

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE  
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS  
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM**

# **METEOROLOGIA**



## **TESE DE DOUTORADO**

**Camilla Kassar Borges**

**Estudo do comportamento dos fluxos de calor e  
massa no bioma Caatinga na região semiárida da  
Paraíba**

**Campina Grande, Agosto de 2017.**



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE - UFCG

CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS - CTRN

UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS - UACA

PROGRAMA DE POS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA - PPGMET

## **TESE DE DOUTORADO**

**ESTUDO DO COMPORTAMENTO DOS FLUXOS DE CALOR E MASSA NO  
BIOMA CAATINGA NA REGIÃO SEMIÁRIDA DA PARAÍBA**

**CAMILLA KASSAR BORGES**

CAMPINA GRANDE – PB

2017

**CAMILLA KASSAR BORGES**

**ESTUDO DO COMPORTAMENTO DOS FLUXOS DE CALOR E MASSA NO  
BIOMA CAATINGA NA REGIÃO SEMIÁRIDA DA PARAÍBA**

Tese submetida ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Campina Grande, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Doutora em Meteorologia.

Área de concentração: **Meteorologia Agrícola e Micrometeorologia**

Subárea: **Micrometeorologia**

Orientador: **Prof. Dr. Carlos Antonio Costa dos Santos**

CAMPINA GRANDE – PB

2017

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

B732e      Borges, Camilla Kassar.  
              Estudo do comportamento dos fluxos de calor e massa no bioma Caatinga na  
              região semiárida da Paraíba / Camilla Kassar Borges. – Campina Grande, 2017.  
              111 f. : il. color.

              Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande,  
              Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2017.  
              "Orientação: Prof. Dr. Carlos Antonio Costa dos Santos".  
              Referências.

              1. Fluxos Turbulentos. 2. Semiárido. 3. Sumidouro. I. Santos, Carlos Antonio  
              Costa dos. II. Título.

CDU 551.584(043)

CAMILLA KASSAR BORGES

ESTUDO DO COMPORTAMENTO DOS FLUXOS DE CALOR E MASSA NO  
BIOMA CAATINGA NA REGIÃO SEMIÁRIDA DA PARAÍBA

TESE APROVADA EM 23/08/2017

BANCA EXAMINADORA

  
Prof. Dr. CARLOS ANTONIO COSTA DOS SANTOS  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande

  
Prof. Dr. BERNARDO BARBOSA DA SILVA  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande

  
Prof. Dr. MADSON TAVARES SILVA  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande

  
Prof. Dr. BERGSON GUEDES BEZERRA  
Centro de Ciências Exatas e da Terra  
Universidade Federal do Rio Grande do Norte

  
Profa. Dra. FRANCINEIDE AMORIM COSTA SANTOS  
Instituto de Formação de Educadores  
Universidade Federal do Cariri

## AGRADECIMENTOS

Agradeço a minha amada mãe Luciene Maria Kassar Borges, ao meu pai Guilherme Augusto Nogueira Borges, as minhas queridas avós Alyete Nogueira Borges e Neide Castrillon Kassar (*in memoriam*), ao meu irmão Gabriel Augusto Kassar Borges, e a todos os meus familiares, tios (as), primos (as) e amigos (as).

Ao Professor, Orientador, Dr. Carlos Antonio da Costa dos Santos, pela atenção, disponibilidade, compreensão, ensinamentos e dedicação a essa pesquisa.

A CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento do Pessoal de Ensino Superior), pela bolsa de Doutorado concedida.

A equipe de Coordenação da Pós-Graduação em Meteorologia, na pessoa do professor Enio Pereira de Souza, Arilene de Almeida Lucena, secretária do curso e sua antecessora, nossa saudosa Divanete C. Rocha (*in memoriam*), pelo carinho, dedicação e competência.

Ao corpo docente e funcionários do Departamento de Ciências Atmosféricas (DCA/ UFCG), que foram sempre dedicados e atenciosos.

Ao Instituto Nacional do Semiárido (INSA), pelos dados das duas torres micro meteorológicas.

Aos membros da banca examinadora, Prof. Dr. Carlos Antonio Costa dos Santos, Prof<sup>ª</sup>. Dr<sup>ª</sup>. Francineide Amorim Costa Santos, Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva, Prof. Dr. Madson Tavares Silva e Prof. Dr. Bergson Guedes Bezerra, pelas valiosas contribuições.

Ao meu companheiro, amigo e parceiro de empreitadas Rayonil Gomes Carneiro, pelo enorme carinho, compreensão e paciência sem fim durante essa peleja.

As amizades que firmei com Alexandra Tavares, Roberta Araújo, Antônio Marcos D. Andrade (vulgo Jequiá), Jefferson Melo (vulgo Petrucinho), Lindenberg Lucena, Raimundo Mainar, Rosária Rodrigues e outros tantos amigos e colegas de luta.

Enfim, a todos que não mencionei, mas que fizeram parte de alguma forma desta jornada de abdições, aprendizados e realizações. Obrigada!

*“Sempre permaneça aventureiro.  
Por nenhum momento se esqueça de que  
a vida pertence aos que investigam.  
Ela não pertence ao estático;  
Ela pertence ao que flui.  
Nunca se torne um reservatório,  
sempre permaneça um rio.”*

*(Osho)*

## RESUMO

Ambientes áridos e semiáridos correspondem a 1/3 da superfície terrestre, nessas localidades a água é elemento importante e limitante para o crescimento da vegetação e produtividade de biomassa do ecossistema. A região semiárida no Brasil compreende em torno de 11,5% do território nacional, onde 76% desta foi originalmente composta pelo bioma Caatinga, tendo o déficit hídrico como característica marcante, média pluviométrica inferior a 800 mm e temperaturas elevadas de médias anuais variando entre 25°C e 30°C. Pesquisas sobre a dinâmica dos fluxos de massa e energia nesses ambientes não têm recebido tanta atenção, apesar de serem especialmente vulneráveis às alterações ambientais. E, técnicas como a de *eddy covariance* (EC) tem contribuído para estimar a magnitude e padrões das trocas turbulentas entre o ecossistema e a atmosfera. Neste estudo micrometeorológico, para uma área de Caatinga densa (CD) e outra de Caatinga rala (CR), pertencentes ao Instituto Nacional do Semiárido (INSA) em Campina Grande – PB, durante os anos 2013 e 2014, observou-se que o albedo ( $\alpha$ ) e o saldo de radiação ( $R_n$ ) foram mais intensos na CR em comparação a CD, pois a magnitude da radiação de onda curta incidente esteve mais elevada nessa área. Constatou-se que a maior parte da radiação líquida converteu-se em fluxo de calor sensível (H), principalmente durante o período seco na CR, seguida do fluxo de calor latente (LE) e bem menor partição em fluxo de calor no solo (G), em geral cerca de 50% para H e 20% para LE. Constatou-se através do fechamento do balanço de energia que os fluxos turbulentos (H+LE) foram subestimados em relação à energia disponível à superfície ( $R_n-G$ ), sendo que na CD essa discrepância foi maior chegando a ser superiores a 30%. O ecossistema nos dois locais de estudo atuou como sumidouros de CO<sub>2</sub>, sequestrando mais de 700 gC/m<sup>2</sup> e 550 gC/m<sup>2</sup> para a CD e CR, respectivamente.

**Palavras – chave:** semiárido, fluxos turbulentos, sumidouro.

## ABSTRACT

Arid and semi-arid environments correspond to 1/3 of the terrestrial surface, in these localities water is an important and limiting element for vegetation growth and ecosystem biomass productivity. The semiarid region in Brazil comprises around 11.5% of the national territory, where 76% of this was originally composed by the Caatinga biome, with water deficit as a striking feature, average rainfall less than 800 mm and high temperatures of annual averages ranging between 25°C and 30°C. Research on the dynamics of mass and energy fluxes in these environments have not received much attention, although they are especially vulnerable to environmental change. And, techniques such as eddy covariance (EC) have contributed to estimating the magnitude and patterns of turbulent exchanges between the ecosystem and the atmosphere. In this micrometeorological study, for an area of dense Caatinga (DC) and another of sparse Caatinga (SC) belonging to the National Institute of the Semiarid (INSA) in Campina Grande - PB, during the 2013 and 2014 years, it was observed that the albedo ( $\alpha$ ) and the net radiation ( $R_n$ ) were more intense in the SC compared to DC, since the magnitude of incident short wave radiation was higher in this area. It was found that most of the net radiation it converted to sensible heat flux (H), mainly during the dry period in the SC, followed by the latent heat flux (LE) and much smaller partition in soil heat flux (G), usually about 50% for H and 20% for LE. Through the energy balance closure, it was verified that the turbulent fluxes (H + LE) were underestimated in relation to the available energy to the surface ( $R_n - G$ ), being that in the DC this discrepancy was greater and reaching more than 30%. The ecosystem at the two study sites acted as CO<sub>2</sub> sinks, sequestering more than 700 gC/m<sup>2</sup> and 550 gC/m<sup>2</sup> for DC and SC, respectively.

**Keywords:** semiarid, turbulent fluxes sink.

## LISTA DE FIGURAS

|  |    |
|--|----|
| Figura 1. Espaço geográfico do semiárido brasileiro (Fontes: MEDEIROS, 2012). ....   | 21 |
| Figura 2. Abrangência da Caatinga no semiárido (Fontes: SIMACAATINGA, 2017). 23  |    |
| Figura 3. Mapa da Paraíba com a demarcação das duas áreas de estudo (a) – (Fonte: Adaptado de Santos 2015) e imagem com os pontos de localização das torres da Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR) (b) – (Fonte: Google Earth).....                                     | 38 |
| Figura 4. Distribuição das médias mensais da precipitação na estação meteorológica do INMET dos anos de 1935 a 2014. ....  | 39 |
| Figura 5. Fotos da torre micrometeorológica (a) instalada na área de Caatinga em recuperação e das características da vegetação no seu entorno durante o período chuvoso (b). ....   | 39 |
| Figura 6. Fotos da torre micrometeorológica (a) instalada na área de Caatinga degradada e das características da vegetação no seu entorno durante o período chuvoso (b). ....  | 40 |
| Figura 7. Distribuição dos totais mensais da precipitação na Estação Experimental (a) e na sede (b) do INSA, nos anos de 2013 e 2014. ....   | 45 |
| Figura 8. Variação anual do ciclo diário médio mensal das componentes do balanço de radiação para os anos de 2013 (a e c) e 2014 (b e d), nas áreas de Caatinga densa (CD) e rala (CR). ....   | 52 |
| Figura 9. Variação do ciclo diário das componentes do balanço de radiação para o trimestre chuvoso (a, b, e, f) e trimestre seco (c, d, g, h), das áreas de Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR). ....   | 56 |
| Figura 10. Variação anual do ciclo diário médio mensal das componentes do balanço de energia para os anos de 2013 (a e c) e 2014 (b e d), nas áreas de Caatinga densa (CD) e rala (CR). ....   | 62 |
| Figura 11. Variação do ciclo diário das componentes do balanço de energia para o trimestre chuvoso (a, b, e, f) e trimestre seco (c, d, g, h), das áreas de Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR). ....   | 65 |
| Figura 12. Regressão linear entre a energia disponível ( $R_n - G$ ) e os fluxos turbulentos ( $LE + H$ ) do fechamento do balanço de energia para os anos de 2013 (a e c) e 2014 (b e d), nas áreas de Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR), nos anos 2013 e 2014. .... | 70 |
| Figura 13. Regressão linear entre a energia disponível ( $R_n - G$ ) e os fluxos turbulentos ( $LE + H$ ) do fechamento do balanço de energia, nas áreas de Caatinga densa (CD) e  |    |

|   |    |
|---|----|
| Caatinga rala (CR), nos trimestres chuvoso (e, g, ,i, l) e seco (f, h, j, m) dos anos 2013 e 2014. ....   | 71 |
| Figura 14. Variação anual do ciclo diário médio mensal do fluxo de CO <sub>2</sub> (FCO <sub>2</sub> ), na área de Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR), dos anos 2013 (a e c) e 2014 (b e d). ....   | 79 |
| Figura 15. Variação do ciclo diário do fluxo de CO <sub>2</sub> (FCO <sub>2</sub> ) e do déficit de pressão de vapor (DPV) para os trimestres chuvoso e trimestre seco de 2013 (a e b) e 2014 (c e d), das áreas de Caatinga densa (CD), a e c, Caatinga rala (CR), b e d. .... | 83 |
| Figura 16. NEE acumulado, nas áreas de Caatinga densa (CD) e rala (CR), dos anos de 2013 e 2014. ....   | 85 |

## LISTA DE TABELAS

|   |    |
|---|----|
| Tabela 1. Valores mínimo, máximo e o acumulado anual da precipitação referente às áreas de Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR), em 2013 e 2014. ....   | 46 |
| Tabela 2. Valores máximo, mínimo e médio anual das variáveis meteorológicas, para as áreas de Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR), nos anos de 2013 e 2014. ....   | 47 |
| Tabela 3. Valores mínimo, máximo e médio anual das componentes do balanço de radiação e albedo, para Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR), nos anos de 2013 e 2014. ....  | 48 |
| Tabela 4. Maiores e menores valores do período diurno das componentes do balanço de radiação, para Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR), nos anos de 2013 e 2014....  | 51 |
| Tabela 5. Valores mínimo, máximo e médio anual das componentes radiativas do balanço de energia e a evapotranspiração, para Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR), nos anos de 2013 e 2014.....  | 58 |
| Tabela 6. Maiores e menores valores do período diurno das componentes do balanço de energia, para Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR), nos anos de 2013 e 2014.....  | 60 |
| Tabela 7. Valores máximos das componentes do balanço de energia, para Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR), nos trimestres chuvoso e seco anos de 2013 e 2014.  | 63 |
| Tabela 8. Partições das componentes do balanço de energia, para Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR), nos trimestres chuvoso e seco dos anos de 2013 e 2014. ....   | 67 |
| Tabela 9. Valores mínimo, máximo e médio anual do fluxo de CO <sub>2</sub> (FCO <sub>2</sub> ), para Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR), nos anos de 2013 e 2014. ....  | 74 |
| Tabela 10. Maiores e menores valores do fluxo de CO <sub>2</sub> (FCO <sub>2</sub> ) noturno e diurno, para Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR), nos anos de 2013 e 2014. ....   | 77 |
| Tabela 11. Valores mínimo e máximo dos períodos diurno e noturno do fluxo de CO <sub>2</sub> (FCO <sub>2</sub> ) e máximo déficit da pressão de vapor (DPV), para Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR), nos trimestres chuvoso e seco de 2013 e 2014..... | 81 |

## LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS

NEB – Nordeste do Brasil

INSA – Instituto Nacional do Semiárido

$T_a$  – Temperatura do ar

$T_{s1}$  – Temperatura do solo a 2 cm

$T_{s2}$  – Temperatura do solo a 10 cm

UR – Umidade relativa

DPV – Déficit de pressão de vapor

ET – Evapotranspiração real

P – Pressão atmosférica

$V_x$  – Velocidade horizontal do vento

$E_r$  – Energia emitida pelo corpo

$\varepsilon$  – Emissividade do corpo

$\sigma$  – constante de Stefan-Boltzmann

T – Temperatura absoluta do corpo

$R_n$  – Saldo de radiação à superfície

$R_{ci}$  – Radiação de onda curta incidente

$R_{cr}$  – Radiação de onda curta refletida

$R_{le}$  – Radiação de onda longa emitida

$R_{li}$  – Radiação de onda longa incidente

$\alpha$  – Albedo da superfície

BE – Balanço de energia à superfície

H – Fluxo de calor sensível

LE – Fluxo de calor latente

G – Fluxo de calor no solo

S – Energia armazenada na biomassa e no ar

$H/R_n$  – Partição da componente fluxo de calor sensível do balanço de energia

$LE/R_n$  – Partição da componente fluxo de calor latente do balanço de energia

$G/R_n$  – Partição da componente fluxo de calor no solo do balanço de energia

$(H + LE)$  – Fluxos turbulentos

$(R_n - G)$  – Energia disponível à superfície

NEE – Troca líquida de  $CO_2$  entre o ecossistema e a atmosfera

$R_{eco}$  – Respiração do ecossistema

GPP – Produção primária bruta

EC – Eddy covariance

CO<sub>2</sub> – Dióxido de carbono

H<sub>2</sub>O – Vapor d'água

FCO<sub>2</sub> – Fluxo do dióxido de carbono

$F$  – Densidade de fluxo

$s$  – Razão de mistura de um escalar de interesse

$w$  – Velocidade vertical do vento

$\rho$  – Densidade do ar

$\overline{ws}$  – Covariância entre a razão de mistura de um escalar de interesse e a velocidade vertical do vento

$\overline{w\rho'}$  – Média do produto de dois termos de perturbação (flutuações)

$C_p$  – Calor específico do ar à pressão constante

$L$  – Calor latente de vaporização da água

$q$  – Umidade específica do ar

## SUMÁRIO

|  |    |
|--|----|
| 1. INTRODUÇÃO.....   | 17 |
| 2. HIPÓTESE .....  | 19 |
| 3. OBJETIVOS .....   | 20 |
| 3.1. Objetivo Geral .....  | 20 |
| 3.2. Objetivos Específicos .....   | 20 |
| 4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....   | 21 |
| 4.1. Semiárido Brasileiro e o Bioma Caatinga – descrição e importância .....                       | 21 |
| 4.2. Balanço de radiação em regiões áridas e semiáridas .....                                      | 24 |
| 4.3. Balanço de energia (BE) e carbono em regiões áridas e semiáridas .....                        | 26 |
| 4.4. <i>Eddy Covariance</i> (EC): um método para calcular os fluxos turbulentos .....              | 30 |
| 4.5. Um breve histórico da técnica de <i>Eddy Covariance</i> (EC) .....                            | 32 |
| 4.6. Considerações e limitações do método de <i>Eddy Covariance</i> (EC) .....                     | 33 |
| 4.7. Correções aplicadas .....   | 35 |
| 5. MATERIAL E MÉTODOS.....   | 38 |
| 5.1. Áreas de estudo.....  | 38 |
| 5.2. Teoria da técnica de <i>Eddy Covariance</i> (EC) .....  | 40 |
| 5.3. Instrumentos .....  | 43 |
| 6. RESULTADOS E DISCUSSÃO .....  | 45 |
| 6.1. Dados meteorológicos.....   | 45 |
| 6.2. Balanço de radiação.....  | 48 |
| 6.2.1. Variação da média diária das componentes do balanço de radiação .....                       | 48 |
| 6.2.2. Variação anual do ciclo diário das componentes do balanço de radiação.....                  | 50 |
| 6.2.3. Variação sazonal do ciclo diário das componentes do balanço de radiação .....               | 53 |
| 6.3. Balanço de energia.....   | 58 |
| 6.3.1. Variação da média diária das componentes do balanço de energia e da evapotranspiração ..... | 58 |
| 6.3.2. Variação anual do ciclo diário das componentes do balanço de energia.....                   | 60 |
| 6.3.3. Variação sazonal do ciclo diário das componentes do balanço de energia .....                | 63 |
| 6.3.4. Partições do balanço de energia.....  | 67 |
| 6.3.5. Fechamento do balanço de energia.....   | 69 |
| 6.4. Análise do fluxo de CO <sub>2</sub> .....   | 74 |
| 6.4.1. Variação da média diária do fluxo CO <sub>2</sub> .....                                     | 74 |

|   |     |
|---|-----|
| 6.4.2. Variação anual do ciclo diário do fluxo de CO <sub>2</sub> .....                                       | 77  |
| 6.4.3. Variação sazonal do ciclo diário do fluxo de CO <sub>2</sub> e do déficit de pressão de vapor<br>..... | 81  |
| 6.4.4. Troca líquida de CO <sub>2</sub> acumulado.....  | 85  |
| 7. CONCLUSÕES.....  | 88  |
| 8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....   | 90  |
| APÊNDICE A .....  | 112 |
| APÊNDICE B.....   | 113 |
| APÊNDICE C.....   | 114 |

## 1. INTRODUÇÃO

As regiões áridas e semiáridas abrangem aproximadamente 1/3 da superfície do terrestre e armazenam cerca de 20 a 30% de todo o carbono orgânico e inorgânico global (SCOTT et al., 2012). A água é fator preponderante e limitante para as trocas de massa e produtividade de biomassa. Contudo, vêm sendo observadas alterações importantes na cobertura vegetal desses ecossistemas, que têm causado mudanças nos ciclos de carbono e água e produzido reflexos no sistema climático (YANG et al., 2013).

A região semiárida no Brasil compreende 11,53% do território nacional, onde 76% eram originalmente composta pela vegetação de Caatinga. O déficit hídrico, temperatura do ar elevada com médias anuais entre 25°C e 30°C, precipitação variando entre (300 a 800) mm/ano e chuvas concentradas em poucos meses do ano, distribuídas de maneira irregular são características marcantes nessas localidades (SAMPAIO, 2010; MEDEIROS et al., 2012; NASCIMENTO SILVA et al., 2013; ASA, 2017; IBGE, 2017).

Em localidades áridas e semiáridas a vegetação apresenta menor área foliar, biomassa sobre o solo e produtividade líquida, posto que a precipitação exerce forte controle sobre o balanço de água e carbono. Por serem ambientes que passam por prolongado período de escassez hídrica, os ecossistemas semiáridos tornam-se importantes como tema de pesquisa, no sentido de possibilitar compreender as trocas de energia e massa entre a interface solo-vegetação-atmosfera e sua relação com o ciclo hidrológico e conseqüentemente com o clima (ROTENBERG e YAKIR, 2010; LIU et al., 2012a; YANG et al., 2013).

Estudos acerca da dinâmica dos fluxos de água, CO<sub>2</sub> e energia em ecossistemas áridos e semiáridos não tem recebido tanta atenção, como florestas temperada e tropical, em que técnicas como a de *eddy covariance* (EC), câmara estática, estimativas via sensoriamento remoto e razão de Bowen têm contribuído para estimar a magnitude, padrões e controles meteorológicos das trocas turbulentas entre o ecossistema e a atmosfera (LIU et al., 2012a; b).

De acordo com Ab'Sáber (1977), a Caatinga é considerada um bioma exclusivamente brasileiro, possuindo espécies endêmicas e uma composição florística muito variável (ALVARES et al., 2014; NASCIMENTO SILVA et al., 2013). Possui características como árvores de pequeno porte e arbustos, que no período seco têm o

aspecto de mata espinhosa, cutículas altamente impermeáveis, caules suculentos e apresentam perda de folhas (vegetação caducifólias), representando modificações sofridas pelas plantas denominadas de xeromorfismo (do grego *xeros* = seco, e *morphos* = forma), em função dos efeitos do clima e desta maneira reduzir a perda de água (ALCOFORADO FILHO, et al., 2003; SAMPAIO, 2010). No entanto, a Caatinga não é só importante por suas espécies e endemismos, mas por fornecer “matéria-prima” para pesquisas a respeito da capacidade adaptativas dos vegetais e animais, dentro dos regimes de umidade altamente variáveis e estressantes (LEAL et al., 2005).

Comparada a outros ambientes de clima semiáridos, a Caatinga demonstra ter função importante em contribuir para mitigação das emissões antropogênicas de CO<sub>2</sub>, um dos principais gases do aquecimento global (TAGESSON et al., 2016). Essas regiões são bastante afetadas pelo regime irregular de chuva, tornando-as suscetíveis à alterações ambientais, que conseqüentemente afetam a agricultura, a criação de animais, e a vida da população nessas localidades (TAGESSON et al., 2015). Desta forma, estudos que comparam a dinâmica dos fluxos turbulentos de energia e massa em superfícies com distintas coberturas numa mesma região vêm a ser relevantes, no sentido de compreender como mudanças na superfície podem impactar localmente o clima e contribuir assim para previsão climática global. Podendo então, auxiliar a tomada de decisões de políticas públicas, visando à conservação, recuperação e sustentabilidade de ambientes vulneráveis às ações antrópicas.

Assim, para este estudo serão determinadas as componentes do balanço de radiação e energia, bem como avaliar o comportamento do fluxo de CO<sub>2</sub> e seu papel enquanto fonte ou sumidouro de carbono para duas áreas de Caatinga, uma com cobertura vegetal densa e a outra rala, ou seja, mais degradada. As análises serão feitas a partir de dados meteorológicos e pelo método que estima a covariância entre os fluxos turbulentos (*eddy covariance*) das camadas atmosféricas adjacentes à superfície.

## 2. HIPÓTESE

- Espera-se que o saldo de radiação seja menor na área de Caatinga rala que na área de Caatinga densa, pois a superfície mais degradada refletiria mais radiação de onda curta (albedo maior) o que levaria a diminuição do saldo de radiação;
- Admite-se que o fluxo de calor sensível responsável pelo aquecimento do ar seja dominante em ambientes semiáridos, assim como nas duas localidades em questão neste estudo, exceto no período chuvoso em que o fluxo de calor latente utilizado nos processos evapotranspirativos seja equivalente ou até ultrapasse o fluxo de calor sensível;
- Considera-se que o bioma Caatinga nas duas áreas de estudo durante a estação seca permaneça em estado de neutralidade, isto é, que esteja em equilíbrio para emissão e assimilação de CO<sub>2</sub>, e que na estação chuvosa o bioma passe a comportar-se como sumidouro, porém com intensidade menor na Caatinga rala.

### **3. OBJETIVOS**

#### **3.1. Objetivo Geral**

Analisar as trocas de calor e massa entre o bioma Caatinga e atmosfera, uma de vegetação densa e outra rala, localizadas na sede e na estação experimental do Instituto Nacional do Semiárido (INSA), pertencentes aos domínios do município de Campina Grande – PB, a fim de compará-las e avaliar suas diferenças quanto ao impacto gerado pela antropização do bioma, a partir de dados registrados por sensores micrometeorológicas e do sistema de *Eddy Covariance* (EC) instalados nesses dois sítios experimentais.

