidade (ou concentração) do escalar $c$	$[M.L^{-3}]$
$\rho_c'$	Variação da densidade do escalar $c$ em relação à sua média	$[M.L^{-3}]$
$z$	Profundidade do solo	$[L]$

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>14</b>
<b>1.1 Objetivos .....</b>	<b>16</b>
1.1.1 Geral .....	16
1.1.2 Específicos .....	16
<b>2. REVISÃO DE LITERATURA E FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA .....</b>	<b>17</b>
<b>2.1 O solo .....</b>	<b>17</b>
<b>2.2 A vegetação do semiárido.....</b>	<b>18</b>
2.2.1 Pastagem de <i>Braquiária</i> .....	19
2.2.2 A vegetação de Caatinga .....	20
<b>2.3 Os fluxos na atmosfera .....</b>	<b>21</b>
2.3.1 O Efeito Estufa e Mudanças Climáticas.....	23
2.3.2 Impactos das mudanças climáticas nos biomas pastagem e caatinga .....	23
<b>2.4 O Balanço de Energia .....</b>	<b>25</b>
2.4.1 O método da Razão de Bowen .....	27
2.4.2. Método Aerodinâmico.....	28
2.4.3 O método da correlação dos fluxos turbulentos (eddy covariance) .....	28
<b>2.5 O fluxo de gás carbônico (FCO<sub>2</sub>).....</b>	<b>30</b>
<b>2.6 Correções e preenchimento das falhas .....</b>	<b>33</b>
<b>2.7 Dinâmica da água e Balanço Hídrico .....</b>	<b>35</b>
<b>3. MATERIAL E MÉTODOS .....</b>	<b>39</b>
<b>3.1. Área de estudo .....</b>	<b>39</b>
<b>3.2 Área de pastagem.....</b>	<b>41</b>
<b>3.4 Cálculos dos fluxos pelo método da covariância dos vórtices turbulentos .....</b>	<b>44</b>
<b>3.5 Caracterização hidrodinâmica dos solos .....</b>	<b>45</b>
3.5.1 Análise dos solos das áreas Experimentais. ....	45
3.5.2 Tratamento dos dados dos solos.....	49
<b>4. RESULTADOS E DISCUSSÃO .....</b>	<b>52</b>

<b>4.1 Análise da precipitação pluvial .....</b>	<b>52</b>
<b>4.2 Balanço Hídrico no pasto e na Caatinga .....</b>	<b>54</b>
<b>4.3 Análise dos fluxos de Energia e CO<sub>2</sub> na pastagem .....</b>	<b>61</b>
4.3.1 – Variáveis Meteorológicas.....	61
4.3.2 – Variação diária, sazonal e interanual dos componentes do balanço de energia na pastagem.....	63
4.3.3 – Evapotranspiração da pastagem .....	68
4.3.4 – Variação sazonal e interanual do fluxo de CO <sub>2</sub> na pastagem.....	70
4.3.5 –Variação diária do fluxo de CO <sub>2</sub> na pastagem .....	72
<b>4.4 Análise dos fluxos de Energia e CO<sub>2</sub> na caatinga .....</b>	<b>73</b>
4.4.1 – Variáveis meteorológicas .....	73
4.4.2 – Variação sazonal do balanço dos componentes do balanço de energia na caatinga .....	75
4.4.3 – Evapotranspiração na caatinga .....	79
4.4.4 Variação sazonal do fluxo de CO <sub>2</sub> na caatinga.....	82
<b>5. CONCLUSÕES.....</b>	<b>85</b>
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>86</b>

## 1 INTRODUÇÃO

Nos últimos anos, os cenários de mudanças climáticas têm recebido grande destaque pela mídia e têm sido frequentemente discutidos pela comunidade científica. Estas mudanças são decorrentes do acúmulo de gases de efeito estufa (GEE) na atmosfera, resultantes de atividades humanas, que são frequentemente apontados como os principais responsáveis pelas mudanças climáticas em curso em nosso planeta. As atividades humanas, como o aumento do uso dos combustíveis fósseis, desmatamento das florestas, crescimento da agricultura e da criação de animais, ao longo dos últimos três séculos alteraram em escala global todo o ciclo de carbono, tanto as emissões quanto as taxas de produção e os estoques (VER et al., 1999; VITOUSEK et al., 1997).

Estudos atuais indicam crescimento das emissões antrópicas dos GEE e uma tendência acelerada de aquecimento global para os próximos anos, e modelos climáticos apontam relativo aumento de temperatura média global entre 2,0°C e 4,5°C (NOBRE et al., 2007). Esta tendência estaria principalmente relacionada às alterações na composição dos gases atmosféricos, causadas pelas emissões de atividades antrópicas recentes. Os gases responsáveis pelo efeito estufa são compostos por dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), Ozônio (O<sub>3</sub>), metano (CH<sub>4</sub>) óxido nitroso (N<sub>2</sub>O) e vapor d'água (H<sub>2</sub>O). Porém os processos envolvendo CO<sub>2</sub> destacam-se em importância, porque este gás representa mais da metade do total das emissões, em termos de seu impacto no balanço de energia da Terra.

Neste contexto, vários centros de pesquisas em todo o mundo buscam ações que objetivamente promovam a diminuição das emissões deste gás e, ao mesmo tempo, o estudo e desenvolvimento de tecnologias de extração e armazenamento do carbono atmosférico. Desta forma, a realização de estudos sobre os processos de troca de CO<sub>2</sub>, vapor d'água e energia entre as vegetações e a atmosfera, considerando diferentes condições ambientais torna-se fundamentais tanto para o desenvolvimento de novas tecnologias para redução de CO<sub>2</sub> na atmosfera quanto para a compreensão das alterações da magnitude destes fluxos.

O quarto Relatório Mundial das Nações Unidas alerta sobre o risco de ocorrer uma redução dos recursos hídricos com as mudanças climáticas, com potencial impacto negativos em vários setores, como na agricultura, na produção de energia, nos usos industriais e no consumo humano, que são basicamente responsáveis pela totalidade da demanda de água. O crescimento da população mundial e da demanda por alimentos também vem exercendo uma enorme pressão sobre os recursos naturais em particular a água, que é um componente

necessário para todos os setores socioeconômicos, contribuindo para cada um de diferentes maneiras, como o abastecimento de água potável e o saneamento básico necessário para manutenção da saúde pública.

Segundo Cirilo (2008), esta redução dos recursos hídricos, juntamente com o aumento da temperatura do ar, tendem a elevar a taxa de evaporação dos corpos d'água, reduzindo o volume neles escoado e diminuir as recargas dos aquíferos e realimentação da vazão dos rios em até 70% até o ano de 2050. Poderá ainda, ocorrer uma redução na precipitação pluviométrica e reduzir o espaço de tempo do período chuvoso de diversas regiões.

As regiões áridas e semiáridas são particularmente as mais expostas aos impactos das mudanças climáticas, e no Brasil a região mais exposta aos riscos é o Nordeste, onde os processos hidrológicos poderão ser afetados, provocando diferentes tipos de prejuízos para as comunidades que vivem nessas regiões, como a tendência de “aridização” e de mudanças na vegetação, como as pastagens e a caatinga (SALAZAR et al., 2007, MELO et al., 2008, CIRILO, 2008).

Segundo dados do Censo Agropecuário do IBGE (2006), são aproximadamente 172 milhões de hectares cultivados com pastagens (naturais e plantadas) no Brasil. No estado de Pernambuco são 2.506.730 ha, sendo 1.066.776 ha localizado na mesorregião do Agreste Pernambucano, e 276.613 ha situados na microrregião de Garanhuns (IBGE, 2006). A Caatinga é por sua vez, composto por uma vegetação arbustiva espinhosa, sazonalmente secas em virtude de um irregular regime de chuva (SILVA et al., 2011) possui uma área aproximada de 850.000 km<sup>2</sup> segundo dados do censo Agropecuário do IBGE (2006) que corresponde a 9,92% do território nacional.

Apesar da importância das pastagens na regulação da mudança climática global e no ciclo hidrológico, poucos estudos contínuos dos fluxos de água e carbono nesses ecossistemas foram realizados, principalmente, em regiões áridas ou semiáridas (LI et al., 2007). Por sua vez, a caatinga é a vegetação característica do semiárido nordestino, tendo uma função importante para o clima regional, sendo importante seu estudo principalmente na análise dos fluxos e dos balanços de massa e de energia na camada limite. Segundo Almeida et al. (2009), a caatinga é uma vegetação exclusivamente brasileira e a mais alterada pelas atividades humanas, onde 50% dela foram degradadas e são poucas as ações que visam sua proteção, na qual menos de 1,0% encontra-se sobre proteção integral de conservação (IBAMA/MMA, 2010).

Compreender o efeito do clima e da vegetação nos processos de troca de massa e energia é fundamental para prever como os ecossistemas terrestres responderão a futuras perturbações

físicas (KRISHMAN et al., 2012). Contudo, informações sobre fluxos de CO<sub>2</sub>, vapor d'água e energia na pastagem e na caatinga são muito escassos, uma vez que ainda existe uma carência de dados experimentais de longo prazo, necessários para à caracterização das variações diárias e sazonais desses fluxos.

Essas informações são essenciais para a compreensão das interações entre a vegetação e a atmosfera, bem como das consequências de possíveis modificações que a caatinga ou a pastagem possam sofrer, tais como: mudança no uso do solo, variação climática e aumento da concentração de CO<sub>2</sub> na atmosfera.

## **1.1 Objetivos**

### **1.1.1 Geral**

Avaliar os fluxos de energia, vapor d'água e CO<sub>2</sub> em uma área de caatinga e em uma área de pastagem (*Braquiária decumbens* Stapf) localizadas na fazenda Riacho do Papagaio, em São João-PE, na mesorregião do Agreste meridional do estado de Pernambuco, buscando uma melhor compreensão dos processos de transferência de vapor d'água, energia e CO<sub>2</sub> entre estas vegetações a atmosfera.

### **1.1.2 Específicos**

- (a) Avaliar os fluxos de água no solo, por meio do balanço hídrico, a variação dos fluxos de energia, em áreas de caatinga e de pastagem.
- (b) Avaliar a variação sazonal e interanual dos fluxos de energia e evapotranspiração, em áreas de caatinga e de pastagem.
- (c) Comparar os fluxos de CO<sub>2</sub> em área de pastagem e de caatinga.
- (d) Verificar os principais fatores ambientais que controlam os fluxos de energia, evapotranspiração e CO<sub>2</sub> em ecossistemas de caatinga e pastagem.

## 2. REVISÃO DE LITERATURA E FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 2.1 O solo

O solo é um sistema físico poroso constituído de três partes. Uma parte sólida composta de matéria orgânica e mineral, em que a parte mineral vem da estrutura e composição mineral da rocha da qual o solo se formou. Uma parte líquida composta principalmente por água, mas também por soluções de sais minerais e compostos orgânicos, cuja concentração varia de solo para solo. Uma parte gasosa constituída de ar e vapor d'água (REICHARD; TIMM, 2008). As fases líquida e gasosa dentro do solo são complementares, onde a máxima presença de uma fase implica a ausência da outra.

O movimento da água no solo é um processo essencialmente contínuo, e controla a dinâmica dos elementos químicos que intervêm nos processos de formação e evolução dos solos, na disponibilidade de nutrientes para as plantas e na satisfação da demanda hídrica, além do fato de que as propriedades térmicas do solo também dependem do conteúdo de água no solo (NETTO et al., 2000; LIMA, 2004).

Além de ser um fator chave para o ciclo hidrológico, a dinâmica da água no solo é também de fundamental importância para o ciclo energético, especialmente quando se trata de evapotranspiração, pois segundo Hillel (1998), o processo de evapotranspiração (fluxo de calor latente) depende dos fornecimentos simultâneos de água e energia.

Cada solo apresenta características particulares para o movimento da água em seu interior. As propriedades hidráulicas do solo que influenciam o comportamento do fluxo de água estão incorporadas em duas características fundamentais: a curva de retenção da água no solo e a curva de condutividade hidráulica (SOUZA, 2005).

A curva de retenção  $h(\theta)$  representa uma propriedade físico-hídrica do solo que relaciona a umidade ( $\theta$ ) e o potencial matricial do solo ( $h$ ). Típica para cada solo, a curva de retenção varia de acordo com a classe textural do solo, o conteúdo de matéria orgânica, o grau de compactação, a classe de solo, a geometria dos poros e outras propriedades físicas do solo. A determinação da curva de retenção pode ser feita por diversos modelos, dos quais se destacam o modelo de Brooks; Corey (1966) e o modelo de van Genuchten (1980).

A condutividade hidráulica é um parâmetro que exprime a facilidade com que a água se movimenta ao longo do perfil de solo, e sua determinação torna-se imprescindível, uma vez que o movimento de água no solo é importante para a produção das culturas agrícolas

(CARVALHO, 2002). A condutividade hidráulica é, em geral, descrita por formulações algébricas onde se destacam os modelos de Brooks; Corey (1966) e van Genuchten (1980).

## 2.2 A vegetação do semiárido

Cerca de 17% do globo terrestre são consideradas regiões semiáridas, que segundo Rotenberg et al., (2010), pode ainda aumentar devido as alterações do ciclo hidrológico. Estas regiões são caracterizadas por ter uma vegetação nativa típica e possuem irregularidades climáticas e grande variabilidade temporal e espacial de suas variáveis meteorológicas. Aliado a esta variabilidade, a substituição da vegetação nativa por pastagens afeta os fluxos de energia, água e CO<sub>2</sub>, promovendo enormes desafios atuais, como por exemplo, a mudança do uso da terra pode afetar tais fluxos e ainda, a dinâmica da vegetação e da biodiversidade, uma vez que esses processos ainda não são completamente conhecidos (HEUBES et al., 2013).

No Brasil, a região semiárida ocupa cerca de 15% de sua área total, abrangendo os estados do Nordeste, exceto o Maranhão, além do norte de Minas Gerais. Mais parece um mosaico formado por centenas de sítios ecológicos que demandam recomendações de manejo diferenciadas. Os fatores mais marcantes destes menores ecossistemas funcionais são o clima, o solo, a vegetação, a fisiografia e o homem (ARAÚJO FILHO et al., 1995).

Em relação ao clima, o semiárido brasileiro caracteriza-se por clima quente e seco, com duas estações, a seca e a úmida, com precipitações médias entre 300 e 800 mm. A maior parte das chuvas se concentra em três a quatro meses, acarretando um balanço hídrico negativo na maioria dos meses do ano e elevado índice de aridez. Observam-se ainda temperaturas médias em torno de 28°C, sem significativas variações estacionais (ARAÚJO FILHO et al., 1995).

Segundo Giulietti et al. (2004), as pastagens são o principal alimento dos rebanhos do semiárido, predominando áreas de pastagem nativa em relação às de pastagens cultivadas em todos os estados, exceto no norte de Minas Gerais. Nas pastagens cultivadas, predominam as gramíneas vindas da África, principalmente os capins mais adaptados à semi-aridez: Gramão, Urocloa, Búffel e, com maior restrição, o Andropógon, e algumas áreas com solo de aluvião são usadas para o cultivo de gramíneas adaptadas ao alagamento, como as espécies *Brachiaria*, *B. arrecta* e *B. mutica* e a Canarana (*Echinochloa polystachya* e *E. pyramidalis*).

Já a vegetação nativa do semiárido é bem diversificada, com muitas espécies forrageiras nos três estratos: herbáceo, arbustivo e arbóreo. Estudos mostraram que mais de 70% das espécies da caatinga participam significativamente da dieta dos ruminantes domésticos. Em

termos de grupos de espécies botânicas, as gramíneas e dicotiledôneas herbáceas perfazem acima de 80% da dieta dos ruminantes, durante as águas. Porém, à medida que a estação seca progride e com o aumento da disponibilidade de folhas secas de árvores e arbustos, estas espécies se tornam cada vez mais importantes na dieta, principalmente dos caprinos (ARAÚJO FILHO et al., 1995). Na maior parte das fazendas do Nordeste é praticada uma produção diversificada, tanto em termos de produção animal como vegetal, gerando grande quantidade de resíduos de culturas (milho, arroz, feijão, além de outras culturas, como melão e melancia), que podem ser aproveitados para suplementação volumosa dos animais nas épocas de maior escassez de forragem.

### 2.2.1 Pastagem de *Braquiária*

As pastagens fornecem uma oportunidade especial de estudar a fisiologia do ecossistema em resposta das mudanças ambientais, pois trata-se de um ecossistema com grande variação assimétrica em resposta às variações anuais da precipitação. Esta assimetria pode ser devido às características das plantas que permite resistir a seca e brotar rapidamente, iniciando um novo ciclo de crescimento quando a umidade no solo torna-se disponível durante um ano chuvoso (WEVER et al., 2002).

No agreste meridional de Pernambuco é comum encontrar pastagens degradadas e com baixa produtividade de biomassa e o principal fator limitante do nordeste brasileiro é a baixa e irregular incidência de chuvas, o que restringe o uso de diferentes espécies forrageiras (YDOYAGA et al., 2006). Assim, a decisão de qual melhor sistema de produção agropecuária passa a ser de grande importância e alta complexidade.

As Braquiárias formam um conjunto constituído por cerca de cem espécies e apresentam elevado potencial de forragem (RODRIGUES; SANTOS, 2002). No Brasil existem aproximadamente 16 espécies deste gênero, sendo três delas com maior difusão na pecuária nacional. São elas a *B. decumbens* Stapf, *B. brizantha* Stapf e *B. humidicola* Schuwnickerdt, que juntas representam cerca de 80% de toda área cultivada no Brasil (SILVA, 2007; HODGSO; SILVA, 2002).

A *Braquiária decumbens* Stapf é originária da Região dos Grandes Lagos, em Uganda e foi introduzida no Brasil em 1960. De acordo com Goedert et al. (1988), a produtividade anual varia de 5 a 12 t/ha de matéria seca, além de ser bem tolerante aos estresses abióticos como a seca ou até mesmo níveis de alumínio no solo potencialmente tóxicos (WENZL et al., 2001;

RODRIGUES; SANTOS, 2002). Alcançando desta forma ampla utilização na formação de pastagens para bovinos no Brasil e sendo também utilizadas em sistemas silvipastoris. A facilidade na aquisição de sementes de boa qualidade, uma boa tolerância a solos de baixa fertilidade, rápido estabelecimento, alta competição com plantas invasoras e boa eficiência na proteção do solo contra a erosão, sendo bastante utilizadas como uma alternativa para recuperação de áreas degradadas pelo processo de erosão são atributos que contribuiram para a rápida disseminação dessas espécies (CAVALCANTI FILHO et al., 2008; XIAO et al., 2011), além de serem perenes e assim despendem menos recursos após a estiagem, devido à rebrota que ocorre caso a seca não seja tão severa (YDOYAGA et al., 2006). Para as condições de sazonalidade de precipitação pluvial, a pastagem de *Braquiária* apresenta alta plasticidade para a assimilação de carbono atmosférico.

### 2.2.2 A vegetação de Caatinga

O nome “caatinga” é de origem tupi-guarani e significa floresta branca, que certamente caracteriza bem o aspecto da vegetação na estação seca. As caatingas constituem um bioma exclusivamente brasileiro e um dos mais alterados pelas atividades humanas (ALMEIDA et al., 2009), e compreendem aproximadamente 10% do território nacional. Segundo o IBAMA/MMA (2010), aproximadamente foram degradados em torno de 50% deste tipo de vegetação e ainda existem poucas ações desenvolvidas ou em desenvolvimento para a proteção deste ecossistema que apresenta menos de 1,0% de sua área protegida em unidades de conservação de proteção integral, e desta forma, não contemplando todos os tipos de formações da caatinga, como também suas riquezas e biodiversidade (SILVA et al., 2011). A caatinga engloba regiões de clima semiárido dos estados do Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe, Bahia e a parte norte de Minas Gerais.

A caatinga é um tipo de vegetação que tem fauna e flora com grande diversidade de espécies e cobre a maior parte da área com clima semiárido, principalmente da Região Nordeste. É uma região caracterizada por altas taxas de evapotranspiração potencial, ocorrências de período de seca, solos rasos e reduzida capacidade de retenção de água, e todos esses fatores refletem na fragilidade desse ecossistema (SILVA et al., 2009).

A caatinga apresenta uma grande heterogeneidade quanto à densidade e porte de sua vegetação. Fatores ambientais naturais são responsáveis por esta heterogeneidade como o déficit hídrico, mas além de fatores naturais, a caatinga sofre sérias intervenções antrópicas por

meio da pecuária, agricultura e o corte de madeira para lenha (SILVA et al., 2011). Grande parte das espécies vegetais presentes na caatinga é caducifólia, ou seja, suas folhas caem em resposta à escassez de água, sendo esta uma das adaptações evolutivas das espécies para sobrevivência diante irregularidade de chuvas. O ciclo de vida anual das plantas herbáceas, na qual crescem, se reproduzem e morrem no período mais úmido, deixando sementes no solo e metabolismo que permite a conservação hídrica da planta, ocorrendo trocas gasosas somente durante a noite através da abertura dos estômatos nesse período são outros tipos de adaptação.

### 2.3 Os fluxos na atmosfera

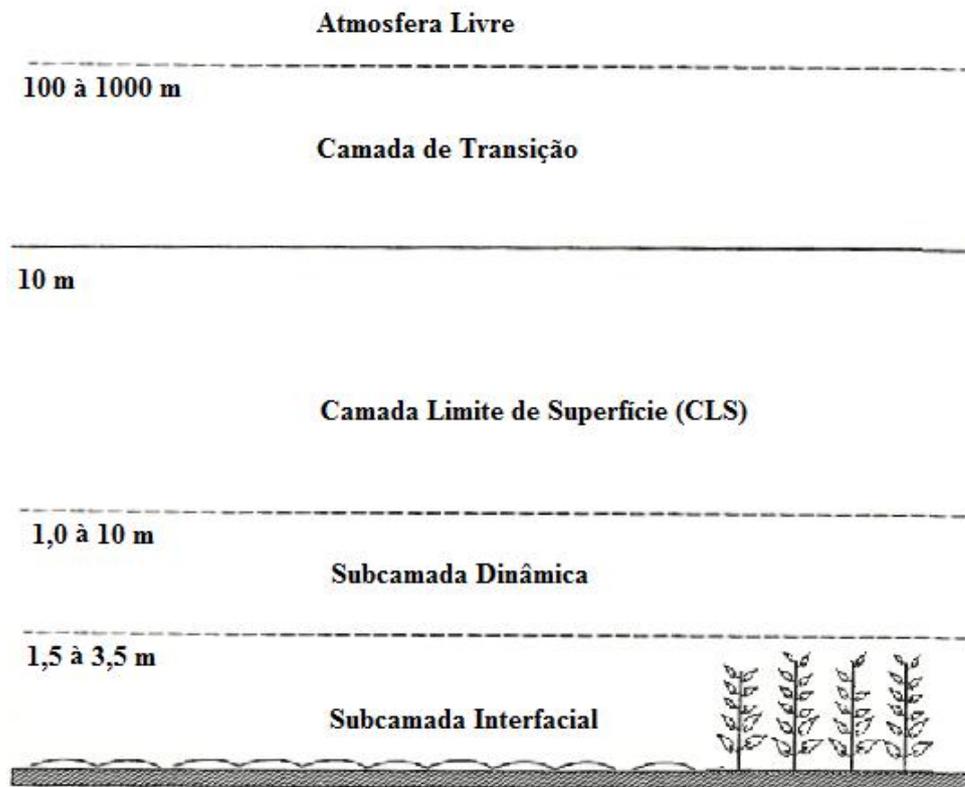
Os maiores gradientes de temperatura, velocidade do vento e de umidade em nossa atmosfera são observados nas proximidades da superfície. Nestas condições, o ar próximo da superfície pode ser considerado como uma camada limite (ANTONINO, 1992), o que permite desprezar os gradientes horizontais diante dos gradientes verticais, e as velocidades verticais diante das velocidades horizontais. A atmosfera pode ser dividida em várias camadas que são denominadas, numa perspectiva ascendente, de troposfera, estratosfera, mesosfera e termosfera, que diferem na composição, temperatura, estabilidade e energia.

A camada limite atmosférica (CLA) é definida como a parte baixa da atmosfera e sua espessura é da ordem de  $10^3$ m, variando aproximadamente entre 500 e 2000m. A CLA é fortemente afetada, do ponto de vista dinâmico, térmico e hídrico, pela natureza e propriedades da superfície.

A estrutura da CLA é apresentada de forma esquemática (Figura 1) de baixo para cima como: (1) **a subcamada interfacial** que é submetida aos efeitos de viscosidade, de rugosidade e de vegetação. (2) **a subcamada dinâmica**, em que o regime convectivo é forçado, isto é, a turbulência geradora das transferências é essencialmente de origem mecânica, os efeitos de flutuação são desprezíveis. Sua espessura pode ser nula ou, o contrario, coincidir com a da subcamada de superfície. (3) **a subcamada de superfície** ou **camada limite de superfície, (CLS)**, cuja turbulência é de origem mecânica e térmica (não se podem desprezar os efeitos de flutuação devido à estratificação térmica). A turbulência mecânica é resultado da fricção do ar com a superfície terrestre, sendo dependente da velocidade do vento e da rugosidade da superfície. A turbulência térmica é gerada pelo aquecimento da superfície devido a radiação solar, assim a turbulência térmica está ausente durante a noite, diminuindo a intensidade turbulenta e conseqüentemente a intensidade da mistura atmosférica, resultando em uma

redução da eficiência do transporte de energia e massa entre a atmosfera e a superfície terrestre (ANTONINO, 1992; AIRES, 2008).

**Figura 1** - Esquematização das camadas baixas da atmosfera



Fonte: Antonino (1992).

O regime convectivo é misto, mesmo livre, se a influência mecânica sobre a turbulência é desprezível diante da térmica. Nesta camada os fluxos são conservativos. A espessura desta camada pode atingir várias dezenas de metros. (4) **a subcamada de transição**, é pouco dependente da natureza da superfície. Nesta camada, não se podem desprezar as forças de pressão e de Coriolis (devido a rotação da terra) (ANTONINO, 1992).

As medidas micrometeorológicas sendo efetuada nos primeiros metros da camada limite atmosférica, a camada de transição não será considerada. Portanto, as transferências turbulentas poderão ser descritas para a camada limite de superfície (CLS). Na camada limite de superfície, a turbulência é plenamente desenvolvida. Ela é suficientemente próxima da superfície para que os efeitos devido aos gradientes das forças de pressão e de Coriolis sejam desprezíveis, e é suficientemente distante da superfície para que os efeitos de viscosidade e rugosidade sejam também desprezíveis.

### 2.3.1 O Efeito Estufa e Mudanças Climáticas

As mudanças climáticas ocorrem devido ao acúmulo de gases de efeito estufa na atmosfera, dentre os quais destacam-se o dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), o metano (CH<sub>4</sub>) e os óxidos nitrosos (N<sub>2</sub>O). O CO<sub>2</sub> é um dos gases que mais contribuem para o efeito estufa, e consequentemente, para o aquecimento global. Com a atividade industrial cada vez mais intensa, a concentração de CO<sub>2</sub> na atmosfera vem aumentando significativamente nos últimos anos.

Segundo Aires (2007), 45% do CO<sub>2</sub> emitido pelas atividades humanas tem permanecido na atmosfera, 30% foi recuperado pelos oceanos e 25% pela biosfera terrestre, mostrando que a biosfera terrestre desempenha um papel importante na desaceleração das alterações climáticas, porém o uso desordenado da agricultura e a abertura de novas parcelas agrícolas são responsáveis por um dos grandes problemas de ordem global, ou seja, incremento da transferência de CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O e CH<sub>4</sub> da biosfera para a atmosfera. Globalmente, a agricultura contribui com cerca de 20% das emissões antrópicas dos gases do efeito estufa, sendo responsável por 21-25 % do total das emissões de CO<sub>2</sub>.

O tempo de residência de CO<sub>2</sub> na atmosfera é relativamente alto, portanto seriam necessários séculos para retornarem aos níveis pré-industriais, mesmo se todas as emissões antrópicas cessassem imediatamente. Por outro lado, as vegetações tornam-se um dos mais importantes mecanismos disponíveis para o sequestro de carbono atmosférico, podendo reduzir o agravamento das mudanças ambientais globais. A fotossíntese é o principal removedor de CO<sub>2</sub> da atmosfera.

### 2.3.2 Impactos das mudanças climáticas nos biomas pastagem e caatinga

Além de todos os problemas oriundos da degradação ambiental, o cenário de mudanças climáticas para o Semiárido brasileiro, prevê conforme Cirilo (2008) a elevação da temperatura, tendo como consequência aumento da evaporação nos corpos d'água, redução da recarga dos aquíferos em até 70% até o ano 2050 e, portanto, da realimentação da vazão dos rios; concentração do período chuvoso em ainda menor espaço de tempo e com redução da precipitação. Para um cenário otimista prever 1,0 a 3,0°C mais quente e 10 a 15% de redução de chuvas e um cenário pessimista indica o aumento da temperatura de 2,0 a 4,0°C, além de 15 a 20% a menos de chuva. E ainda a tendência de "aridização" da região, com a substituição da caatinga por vegetação mais típica de regiões áridas, como as cactáceas.