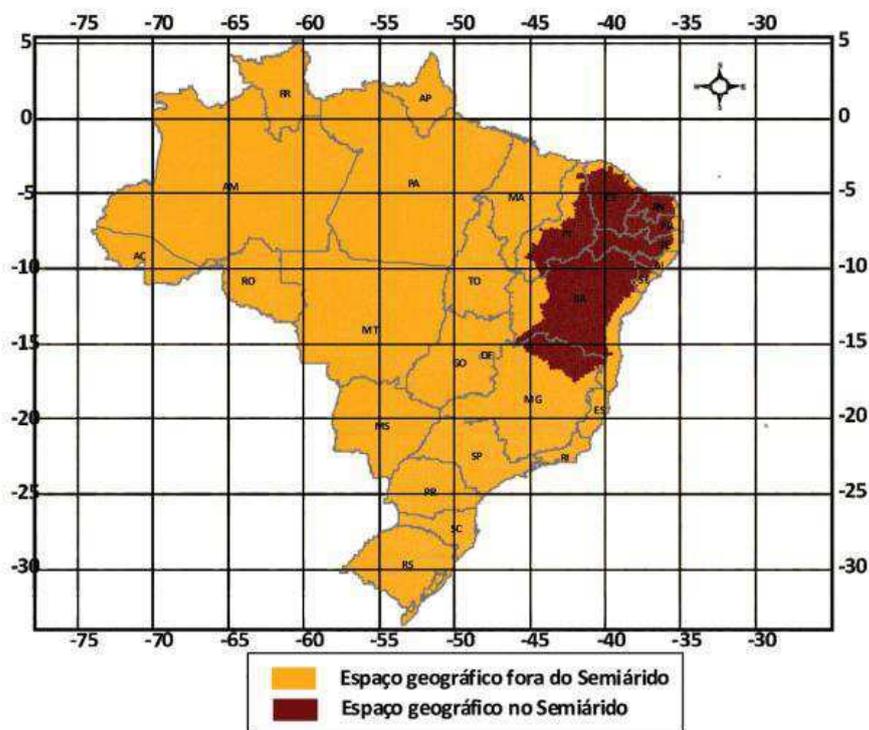
#### **3.2. Objetivos Específicos**

1. Determinar o balanço de radiação para as duas áreas de Caatinga;
  - 1.1. Avaliar o comportamento diário, anual e sazonal das componentes do balanço de radiação;
2. Determinar o balanço de energia para as duas áreas de Caatinga;
  - 2.1. Avaliar o comportamento diário, sazonal e anual das componentes do balanço de energia;
3. Determinar as partições e o fechamento do balanço de energia para as duas áreas de estudo;
4. Analisar o comportamento diário, anual e sazonal do fluxo de CO<sub>2</sub> nos dois sítios experimentais;
5. Determinar a troca líquida de CO<sub>2</sub> acumulado pelos dois ecossistemas, bem como avaliar o potencial destes para fonte ou sumidouro de carbono;
6. Comparar as variações dos fluxos de radiação, energia e massa, e definir as diferenças quanto aos padrões nessas duas áreas de Caatinga.

## 4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 4.1. Semiárido Brasileiro e o Bioma Caatinga – descrição e importância

A região semiárida no Brasil abrange uma área de 11,56% (969.589,4 km<sup>2</sup>) da área do território nacional (aproximadamente  $8,5 \times 10^6$  Km<sup>2</sup>) e é formada por 1.133 municípios que se estendem por oito estados da região Nordeste (Alagoas, Bahia, Ceará, Paraíba, Pernambuco, Piauí, Rio Grande do Norte e Sergipe) mais o Norte de Minas Gerais. A maior parte da região semiárida brasileira (Figura 1) é composta pelo bioma Caatinga, com uma extensão de 844.453 km<sup>2</sup>, representando quase 76% do território semiárido (MEDEIROS et al., 2012; GALVÍNCIO et al., 2013; NASCIMENTO SILVA et al., 2013; IBGE, 2017). O semiárido é caracterizado pelo déficit hídrico e distribuição irregular da chuva ao longo do ano, com precipitação média oscilando entre 300 e 800 mm/ano (ASA, 2017; NASCIMENTO SILVA, et al., 2013).



**Figura 1.** Espaço geográfico do semiárido brasileiro (Fontes: MEDEIROS, 2012).

Conforme Alvares et al. (2014) e de acordo com a classificação Köppen, o clima semiárido (tipo BSh) é característico da região Nordeste do Brasil (NEB), abrange locais onde a precipitação anual média é inferior a 800 mm, onde B representa a zona climática seca, Bs

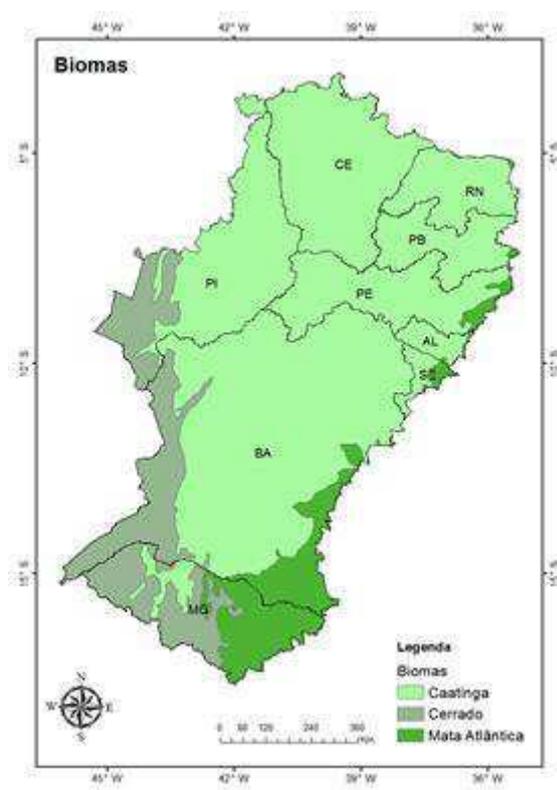
semiárido e BSh para baixa latitude e altitude. No Planalto da Borborema, na Paraíba, vale do rio São Francisco e norte da Bahia ocorre precipitações anuais inferiores a 700 mm, compreendendo as regiões mais secas do país. Pereira Filho et al. (2013) afirmam, baseados na classificação de Köppen, que no semiárido predominam três tipos de clima: BShw – clima semiárido, com curta estação chuvosa no verão e precipitações concentradas nos meses de dezembro a janeiro; o BShw' – clima semiárido, com curta estação chuvosa no verão e outono, e maiores precipitações nos meses de março a abril; o BShs' – clima semiárido, com curta estação chuvosa no outono e inverno, com precipitações concentradas nos meses de maio a junho.

Em torno de 60% do território do Nordeste está inserido no semiárido, onde a precipitação anual varia de 150 mm a 1300 mm e média da precipitação, temperatura do ar e umidade relativa em torno de 700 mm, 28 °C e 60%, respectivamente. Entretanto, as médias da precipitação contrastam com as da evapotranspiração potencial, que estão na faixa de 1500 mm e 2000 mm/ano e conjuntamente podem caracterizar o déficit hídrico e definindo assim a semiaridez climática (relação precipitação/evapotranspiração potencial < 0,65). Os solos predominantes da região são classificados como latossolos, litólicos, podzólicos, brunos não cálcicos, areias quartzosas e os planossolos solódicos. No entanto, quimicamente podem ser adequados para agricultura, porém, normalmente apresentam restrições físicas, drenagem irregular, acidez e pouca vocação agrícola (SAMPAIO, 2010; PEREIRA FILHO et al., 2013).

A disponibilidade hídrica é um fator limitante ao crescimento vegetal, além de ser extremamente variável temporal e espacialmente, características que podem ser atribuídas a: (i) complexidade dos sistemas formadores de chuva, em que frentes oriundas de várias direções perdem intensidade à medida que penetram no núcleo do semiárido, resultando em precipitação irregular e concentrada em poucos meses do ano; (ii) disposição orográfica, com serras e chapadas mais altas interceptando as frentes mais úmidas, gerando mais chuvas a barlavento e provocando aridez à sotavento; (iii) escoamento das águas das encostas até os vales, onde se concentram formando lagoas e rios, por vezes temporários; (iv) variabilidade dos solos quanto a maior ou menor capacidade de reter água, devido às diferentes profundidades e texturas (SAMPAIO, 2010).

Segundo Odum et al. (2008), bioma é uma vasta região geográfica, caracterizada por um tipo de vegetação principal e particular, sendo diferenciada pelas plantas predominantes, associadas a condições geoclimáticas comuns, resultando em uma diversidade biológica própria (OECD, 2017). A Caatinga é composta de uma vegetação típica do semiárido da

região Nordeste, que em Tupi-Guarani significa “mata branca, mata-aberta”, em razão do aspecto esbranquiçada que a vegetação adquire na estação seca. Quanto a sua formação vegetal é um bioma bastante heterogêneo, compondo um mosaico de arbustos espinhosos, com florestas sazonalmente secas, estendendo-se pela maior parte dos estados do NEB (Figura 2) (GALVÍNCIO et al., 2013). Também seria considerada uma savana estépica, comparável aos cerrados e outras vegetações abertas. Em função da diversidade de enquadramento das fisionomias presentes no domínio das “caatingas”, dificultando sua delimitação em qualquer tipologia, onde frequentemente existem particularidades (SAMPAIO, 2010).



**Figura 2.** Abrangência da Caatinga no semiárido (Fontes: SIMACAATINGA, 2017).

Os recursos naturais disponíveis da Caatinga são importantes para manutenção da economia da região semiárida, especialmente o NEB, pois as fontes madeireiras são utilizadas para geração de energia tanto de indústrias como domicílios, bem como dos produtos florestais não madeireiros, a exemplo da forragem animal, mel, frutos, fibras e outros, tornando-se alternativas de geração de renda para muitas famílias. Estima-se que 46% da Caatinga tenha sido desmatada e suas riquezas naturais vêm sendo exploradas sem

planejamento sustentável, provocando degradação e risco de esgotamento das mesmas (RIEGELHAUPT et al., 2010; GIONGO et al., 2011a).

Diante do panorama das mudanças climáticas, a Caatinga está entre os biomas mais vulneráveis, gerando preocupação sobre o NEB, visto que essa fragilidade indica um forte fator de pressão para a desertificação na região, conjuntamente às atividades antrópicas de remoção da vegetação para a produção de carvão vegetal (NOBRE, 2011). Em vista disso, estudos sobre o balanço de energia, água e carbono necessitam ser executados em áreas de vegetação nativa e antropizadas, especialmente pela pecuária e a agricultura de sequeiro, atividades dominantes na região, além da agricultura irrigada, por conta do seu alto impacto no sistema produtivo (GIONGO, 2011b). Quanto ao potencial da Caatinga nos processos de estocagem e sequestro do carbono atmosférico, ainda não se conhece a fundo, visto que, as técnicas de detecção de carbono presente na atmosfera e da fração fixada pela vegetação são dispendiosas, e as primeiras medições no semiárido brasileiro se iniciaram há pouco tempo (OLIVEIRA et al., 2006; CUNHA et al., 2013a,b; SILVA et al., 2013).

#### **4.2. Balanço de radiação em regiões áridas e semiáridas**

A radiação solar constitui a principal fonte de energia disponível para os processos naturais que ocorrem na interface da superfície da Terra com a atmosfera. É o mais importante elemento meteorológico, pois condiciona todos os outros elementos, como a temperatura, umidade, pressão, vento e precipitação. Ao penetrar na atmosfera a radiação solar sofre processos de reflexão, espalhamento e absorção, devido à cobertura de nuvens, vapor de água e outros aerossóis atmosféricos. Sendo que, apenas uma parte dessa radiação atinge diretamente a superfície, as outras partes vêm da contribuição da radiação difusa e térmicas da atmosfera (MESQUITA et al., 2013; SÁ, 2016).

A radiação solar incidente, ou radiação global (direta ou difusa) que chega à superfície terrestre produzirá aumento da temperatura através da emissão de ondas longas pela superfície, conforme a Lei de Stefan Boltzmann, em que a energia emitida pelo corpo ( $E_r$ ), dada em  $W/m^2$  é proporcional à quarta potência de sua temperatura absoluta em kelvin.

$$E_r = \varepsilon_0 \sigma T_s^4 \quad (1)$$

onde,  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann ( $5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^4$ ),  $\varepsilon_0$  e  $T_s$  são a emissividade da superfície (adimensional) e a temperatura da superfície (K), respectivamente (ARRUDA, 2011).

O balanço de radiação é a contabilização dos fluxos radiativos de entrada e saída entre a superfície e a atmosfera, tal que o saldo de radiação ( $R_n$ ) representa a quantidade de energia radinte disponível à superfície, e dado pela seguinte equação:

$$R_n = (R_{ci} - R_{cr}) + R_{li} - R_{le} - (1 - \varepsilon_0)R_{li} \quad (2)$$

onde as componentes da equação (2) são a radiação solar de onda curta incidente ( $R_{ci}$ ) e refletida ( $R_{cr}$ ), radiação de onda longa incidente ( $R_{li}$ ) e refletida  $(1 - \varepsilon_0)R_{li}$  e a radiação de onda longa emitida ( $R_{le}$ ) (ALLEN et al., 2002; MOENE e DAM, 2014). Os valores típicos de  $\varepsilon_0$  estão na faixa de 0,9 a 0,99, como por exemplo, para uma floresta decidual este fica em torno de 0,96, uma floresta tropical úmida em cerca de 0,98, em solo arenoso seco e úmido da ordem de 0,95 e 0,97, podendo variar de 0,85 a 0,96 em áreas urbanas, ou seja, uma pequena parte da radiação de onda longa é refletida da superfície para atmosfera, que por muitas vezes não é contabilizada (MOENE e DAM, 2014).

A razão entre a radiação solar de onda curta refletida ( $R_{cr}$ ) e a radiação solar de ondas curta incidente ( $R_{ci}$ ) é denominada albedo da superfície, dado pela expressão:

$$\alpha = R_{cr}/R_{ci} \quad (3)$$

O  $\alpha$  depende da capacidade da superfície de refletir energia, que varia em função do tipo de cobertura, textura e umidade do solo, topografia, ângulo zenital, condições de nebulosidade da atmosfera, dentre outros. Esse parâmetro desempenha o controle dos fluxos de radiação de onda curta, que por sua vez influenciará a energia disponível no sistema superfície-atmosfera para conversão em aquecimento do ar e do solo, evapotranspiração e fotossíntese, refletindo assim nas condições microclimáticas. Ele também é bastante utilizado como parâmetro de entrada nos modelos climáticos, agrometeorológicos e de previsão do tempo (MESQUITA et al., 2013; SOUZA, 2014).

A Caatinga é caracterizada por importantes adaptações em sua estrutura do dossel ao passar pelo período de estiagem, seguido de rápida recuperação após as primeiras chuvas, mudanças que refletem no balanço de radiação, e conseqüentemente nas trocas de calor, vapor

de água e CO<sub>2</sub> (SANTOS et al., 2012). Alguns trabalhos foram realizados em áreas de Caatinga, como um dos meios de caracterizar a interação da interface biosfera-atmosfera através da determinação do balanço de radiação à superfície, a exemplo dos estudos de Oliveira et al. (2006), Teixeira et al. (2008), Souza et al. (2015a;b), que contribuíram para compreender o comportamento deste bioma que ainda é carente desta qualidade de trabalhos.

#### **4.3. Balanço de energia (BE) e carbono em regiões áridas e semiáridas**

A determinação das componentes do balanço de energia à superfície (BE) permite analisar as interações entre a interface biosfera-atmosfera, contribuindo para compreensão dos processos da evapotranspiração, aquecimento do ar e do solo. O BE é baseado na 1ª Lei da Termodinâmica, ou seja, na conservação de energia, relacionando o fluxo de radiação líquida à superfície, ou saldo de radiação (Rn) convertido em fluxo de calor latente (LE), fluxos de calor sensível (H) e calor no solo (G), energia armazenada na biomassa (componentes da mata como troncos, galhos, gravetos, folhas, liteira, etc.) acima do solo e no ar (S), e energia bioquímica estocada pela respiração e fotossíntese (B) (BARR et al., 2006; MICHILES e GIELOW, 2008; MACHADO, 2012). Dado pela seguinte equação:

$$Rn = H + LE + G + S + B \quad (4)$$

Normalmente, o BE é analisado em função dos fluxos turbulentos (H e LE) e G, desprezando-se S e B, pois ao contabilizá-lo estes não correspondem nem 5% do Rn (MICHILES e GIELOW, 2008; MACHADO, 2012). Muitos trabalhos avaliando o BE têm reportado sobre o não fechamento do mesmo, sendo observados erros de até 30%. O fechamento quantifica a concordância entre as componentes do BE, visto que estas são medidas por métodos diferentes (OLIVEIRA et al., 2006; HAO et al., 2007; MACHADO, 2012; CUNHA et al., 2013b; SOUZA, 2014).

As variações sazonais dos fluxos de energia e massa dos ecossistemas são respostas às condições meteorológicas, climatológicas e atividades fisiológicas nas trocas líquidas de carbono dos ecossistemas, em especial as que dizem respeito aos processos de fotossíntese e respiração, em que a amplitude diária e a sazonalidade dos fluxos de CO<sub>2</sub> regulam a função de absorção e o potencial de sequestro de carbono dos ecossistemas (FALGE et al., 2002).

A troca líquida de CO<sub>2</sub> entre o ecossistema e a atmosfera (NEE) é referente ao balanço entre o carbono assimilado e emitido, sendo a absorção ou assimilação de carbono via fotossíntese da vegetação, denominada produção primária bruta (GPP) e a emissão através da respiração do ecossistema (R<sub>eco</sub>), onde o termo R<sub>eco</sub> é a combinação entre a respiração autotrófica das plantas e a respiração heterotrófica dos animais, fungos e microorganismos (GALVAGNO, 2011). E, a equação que descreve o balanço de carbono do ecossistema é a seguinte:

$$NEE = R_{eco} + GPP \quad (5)$$

Estabeleceu-se que o NEE < 0 indica absorção de CO<sub>2</sub>, ou seja, o ecossistema atua como sumidouro de carbono, e NEE > 0 representa o efluxo (a emissão) de CO<sub>2</sub> para atmosfera, em que o ecossistema funciona como fonte. Durante o período noturno a atividade fotossintética é nula, logo o GPP = 0. Desta forma, entende-se que a GPP é negativa e a R<sub>eco</sub> positiva (CARNEIRO, 2012; DIAZ, 2014).

Inúmeros processos dos ecossistemas terrestres são muito influenciados pelo ciclo hidrológico, como a precipitação, infiltração, escoamento, evaporação e transpiração, sendo os dois últimos processos funções do fluxo de calor latente (LE) da superfície para atmosfera, constituindo um importante componente do BE da superfície e, conseqüentemente, do balanço local e global de água. O LE também está associado ao ciclo terrestre de carbono por conta de reações fisiológicas das plantas, dadas pelas funções dos estômatos e da área foliar, e também pelas mudanças climáticas (IPCC, 2007; KATO et al., 2013).

Alterações no balanço de água refletem no comportamento do ciclo de carbono dos ecossistemas, que está relacionado às fontes e sumidouros de CO<sub>2</sub> (DOMINGO et al, 2011). A assimilação fotossintética do carbono pela planta gera perda de água pelos estômatos por meio da transpiração. A redução da absorção de carbono está associada ao aumento da eficiência de uso da água, nesse processo a planta regula a absorção continuamente de acordo com as variações da demanda evaporativa da atmosfera e da disponibilidade de água no solo (YEPEZ et al., 2009).

Estudos sobre essas trocas de carbono, vapor de água e energia entre a superfície terrestre e a atmosfera vêm sendo muito aplicados utilizando a técnica de *eddy covariance* (EC) em ecossistemas de regiões boreais, temperadas, florestas tropicais, pastagens e agrícolas, com pouco ou esporádico estresse hídrico. Os ecossistemas áridos e semiáridos que

passam por períodos prolongados de limitações hídricas têm recebido menos atenção (BALDOCCHI, 2003; KRISHNAN et al., 2012). Apesar de esses ambientes ocuparem vastas extensões de terra, são pouco representadas em estudos micrometeorológicos, no sentido de compreender melhor sua contribuição ao balanço global de energia e carbono, como respostas à substituição de sua cobertura natural por áreas antropizadas e das mudanças climáticas (ROTENBERG e YAKIR, 2010; REY et al., 2014).

Aproximadamente 50% dos ecossistemas terrestres são afetados por limitações hídricas, dos quais 1/3 da superfície terrestre do planeta é composta por áreas áridas e semiáridas e estas armazenam cerca de 20 a 30% de todo o carbono orgânico e inorgânico, dos quais 20% são de carbono orgânico na superfície (SCOTT et al., 2012). Têm sido observadas alterações em grande escala da cobertura vegetal desses ecossistemas, provocando mudanças nos ciclos de carbono e água com reflexos no sistema climático (SCOTT et al., 2012; YANG et al., 2013).

A disponibilidade de água controla não só os fatores dinâmicos dos ecossistemas áridos e semiáridos, como as trocas turbulentas de calor e massa, mas também os fatores humanos nessas localidades. A precipitação nesses ambientes ocorre de forma intermitente, variando em quantidade, frequência e intensidade. Tais características geram padrões hidrológicos únicos que diminuem a localização e o tempo de residência da água no solo que pode vir a ser absorvida pelas plantas (YEPEZ et al., 2009).

Segundo a avaliação de Oliveira et al. (2006) acerca da variação e sazonalidade do fluxo de CO<sub>2</sub>, vapor de água e energia de uma área com vegetação de Caatinga no município de Petrolina – PE, a taxa de evaporação foi muito baixa na estação seca, com valores próximos de zero ao final do período e baixos também na estação chuvosa, devido à pouca disponibilidade de água. Durante o período seco, em torno de 60% da energia disponível foi utilizada para aquecer o ar, e 10% para o processo evapotranspirativo, e na estação chuvosa, as taxas estiveram em 46% e 17%, respectivamente. Quanto ao fluxo de CO<sub>2</sub>, no começo da estação seca, o ecossistema agiu como sumidouro do CO<sub>2</sub>, enquanto o solo ainda continha umidade da estação chuvosa, situação que também se repete nessa mesma época. Ao final da estação seca, o sistema atuou como uma fonte de CO<sub>2</sub>, pois a taxa de fotossíntese passou a ser nula, quando ocorre a queda das folhas (GIONGO et al., 2011a). No trabalho de Souza et al. (2015a), também no município de Petrolina – PE, durante o ano de 2012 de seca intensa, verificou-se que a partição da energia disponível que compreende H foi potencializada pelo

intenso déficit hídrico, e que nessas condições a evapotranspiração foi bastante dependente do déficit de pressão de vapor e da resistência da superfície à transferência de vapor d'água.

Cunha et al. (2013b) fizeram a calibração do modelo de superfície da terra IBIS (*Integrated Biosphere Simulator*) a partir de dados observados de uma torre micrometeorológica instalada no Centro de Pesquisa Agropecuária do Trópico Semi-Árido (CPATSA), em Petrolina – PE, sendo uma das primeiras pesquisas a analisar os processos na interface superfície-atmosfera do ecossistema Caatinga. Em outro trabalho, Cunha et al. (2013a) avaliou-se as modificações provocadas nos processos da superfície pela substituição da Caatinga por agropecuária e área degradada, na mesma região. A partir das simulações resultantes do modelo IBIS, inicializado através de forçantes micrometeorológicas para distintas coberturas vegetais, diferentes características morfológicas e biofísicas detectaram-se alterações no BE decorrente do aumento do albedo, e na assimilação de CO<sub>2</sub> que, possivelmente, estavam relacionadas às alterações no Índice de Área Foliar (IAF).

Teixeira et al. (2008) conduziram um estudo microclimático de 2002 a 2005, avaliando parâmetros de superfície, como radiação e componentes do BE, no semiárido da bacia do rio São Francisco em Pernambuco. Para vegetação natural de Caatinga, a fração evaporativa estimada foi de 0,25 a 0,40, variabilidade associada à disponibilidade de água dos padrões anuais de chuva. O bioma Caatinga é caracterizado por apresentar baixos valores de fração evaporativa e LE, com valores relativamente altos de Rn, de forma que na maior parte do ano a energia disponível é convertida em H, resultando em camadas de ar aquecidas acima da vegetação.

No estudo conduzido por Tagesson et al. (2016) no Sahel, a maior região semiárida do mundo, situada ao sul do deserto do Saara, afirmam que as localidades semiáridas têm a importante função de sumidouro de carbono, absorvendo CO<sub>2</sub> dos ecossistemas terrestres e por conseguinte produzem efeito no ciclo global de carbono. Em todos os sítios analisados na região do Sahel detectou-se que estes se comportaram como sumidouros, com NEE variando entre -10, e -373 g C m<sup>-2</sup> ano<sup>-1</sup> e média anual igual a -162 g C m<sup>-2</sup> ano<sup>-1</sup>, evidenciando assim que a região foi importante para assimilação do carbono, vindo a contribuir para mitigação das emissões antropogênicas de carbono que segundo projeções dos modelos de circulação global levam a um aumento da temperatura e alterações no padrão de chuvas nessa região. Em uma pesquisa realizada por Nobuhle et al. (2016) acerca do comportamento das componentes do BE, para uma área de savana no semiárido do Parque Nacional de Kruger na África do Sul, constatou-se que a fração da energia de Rn convertida em H foi dominante, com exceção do

período chuvoso no verão, em que a partição de LE aumentou. Também, observou-se a subestimativa dos fluxos turbulentos (H+LE) em comparação à energia disponível (Rn-G), resultando no desequilíbrio do BE.

Um estudo realizado por Bell et al. (2012) investigou padrões de troca líquida de carbono, em um ecossistema árido do México, a fim de determinar as variáveis meteorológicas, como a precipitação, que controlam o fluxo de carbono diurno, sazonal e anual. A precipitação durante o período do estudo de 2002 a 2008 foi extremamente variável (55-339 mm), e entre 2004 a 2008 ocorreu redução desta, resultando no ecossistema atuando como fonte de carbono de moderada a intensa ( $62 - 258 \text{ g C m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ ), enquanto entre 2002 e 2003, o ecossistema passou funcionar como sumidouro, variando entre  $-52$  e  $32 \text{ g C m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ .

Estudos efetuados por Liu et al. (2012a) e Liu et al. (2012b), em uma zona desértica a oeste da China, em uma comunidade de plantas halófitas, em que foram analisados os fluxos de água e carbono através do método EC e constataram que no ano seco de 2006, registros de precipitações anuais 22% abaixo da normal climatológica (63 mm), ao passo em 2007 foi de 42% acima da média. De forma que, a vegetação comportou-se como um sumidouro fraco durante o ano seco,  $-5 \pm 12 \text{ g C m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$  e forte no ano úmido,  $-40 \pm 12 \text{ g C m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ , e a eficiência do uso da água do ecossistema estiveram em 0,03 g C por kg H<sub>2</sub>O e 0,15 g C por kg H<sub>2</sub>O, tal que exibiu o padrão contrário aos ambientes úmidos onde a eficiência aumenta em anos de seca. Os ecossistemas desérticos em anos úmidos produzem um aumento no ganho de carbono e na eficiência do uso da água.

Compreender melhor a relação entre o clima e os processos de troca de vapor de água, fluxos de energia e carbono para diferentes coberturas e uso do solo, permite prever acerca das perturbações físicas e biológicas sofridas pelos ecossistemas provocadas pela interferência antrópica localmente e no contexto global (IPCC, 2007; KRISHNAN, et al., 2012).

#### **4.4. Eddy Covariance (EC): um método para calcular os fluxos turbulentos**

Consiste de um método estatístico aplicado em estudos micrometeorológicos para estimar as trocas gasosas e de energia entre a biosfera e a atmosfera, a partir de medidas de covariância entre as flutuações da velocidade vertical do vento e da razão de mistura do gás. Esta é considerada uma metodologia confiável e muito utilizada para obter as trocas turbulentas entre a superfície e a camada limite atmosféricas (MONCRIEFF et al., 1997; ARRUDA, 2011; GALVAGNO, 2011; BURBA, 2013; THEICHRIEB, 2012).

Essa técnica é utilizada para inúmeros propósitos, sendo primeiro necessário definir a finalidade e as variáveis que serão medidas, em seguida os instrumentos necessários, a localização da área de coleta, arranjo e posicionamento dos instrumentos, a coleta dos dados e processamento dos mesmos, além das calibrações e manutenções periódicas. As variáveis a serem medidas dependem dos instrumentos instalados na estação ou torre, do escopo do projeto, além de incluir a concentração de H<sub>2</sub>O podem-se obter as concentrações de outros gases, a fim de obter seus fluxos, como por exemplo, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, NH<sub>3</sub> (BURBA, 2013).

As medidas das flutuações turbulentas da velocidade vertical do vento e a concentração dos gases são obtidas através de sensores de alta frequência, sendo calculada a covariância entre estas, representando os fluxos verticais turbulentos. Ou seja, a evapotranspiração, calor latente (LE), calor sensível (H) e o fluxo de CO<sub>2</sub> são estimados a partir da covariância entre as flutuações da velocidade vertical do ar e a densidade do vapor de água, temperatura e concentração do gás, respectivamente (DICKEN, 2011).

As parcelas de ar giram em decorrência do movimento horizontal do vento e são chamadas de vórtices e estes são gerados por meio da convecção, natural ou forçados (BURBA et al., 2010). A convecção natural ocorre devido às variações de densidade do ar, tal que os vórtices menos densos e mais quentes que o ar ao redor se elevam e os vórtices mais frios descem. No caso da convecção forçada, o movimento das parcelas de ar ocorre devido à rugosidade da superfície e o escoamento sobre os objetos (OKE, 1987; CROMBIE, 2012). Os vórtices apresentam as componentes tridimensionais e movem-se horizontalmente e verticalmente, sendo transportados pelo vento (BURBA et al., 2010). Próximo à superfície são menores e aumentam de tamanho com a altitude. Eles transportam massa e energia através das trocas dessas grandezas de um ponto a outro por meio da convecção (CROMBIE, 2012).

As medidas dos vórtices turbulentos, em geral são feitas na região da camada limite mais próxima à superfície, em torno de 20 – 50 m de altura, onde a estratificação da camada é instável e situada a poucos metros da estratificação estável. Os fluxos ficam aproximadamente constantes com a altura da camada, assim as medidas tomadas num certo nível são representativas dos fluxos de níveis mais baixos, os quais se interessa calcular (STULL, 1988; FOKEN, 2008a; AUBINET et al., 2012).

#### 4.5. Um breve histórico da técnica de Eddy Covariance (EC)

A teoria da técnica EC é atribuída a Reynolds (1895), porém ela começou a ser aplicado a partir de 1926 por Scrase (1930), num estudo sobre transferência de momento utilizando instrumentos analógicos. Após a segunda guerra mundial, os equipamentos se tornaram mais sofisticados, como o anemômetro de fio quente de reposta rápida e computadores digitais, que permitiram um avanço da mesma. Em 1951, Swinbank estudou os fluxos turbulentos de calor e momento, em um terreno com vegetação rasteira e relevo suave (BALDOCCHI, 2003).

As primeiras medidas do fluxo de CO<sub>2</sub> através do EC ocorreram no final dos anos 60 e início dos anos 70 (BAUMGARTNER, 1969; DENMEAD, 1969; JARVIS et al., 1976), contudo os instrumentos eram de baixa frequência acarretavam em erros de até 40% (DESJARDINS e LEMON, 1974; DESJARDINS, 1974; GARRAT, 1975). Os principais sensores que mediam a troca líquida de carbono do ecossistema eram cuvetas e câmaras que mediam através da planta e do solo a variação diurna do fluxo de carbono (FIELD et al, 1982; COLLATZ et al., 1991; DENMEAD et al., 1993; LIVINGSTON et al., 1995, BALDOCCHI, 2003).

A partir dos anos 80, campanhas foram realizadas em campos de soja, sorgo, arroz e milho (ANDERSON et al., 1984; ANDERSON et al., 1986; OHTAKI, 1984; DESJARDINS, 1985). Também foram realizados experimentos em áreas de vegetação nativa: florestas temperadas decíduais, pradarias e pastagens (VERMA et al., 1989; KIM et al., 1990) e maquis, uma formação vegetal arbustiva do mediterrâneo (VALENTINI et al., 1991; BALDOCCHI, 2003).

Formaram-se redes regionais, por volta de 1997 que operavam na Europa, a CarboEuroflux (AUBINET et al., 2000; VALENTINI et al., 2000) e na América do Norte, AmeriFlux (RUNNING et al., 1999; LAW et al., 2002). Atualmente, a EC vem sendo aplicado em estudos de longo prazo e de forma sistemática por mais de 800 torres distribuídas ao longo dos principais climas e biomas do mundo, compondo uma rede global de grupos ativos e históricos do programa FLUXNET. Esta rede envolve grupos regionais da América do Norte, América Central e América do Sul, Europa, Ásia (AsiaFlux), Austrália (OzFlux), África (BALDOCCHI, 2003; FLUXNET, 2017).

#### 4.6 Considerações e limitações do método de Eddy Covariance (EC)

A garantia da qualidade, acerca da precisão e acurácia dos dados medidos começa pela seleção do local, passa pelos testes de validação, calibração e a análise do desempenho geral, etapas que se repetirão ao longo do tempo de operação da estação. O planejamento da instalação de uma torre micrometeorológica compreende a tarefa de minimizar a tendência de erros sistemáticos atribuídos às possíveis distorções dos fluxos e redução do impacto no ambiente. Pois, a princípio, a técnica EC apresenta limitações para sua aplicação, pois requer condições ambientais constantes de terreno homogêneo e plano, velocidade vertical média do ar sendo zero, e uma vasta extensão de vegetação a barlavento da fonte do fluxo. Essas premissas evitam causar erros sistemáticos na interpretação das medidas, que se intensificam quando integrados ao longo das somas diárias e anuais (FOKEN e WICHURA, 1996; MASSMAN et al., 2002; BALDOCCHI, 2003).

A área de estudo deve ser grande o bastante para proporcionar um *fetch* suficiente, onde o sistema de covariância turbulenta implantado esteja dentro da camada limite de interesse (MAUDER, 2005; BURBA, 2013). O *fetch* pode ser entendido como a distância da torre até a periferia (borda) da área de abrangência de detecção dos instrumentos, onde a área refere-se ao *footprint* e sua análise é a relação das medidas de um determinado ponto a barlavento da fonte dos fluxos; o que é particularmente importante para terrenos complexos e não homogêneos. (MAUDER, 2005; BURBA, 2013).

Segundo Rebba et al. (2009) a área de origem de onde os fluxos turbulentos são gerados corresponde ao *footprint* e define a área de contribuição das medições. Quando esta contribuição é homogênea, o fluxo escoar igualmente sobre a superfície e a localização dos sensores em relação à superfície não se torna um problema (SCHMID, 2002). Porém, em superfícies heterogêneas, deve-se considerar a proximidade dos sensores a ela. Galvagno (2001) descreveu o *footprint* como equivalente ao "campo de visão" dos instrumentos, onde a função que o descreve fornece a fração do fluxo medido que sofre influência de um ponto da superfície a barlavento dos instrumentos.

O *footprint* depende de fatores como, altura do sensor, estratificação termal da camada limite e comprimento de rugosidade da camada próxima à superfície, constituindo os principais parâmetros. Contudo, a correta implantação dos sensores garante a qualidade dos dados, sob a condição de fluxos turbulentos serem constantes com a altura, fator que está associado ao *fetch* (DICKEN, 2011; BURBA, 2013).

Quanto ao balanço de energia (BE), observou-se um problema referente ao seu fechamento, um grande resíduo no cômputo geral dos fluxos, até mesmo em superfície homogênea. No período diurno, a superfície recebe mais energia por radiação do que por transporte dos fluxos turbulentos – calor sensível (H) e calor latente (LE). Desta forma, o fluxo de calor no solo (G) e a energia armazenada são elevados. O fenômeno contrário ocorre à noite, porém sem que a energia perdida do período diurno seja compensada (WILSON et al., 2002; FOKEN, 2008a; FOKEN, 2008b; BARR et al., 2012; IRMAK et al., 2014).

A energia transportada pelos fluxos turbulentos não é compatível com a energia disponível na superfície (Rn-G). O resíduo ou desequilíbrio do BE é a diferença entre (H+LE) e (Rn-G) (MAUDER, 2005). A maior parte dos fluxos turbulentos medidos por EC são menores que a energia disponível, logo os fluxos turbulentos são subestimados e os fluxos da energia disponível são superestimados. Essa situação acarreta grande imprecisão às componentes medidas ou estimadas do BE, como o observado nos experimentos de Aubinet et al. (2000) e Wilson et al. (2002), em que o resíduo encontrado chegou a 80% (FOKEN, 2008a; IRMAK et al., 2014).

Wilson et al. (2002) abordaram as seguintes razões para o “desbalanço” de energia: (1) erros sistemáticos associados à incompatibilidade da amostragem entre o *footprint* dos fluxos medidos e os sensores que medem diferentes variáveis do BE (principalmente *Rn* e *G*); (2) tendência de erro sistemático dos instrumentos; (3) descuido quanto a detecção da energia armazenada e dissipada; (4) perdas de baixa e alta frequência da mistura dos fluxos turbulentos; (5) advecção horizontal e vertical de calor e vapor de água (IRMAK et al., 2014).

Da mesma forma, Runyuan et al. (2012) elencaram algumas causas para o problema do balanço de energia à superfície: erro instrumental, principalmente os que envolvem a técnica EC; procedimentos de processamento dos dados; dificuldades em fazer observações pontuais dos vórtices turbulentos maiores pelo método EC; desconsiderar a energia estocada na interface solo-vegetação-atmosfera; erros devido as observações da radiação líquida, especialmente em terrenos complexos; erros gerados a partir das perdas das contribuições de baixa e/ou alta frequência do transporte de energia; efeito do *footprint*; calibração do ângulo de ataque.

Uma das soluções para essa questão do fechamento do BE pode estar em forçar o fechamento do mesmo, desconsiderando a fração do calor armazenado no dossel. Quando o resíduo é maior que 20% se assume a precisão do cálculo de H e considera-se LE como resíduo (denominado de “fechamento residual de LE”). Ou ainda, admiti-se que os cálculos da

razão de Bowen ( $\beta$ ) através dos dados de EC estejam corretos e que LE e H sejam ajustados para fechar BE. A estimativa incorreta da parcela de energia estocada pode explicar porque a energia disponível é subestimada (IRMAK et al., 2014).

Foken (2008b) afirmou que as trocas dos fluxos de grande escala em superfícies heterogêneas tem importante influência sobre o não fechamento do BE. O problema estaria numa questão de escala, refletindo nas medidas e na modelagem dos fluxos turbulentos, sendo necessário o desenvolvimento de mais pesquisas acerca das escalas dos fluxos turbulentos, no sentido de reduzir o resíduo produzido pelas diferenças destas (IRMAK et al., 2014).

#### **4.7 Correções aplicadas**

A aplicação do método EC utiliza várias correções aos dados brutos para compensar as limitações do sistema de detecção turbulenta e do local (AUBINET et al., 2000; FOKEN, 2008b; DICKEN, 2011). Correções para defasagem de tempo entre sensores, por meio do cálculo de correlações cruzadas; correção cruzada para o vento (devido ao efeito da componente normal do vento com relação ao caminho óptico) e a temperatura sônica; ajuste para transformação de coordenadas planas (LIU et al., 2001; WILCZAK et al. 2001; FOKEN, 2008b); correções espectrais como descritas por Moore (1986), a partir dos modelos espectrais propostos por Kaimal et al. (1972) e Hojstrup (1981); conversão das flutuações da temperatura sônica para flutuações da temperatura real, segundo Schotanus et al. (1983); correções das densidades dos fluxos de CO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>O, de acordo com Webb et al. (1980); etapas de correções utilizando processos iterativos e análise da qualidade dos dados, seguindo as metodologias de Foken e Wichura (1996), Vickers e Mahrt (1997) e a versão atualizada por Foken et al. (2004).

Antes do cálculo dos fluxos, dois tipos de correções devem ser efetuadas: instrumental e física. A correção instrumental é o processo anterior e prepara os dados de alta frequência para os cálculos dos fluxos (MASSERONI et al., 2013). Atualmente as sequências de correções dos dados brutos são feitas automaticamente por softwares de processamento instalados no coletor de dados (datalogger) (BURBA, 2013).

Aplica-se a *rotação de coordenadas* das componentes do vento para alinhar paralelamente o vetor vento médio como eixo  $x$ , por conta da inclinação do anemômetro sônico com relação às linhas de corrente (WILCKZAK et al. 2001; MASSERONI et al., 2013;; IRMAK et al., 2014). E, quando os valores de um curto intervalo que extrapolaram em

comparação aos demais valores da série temporal (valores atípicos) podem ser eliminados através da *remoção de picos*. Para valores que apresentarem desvio padrão 4,5 vezes maior serão caracterizados como picos (VICKERS E MAHRT, 1997; HOJSTRUP, 1993; MAUDER e FOKEN et al. , 2011; MASSERONI et al., 2013).

Também se emprega a *eliminação de tendências* das flutuações em relação à média dos sinais medidos, para condições de não estabilidade atmosférica, então se faz necessário remover as tendências de longo prazo que não contribuem para os fluxos (MASSERONI et al., 2013). Durante o processamento de alguns algoritmos, antes de calcular as covariâncias, é realizada a eliminação linear de tendências ou utilizam um filtro, no sentido de reduzir a dispersão dos fluxos estimados, mas que podem não ser consistentes com a média de Reynolds (MONCRIEFF et al., 2004; MAUDER et al., 2013).

Depois da sequência de correção instrumental aplicam-se as correções físicas, acerca das perdas de informações espectrais, flutuações de densidade do ar, efeitos de umidade na temperatura sônica, conforme a descrição de Ueyama et al. (2012) (MASSERONI et al., 2013).

Para compensar os fluxos subestimados utiliza-se a *correção espectral* para altas e baixas frequências. A resolução espectral do sistema de medição deve ser ajustada em relação ao espectro de turbulência, pois os sinais perdidos de alta frequência são devido à resposta inadequada de frequência do sensor, caminho médio, separação do sensor e no caso de sensores de caminho fechado devido o transporte aéreo através dos tubos. A correção é feita de acordo com Moore (1986) (FOKEN, 2008a; MASSERONI et al., 2013).

Já as perdas de baixa frequência ocorrem devido à amostragem de duração finita, como as de 30 min, quando o intervalo não é suficiente para incluir o espectro de baixas frequências que sejam importantes. Mas, ao se estender o intervalo, eventos de baixa frequência não associados à turbulência podem ser contabilizados nas estimativas dos fluxos. Logo, aconselha-se fazer o *teste de ogiva* para saber se o valor máximo do fluxo está dentro do intervalo de tempo médio, como em Desjardins et al. (1989) (FOKEN, 2008a; FOKEN, et al., 2012; MASSERONI et al., 2013).

O analisador de gás de caminho aberto fornece as densidades do gás carbônico e vapor de água e, não as concentrações destas quantidades. Assim, os fluxos destes gases traços devem ter seu fluxo vertical médio corrigidos das flutuações da densidade do ar, denominada de *correção WPL* de Webb et al. (1980). Pois, as variações na densidade do ar, associadas ao fluxo de calor sensível, levam a variações na concentração de vapor de água, que produzem

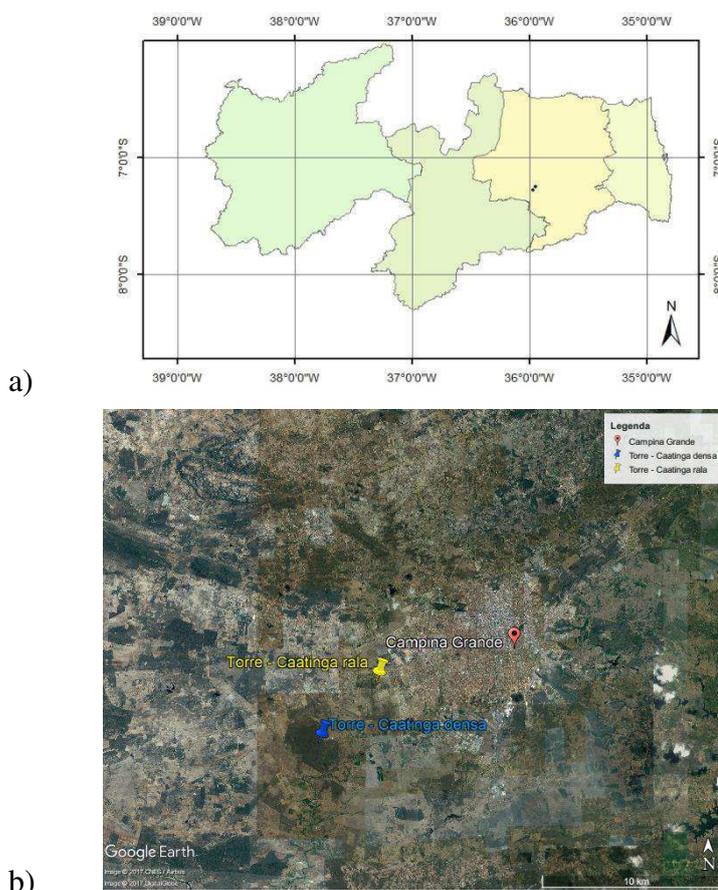
erros no fluxo de calor latente (Webb et al., 1980). Essa correção tem maior influência sobre o fluxo de CO<sub>2</sub>, cerca de 20 - 30%, sendo significativa também no cálculo do fluxo de calor latente, entre 2 a 3%. (REBBA et al., 2009; MASSERONI et al., 2013).

O anemômetro sônico fornece as componentes do vento e a temperatura sônica que compõe o cálculo do calor sensível e pode ser afetada pela umidade e flutuações na velocidade do vento (MASSERONI et al., 2013). Utiliza-se a transformação da temperatura sônica (aproximadamente igual à temperatura virtual) em temperatura real, para calcular o fluxo de calor sensível através do fluxo de *buoyancy* (empuxo) e corrigi-lo, pois o fluxo de *buoyancy* é cerca de 10 a 20% maior que o fluxo de calor sensível (FOKEN, 2008a). Schotanus *et al.* (1983) desenvolveram a correção para este erro, que é denominado de *correção SND* (AUBINET et al., 2012).

## 5. MATERIAL E MÉTODOS

### 5.1. Áreas de estudo

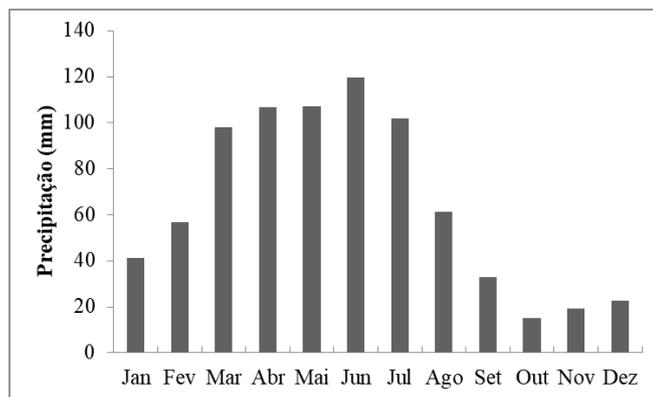
Esta pesquisa foi conduzida em duas áreas de Caatinga, uma com vegetação densa e outra rala, dentro dos limites do município de Campina Grande, estado da Paraíba, pertencente ao Instituto Nacional do Semiárido (INSA), onde foram instaladas duas torres micrometeorológicas (Figura 3).



**Figura 3.** Mapa da Paraíba com a demarcação das duas áreas de estudo (a) – (Fonte: Adaptado de Santos 2015) e imagem com os pontos de localização das torres da Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR) (b) – (Fonte: Google Earth).

O período chuvoso na região de Campina Grande – PB começa em março/abril e encerra-se em agosto (entre parte do outono e do inverno), enquanto o período de estiagem (seco) é prolongado, de cinco a seis meses, tendo início em setembro e estendendo-se até fevereiro (CHUNHA et al., 2009; DANTAS, et al., 2001). A precipitação média a partir de

uma série histórica (1935 a 2014) foi de aproximadamente 783 mm/ano, os dados são provenientes da estação meteorológica do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), instalada na sede da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA), de coordenadas 7°13'11'' S e 35°52'31'' O (Figura 4).



**Figura 4.** Distribuição das médias mensais da precipitação na estação meteorológica do INMET dos anos de 1935 a 2014.

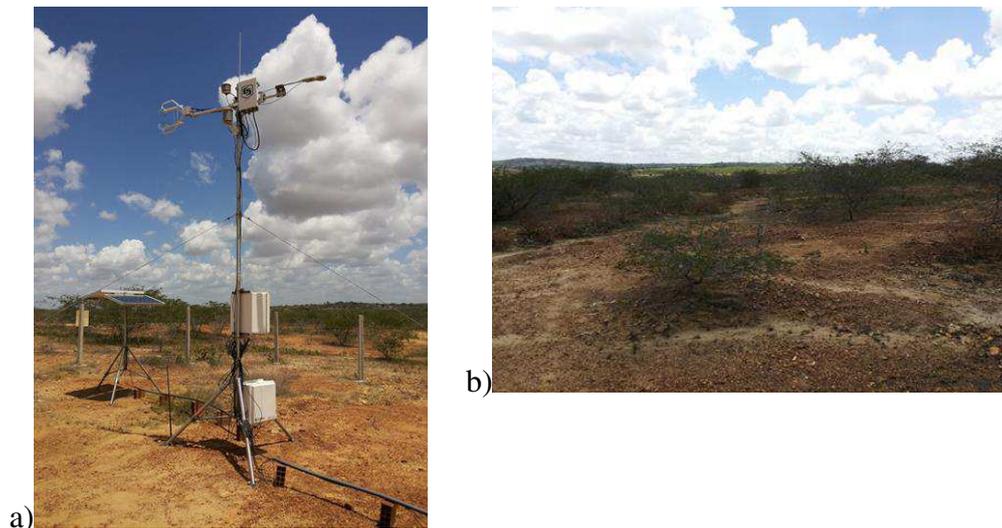
A área de Caatinga densa (CD) está situada na Estação Experimental Miguel Arraes pertencente ao INSA, na zona rural de Campina Grande, com as seguintes coordenadas geográficas: 7° 16' 47.76" S, 35° 58' 29.21" O e altitude de 490 m. Netse local foi instalada uma torre micrometeorológica (7 m) que está em funcionamento desde janeiro de 2013, onde a vegetação é mais densa e de maior porte chegando até 5 m (Figura 5).



**Figura 5.** Fotos da torre micrometeorológica (a) instalada na área de Caatinga em recuperação e das características da vegetação no seu entorno durante o período chuvoso (b).

A área de Caatinga rala (CR) situa-se na sede administrativa do INSA, onde se instalou uma torre micrometeorológica de 3 m de altura, de latitude de 7° 14' 59.78" S, longitude 35° 56' 49.70" O e altitude 500 m, que começou a operar em março de 2013. Essa torre está inserida em uma área de Caatinga antropizada, apresentando vegetação esparsa, de pequeno porte (inferior a 2 m), predominantemente jurema-preta (*Mimosa hostilis*), apresentando solo exposto e com afloramento rochoso (Figura 6).

Os sensores de *eddy covariance* (EC) foram instalados nas torres conforme recomendações detalhadas em Burba (2013), tal que estes devem ser posicionados de 2 a 3 vezes a altura do dossel, de maneira que as medidas sejam tomadas na camada de fluxo constante (acima da subcamada de rugosidade) e abaixo da camada de mistura que se situa entre 100 a 150 m acima da superfície do solo.



**Figura 6.** Fotos da torre micrometeorológica (a) instalada na área de Caatinga degradada e das características da vegetação no seu entorno durante o período chuvoso (b).

## 5.2. Teoria da técnica de Eddy Covariance (EC)

Os fluxos turbulentos foram calculados em termos da covariância entre a razão de mistura de um escalar de interesse ( $s$ ) e a velocidade vertical do vento ( $w$ ) nos turbilhões, multiplicados pela densidade do ar ( $\rho$ ). Assim, a densidade de fluxo, ou simplesmente o fluxo vertical é descrito como (MONCRIEF et al., 1997; BALDOCCHI, 2003; GALVAGNO, 2011; BURBA, 2013; JAH et al., 2013):

$$F = \overline{\rho w s} \quad (6)$$

onde, a barra superior representa a média do produto para um intervalo de amostragem, como a cada meia hora ou a cada hora.