A evidência de mudanças climáticas globais já está bem documentada na literatura, com aumentos de longo prazo observados na temperatura média do ar (JONE; MOBERG, 2003) e na concentração de CO<sub>2</sub> atmosférico. No entanto, ainda existem vários problemas críticos não resolvidos relacionados com as mudanças climáticas, a exemplo de pesquisas que possa comprovar se a evapotranspiração (ET) está aumentando ou diminuindo (RYU et al., 2008). De acordo com Marengo et al. (2011), aumentos de temperatura associados à mudança de clima decorrente do aquecimento global, independente do que possa vir a ocorrer com as chuvas, já seriam suficientes para causar maior evaporação aos lagos, açudes e reservatórios.

Estudos das mudanças climáticas e a estabilidade dos biomas no Brasil indicam que o bioma caatinga está entre os mais vulneráveis num cenário de aumento das temperaturas globais, fazendo do semi-árido uma região factível de sofrer um acelerado processo de desertificação, com aumento nas temperaturas máximas diárias e redução na quantidade anual de precipitação. A crescente demanda da população humana intensifica a exploração de recursos naturais, provocando processos de degradação ambiental em várias áreas e acentuando as mudanças climáticas.

A substituição da caatinga por pastagens certamente irá afetar os fluxos de água e energia, e conseqüentemente, os fluxos de CO<sub>2</sub>. No entanto, ainda não se tem conhecimento aprofundado como essa mudança no uso da terra irá afetar esses fluxos na região semiárida nordestina. Para isso, são necessários estudos que determinem simultaneamente os fluxos de água, de CO<sub>2</sub>, e de energia tanto na caatinga como em áreas de pastagens. Esses estudos podem ser feitos por meio da medição e/ou modelagem matemática, a longo prazo, dos componentes desses fluxos. Apesar do papel importante que a caatinga e as pastagens têm na regulação da mudança climática global e no ciclo hidrológico, relativamente poucos estudos medindo e/ou simulando continuamente os fluxos de água e de energia estão disponíveis para esses ecossistemas, especialmente em regiões áridas e semiáridas (LI et al., 2000; LI et al., 2007) e neste contexto, em face da região semiárida ser, possivelmente, uma das que mais sofrerão com os efeitos das mudanças climáticas pelas razões abordadas, é importante considerar que a exploração sustentável de qualquer ecossistema só poderá ser planejada a partir do conhecimento de suas dinâmicas climáticas e ecohidrológicas. Estudos como o balanço de carbono no semiárido e o efeito da ação do homem nos biomas da região (como pastagens e caatinga) são partes de um estudo mais global, porém sem estes estudos estaria comprometida a compreensão de uma análise profunda do semiárido e de seu principal bioma, a caatinga.

## 2.4 O Balanço de Energia

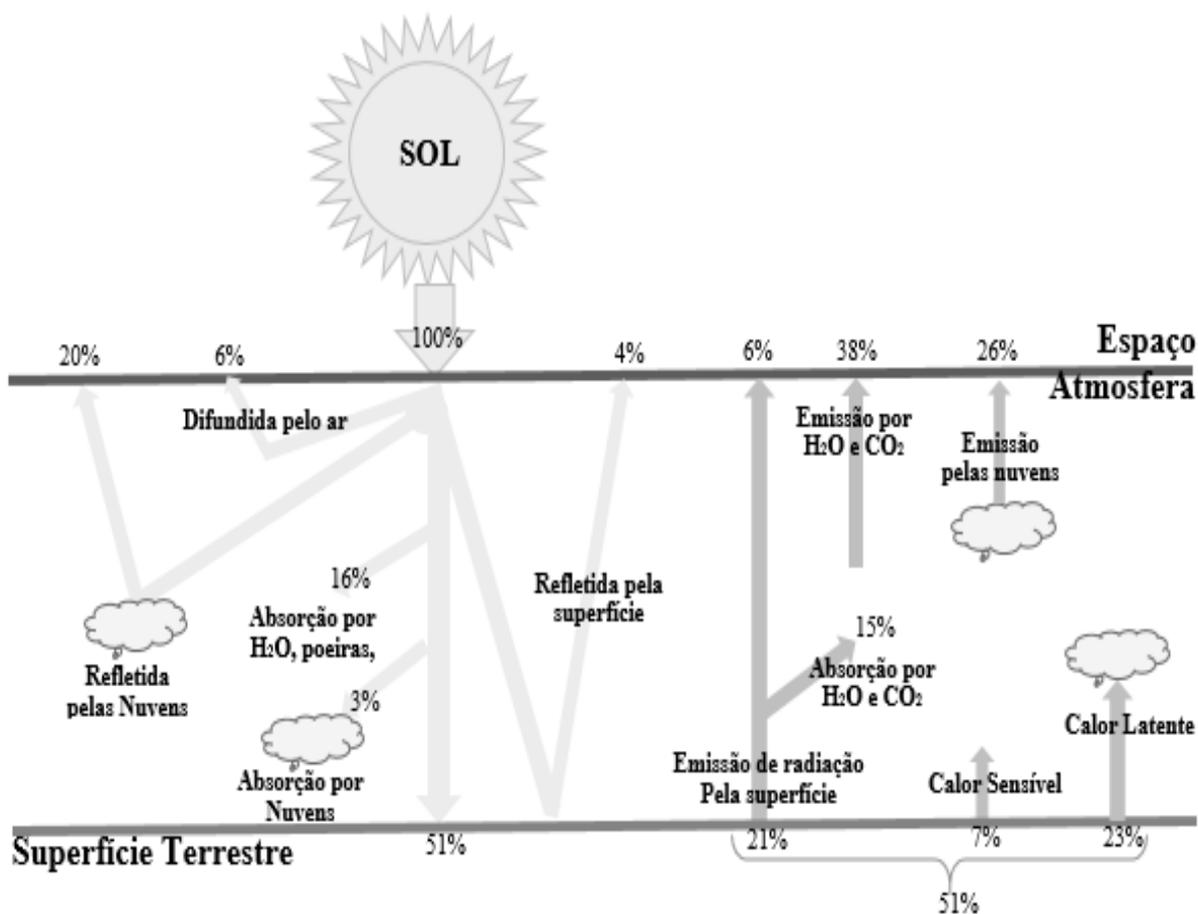
As trocas de energia na atmosfera da terra são de fundamental importância para a redistribuição de umidade, calor e CO<sub>2</sub> no solo e na atmosfera. Apenas parte da energia que chega ao topo da atmosfera atinge a superfície, pois parte desta radiação solar é refletida e volta para o espaço, sendo o restante absorvido pela própria superfície. O resultado deste balanço é conhecido como saldo de radiação (Rn) que é usado para aquecer o solo, o ar atmosférico, promover a evaporação da água entre outros fenômenos. Segundo Araújo (2006), cerca de 99% da radiação solar variam entre 0,15μm e 4μm sendo 9,0% de radiação ultravioleta, 44% para radiação visível e 47% de radiação infravermelha. Assim, o balanço de radiação está definido como a diferença dos fluxos de radiação incidente, refletidos e/ou emitidos.

O balanço de energia está fundamentado no princípio de conservação da energia aplicado aos diferentes fluxos energéticos que acontecem em determinado volume de controle. O balanço de energia baseia-se nas análises dos ganhos e perdas de energia radiativa, condutiva e convectiva por superfície evaporante, e tem como um dos principais objetivos quantificar a partição do saldo de radiação na superfície de um ecossistema, principalmente para determinar os fluxos de calor sensível (H) e latente (LE) que estão diretamente ligados com o aquecimento do ar e a evapotranspiração, respectivamente.

A radiação solar é a principal fonte de energia para a superfície terrestre, sendo o principal componente do balanço de energia. Ao passar pela atmosfera, a radiação solar muda seu fluxo e sua composição espectral, além de absorver e dispersar uma parte da radiação incidente. Deste modo, cerca de 51% da densidade de fluxo original da radiação solar chega ao solo (LIMA, 2004).

A Figura 2 apresenta um fluxograma com a indicação probabilística das estimativas dos fluxos que compõem o balanço de radiação e de energia na atmosfera terrestre.

**Figura 2** – Fluxograma aproximado do balanço de radiação na atmosfera terrestre



Fonte: Sentelha; Angelocci (2009)

Ao quantificar as perdas e ganhos de radiação na superfície do solo, ou seja, os fluxos de ondas curtas e ondas longas que respectivamente chegam e deixam a superfície terrestre, determina-se a radiação líquida, ou saldo de radiação. Bisht et al. (2005), concordam com este argumento quando afirmaram que o saldo de radiação sintetiza a contabilidade dos fluxos radiativos descendentes e ascendentes, de ondas curtas e ondas longas, que interagem com a superfície do solo, sendo esta variável fundamental para os estudos do balanço de energia e

importante para o monitoramento do clima, previsão do tempo, meteorologia agrícola e modelagem hidrológica.

Segundo Hillel (1998), parte da radiação que atinge a superfície e provoca o aquecimento do solo, das plantas e da atmosfera, sendo outra parte utilizada nos processos de fotossíntese, de evaporação da água do solo e da transpiração das plantas (evapotranspiração). Desta forma, a radiação disponível na superfície terrestre é essencialmente dividida em um fluxo de calor para o solo ( $G$ ), um fluxo de calor sensível para a atmosfera ( $H$ ) e um fluxo de calor latente de evaporação ( $LE$ ). O calor armazenado nos tecidos das plantas, na fotossíntese ou em outros processos pode ser desprezível quando comparados com os fluxos de calor sensível, calor latente e calor para solo e, portanto, se pode escrever:

$$R_n = G + H + LE \quad (01)$$

Em que  $R_n$  é o saldo de radiação ( $W.m^{-2}$ ),  $G$  é o fluxo de calor no solo ( $W.m^{-2}$ ),  $H$  é o fluxo de calor sensível ( $W.m^{-2}$ ) e  $LE$  o fluxo de calor latente ( $W.m^{-2}$ ).

Segundo Monteith e Unsworth (1990), o saldo de radiação e o fluxo de calor no solo podem ser medidos de forma relativamente fácil, entretanto os fluxos de calor sensível e de calor latente são de difícil medição. Entre os métodos utilizados para a medida dos fluxos de energia, destacam-se: o método da razão de Bowen, o método aerodinâmico e o método da correlação dos fluxos turbulentos. Os dois primeiros são considerados métodos indiretos e o terceiro como um método direto.

#### 2.4.1 O método da Razão de Bowen

O método da razão de Bowen ( $\beta$ ) estima o fluxo de calor latente de uma superfície usando medições de gradientes de temperatura e de umidade do ar, radiação líquida e fluxo de calor no solo (FRITSCHEN; SIMPSON, 1989). Este método é amplamente utilizado, principalmente devido a sua simplificada base teórica e instrumentação relativamente simples. A metodologia baseia-se na razão entre os fluxos de calor sensível e calor latente proposta por Bowen (1926).

A razão de Bowen possui diversas vantagens quando comparada com outros métodos para a medida dos fluxos de energia, em que as mais relevantes são: medidas simples, custos com equipamentos serem mais acessíveis em comparação com o método da correlação dos

turbilhões (eddy covariance) e não necessitem de informações das características aerodinâmicas da superfície de interesse, como no método aerodinâmico.

Segundo Todd et al. (2000), a razão de Bowen fornece medições contínuas e pode ainda estimar os fluxos em diversas escalas de tempo. O valor de  $\beta$  depende fundamentalmente das condições hídricas da superfície. Se este estiver seca (com restrições hídricas) maior parte da radiação líquida será utilizada para o aquecimento do ar (calor sensível), resultando em  $\beta$  elevado. Por outro lado, se a superfície estiver úmida, maior parte da radiação líquida será utilizada como calor latente, o que resulta em um  $\beta$  reduzido (PEREIRA et al., 1997).

A principal desvantagem da razão de Bowen é a possibilidade da não continuidade dos dados quando a razão de Bowen aproxima-se de menos um. ( $\beta \approx -1,0$ ).

#### 2.4.2. Método Aerodinâmico

No método aerodinâmico o fluxo de momento é o mais importante a ser determinado, uma vez que todos os outros fluxos são dependentes das características do escoamento, ou seja, busca-se determinar os fluxos a partir das medidas da velocidade horizontal do vento. No entanto, se faz necessário que a atmosfera se encontre em condições de estabilidade (equilíbrio entre forças térmicas e mecânica, fazendo que a velocidade horizontal do vento seja aproximadamente igual a velocidade vertical do vento), podendo-se estabelecer uma relação para a velocidade característica do escoamento, a partir do perfil logaritmo do vento.

Quando não há estabilidade atmosférica, correções podem ser feitas por meio de funções de correções de estabilidade, que segundo Lima (2004), podem assumir grande importância, principalmente em climas áridos.

A principal dificuldade deste método é a correta medição da pressão de vapor em diferentes alturas acima da cultura. A acurácia do método depende do número de níveis de medição dos perfis de velocidade do vento e de temperatura do ar (RANA et al., 2000). Por outro lado, a principal vantagem do método consiste em se evitar as medições de umidade.

#### 2.4.3 O método da correlação dos fluxos turbulentos (eddy covariance)

O método de covariância de vórtices turbulentos é um método direto e utilizado para medir o fluxo de  $\text{CO}_2$  que é resultante da interação entre atmosfera e a vegetação, como o fluxo de calor latente (vapor d'água) e sensível. Esse método permite determinar o fluxo vertical de

CO<sub>2</sub>, do calor sensível e do calor latente, usando o cálculo da correlação entre os desvios temporais de alta frequência da velocidade vertical do vento com os desvios temporais do escalar.

Os turbilhões mais úmidos e mais aquecidos gerados próximos a superfície são deslocados verticalmente para cima, e substituídos por turbilhões menos aquecidos (ESCOBAR, 2008). Num primeiro instante o turbilhão passa pelo sensor (velocidade do vento vertical para baixo), que quantifica a velocidade vertical do vento ( $w_1$ ) e a concentração do gás ( $c_1$ ), em um segundo momento, uma nova passagem do turbilhão pelo sensor (velocidade do vento vertical para cima), em que novamente são quantificadas a velocidade vertical do vento ( $w_2$ ) e a concentração do gás ( $c_2$ ). Os turbilhões têm características próprias, tais como concentração de gás, temperatura e umidade, e ao se medir estas características e a velocidade vertical do vento, em um determinado intervalo de tempo, torna-se possível determinar os fluxos de entrada e saída de gás, concentração de vapor d'água, a temperatura e umidade em cada turbilhão (BURBA et al., 2013).

O fluxo de uma grandeza escalar  $c$  na atmosfera pode ser escrito como:

$$F_c = \overline{w\rho_c} \quad (02)$$

Na qual  $w$  é a componente vertical da velocidade do vento,  $\rho_c$  é a densidade (ou concentração) do escalar  $c$ . Devido à grande quantidade de flutuações observadas nas medidas de velocidade do vento, temperatura e concentração de CO<sub>2</sub>, nos estudos de turbulência atmosférica é comum decompor essas variáveis em uma componente média e outra turbulenta (BALDOCCHI et al., 1988; MONCRIEFF et al., 1997). Assim, a velocidade do vento e concentração podem ser escrita como:

$$w = \overline{w} + w' \quad (03)$$

$$\rho_c = \overline{\rho_c} + \rho_c' \quad (04)$$

Em que  $\overline{w}$  e  $\overline{\rho_c}$  são as componentes médias e  $w'$  e  $\rho_c'$  as componentes turbulentas da velocidade vertical do vento e da densidade da grandeza escalar  $c$ , respectivamente.

Combinando as Equações 03 e 04 com a Equação 02 obtém-se:

$$F_c = \overline{w\rho_c} + \overline{w'\rho_c'} \quad (05)$$

Na qual os termos da adição representam, respectivamente, as componentes advectiva e turbulenta do fluxo vertical médio da grandeza escalar  $c$  na atmosfera.

Segundo Oke (1987), o valor médio de  $w$  é nulo em local plano, suficientemente extenso e geometricamente uniforme, não existindo escoamento preferencialmente vertical e porque, em um local, a massa de ar ascendente igual a massa de ar descendente durante um intervalo de tempo razoável, assim o fluxo turbulento de uma grandeza escalar  $c$  pode ser expresso como:

$$F_c = \overline{w' \rho_c'} \quad (06)$$

Em que  $w'$  representa a variação da componente vertical da velocidade do vento em relação à sua média, e  $\rho_c'$  representa a variação da densidade do escalar  $c$  em relação à sua média, sendo a barra horizontal sobre o produto a covariância entre  $w'$  e  $\rho_c'$ . Os fluxos turbulentos de calor sensível, calor latente, momentum e  $\text{CO}_2$  podem ser expressos, respectivamente, da seguinte forma:

$$H = \rho C_p \overline{w' T'} \quad (07)$$

$$LE = \rho L_v \overline{w' q'} \quad (08)$$

$$F_c = \rho \overline{w' \rho_c'} \quad (09)$$

Em que  $H$  é o fluxo de calor sensível ( $\text{Wm}^{-2}$ ),  $LE$  é o fluxo de calor latente ( $\text{Wm}^{-2}$ ),  $T'$  é a componente turbulenta da temperatura do ar (K),  $q'$  é a componente turbulenta da umidade específica do ar ( $\text{kg kg}^{-1}$ ),  $w'$  é a componente turbulenta da velocidade vertical do vento ( $\text{ms}^{-1}$ ),  $C_p$  é o calor específico do ar à pressão constante ( $\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$ ),  $L_v$  é o calor latente de vaporização ( $\text{J kg}^{-1}$ ) e  $\rho$  é a densidade do ar seco ( $\text{kg m}^{-3}$ ).

## 2.5 O fluxo de gás carbônico ( $\text{FCO}_2$ )

O balanço dos fluxos de  $\text{CO}_2$  entre a atmosfera e vegetação indica a tendência de um ecossistema em armazenar ou liberar o  $\text{CO}_2$ , atuar como fonte ou sumidouro de carbono.  $\text{FCO}_2$  é definido como a diferença entre a respiração e a fotossíntese.

A fotossíntese é o processo físico-químico pelo qual as plantas utilizam energia solar para sintetizar seus compostos orgânicos, consistindo basicamente na remoção de CO<sub>2</sub> da atmosfera. A respiração do ecossistema é devido tanto ao processo de decomposição de matéria orgânica acumulada como associado com o crescimento e manutenção de folhagem, madeira e raízes. Segundo Czimczik et al. (2004), o fator mais importante na respiração dos ecossistemas é a respiração do solo, contribuindo anualmente com cerca de 70%, em média, para ecossistema como florestas ou pastagens.

Os ecossistemas podem ser um sumidouro líquido de CO<sub>2</sub> ou uma fonte de CO<sub>2</sub>, dependendo da disponibilidade de água no solo, o que demonstra a ligação entre o ciclo hidrológico e o ciclo de carbono, e desta forma a necessidade de compreender os processos que controlam o balanço dos fluxos de CO<sub>2</sub> ao longo das estações e sob condições climáticas variadas (CABRAL et al.; 2011).

A quantificação de FCO<sub>2</sub> entre a vegetação e atmosfera para as regiões e continentes é de fundamental importância para as tomadas de decisões das políticas climáticas (XIAO et al., 2011) e assim, o método de eddy covariance (covariância dos vórtices turbulentos) torna-se uma ferramenta importante para quantificação da produtividade líquida de CO<sub>2</sub> de um ecossistema, tornando-se uma técnica micrometeorológica que é comumente utilizada para medição direta de altas velocidades no transporte de gases, calor e momento entre a superfície da terra e atmosfera (BURBA et al., 2013; BALDOCCHI, 2003). O método baseia-se em sistema de medições em alta frequência das flutuações da velocidade do vento e das concentrações de CO<sub>2</sub> e de vapor d'água, fornecendo alta resolução temporal de suas medidas, e nos últimos anos tem sido considerada a ferramenta que permite estudar simultaneamente as trocas de energia, água e carbono entre a vegetação e atmosfera (BALDOCCHI, 2003; MYKLEBUST et al., 2008).

De acordo com Arruda et al. (2006), este método apresenta grande precisão quando o vento, a temperatura, a umidade e o CO<sub>2</sub> forem constantes e a vegetação subjacente for homogênea e situada em terreno plano e de grande extensão. Quando o método é aplicado sobre paisagens naturais e complexas, ou durante as condições atmosféricas que variam com o tempo, a quantificação da troca do CO<sub>2</sub> entre a biosfera-atmosfera, geralmente inclui medidas do armazenamento atmosférico. Assim, calcular as médias dos períodos longos das medidas de FCO<sub>2</sub> reduz o erro da amostragem aleatória a valores muito pequenos, porém infelizmente, as lacunas nos períodos de aquisição dos dados são inevitáveis ao construir registros de dados durante longos intervalos de tempo. As lacunas são preenchidas geralmente com valores

produzidos dos modelos estatísticos e empíricos para produzir dados diários e anuais (BALDOCCHI, 2003).

Os estudos dos fluxos turbulentos de CO<sub>2</sub> em diversos ecossistemas e culturas tem sido desenvolvidos nos últimos anos (GILMANOV et al., 2010), mas ainda são poucos nas pastagens principalmente nas regiões semiáridas, sendo ainda mais raros em caatingas. O método do eddy covariance foi usado para determinação dos fluxos em diversas culturas e ecossistemas, como descritos por Barr et al. (2004), Myklebust et al. (2008), Cabral et al. (2010) e Arruda et al. (2011), que trabalharam em florestas nativas e plantadas, por Cabral et al. (2012) e Cabral et al. (2013), que estudaram o cultivo de cana de açúcar, por Rodrigues et al. (2013), que realizaram seus estudos em plantações de soja.

No ecossistema de pastagens destacam-se os trabalhos de von Randow et al. (2004), Aires et al. (2008), Lopes et al. (2008), Wang et al. (2012), Krishnan et al. (2012) e Souza (2014). Em comum, todos os autores concluíram que a quantificação das trocas de radiação, energia, CO<sub>2</sub> e água em superfícies vegetadas é essencial para o melhor entendimento do funcionamento dos agroecossistemas e para avaliar possíveis mudanças na interação entre eles e a atmosfera, na partição de energia, e nos ciclos de água e de carbono, decorrente de mudanças ambientais e climáticas.

Pode-se citar outros estudos mais recentes com pastagens, a exemplo de Ingrisich et al. (2015), que avaliaram os FCO<sub>2</sub> entre a pastagem (*Kobresia pygmaea*) e a atmosfera no planalto Tibetano, na China, no período de junho a agosto de 2010. O pasto nesta região, em média, atuou como um fraco dissipador de CO<sub>2</sub> com 0,65 g C m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup>. Mudge et al. (2011), estudaram o equilíbrio do carbono líquido do ecossistema em uma pastagem na Nova Zelândia, no período de 01 de janeiro de 2008 até 31 de dezembro de 2009. Nos dois anos estudados, também registraram pequenos valores de CO<sub>2</sub> entre o pasto e a atmosfera, mas que se manteve sempre negativo, ou seja, o pasto atuou como sumidouro de CO<sub>2</sub>.

Skinner et al. (2015), quantificou mudanças de carbono orgânico do solo, em duas áreas de pasto permanente, no estado da Pensilvânia, EUA. As medidas de eddy covariance foram feitas com e sem correção, e apresentaram apenas ligeira diferença entre as áreas de pasto estudadas. Ambas as regiões de pastagem, com e sem correções, atuaram como fonte líquida de CO<sub>2</sub> para a atmosfera com valores muito próximos, numa taxa média de - 0,08 μmol m<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>.

Na caatinga são muito raros os trabalhos na literatura abordando a troca líquida de CO<sub>2</sub> entre este ecossistema e a atmosfera. No entanto, trabalhos com vegetação do tipo Savana, semelhante a vegetação de caatinga foram encontrados. Scott (2010) avaliou a precisão do

método de eddy covariance na medida da evapotranspiração, comparando os dados turbulentos com valores originário das análises de balanços hídricos em área de pastagem, matagal e savana, no sul do Arizona, nos Estados Unidos. Esse autor encontrou uma pequena superestimação das medidas turbulentas, dentro de uma média de 3,0% ao ano. A concordância entre as medidas foi geralmente melhor em anos mais secos e em locais com topografia menos complexas, como na área de savana que tem topografia plana e declividade média de 3,5%. Os resultados desta pesquisa indicaram que o método de eddy covariance pode fornecer estimativas precisas de evapotranspiração, em comparação com as estimativas por meio do balanço hídrico.

Ago et al. (2014), Analisaram as trocas turbulentas de CO<sub>2</sub> entre a atmosfera e a vegetação de savana cultivada, durante 29 meses, em Benin, na África Ocidental. Os autores estudaram as respostas dos fluxos em função de fatores climáticos e edáficos, concluindo que a água foi o principal fator de controle da dinâmica deste ecossistema, e que durante a estação chuvosa foram observadas melhores respostas dos fluxos de CO<sub>2</sub> quando comparado com a estação mais seca. Em média, a savana atuou como sumidouro de carbono, numa média anual de 232 g C m<sup>-2</sup>.

## **2.6 Correções e preenchimento das falhas**

O método de eddy covariance não está livre de limitações, como qualquer outra técnica micrometeorológica. Estas limitações podem induzir valores errados, subestimados ou sobreestimado pela imperfeição do equipamento usado, sua distribuição espacial e os métodos usados nos processamentos dos dados. Conhecendo estas limitações, muitos trabalhos a respeito de correções dos fluxos foram desenvolvidos para assegurar estimativas mais corretas e confiável para o método, dentre as quais destacam-se: a correção para atenuar as contribuições de alta e baixa frequência (MASSMAN, 2000), a correção para o armazenamento de CO<sub>2</sub> na atmosfera entre a superfície do solo e a altura da medição, correções para os efeitos advectivos e as correções para a influência das flutuações da densidade do ar, conhecida como correção de *webb-Pearman-Leuning* (WPL) (MASMAN et al., 2002).

A maioria dos sistemas de medida das trocas de massa e energia entre os ecossistemas e a atmosfera gera dados contínuos, no entanto, as lacunas devido às condições meteorológicas desfavoráveis, devido à falha do instrumento e falha no fornecimento de energia, são inerentes ao fluxo de dados, como Guo et al.(2014), que não mediu o FCO<sub>2</sub> entre a vegetação e atmosfera

durante uma fase completa de desenvolvimento da cultura que estudavam, devido a falhas no equipamento.

Além disto, durante intensos eventos pluviométricos valores anômalos podem ser registrados, e conseqüentemente os valores médios armazenados a cada meia hora podem apresentar significativas variações em relação à série de dados. Assim, é necessário um preenchimento padronizado dessas lacunas, por exemplo, para obter diariamente, saldos mensais ou anuais integrados. Também podem ocorrer erros sistemáticos que podem afetar as medições de fluxo (BALDOCCHI, 2003).

Alguns destes valores anômalos ocorrem nas calmas condições durante a noite, quando a combinação de mistura turbulenta é insuficiente e o fluxo de CO<sub>2</sub> saindo do volume de copa pode levar a uma subestimativa das emissões de CO<sub>2</sub> (BALDOCCHI, 2003). As medições dos fluxos durante tais períodos de baixa turbulência podem ser filtrados e posteriormente usar a ferramenta de preenchimento de lacunas, que é atualmente a melhor maneira de reduzir este tipo de erro. Outro problema são erros sistemáticos que ocorrem com frequência, como o fato do fechamento do balanço de energia ser geralmente subestimado pelas medidas do LE, o que sugere que os fluxos de CO<sub>2</sub> podem igualmente ser subestimados (BALDOCCHI, 2003).

O preenchimento de falhas geralmente é realizado por meio de modelos baseado nos componentes de regressão e interpolações não lineares. O *Max Planck Institute for Biogeochemistry* (Jena, Alemanha) tem uma das ferramentas mais utilizadas para preenchimento de falhas nos fluxos de CO<sub>2</sub>. 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).

Alberto et al. (2014), usou essa ferramenta para o preenchimento de 20 a 25% das falhas por eles encontrado nos fluxos de energia e CO<sub>2</sub>. Aires (2007) chegou a preencher um máximo de 42,9% dos dados de fluxos de CO<sub>2</sub> de seus estudos em uma pastagem mediterrânea em Portugal.

Existe um conjunto amplo de filtros que podem ser utilizados para correção dos fluxos. A seleção dos filtros e a definição de seus critérios dependem largamente do tipo de equipamento usado, tipo de cobertura do solo, sua variação ao longo da área de estudo e do clima local.

Mesmo já estando bem estabelecidas as várias técnicas e modelos para correção e preenchimento de falhas nos fluxos de energia e CO<sub>2</sub>, muitos outros estudos tem sido desenvolvidos para minimizar os erros no processo de preenchimento de falhas, como os

trabalhos de Chen et al. (2012), que avaliaram diversos tipos de regressões para o preenchimento das lacunas, desenvolvendo um modelo combinado de regressões com objetivo de melhorar ainda mais a confiabilidade dos dados preenchidos dos fluxos de calor latente e de CO<sub>2</sub>.

O método de correlação dos turbilhões transformou-se na técnica padrão de medição de fluxo em nível de dossel das plantas e vem sendo aplicado desde 1996, sendo reconhecido como a forma mais confiável e direta para monitorar o comportamento dos dados dos fluxos de CO<sub>2</sub>, vapor d'água e de energia a curto, médio e longo prazo em diferentes superfícies vegetadas.