Os turbilhões movem-se através dos sensores de EC que tem resolução de alta frequência para detectarem as flutuações, de grandezas como o vento, temperatura, densidade do vapor d'água e de gases (ex: CO<sub>2</sub>) entre os movimentos ascetes e descetes do ar, caso a resolução seja baixa o instrumento não será capaz de identificar essas diferenças e contabilizar os fluxos pequenos, ou seja, os instrumentos não registrarão o espectro completo de flutuações da turbulência (MAUDER, 2005; BURBA, 2013). Os cálculos das propriedades de um turbilhão são expressos através da *decomposição de Reynolds*, e para um dado instante, uma grandeza consiste de uma soma de uma componente de valor médio ( $\bar{s}$ ) e outra da flutuação (desvio) ( $s'$ ) (MONCRIEFF et al., 1997; ARYA, 2001; REBBA et al., 2009).

$$s = \bar{s} + s' \quad (7)$$

A componente do valor médio é descrita por uma série temporal:

$$s = \frac{1}{T} \int_t^{1+T} s(t) dt \quad (8)$$

No transporte turbulento de um constituinte da atmosfera estão associados à densidade e a velocidade vertical da massa de ar que o contém, aplica-se a então a estes elementos a equação (7) na equação (6) e reescrevendo assim, o fluxo vertical turbulento (BURBA, 2013):

$$F = \overline{(\bar{\rho} + \rho')(\bar{w} + w')(\bar{s} + s')} \quad (9)$$

A partir dos postulados de Reynolds para as médias das componentes turbulentas ( $s'$ ) e ( $w'$ ) e  $a$  igual uma constante (AUBINET et al., 2012):

$$\begin{aligned} \overline{s'} &= 0 \\ \overline{s w} &= \overline{s w} + \overline{s' w'} \\ \overline{\bar{s} w} &= \overline{s w} \end{aligned} \quad (10)$$

$$\overline{as} = a\overline{s}$$

$$\overline{s+w} = \overline{s} + \overline{w}$$

Expande-se a equação (9) através de manipulações algébricas de (10), e assumindo as condições de homogeneidade e estacionariedade, em que por definição as médias das flutuações são nulas,  $\overline{s'} = \overline{w'} = \overline{\rho'} = 0$ , e sabendo que a média do produto de dois termos de perturbação ( $\overline{w'\rho'}$ ) deve ser diferente de zero (MONCRIEFF et al., 1997; MAUDER, 2005; REBBA et al., 2009; BURBA, 2013). Então,

$$F = \overline{(\overline{\rho} \overline{w} \overline{s} + \overline{\rho} \overline{w} s' + \overline{\rho} w' \overline{s} + \overline{\rho} w' s' + \rho \overline{w} \overline{s} + \rho \overline{w} s' + \rho w' \overline{s} + \rho w' s')} \quad (11)$$

Mais duas condições são aplicadas na equação (11), tal que as perturbações na densidade do ar ( $\overline{\rho'}$ ) são desprezadas e o fluxo vertical médio  $\overline{w} = 0$ , ou seja, não há convergência e nem divergência de massa e então

$$F = \overline{\rho \overline{w} \overline{s}} + \overline{\rho \overline{w} s'} + \overline{w \overline{\rho} s'} + \overline{s \overline{\rho} w'} + \overline{\rho w' s'} \quad (12)$$

Desta forma, as equações para os fluxos turbulentos do CO<sub>2</sub> (FCO<sub>2</sub>), calor latente (LE) e calor sensível (H), para terrenos homogêneos, onde o mesmo é produto da densidade média do ar, covariância média entre desvios instantâneos da velocidade vertical do vento com a razão de mistura do gás (c), temperatura (T) ou umidade específica (q) (BURBA, 2013):

$$F = \overline{\rho \overline{w} c'} \quad (12)$$

$$H = \overline{\rho C_p \overline{w} T'} \quad (13)$$

$$LE = \overline{\rho L \overline{w} q'} \quad (14)$$

sendo,  $\rho$  a densidade do ar seco,  $C_p$  o calor específico do ar,  $L$  o calor latente de vaporização. Lembrando que, a covariância entre a velocidade vertical do vento ( $w$ ) e um dado escalar ( $s$ ), é descrita da seguinte forma (FOKEN, 2008a):

$$\overline{w's'} = \frac{1}{N-1} \sum_{i=0}^{N-1} [(w_i - \overline{w}_i)(s_i - \overline{s}_i)] \quad (15)$$

$$\overline{w'S'} = \frac{1}{N-1} \left[ \sum_{i=0}^{N-1} w_i S_i - \frac{1}{N} \left( \sum_{i=0}^{N-1} w_i \sum_{i=0}^{N-1} S_i \right) \right]$$

### 5.3 Instrumentos

Para medir os dados de baixa frequência nas duas torres (Caatinga densa e rala) desta pesquisa foram utilizados os seguintes instrumentos: saldo radiômetro (CNR4, Kipp & Zonen), composto de 2 piranômetros (CM3) que medem as radiações de onda curta (incidente e refletida) e 2 pirgeômetros (CG3) para medirem as radiações de onda longa (incidente, emitida e refletida); sensor de temperatura e umidade relativa do ar (HC2S3-L, Campbell Scientific). Para o fluxo de calor no solo foram utilizados dois sensores (HFP01, Campbell Scientific) instalados a 2 cm de profundidades. A temperatura do solo foi fornecida também por dois sensores (108-L, Campbell Scientific) a 2 e 10 cm de profundidade. Para os dados de precipitação, dentro da Estação Experimental do INSA já existia uma estação meteorológica automática (AWS ET107, Campbell Scientific) instalada e na sede se encontrava um pluviômetro (TR-525M, Texas Electronics), em que os totais de precipitação dos anos de 2013 e 2014 foram tomados como parâmetro para comparações com os dados de fluxos das torres registrados a cada 30 min no datalogger.

Os dados dos instrumentos de baixa frequência instalados nas torres são lidos a cada 5 s e seus valores médios e totais são armazenados a cada 30 min em um datalogger (CR3000, Campbell Scientific) alimentado por painéis solares (45 W e de 80 W) acoplados a baterias automotivas de 12 V.

Para os dados micrometeorológicos que compõem o sistema de *eddy covariance* (EC), os aparelhos instalados nas torres CD e CR formam um conjunto composto do anemômetro sônico tridimensional (CSAT3A, Campbell Scientific) para medir as 3 componentes de velocidade do vento ( $u$ ,  $v$ ,  $w$ ), temperatura do ar, junto ao analisador de gás (EC150, Campbell Scientific) para medir as concentrações de CO<sub>2</sub> e vapor de água (H<sub>2</sub>O).

Os dados observados através do sistema EC foram coletados em alta frequência (10 Hz), e as médias, desvios padrão, correções como as da temperatura sônica, flutuações de densidade do ar (WPL), rotação de coordenadas e cálculos dos fluxos de interesse (calor latente, sensível e CO<sub>2</sub>) foram computados a cada 30 min e armazenados no datalogger (CR3000, Campbell Scientific), sendo que essas correções foram aplicadas diretamente na elaboração da programação do datalogger em linguagem CRBasic.

Para as médias de 30 min das variáveis como, velocidade do vento, fluxos turbulentos, temperaturas, etc., aplicou-se um filtro para remoção de ruídos e interferências externas, como a influência de umidade, sujeira depositada sobre os instrumentos pelos animais da fauna local, entre outras, a partir de limites máximo e mínimo em relação ao desvio padrão, segundo critérios adaptados de Bi et al. (2007) e Diaz (2014):

$$f_i < (\bar{f} - 2,5\sigma) \quad \text{ou} \quad f_i < (\bar{f} + 2,5\sigma) \quad (16)$$

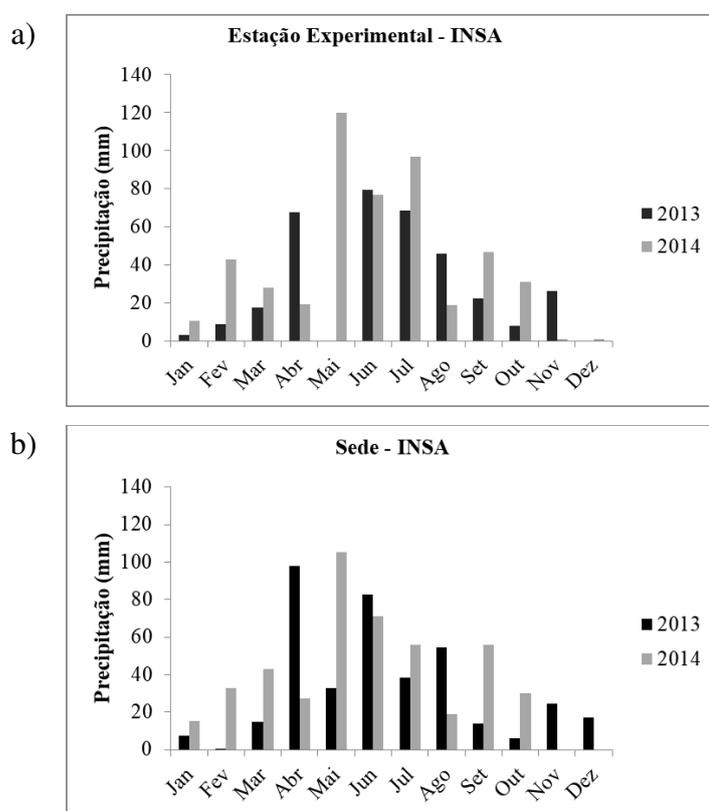
onde,  $f_i$  é a variável a cada 30 min,  $\bar{f}$  a média dessa variável no intervalo de 1 mês e  $\sigma$  é o desvio padrão.

A unidade de saída do fluxo de CO<sub>2</sub> (FCO<sub>2</sub>) no datalogger é dada em mg/m<sup>2</sup>s, sendo necessário a conversão para μmol/m<sup>2</sup>s, pelo fator de conversão (22,7224) encontrado no artigo de Wolf et al. (2008), e na página ConvertUnits (<http://www.convertunits.com/from/moles+CO2/to/grams>).

## 6. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 6.1. Dados meteorológicos

A precipitação máxima mensal acumulada em 2013 e 2014 na estação experimental e na sede do INSA representativas da área de Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR) constam na Figura 7a e Figura 7b. Salienta-se que houve ausência de dados em maio e dezembro de 2013 na estação experimental e na sede em novembro e dezembro de 2014.



**Figura 7.** Distribuição dos totais mensais da precipitação na Estação Experimental (a) e na sede (b) do INSA, nos anos de 2013 e 2014.

A Tabela 1 exibe os valores de precipitação máxima, mínima e o total anual acumulado, nos dois anos analisados, para as duas localidades. Os totais anuais da precipitação estiveram abaixo da média histórica para região, cerca de 780 mm (Figura 4). A redução das chuvas agravou a situação de seca no semiárido que se iniciou em 2012 e estendeu-se até 2015, decorrentes de anomalias da temperatura da superfície do mar (TSM) no Pacífico Equatorial e no Atlântico Tropical, associadas ao El Niño e ao deslocamento mais ao norte da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) devido o dipolo do Atlântico, que

acarretaram em aumento da subsidência sobre o NEB e terminaram impactando negativamente o regime de chuvas (MARENGO et al., 2011; 2016).

**Tabela 1.** Valores mínimo, máximo e o acumulado anual da precipitação referente às áreas de Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR), em 2013 e 2014.

| Precipitação (mm) | CD                |                   |       | CR                |                   |       |
|-------------------|-------------------|-------------------|-------|-------------------|-------------------|-------|
|                   | $X_{m\acute{a}x}$ | $X_{m\acute{i}n}$ | Total | $X_{m\acute{a}x}$ | $X_{m\acute{i}n}$ | Total |
| <b>2013</b>       | 79,2<br>(jun)     | 3,2<br>(jan)      | 347,2 | 98,0<br>(abr)     | 0,2<br>(fev)      | 390,9 |
| <b>2014</b>       | 120,0<br>(mai)    | 0,9<br>(nov)      | 492,3 | 105,2<br>(mai)    | 15,2<br>(jan)     | 456,0 |

\* Os valores máximos e mínimos são representados por  $X_{m\acute{a}x}$  e  $X_{m\acute{i}n}$ .

Comparando as duas áreas, ambas apresentaram comportamento semelhante para o regime de chuvas, com maiores índices no período chuvoso e menor no período seco, sendo que a média no ano de 2014 esteve superior nas duas localidades, de maneira que essas variações estão em conformidade com estudos em outras zonas semiáridas.

De acordo com Pires (2014), em uma área de Caatinga degradada, município de Araripina – PE, registrou-se 507 mm em 2013 concentrando 75% da precipitação no primeiro semestre, deste que foi um ano em torno de 33% abaixo da média. Silva (2015), encontrou o total de 430 mm para o semiárido pernambuco, de março de 2014 a fevereiro de 2015, no período chuvoso a precipitação foi de 378 mm e no período seco igual a 52 mm, onde 4 eventos de chuva corresponderam a 40,5% do total. Tal padrão é característico de zonas semiáridas, por conta de eventos de alta intensidade e elevada variabilidade temporal. Segundo Oliveira et al. (2006), um experimento na Caatinga do semiárido pernambucano, entre julho de 2004 e julho de 2005, período de prolongada estação seca, os eventos de chuva de alta intensidade concentraram-se de janeiro a março, com registros da ordem de 30 a 40 mm/dia, e nos demais meses os a precipitação não ultrapassou 20 mm/dia, com até três meses de ausência de chuva.

As variações máximas e mínimas das médias diárias e seus respectivos meses a partir dos 48 valores registrados a cada 30 min, e média anual das variáveis meteorológicas estão representadas na Tabela 2, com suas respectivas abreviaturas: temperatura do ar (Ta), temperaturas do solo em 2 cm ( $T_{s1}$ ) e 10 cm ( $T_{s2}$ ), umidade relativa (UR), déficit de pressão de vapor (DPV), pressão atmosférica (P) e velocidade horizontal do vento ( $V_x$ ). Contudo, por problemas com o sensor de temperatura do solo instalado no segundo nível na área CR, os dados desta variável foram deconsiderados.

**Tabela 2.** Valores máximo, mínimo e médio anual das variáveis meteorológicas, para as áreas de Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR), nos anos de 2013 e 2014.

| Variáveis meteorológicas |      | Ta (°C)              | Ts <sub>1</sub> (°C) | Ts <sub>2</sub> (°C) | UR (%)     | DPV (hPa)  | P (hPa)    | Vx (m/s)  |           |
|--------------------------|------|----------------------|----------------------|----------------------|------------|------------|------------|-----------|-----------|
| CD                       | 2013 | X <sub>máx</sub>     | 27,9 (abr)           | 33,3 (mar)           | 31,4 (mar) | 96,8 (abr) | 16,8 (abr) | 963 (jul) | 4,2 (nov) |
|                          |      | X <sub>mín</sub>     | 20,1 (jul)           | 21,7 (jul)           | 22,8 (jul) | 60,2 (abr) | 0,3 (abr)  | 950 (dez) | 1,0 (jul) |
|                          |      | $\bar{X} \pm \sigma$ | 24,0 ± 1,7           | 27,1 ± 3,2           | 27,3 ± 2,6 | 75,8 ± 8,3 | 8,5 ± 3,7  | 958 ± 1,7 | 2,5 ± 0,7 |
|                          | 2014 | X <sub>máx</sub>     | 26,2 (abr)           | 30,7 (mar)           | 29,5 (abr) | 98,2 (set) | 14,8 (jan) | 963 (jul) | 4,4 (dez) |
|                          |      | X <sub>mín</sub>     | 19,5 (jul)           | 21,4 (jul)           | 22,7 (ago) | 59,9 (jan) | 0,2 (set)  | 955 (mai) | 1,2 (mai) |
|                          |      | $\bar{X} \pm \sigma$ | 23,6 ± 1,5           | 26,3 ± 2,6           | 26,6 ± 2,2 | 75,9 ± 7,4 | 8,3 ± 3,1  | 959 ± 1,9 | 2,5 ± 0,7 |
| CR                       | 2013 | X <sub>máx</sub>     | 27,8 (abr)           | 34,9 (abr)           | —          | 98,4 (set) | 16,1 (abr) | 961 (jul) | 4,9 (mar) |
|                          |      | X <sub>mín</sub>     | 19,9 (jul)           | 24,0 (jul)           | —          | 61,0 (mar) | 1,3 (jun)  | 949 (mar) | 1,4 (jul) |
|                          |      | $\bar{X} \pm \sigma$ | 23,4 ± 1,5           | 28,7 ± 3,1           | —          | 78,9 ± 7,6 | 7,1 ± 3,2  | 957 ± 1,6 | 3,1 ± 0,7 |
|                          | 2014 | X <sub>máx</sub>     | 26,2 (abr)           | 34,8 (mar)           | —          | 93,8 (set) | 13,9 (abr) | 961 (jul) | 4,7 (jan) |
|                          |      | X <sub>mín</sub>     | 19,7 (jul)           | 23,7 (jul)           | —          | 63,4 (nov) | 1,5 (set)  | 937 (jun) | 1,5 (jul) |
|                          |      | $\bar{X} \pm \sigma$ | 23,6 ± 1,5           | 29,8 ± 3,1           | —          | 74,8 ± 6,6 | 8,4 ± 2,8  | 957 ± 2,1 | 3,0 ± 0,6 |

\* Os valores máximos são representados por (X<sub>máx</sub>), mínimos (X<sub>mín</sub>), médios ( $\bar{X}$ ) e desvio padrão ( $\sigma$ ).

As magnitudes das variáveis corroboram com estudos realizados em outras localidades semiáridas, como no experimento realizado por Souza (2014) na Caatinga preservada durante o ano seco de 2012, na região de Petrolina-PE, o qual constatou que a média da Ta esteve na ordem de 27,5 °C, com redução para 22,4 °C no início do período chuvoso (janeiro a abril de 2012) e máxima de 29,7 °C na época em que precipitação acumulada esteve mais baixa (71 mm), do total anual acumulado de 92,24 mm, bem inferior a normal climatológica de 510 mm. A velocidade média do ar foi relativamente elevada, 4,56 m/s, já o DPV e a UR foram de 2,0 kPa (20,0 hPa) e 50%, resultado de um ano de bastante restrição hídrica, com baixos índices de precipitação, alta insolação e temperaturas elevadas que implicaram em grande demanda atmosférica.

A região semiárida do Araripe-PE, em uma área de Caatinga degradada, registrou-se 507 mm de precipitação em 2013, com aproximadamente 75% do volume ocorrendo no primeiro semestre. A média anual da Ta esteve em torno de 23,5 °C e da UR em 62,6%, apresentando valores inferiores a 40% no período seco. O DPV variou de 0,30 a 2,55 kPa (3,0 a 25,5 hPa) e média igual a 1,21 kPa (12,1 hPa). A velocidade do vento, média, máxima e mínima foram de 4,28 m/s, 8,00 m/s e 1,60 m/s, respectivamente. No primeiro semestre, a temperatura do solo (T<sub>s</sub>) oscilou de 23 a 31 °C e em geral acima de 32 °C para o segundo semestre, e média de 26 °C (PIRES, 2014).

Para pastagem no semiárido, Gondim et al. (2015) encontraram temperatura média de 21,9 °C, e entre junho e agosto foram registradas as menores temperaturas em torno de 18,0 °C, e máximas no final de março, novembro a dezembro (período seco) igual a 25,9 °C. O DPV acompanhou o comportamento da Ta, variando de 0,15 a 1,4 kPa (1,5 a 14 hPa).

## 6.2. Balanço de radiação

### 6.2.1. Variação da média diária das componentes do balanço de radiação

A Tabela 3 mostra as variações máxima, mínima das médias diárias e os respectivos meses, fonecida pelos 48 valores registrados a cada 30 min, e média anual das seguintes componentes do balanço de radiação, radiação de onda curta incidente (Rci) e refletida (Rcr), radiação de onda longa incidente (Rli) e emitida (Rle), albedo ( $\alpha$ ) e saldo de radiação (Rn).

**Tabela 3.** Valores mínimo, máximo e médio anual das componentes do balanço de radiação e albedo, para Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR), nos anos de 2013 e 2014.

| Balanço de Radiação |      | Rci (W/m <sup>2</sup> ) | Rcr (W/m <sup>2</sup> ) | Rli (W/m <sup>2</sup> ) | Rle (W/m <sup>2</sup> ) | $\alpha$     | Rn (W/m <sup>2</sup> )          |              |
|---------------------|------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|--------------|---------------------------------|--------------|
| CD                  | 2013 | X <sub>máx</sub>        | 244,7 (set)             | 31,7 (fev)              | 473,6 (abr)             | 475,1 (abr)  | 0,17 (abr, mai, ago)            | 216,1 (set)  |
|                     |      | X <sub>mín</sub>        | 79,4 (jul)              | 7,5 (jun)               | 419,4 (jul)             | 419,7 (jul)  | 0,09 (out – dez)                | 58,4 (jun)   |
|                     |      | $\bar{X} \pm \sigma$    | 178,3 ± 37,2            | 21,3 ± 4,6              | 445,1 ± 4,6             | 446,3 ± 11,3 | 0,12 ± 0,01                     | 156,2 ± 32,8 |
|                     | 2014 | X <sub>máx</sub>        | 246,8 (nov)             | 30,7 (nov)              | 460,9 (jan)             | 462,3 (jan)  | 0,19 (abr, mai)                 | 214,3 (nov)  |
|                     |      | X <sub>mín</sub>        | 62,8 (mar)              | 6,8 (mar)               | 415,9 (jul)             | 416,3 (jul)  | 0,10 (jan – mar, mai, set, out) | 60,7 (jun)   |
|                     |      | $\bar{X} \pm \sigma$    | 176,3 ± 36,2            | 20,6 ± 4,2              | 443,3 ± 10,3            | 444,5 ± 10,6 | 0,12 ± 0,01                     | 152,3 ± 30,8 |
| CR                  | 2013 | X <sub>máx</sub>        | 273,5 (out)             | 62,7 (mar)              | 474,8 (abr)             | 476,9 (abr)  | 0,24 (mar – ago)                | 219,9 (set)  |
|                     |      | X <sub>mín</sub>        | 55,6 (jul)              | 8,6 (jul)               | 418,1 (jul)             | 418,7 (jul)  | 0,14 (jun)                      | 46,8 (jul)   |
|                     |      | $\bar{X} \pm \sigma$    | 195,7 ± 43,3            | 40,9 ± 11,0             | 442,4 ± 10,6            | 443,9 ± 11,0 | 0,21 ± 0,02                     | 156,3 ± 34,0 |
|                     | 2014 | X <sub>máx</sub>        | 284,6 (jan)             | 57,8 (mar)              | 461,6 (abr)             | 463,7 (abr)  | 0,23 (jun)                      | 224,7 (jan)  |
|                     |      | X <sub>mín</sub>        | 69,2 (mar)              | 9,9 (mar)               | 416,8 (jul)             | 417,4 (jul)  | 0,13 (set)                      | 58,5 (mar)   |
|                     |      | $\bar{X} \pm \sigma$    | 203,3 ± 44,4            | 39,6 ± 9,6              | 444,5 ± 10,2            | 446,0 ± 10,4 | 0,20 ± 0,01                     | 162,3 ± 34,6 |

Todas as componentes radiativas do balanço de radiação exibiram valores mínimos no período chuvoso nos dois anos analisados, comportamento possivelmente associado a maior cobertura de nuvens, contudo os máximos do Rn e Rci aconteceram no período seco, quando a nebulosidade fica reduzida. Enquanto, as radiações de onda longa não mostraram acentuadas diferenças nas intensidades entre os dois sítios, variações que seguem proporcionalmente à temperatura do ar e da superfície, conforme descrito por Mesquita et al. (2013).

A intensidade da Rci esteve mais elevada na área CR, onde a vegetação encontrava-se esparsa e apresentando solo exposto que em comparação a outra área e tais características favorecem a reflexão da radiação solar e conseqüentemente o aumento do  $\alpha$ . Todavia, registraram-se também valores máximos de  $\alpha$  no período chuvoso e mínimo no período seco, época que a reflexão da radiação solar deveria ser máxima, pois a vegetação se encontra mais “rala” e em fase de senescência pelo estresse hídrico, deixando assim o solo mais exposto à incidência de radiação solar e contrariando a ideia de o albedo ser maior no período seco, tal

como afirmaram Souza et al. (2015b), Bezerra et al. (2014), Cunha et al. (2013a). Pois, a vegetação em condições de escassez hídrica passa a absorver menos radiação solar, aumentando da refletância da radiação na faixa do visível (consequentemente o albedo) e da absorção de energia da radiação infravermelha, o que gera redução nos valores dos índices de vegetação e aumento da temperatura da superfície (BEZERRA et al., 2014).

De maneira semelhante ao comportamento encontrado neste estudo, Pires (2014) observou que o albedo médio na Caatinga degradada no ano de 2013 chegou a 14,46% (0,14), com maiores médias diárias observadas nos meses de abril e março, 15,9 e 15,3% (0,16 e 0,15) e menores em janeiro e dezembro, 13 e 13,3% (0,13), de maneira que os maiores valores do albedo estiveram associados aos índices de área foliar elevados, decorrentes das chuvas no início do primeiro semestre. Na região do submédio São Francisco (Juazeiro-BA), Sá (2016) constatou o aumento do albedo durante a estação chuvosa no verão, correspondendo à fase de crescimento e desenvolvimento das plantas, e consequente sombreamento do solo, que resultou em aumento da radiação de ondas curtas refletidas pela superfície.

Cunha et al. (2014) constataram também que o albedo foi menor no período seco e maior no chuvoso, 0,11 e 0,17, tanto para os dados medidos quanto para estimados por imagens MODIS. Lima et al. (2009) conduziram um estudo em áreas de Caatinga e pastagem, na região de Petrolina-PE, e no ano de 2009, em que se verificou albedo mínimo no período seco igual a 10% (0,10) na Caatinga e 15,5% (0,15) na pastagem, enquanto no período úmido, o albedo da Caatinga teve um aumento em torno de 4% e na pastagem ocorreu uma redução média de 1,6%.

O parâmetro biofísico albedo é influenciado por diversos fatores, como ângulo de incidência dos raios solares, propriedades radiativas da superfície, tipo de cobertura (vegetal ou não), condições de umidade do ar e do solo, tipo do solo, bem como a quantidade e o tipo de nuvens (nebulosidade). Alterações no albedo afetam o saldo de radiação, balanço de energia, trocas turbulentas de água e energia entre a superfície e a atmosfera, mudando assim a temperatura do ar, pressão de vapor, estabilidade atmosférica, precipitação e o microclima local (LIMA et al., 2009; MOURA et al., 2011; CUNHA et al., 2013a; SOUZA et al., 2015b).

Do estudo realizado por Souza (2014), na Caatinga em Petrolina/PE no ano de 2012, sob condições de seca intensa, constatou-se valores altos de radiação solar global ou  $R_{ci}$  entre janeiro e março, em média igual a  $22,49 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  ( $261 \text{ W/m}^2$ ), com diminuição a partir de abril (período úmido) e aumento a partir de setembro, sazonalidade também detectada para  $R_n$ . Enquanto, a  $R_{cr}$  exibiu valores abaixo de  $5 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  ( $58 \text{ W/m}^2$ ). As radiações de onda

longa exibiram valores superiores a 16 e inferiores a 24 MJ m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> (185 e 278 W/m<sup>2</sup>), apresentando um incremento a partir de setembro, pois essas variações foram função do aumento da T<sub>s</sub>, ocasionado pela diminuição da cobertura vegetal. Para o coeficiente de reflexão (albedo) detectaram-se menores valores no início do ano, em torno de 14% (0,14) e maior variação em agosto, 20% (0,20) e valor médio anual de 17% (0,17). Na pesquisa realizada por Santos (2015) para as mesmas localidades que a deste trabalho, a média do R<sub>n</sub> para o ano de 2013, nas áreas CD e CR foram de 187 e 188 W/m<sup>2</sup> e do albedo iguais a 0,12 e 0,20, respectivamente.

Teixeira et al. (2008) conduziram uma pesquisa na região semiárida de Lagoa Grande-PE, em área de Caatinga, onde a R<sub>ci</sub> média esteve em 22 MJ m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> (255 W/m<sup>2</sup>) e 21 MJ m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> (243 W/m<sup>2</sup>) para os anos de 2004 e 2005, respectivamente. A R<sub>cr</sub> foi igual a 3,1 MJ m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> (36 W/m<sup>2</sup>) e 3,0 (35 W/m<sup>2</sup>), R<sub>li</sub> ficou em aproximadamente 34 MJ m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> (394 W/m<sup>2</sup>) para os dois anos, e a R<sub>le</sub> iguais a 40 MJ m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> (464 W/m<sup>2</sup>) e 42 MJ m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> (487 W/m<sup>2</sup>), respectivamente. Da relação entre R<sub>cr</sub>/R<sub>ci</sub> (albedo) resultou nas seguintes médias de 2004 e 2005, 0,14 e 0,13, com valores inferiores a 0,11 e superiores a 0,17, sendo essa variabilidade atribuída ao conteúdo de umidade no solo devido à chuva.

Para Souza (2011), a diferença da radiação global entre duas áreas (pastagem e Caatinga) não foi acentuada, as menores variações mantiveram-se entre 14 e 15 MJ/m<sup>2</sup>dia (162 e 174 W/m<sup>2</sup>) para junho e julho de 2009, alcançando máximos da ordem de 24 MJ/m<sup>2</sup>dia (278 W/m<sup>2</sup>) em novembro. Para R<sub>cr</sub> na Caatinga houve diferenças mais importantes, registrou-se mínima de 1,5 MJ/m<sup>2</sup>dia (17,4 W/m<sup>2</sup>) em junho e julho e máxima de 3 MJ/m<sup>2</sup>dia (35 W/m<sup>2</sup>) em fevereiro, e na pastagem observou-se mínimo igual a 2 MJ/m<sup>2</sup>dia (23 W/m<sup>2</sup>) em maio e máximo de 4,5 MJ/m<sup>2</sup>dia (52 W/m<sup>2</sup>) em setembro. O albedo na pastagem durante o período seco chegou a 22% (0,22) em setembro e 15% (0,15) em fevereiro, enquanto na Caatinga os valores máximos ocorreram de fevereiro a maio, de 15 a 17,5% (0,15 a 0,18) e mínimos em torno de 10% (0,10) em agosto, setembro e dezembro.

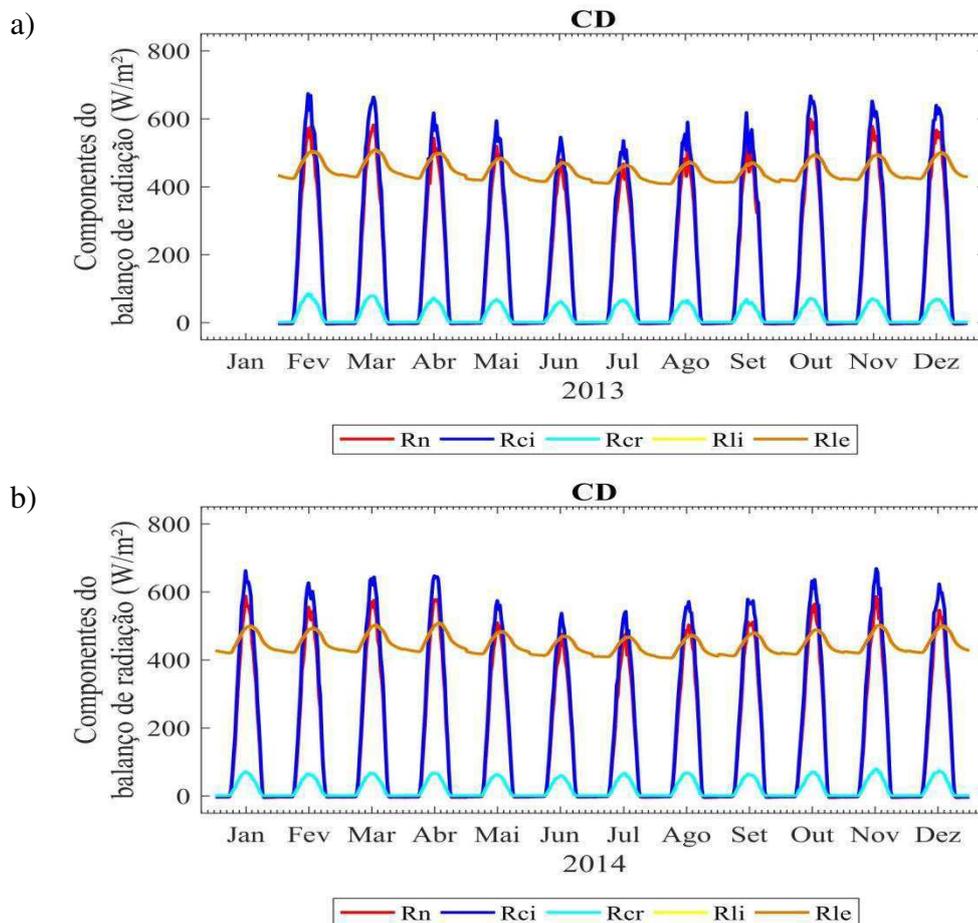
### **6.2.2. Variação anual do ciclo diário das componentes do balanço de radiação**

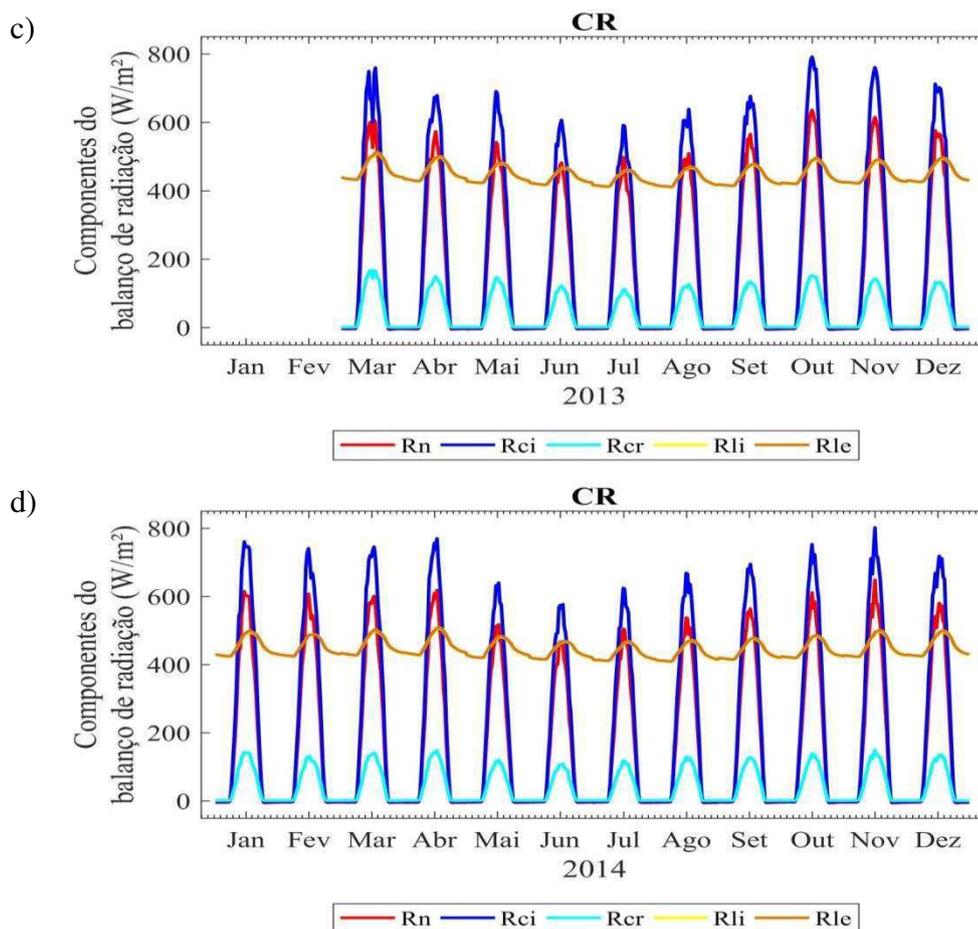
A intensidade das variações diurnas e o mês correspondente das seguintes componentes do balanço de radiação, R<sub>ci</sub>, R<sub>cr</sub>, R<sub>li</sub>, R<sub>le</sub> e R<sub>n</sub>, dadas a partir de suas médias de 30 min, nos anos de 2013 e 2014, dos dois sítios (CD e CR) estão descritas na Tabela 4.

**Tabela 4.** Maiores e menores valores do período diurno das componentes do balanço de radiação, para Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR), nos anos de 2013 e 2014.

| Balanço de Radiação |      | Rci (W/m <sup>2</sup> ) | Rcr (W/m <sup>2</sup> ) | Rli (W/m <sup>2</sup> ) | Rle (W/m <sup>2</sup> ) | Rn (W/m <sup>2</sup> ) |             |
|---------------------|------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|------------------------|-------------|
| CD                  | 2013 | Maior                   | 673,7 (fev)             | 85,2 (fev)              | 506,2 (mar)             | 508,8 (mar)            | 598,4 (out) |
|                     |      | Menor                   | 535,3 (jul)             | 62,2 (jun)              | 462,2 (jul)             | 463,2 (jul)            | 466,9 (Jul) |
|                     | 2014 | Maior                   | 668,1 (nov)             | 79,6 (nov)              | 506,8 (abr)             | 509,1 (abr)            | 587,4 (jan) |
|                     |      | Menor                   | 536,9 (jun)             | 60,6 (jun)              | 466,3 (jul)             | 467,5 (jul)            | 475,2 (jun) |
| CR                  | 2013 | Maior                   | 790,7 (out)             | 167 (mar)               | 508,9 (mar)             | 512,5 (mar)            | 635,1 (out) |
|                     |      | Menor                   | 590,9 (jul)             | 112,19 (jul)            | 458,2 (jul)             | 460 (jul)              | 481,5 (jun) |
|                     | 2014 | Maior                   | 801,14 (nov)            | 149,8 (nov)             | 505,6 (abr)             | 508,7 (abr)            | 648,1 (nov) |
|                     |      | Menor                   | 576,30 (jun)            | 108,7 (jun)             | 466,3 (jun)             | 468,1 (jun)            | 466,5 (jun) |

Enquanto, a Figura 8 mostra o ciclo diário médio mensal, a partir das médias a cada 30 min das componentes do balanço de radiação, em 2013 e 2014, nos sítios CD e CR, sendo que os dados de janeiro de 2013 para área CD foram omitidos, pois estes apresentaram muitas falhas, em função dos sensores terem sido instalados nesse período, e na área CR o registro de dados começou em março de 2013. Ressaltando, que mais detalhes podem ser verificados no Apêndice A, referente ao comportamento do ciclo diário de cada componente do balanço de radiação.





**Figura 8.** Variação anual do ciclo diário médio mensal das componentes do balanço de radiação para os anos de 2013 (a e c) e 2014 (b e d), nas áreas de Caatinga densa (CD) e rala (CR).

As componentes do balanço de radiação para as duas áreas estudadas, apresentaram as menores intensidades no período chuvoso (Tabela 4), assim como observado para algumas variáveis meteorológicas, Figura 7 e Tabela 2, e na maior parte do período seco ocorreram máximos do Rn e Rci e Rcr, época de maior intensidade da radiação solar. Nota-se que as variações do Rn acompanham o padrão da Rci (Figura 8), assim como observaram Oliveira et al. (2006), Cunha et al. (2013a), já as componentes Rli e Rle não mostraram grande variabilidade e apresentaram comportamento semelhante em ambas as áreas.

Constatou-se que de maneira geral, que a intensidade dos fluxos radiativos na área CR estiveram mais elevados que na outra área, em especial para Rci e Rcr, pois a intensidade da radiação solar incidente foi maior neste local e grande parte de sua superfície era composta de solo exposto e pouca vegetação, que por isso reduz a absorção fotossintética e então contribui para o aumento da reflexão da radiação solar (Cunha et al., 2013a; Bezerra et al.,

2014; Mota et al., 2015). Padrões que estão em conformidade com trabalhos realizados em áreas de Caatinga e outros ecossistemas semiáridos.

No trabalho de Santos et al. (2012), realizado na Caatinga (Petrolina-PE), entre julho de 2004 a julho de 2005, verificaram-se valores de  $R_n$  de  $-60 \text{ W/m}^2$  a  $600 \text{ W/m}^2$ , entre setembro e fevereiro, sendo que os valores negativos são do período noturno e representam perdas radiativas. Os máximos da  $R_{ci}$  concentraram-se nos meses de outubro, novembro e janeiro, entre 11 e 13 horas local e foram da ordem de  $900 \text{ W/m}^2$ , e os mínimos de aproximadamente  $650 \text{ W/m}^2$  registrados em maio. Para a  $R_{le}$ , os máximos ocorreram de setembro a dezembro, entre as 15 e 17 h, em torno de  $110 \text{ W/m}^2$ .

Em uma área de Caatinga preservada pertencente a Serra Negra/RN, Oliveira (2016) encontrou  $R_n$  instantâneo mínimo medido igual a  $568 \text{ W/m}^2$  (junho – período chuvoso) e máximo de  $706 \text{ W/m}^2$  (novembro - período seco). Para a  $R_{ci}$  o valor mínimo foi de  $580 \text{ W/m}^2$  (abril), máximo de  $823 \text{ W/m}^2$  (novembro) e para  $R_{cr}$  iguais a  $75 \text{ W/m}^2$  (abril) e  $120 \text{ W/m}^2$  (novembro). Já as radiações instantâneas de  $R_{li}$  e  $R_{le}$ , observaram-se as menores variações,  $489$  e  $491 \text{ W/m}^2$  (julho) e as maiores,  $523$  e  $526 \text{ W/m}^2$  (novembro), respectivamente.

Segundo Gao et al. (2009), para uma região de estepe semiárida na China, entre junho de 2007 e junho de 2008,  $R_n$  oscilou de  $115$  a  $489 \text{ W/m}^2$ ,  $R_{ci}$  de  $355$  a  $804 \text{ W/m}^2$ ,  $R_{cr}$  de  $144$  a  $258 \text{ W/m}^2$ ,  $R_{le}$  de  $265$  a  $581 \text{ W/m}^2$ , e  $R_{li}$  máximo igual a  $371 \text{ W/m}^2$ . O comportamento do  $R_n$  manteve-se similar a  $R_{ci}$ , e as variações mais intensas aconteceram no verão.

### **6.2.3. Variação sazonal do ciclo diário das componentes do balanço de radiação**

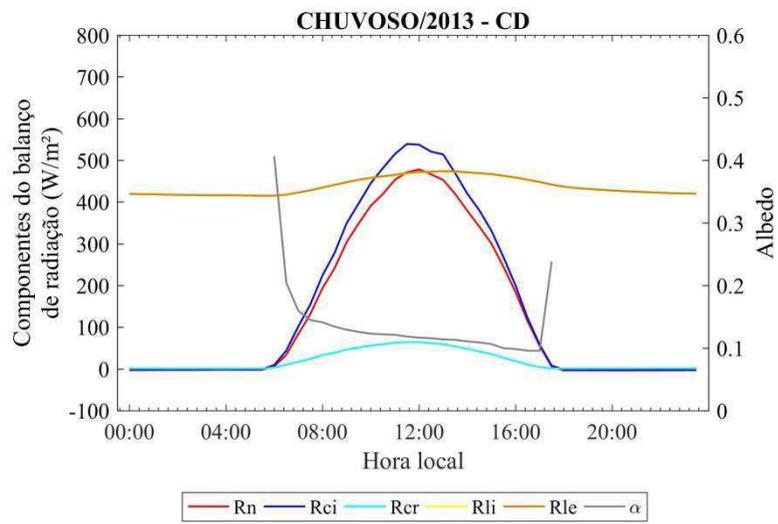
Na Tabela 5 destacam-se os valores máximos (médias a cada 30 min) dos trimestres chuvoso (maio, junho e julho) e seco (outubro, novembro e dezembro) das componentes radiativas do balanço de radiação e o albedo médio entre às 8h e 16h, pois ao nascer e pôr do sol os ângulos zenitais são maiores e a reflexão da radiação solar incidente é máxima, acarretando em aumento e produzindo “distorções” em seus valores; para os dados dos anos de 2013 e 2014, nos dois locais de estudo (CD e CR).

**Tabela 5.** Valores máximos das componentes radiativas do balanço de radiação e abedo médio, para Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR), nos trimestres chuvoso e seco anos de 2013 e 2014.

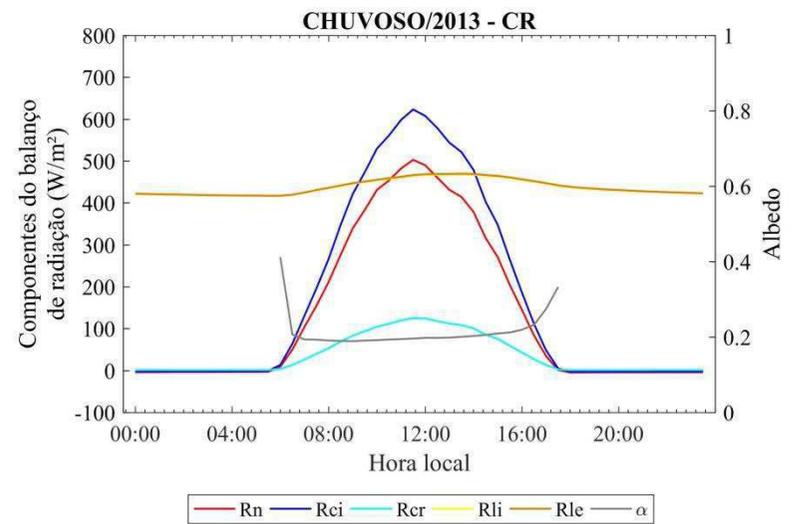
| Balanço<br>de<br>Radiação  | <u>CD</u> |       |         |       | <u>CR</u> |       |         |       |
|----------------------------|-----------|-------|---------|-------|-----------|-------|---------|-------|
|                            | 2013      |       | 2014    |       | 2013      |       | 2014    |       |
|                            | Chuvoso   | Seco  | Chuvoso | Seco  | Chuvoso   | Seco  | Chuvoso | Seco  |
| <b>Rci</b>                 | 539,0     | 645,5 | 540,1   | 633,1 | 623,0     | 750,2 | 608,8   | 744,3 |
| <b>Rcr</b>                 | 63,8      | 70,0  | 62,7    | 73,8  | 125,2     | 142,6 | 115,2   | 138,5 |
| <b>Rli</b>                 | 472,9     | 494,2 | 472,6   | 493,9 | 467,8     | 490,9 | 470,8   | 491,6 |
| <b>Rle</b>                 | 474,1     | 496,3 | 473,8   | 496,4 | 469,9     | 494,1 | 472,8   | 494,6 |
| <b>Rn</b>                  | 478,2     | 576,0 | 476,7   | 556,9 | 502,7     | 604,7 | 491,7   | 603,0 |
| <b><math>\alpha</math></b> | 0,12      | 0,10  | 0,12    | 0,11  | 0,20      | 0,19  | 0,19    | 0,19  |

A Figura 9 mostra a variação do ciclo diário das médias de 30 min, das componentes do balanço de radiação, para os trimestres chuvoso e seco dos anos de 2013 e 2014, para as áreas de Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR).

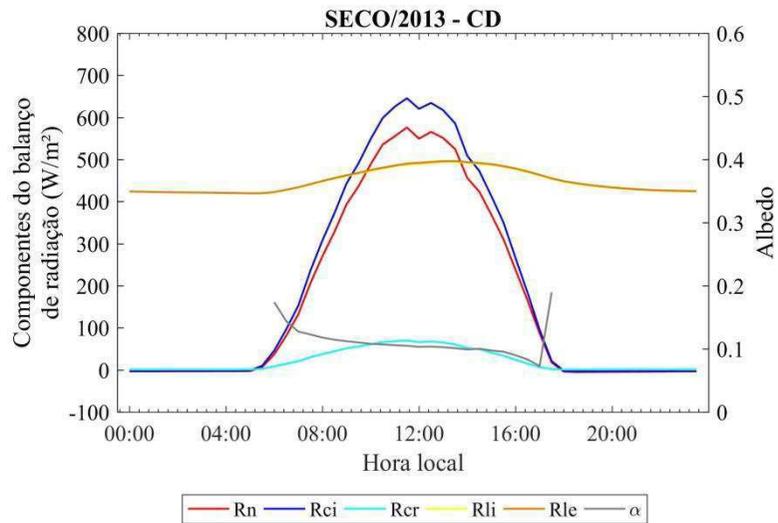
a)



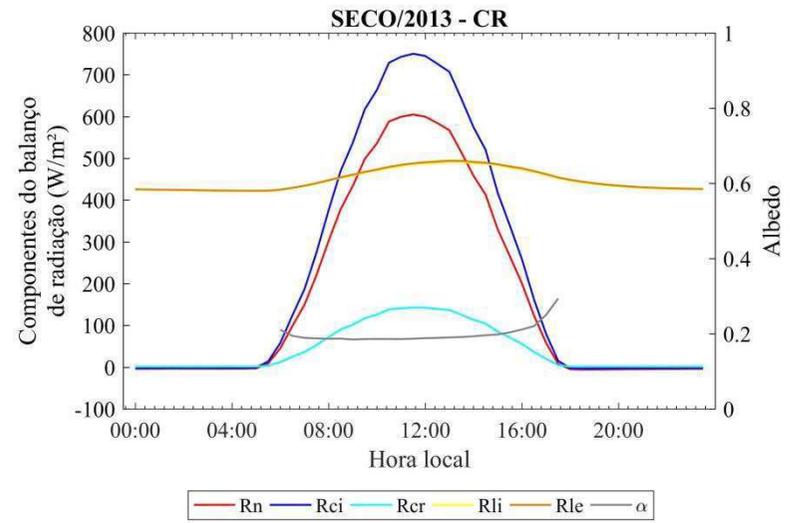
b)

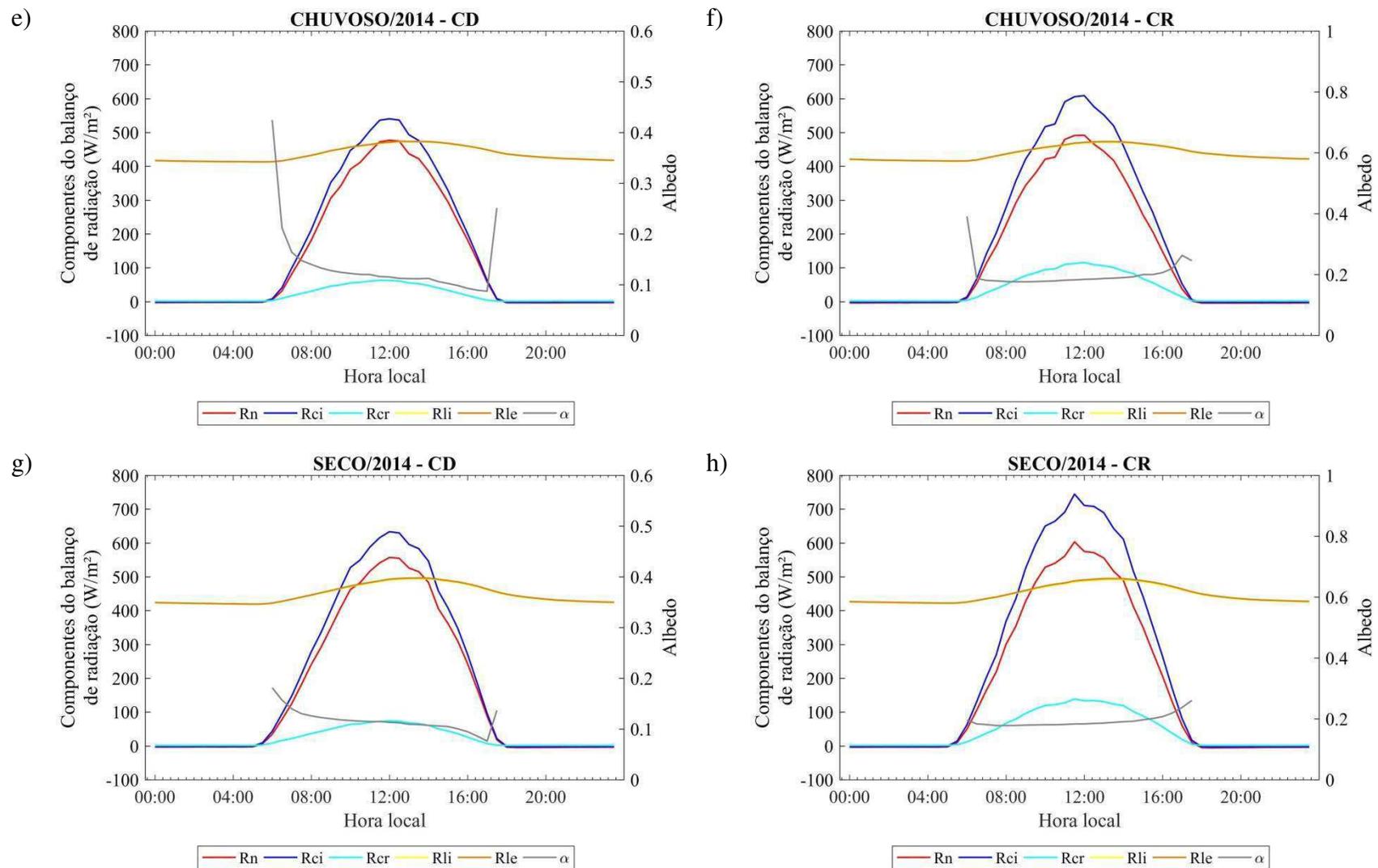


c)



d)





**Figura 9.** Variação do ciclo diário das componentes do balanço de radiação para o trimestre chuvoso (a, b, e, f) e trimestre seco (c, d, g, h), das áreas de Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR).