## **2.7 Dinâmica da água e Balanço Hídrico**

Além de ser um fator chave para o ciclo hidrológico, a dinâmica da água no solo é também de fundamental importância para o ciclo energético, desempenhando um papel preponderante na partição dos fluxos na superfície do solo. Portanto, as variações espaço-temporais da água do solo necessitam ser bem compreendidas.

As propriedades hidrodinâmicas do solo são afetadas por diversos fatores (ausência ou presença das plantas, diversidade da fauna microbológica, preparo do solo, exposição do solo à ação direta das chuvas, etc.), principalmente associados a aspectos espaciais e temporais relacionados ao manejo agrícola. A importância desses fatores pode ser considerada sob duas diferentes perspectivas: (a) o efeito da magnitude dessas fontes de variabilidade sobre as propriedades hidráulicas do solo, e (b) o impacto da variação nas propriedades hidráulicas do solo sobre os processos simulados, os quais são não lineares. As propriedades hidrodinâmicas do solo que influenciam o comportamento dos fluxos de água estão incorporadas em duas características fundamentais que são a curva de retenção da água no solo  $h(\theta)$  e a curva de condutividade hidráulica  $K(\theta)$  (SOUZA, 2005).

O balanço hídrico é um dos principais métodos para estudar a dinâmica da água em um ecossistema. O método consiste na contabilização dos componentes de entrada e saída de água num volume de solo que inclua todo o sistema radicular da cultura durante um determinado intervalo de tempo, contemplando todos os processos de retenção e condução de água no sistema solo-planta-atmosfera. (LIMA et al., 2006a; SILVA, 2007; SOUZA, 2014). Os principais componentes de entrada de água no solo são a precipitação pluvial e/ou irrigação e a ascensão capilar, enquanto que os componentes de saída são a evapotranspiração, a drenagem e

o escoamento superficial, onde o somatório desses componentes deve ser igual à variação do armazenamento de água no solo, como descrito pela equação 10:

$$\Delta A = P + I \pm Q - ET - ES \quad (10)$$

A precipitação (P) é um dos principais componentes do balanço hídrico e é entendida na hidrologia como toda água proveniente do meio atmosférico que atinge a superfície terrestre. Neblina, chuva, granizo, saraiva, orvalho, geada e neve são formas diferentes de precipitações. Por sua capacidade para produzir escoamento, a chuva é o tipo de precipitação mais importante para a hidrologia (TUCCI, BERTONI, 2002).

O escoamento superficial (ES) é outro componente importante do balanço hídrico, principalmente em regiões áridas e semiáridas, onde normalmente ocorrem longos períodos de seca seguidos por curtos períodos chuvosos. O escoamento depende de vários fatores como a intensidade da chuva, a capacidade de infiltração do solo, a declividade do solo e o tipo de cobertura do solo.

Nas áreas de pastagens, o solo tende a apresentar valores altos de densidade do solo devido ao pastoreio dos animais, e o escoamento superficial pode até atingir índices acima de 50% da precipitação pluvial (COSTA et al., 2013) Nas áreas de caatingas, a densidade do solo é menor quando comparado às pastagens e, portanto há uma menor intensidade no escoamento superficial, devido principalmente por não haver pastoreio de animais e por sua biodiversidade ser principalmente de aves e pequenos répteis.

Outro importante componente do balanço hídrico é a evapotranspiração (ET), pois é uma das principais formas de transferência de água nos ecossistemas, sendo que nas pastagens áridas e semiáridas podem representar cerca de 90% do total precipitado (FLERCHINGER et al., 1996; ZHANG et al., 2012). A evapotranspiração depende da disponibilidade de água e energia, de fatores climáticos como a insolação, a precipitação, a velocidade do vento e umidade relativa do ar, depende das características da vegetação como a espécie, o estado atual do desenvolvimento da planta e a profundidade do seu sistema radicular, depende do uso do solo e o manejo da cultura como a espaçamento entre linhas da cultura, e a capacidade de armazenamento de água no solo. (HILLEL, 1998; LI et al., 2007; GONDIM, 2015). 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 pode alterar as

propriedades hidrodinâmicas do solo responsáveis pela transferência de água no sistema solo-planta-atmosfera, e poderá mudar os padrões de evapotranspiração e fluxo de CO<sub>2</sub>.

A variação no armazenamento de água no perfil de solo ( $\Delta A$ ) é determinada pela diferença dos valores do armazenamento de água do perfil nos tempos inicial ( $A_i$ ) e final ( $A_f$ ) de cada período considerado, sendo expressa pela equação:

$$\Delta A = [\theta_{(f)} - \theta_{(i)}]L = A_f - A_i \quad (11)$$

sendo  $L$  a profundidade e  $\theta_f$  e  $\theta_i$  as umidades volumétricas final e inicial, respectivamente.

O fluxo total de água ( $Q$ ), que representa as perdas de água por drenagem ( $-Q$ ) ou os ganhos de água por ascensão capilar ( $+Q$ ) por meio do limite inferior do solo estudado, pode ser determinado pela equação (12) de acordo com Souza (2014).

$$Q = \int_0^t q dt = q \int_0^t dt = q \cdot \Delta t \quad (12)$$

sendo  $q$  a densidade de fluxo de água no limite inferior do volume de solo delimitado pela zona radicular e  $\Delta t$  o intervalo de tempo de estudo do balanço hídrico. As densidades de fluxo  $q$  podem ser estimadas com base na equação de Darcy-Buckingham:

$$q = -K(\theta) \frac{\Delta \psi_t}{\Delta z} \quad (13)$$

sendo  $K(\theta)$  a condutividade hidráulica não saturada e  $\Delta \psi_t / \Delta z$  o gradiente de potencial total na profundidade  $z$  do solo.

O potencial total ( $\psi_t$ ) é igual ao potencial matricial ( $\psi_m$ ) mais o potencial gravitacional ( $\psi_g$ , que corresponde a profundidade). O potencial matricial, na escala diária, pode ser obtido por meio da equação de van Genuchten (1980), denominada de curva de retenção da água, como mostra a equação (14):

$$\theta(h) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + \left(\frac{|\psi_m|}{h_g}\right)^n\right]^m} \quad (14)$$

Na qual  $m$  e  $n$  são parâmetros de forma das curvas,  $\theta_s$  e  $\theta_r$  são respectivamente as umidades saturada e residual do solo,  $h_g$  é potencial crítico (potencial de borbulhamento a partir da qual a água começa a ser drenada do solo previamente saturado) Os parâmetros  $m$  e  $n$  foram relacionados entre si segundo o modelo de Burdine (1953).

$$m = 1 - \frac{2}{n} \quad (15)$$

A condutividade hidráulica do solo não saturado,  $K(\theta)$ , pode ser obtida por meio da equação de Brooks e Corey (1964):

$$K(\theta) = K_s \cdot \left(\frac{\theta - \theta_s}{\theta_r - \theta_s}\right)^\eta \quad (16)$$

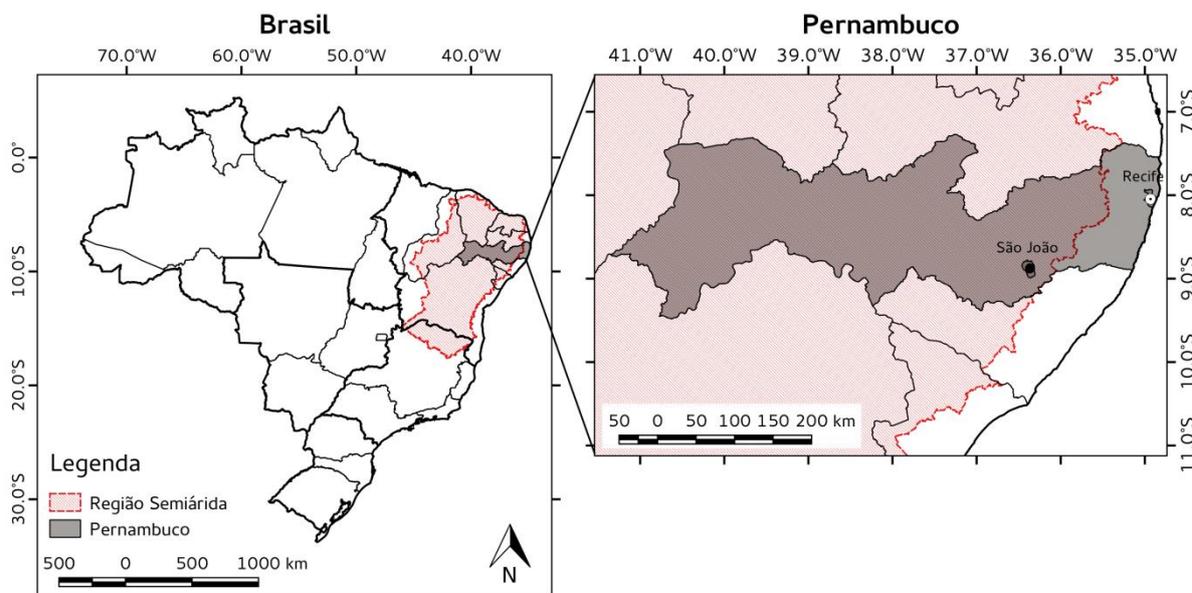
sendo  $K_s$  a condutividade hidráulica saturada do solo e  $\eta$  é um parâmetro de ajuste da equação.

### 3. MATERIAL E MÉTODOS

#### 3.1. Área de estudo

O experimento foi realizado na fazenda Riacho do Papagaio, no município de São João, localizado na microrregião de Garanhuns, dentro da mesorregião do agreste meridional do estado de Pernambuco (Figura 3). As coordenadas geográficas da área experimental onde estão instaladas ambas as torres são 8°48'30" de latitude sul e 36°24'00" de longitude oeste, com 687 m acima do nível do mar.

**Figura 3** – Localização da área experimental. Município de São João, agreste meridional do estado de Pernambuco (8°48'30"S e 36°24'00"O)



Fonte: O AUTOR (2015)

Segundo dados do IBGE, o município de São João tem 244,437 km<sup>2</sup> de área que representa aproximadamente 0,25% da área de todo o Estado de Pernambuco. A região de estudo apresenta uma área aproximada de 23 ha, sendo aproximadamente 19 ha de pastagem e 4,0 ha de caatinga (Figura 4). Na área de estudo, foram instaladas duas torres experimentais, sendo uma montada na área de pastagem e outra montada na área de caatinga. As torres foram instaladas de acordo com o fecht dos sensores de fluxo de alta frequência, ou seja, o alcance destes sensores são de 100 metros para cada metro de altura instalados em relação a vegetação.

O solo da região é arenoso e classificado como Neossolo Regolítico Eutrófico típico (SANTOS et al., 2012) e com relevo local suavemente ondulado apresentando 2,5% de declividade média. O clima predominante da região é quente e úmido, segundo a classificação de Köppen.

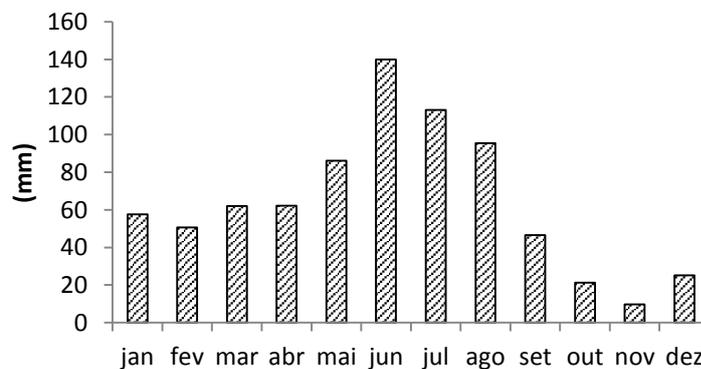
**Figura 4** – Vista de satélite da área de estudo com as localizações aproximadas das torres experimentais do pasto e da caatinga.



Fonte: Google Earth

Segundo dados históricos de precipitação da Agência Pernambucana de Águas e Clima (APAC) de uma estação experimental no município de São João, a precipitação média anual é de 769,64 mm (Figura 5).

**Figura 5** – Histórico de precipitação média mensal com dados de Novembro de 1997 a Dezembro de 2013 coletados da Agência Pernambucana de Águas e Clima (APAC)



Fonte: APAC

Os meses de maio, junho, julho e agosto formam o período mais chuvoso e os meses de outubro, novembro e dezembro constituem o período mais seco.

### 3.2 Área de pastagem

A área de pastagem tem tamanho aproximado de 19,0 ha e era inicialmente formada por uma vegetação de caatinga, parte da qual foi retirada por volta de 1950, quando teve início o processo produtivo no referido local. Durante os primeiros 30 anos, prevaleceu a monocultura do algodão, cujo cultivo era realizado pelo sistema convencional, sem rotação de cultura e adubação para a reposição dos nutrientes ao solo. Posteriormente, com o declínio da produção do algodão a níveis antieconômicos, procedeu-se à transformação da área em pastagens de *Braquiárias decumbens* Stapf. (YDOYAGA et al., 2006). Após a seca de 2012, foram plantados milho juntamente com a *Braquiária* e após sua colheita, a área foi cultivada novamente com a pastagem de *Braquiária*.

A torre experimental no pasto é metálica modular, e foi instalada em 25 de outubro de 2011, sendo equipada com sensores para medidas de velocidade e direção do vento (Campbell Scientific Inc., modelo 014A), instalados a 50 e a 100 cm do solo e da mesma forma, dois sensores de umidade relativa e temperatura do ar (modelo HMP45C), nas mesmas alturas em relação ao dossel da pastagem. A radiação solar foi medida por um sensor de radiação global (modelo LI190SB), e o saldo de radiação ( $R_n$ ) foi medido por meio de um CNR2 instalado a 1,5m acima da cobertura vegetal. Também foi medida a precipitação pluvial por meio de um pluviógrafo automatizado (modelo TE 525WS-L, Texas Electronics, USA), instalado na mesma torre. A precisão do pluviógrafo é de 1% e as leituras foram feitas a cada minuto, e armazenadas a cada 30 minutos num sistema de aquisição de dados (modelo CR1000, Campbell Scientific Inc., USA).

Um sistema de medida da covariância dos vórtices turbulentos (eddy covariance) foi instalado para medir os fluxos de dióxido de carbono ( $CO_2$ ), de calor latente (LE) e calor sensível (H) entre a pastagem e atmosfera. Este sistema é composto por um analisador de caminho aberto e um anemômetro sônico tridimensional, que fazem juntos, medidas absolutas de  $CO_2$ , densidades de vapor de água, temperatura do ar e pressão barométrica, além das medidas das três dimensões da velocidade do vento ( $u_x$ ,  $u_y$  e  $u_z$ ) necessárias para calcular os fluxos de  $CO_2$ , vapor d'água (LE) e H por meio do método de covariância dos vórtices turbulentos. O conjunto foi instalado a 1,5 m de altura em relação ao dossel da pastagem, levando-se em consideração o tamanho da área e garantindo as condições de fetch.

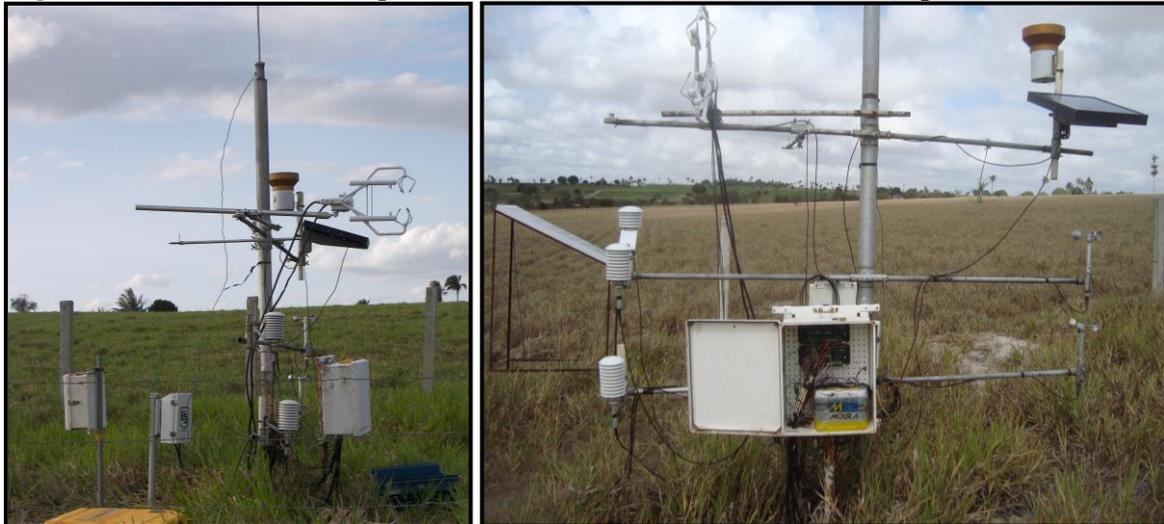
O sistema eddy covariance foi orientado para direção predominante do vento, como recomenda a metodologia. O sistema foi instalado em uma central de aquisição de dados própria (EC100), estando esta ligada a uma bateria de 12V alimentada por um painel solar de potência de 70W (Campbell modelo SP70-L20).

Os dados dos sensores de temperatura e umidade relativa do ar, radiação solar e saldo de radiação foram lidos a cada minuto e seus valores médios e totais foram armazenados, a cada 30 minutos, em uma central de aquisição de dados (Campbell, modelo CR1000). Já os dados dos fluxos turbulentos foram lidos em uma maior frequência, a cada 0,1 segundos (10 Hz) e armazenados na central de aquisição de dados (CR1000) também com seus valores médios armazenados a cada 30 minutos.

Próximo à torre foi instalado um fluxímetro, na profundidade de 5,0 cm, para medida do fluxo de calor do solo (Campbell, modelo HFP01) e perfis de temperatura do solo nas profundidades de 10, 20, 30, 40 e 50cm de umidade do solo e de potencial matricial da água no solo nas profundidades de 10, 20, 30, 40 e 50 cm. Os dados desses sensores foram lidos e armazenados a cada 30 minutos em uma central de aquisição de dados (CR 1000).

A torre e a disposição dos equipamentos instalados na vegetação de pastagem estão ilustradas na Figura 6.

**Figura 6** – Torre modular experimental localizada no centro da área experimental



Fonte: O AUTOR (2015)

### 3.3 Área de Caatinga

A área de caatinga tem aproximadamente 4,0 ha e está a aproximadamente à 50 anos sem sofrer cortes rasos. As espécies botânicas encontradas na região foram identificadas taxonomicamente e organizadas na Tabela 1.

**Tabela 1** – Lista florística da região da caatinga em são João – PE.

<b>Espécies</b>	<b>Nome popular</b>	<b>Hábito</b>
<i>Commiphora leptophloeos</i> (Mart.) J.B.Gillett	Amburana de cambão	Árvore
<i>Cynophalla flexuosa</i> (L.) J. Presl.	Feijão bravo ou Feijão de boi	Árvore
<i>Erythroxylum</i> SP	Pimentinha do mato	Arbusto
<i>Guapira cf. laxa</i> (Netto) Furlan	João mole ou piranha	Árvore
<i>Guettarda angelica</i> Mart. ex Müll.Arg.	Angélica	Arbusto
<i>Lippia</i> SP		Arbusto
<i>Mimosa tenuiflora</i> (Willd.) Poir.	Jurema preta	Árvore
<i>Psidium rhombeum</i> O. Berg		Arbusto
<i>Schinopsis brasiliensis</i> Engl.	Baraúna	Árvore
<i>Senegalia</i> SP		Arbusto
<i>Ziziphus joazeiro</i> Mart.	Juazeiro	Árvore
<i>Croton Blanchetianus</i>	Mameleiro	Arbusto
<i>Croton Heliotropiifolius</i>	Velame	Arbusto

Fonte: O AUTOR (2015)

No centro da área de caatinga foi instalada outra torre experimental, desta vez formada por andaimes, na qual forma montados em sapatas ajustáveis, parafusadas em bases de concreto, que foram enterradas a 18,0 cm de profundidade no solo. Esta torre foi equipada com sensores de velocidade do vento, umidade relativa e temperatura do ar. A radiação solar foi medida por meio do sensor Campbell (modelo LI190SB), e o saldo de radiação (Rn) foram medidos por meio de um NR Lite instalado 1,0 m acima da cobertura vegetal.

Um sistema de medida da covariância dos vórtices turbulentos (eddy covariance) também foi instalado para medidas dos fluxos dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), de calor latente (LE) e calor sensível (H) entre a caatinga e atmosfera, todos de mesma marca e modelo da torre montada na vegetação de pastagem. O conjunto foi instalado a aproximadamente 8,0 m de

altura em relação ao solo (aproximadamente a 1,0 m acima da cobertura vegetal) e mais uma vez orientado para direção predominante do vento, como recomenda a metodologia. Os sensores de fluxo de alta frequência foram instalados em uma central de aquisição de dados própria (EC100), estando esta ligada a uma bateria de 12V alimentada por um painel solar de potencia de 90 W (Campbell modelo SP90-L20).

Assim como a torre montada no pasto, os dados dos sensores foram lidos a cada minuto e seus valores médios armazenados em uma central de aquisição de dados (Campbell, modelo CR1000) a cada 30 minutos. A torre e a disposição dos equipamentos instalados na caatinga estão ilustradas na Figura 7.

**Figura 7** – Torre experimental instalada no centro da área de caatinga



Fonte: O AUTOR (2015)

### **3.4 Cálculos dos fluxos pelo metodo da covariância dos vórtices turbulentos**

Os cálculos dos fluxos de calor latente (LE), sensível (H) e de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) foram realizados utilizando a técnica da covariância dos vórtices turbulentos. Para tanto foi

instalado no datalogger um programa desenvolvido pelo CPTEC/INPE (Open Basic). O programa faz as correções dos fluxos turbulentos (CO<sub>2</sub>, LE e H) em intervalos de 30 minutos, realizando as correções de Weber-Pearman-Lenhing (WPL) necessárias para a estimativa dos fluxos, conforme a metodologia sugerida por Aubinet et al. (2000). Foi aplicada a rotação de coordenadas dos vetores de vento e correções de resposta de frequência de acordo com o método descrito por Moore (1986), enquanto as correções das variâncias e covariâncias, devido às flutuações de umidade, foram realizadas de acordo com a metodologia de Schotanus et al. (1983).

As falhas no conjunto de dados foram preenchidas por meio de uma ferramenta de partição do fluxo e preenchimento de dados de covariância dos vórtices turbulentos do *Max Planck Institute for Biogeochemistry* (Jena, Alemanha), sendo que cerca de 25% de todos os dados foram preenchidos.

No ano de 2012, aproximadamente 31% dos dados foram perdidos gerando um intervalo de 116 dias seguidos, devido a uma falha na alimentação elétrica dos sensores. Cerca de 15% dos dados foram preenchidos em 2013 e 20% em 2014. Os dados preenchidos são oriundos de falhas de equipamento ou fornecimento de energia além de valores anômalos e de erros sistemáticos. Estes últimos são removidos e posteriormente preenchidos seguindo critérios estabelecidos pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Os fluxos de CO<sub>2</sub> que não estavam entre - 20 e + 20  $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$  foram excluídos, assim como os fluxos de LE e H fora do intervalo de - 50 e + 500  $\text{W m}^{-2}$  e - 80 e + 500  $\text{W m}^{-2}$ , respectivamente, como mostra a Tabela 2.

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

	Fluxo de CO <sub>2</sub> ( $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ )	LE	H
		W m <sup>-2</sup>	
Limite inferior	-20	-50	-80
Limite superior	20	500	500

Fonte: INPE

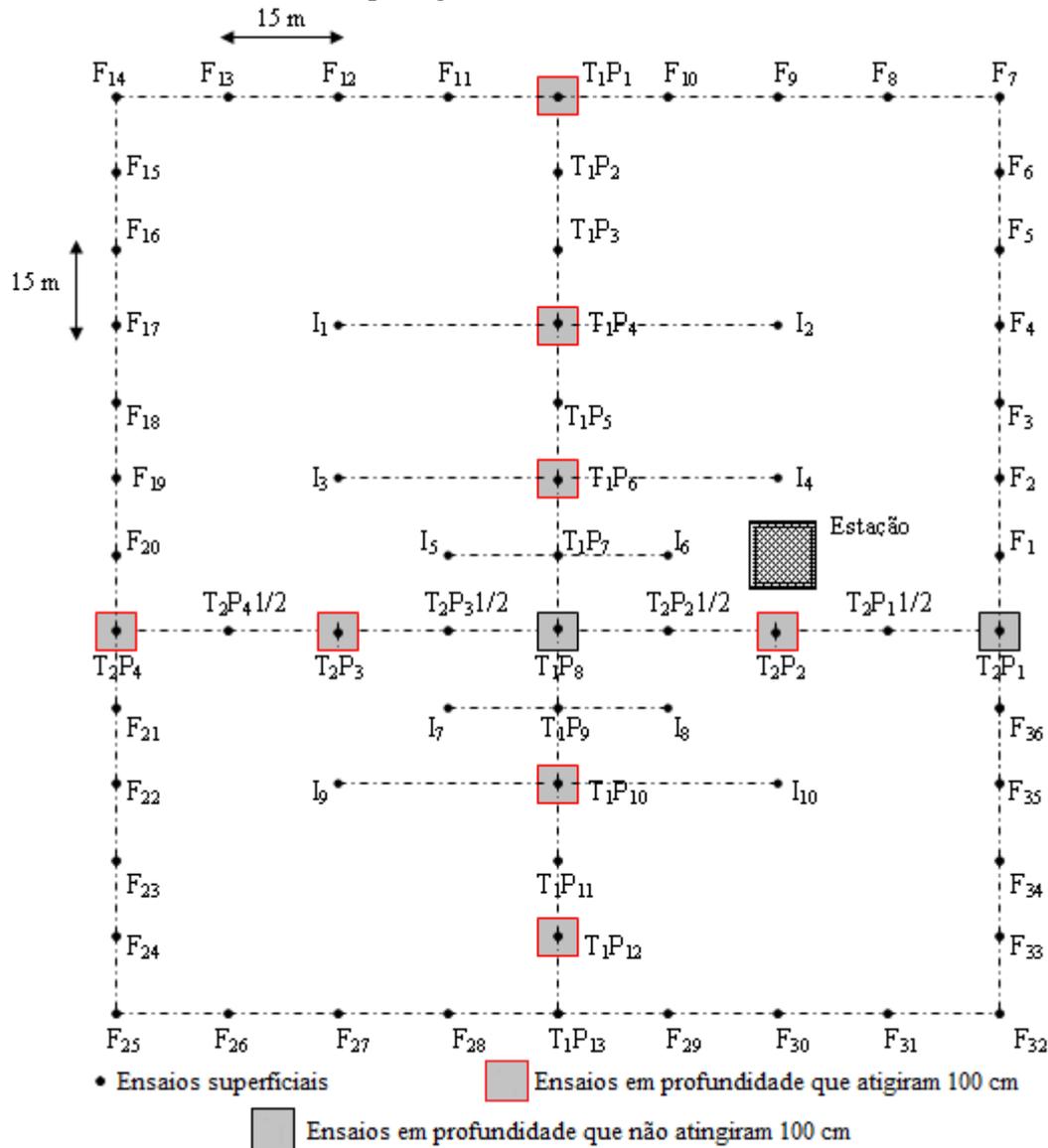
### 3.5 Caracterização hidrodinâmica dos solos

#### 3.5.1 Análise dos solos das áreas Experimentais.

A caracterização textural e hidrodinâmica do solo da pastagem foi feita numa área de 180 x 120 m, formando uma malha de 67 pontos. Sendo 36 destes pontos na fronteira da malha

(Pontos F) distantes 15m um do outro, 21 pontos foram distribuídos em dois transectos ( $T_1$  e  $T_2$ ) dispostos em forma de cruz, na qual o ponto de intersecção está localizado no centro da malha. Cada ponto dos transectos está separado 15m do próximo. Outros 10 pontos foram dispostos no interior da malha (pontos I), como está ilustrado na Figura 8.

**Figura 8** – Malha de pontos onde foram realizados os ensaios para caracterização hidrodinâmica do solo da área da pastagem.

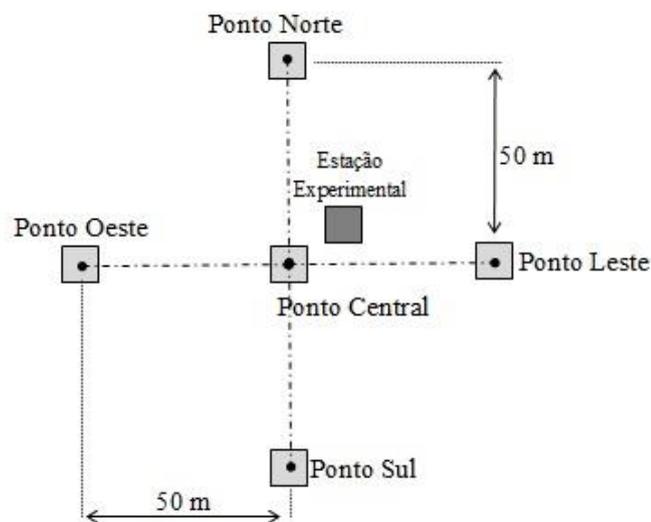


Fonte: O AUTOR (2015)

Nos 21 pontos dos transectos  $T_1$  e  $T_2$ , 10 foram realizados ensaios nas profundidades de 20, 40, 60, 80 e 100 cm além dos ensaios superficiais, porém em alguns destes pontos não foi possível atingir os 100 cm de profundidade. Para o solo da caatinga, as análises foram feitas

numa área quadrada de 100 m de lado, disposta como mostra a Figura 9. A malha foi composta por cinco pontos (norte, sul, leste, oeste e central), sendo torre experimental da caatinga está à 3,0m do ponto central. Foram realizados ensaios e coletas de solo na superfície e nas profundidades de 20, 40, 60 e 80 cm, exceto nos pontos sul e oeste, na qual não foi feito ensaios na profundidade de 80 cm devido a uma camada de impedimento.

**Figura 9** – Malha de pontos onde foram realizados os ensaios para caracterização hidrodinâmica do solo da área da caatinga.



Fonte: O AUTOR (2015)

Em cada ponto da pastagem e da caatinga foi realizado o ensaio de infiltração, com infiltrômetro de anel simples com 15 cm de diâmetro, segundo a metodologia “Beerkan” (LASSABATÈRE et al., 2004, SOUZA et al., 2005). Este método baseia-se em ensaios simplificados de infiltração com objetivo de representar matematicamente o fenômeno da infiltração, nas propriedades estáticas e dinâmicas do solo. Após cada ensaio de infiltração, realizou-se as coletas de amostras de solo para análise granulométrica e umidade, além das coletas de amostras indeformadas do solo utilizando-se o amostrador de Uhland, com anéis de PVC de dimensões 5,0cm de altura e 5,0cm de diâmetro. Estas amostras foram tratadas no laboratório, onde se determinou a densidade solo ( $\rho$ ), as umidade iniciais ( $\theta_0$ ) e saturadas ( $\theta_s$ ), e a fração textural de cada solo por meio da análise granulométrica pelo método do densímetro, e a porosidade total foi obtida pela relação entre densidade do solo e densidade de partículas ( $2,65 \text{ g cm}^{-3}$ ). A Figura 10 e a Figura 11 mostram os ensaios simplificados de infiltração realizados nas áreas experimentais do pasto e da caatinga.

**Figura 10** – Ensaio de infiltração realizados na área de pastagem.



Fonte: O AUTOR (2015)

**Figura 11** – Ensaio de infiltração realizados na área de caatinga



Fonte: O AUTOR (2015)

### 3.5.2 Tratamento dos dados dos solos

A análise granulométrica foi realizada separando 30,0 gramas de solo seco e destorroado em um recipiente devidamente identificado, sendo levado para estufa à 105°C por 24 horas. Foram feitas três repetições. Em seguida, foram pesados 70,0g do mesmo solo em um Erlenmeyer, no qual foi colocada em 125 ml de uma solução de hexametáfosfato de sódio (Figura 12A) com objetivo de promover a separação química dos aglomerados de partículas do solo. Os solos ficaram em repouso por uma noite nesta solução, sendo levados ao agitador mecânico na manhã seguinte. Iniciou-se, em seguida, o ensaio de sedimentação pelo método do densímetro (Figura 12B) segundo metodologia de Loveland & Whalley (1991). Ao final de todas as leituras, o solo foi lavado e colocado na estufa a 105°C por 24 horas (Figura 12C). Após as 24h de estufa, se inicia o peneiramento do solo (Figura 12D).

**Figura 12** – (a) 70,0g de solo para solução de hexametáfosfato de sódio, (b) leituras do densímetro, (c) estufa e (d) Peneiramento do solo



Fonte: O AUTOR (2015), SOUZA, 2005.

Após o peneiramento, pesou-se o solo de cada peneira, necessário para determinação da fração textural de cada solo e para determinação da curva granulométrica, sendo está última

fundamental para determinação dos parâmetros hidráulicos do solo segundo a metodologia Beerkan.

Os dados da caracterização física do solo são apresentados na Tabela 3.

**Tabela 3** – Média das frações texturais e densidade do solo das áreas de pastagem e de caatinga.

z (cm)	Fração granulométrica			Classificação do solo	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	$\epsilon$ (-)
	Areia	Silte	Argila			
Pasto						
0–20	87,66 ± 1,92	8,82 ± 1,77	3,53 ± 1,56	Areia	1,507 ± 0,09	0,361 ± 0,04
20–40	81,65 ± 4,25	12,03 ± 1,92	6,33 ± 3,50	Areia Franca	1,692 ± 0,08	0,342 ± 0,03
40–60	76,41 ± 3,03	16,21 ± 2,47	7,38 ± 2,27	Franco-Arenoso	1,743 ± 0,30	0,332 ± 0,06
Caatinga						
0–20	84,49 ±	13,17±	2,34±	Areia Franca	1,502 ± 0,08	0,426 ± 0,03
20–40	80,03 ±	14,12±	5,86±	Areia Franca	1,705 ± 0,17	0,356 ± 0,06
40–60	77,13 ±	15,37±	7,50±	Franco-Arenoso	1,833 ± 0,11	0,310 ± 0,04

Fonte: O AUTOR (2015)

O estudo dos componentes do balanço hídrico foi realizado no período de 20 de setembro de 2013 a 26 de agosto de 2014, totalizando 341 dias, no qual foi dividido em 22 subperíodos. Esse período de monitoramento compreendeu a estação mais seca da área (setembro a abril) e a mais chuvosa (maio a agosto). O balanço hídrico foi feito utilizando a Equação 10.

A precipitação pluvial foi monitorada por meio de um pluviógrafo automatizado (modelo TE 525WS-L, Texas Electronics, USA), instalado na torre localizada no centro da área, em que a precisão do pluviômetro é de 1,0% e as leituras foram feitas a cada minuto, com o valor total de cada 30 minutos armazenados num sistema de aquisição de dados (modelo CR1000, Campbell Scientific Inc., USA).

Nas condições experimentais de campo, o fator irrigação (I) foi nulo, pois o trabalho se realizou em condições de sequeiro. Considerou-se que não ocorreu escoamento superficial de água, em razão de ter o solo declividade inferior a 5% e elevada drenagem (BRITO et al., 2009; SOUZA et al., 2014). A variação no armazenamento de água no perfil de solo ( $\Delta A$ ) foi determinada pela diferença dos valores do armazenamento de água do perfil nos tempos inicial ( $A_i$ ) e final ( $A_f$ ) de cada período considerado, sendo expressa pela equação 11. Foi utilizada a regra do trapézio (LIBARDI, 2000) 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 ( $z = L = 40$  cm).

A umidade volumétrica do solo foi medida por meio de sensores automatizados tipo TDR (modelo CS 616 da Campbell Scientific Inc., USA) instalados em ambas as áreas, nas

profundidades de 10, 20, 30, 40 e 50 cm. As leituras foram realizadas a cada minuto e sua média armazenada a cada 30 min num sistema de aquisição de dados (modelo CR1000, Campbell Scientific Inc., USA). Foi usada a equação de calibração sugerida pelo fabricante pois Lima et al. (2006), ao compararem a umidade volumétrica medida com esses sensores, com medidas gravimétrica e de sonda de nêutrons, não encontraram diferença estatística entre os valores de umidade do solo.

O fluxo de água foi determinado por meio da equação 12, no limite inferior do volume de solo estudado ( $z = 40$  cm). O gradiente de potencial total foi calculado com os valores obtidos nas profundidades de 30 e 50 cm por meio das relações de van Genuchten (1980), utilizando-se os dados da curva de retenção e da umidade volumétrica do solo (também obtidos diariamente por meio dos sensores TDR), para as profundidades de 10, 20, 30,40 e 50 cm.

Os parâmetros  $n$ ,  $m$  e  $hg$  da curva de retenção de água no solo, o parâmetro  $\eta$  e a condutividade hidráulica saturada ( $K_s$ ) foram determinados pela metodologia Beerkan (SOUZA et al., 2008). A umidade volumétrica residual do solo foi determinada pela metodologia da Embrapa, na qual a amostra de solo coletada foi posta a secar ao ar livre, e em seguida foi pesada em balança de precisão, sendo levada a estufa a  $105^\circ\text{C}$  por 24 horas e pesada novamente. O calculo é feito pela razão da diferença de peso entre as medidas e o peso da amostra seca na estufa a  $105^\circ\text{C}$ .

Os parâmetros hidráulicos do solo da equação de van Genuchten (1980) para a curva de retenção e de Brooks & Corey (1964) para a curva de condutividade hidráulica estão descritos na Tabela 4.

**Tabela 4** – Valores médios dos parâmetros das curvas de retenção da água no solo [ $\theta$  (h)] e da condutividade hidráulica [ $K(\theta)$ ] em áreas de pastagem e de caatinga

	$\Delta z$ (cm)	$n$ (-)	$\eta$ (-)	$\theta_r$ ( $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ )	$\theta_s$ ( $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ )	$K_s$ ( $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ )	$hg$ (mm)
<b>Pasto</b>	0-20	2,292	9,970	0,063	0,357	984,96	-87,333
	20-40	2,264	10,626	0,046	0,326	682,56	-90,970
	40-60	2,257	10,862	0,056	0,325	216,00	-121,42
<b>Caatinga</b>	0-20	2,288	10,303	0,018	0,375	7.034,7	-18,565
	20-40	2,275	10,747	0,032	0,344	2.151,6	-45,068
	40-60	2,433	9,667	0,020	0,305	552,7	-92,576

Fonte: O AUTOR (2015)

## 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

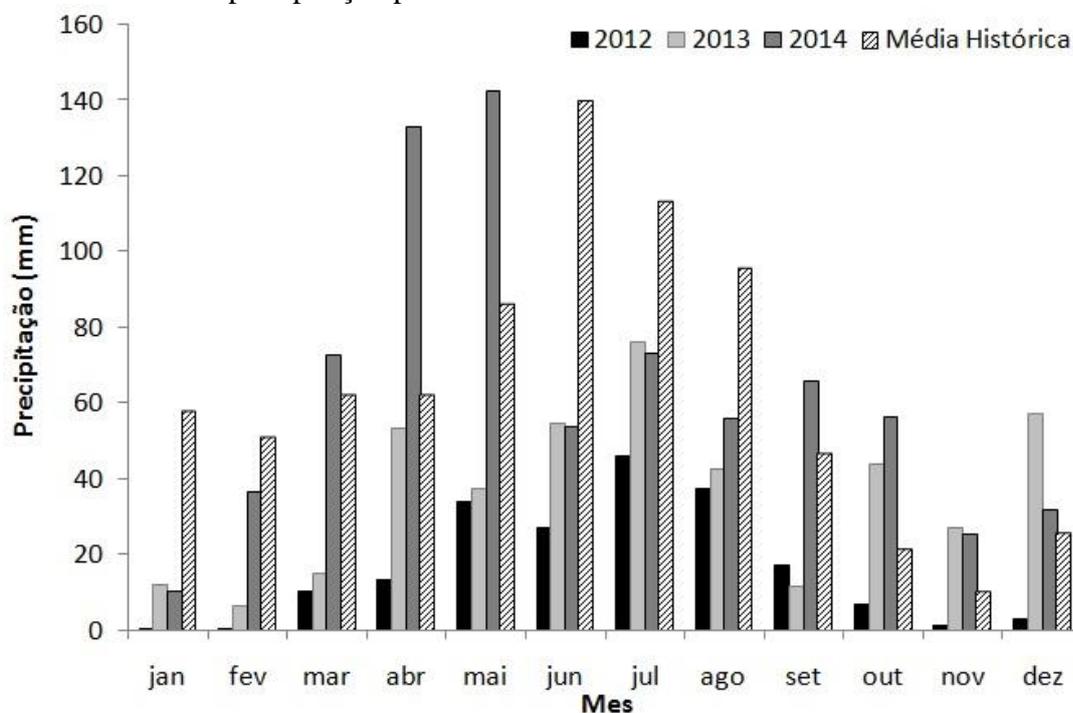
### 4.1 Análise da precipitação pluvial

No estudo da transferência de energia, vapor d'água e CO<sub>2</sub> entre as vegetações e a atmosfera é importante conhecer o comportamento sazonal de algumas variáveis meteorológicas.

A climatologia normal da região mostra que o período mais chuvoso são os meses de maio, junho, julho e agosto, enquanto os meses de outubro, novembro e dezembro constituem o período mais seco do ano. A precipitação histórica na região é de 769,65 mm (APAC, 2014), confirmando que o ano de 2012 foi atípico, o mais seco entre os anos estudados e entre os anos de monitoramento histórico da APAC na cidade de São João. O total precipitado em 2012 foi 194,40 mm, representando apenas 25,05% da média histórica.

Na Figura 13 está ilustrada a precipitação pluvial mensal dos anos de estudos medida por meio de um pluviômetro instalado na área de pastagem e a média histórica da região segundo a APAC.

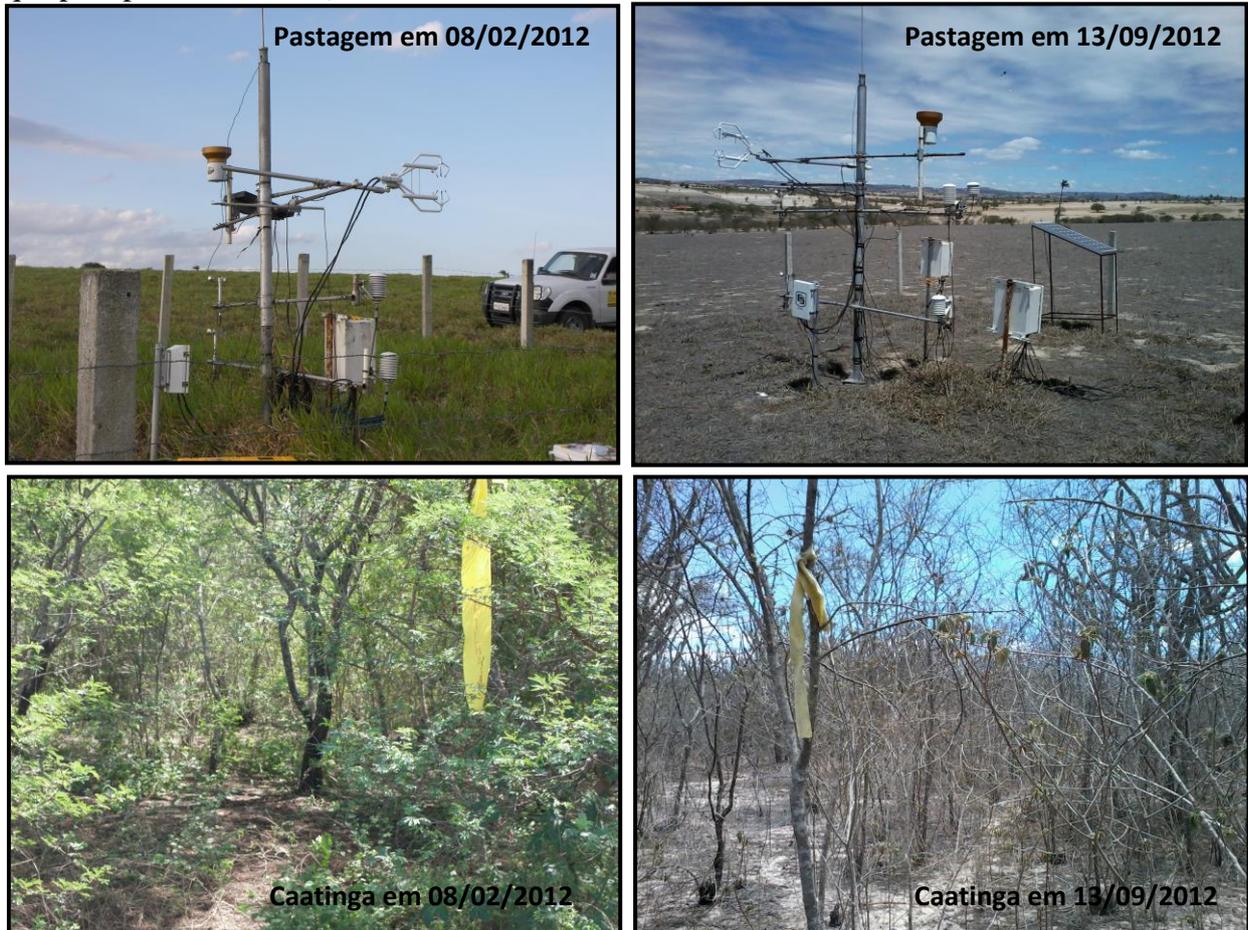
**Figura 13** – Precipitação pluvial mensal dos anos de 2012, 2013 e 2014, em contraste com a média histórica da precipitação pluvial na cidade de São João.



Fonte: O AUTOR (2015) e APAC

No ano de 2012 ocorreu uma das maiores seca registrada na história da região, e como consequência, a pastagem começou a secar a ponto de ter-se apenas uma cobertura vegetal morta em agosto/setembro de 2012 como pode ser observado na Figura 14.

**Figura 14** – Situação da vegetação em fevereiro de 2012 (após as precipitações do ano anterior que precipitou 523,7 mm) e em setembro de 2012.



Fonte: O AUTOR (2015)

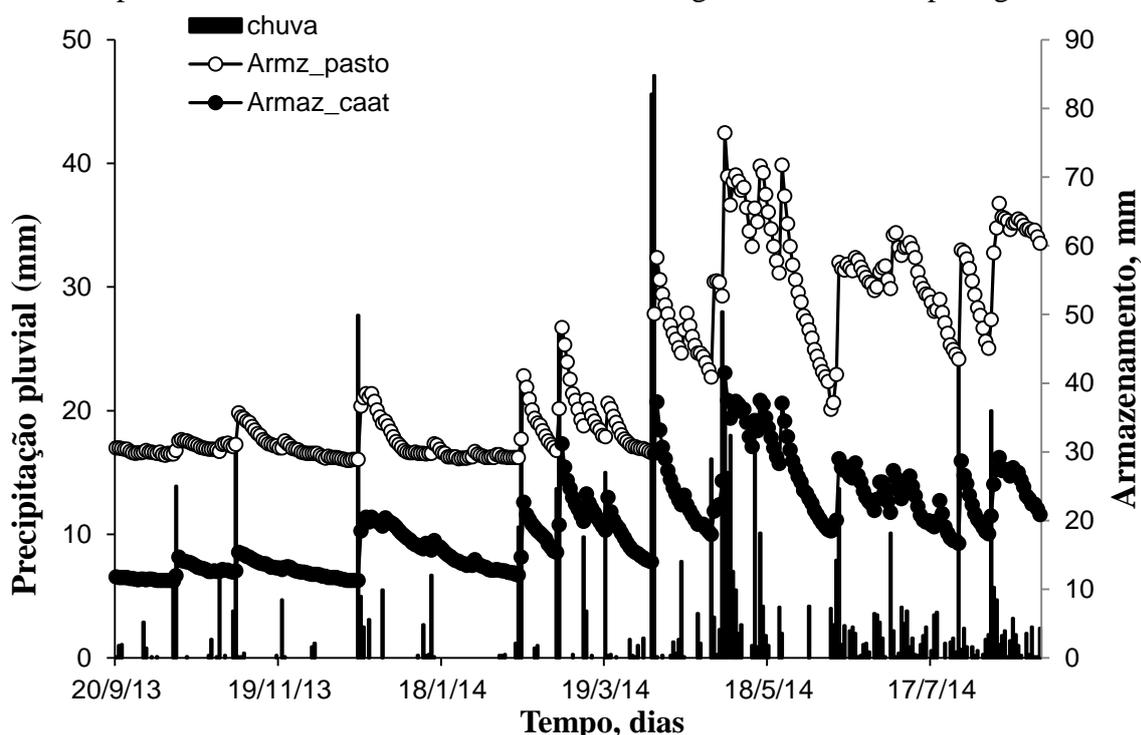
O ano de 2013 voltou a ter precipitações consideravelmente maiores que o ano de 2012, porém ainda bem abaixo da média história, num total de 437,90 mm (que representa 56,89% da média histórica). Uma vegetação espontânea começou a nascer na área da *Braquiária* que resistiram a seca do ano anterior. Em 12 de junho de 2013, foi plantado braquiária e milho na mesma área, em consorcio, com o objetivo de recuperar a pastagem. A braquiária foi plantada um pouco mais profunda que o milho, de forma que o milho emergisse e se desenvolvesse primeiro. Após a colheita do milho, que foi realizada no dia 13 de setembro de 2013, a braquiária teve um maior desenvolvimento.

No ano de 2014, o total de precipitação foi de 756,7 mm (98,3% da média histórica). Desse modo, em nossa pesquisa, pode-se caracterizar os anos de 2012 e 2013 com sendo anos de seca, sendo 2012 um ano de seca severa, e 2014 como ano normal. Como será visto adiante, essa variação interanual da precipitação pluvial teve efeito direto na umidade e armazenamento de água no solo, na dinâmica da vegetação e conseqüentemente nos fluxos de água, energia e CO<sub>2</sub>, tanto na área de pastagem, quanto na área de caatinga.

#### 4.2 Balanço Hídrico no pasto e na Caatinga

A variação diária da precipitação pluvial e do armazenamento de água no solo na camada de 0 - 40 cm durante o período de estudo do balanço hídrico (20 de setembro de 2013 a 26 de agosto de 2014) é apresentada na Figura 15.

**Figura 15** – Precipitação pluvial e armazenamento de água no solo (camada de 0 – 50cm) durante o período de 20 de setembro de 2013 a 26 de agosto de 2014 em pastagem e caatinga



Fonte: O AUTOR (2015)

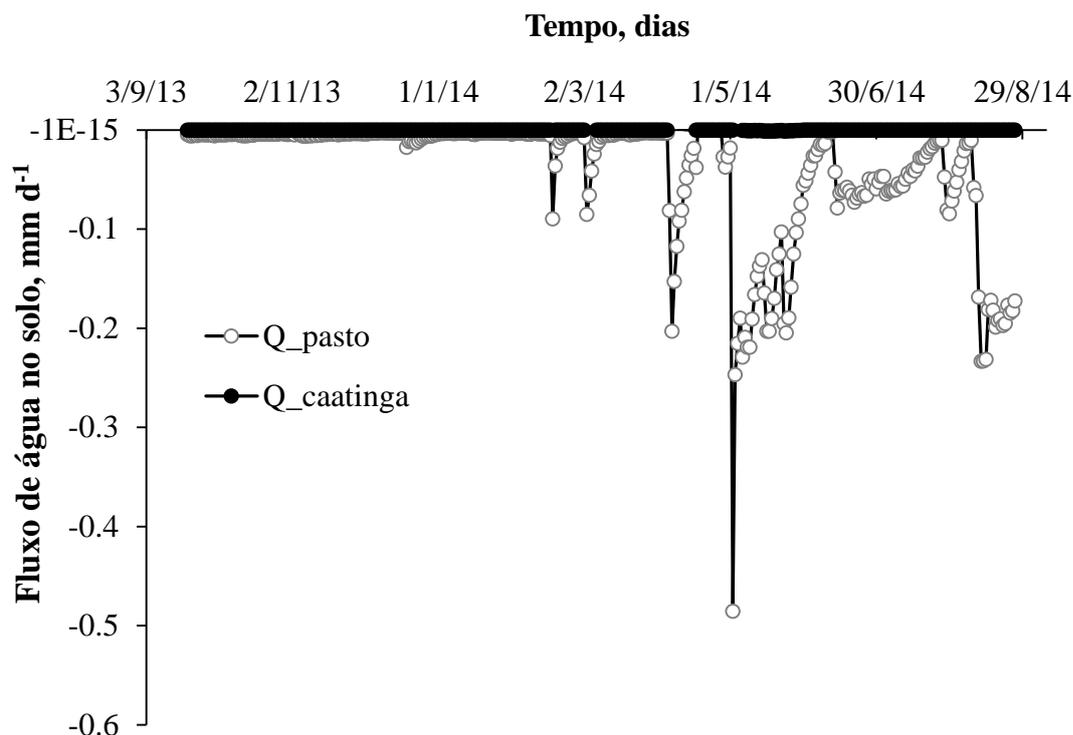
Observa-se, como esperado, que a precipitação pluvial apresentou valores mais elevados e com maior frequência no período de abril a agosto, sendo que no período de setembro a março, as chuvas foram de menor intensidade e menos frequente. A precipitação pluvial atingiu

seus maiores valores (45,6 e 47,1 mm) nos dias 05/04 e 06/04/2014. No período do experimento a precipitação total foi de 688,8 mm, sendo que de setembro a dezembro de 2013 choveu 107,3 mm e de janeiro a agosto de 2014 choveu 581,5 mm. Esses valores de precipitação pluvial estão dentro do valor da normal climatológica da região. Quanto ao armazenamento de água no solo, verifica-se que o mesmo foi sempre maior na área com pastagem (Armz\_pasto), quando comparado com a caatinga (Armz\_caat). O Armz\_pasto variou de 29 a 76 mm, com valor médio de 42 mm; enquanto que na área com caatinga variou de 11 a 42 mm, com média de 19 mm. Assim sendo, em média, a pastagem armazenou 23 mm a mais de água do que a área com caatinga. Esse menor valor de armazenamento de água no solo com caatinga deve está relacionado com uma provável maior retirada de água pelas plantas da caatinga, que possuem sistema radicular mais profundo que a pastagem formada por capim *Braquiária*.

A *braquiária* tem a maior densidade de suas raízes nas camadas mais superficiais do solo, por ser gramínea, fazendo com que ocorra maior absorção de água nessas camadas. Silva et al. (2014), realizaram experimento com *braquiária* e encontraram que mais de 90% do sistema radicular da *braquiária* se localizou na camada de 0 – 20cm. Outro fator que pode ter influenciado o menor armazenamento de água no solo na área de caatinga é a perda por interceptação. Essa perda ocorre por que a chuva fica retida temporariamente na vegetação e retorna à atmosfera por evaporação, sem alcançar o solo. Em áreas de caatinga, essa perda pode apresentar valores consideráveis, como observado por Medeiros et al. (2009), que verificaram perda por interceptação de 13% do total precipitado, em estudo realizado na bacia experimental de Aiuba, no Nordeste brasileiro; e Marin e Menezes (2008), que observaram valor de perda por interceptação de 32,26%, em estudo realizado no Município de Esperança, agreste paraibano.

A variação diária do fluxo de água no solo (Q) em área de caatinga e de pastagem é apresentada na Figura 16.

**Figura 16** – Fluxo de água no solo (profundidade de 40 cm) durante o período de 20 de setembro de 2013 a 26 de agosto de 2014 em pastagem e caatinga



Fonte: O AUTOR (2015)

O fluxo de água no solo ( $Q$ ) pode ter valores positivos, o que indica a ocorrência do processo de ascensão capilar, e/ou valores negativos, o que representa o processo de drenagem. Observa-se, na Figura 16, que o fluxo de água na profundidade de 40 cm na caatinga ( $Q_{\text{caat}}$ ) foi muito baixo, quase nulo, e que o fluxo na pastagem ( $Q_{\text{pasto}}$ ) foi maior que na caatinga, apresentando valores mais negativos (drenagem) na maioria dos dias. Os maiores valores de drenagem ocorreram nos meses de maio e junho de 2014, devido, provavelmente, a maior quantidade de chuvas nesse período (Figura 15). A camada de solo em que foi realizado o balanço hídrico foi de 0-40cm, considerado por Silva et al. (2014), como o corresponde à profundidade efetiva do sistema radicular da *braquiária*. Contudo na caatinga, mesmo sabendo que ela apresenta sistema radicular mais profundo, com o propósito de comparar os diversos componentes do balanço hídrico, o estudo foi realizado na camada de 0-40cm de profundidade.

O balanço hídrico foi realizado em 22 subperíodos, desde o dia 20/09/2013 a 26/08/2014. Cada subperíodo tinha 15-16 dias, com exceção do primeiro (10 dias) e do último (26 dias), conforme Tabela 5. Esse período de estudo foi em virtude da disponibilidade de dados simultâneos das áreas de pastagem e de caatinga. Além disso, optou-se por fazer o balanço

hídrico em subperíodos de 15-16 dias cada, como uma forma de melhor visualizar a variação sazonal dos componentes do balanço hídrico.

**Tabela 5** – Subperíodos em que foram determinados os componentes do balanço hídrico em caatinga e em pastagem

<b>Subperíodos</b>	<b>Intervalo de tempo</b>	<b>Quantidade de dias</b>
1	20/09/2013 - 30/09/2013	10
2	01/10/2013 - 15/10/2013	15
3	16/10/2013 - 31/10/2013	16
4	01/11/2013 - 15/11/2013	15
5	16/11/2013 - 30/11/2013	15
6	01/12/2013 - 15/12/2013	15
7	16/12/2013 - 31/12/2013	16
8	01/01/2014 - 15/01/2014	15
9	16/01/2014 - 31/01/2014	16
10	01/02/2014 - 14/02/2014	14
11	15/02/2014 - 28/02/2014	14
12	01/03/2014 - 15/03/2014	15
13	16/03/2014 - 31/03/2014	16
14	01/04/2014 - 15/04/2014	16
15	16/04/2014 - 30/04/2014	16
16	01/05/2014 - 15/05/2014	15
17	16/05/2014 - 31/05/2014	16
18	01/06/2014 - 15/06/2014	15
19	16/06/2014 - 30/06/2014	15
20	01/07/2014 - 15/07/2014	15
21	16/07/2014 - 31/07/2014	16
22	01/08/2014 - 26/08/2014	26

Fonte: O AUTOR (2015)

A evolução dos componentes do balanço hídrico durante o período de 20/09/2013 a 26/08/2014 é apresentada na Tabela 6.