As componentes radiativas foram maiores nos períodos secos que nos chuvosos, exceto o albedo que na maioria dos casos analisados manteve-se superior nos trimestres chuvosos (Tabela 5), mostrando comportamento semelhante ao relatado por Lima et al. (2009), Pires (2014) e Sá (2016). O albedo da superfície é dado pela razão entre a radiação de onda curta refletida e incidente, os valores mais baixos indicam mais radiação sendo absorvida pela superfície, afetando o resultado final do  $R_n$  que exibiu valores mais elevados no trimestre seco, deste que compreendendo a energia disponível no sistema sendo utilizada no aquecimento do ar e do solo e na evapotranspiração, isto é, na conversão em calor dos fluxos,  $G$ ,  $H$  e  $LE$ . Constatou-se também, que a radiação solar incidente na área CR esteve mais intensa que em relação a CD e desta forma aumentou os fluxos radiativos de  $R_{cr}$ ,  $R_n$  e conseqüentemente o albedo, enquanto para as radiações de ondas longas não ocorreu grande distinção entre suas magnitudes nas duas localidades.

De acordo com a pesquisa de Souza et al. (2015b), na Caatinga preservada em ano de seca no semiárido Pernambucano, a  $R_{ci}$  ultrapassou  $1000 \text{ W/m}^2$  em dias de céu claro e foi inferior a  $400 \text{ W/m}^2$  em dias nublados. Para a  $R_{cr}$ , nos dias de céu claro a variação máxima chegou a  $100 \text{ W/m}^2$  e nos dias nublados ficou aproximadamente igual a  $30 \text{ W/m}^2$ . Já, o  $R_n$  atingiu valores em torno de  $800$  a  $900 \text{ W/m}^2$  para condição de céu claro. Segundo Araújo (2014), o  $R_n$  instantâneo estimado para região de Quixeré-CE variou de  $500$  a  $610 \text{ W/m}^2$ , já o albedo em diferentes terrenos (alvos) da região Nordeste, como em áreas antropizadas esteve acima de  $19\%$  ( $0,19$ ), em florestas tropicais manteve-se entre  $11$  e  $16\%$  ( $0,11$  a  $0,16$ ) e para Caatinga ficou entre  $15$  a  $18\%$  ( $0,15$  a  $0,18$ ).

Em outros ecossistemas, como no Pantanal sul mato-grossense, uma campanha realizada por Mesquita et al. (2013) durante a estação seca de 1999, em que as componentes  $R_{ci}$  e  $R_n$  do balanço de radiação foram máximas em  $845 \text{ W/m}^2$  e  $543 \text{ W/m}^2$  às 12h,  $R_{le}$  chegou a aproximadamente  $502 \text{ W/m}^2$  às 15h, acompanhando o padrão da  $T_s$  (conforme a Lei de Stefan-Boltzmann para emissividade da superfície) e a  $R_{li}$  esteve em  $442 \text{ W/m}^2$ . O valor médio de  $\alpha$  ao longo do período diurno foi de  $0,20$ , todavia ao nascer e pôr do sol, quando os ângulos de incidência da radiação solar são maiores, o albedo aumenta substancialmente, o que pode estar relacionado às condições de homogeneidade horizontal da superfície, porém este comportou-se de maneira similar a outros biomas, como a Floresta Amazônica e a Caatinga,  $0,20$  e  $0,25$  (SILVA et al., 2005; SOUZA et al., 2010; MESQUITA et al., 2013).

O estudo de Mauder et al. (2007), para região oeste da África, acerca de três fases durante a transição do período seco para o úmido, verificou-se que a  $R_{ci}$  no período de menor

umidade do solo ficou em até  $850 \text{ W/m}^2$ , com às chuvas este chegou a  $900 \text{ W/m}^2$  e na estação de ventos provenientes do Saara advectando ar seco e poeira, a intensidade desta diminuiu para  $745 \text{ W/m}^2$ . Para Rcr os valores variaram de  $155 \text{ W/m}^2$  a  $200 \text{ W/m}^2$  e o albedo de 0,18 a 0,24. A Rli alcançou o menor valor no período noturno igual a  $480 \text{ W/m}^2$ , a Rle chegou ao máximo de  $600 \text{ W/m}^2$ , quando a temperatura da superfície atingiu  $50 \text{ }^\circ\text{C}$ , enquanto Rn oscilou de  $455$  a  $600 \text{ W/m}^2$ . Para Bi et al. (2007), em seu estudo realizado no sul da China, onde a variação dos fluxos foi mais intensa no verão e mais fraca no inverno, para o período de 2004 a junho de 2005, as radiações Rci, Rn e Rcr atingiram os valores máximos de  $726 \text{ W/m}^2$ ,  $558 \text{ W/m}^2$  e  $87 \text{ W/m}^2$  e mínimos de  $245 \text{ W/m}^2$ ,  $180 \text{ W/m}^2$  e  $25 \text{ W/m}^2$ , respectivamente. Já a Rli oscilou de  $452 \text{ W/m}^2$  a  $340 \text{ W/m}^2$ , e a Rle, de  $519 \text{ W/m}^2$  e  $417 \text{ W/m}^2$ .

### 6.3. Balanço de energia

#### 6.3.1. Variação da média diária das componentes do balanço de energia e da evapotranspiração

As variações máximas e mínimas das médias diárias através dos 48 valores registrados a cada 30 min e a média anual constam na Tabela 6, das seguintes componentes do balanço de energia, saldo de radiação (Rn), fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor no solo (G), além da evapotranspiração real (ET).

**Tabela 5.** Valores mínimo, máximo e médio anual das componentes radiativas do balanço de energia e a evapotranspiração, para Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR), nos anos de 2013 e 2014.

| Balanço de Radiação |      | Rn ( $\text{W/m}^2$ ) | H ( $\text{W/m}^2$ ) | LE ( $\text{W/m}^2$ ) | G ( $\text{W/m}^2$ ) | ET (mm/dia)    |                |
|---------------------|------|-----------------------|----------------------|-----------------------|----------------------|----------------|----------------|
| CD                  | 2013 | X <sub>máx</sub>      | 216,1 (set)          | 139,4 (fev)           | 132,2 (jul)          | 18,5 (abr)     | 4,6 (jul)      |
|                     |      | X <sub>mín</sub>      | 58,4 (jun)           | 2,8 (jun)             | 0,4 (nov)            | -15,2 (mar)    | 0 (nov)        |
|                     |      | $\bar{X} \pm \sigma$  | $156,2 \pm 32,8$     | $76,2 \pm 30,1$       | $30,6 \pm 28,7$      | $1,3 \pm 5,9$  | $1,2 \pm 1,0$  |
|                     | 2014 | X <sub>máx</sub>      | 214,3 (nov)          | 113,9 (mar)           | 109,8 (jul)          | 13,3 (mar)     | 3,7 (jul)      |
|                     |      | X <sub>mín</sub>      | 60,7 (jun)           | 2,3 (jul)             | 0,5 (dez)            | -11,7 (out)    | 0 (nov)        |
|                     |      | $\bar{X} \pm \sigma$  | $152,3 \pm 30,8$     | $60,3 \pm 23,4$       | $29,5 \pm 24,5$      | $0,03 \pm 5,0$ | $1,0 \pm 0,8$  |
| CR                  | 2013 | X <sub>máx</sub>      | 219,9 (set)          | 136,3 (out)           | 167,6 (abr)          | 20,2 (set)     | 5,0 (abr, set) |
|                     |      | X <sub>mín</sub>      | 46,8 (jul)           | 7,9 (jul)             | 1,3 (dez)            | -29,0 (abr)    | 0 (dez)        |
|                     |      | $\bar{X} \pm \sigma$  | $156,3 \pm 34,0$     | $68,8 \pm 30,3$       | $41,7 \pm 31,3$      | $0,8 \pm 9,1$  | $1,4 \pm 1,0$  |
|                     | 2014 | X <sub>máx</sub>      | 224,7 (jan)          | 150,5 (dez)           | 102,1 (mai)          | 18,5 (nov)     | 3,3 (mai)      |
|                     |      | X <sub>mín</sub>      | 58,5 (mar)           | 7,0 (jun)             | 0,9 (dez)            | -27,4 (out)    | 0 (dez)        |
|                     |      | $\bar{X} \pm \sigma$  | $162,3 \pm 34,6$     | $76,3 \pm 32,3$       | $29,3 \pm 24,2$      | $2,0 \pm 9,3$  | $1,0 \pm 0,8$  |

A variação da ET segue a da componente LE, que por sua vez é regulada pela sazonalidade da precipitação (Figura 7), na época chuvosa LE manteve-se elevado e H mais reduzido, mas nos meses de pouca oferta hídrica a situação inverteu-se. Proporcionalmente a parcela de radiação líquida convertida no aquecimento do solo dada por G foi a mais baixa, ou seja, a maior parte dessa radiação foi utilizada para os fluxos turbulentos (H e LE), pois este se caracteriza por ser um fluxo pequeno (ARRUDA, 2011; SANTOS et al., 2016). Os valores mínimos de G (negativos) representam perda de energia da superfície para atmosfera em decorrência possivelmente da ocorrência de eventos de chuva, assim como afirmou Souza et al. (2015a). Os padrões encontrados neste estudo coincidem com descrições para outras localidades no semiárido.

No semiárido Pernambucano, Souza et al. (2015a) relatou que a média diária do Rn ficou entre  $6 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  ( $70 \text{ W/m}^2$ ) e  $18 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  ( $209 \text{ W/m}^2$ ), sendo a maior parte da energia disponível destinada a H que acompanhou a variação do Rn. O LE oscilou acompanhando a disponibilidade de água no ecossistema, de  $0,03 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  ( $0,35 \text{ W/m}^2$ ) a  $8 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  ( $93 \text{ W/m}^2$ ). Em média G manteve-se na ordem de  $0,16 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  ( $2 \text{ W/m}^2$ ), atingindo valores mínimos de  $-1,28 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  ( $-15 \text{ W/m}^2$ ). Teixeira et al. (2008) encontraram na Caatinga as seguintes médias referentes aos anos de 2004 e 2005 para Rn ( $135$  e  $125 \text{ W/m}^2$ ), H ( $66$  e  $80 \text{ W/m}^2$ ), LE ( $53$  e  $31 \text{ W/m}^2$ ) e nos dois anos G foi quase nulo ( $0,4 \text{ W/m}^2$ ). Da mesma maneira que relatados em outros ambientes semiáridos, H foi superior a LE, pois a maior parte do Rn transformou-se em H responsável pelo aquecimento do ar, bem como é característico de ambientes semiáridos

Para a Caatinga degradada, Pires (2014) constatou que o Rn manteve-se variando entre  $10$  e  $17 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  ( $116$  e  $197 \text{ W/m}^2$ ) durante o ano de 2013, em janeiro e no segundo semestre H representou a maior parte da energia disponível, variando de  $5$  a  $10 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  ( $58$  e  $116 \text{ W/m}^2$ ), LE em média ficou na faixa de  $2 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  ( $23 \text{ W/m}^2$ ), no entanto, no primeiro semestre quando houve chuvas LE oscilou de  $5$  a  $9 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  ( $58$  e  $104 \text{ W/m}^2$ ), enquanto G manteve-se em torno de zero. Ou seja, neste tipo de ambiente que passa por prolongada restrição hídrica, grande parte da energia converte-se em H.

Souza (2011) verificou que no início do ano de 2009 e entre junho e setembro do mesmo ano, G na pastagem manteve-se maior que na Caatinga, chegando a  $20 \text{ W/m}^2$ , sendo à época em que o solo se encontrava descoberto e seco. No entanto, em outubro ocorreu precipitação fora do período chuvoso, e os valores de G nos dois ambientes ficaram na ordem de  $5 \text{ W/m}^2$ . Para Firmino et al. (2013), em uma área de pastagem no semiárido

Pernambucano, os autores encontraram os seguintes valores médios para H e LE,  $5,72 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  ( $66,35 \text{ W/m}^2$ ) e  $1,43 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  ( $16,59 \text{ W/m}^2$ ), evidenciando baixa demanda hídrica da vegetação, que contribuiu para o não desenvolvimento da vegetação e desta forma, a maior parte da energia disponível transformou-se em H.

Em uma área de pastagem no semiárido (São João – PE), Gondim et al. (2015) relataram que o Rn máximo variou de 10 a  $18 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  ( $116\text{-}209 \text{ W/m}^2$ ) entre a primavera e o verão de 2011 e mínimo de 3 a  $6 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  ( $35\text{-}70 \text{ W/m}^2$ ) entre o outono e o inverno, com média anual de  $10,6 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  ( $123 \text{ W/m}^2$ ). No verão e início do outono, quando a umidade do solo estava baixa e a demanda atmosférica era alta, H oscilou entre 8 e  $12 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  ( $93\text{-}139 \text{ W/m}^2$ ) e média de  $6,3 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  ( $73,0 \text{ W/m}^2$ ), para LE os máximos mantiveram-se entre 4 a  $6 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  ( $46\text{-}70 \text{ W/m}^2$ ) de janeiro a fevereiro em que a umidade do solo encontrava-se alta, e mínimos de 1 a  $2 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  ( $11,6\text{-}23 \text{ W/m}^2$ ) no inverno quando a demanda evaporativa estava baixa e no verão quando a umidade do solo era menor, com média de  $3,7 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  ( $42,5 \text{ W/m}^2$ ). Os valores da ET ficaram entre 0,4 e 3,14 mm/dia e média de 1,5 mm/dia. Enquanto, G variou de 0,07 a  $1,14 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  ( $0,8\text{-}13 \text{ W/m}^2$ ) e média de  $0,61 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  ( $7 \text{ W/m}^2$ ).

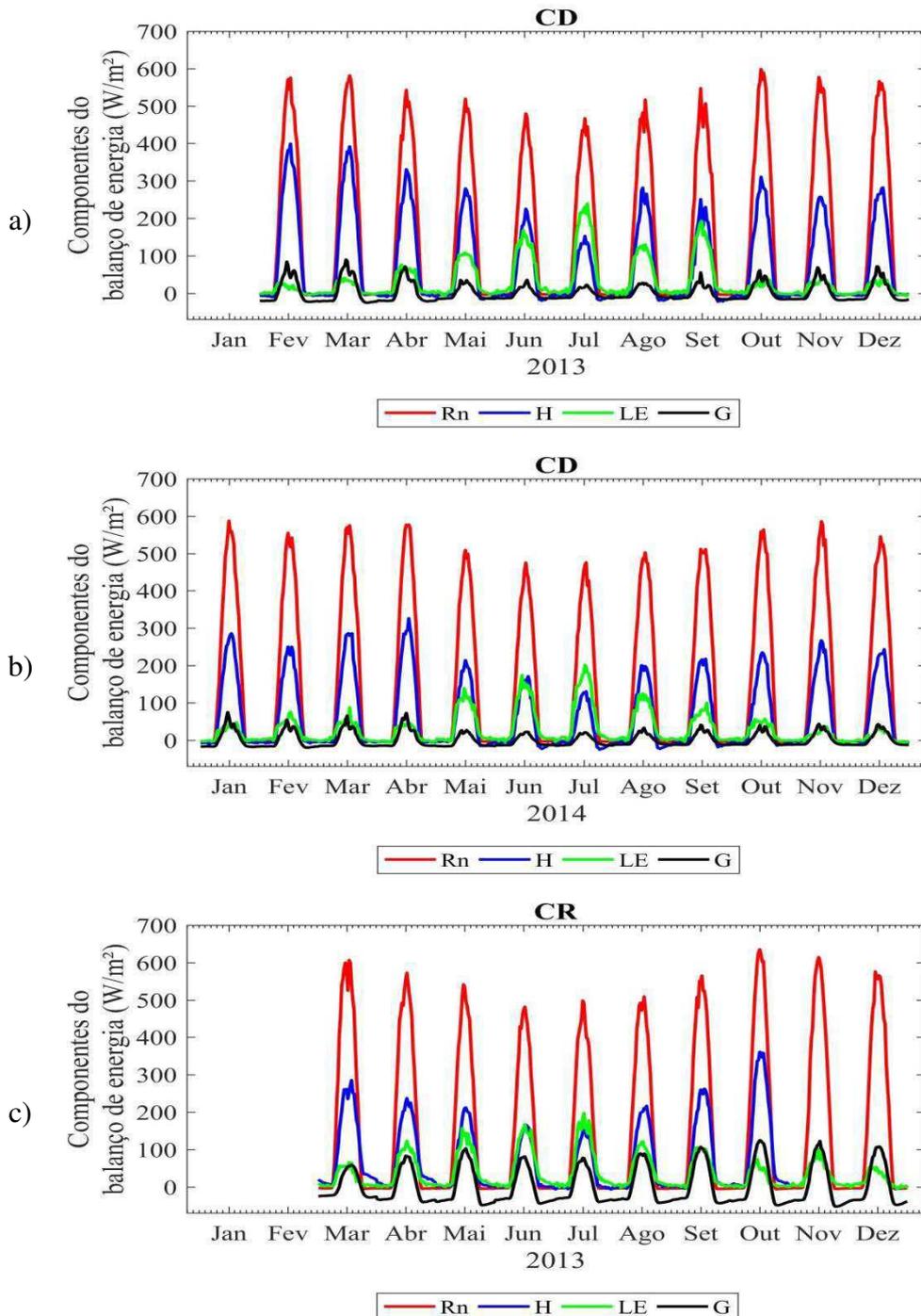
### 6.3.2. Variação anual do ciclo diário das componentes do balanço de energia

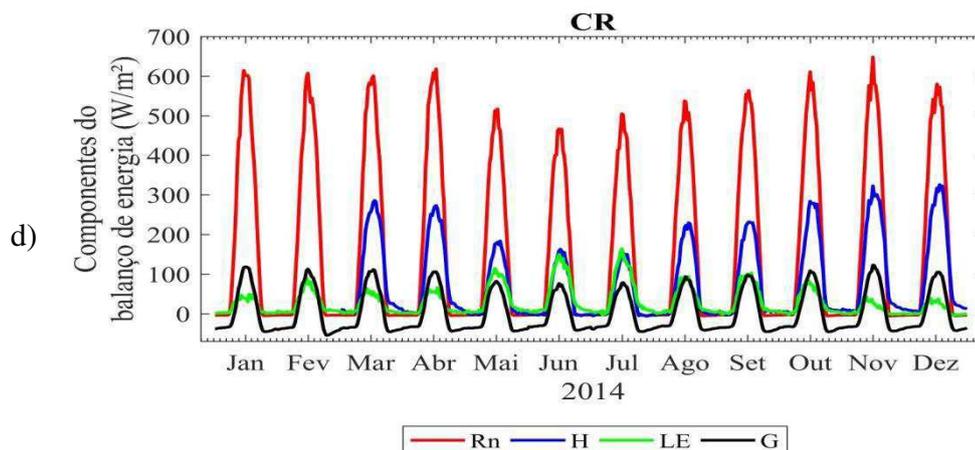
A Tabela 7 mostra a intensidade e os meses em que ocorreram as maiores e menores variações diurnas a partir da média a cada 30 min das componentes do balanço de energia, para os anos de 2013 e 2014, em ambos locais de estudo (CD e CR).

**Tabela 6.** Maiores e menores valores do período diurno das componentes do balanço de energia, para Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR), nos anos de 2013 e 2014.

| Balanço de Energia |      | Rn ( $\text{W/m}^2$ ) | H ( $\text{W/m}^2$ ) | LE ( $\text{W/m}^2$ ) | G ( $\text{W/m}^2$ ) |             |
|--------------------|------|-----------------------|----------------------|-----------------------|----------------------|-------------|
| CD                 | 2013 | Maior                 | 598,4 (out)          | 399,1 (fev)           | 239,3 (jul)          | 89,5 (mar)  |
|                    |      | Menor                 | 466,9 (Jul)          | 152,5 (jul)           | 27,9 (fev)           | 21,7 (jul)  |
|                    | 2014 | Maior                 | 587,4 (jan)          | 326,3 (abr)           | 201,1 (jul)          | 74,5 (jan)  |
|                    |      | Menor                 | 475,2 (jun)          | 130,3 (jul)           | 33,3 (dez)           | 21,0 (jul)  |
| CR                 | 2013 | Maior                 | 635,1 (out)          | 360,2 (out)           | 196,9 (jul)          | 124,7 (out) |
|                    |      | Menor                 | 481,5 (jun)          | 153,5 (jul)           | 53,5 (dez)           | 58,5 (mar)  |
|                    | 2014 | Maior                 | 648,1 (nov)          | 325,6 (dez)           | 163,3 (jul)          | 122,5 (nov) |
|                    |      | Menor                 | 466,5 (jun)          | 153,8 (jul)           | 38,4 (dez)           | 72,9 (jun)  |

Ao passo que a Figura 10 exibe a variação do ciclo diário médio mensal, através das médias a cada 30 min, das componentes do balanço de energia para 2013 e 2014, na Caatinga densa (CD) e na Caatinga rala (CR). Os dados de janeiro de 2013 da área CD e janeiro a fevereiro de 2014 da área CR foram suprimidos, por serem os meses em que iniciaram as leituras dos fluxos. Ressalta-se que, no mês de setembro de 2013 da CD houve falhas dos sensores, que podem explicar a diminuição do H de agosto para setembro, bem como o aumento do LE.





**Figura 10.** Variação anual do ciclo diário médio mensal das componentes do balanço de energia para os anos de 2013 (a e c) e 2014 (b e d), nas áreas de Caatinga densa (CD) e rala (CR).

Através da Figura 10 pôde-se constatar que os fluxos exibiram padrões parecidos em ambas as áreas, porém com distinções nas intensidades, especialmente Rn e G por apresentarem valores mais elevados na CR (Tabela 7). Pois a Rci foi mais intensa nessa área onde a cobertura vegetal era reduzida, favorecendo assim a absorção da radiação pela superfície, que resultou em variações maiores de G. Pois, segundo Colaizzi et al. (2016) para solo desnudo G pode corresponder até 80% do Rn. A maior parte da radiação líquida à superfície converteu-se na forma H, exceto nos meses do período chuvoso na área CD, em julho de 2013, junho e julho de 2014 e na área CR, em junho, julho de 2013 e julho de 2014, quando H se manteve inferior a LE. Porém, LE esteve mais intenso na localidade CD, em função de haver mais cobertura vegetal, além de biomassa sobre o solo, o que favorece a retenção de água e a evapotranspiração. E, para mais detalhes sobre a variação das componentes do balanço de energia separadamente, consultar o Apêndice B.

No trabalho de Santos et al. (2012), no período diurno os maiores valores do Rn e H chegaram a  $600 \text{ W/m}^2$  e  $400 \text{ W/m}^2$  no período seco, especialmente entre agosto de 2004 e janeiro de 2005, enquanto os máximos para LE estiveram em torno de  $90 \text{ W/m}^2$ , no período chuvoso em dezembro de 2004 a abril de 2005.

Araújo (2014) estimou os valores médios anuais do Rn instantâneo de várias localidades no Nordeste, entre os anos de 2002 e 2011, para diferentes tipos de vegetação e de áreas antropizadas, nos meses de setembro a abril este manteve-se acima de  $600 \text{ W/m}^2$  e de maio a julho ele esteve inferior a  $500 \text{ W/m}^2$ . Detectou-se, que nas áreas vegetadas Rn foi mais elevado, fato que está relacionado aos baixos valores de albedo. Para áreas de Caatinga e

Cerrado, onde a vegetação é mais esparsa, notou-se H superior a LE, com valores de LE inferiores a  $300 \text{ W/m}^2$ . Contudo, G manteve-se quase constante, chegando até  $100 \text{ W/m}^2$  no período seco.

Nobuhle (2016) conduziram um experimento acerca do balanço de energia em uma região semiárida de savana na África do Sul e constataram em âmbito geral que H foi dominante no outono, inverno e primavera em comparação às outras componentes do balanço de energia, exceto na estação chuvosa (verão) quando LE superou H, sendo superior a  $300 \text{ W/m}^2$ , além de alta incidência de radiação solar, da ordem de  $700$  e  $800 \text{ W/m}^2$  ao meio-dia. Verificaram também que o comportamento de LE e H era função da umidade do solo disponível, ou seja, quando LE era dominante a umidade do solo estava alta e quando a umidade do solo estava baixa H manteve-se maior, indicando relação com a condutância estomática da vegetação.

### 6.3.3. Variação sazonal do ciclo diário das componentes do balanço de energia

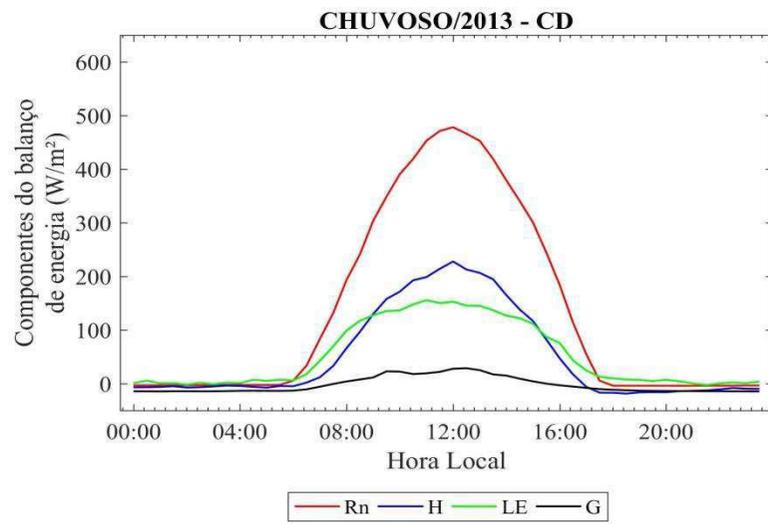
As variações máximas dos trimestres chuvoso (maio, junho e julho) e seco (outubro, novembro e dezembro) a partir das médias a cada 30 min, das componentes do balanço de energia estão representadas na Tabela 8, com relação aos dados dos anos de 2013 e 2014, nas localidades CD e CR.