**Tabela 6** – Componentes do balanço hídrico em caatinga e em pastagem durante o período de 20/09/2013 a 26/08/2014

Subperíodo	P	$\Delta A_{\text{pasto}}$	$\Delta A_{\text{caat}}$	Q <sub>pasto</sub>	Q <sub>caat</sub>	ET <sub>pasto</sub>	ET <sub>caat</sub>
Mm							
1	5,1	-0,6	-0,3	-0,06	0,00	5,6	5,4
2	20,5	1,6	2,6	-0,08	0,00	18,8	17,9
3	9,4	-0,3	-1,3	-0,07	0,00	9,6	10,7
4	21,4	-0,1	0,7	-0,08	0,00	21,4	20,7
5	5,0	-1,4	-1,2	-0,06	0,00	6,3	6,2
6	2,1	-1,0	-1,0	-0,05	0,00	3,1	3,1
7	43,8	3,4	8,2	-0,13	0,00	40,3	35,6
8	10,2	-1,0	-2,4	-0,05	0,00	11,1	12,6
9	0,0	-1,5	-3,4	-0,06	0,00	1,4	3,4
10	1,9	-0,5	-1,5	-0,05	0,00	2,3	3,4
11	34,7	1,5	3,4	-0,20	0,00	33,0	31,3
12	54,4	3,8	5,5	-0,29	0,01	50,3	48,9
13	18,4	-3,9	-5,9	-0,05	0,00	22,2	24,3
14	98,0	14,6	7,8	-0,91	0,05	82,5	90,2
15	34,7	9,5	-0,7	-0,03	0,00	25,2	35,4
16	129,2	16,9	15,2	-2,97	0,00	109,3	114,0
17	13,1	-21,8	-13,1	-2,33	-0,01	32,6	26,2
18	36,2	6,7	2,9	-0,44	0,00	29,1	33,3
19	21,5	0,6	-2,7	-0,92	0,00	20,0	24,2
20	31,9	-4,1	-4,8	-0,80	0,00	35,2	36,7
21	41,2	3,7	3,9	-0,55	0,00	37,0	37,3
22	56,1	3,7	-2,8	-3,46	0,00	48,9	58,9
<b>Total</b>	<b>688,8</b>	<b>29,8</b>	<b>9,1</b>	<b>-13,64</b>	<b>0,03</b>	<b>645,4</b>	<b>679,7</b>

P, precipitação pluvial;  $\Delta A$ , variação do armazenamento de água no solo; Q, fluxo de água no solo (valores negativos indicam drenagem e positivos, ascensão capilar); e ET, evapotranspiração. Fonte: O AUTOR (2015)

Observa-se que a precipitação (P) teve seus maiores valores nos subperíodos de abril a agosto e os menores de setembro a dezembro, uma vez que a distribuição da precipitação no período de estudo ocorreu de acordo com a normal climatológica da região. A variação do armazenamento de água na área da caatinga ( $\Delta A_{\text{caat}}$ ) foi de 9,1 mm e para a área de pastagem ( $\Delta A_{\text{pasto}}$ ) foi de 29,8 mm. A  $\Delta A_{\text{caat}}$  apresentou uma oscilação de -13,1 a +15,2 mm, enquanto que a  $\Delta A_{\text{pasto}}$  variou de -21,8 a +16,9 mm. Esses resultados mostram que a  $\Delta A$  no pasto foi bem maior que na caatinga, uma vez que o armazenamento de água na camada de 0-0,40 m foi bem maior na pastagem que na caatinga (Figura 15). Além disso, essa variação de valores positivos indica que em determinados períodos ocorreu perda de água, isto é, as perdas por drenagem (-Q) e seu consumo pela cultura mais a evaporação da água diretamente da superfície do solo (ET), foram maiores que a quantidade fornecida pela precipitação (P), e em outros períodos ocorreu ganho de água. A variação  $\Delta A$  corresponde ao saldo de água no solo,

se no intervalo de tempo considerado as entradas (precipitação e ascensão capilar) de água no volume de solo forem maiores que as saídas (evapotranspiração e drenagem) a variação  $\Delta A$  será positiva (isto ocorreu em 11 subperíodos para a pastagem e em 09 subperíodos na caatinga); caso contrário será negativa (isto ocorreu em 11 subperíodos para a pastagem e em 13 para a caatinga). Esse comportamento do  $\Delta A$  é o esperado, uma vez que com maior volume de chuvas deve ocorrer uma  $\Delta A$  positiva e, caso contrário, negativa. Vários autores (Lima et al., 2013; Souza et al., 2013; Silva et al., 2014) que usaram a metodologia do balanço hídrico no solo encontraram resultados semelhantes.

Em relação ao fluxo de água no limite inferior do volume de solo ( $Q$ ), quer seja drenagem ( $-Q$ ) ou ascensão capilar ( $+Q$ ) observou-se para a área de pastagem que o fluxo ( $Q_{\text{pasto}}$ ) foi apenas de drenagem, com valor total de  $-13,64$  mm (2,0% do total precipitado); já para a área de caatinga ( $Q_{\text{caat}}$ ) o fluxo foi praticamente nulo em todos subperíodos, com valor total de  $0,03$  mm. Para  $Q_{\text{pasto}}$  observou-se que esse fluxo também seguiu as variações da precipitação pluvial, com maior drenagem nos períodos de maior precipitação. Os maiores valores de drenagem ocorreram nos subperíodos 16 (01/05/2014 a 15/05/2014) com  $-2,97$ mm, 17 (16/05/2014 a 31/05/2014) com  $-2,33$  mm e 22 (01/08/2014 a 26/08/2014) com  $-3,4$  mm. Esse resultado do fluxo de água no limite inferior do volume de solo ( $Q$ ) foi abaixo do encontrado por Silva et al. (2014). Outros autores usando o método do balanço hídrico, como Lima et al. (2006a) e Souza et al. (2013), também encontraram baixos valores de drenagem. De acordo com Allen et al. (2011), o termo drenagem e/ou ascensão capilar é um dos de mais difícil medição e uma das principais fontes de erros, quando se determina a ET pelo método do balanço hídrico.

Em relação à evapotranspiração (ET), observou-se, tanto para evapotranspiração do pasto ( $ET_{\text{pasto}}$ ) quanto para evapotranspiração da caatinga ( $ET_{\text{caat}}$ ), uma sazonalidade de seus valores, com a ET variando de  $1,4$  a  $114,0$  mm por subperíodo. Essa sazonalidade pode ser explicada, além da diferença de vegetação, pela própria variabilidade climática, que afeta a precipitação pluvial e a umidade do solo e, conseqüentemente, a ET. Desse modo, observou-se que nos períodos de maior precipitação pluvial (maio a agosto de 2014) ocorreram os maiores valores de ET, sendo o inverso observado nos outros períodos.

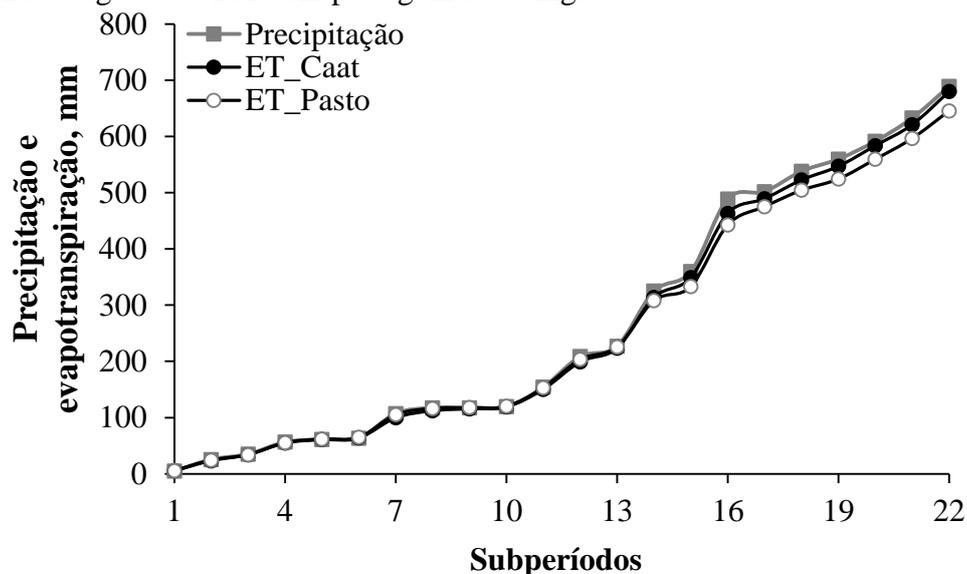
Observou-se também que a evapotranspiração da área com caatinga ( $ET_{\text{caat}}$ ) foi na maioria dos subperíodos maior que na área com pastagem ( $ET_{\text{pasto}}$ ), sendo o valor total para  $ET_{\text{caat}}$  de  $679,7$  mm, enquanto a  $ET_{\text{pasto}}$  foi  $645,4$  mm, uma diferença de  $34,3$  mm. Dividindo-se esse total pelo número de dias, obtém-se a ET diária que foi, em média, de  $1,9$

mm d<sup>-1</sup> para a pastagem e de 2,0 mm d<sup>-1</sup> para a caatinga. Esses valores médios de ET<sub>pasto</sub> estão um pouco acima dos encontrados por outros autores, como Silva et al. (2014), que encontraram ET média de braquiária, na mesma área e condições climáticas semelhantes, de 1,2 mm d<sup>-1</sup>.

Como a área de pastagem teve maior armazenamento de água (Figura 15), esperava-se que a ET<sub>pasto</sub> fosse maior que a ET<sub>caat</sub>, não o inverso, como verificado nesse trabalho. Isso porque, de acordo com alguns autores, como Prevedello et al. (2007), a adição de água ao sistema tem importante efeito no armazenamento de água no solo, contribuindo diretamente para o aumento da ET. No entanto, os valores de fluxo de água no solo para a área de caatinga (Q<sub>caat</sub>) foram nulos e na área de pastagem (Q<sub>pasto</sub>) foram perdidos 13,6 mm de água por drenagem (Tabela 6). Assim, apesar da área com caatinga ter tido menor quantidade de água disponível para a ET, não ocorreram perdas por drenagem, o que, provavelmente, fez com a água disponível fosse usada no processo de ET. Além disso, a vegetação arbórea da caatinga tem um sistema radicular mais profundo que a pastagem, retirando água de camadas mais profundas (abaixo de 0,50 m), contribuindo também para maiores valores de ET.

Como uma forma de melhor visualizar as diferenças encontradas entre a ET<sub>pasto</sub> e a ET<sub>caat</sub>, na Figura 17 são apresentados os valores acumulados da ET e da precipitação pluvial durante todo período experimental.

**Figura 17** – Precipitação e evapotranspiração acumulada durante o período de 20 de setembro de 2013 a 26 de agosto de 2014 em pastagem e caatinga



Fonte: O AUTOR (2015)

Observa-se nos primeiros 15 subperíodos, que vai de setembro de 2013 a abril de 2014, que a ET\_pasto e a ET\_caat têm valores praticamente iguais, seguindo proximamente os valores de precipitação acumulada. Do subperíodo 16 até o último subperíodo, que engloba o período de maio a agosto de 2013, observa-se que a ET\_caat fica um pouco maior que a ET\_pasto. Isso indica que no período mais chuvoso (maio a agosto de 2014) ocorreu uma melhor utilização da água pela vegetação de caatinga, uma vez que nessa área não ocorreram perdas de água por drenagem e ocorreram os maiores valores de ET, apesar do menor armazenamento de água no solo.

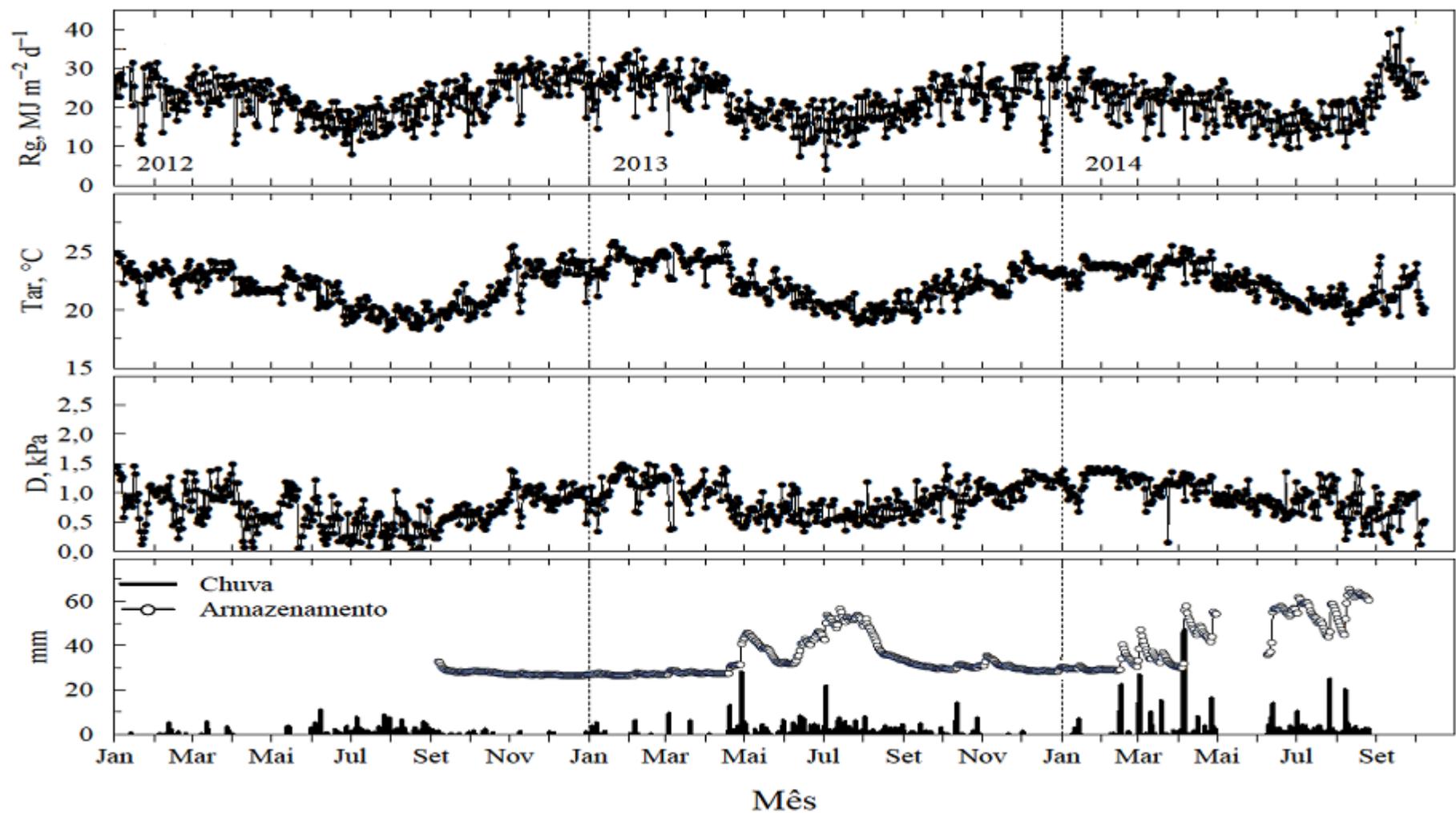
### **4.3 Análise dos fluxos de Energia e CO<sub>2</sub> na pastagem**

#### **4.3.1 – Variáveis Meteorológicas**

A compreensão das variáveis meteorológicas e seus padrões de comportamento são de grande importância para analisar os fluxos de energia e CO<sub>2</sub> entre a vegetação local e a atmosfera. A radiação global, a temperatura do ar, o déficit de pressão de vapor e o armazenamento de água no solo para os anos de 2012 (ano considerado muito seco), 2013 e 2014 (ano considerado normal) estão apresentadas na Figura 18.

Os maiores índices de nebulosidade normalmente coincide com os períodos chuvosos, faz com que a radiação global (R<sub>g</sub>) sofra atenuação. Por esta razão, os valores médios de R<sub>g</sub> tendem a serem maiores nos períodos secos do que nos períodos úmidos.

Pode-se observar que as flutuações de R<sub>g</sub> nos três anos foram semelhantes. Os maiores valores de R<sub>g</sub> ocorreram em Janeiro e Fevereiro de cada ano (39,8MJ m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup>), sendo o menor valor observado em julho de 2013 atingindo apenas 3,4 MJ m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup>, que está de acordo com os valores encontrados por Zhang et al. (2007), em uma área de pastagem na Mongólia. Os maiores valores encontrados para o R<sub>g</sub> na pastagem foram pouco maiores dos valores encontrados em pastagem outras regiões que foi, em média, 30,2 MJ m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup> (AIRES et al, 2008; JONGEN et al., 2011; KRISHNAN et al., 2012). Os valor médio de R<sub>g</sub> do ano mais seco (2012) foi maior do que o de 2013 e 2014, respectivamente, 19,76, 19,09 e 17,47 MJ m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup>.



**Figura 18** – Variação interanual e sazonal da radiação de global ( $R_g$ ), temperatura média do ar ( $T_{ar}$ ), déficit de pressão de vapor ( $D$ ), chuva e armazenamento de água na camada de 0-40 cm na pastagem durante os anos de 2012, 2013 e 2014 em São João, PE.

A temperatura do ar variou entre 25,82°C e 18,25°C apresentando um comportamento regular ao longo dos dois anos (Figura 18), na qual observa-se uma pequena queda na temperatura entre os meses de junho e agosto nos dois anos, decorrente de um aumento da intensidade da precipitação. A temperatura média do ar aumentou aproximadamente 2,4% em 2013, e se manteve com a mesma média em 2014, ou seja, não foi observado aumento significativo em 2014.

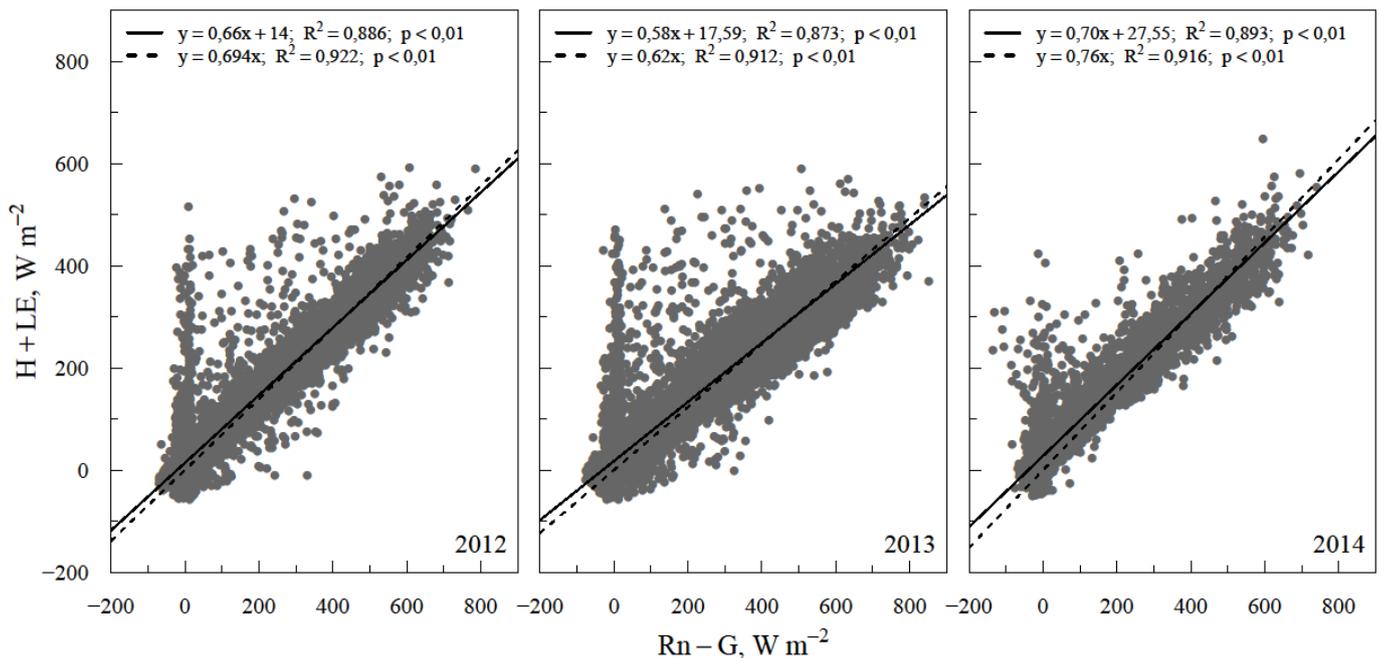
O armazenamento de água no solo, na camada de 0-40 cm aumentou logo após os eventos de precipitação no local, atingindo um valor máximo de 37,96 mm em julho de 2013. Isto é devido ao solo da área ser bastante arenoso, com média de 84,65% de areia (Tabela 3) apenas nos primeiros 40 cm do solo, tendo uma condutividade hidráulica nesta camada, com média de 833 mm d<sup>-1</sup>. Como era esperado, o déficit de pressão de vapor foi reduzido em função do aumento da umidade relativa do ar, que aumentou nos dias de precipitação atingindo 99,89% no período de maio a agosto de 2013, onde ocorreram maiores volumes precipitados do ano. A variação do déficit de pressão de vapor foi semelhante aos valores encontrados por Souza (2014), que encontrou resultados que variaram entre 4,27kPa e 0,10kPa, em condições climáticas semelhantes, numa pastagem no município de Serra Talhada, Pernambuco.

#### 4.3.2 – Variação diária, sazonal e interanual dos componentes do balanço de energia na pastagem

O fechamento do balanço de energia para cada ano foi avaliado por meio do método dos coeficientes de regressão linear dos mínimos quadrados (interceptação e inclinação) que confronta a diferença entre o saldo de radiação e o fluxo de calor no solo ( $R_n - G$ ) com a soma do fluxo de calor sensível e latente ( $H + LE$ ). Segundo Wilson et al. (2012) o fechamento ideal do balanço de energia por este método é representado por uma interceptação de zero e uma inclinação de 1. A Figura 19 apresenta os coeficientes de regressão linear do fechamento do balanço de energia em área cultivada com pastagem nos anos de 2012, 2013 e 2014.

Os resultados da regressão encontrados foram semelhantes nos três anos estudados, porém no fechamento do balanço de energia em 2014 o coeficiente inclinação foi maior quando comparado com 2013 e 2012. Os valores de inclinação e  $R^2$  obtidos foram de 0,66 e 0,886 para o ano de 2012, de 0,58 e 0,873 para o ano de 2013 e 0,70 e 0,893 para o ano de 2014.

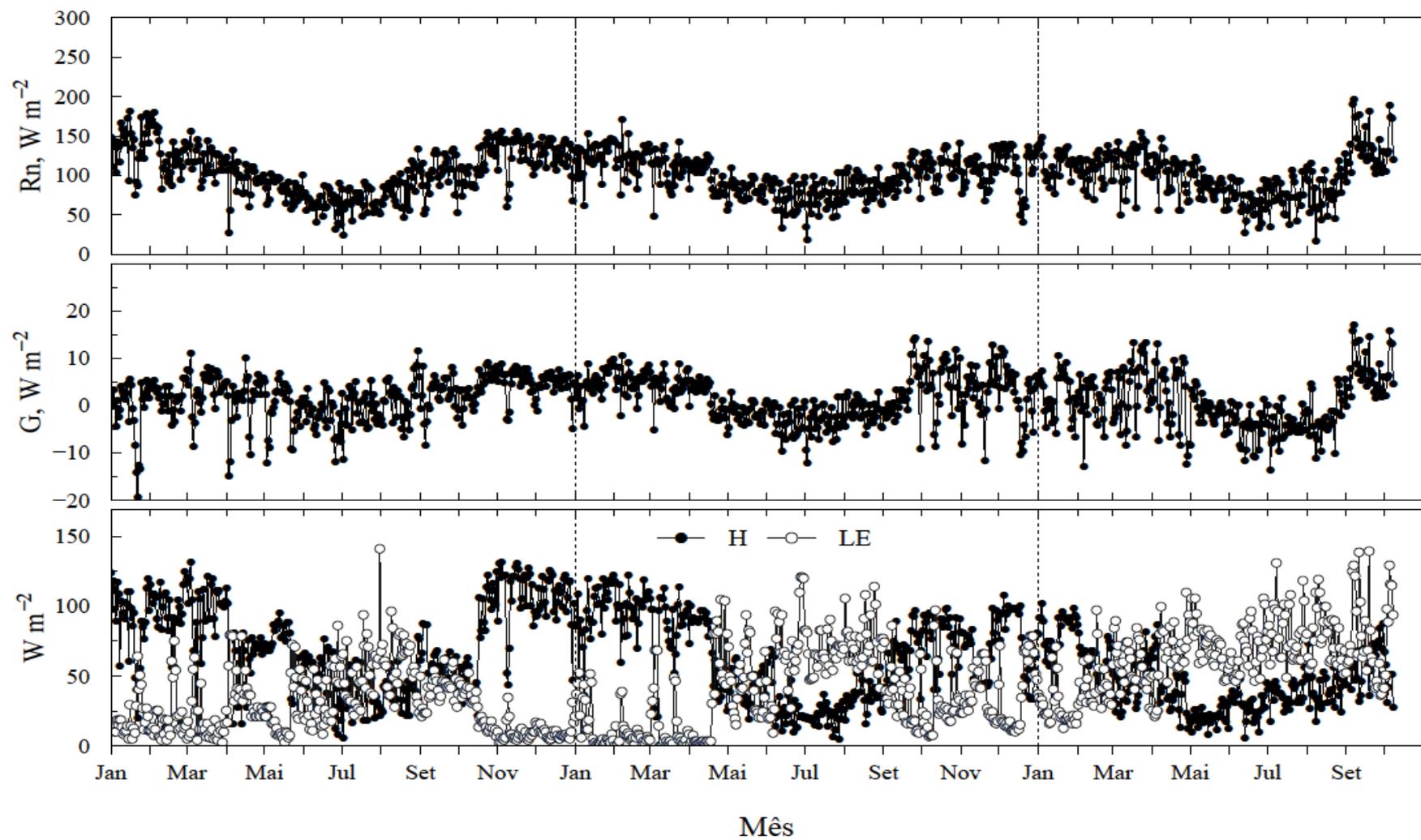
**Figura 19** – Fechamento do balanço de energia em área cultivada com pastagem em São João - PE nos anos de 2012 e 2013.



Fonte: O AUTOR (2015)

O mesmo comportamento é observado quando comparado com o fechamento do balanço de energia entre a pastagem e atmosfera em Município de Serra Talhada, na qual foi encontrado valores de inclinação de 0,56 e 0,53 para os anos de 2012 e 2013 com  $R^2$  de 0,93 e 0,89 respectivamente (SOUZA, 2014). De acordo com Krishnan et al. (2012), nos quatro anos de estudos em duas áreas de pastagem no semiárido nos Estados Unidos, encontraram valores variando entre 0,71 e 0,91 de inclinação. Os resultados de Wilson et al. (2002), obtidos em diversos tipos vegetação, incluindo pastagem, também concordam com os resultados apresentados, uma vez que eles encontraram valores de inclinação que variaram de 0,55 a 0,99 e  $R^2$  entre 0,64 a 0,96. Hao et al. (2007), afirmaram que os baixos valores de inclinação da reta indica que o método de correlação dos vórtices turbulentos (eddy covariance) subestima os valores medidos do fluxo de calor latente (LE) ou de calor sensível (H), uma subestimativa que também foi relatada por Liu et al. (2012). Outros pesquisadores também observaram que o balanço de energia geralmente não fecha quando se usa a técnica da eddy Covariância (ONCLEY et al., 2007; MAHRT, 1998; GUET al., 1999; TWINE et al., 2000).

A Figura 20 apresenta variação sazonal dos fluxos de energia no pasto durante os anos de 2012, 2013 e 2014.



**Figura 20** – Variação interanual e sazonal dos fluxos de energia (saldo de radiação [ $R_n$ ], fluxos de calor latente [ $LE$ ], sensível [ $H$ ] e no solo, [ $G$ ]) na pastagem durante os anos de 2012, 2013 e 2014 em São João, PE

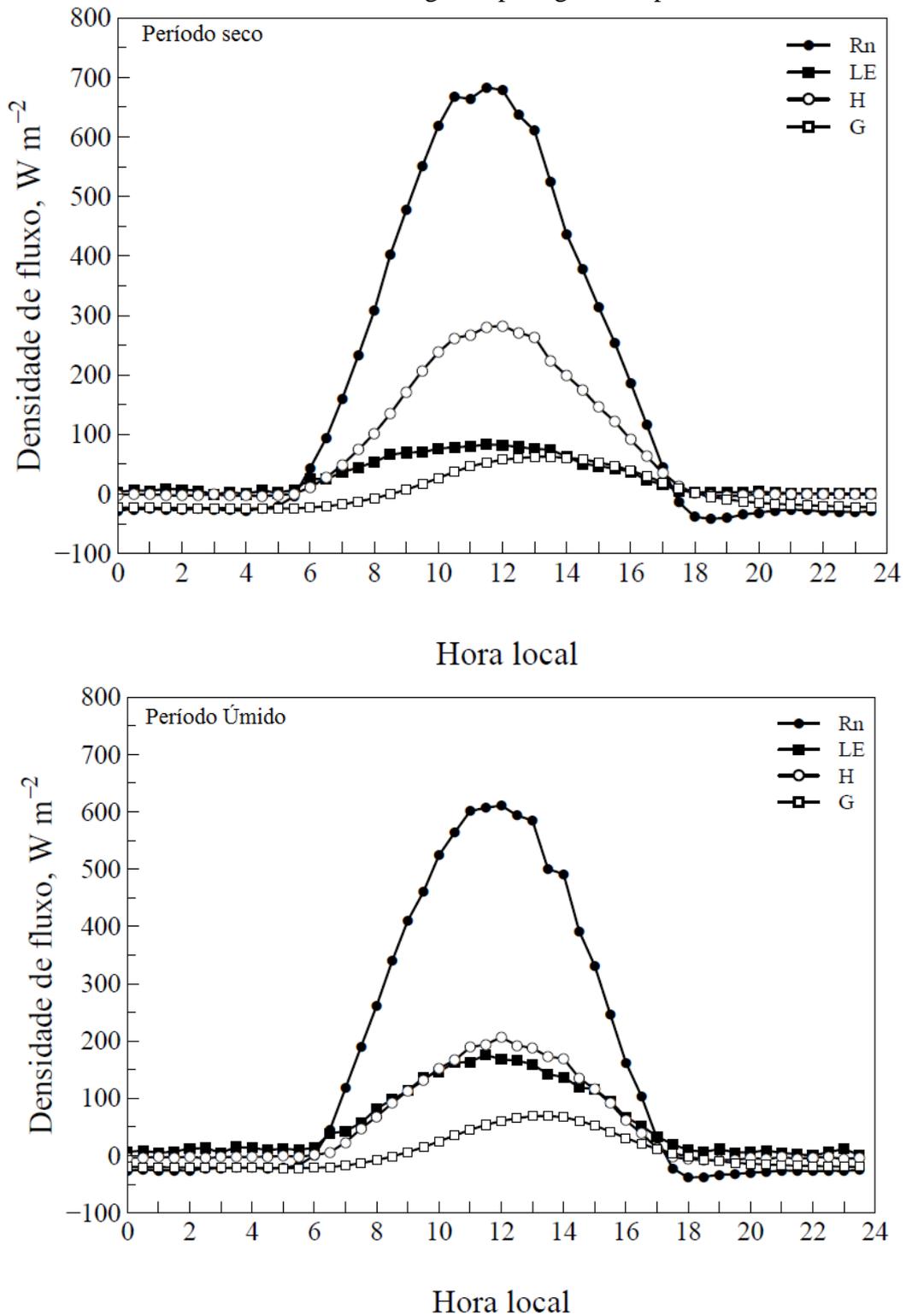
No início de setembro de 2012 ocorreram problemas com a bateria que alimenta os sensores e um erro na programação da central de aquisição de dados, na qual resultaram em aproximadamente em quatro meses de dados perdidos. Houve a tentativa de aplicar o Gap-Filling para o preenchimento das falhas, porém por se tratar de um grande período de falha nos dados, os resultados não foram satisfatórios ou confiáveis, e desta forma optou-se por não apresentá-los.

O saldo de radiação ( $R_n$ ) variou entre 451,66 e 126,16  $Wm^{-2}$  respectivamente em fevereiro de 2013 e julho de 2012. As médias diárias do fluxo de calor no solo ( $G$ ) tiveram variação de 0,27 a 40,40  $Wm^{-2}$  neste dois anos. Em média, 6,3% da energia disponível foi revertida em fluxo de calor do solo e a máxima razão  $G/R_n$  nestes dois anos foi de 16,5% que concorda com os resultados de Aires et al. (2008), que encontraram valores máximos de 29% em Portugal. Também são semelhantes aos resultados de Krishnan et al. (2012), que no Arizona, Estados Unidos, encontraram valores entre 19% e 33%. Pode-se ainda observar que em janeiro e fevereiro de 2012, o fluxo de calor no solo não teve grandes variações, porém a partir de março de 2012 passou a ter uma maior variação na sua magnitude devido ao pasto está bem seco e aos pequenos e isolados eventos de precipitação. Em 2013, com o início da recuperação da vegetação, as variações no fluxo de calor diminuíram, salvo no dia de precipitações significativas.

O fluxo de calor sensível ( $H$ ) variou entre 17,95 e 256,42  $Wm^{-2}$  que concordam com os valores encontrados por Souza (2014), encontrando valores que variaram de 14,5 a 228,9  $Wm^{-2}$ . Em média, 42,6% da energia disponível foi utilizada como fluxo de calor sensível, que esteve na maior parte do tempo, acima do fluxo de calor latente ( $LE$ ) e apenas foi menor nos períodos em que ocorreram maiores índices de precipitação pluviométrica, como pode ser observado mais claramente no período entre maio a agosto de 2013. Este mesmo comportamento foi encontrado por Gondim et al., (2015) que estudaram os componentes do balanço energia numa pastagem de braquiárias na região de semiárido. O fluxos de  $H$  e  $LE$  seguiram a distribuição de chuvas no local e a quantidade de água armazenada no solo, e a maior parte da energia disponível foi revertida em calor sensível ( $H$ ).

Na Figura 21 são apresentados os valores das médias horárias dos fluxos de energia nos períodos úmido e seco.

**Figura 21** – Média horária dos fluxos de energia na pastagem nos períodos úmidos e secos.



Fonte: O AUTOR (2015)

Pode-se observar que tanto no período úmido, quanto no período seco, os valores do Rn na pastagem foram positivos das 5:00 até as 17:00 horas (horário local) e os valores máximos

ocorreram entre 10:30 e 12:30 horas, variando entre 683,1 e 611,1  $\text{W m}^{-2}$  para os períodos seco e úmido, respectivamente.

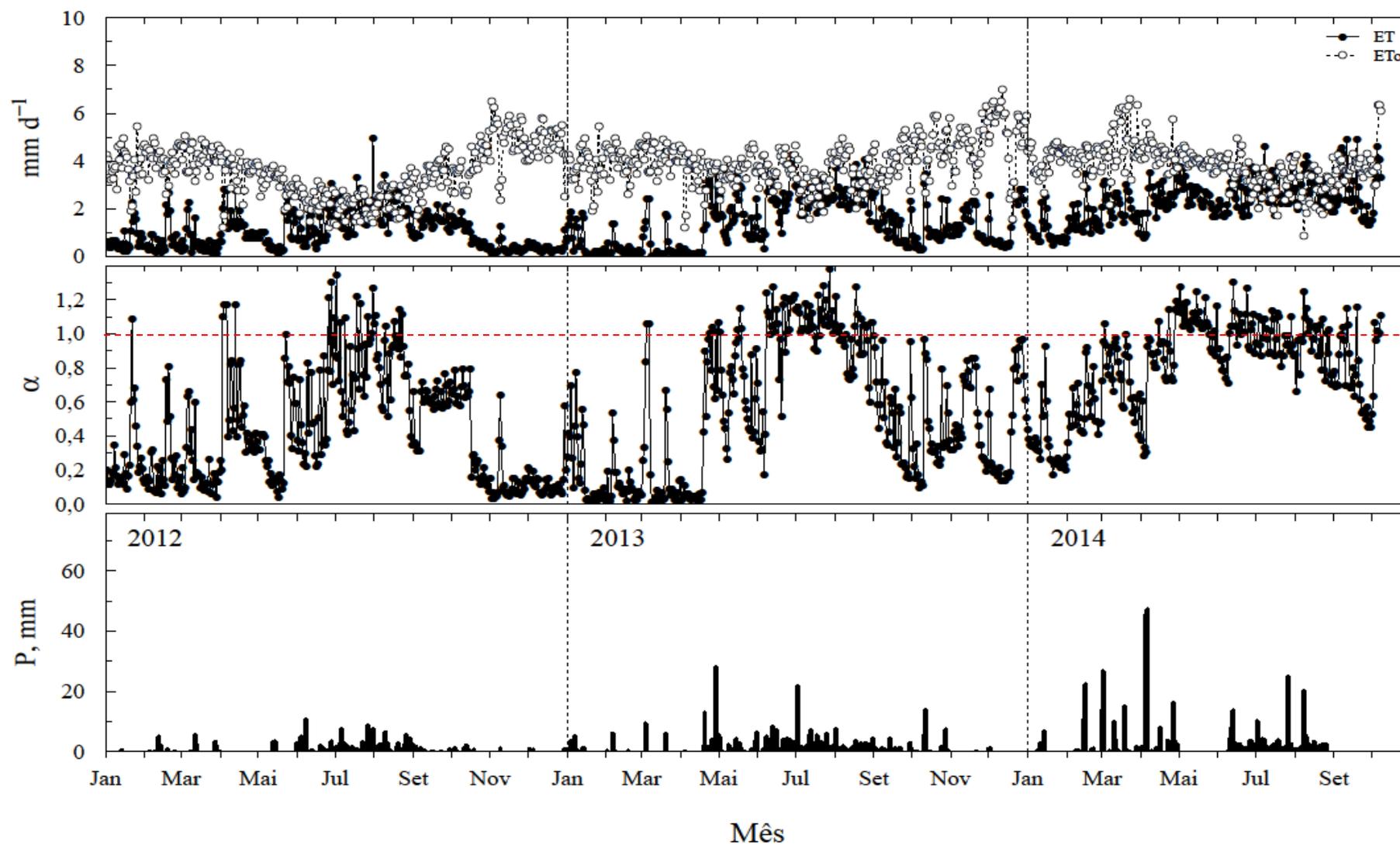
O fluxo de calor sensível horário (H), da mesma forma que as médias diárias na variação sazonal (Figura 21), foi maior que o LE nos períodos secos de cada ano, com valores máximos ocorrendo entre 11:30 e 12:00 horas, com intensidades de 206,4 e 282,8  $\text{W m}^{-2}$ , para os períodos úmido e seco. O fluxo de calor latente (LE) ficou muito próximo dos valores de fluxo de calor sensível no período úmido, ficando abaixo nos anos de 2013 e 2014 (Figura 20). No período úmido os maiores valores foram registrados as 11:30 horário local e com média de 175,8  $\text{W m}^{-2}$ , já no período seco, o fluxo de calor latente (LE) não foi superior a 100,0  $\text{W m}^{-2}$ , com média máxima de 83,23  $\text{W m}^{-2}$  também as 11:30 horário local.

#### 4.3.3 – Evapotranspiração da pastagem

O valor da evapotranspiração de referência ( $E_{To}$ ), nos três anos foi sempre superior aos 1000 mm. Ao comparar com a evapotranspiração de cada ano (ET) na maioria dos meses do período estudado houve deficit hídrico.

A Figura 22 mostra a variação sazonal da evapotranspiração real (ET) e da evapotranspiração de referência ( $E_{to}$ ), a constante de Priestley-Taylor ( $\alpha$ ) e a precipitação (P) para os anos de 2012, 2013 e 2014. A evapotranspiração de referência variou de 1,19 a 7,01  $\text{mm d}^{-1}$ , com média de 3,8  $\text{mm d}^{-1}$ . Os maiores valores de  $E_{To}$  ocorreram nos meses de novembro e dezembro de cada ano, período de maiores temperatura do ar. Nos períodos mais chuvosos de cada ano, a evapotranspiração se aproximou da evapotranspiração de referencia, que coincide com os valores mais altos da constante de Priestley-Taylor ( $\alpha$ ). Nos períodos seco de cada ano, os valores de  $\alpha$  foram, em sua grande maioria, menor que um, indicando que a disponibilidade de água no solo e o déficit de pressão de vapor são os principais fatores controladores da evapotranspiração.

Em média, a apresentou valor de 0,47, 0,53 e 0,78 nos anos de 2012, 2013 e 2014, respectivamente, concordando com Krishnam et al. (2012), que encontraram valores médios de 0,39, 0,58, 0,75 e 0,67 numa área de pastagem no Nordeste dos Estados Unidos no período de 2004 a 2007, respectivamente.



**Figura 21** – Evapotranspiração real e de referencia, a constante de Priestley-Taylor e precipitação de 2012, 2013 e 2014

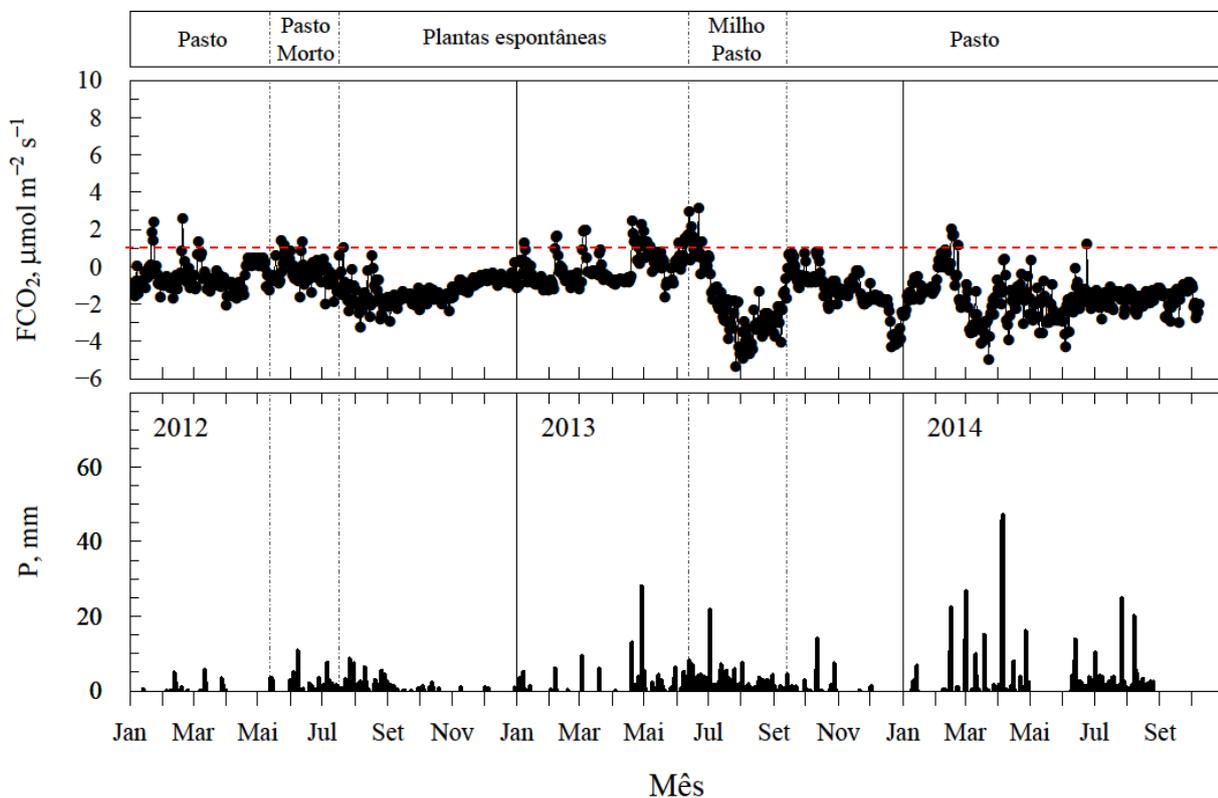
A evapotranspiração média em 2012 e 2013 foram respectivamente 1,17 e 1,37 mm d<sup>-1</sup>. Em 2014, ano considerável normal, a evapotranspiração da pastagem foi em média 2,27 mm d<sup>-1</sup>, que são semelhantes aos resultados de Qiu et al. (2011), que obitveram valores médios de 2,5 mm d<sup>-1</sup>.

#### 4.3.4 – Variação sazonal e interanual do fluxo de CO<sub>2</sub> na pastagem

As variações da média diária do fluxo de CO<sub>2</sub> (FCO<sub>2</sub>) e da precipitação são apresentados na Figura 22.

A maioria dos valores médios diários do fluxo de CO<sub>2</sub> entre a atmosfera e a área de pastagem estão abaixo de zero, sendo observado um valor médio de FCO<sub>2</sub> de -0,69 μmol m<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup> para o ano de 2012, -0,95 μmolm<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup> para o ano de 2013 e -1,67 μmolm<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup> para o ano de 2014. No período de estudo observou-se situações climáticas contrastantes, que provocaram diversas mudanças no uso do solo e na distribuição da vegetação na área de pastagem. Assim, foi possível estudar os fluxos de CO<sub>2</sub> em diversas situações de cobertura do solo.

**Figura 22** – Variação diária do fluxo de CO<sub>2</sub> na pastagem nos anos de 2012, 2013 e 2014, e a precipitação (P).



Fonte: O AUTOR (2015)

Em 2012, devido a uma grande seca que atingiu todo nordeste brasileiro, o pasto secou por completo, e observou-se uma ligeira queda do FCO<sub>2</sub>, assumindo valores mais negativos (Figura 223), devido ao surgimento de vegetação espontânea, que começaram a surgir em meados de agosto/setembro de 2012. Os valores negativos indicam uma absorção de CO<sub>2</sub> pela vegetação, principalmente devido à atividade fotossintética, enquanto valores positivos indicam fluxos no sentido da vegetação para atmosfera, principalmente devido aos processos respiratórios da vegetação e do solo. No ano de 2012, o fluxo de gás carbônico variou entre -3,26 e +2,56 μmolm<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>, enquanto no ano de 2013 a variação foi entre -5,37 e +3,15 μmolm<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>, no ano de 2014 o fluxo de CO<sub>2</sub> entre +2,01 e -5,01 μmolm<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>.

Em todo período estudado houve dois sub-períodos, nos quais havia apenas *Braquiária* cultivada na área, o primeiro sub-período de janeiro a maio de 2012 (P1) e o segundo de setembro de 2013 em diante (P2). A pastagem atuou, em média, como pequeno sequestrador de CO<sub>2</sub> nos dois períodos. Estes resultados estão de acordo com os resultados encontrados por Ingrisch et al. (2015) e Mudge et al. (2011), que estudaram os fluxos de CO<sub>2</sub> entre a pastagem e a atmosfera, e obtiveram resultados semelhantes, cujo pasto atuou, em média, como sumidouro de CO<sub>2</sub> com valores próximos a zero.

Em P2 o seqüestro de carbono foi maior quando comparado com P1, ou seja, houve um aumento no seqüestro de CO<sub>2</sub> porque havia maior disponibilidade de água para a pastagem, devido maiores índices de precipitação no período. A precipitação pode provocar um aumento significativo no armazenamento de água no solo e, portanto a pastagem pode absorver água do solo para compensar a perda de água pela transpiração, de modo que há um provável aumento da condutância estomática, facilitando a absorção de carbono pela vegetação e fazendo com que os fluxos de CO<sub>2</sub> sejam mais negativo no período, concordando com Santos et al. (2014), que afirmaram que uma limitada disponibilidade hídrica no solo, em geral, faz a vegetação reduzir a condutância estomática, o que resulta em menor assimilação de CO<sub>2</sub>. No seu estudo, a pastagem, sob condições de déficit hídrico, reduziu a condutância estomática em 36% e a fotossíntese em 31%, valores bem menores que o milho, por exemplo, que reduziu a condutância estomática em 87% e a fotossíntese em 53%.

Observou-se nos dias em que ocorreu precipitação, picos nos fluxos de CO<sub>2</sub>, principalmente após um intervalo de tempo sem chuva, este comportamento pode estar associado com as atividades microbiológicas do solo, uma vez que a respiração dos ecossistemas depende fortemente do teor de água disponível e da temperatura do solo (JONGEN et al., 2011).

Cabral et al. (2013), concluíram que  $FCO_2$  em uma plantação de cana de açúcar, num período que precipitou 1194 mm, atuou como sumidouro de carbono com valor médio de  $-1,31 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . Esta retirada de carbono da atmosfera pela cana de açúcar foi menor do que a retirada da *Braquiária* no ano de 2014 ( $-1,67 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) que teve precipitação de 756,7 mm (35% menor). Isto pode indicar que a pastagem atua como um sequestrador de  $CO_2$  atmosférico mais eficiente que a cana de açúcar, mesmo estando em restrição hídrica.

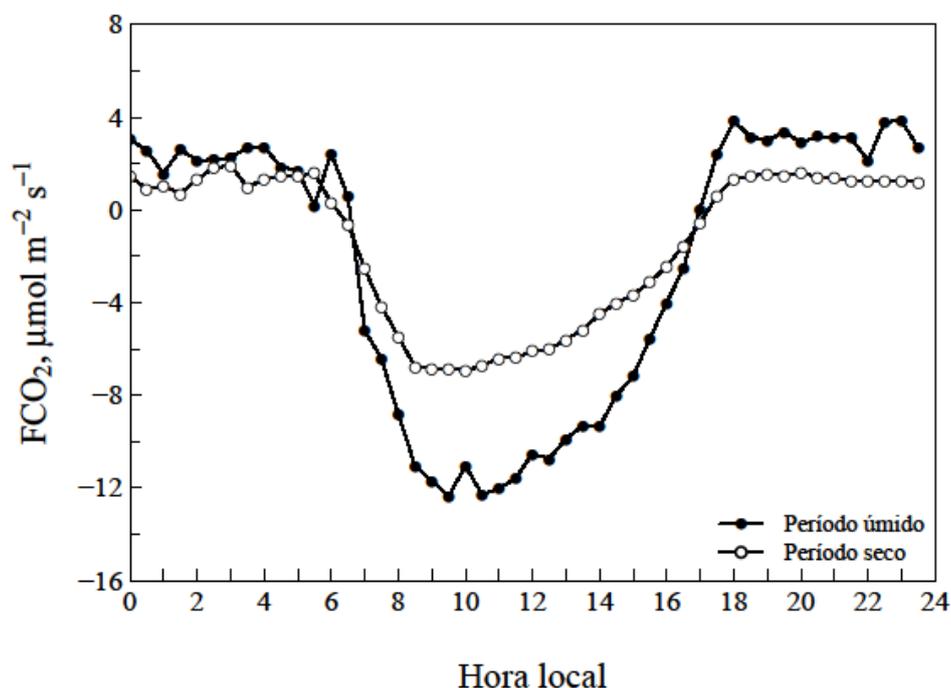
Em 12 de junho de 2013, a área foi limpa e em seguida, um consórcio de milho e pasto (*Braquiária*) foi cultivado na área. Neste período a capacidade fotossintética do consórcio aumentou rapidamente, e desta forma o  $FCO_2$  foi negativo, de modo que o consórcio atuou como um sumidouro de carbono, com taxas de sequestro maiores do que nos períodos em que apenas havia *Braquiária* na área. Na fase de desenvolvimento da cultura, o  $FCO_2$  foi de elevado valor negativo, com uma média de  $-1,94 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , atingindo o valor mais negativo de toda a série de dados na área pastagem. Na fase de maturação, a capacidade fotossintética da cultura reduziu, tornando o  $FCO_2$  menos negativo. Estes resultados estão de acordo com Guo et al. (2014), que observaram o mesmo comportamento para o  $FCO_2$  para uma plantação de vinha na China. Pode-se observar que a variação do  $FCO_2$  para o milho é uma curva assimétrica em forma de 'U' como indicaram os resultados de Zhang et al. (2007), para uma plantação de milho. A colheita do milho foi feita em 13 de setembro de 2013, ficando apenas a *Braquiária* até os dias atuais.

#### 4.3.5 –Variação diária do fluxo de $CO_2$ na pastagem

Os fluxos diários de  $CO_2$  na pastagem nos períodos úmidos e secos estão apresentados na Figura 24.

Pode-se observar que o  $FCO_2$  foi negativo entre 6:30 e 16:30 h (horário local), tanto para o período úmido como para o período seco, totalizando 10 horas diárias com a fotossíntese superando a respiração. No período úmido o horário com maior taxa fotossintética foi entre 9:30 e 10:30 horas, com valores entre  $-12,03$  e  $-12,28 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . Durante a noite, quando a fotossíntese se encerra e predomina a respiração do ecossistema, a emissão máxima de  $CO_2$  foi de  $3,81 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , ocorrendo às 22:50 horas. No período seco o comportamento do sequestro de carbono é semelhante ao do período úmido. A maior média de sequestro no período seco foi às 10:00 horas com valor de  $-6,94 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . No período seco, a maior taxa de emissão de  $CO_2$  foi de  $1,91 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  e ocorreu às 3:00 horário local.

**Figura 24** - Média horária do fluxo de carbono nos períodos úmidos e secos na pastagem.



Fonte: O AUTOR (2015)

#### 4.4 Análise dos fluxos de Energia e CO<sub>2</sub> na caatinga

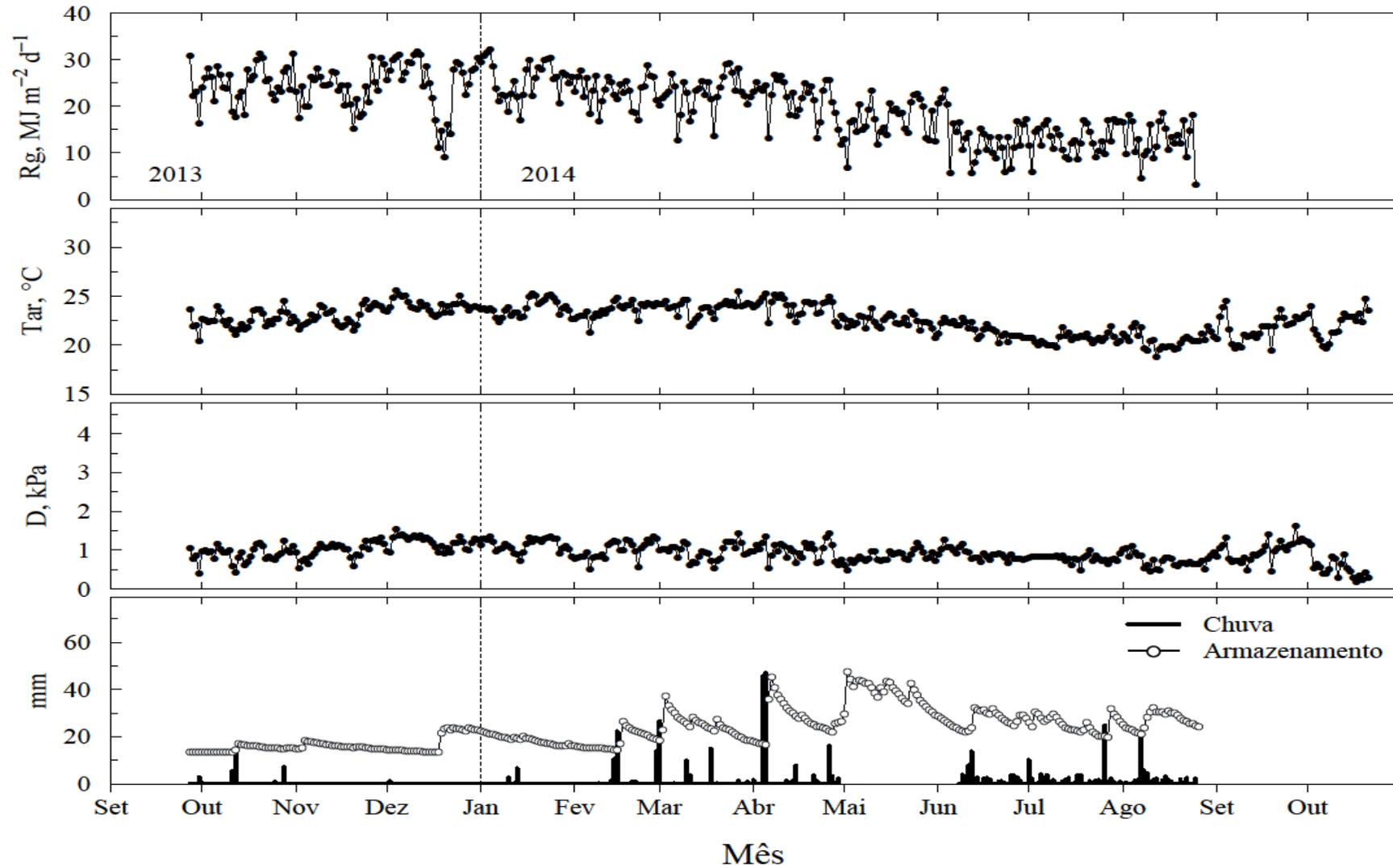
##### 4.4.1 – Variáveis meteorológicas

A análise dos fluxos de energia, água e CO<sub>2</sub> na caatinga foram realizadas com apenas um ano de dados contínuos, devido a séries de acontecimentos que apenas permitiram a instalação da torre experimental na caatinga em outubro de 2013.

Neste período a temperatura média do ar na caatinga variou entre 17,99°C e 30,20°C apresentando pequenas variações ao longo do período analisado, como pode ser observado na Figura 23. Em média, a temperatura da área da caatinga (23,05°C) foi pouco maior que na área da pastagem (22,14°C) e estão de acordo com Oliveira et al. (2006), que observaram temperaturas média na caatinga da ordem de 24°C e temperatura máxima acima dos 30°C.

O déficit de pressão de vapor acompanhou as variações de temperatura do ar, sendo relativamente baixo durante todo o período, apresentando magnitudes de 1,92kPa e 0,19kPa, assim como no pasto, devido ao aumento da umidade relativa do ar.

O armazenamento de água no solo na camada de 0-30 cm, aumentou logo após os eventos de precipitação no local, apresentando um valor de máximo de 47,30 mm no final de abril de 2014, período onde ocorreram as maiores precipitações deste ano de dados.