**Tabela 7.** Valores máximos das componentes do balanço de energia, para Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR), nos trimestres chuvoso e seco anos de 2013 e 2014.

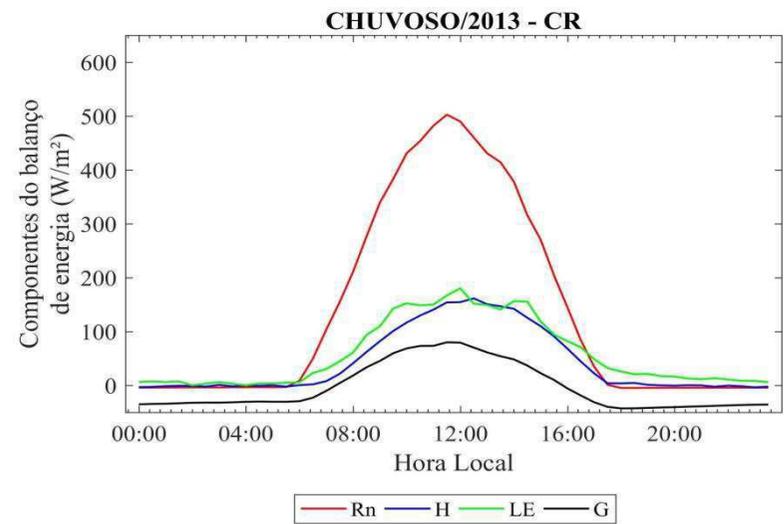
| Balanço de Energia | <u>CD</u> |       |         |       | <u>CR</u> |       |         |       |
|--------------------|-----------|-------|---------|-------|-----------|-------|---------|-------|
|                    | 2013      |       | 2014    |       | 2013      |       | 2014    |       |
|                    | Chuvoso   | Seco  | Chuvoso | Seco  | Chuvoso   | Seco  | Chuvoso | Seco  |
| <b>Rn</b>          | 478,2     | 576,0 | 476,7   | 556,9 | 502,7     | 604,7 | 491,7   | 603,0 |
| <b>H</b>           | 227,9     | 280,0 | 168,2   | 247,3 | 161,6     | 360,7 | 156,4   | 301,7 |
| <b>LE</b>          | 155,6     | 38,0  | 153,5   | 40,8  | 180,4     | 65,3  | 154,9   | 51,9  |
| <b>G</b>           | 28,8      | 65,6  | 23,2    | 41,9  | 80,0      | 118,1 | 76,5    | 109,9 |

Enquanto, a Figura 11 mostra a variação do ciclo diário dos fluxos relativos às componentes do balanço de energia, para o trimestre chuvoso e seco dos anos de 2013 e 2014, para as áreas (CD) e (CR).

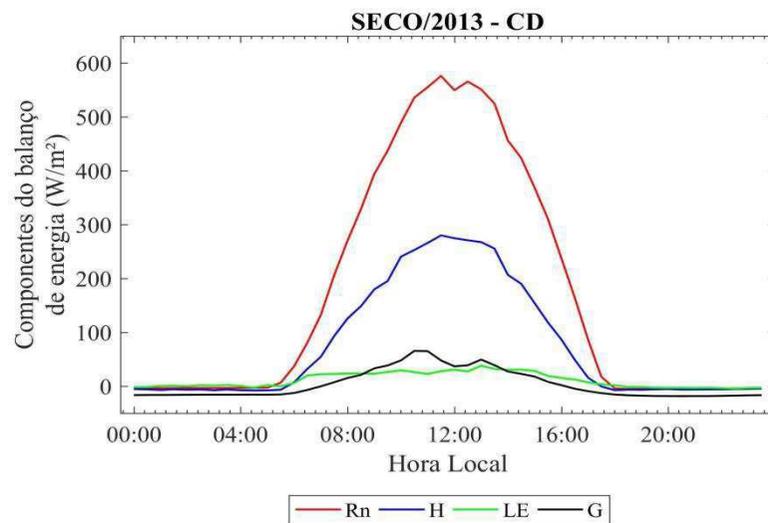
a)



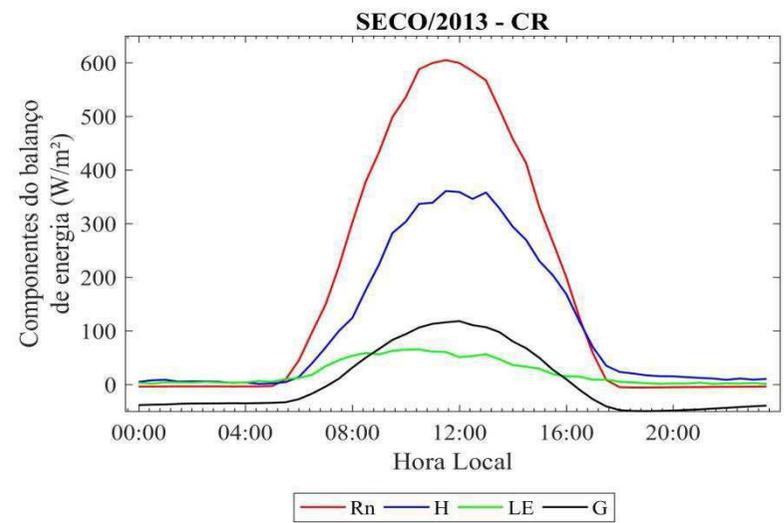
b)

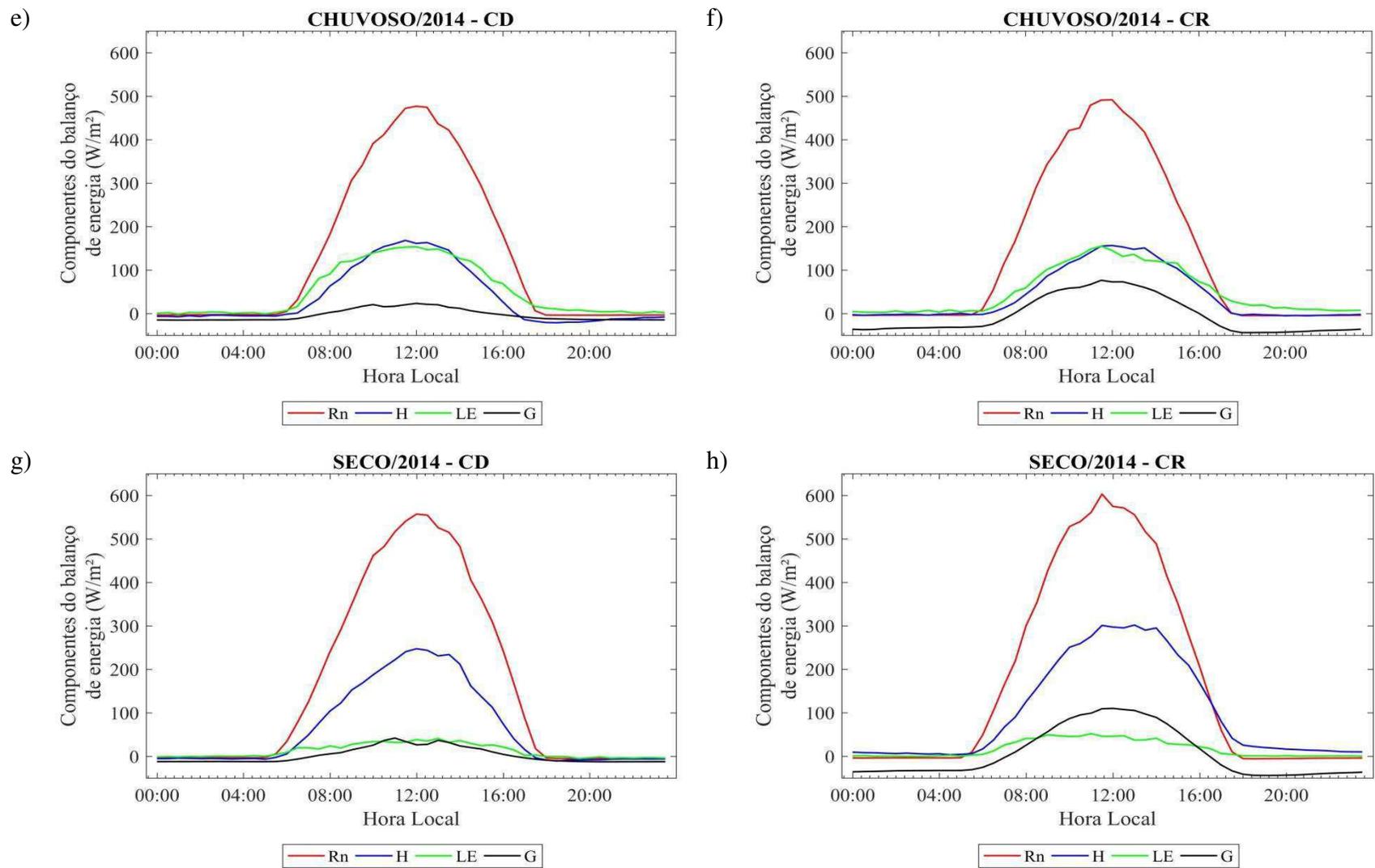


c)



d)





**Figura 11.** Variação do ciclo diário das componentes do balanço de energia para o trimestre chuvoso (a, b, e, f) e trimestre seco (c, d, g, h), das áreas de Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR).

Através dos valores da Tabela 8 e do comportamento diário mostrado na Figura 11 pode-se inferir que no trimestre seco a diferença entre LE e H foi bastante acentuada, em ambas as localidades, sendo superior a  $200 \text{ W/m}^2$ , principalmente na área CR, porém no trimestre chuvoso essa diferença não esteve tão pronunciada. No trimestre seco, especialmente na área CR, o aquecimento do ar dado por H esteve dominante, seguido do aquecimento do solo fornecido G. Na CR a cobertura vegetal era escassa, acarretando em maiores amplitudes de G, em que no período noturno atingiu cerca de  $-50 \text{ W/m}^2$  e  $118 \text{ W/m}^2$  no período diurno do trimestre seco (Figura 11d). Em outras regiões semiáridas, H também mostrou grande intensidade em comparação aos outros fluxos do balanço de energia.

Dos resultados obtidos por Oliveira et al. (2006), em um sítio experimental da Embrapa Semiárido em Petrolina-PE, avaliou-se o comportamento dos fluxos de energia do início da estação seca e na estação chuvosa, entre junho de 2004 a março de 2005. Os valores do  $R_n$  ficaram entre  $603$  a  $830 \text{ W/m}^2$ , H entre  $347$  e  $485 \text{ W/m}^2$ , G de  $77$  a  $116 \text{ W/m}^2$  e LE entre  $85$  e  $205 \text{ W/m}^2$ . Observou-se que LE manteve-se menor que H, em virtude da disponibilidade de água ser menor na região, ao passo que G superou LE no decorrer da estação seca, caracterizando desta forma armazenamento de calor no solo. Durante a noite,  $R_n$  foi negativo, em consequência da emissão de radiação de onda longa, e H aproximadamente igual a zero, devido a estabilidade atmosférica inibindo as trocas turbulentas.

Na pesquisa realizada por Silva (2015a), em áreas de Caatinga e pastagem, observou-se na área de pastagem que  $R_n$  no período chuvoso esteve maior que no período seco,  $598 \text{ W/m}^2$  e  $536 \text{ W/m}^2$ , respectivamente. Os fluxos turbulentos, H e LE comportaram-se segundo o regime de chuvas e de armazenamento de água no solo, onde no período seco H exibiu valores máximos da ordem de  $200$  a  $300 \text{ W/m}^2$  e LE não ultrapassou  $100 \text{ W/m}^2$  em ambas as áreas, mas no período chuvoso LE chegou a  $130 \text{ W/m}^2$  e  $111 \text{ W/m}^2$  para Caatinga e pastagem. Enquanto, para G não se detectou grandes distinções entre os períodos analisados, este ficou inferior a  $100 \text{ W/m}^2$ .

Durante o período seco, Firmino et al. (2013) encontraram para pastagem variações mínimas e máxima do LE, de  $-3$  a  $55 \text{ W/m}^2$ , enquanto H ficou entre  $-18$  e  $334 \text{ W/m}^2$ . Cunha et al. (2013a;b) observaram que devido às condições limitadas de água, especialmente no período seco, a maior parte da energia disponível foi dispensada na forma de H resultando em aquecimento do ar acima da vegetação e em camadas de ar superior, e mesmo havendo valores elevados de  $R_n$ , LE não ultrapassou H.

Segundo o experimento micrometeorológico executado por Santos et al. (2016) no ano de 2014, na Estação Ecológica do Seridó (ESEC-Seridó), município de Serra Negra do Norte-RN, Rn exibiu picos máximos de 560 W/m<sup>2</sup> e 547 W/m<sup>2</sup>, nas estações chuvosa (fevereiro-maio) e seca (agosto-setembro), respectivamente. As componentes H e LE na estação chuvosa alcançaram valores iguais a 237 W/m<sup>2</sup> e 200 W/m<sup>2</sup> e na estação seca, 385 W/m<sup>2</sup> e 30 W/m<sup>2</sup>, respectivamente. Enquanto, G não exibiu variações pronunciadas, com registros da ordem de 60 W/m<sup>2</sup> no período seco.

#### 6.3.4. Partições do balanço de energia

As partições das componentes do balanço de energia são dadas pelas razões entre os fluxos de H, LE e G por Rn através dos dados registrados a cada 30min, como descritos na Tabela 9, fornecendo a proporção da energia disponível em fluxos turbulentos (H e LE) e G.

**Tabela 8.** Partições das componentes do balanço de energia, para Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR), nos trimestres chuvoso e seco dos anos de 2013 e 2014.

| Área           | CD   |       |       |      |       |       | CR   |       |       |      |       |       |
|----------------|------|-------|-------|------|-------|-------|------|-------|-------|------|-------|-------|
|                | 2013 |       |       | 2014 |       |       | 2013 |       |       | 2014 |       |       |
| Ano            | H/Rn | LE/Rn | G/Rn  |
| <b>Anual</b>   | 0,46 | 0,20  | 0,06  | 0,38 | 0,17  | 0,00  | 0,46 | 0,26  | 0,00  | 0,48 | 0,18  | 0,01  |
| <b>Chuvoso</b> | 0,36 | 0,41  | -0,02 | 0,28 | 0,39  | -0,03 | 0,36 | 0,40  | -0,02 | 0,33 | 0,34  | -0,03 |
| <b>Seco</b>    | 0,44 | 0,06  | 0,02  | 0,39 | 0,07  | 0,01  | 0,62 | 0,11  | 0,03  | 0,58 | 0,09  | 0,03  |

Mediante a Tabela 9 nota-se na escala anual, que grande parte da energia disponível foi dispensada para o aquecimento do ar fornecido por H, seguida dos processos evapotranspirativos dado por sua taxa LE e menos de 1% para armazenamento de calor no solo de G. Na fração G/Rn, verifica-se o sinal negativo que aponta para perda de calor do solo para atmosfera. No trimestre de maior oferta hídrica nas duas áreas, a diferença entre H e LE ficou entre 1 e 11%, entretanto, no trimestre seco H manteve-se dominante, sobretudo na CR, onde H/Rn ultrapassou os 50%, enquanto as contribuições das frações de LE e G foram bem pequenas. De maneira, que este comportamento tem sido relatado em distintos ecossistemas semiáridos.

Segundo, Oliveira et al. (2006) durante a estação seca, julho a outubro de 2004, a partição H/Rn esteve entre 0,5 e 0,8 e para LE/Rn houve valores inferiores a 0,3, padrão que se inverteu após a ocorrência de precipitação em novembro. Souza et al. (2015a), encontrou

para de H contribuições de 63% a 89% durante o ano de 2012, e média de 77%. No início do ano LE/Rn esteve em 25% e atingiu 60% depois de registro de chuvas. Mas, com a redução da oferta de água, a fração do LE alcançou apenas 3%, e média de 7% ao longo do ano.

Do trabalho de Pires (2014), em área de Caatinga degradada, em janeiro de 2013 a partição LE/Rn foi de 37%, posteriormente em abril época de maior disponibilidade de água esta atingiu valores mais elevados de até 59,5%, e em outubro no período de estiagem os valores foram mínimos em 10,6%, enquanto o valor mínimo para H ocorreu em abril, 19,2% e o máximo em outubro, 74%, sendo a média anual igual a 45%. Sendo assim, H foi a partição dominante, responsável pelo aquecimento do ar, principalmente no início do ano e no segundo semestre. Cunha et al. (2013)b também constataram que o transporte de energia dado pela fração de H nas camadas mais próximas à superfície obteve a maior contribuição, constituindo uma característica importante das regiões semiáridas. Entretanto no período úmido H diminuiu um pouco e LE dobrou de intensidade, resultante do aumento na umidade do solo. Já, Teixeira et al. (2008) descreveram que durante a estação chuvosa, Rn converteu-se em LE, posto que a Caatinga responde rapidamente após eventos de chuvas, mas esses períodos são curtos e anualmente H ultrapassou LE.

De acordo com Gondim et al. (2015) foi possível observar comportamento semelhante em pastagens do semiárido Nordeste, nos quais as razões H/Rn e LE/Rn, no pré-período úmido (janeiro a março) foram iguais a 0,61 e 0,33, no período úmido (abril a agosto) iguais a 0,51 e 0,43, e no período de estiagem (setembro a dezembro) iguais a 0,65 e 0,29, com médias anuais de 0,58 e 0,36, e bem menor proporção para G/Rn, 0,06. Os déficits hídricos juntamente com o baixo índice de área foliar produziram aumento substancial de H e diminuição de LE, especialmente no período seco. De forma que, a transpiração na pastagem ficou pequena, pois a maior parte do Rn foi utilizado para o aquecimento do ar. Silva (2015) encontrou valores iguais a 0,12 e 0,28 para fração LE/Rn nos períodos seco e chuvoso, 0,59 e 0,41 para H/Rn, respectivamente. Sabendo que contribuição destes fluxos tem relação direta com status hídrico do solo, LE obteve aumento no período chuvoso, mas o aquecimento do ar prevaleceu.

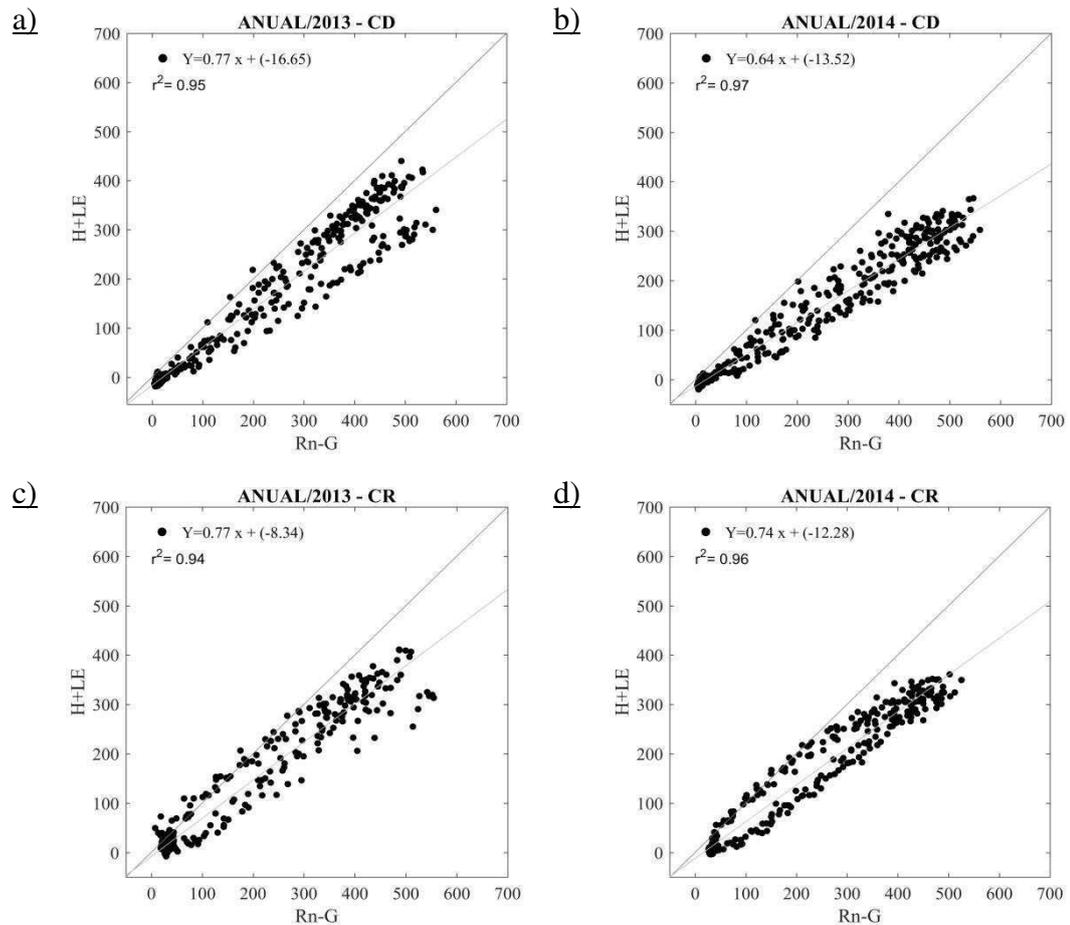
Em outras regiões de clima semiáridos, como a estepe na China, Gao et al. (2009) calcularam a média anual das partições H/Rn, LE/Rn e G/Rn e estas foram iguais a 62%, 18% e 9%, em que a maior parte da energia era representada por H. E, conforme Chen et al. (2009), na estepe semiárida da Mongólia, para diferentes usos do solo (estepe, terra cultivável e estepe degradada), a partição de energia de H também se manteve dominante, constatado

pelas seguintes médias anuais de H/Rn (0,61, 0,56, 0,57), LE/Rn (0,41, 0,40 e 0,31), e G/Rn (0,05, 0,04, 0,02).

### **6.3.5. Fechamento do balanço de energia**

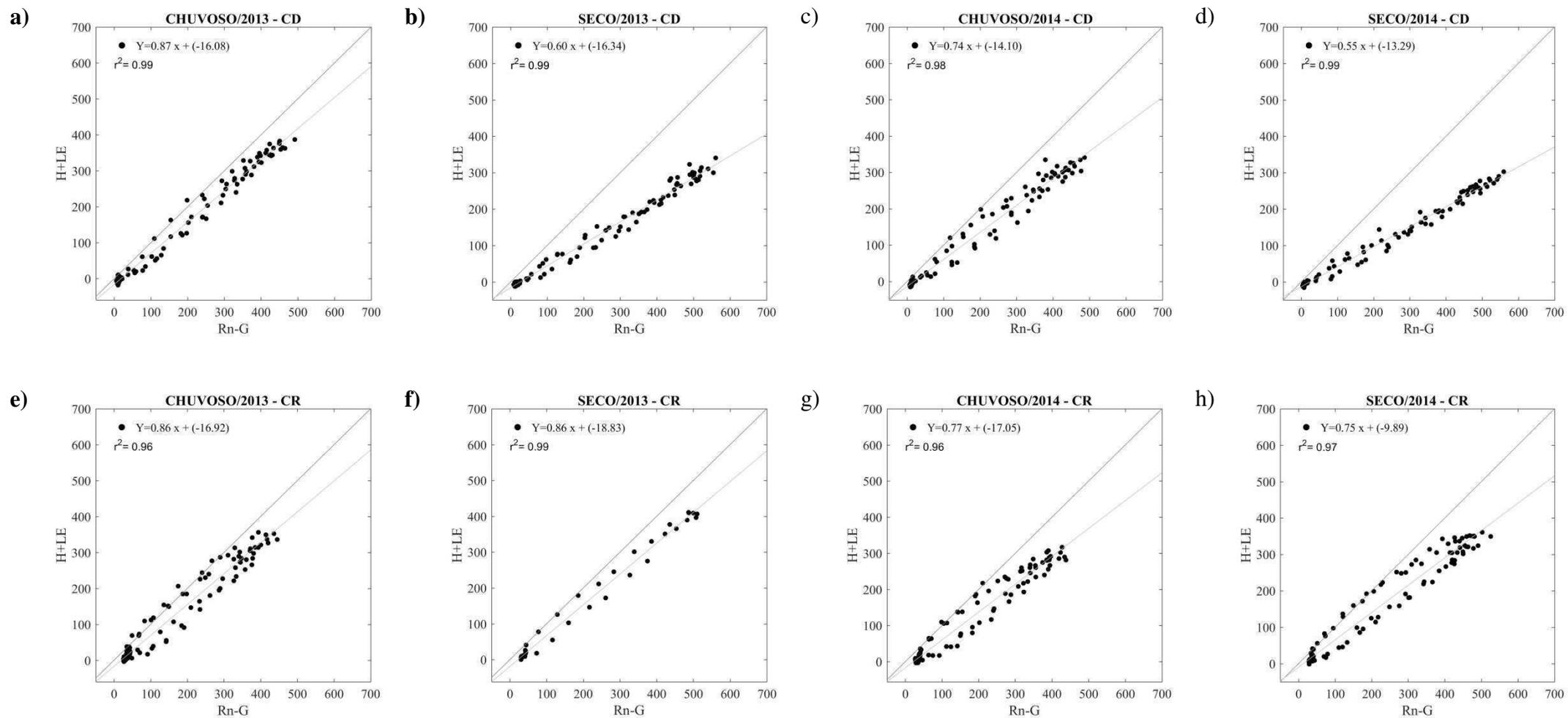
A análise do fechamento do balanço de energia, a partir das médias de 30 min, dos dados da CD e CR, indica o grau de concordância entre suas componentes, calculadas por meio de diferentes métodos (OLIVEIRA et al., 2006; SOUZA et al., 2015). Conforme Wilson et al. (2002) o estudo do fechamento do balanço de energia consiste de um método de avaliar de forma independente os fluxos obtidos via técnica de eddy covariance. E, sua teoria é fundamentada na primeira lei da termodinâmica, em que a soma das componentes H e LE são equivalentes à radiação líquida e menos o fluxo de calor no substrato do solo, a taxa de calor estocada no ar e na biomassa e o termo adicional de fontes e sumidouros de energia (calor armazenado acima do sensor de G, energia bioquímica estocada do processo de fotossíntese, etc.).