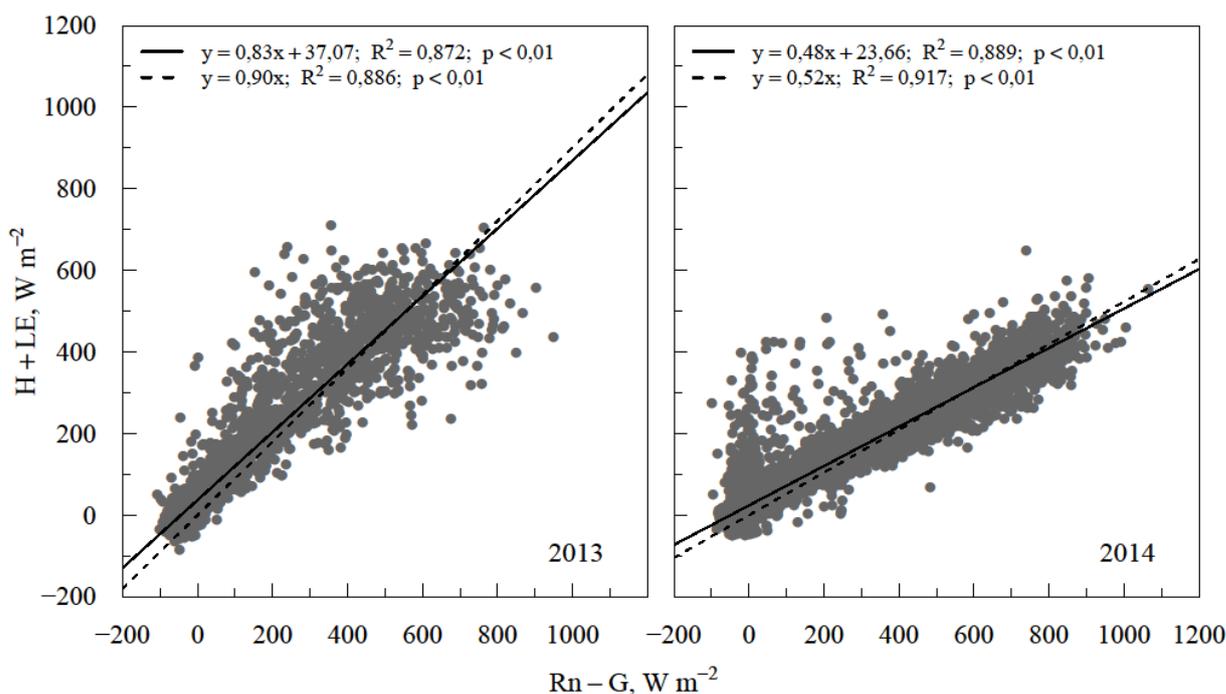
**Figura 23** – Variação sazonal da radiação de global ( $R_g$ ), temperatura média do ar ( $T_{ar}$ ), déficit de pressão de vapor (DPV), precipitação ( $P$ ) e armazenamento de água na camada de 0-30 cm ( $Arm$ ) na caatinga durante no período de outubro de 2013 para outubro de 2014.

#### 4.4.2 – Variação sazonal do balanço dos componentes do balanço de energia na caatinga

O fechamento do balanço de energia da caatinga foi também avaliado por meio do método dos coeficientes de regressão linear dos mínimos quadrados, confrontando a diferença entre o saldo de radiação e o fluxo de calor no solo ( $R_n - G$ ) com a soma do fluxo de calor sensível e latente ( $H + LE$ ). O fechamento ideal do balanço de energia por este método é representado por uma interceptação de zero e uma inclinação de 1 (WILSON et al., 2012).

A Figura 24 apresenta os coeficientes de regressão linear do fechamento do balanço de energia na caatinga para o final de 2013 e todo o ano de 2014.

**Figura 24** – Fechamento do balanço de energia na caatinga em São João – PE nos anos de 2013 e 2014.



Fonte: O AUTOR (2015).

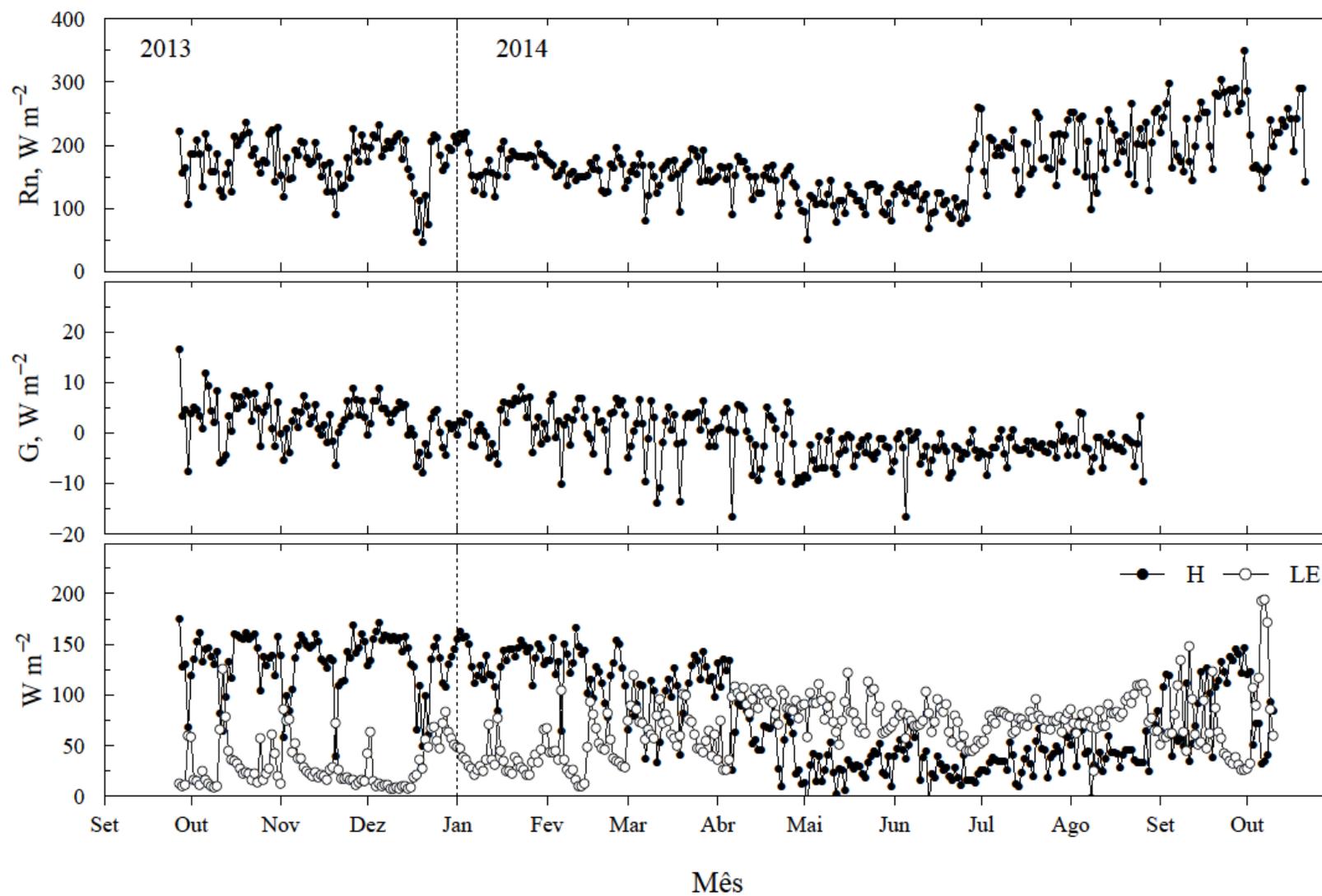
O coeficiente inclinação dos resultados da regressão para a caatinga no ano de 2014 foi de 0,48 ( $R^2 = 0,889$ ). O não fechamento do balanço de energia em regiões áridas e semiáridas é atribuído, dentre outros fatores, ao intenso gradiente de temperatura nas partes superiores do solo, devido à alta insolação, resultando em uma considerável armazenagem de calor na camada acima do sensor. Ao estudar o fechamento do balanço de energia numa área de

caatinga no município de Petrolina, no semiárido pernambucano, Oliveira et al. (2006), encontraram resultados que indicam que os fluxos de H e LE, medido pelo método da covariância dos vórtices turbulentos correspondem bem quando comparados com outros métodos.

O saldo de radiação na região variou entre 349,39 e 46,23  $\text{Wm}^{-2}$ , respectivamente em 30/09/2014 e 19/12/2013. No período analisado e o fluxo de calor no solo (G) apresentou valor máximo de 16,5  $\text{Wm}^{-2}$ , que é 59,1% menor que o valor encontrado no pasto para o mesmo período. Isto é devido a uma parte significativa de  $R_n$  ser absorvida e/ou refletida pela vegetação da caatinga, reduzindo a quantidade de energia que atinge a superfície do solo. O fluxo de calor no solo apresentou uma maior variabilidade no final de 2013 e início de 2014, período mais seco do conjunto de dados, como era esperado. Assim como o fluxo de calor sensível (H), indicando que a maior parte da energia absorvida é liberada na forma de calor sensível. Resultados semelhantes foram encontrados por Santos et al. (2012), que reflete bem a resposta da vegetação ao déficit hídrico, características marcantes das áreas de caatinga. À medida que começa a estação chuvosa, o fluxo de H diminuiu e o fluxo de calor latente (LE) aumenta, e G passou a ter valores sem muitas variações e próximo de zero, como pode ser observado na Figura 25.

O fluxo de H variou entre 174,69 e 5,80  $\text{Wm}^{-2}$ , valores menores dos encontrados na pastagem (256,42 e 17,95  $\text{Wm}^{-2}$ ) devido uma maior densidade da vegetação da caatinga em relação ao pasto (de acordo com o NDVI das vegetações de caatinga e pastagem), sendo que 49,29% de  $R_n$  foi direcionado ao fluxo de H. A fração H/ $R_n$  foi de apenas 0,227 no período úmido, que corresponde uma redução média de 61,1% quando comparado com a estação seca da série de dados.

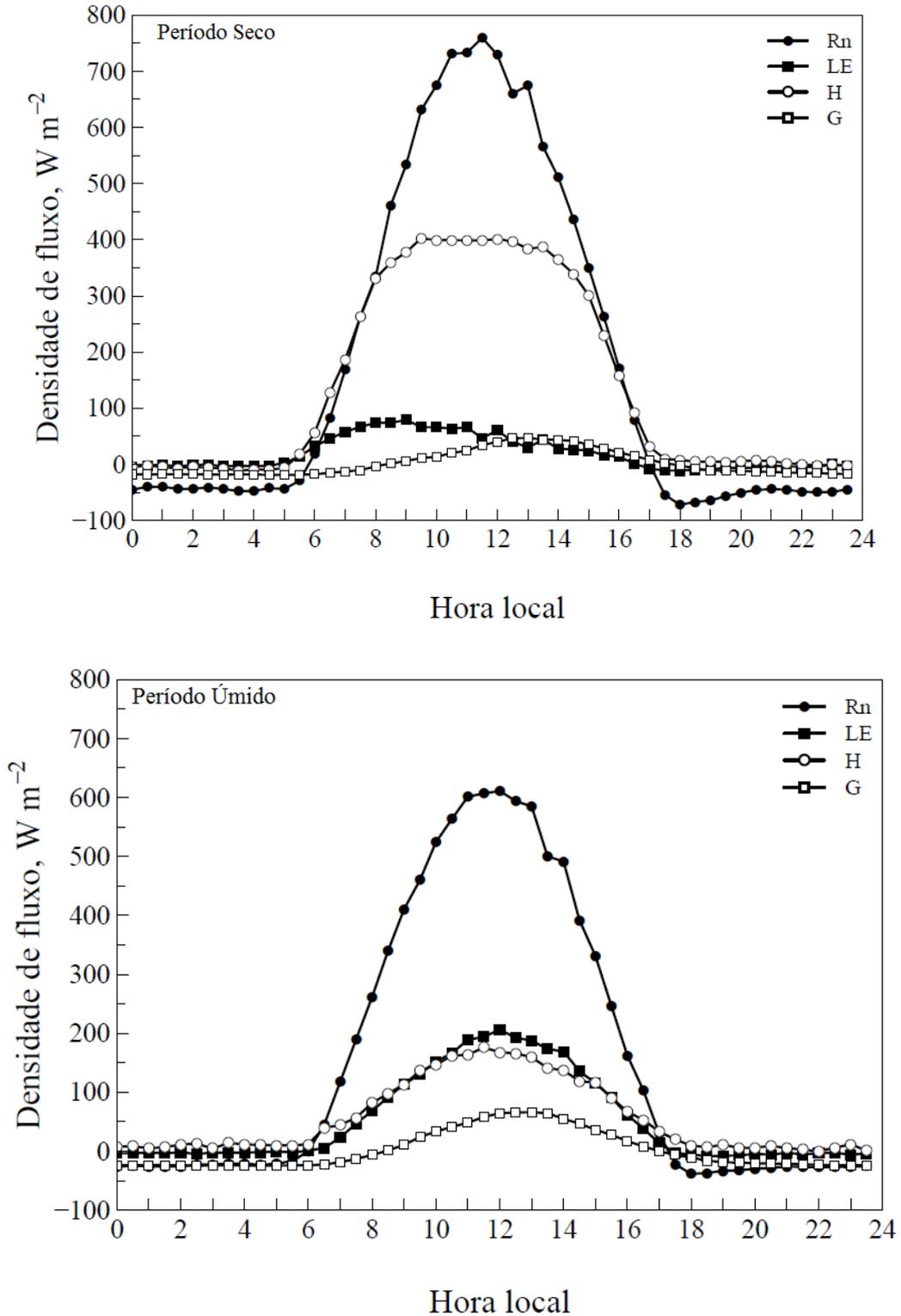
O fluxo de LE variou entre 130,61 e 7,67  $\text{Wm}^{-2}$ , em que em média 35,2% de  $R_n$  (LE/ $R_n$ ) foi utilizado para o processo de evapotranspiração. Na comparação do período úmido e seco para o mesmo ano, foi observada uma redução de aproximadamente 50% na fração LE/ $R_n$ .



**Figura 25** – Variação sazonal dos fluxos de energia (saldo de radiação [Rn] e fluxos de calor latente [LE], sensível [H] e no solo [G]) na área de caatinga no período de outubro de 2013 para outubro de 2014.

Na Figura 28 está apresentada a média horária dos fluxos de energia na caatinga no período de outubro de 2013 até outubro de 2014, no período seco e úmido.

**Figura 28** – Média horária dos fluxos de energia na caatinga nos períodos úmidos e secos entre outubro de 2013 e outubro de 2014.



Fonte: O AUTOR (2015)

Os valores de  $R_n$  neste período de análise na caatinga, tanto no período úmido, quanto no período seco, foram positivos das 5:00 até as 17:00 horas (horário local) e os valores máximos ocorreram entre 11:30 e 12:00 horas, variando entre 759,7 e 611,1  $W m^{-2}$  para os períodos seco e úmido, respectivamente.

O fluxo de calor sensível horário (H), da mesma forma que as médias diárias na variação sazonal (Figura 28), foi maior que o LE nos períodos secos de cada ano, com valores máximos ocorrendo entre 10:00 e 14:00 horas, com intensidades de 189,6 e 389,5  $W m^{-2}$ , para os períodos úmido e seco. No período úmido os maiores de LE valores foram registrados as 11:30 horário local e com média de 165,8  $W m^{-2}$ , já no período seco, o fluxo de calor latente (LE) ficou abaixo dos a 100,0  $W m^{-2}$ , com média máxima de 79,3  $W m^{-2}$  também as 11:30 horário local.

#### 4.4.3 – Evapotranspiração na caatinga

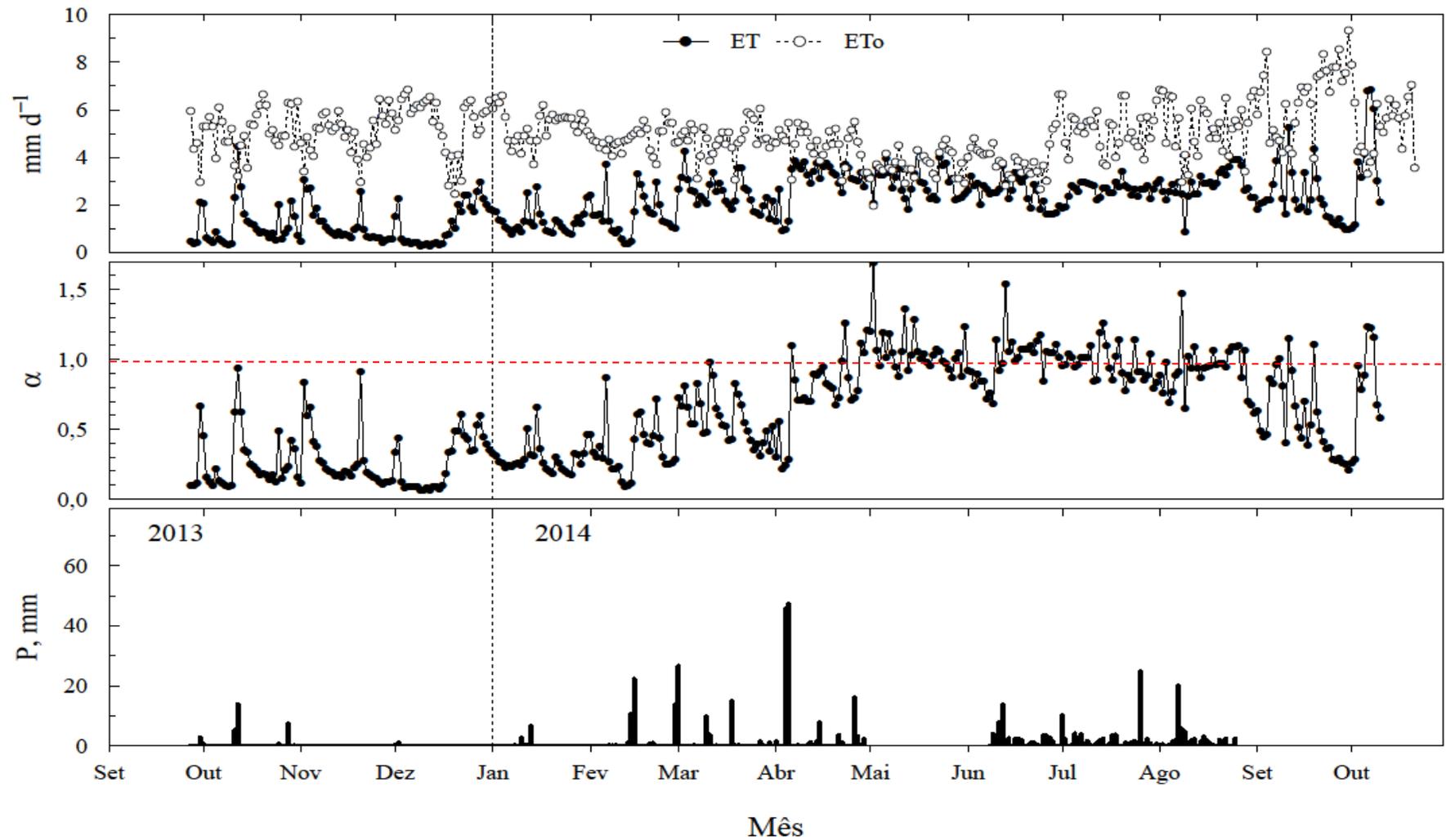
A evapotranspiração, a precipitação e a constante de Priestley-Taylor ( $\alpha$ ) estão apresentados na Figura 26. A evapotranspiração apresentou os maiores valores (acima de 4,0  $mm d^{-1}$ ) nos meses de setembro outubro de 2014, com o máximo de 6,85  $mm d^{-1}$  no dia 07 de outubro de 2014, que ocorreu no final da temporada de chuvas, quando havia uma considerável quantidade de água armazenada no solo. No período mais seco, de outubro a dezembro de 2013, ocorreram os menores valores de ET, atingindo o mínimo de 0,27  $mm d^{-1}$ , este comportamento pode ser explicado pelos processos naturais das espécies do bioma, uma vez que durante períodos de estiagem, as espécies da caatinga liberam suas folhas para diminuir a perda de água para o ambiente.

Em média, a ET na caatinga foi de 2,11  $mm d^{-1}$  e o total registrado em todo o período de estudo na caatinga foi de 800,6  $mm$ , sendo 693  $mm$  no ano de 2014. Estes valores estão de acordo com Texeira et al. (2008), que estudaram a ET de uma área de caatinga na bacia do rio São Francisco, no semiárido brasileiro, e encontraram um valor de 688  $mm ano^{-1}$ . Este valor é devido ao bioma caatinga ser caracterizada por altas taxas de evapotranspiração, ocorrências de períodos de seca, solos rasos e reduzida capacidade de retenção de água (SILVA et al., 2011).

O parâmetro  $\alpha$  indica o grau de suprimento de água na evapotranspiração. Geralmente, quando há disponibilidade de água no solo  $\alpha \geq 1$  a evapotranspiração é controlada pela energia disponível, observando um pico de  $\alpha$  logo após os pulsos de precipitação (Figura 25). As variações de  $\alpha$  seguiram o comportamento do armazenamento de água no solo, e pulsos de precipitação pluviométrica. Apenas no período úmido dos dados, os valores de  $\alpha$  foram

superiores a unidade, mostrando que neste período a energia disponível é o fator que controla a evapotranspiração da caatinga, sendo neste período observado o valor máximo de  $\alpha$  de 1,71.

Na ocorrência de pequenos pulsos de precipitação pluviométrica, o valor observado de  $\alpha$  foi em média de 0,97 e nos dias sem esses eventos, os valores permaneceram próximos à zero. Normalmente, os valores menores de  $\alpha$  acontecem nos períodos secos, onde ocorrem os maiores valores de calor latente.

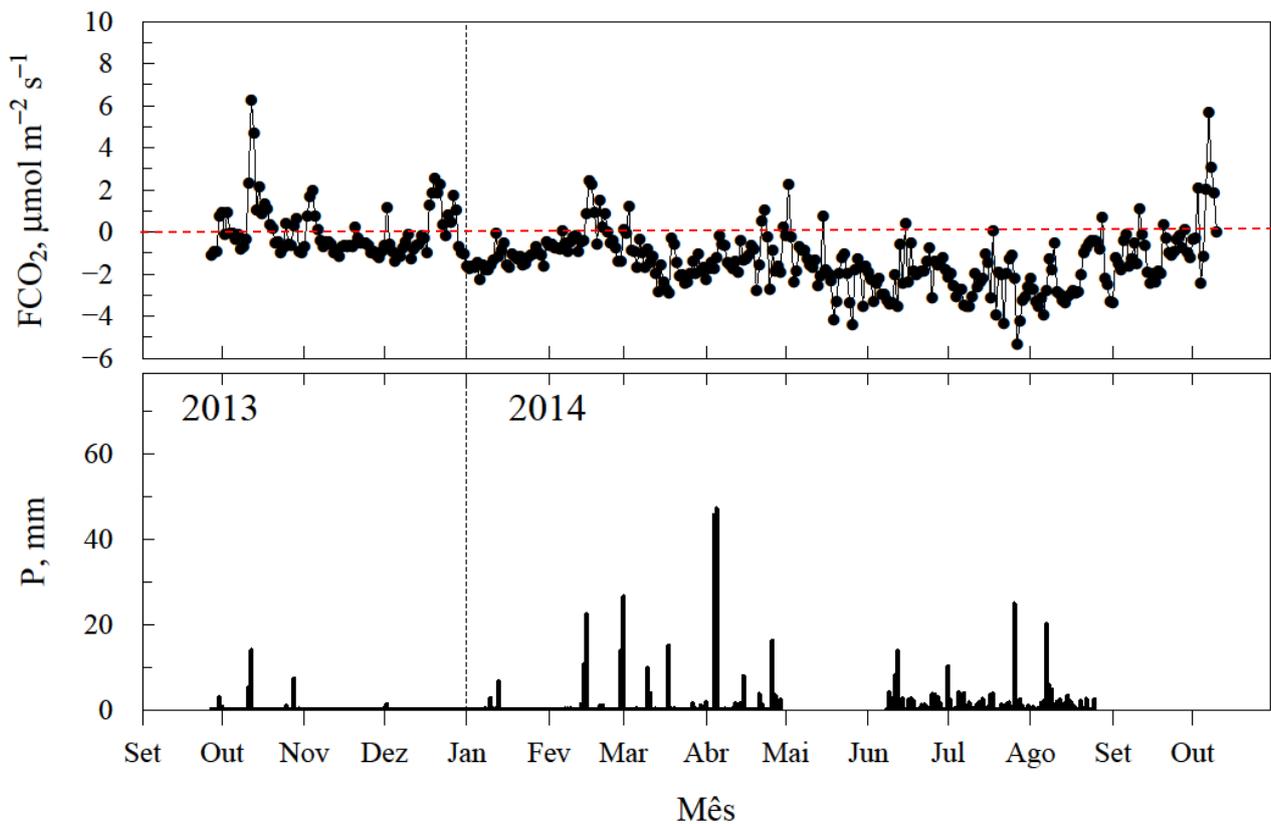


**Figura 26** – Evapotranspiração real e de referencia, a constante de Priestley-Taylor e precipitação na caatinga nos anos de 2013 e 2014

#### 4.4.4 Variação sazonal do fluxo de CO<sub>2</sub> na caatinga

As variações da média diária do FCO<sub>2</sub> e da precipitação estão apresentados na Figura 27. Pode-se observar que o fluxo de CO<sub>2</sub> na caatinga alternava, hora atuava como fonte, hora como sequestradora de carbono, e variou entre + 6,26 e - 5,33  $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ . Contudo, o fluxo de carbono esteve abaixo de zero na maioria dos dias estudados, tendo em média uma taxa de sequestro de - 1,07  $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ , indicando que a caatinga atua como sumidouro de CO<sub>2</sub>.

**Figura 27** – Variação sazonal do fluxo de CO<sub>2</sub> na caatinga nos no período de outubro de 2013 para outubro de 2014.

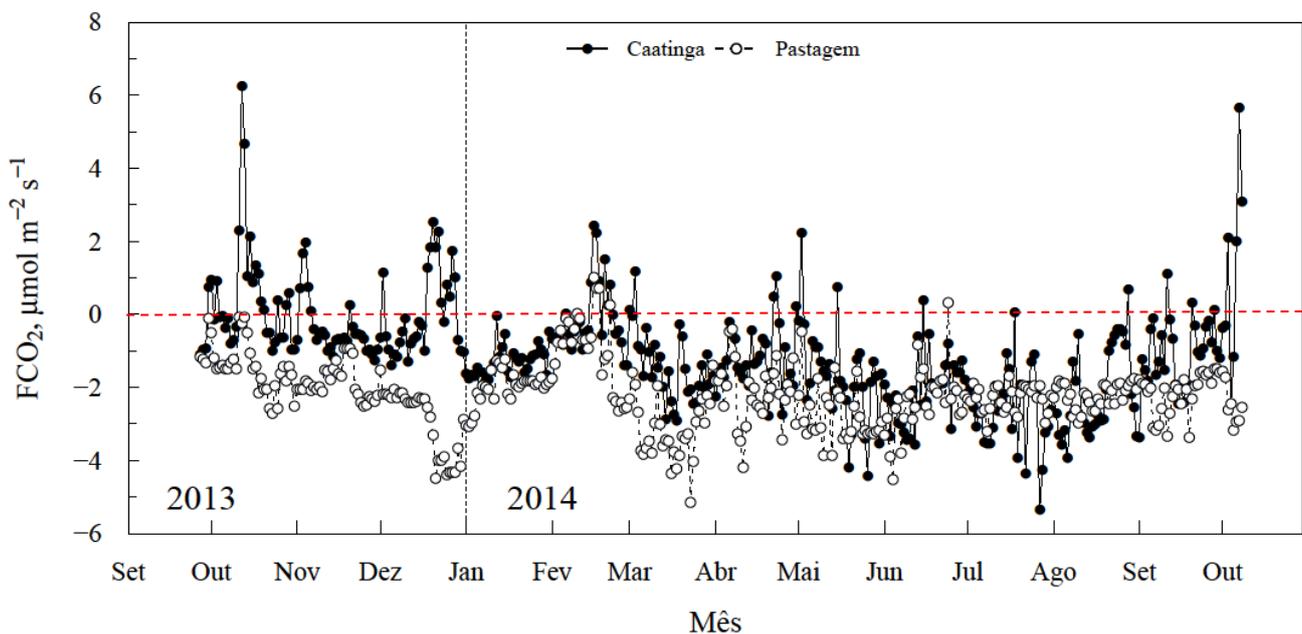


Fonte: O AUTOR (2015)

Pode se observar (Figura 27) que as menores taxas dos fluxos de CO<sub>2</sub> ocorreram no período chuvoso (abril a julho de 2014). Esse comportamento foi semelhante aos resultados encontrado numa area de caatinga em Petrolina por Oliveira et al. (2006), na qual observaram que a caatinga atuou, em média, como sumidouro de CO<sub>2</sub>, apresentando maiores taxas de sequestro (valores mais negativos) no periodo chuvoso (janeiro a abril).

No período seco da série de dados (de novembro de 2013 a janeiro de 2014) a taxa de seqüestro de CO<sub>2</sub> foi menor em relação ao período mais úmido (de março a junho de 2014), indicando que a fotossíntese foi minimizada neste período, na qual ocorreram a queda das folhas das árvores e arbusto e conseqüentemente, a redução da atividade metabólica do ecossistema. Santos et al. (2012) encontraram fluxos positivos de CO<sub>2</sub> na estação seca, embora com pequenas taxas, que também foram observados em nossos estudos que durante a estação seca, com fluxos de CO<sub>2</sub> próximo de zero, porém com valores negativos. Ago et al. (2014), estudaram trocas turbulentas de CO<sub>2</sub> entre a savana e a atmosfera, na África ocidental e encontraram que a vegetação atuou como sumidouro de CO<sub>2</sub>, também com taxas de sequestro baixa, com média de  $-0,16 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ . Os estudos de Scanlon et al., (2004) mostraram que a taxa média de sequestro de uma savana no sul da África, esteve sempre abaixo de  $-10 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ , que está de acordo com os resultados encontrados neste trabalho.

**Figura 28** – Fluxo de CO<sub>2</sub> na pastagem e na caatinga no período de outubro de 2013 para outubro de 2014.



Fonte: O AUTOR (2015)

Ao comparar os fluxos de CO<sub>2</sub> na área da caatinga com a área de pastagem (Figura 28) é possível perceber que na maior parte dos dias analisados os fluxos de carbono na pastagem foram mais negativos do que na caatinga. A magnitude do fluxo de CO<sub>2</sub> foram semelhantes para as vegetações (pastagem e caatinga), exceto no final de 2013, onde a caatinga atuou como fonte. Este comportamento é devido a redução da atividade fotossintética, para não perder

grandes quantidades de água, uma vez que neste período quase não houve eventos significativos de chuva (precipitação em novembro de 0,1 mm e em dezembro 1,5 mm).

No período chuvoso, a pastagem retirou da atmosfera 4,96 Mg C ha<sup>-1</sup>, enquanto a caatinga, no mesmo período sequestrou 4,26 Mg C ha<sup>-1</sup>. No período seco, as vegetações ainda atuaram como sumidouro de CO<sub>2</sub>. A pastagem sequestrou 2,97 Mg C ha<sup>-1</sup> e a caatinga 0,65 Mg C ha<sup>-1</sup>. A área de pasto foi melhor que a área de caatinga, no sequestro de CO<sub>2</sub> atmosférico, tanto no período seco, quanto no período úmido.

No entanto, o efeito da conversão da caatinga em pastagem pode implicar em uma alteração no ciclo hidrológico e no equilíbrio de energia, representando forte impacto ambiental. Assim, a degradação da caatinga provoca a perda da fertilidade do solo e expõe a superfície à radiação solar direta, fazendo variar o balanço de energia e conseqüentemente, aumentando a amplitude térmica. Provocará uma redução da biodiversidade da caatinga, composta por um grande número de plantas e animais, que é muitas vezes fonte de matéria prima e energia.

A maior retirada de CO<sub>2</sub> do pasto, em relação à caatinga, não é significativa, e desta forma, o impacto ecológico é negativo e as vantagens econômicas questionáveis.

## 5. CONCLUSÕES

Em relação ao fluxo de água, o solo da área de caatinga teve menor armazenamento que o solo com pastagem; contudo apresentou maiores valores de evapotranspiração. A evapotranspiração, em todo o período experimental, foi a principal saída de água do sistema, com valor total de 645,4 mm e médio de 1,9 mm d<sup>-1</sup> na área de pastagem e 679,7 mm e 2,0 mm d<sup>-1</sup>, na área de caatinga.

A variação sazonal dos fluxos de energia na caatinga mostrou que 49,29% de Rn foi direcionado ao fluxo de calor sensível (H), enquanto 32,33% de Rn foi utilizado para o processo evaporativos (LE) e o fluxo de calor no solo foi 59,1% menor que o valor encontrado na pastagem para o mesmo período. 42,6% de Rn da pastagem foi utilizada como fluxo de H, que esteve na maior parte do tempo, acima do fluxo LE.

Tanto a pastagem quanto a caatinga atuaram, em média, como sumidouro de CO<sub>2</sub>. Na área de pastagem, mesmo sob condições de baixa disponibilidade de água, a taxa média de sequestro de carbono foi de - 0,69, - 0,95 e - 1,67 μmol m<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>, em 2012, 2013 e 2014, respectivamente, e na área de caatinga a taxa média de sequestro foi de - 1,07 μmol m<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>. No período úmido de cada ano, a pastagem e a caatinga apresentaram menores taxas do fluxo de CO<sub>2</sub>.

A variação sazonal do fluxo de CO<sub>2</sub> foram semelhantes para a pastagem e caatinga, porém a caatinga chegou a atuar como fonte de CO<sub>2</sub> nos períodos de grande restrição hídrica. A taxa média de sequestro de CO<sub>2</sub> na caatinga foi de - 1,44 μmol m<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup> no ano de 2014.

O principal fator ambiental que rege os fluxos de carbono entre a vegetação e atmosfera é a precipitação, pois os fluxos de CO<sub>2</sub> apresentaram forte dependência da disponibilidade de água no solo e na atmosfera. No período chuvoso, a pastagem e a caatinga retiram da atmosfera 4,96 Mg C ha<sup>-1</sup> e 4,26 Mg C ha<sup>-1</sup>, respectivamente. No período seco, a pastagem e caatinga ainda atuaram como sumidouro de CO<sub>2</sub>, sequestrando 2,97 Mg C ha<sup>-1</sup> e 0,65 Mg C ha<sup>-1</sup>, respectivamente.

## REFERÊNCIAS

AGO E. E.; AGBOSSOUB, E. K.; GALLEC, S.; COHARDD, J. M.; HEINESCHA, B.; AUBINETA, M.; **Long term observations of carbon dioxide exchange over cultivated savanna under a Sudanian climate in Benin (West Africa)** *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 19, p. 13–25, 2014

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.

ALBERTO. M. C. R.;WASSMANN R.; BURESH, R. J.;. QUILTY, J R.; CORREA Jr. T. Q.; SANDRO, J. M.;. CENTENO, C. A. R.; **Measuring methane flux from irrigated rice fields by eddy covariacemethod using open-path gas analyzer.** *Field Crops Research* 160, p. 12–21, 2014.

ANTONINO, A. C. D; **Modelisation des transferts de masse et de chaleur dans le systeme sol-plante-atmosphere.** (Doutorado), Grenoble, 138 p., University Joseph Fourrier, Grenoble, França, 1992

APAC – AGÊNCIA PERNAMBUCANA DE ÁGUAS E CLIMA. Disponível em: <<http://www.apac.pe.gov.br>>. Acesso em: 05 mar. 2014

ALMEIDA, S. A. S.; FRANÇA, R. S.; CUELLAR, M. Z.; **Uso e ocupação do solo no Bioma Caatinga do Estado do Rio Grande do Norte.** *Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Natal – RN, Brasil, p. 5555-5561, 25 a 30 de abril de 2009.

ARAÚJO, T. L. **Estimativa da temperatura e do saldo de radiação à superfície terrestre em Maceió - AL utilizando imagens TM/LANDSAT.** (Mestrado) Pós-Graduação em Meteorologia, Universidade Federal Alagoas – UFAL, Maceió, 2006.

ARAÚJO FILHO, J. A., SOUSA, F. B., CARVALHO, F. C. **Pastagens no semi-árido: Pesquisa para o desenvolvimento sustentável.** *In: simpósio sobre pastagens nos ecossistemas brasileiros: Pesquisa para o desenvolvimento sustentável.* Brasília, DF. Anais, Brasília: SBZ,,p.63-75, 1995.

ARRUDA, J. C.; ALFREDO, J.; FILHO, N. P.; NOGUEIRA, J. S.; FILHO, E. O. A.; JUNIOR, J. H. C.; VOURLITIS, G. L.; **Aplicação de três metodologias para estimar o fluxo de calor latente em floresta de transição.** *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.21, n.3b, 233 – 240, 2006.

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** (Doutorado) Departamento de Física Ambiental, Universidade Federal de Mato Grosso, p.134, Cuiabá, 2011.

AUBINET, M. **Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the euroflux methodology**. *Advances in Ecological Research*, v. 30, p. 113-175, 2000.

BALDOCCHI, D. D.; HINCKS, B. B.; MEYERS, T. P. **Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods**. *Ecology*, v.69,n.5,p.1331-1340, 1988.

BALDOCCHI, D. **Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future**. *Global Change Biology* 9 (4), 479–492, 2003.

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**. *Agricultural and Forest Meteorology*. v.126, p.237-255, 2004.

BISHT, G.; VENTURINI, V.; ISLAM, S.; JIANG, L. **Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear-sky days**. *Remote Sensing of Environment*, v.97, n.1, p.52–67, 2005.

BRITO, A. S.; LIBARDI, P. L.; GHIERTO, P. J. **Componentes do balanço de água no solo com cana-de-açúcar, com e sem adubação nitrogenada**. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 33, n. 2, p. 295-303, 2009.

BROOKS, R. H.; COREY, A.T. **Hydraulic properties of porous media**. *Hydrology Paper*, n.3, Fort Collins: Colorado State University, 1964, 27p.

BURBA, G.; MADSEN, R.; FEESE, K. **Eddy Covariance Method for CO<sub>2</sub> Emission Measurements in CCUS Applications: Principles, Instrumentation and Software**. *Energy Procedia*. v.40, p.329-336, 2013.

BURDINE, N. T. **Relative permeability calculation from size distribution data**. *Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineering*, v. 198, p. 71-78, 1953

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.; GASH, J.H.C; ROCHA, H. R.; MARSDEN, C.; LIGO, M. A. V.; FREITAS, H. C.; TATSCH, J. D.; GOMES, E.; **Fluxes of CO<sub>2</sub> above a plantation of Eucalyptus in southeast Brazil.** *Agricultural and Forest Meteorology*, v.151, p. 49-59, 2011.

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 CO<sub>2</sub> 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.

CARVALHO, L. A. **Condutividade hidráulica do solo no campo: As simplificações do método do perfil instantâneo.** (Mestrado) Piracicaba. 86 p.– Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” USP, São Paulo, 2002.

CAVALCANTI FILHO, L. F. M.; SANTOS, M. V. F.; FERREIRA, M. A.; LIRA, M. A.; MODESTO, E. C.; DUBEUX JR, J. C. B.; FERREIRA, R. L. C.; SILVA, M.J.; **Caracterização de pastagem de *Brachiaria decumbens* na zona da mata de Pernambuco.** *Archivos de zootecnia* vol. 57, núm. 220, p. 392, 2008.

CHEN, Y. Y.; CHU, C. R.; LI, M. H.; **A gap-filling model for eddy covariance latent heat flux: Estimating evapotranspiration of a subtropical seasonal evergreen broad-leaved forest as an example.** *Journal of Hydrology* 468–469, p.101–110, 2012.

CIRILO, J. A. **Políticas públicas de recursos hídricos para o semi-árido brasileiro.** *Estudos Avançados (USP. Impresso)*, v.63, p. 61-82, 2008.

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.

CZIMCZIK CI, MUND M, SCHULZE E-D; Effects of reforestation, deforestation, and afforestation on carbon storage in soils. Chapter 15, In: The Carbon Balance of Forest Biomes (eds Griffiths H, Jarvis PJ), **Garland Science/BIOS Scientific Publishers** pp. 317–328, 2004.

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.

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.

FRITSCHEN, L. J.; SIMPSON, J. R. **Surface energy balance and radiation systems: general description and improvements.** *J. Appl. Meteorol.* v.28, p.680-689, 1989.

GILMANOV T.G., AIRES L., BARCZA Z., BARON V.S., BELELLI L., BERINGER J., BILLESBACH D., BONAL D., BRADFORD J., CESCHIA E., COOK D., CORRADI C., FRANK A., GIANELLE D.; GIMENO C., GRUENWALD T., GUO H., HANAN N., HASZPRA L., HEILMAN J., JACOBS A., JONES M.B., JOHNSON D.A., KIELY G., LI S., MAGLIULO V., MOORS E., NAGY Z., NASYROV M., OWENSBY C., PINTER K., PIO C., REICHSTEIN M., SANZ M.J., SCOTT R., SOUSSANA J.F., STOY P.C., SVEJCAR T., TUBA Z. & ZHOU G; Productivity, respiration, and light-response parameters of world grassland and agroecosystems derived from flux-tower measurements. *Rangel. Ecol. Manage.* 63: 16–39, 2010.

GIULIETTI, A. M., BOCAGE NETA, A. L., CASTRO, A. A. J. F. **Diagnóstico da vegetação nativa do bioma da caatinga** In: Biodiversidade da Caatinga: áreas e ações prioritárias para a conservação. Brasília: MMA-UFPE; Brasília, DF, p.47-90, 2004.

GOEDERT, W. J.; E. LOBATO; E. WAGNER; **Potencial agrícola da região de cerrados brasileiros.** *Pesquisa Agropecuária. Bras.*, 15, 1-17, 1988.

GONDIM, P. S. S.; LIMA, J. R. S.; ANTONINO, A. C. D.; HAMMECKER, C.; SILVA, R. A. B.; GOMES, C. A.; **Environmental control on water vapour and energy exchanges over grasslands in semiarid region of Brazil,** *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.19, n.1, p.3–8, 2015

GUET, J., SMITH, E.A., MERRITT, J.D.; **Testing energy balance closure with GOES-retrieved net radiation and in situ measured eddy correlation fluxes in BOREAS.** *Journal of Geophysical Research* .104 (D22), p. 27881–27893, 1999

GUO, W. H.; KANG, S. Z.; LI, F. S.; LI, S.E.; **Variation of NEE and its affecting factors in a vineyard of arid region of northwest China** *Atmospheric Environment*, v. 84, p 349-354, 2014.

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.

HILLEL, D. **Environmental Soil Physics.** Academic Press, 1998.

HODGSON, J.; SILVA, S.C.; **Options in tropical pasture management**. In: Reunião Anual da Sociedade Brasileira de Zootecnia, 39, 2002, Recife. Anais: *Sociedade Brasileira de Zootecnia*. Recife. p. 180-202, 2002.

HUSSAIN, M. Z.; GRU· NWALD, 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 CO<sub>2</sub> and water fluxes of extensively managed grassland in Germany**. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, v. 141, p. 67-76, 2011

IBAMA; MMA. **Monitoramento do desmatamento nos biomas brasileiros por satélite – Monitoramento do Bioma caatinga 2002 a 2008**. Centro de Sensoriamento Remoto – CSR/IBAMA, 2010.

Disponível em:

<[http://siscom.ibama.gov.br/monitorabiomas/caatinga/relatrio\\_tcnico\\_caatinga\\_72.pdf](http://siscom.ibama.gov.br/monitorabiomas/caatinga/relatrio_tcnico_caatinga_72.pdf)>.

Acesso em: 10 out 2013.

IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. *Censo agropecuário 2006*. Rio de Janeiro: IBGE. Disponível em: <[www.ibge.gov.br](http://www.ibge.gov.br)>. Acesso em: 08 abr. 2014.

INGRISCH, J.; BIERMANN, T.; SEBBER, E.; LEIPOLD, T.; LI, M.; MA, Y.; XU, X.; MIEHE, G.; GUGGENBERGER, G.; FOKEN, T.; KUZYACOV, Y.; **Carbon pools and fluxes in a Tibetan alpine Kobresia pygmaea pasture partitioned by coupled eddy-covariance measurements and <sup>13</sup>CO<sub>2</sub> pulse labeling**. *Science of the Total Environment*, 505, p.1213 – 1224, 2015.

JONES, P.D.; MOBERG, A. **Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2001**. *Journal of Climate*, v. 16, n. 2, p. 206-223, 2003.

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

LASSABATÈRE, L.; ANGULO-JARAMILLO, R.; SORIA, J.M.; CUENCA, R.; BRAUD, I.; HAVERKAMP, R. **BEST – Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters through infiltration experiments or BEST – Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters through robust estimation of scale parameters**. 41 p. 2004.

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.

LIBARDI, P. L. **Dinâmica da água no solo.** 2.ed. Piracicaba, ESALQ, 2000. 509p

LIMA, J. R. S.; ANTONINO, A. C. D.; HAMMECKER, C.; LIRA, C. A. B. O.; SOUZA, E. S. **Water and energy flux measurements in rainfed cowpea cultivated in Northeast Brazil.** *Revista Brasileira de Ciências Agrárias*, v. 8, n. 2, p. 297-304, 2013a.

LIMA, J. R. S.; ANTONINO, A. C. D.; LIRA, C. A. B. O.; SOUZA, E. S.; SILVA, I. F. **Balço de energia e evapotranspiração de feijão caupi sob condições de sequeiro.** *Revista Ciência Agronômica*, v. 42, n. 1, p.65-74, 2011.

LIMA, J. R. S.; ANTONINO, A. C. D.; SOARES, W. A.; SOUZA, E. S.; LIRA, C. A. B. O. **Balço hídrico no solo cultivado com feijão caupi.** *Revista Brasileira de Ciências Agrárias*, v.1, p.89-95, 2006.

LIMA, J. R. S.; ANTONINO, A. C. D.; SOUZA, E. S.; HAMMECKER, C.; MONTENEGRO, S.M.G.L.; LIRA, C.A.B.O. **Calibration of Hargreaves-Samani Equation for Estimating Reference Evapotranspiration in Sub-Humid Region of Brazil.** *Journal of Water Resource and Protection*, v. 5, n. 12A, p. 1-5, 2013c.

LIMA, J. R. S.; ANTONINO, A. C. D.; SOUZA, E. S.; LIRA, C. A. B. O.; SILVA, I. F. **Seasonal and interannual variations of evapotranspiration, energy exchange, yield and water use efficiency of castor grown under rainfed conditions in northeastern Brazil.** *Industrial Crops and Products*, v. 50, n. 1, p. 203-211, 2013b.

LIMA, J. R. S.; **Balço hídrico e de energia em solo cultivado e sem vegetação, para as condições do brejo paraibano,** (Doutorado) – Departamento de Energia Nuclear, Universidade Federal de Pernambuco, UFPE, 167 p. Recife, 2004.

LIMA, J. R. S.; ANTONINO, A. C. D.; LIRA, C. A. B. O.; SOARES, W. A.; SOUZA, E. S.; **Fluxo de calor sensível em cultivo de feijão caupi.** *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*. Campina Grande – PB, V 15, n 10, p 1037-1045, 2011.

LIU, R.; LI, YAN.; WANG, QIN-XUE. **Variations in water and CO<sub>2</sub> 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.

MAHRT, L.; **Flux sampling errors for aircraft and towers.** *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15, p. 416–429, 1998.

MARENGO, J. A.; TOMASELLA, J.; ALVES, L. M., SOARES, W.; RODRIGUEZ, D. A. **The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region.** *Geophysical Research Letters*, v. 38, n.12, p. 1-5, 2011.

MARIN, A. M. P.; MENEZES, R. S. Z. **Ciclagem de nutrientes via precipitação pluvial total, interna e escoamento pelo tronco em sistema agroflorestal com *Gliricidia sepium*.** *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 32, p. 2573 - 2579, 2008.

MASSMAN, W. J. **A simple method for estimating frequency response corrections for eddy covariance systems** *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 104, Issue 3, 28, P 185-198, 2000.

MASSMAN, W. J.; LEE, X. **Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long-term studies of carbon and energy exchanges.** *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 113, Issues 1–4, p.121-144, 2002

MEDEIROS, P. H. A.; ARAÚJO, J. C.; BORNSTERT, A., **Interception measurements and assessment of Gash model performance for a tropical semi-arid region.** *Revista Ciência Agronômica*, v. 40, n. 2, p. 165-174, 2009.

MELO, J. G.; VASCONCELOS, M. B.; MORAES, F.; MORAIS, S. D. O; MEDEIROS, J. I.; **Aspectos de salinização das águas subterrâneas na borda sul da bacia potiguar, RN.** *XV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas*, 2008.

MONCRIEFF, J. B.; **A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapor and carbon dioxide.** *Journal of Hidrology*, v.188-189, p. 589-611, 1997.

MONTEITH, J. L.; UNSWORTH, M. H., **Principles of environmental physics.** 2 ed. London: Edward Arnold, 1990, 291p.

MUDGE, P. L.; WALLACE, D. D.; RUTLEDGE, S.; CAMPBELL, D.I.; SCHIPPER, L.A.; HOSKING, C. L.; **Carbon balance of an intensively grazed temperate pasture in two climatically contrasting years,** *Agriculture, Ecosystems & Environment*, V. 144, Issue 1, Pages 271-280, 2011.

MYKLEBUST, M. C.; HIPPS, L. E.; RYEL, R. J., **Comparison of eddy covariance, chamber, and gradient methods of measuring soil CO<sub>2</sub> efflux in annual semi-arid grass, *Bromus tectorum*.** *Agricultural and Forest Meteorology* 148, p.1894-1907, 2008.

NETTO, A. M.; ANTONINO, A. C. D.; AUDRY, P.; CARNEIRO, C. G.; DALL'OLIO, A. **Condutividade hidráulica não saturada de um Podzólico Amarelo da zona da mata Norte de Pernambuco.** *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v. 35, p. 1221– 1228, 2000.

NOBRE, C. A.; SAMPAIO, G.; SALAZAR, L. F. **Mudanças Climáticas e Amazônia.** *Ciência e Cultura (SBPC)*, v. 59, p. 22-27, 2007.

OKE, T. R. **Boundary Layer Climates, 2<sup>a</sup> Edition.** London: Routledge, 1987.

OLIVEIRA, M. B. L.; SANTOS, A. J. B.; MANZI, A. O.; ALVALA, 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.

ONCLEY, S. P., FOKEN, T., VOGT, R., KOHSIEK, W., DEBRUIN, H. A. R., BERNHOFER, C., CHRISTEN, A., VAN GORSEL, E., GRANTZ, D., FEIGENWINTER, C., LEHNER, I., LIEBETHAL, C., LIU, H., MAUDER, M., PITACCO, A., RIBEIRO, L., WEIDINGER, T., **The Energy Balance Experiment EBEX-2000. Part I: overview and energy balance.** *Boundary Layer Meteorology*, 123, p. 1–28, 2007.

PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDIYAMA, G. C. **Evapo(transpi)ração.** Piracicaba: FEALQ, 183p, 1997.

QIU, G. Y.; XIE, F.; FENG, Y. C.; TIAN, F. **Experimental studies on the effects of the 58 “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.

RANA, G.; KATERJI, N.; **Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review.** *European Journal of Agronomy*, v. 13, p. 125-153, 2000.

REICHARD, K; TIMM, L. C. **Processos de Transferência no Sistema Solo-Planta-Atmosfera.** Campinas, Fundação Cargill, 446p, 1985.

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.

RODRIGUES, M. G.; SANTOS, A. R.; **Efeito da adubação com resíduo orgânico em Latossolo Amarelo Coeso na produção da *Brachiaria decumbens* Stapf. e no acúmulo de metais pesados.** (Magistra), Cruz das Almas - BA, v. 14, n. 2, jul/dez, 2002.

RODRIGUES, C. P.; FONTANA, D. C.; MORAES, O. L. L.; ROBERTI, D. R., **NDVI e fluxo de CO<sub>2</sub> 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.

RYU, Y.; BALDOCCHI, D.D.; MA, S.; HEHN, T. **Interannual variability of evapotranspiration and energy exchange over an annual grassland in California.** *Journal of Geophysical Research*, v. 113, D09104, 2008.

SALAZAR, L. F.; NOBRE, C.A.; OYAMA, M. D. **Climatic change consequences on the biome distribution in tropical South America.** *Geophysical Research Letters*, v. 34, L09708, doi:10.1029/2007GL029695, 2007.

SANTOS, S. A.; CORREIA, M. F.; ARAGÃO, M. R. S.; SILVA, P. K. O., **Aspectos da variabilidade sazonal da radiação, fluxo de energia e CO<sub>2</sub> em área de caatinga.** *Revista Brasileira de Geografia Física*, v4, p. 761-733, 2012.

SCANLON, T. M. & ALBERTSON, J. D, **Canopy scale measurements of CO<sub>2</sub> and water vapor exchange along a precipitation gradient in southern Africa,** *Global Change Biology*, v. 10, p. 329–341, 2004.

SCHOTANUS, P.; NIEUWSTADT, F. T. M.; De BRUIN, H.A.R. **Temperature measurements with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluxes.** *Boundary-Layer Meteorology*, v. 26, p. 81-93, 1983.

SCOTT R. L. **Using watershed water balance to evaluate the accuracy of eddy covariance evaporation measurements for three semiarid ecosystems** *Agricultural and Forest Meteorology*, V 150, Issue 2, 15 February 2010, p. 219-225.

SKINNER, R.H; DELL, C. J.; **Comparing pasture C sequestration estimates from eddy covariance and soil cores.** *Agriculture, Ecosystems and Environment* V. 199, p. 52–57, 2015

SILVA, A.P.N.; MOURA, G.B.A.; GIONGO, P.R.; SILVA, A.O.; **Dinâmica espaço-temporal da vegetação no semiárido de Pernambuco.** *Revista Caatinga.* Natal, v. 22, n. 4, p. 195-205, 2009.

SILVA, C. C. M. F.; **Características Morfológicas e Anatômicas de *Brachiaria decumbens* Stapf (Poaceae) em um Sistema Silvopastoril,** (Mestrado), Seropédica, 40 p., Instituto de Agronomia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, UFRRJ, Seropédica, 2007.

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, K. S. T; LIMA, A.; ALMEIDA, A. M.; **Estudo da sazonalidade da Caatinga com dados do sensor MODIS.** *XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR*, Curitiba, PR, Brasil, p.1881 de 30 de abril a 05 de maio de, INPE, 2011.

SOUZA, E. S.; **Caracterização hidrodinâmica na escala local e da parcela agrícola de dois solos do estado da Paraíba: variabilidade espacial e temporal, e meio homogêneo equivalente,** (Doutorado), Recife, 138 p., Departamento de Energia Nuclear, Universidade Federal de Pernambuco, UFPE, Recife, 2005.

SOUZA, R. M. S.; **Dinâmica de energia, água e carbono em área de pastagem no semiárido pernambucano.** (mestrado), Departamento de Produção Vegetal, Universidade Federal Rural de Pernambuco, UAST-UFRPE, p. 61, 2014.

TODD, R.W.; EVETT, S.R.; HOWELL, T.A., **The Bowen ratio-energy balance method for estimating latent heat flux of irrigated alfalfa evaluated in a semi-arid, advective environment.** *Agricultural and Forest Meteorology*, Amsterdam, v.103, n.4, p.335-348, 2000.

TUCCI, C. E. M; BERTONI, J. C.; **Hidrologia, Ciência e Aplicação.** Porto Alegre. UFRGS/ABRH, 943p, 2002.

van GENUCHTEN, M. Th. Van. **A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils.** *Soil Science Society of America Journal*, v. 44, n. 5, p. 892-898, 1980.

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.

WENZL, P.; PATIÑO, G. M.; CHAVES, A. L.; MAYER, J. E.; RAO, I. M. **The high level of aluminium resistance in signalgrass is not associated with known mechanisms of external aluminium detoxification in root apices.** *Plant Physiology*, v.125, p.1473-1484, 2001.

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.

WILSON, K.; GOLDSTEIN, A.; FALGE, E.; AUBINET, M.; BALDOCCHI, D.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, C.; CEULEMANS, R.; DOLMAN, H.; FIELD, C.; GRELLE, 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.

YDOYAGA, D. F.; LIRA, M. A.; SANTOS, M. V. F.; DUBEUX JR, J. C. B.; SILVA, M. C.; SANTOS, V. F.; FERNANDES, A. P. M.; **Métodos de recuperação de pastagens de *Brachiaria decumbens* Stapf. no Agreste Pernambucano,** *Revista Brasileira de Zootecnia*, v.35, n.3, p.699-705, 2006.

XIAO, JF; ZHUANG, QL; LAW, BE; BALDOCCHI, DD; CHEN, JQ; RICHARDSON, AD; MELILLO, JM; DAVIS, KJ; HOLLINGER, DY; WHARTON, S; OREN, R; NOORMETS, A; FISCHER, ML; VERMA, SB; COOK, DR; SUN, G; MCNULTY, S; WOFSY, SC; BOLSTAD, PV; BURNS, SP; CURTIS, PS; DRAKE, BG; FALK, M; FOSTER, DR; GU, LH; HADLEY, JL; KATULK, GG; LITVAK, M; MA, SY; MARTINZ, TA; MATAMALA, R; MEYERS, TP; MONSON, RK; MUNGER, JW; OECHEL, WC; PAW, UKT; SCHMID, HP; SCOTT, RL; STARR, G; SUYKER, AE; TORN, MS. **Assessing net ecosystem carbon exchange of U.S. terrestrial ecosystems by integrating eddy covariance flux measurements and satellite observations.** *Agricultural and Forest Meteorology* 151, 60–69, 2011.

TWINE, T.E., KUSTAS, W.P., NORMAN, J.M., COOK, D.R., HOUSER, P.R., MEYERS, T.P., PRUEGER, J.H., STARKS, P.J., WESELY, M.L.; **Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland.** *Agricultural and Forest Meteorology*, 103, p. 279–300, 2000.

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.