A Figura 12 exhibe o fechamento do balanço de energia para os fluxos turbulentos (H+LE) e a energia disponível (Rn-G), nos anos de 2013 e 2014, para áreas CD e CR. A desigualdade estimada pelo fechamento foram de 23% (Figura 12a, Figura 12c), 36% (Figura 12b) e 26% (Figura 12d), indicando a subestimativa de (H+LE) em relação a (Rn-G). Contudo, em todos os casos a variação não explicada de  $r^2$  estiveram menores ou iguais a 6%, demonstrando haver forte relação linear (concordância) entre (H+LE) e (Rn-G). Ressalta-se que ocorreram meses faltantes para H na CR, outubro a dezembro de 2013 e janeiro a fevereiro de 2014, logo estas datas não foram contabilizadas no cômputo dos fechamentos analisados.



**Figura 12.** Regressão linear entre a energia disponível ( $Rn - G$ ) e os fluxos turbulentos ( $LE + H$ ) do fechamento do balanço de energia para os anos de 2013 (a e c) e 2014 (b e d), nas áreas de Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR), nos anos 2013 e 2014.

O fechamento do balanço de energia para os trimestre chuvoso e seco (Figura 13), da CD e CR, em 2013 e 2014. No trimestre chuvoso, Figura 13a, Figura 13c, Figura 13e e Figura 13g as componentes ( $H+LE$ ) ficaram de 13% a 26% inferiores a ( $Rn-G$ ). No trimestre seco, Figura 13b, Figura 13d, Figura 13f e Figura 13h, as subestimativas variaram de 14 a 45%, das quais na área CD ocorreram as maiores desproporções, porém com  $r^2$  superiores a 0,90 que é representativo de forte correlação entre as variáveis. Pode-se atribuir o “desequilíbrio” mais pronunciado no balanço de energia da CD, possivelmente ao fato de desconsiderar o calor estocado na camada de ar e na biomassa entre a superfície do solo e os sensores de eddy covariance (WILSON et al., 2002).



**Figura 13.** Regressão linear entre a energia disponível (Rn – G) e os fluxos turbulentos (LE + H) do fechamento do balanço de energia, nas áreas de Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR), nos trimestres chuvoso (e, g, i, l) e seco (f, h, j, m) dos anos 2013 e 2014.

Experimentos realizados no semiárido Pernambucano, a exemplo de Cunha et al. (2013b) também detectaram o fechamento incompleto do balanço de energia, em que a subestimativa de (H+LE) era de 17% em comparação a (Rn-G), com coeficiente angular igual a 0,83, intercepto, 4,37 W/m<sup>2</sup> e r<sup>2</sup>, 0,96. Souza et al. (2015a), encontraram o coeficiente angular e r<sup>2</sup> iguais a 0,75 e 0,92, respectivamente, denotando desigualdade de 25% para os fluxos turbulentos. Para Pires (2014), em sua pesquisa na Caatinga degradada, o coeficiente angular ficou em 0,80 e o coeficiente de determinação, 0,94. Discrepância que o autor atribuiu ao forte gradiente de temperatura na porção superior do solo, dado pela insolação que acarretou em armazenamento de calor acima do sensor. Enquanto, Borges et al. (2016) constataram para as mesmas localidades que a deste estudo (CD e CR), para o ano de 2013, que os valores do coeficientes angular e r<sup>2</sup> ficaram em 77% e 62%, 0,95 e 0,72, respectivamente.

Em trabalhos relativos a vários experimentos realizados em localidades áridas/semiáridas da China, como o de Zhang et al. (2016) em um ecossistema de oásis artificial em uma zona árida, onde verificaram que (H+LE) foram aproximadamente 66% inferiores a (Rn-G) em 2013, 69% durante o período úmido e 60% durante a estiagem. Para Hao et al. (2007), cerca de 70% de (Rn-G) destinaram-se a (H+LE) com r<sup>2</sup> igual a 0,95. Gao et al. (2009) calcularam o coeficiente angular e coeficiente correlação iguais a 0,93 e 0,85, respectivamente, em que as falhas no fechamento do balanço de energia foram em parte atribuídas a não contabilização da energia estocada no solo e na vegetação. Chen et al., (2009) encontraram o coeficiente angular variando de 0,75 a 0,89 e r<sup>2</sup> de 0,87 a 0,94, para diferentes tipos de cobertura do solo. Yue et al. (2011) contabilizaram o efeito do armazenamento de calor entre a superfície e a placa do fluxímetro ao estimar G através de uma análise harmônica e assim constataram que cerca de 98% de (Rn-G) seria usado para (H+LE). Xiao et al. (2012) obtiveram o coeficiente angular entre 0,55 a 0,66 para as quatro estações do ano e r<sup>2</sup> entre 0,90 a 0,92, e ao aplicar um método de interpolação do perfil de temperatura do solo para calcular G, o coeficiente angular variou de 0,61 a 0,83 e r<sup>2</sup> de 0,85 a 0,91.

Em outros biomas brasileiros, como o Cerrado localizado ao sul do Mato Grosso, Rodrigues et al. (2014) encontraram coeficiente angular e r<sup>2</sup>, 0,75 e 0,89, e afirmaram que os dados do sistema de *eddy covariance* tendem a subestimar a perda de energia líquida durante a noite e o ganho de energia líquida durante o dia. Uma área de floresta de transição a noroeste do MT, Arruda (2011) observou no período seco de 2007 e 2008 os seguintes valores do coeficiente angular e r<sup>2</sup>, 0,60 e 0,88, 0,57 e 0,91, e no período úmido, 0,59 e 0,88, 0,71 e

0,90, respectivamente. Resultados que apontaram também para subestimativa dos fluxos turbulentos.

Dos resultados de Nobuhle et al. (2016), na savana da África do Sul, onde os fluxos médios das estações ao longo de 15 anos (2000-2014), resultaram nos seguintes coeficientes angulares variando de 0,99 a 1,28 e  $r^2$  de 0.73 a 0.82. Enquanto, no oeste da África, Mauder et al. (2007) verificaram uma pequena tendência de os fluxos turbulentos serem menores que a energia disponível, pois o coeficiente angular e  $r^2$  foram iguais a 0,95 e 0,97, respectivamente

Estudos dessa natureza, têm observado erros de até 30% no fechamento, indicando algumas causas para regiões semiáridas e áridas, tais como: imprecisão nas medições; negligenciar sumidouros, como a energia bioquímica dos processos de fotossíntese, variação no armazenamento de calor na vegetação; formação de turbilhões maiores, devido heterogeneidade da superfície; armazenamento de calor acima do sensor provocado pelo intenso gradiente de temperatura das camadas superiores do solo (WILSON et al., 2002; OLIVEIRA et al., 2006; SOUZA, 2014; BORGES et al., 2016; CUNHA et al., 2013b).

O resíduo no fechamento do balanço de energia não pode ser totalmente atribuído a fatores como incerteza na medição das componentes individuais (sensores), duração do período dos fluxos médios, mas deve-se considerar a circulação secundária relacionada à características de heterogeneidade da superfície, como rugosidade, propriedades térmicas e umidade, resultantes de movimentos de baixa frequência que não são contabilizados à componente vertical do transporte turbulento (FOKEN, 2008b; FOKEN et al., 2010; FOKEN et al., 2011).

Para Randow et al. (2004), as discrepâncias no fechamento foram associadas à heterogeneidade do terreno, segundo pesquisas em áreas de floresta na Amazônia em que obtiveram coeficiente angular e  $r^2$  iguais a 0,74 e 0,89, além das incertezas relacionadas às medições de cada componente e suas diferenças na abrangência das escalas espacial e temporal de registro dos fluxos dado pelos sensores. Pois, os fluxos turbulentos são coletados em alta frequência e abrangência mais vastas, ou seja, *footprint* maiores, 1 Km para uma torre de 10 m por exemplo, já os fluxos de G e Rn são de baixa frequência e coletados pontualmente, gerando assim o não fechamento do balanço de energia (GAO et al., 2009; SANTOS, 2015).

## 6.4. Análise do fluxo de CO<sub>2</sub>

### 6.4.1. Variação da média diária do fluxo CO<sub>2</sub>

A Tabela 10 mostra as variações máxima, mínima das médias diárias e o mês correspondente, fornecida pelos 48 valores registrados a cada 30 min, além da média anual do fluxo de CO<sub>2</sub> (FCO<sub>2</sub>) que ocorreram nos anos de 2013 e 2014, referente aos sítios experimentais CD e CR.

**Tabela 9.** Valores mínimo, máximo e médio anual do fluxo de CO<sub>2</sub> (FCO<sub>2</sub>), para Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR), nos anos de 2013 e 2014.

| Fluxo de CO <sub>2</sub><br>( $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$ ) | CD             |                | CR             |                |
|--|----------------|----------------|----------------|----------------|
|  | 2013           | 2014           | 2013           | 2014           |
| X <sub>máx</sub>   | 6,8 (abr)      | 3,1 (out)      | 1,9 (jul)      | 2,5 (set)      |
| X <sub>mín</sub>   | -7,5 (ago)     | -7,3 (jul)     | -2,7 (jul)     | -3,5 (ago)     |
| $\bar{X} \pm \sigma$   | -0,6 $\pm$ 1,7 | -1,2 $\pm$ 1,2 | -0,5 $\pm$ 0,7 | -0,7 $\pm$ 0,7 |

A partir da tabela, observou-se que os dois anos analisados, a absorção de carbono devido à fotossintética (indicado pelos valores negativos do FCO<sub>2</sub>) foi predominante mais intenso na época chuvosa (Figura 7 e Tabela 1), quando ocorreu redução de variáveis meteorológicas como as temperaturas do ar e do solo (Tabela 2). Tanto a absorção pela fotossíntese quanto a emissão de CO<sub>2</sub> pela respiração (valores positivos do FCO<sub>2</sub>) foram mais intensos na área CD, em função da vegetação mais cerrada e de maior porte, contribuindo para aumento dos processos metabólicos, todavia ambas as localidades anualmente apresentaram potencial para sumidouro de carbono. Durante o período de estiagem a vegetação da Caatinga entra em fase de senescência, perde folhas e tem sua atividade metabólica bastante reduzida, porém nessa época pode haver eventos isolados de chuva que induzem a atividade microbiana do solo, resultando na ocorrência de pulsos de respiração, como em outubro e setembro de 2014, áreas CD e CR, respectivamente (IVANS et al., 2006, OLIVEIRA et al., 2006; SOUZA, 2014; SILVA et al., 2017; SOUZA, 2017).

Do trabalho de Souza (2017) realizado, para duas localidades no semiárido pernambucano, pastagem e Caatinga, verificou-se durante o período de estudo, entre os anos de 2012 e 2015, que o FCO<sub>2</sub> diário na pastagem variou de -5,8  $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$  a 3,8  $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$  e na Caatinga, entre -5,0 e 4,1  $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$ . Sendo que, no período seco (junho a setembro), os fluxos foram predominantemente positivos e durante o período chuvoso

(novembro e março) estes se mantiveram negativos. Também, observou-se que antes da época chuvosa, os fluxos ficaram em torno de zero, e depois de eventos de precipitações, o FCO<sub>2</sub> chegou a 1,4 e 3,6 μmol/m<sup>2</sup>s para pastagem e Caatinga, respectivamente. A média anual esteve entre -3,25 μmol/m<sup>2</sup>s para pastagem e -3,42 μmol/m<sup>2</sup>s para Caatinga, mostrando que mesmo com o baixo regime de chuvas da região, nas duas localidades o ecossistema atuou como sumidouro de CO<sub>2</sub>, semelhante ao comportamento encontrado neste trabalho e em outros da região semiárida.

Oliveira et al. (2006) encontraram o FCO<sub>2</sub> médio diário em torno de -0,5 μmol/m<sup>2</sup>s, de julho a início de agosto de 2004, e igual a zero em outubro (final da estação seca), devido o fechamento e queda das folhas como resposta ao déficit hídrico. Após algumas chuvas, no final de novembro a taxa de respiração, das plantas e da atividade microbiana no solo atingiu 5,0 μmol/m<sup>2</sup>s, permanecendo como fonte de CO<sub>2</sub> até fevereiro de 2005 (começo da estação chuvosa), de março e parte de abril de 2005 o ecossistema passou a sequestrar carbono, ou seja, a taxa de fotossíntese superou a da respiração, com FCO<sub>2</sub> de até -4,2 μmol/m<sup>2</sup>s, e posteriormente o fluxo não ficou tão intenso, variando de -1,0 a 1,0 μmol/m<sup>2</sup>s, funcionando tanto como sumidouro e fonte de carbono.

Souza (2014) observou o ecossistema semiárido atuando como fonte de carbono para atmosfera na maior parte do ano de 2012 que foi de baixo volume pluviométrico, o FCO<sub>2</sub> ficou em cerca de 1 gC/m<sup>2</sup>d (0,34 μmol/m<sup>2</sup>s), decorrente da forte resistência da superfície à perda de água para atmosfera e absorção de CO<sub>2</sub> pela vegetação. Santos et al. (2012) verificaram que no período seco analisado (agosto-setembro de 2004), os fluxos FCO<sub>2</sub> diários dominantes foram positivos, porém inferiores a 1,5 μmol/m<sup>2</sup>s, todavia no período chuvoso (fevereiro-março de 2005), os mesmos atingiram -20 μmol/m<sup>2</sup>s. No período de maior déficit hídrico, o ecossistema teve como característica ser fonte de carbono para atmosfera, nesta fase a perda de água das plantas por transpiração é diminuída, em função do fechamento dos estômatos e da queda de folhas como forma de adaptação ao clima, logo o sequestro de carbono pela fotossíntese fica bastante reduzido. Com a perda de cobertura do dossel, a vegetação sofre mais efeitos da radiação e insolação, acarretando em grandes variações de temperatura, redução da umidade, e acelerando assim a atividade microbiana e a perda de CO<sub>2</sub>.

Segundo Pires (2014), o FCO<sub>2</sub> médio na Caatinga degradada manteve-se entre -1,43 e 1,71 μmol/m<sup>2</sup>s, sendo que em abril (período chuvoso) a variação máxima da

assimilação de CO<sub>2</sub> chegou a -3,0 μmol/m<sup>2</sup>s e a emissão máxima em outubro (período seco) ficou em 6,2 μmol/m<sup>2</sup>s. Também, no semiárido pernambucano, Silva (2015) constatou que o FCO<sub>2</sub> oscilou de -5,9 a 4,4 μmol/m<sup>2</sup>s na Caatinga e -4,5 a 4,1 μmol/m<sup>2</sup>s na pastagem, e médias anuais iguais a -0,91 e -0,68 μmol/m<sup>2</sup>s, respectivamente. Esses valores médios demonstram o potencial do semiárido para sequestro de carbono do ecossistema. Tanto na Caatinga como na pastagem também se observaram pulsos de respiração em seguida a evento de precipitação durante o período seco, iguais a 1,82 μmol/m<sup>2</sup>s na Caatinga e 3,35 μmol/m<sup>2</sup>s na pastagem.

A maior região semiárida do planeta, o Sahel na África, também exibiu importante potencial para sequestro de carbono, de acordo com a pesquisa conduzida por Tagesson et al. (2016) em seis sítios experimentais ao longo dessa região, na estação seca o FCO<sub>2</sub> manteve-se em média sob condição de neutralidade, -0,1 g/m<sup>2</sup>d (-0,03 μmol/m<sup>2</sup>s) e durante o pico da estação chuvosa chegou a -3,7 g/m<sup>2</sup>d (-0,97 μmol/m<sup>2</sup>s), porém com grande variabilidade espacial, -7,0 e 0,9 g/m<sup>2</sup>d (-1,84 e 0,24 μmol/m<sup>2</sup>s).

Outros ecossistemas diferentes dos semiáridos, também comportaram-se como sumidouros de CO<sub>2</sub>, a exemplo de uma floresta semidecídua de transição entre o Cerrado e a Amazônia ao norte de Mato Grosso, Silva (2010) detectou que o FCO<sub>2</sub> em média variou durante a estação chuvosa de -1,94 a -1,80 μmol/m<sup>2</sup>s, respectivamente. Em uma floresta de mangue, localizada na baía de Bengala na Índia, Rodda et al. (2016) constataram que o FCO<sub>2</sub> oscilou entre -2,5 e -0,5 g/m<sup>2</sup>d (-0,66 a -0,13 μmol/m<sup>2</sup>s), o que corresponde ao sequestro de carbono pela fotossíntese. E, de acordo com estudos atuais que vem apontando para necessidade de proteção e adequado manejo desses tipos de ecossistema que agem como sumidouros, no sentido de contribuir para redução das emissões de CO<sub>2</sub> e mitigação dos efeitos das alterações climáticas (TAGESSON et al., 2016).

Enquanto uma floresta tropical de transição em Mato Grosso, segundo Vourlitis et al. (2004) apresentou padrões diferentes, durante um intervalo de registros de dados de 1999 a 2001, em que o FCO<sub>2</sub> médio anual esteve em 0,23 μmol/m<sup>2</sup>s no período seco (junho-agosto) e -0,01 μmol/m<sup>2</sup>s no chuvoso (dezembro-fevereiro). No período de transição seco para o úmido (setembro-novembro), o FCO<sub>2</sub> médio foi de 0,76 μmol/m<sup>2</sup>s e 0,18 μmol/m<sup>2</sup>s na transição do úmido para o seco (março-maio), para os dois casos o ecossistema atuou como fonte, sendo que no primeiro as perdas noturnas de CO<sub>2</sub> excederam bastante os ganhos diurnos, 5,22 e -3,29 μmol/m<sup>2</sup>s, respectivamente.

Atribuiu-se isso ao menor acoplamento entre a respiração do ecossistema e a fotossíntese do dossel durante a transição do período seco para o úmido. Fato que coincide com a época de maior quantidade de liteira depositada no solo, início do período chuvoso e valores mais altos de decomposição dessa matéria orgânica.

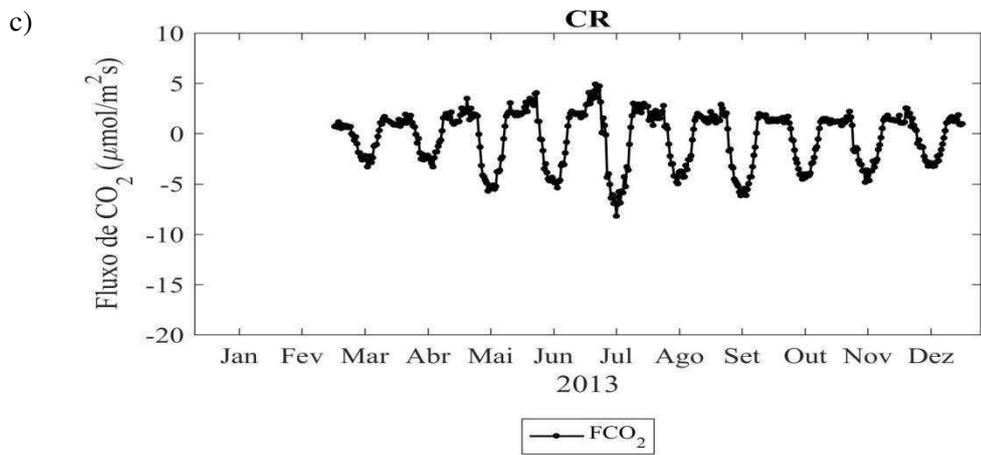
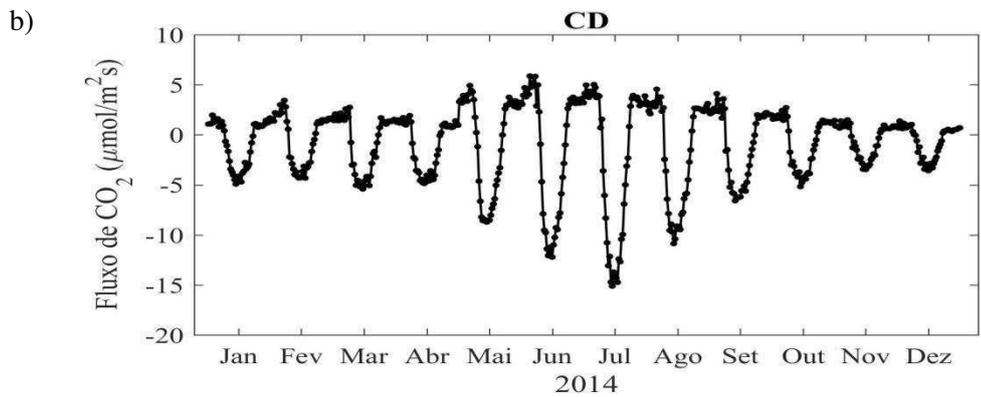
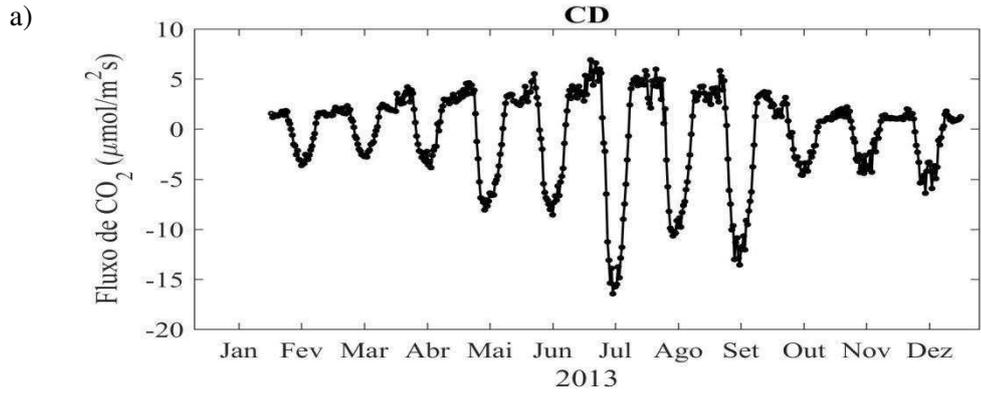
#### 6.4.2. Variação anual do ciclo diário do fluxo de CO<sub>2</sub>

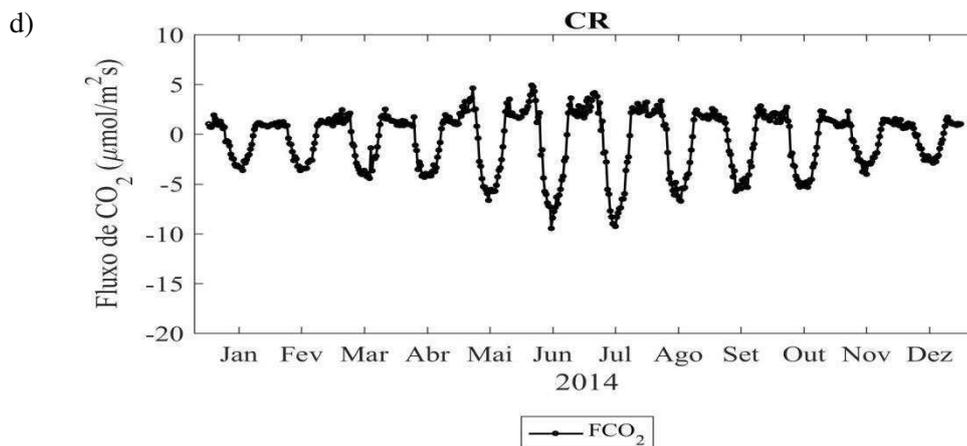
As maiores e menores variações do período diurno e noturno do fluxo de CO<sub>2</sub> (FCO<sub>2</sub>) e seu correspondente mês de ocorrência, dadas pelas médias de 30 min, as quais se encontram na Tabela 11, sendo referente aos anos 2013 e 2014, para os dois sítios (CD e CR).

**Tabela 10.** Maiores e menores valores do fluxo de CO<sub>2</sub> (FCO<sub>2</sub>) noturno e diurno, para Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR), nos anos de 2013 e 2014.

| Período | Variação do FCO <sub>2</sub><br>( $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$ ) | CD          |             | CR         |            |
|---------|--|-------------|-------------|------------|------------|
|         |  | 2013        | 2014        | 2013       | 2014       |
| Diurno  | Maior  | -2,8 (mar)  | -3,4 (dez)  | -3,3 (dez) | 2,9 (dez)  |
|         | Menor  | -16,5 (jul) | -15,1 (jul) | -8,2 (jul) | -9,5 (jun) |
| Noturno | Maior  | 6,9 (jul)   | 5,9 (jun)   | 4,9 (jul)  | 4,9 (jun)  |
|         | Menor  | 1,9 (fev)   | 1,4 (dez)   | 1,7 (mar)  | 1,5 (fev)  |

Enquanto a Figura 14 exhibe a variação do ciclo diário médio mensal dos dados a cada 30 min do FCO<sub>2</sub> para 2013 e 2014, na CD e na CR. Salienta-se que na CD, o mês de janeiro de 2013 foi descartado por ser o mês em que se iniciou a aquisição de dados, e parte dos meses de junho, julho e setembro houve falhas nos dados de 30 min por problemas de instrumentação. E, na CR, os sensores começaram a operar em meados de março de 2013, sendo que também ocorreram algumas falhas em novembro e dezembro de 2013. Para comparação mais detalhada em um mesmo gráfico do comportamento do FCO<sub>2</sub>, nos dois locais analisados em cada ano de estudo, vide Apêndice C.





**Figura 14.** Variação anual do ciclo diário médio mensal do fluxo de CO<sub>2</sub> (FCO<sub>2</sub>), na área de Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR), dos anos 2013 (a e c) e 2014 (b e d).

Por meio da Tabela 11 e Figura 14, verificou-se que a fixação de carbono e liberação de CO<sub>2</sub> na estação chuvosa esteve aumentada, principalmente na área CD, fato que é consistente com a variação de LE (Figura 10), pois a vegetação encontrava-se mais verde e densa, contribuindo para as atividades metabólicas, em especial a fotossintética. Durante a estação seca, nas duas áreas, as plantas apresentaram padrões parecidos quanto aos processos de fotossíntese e respiração, visto que os valores do FCO<sub>2</sub> nesses locais não divergiram tanto entre si (Tabela 11), pois nessa época a vegetação da Caatinga entra em fase de dormência, passando a perder folhas e reduzindo consideravelmente seu metabolismo, para suportar a forte restrição hídrica, insolação intensa e evitar a perda de água por transpiração (OLIVEIRA et al., 2006; PIRES, 2014).

No bioma Caatinga, Souza (2014) observou picos de FCO<sub>2</sub>, -17,7 a -13,9 μmol/m<sup>2</sup>s de fevereiro a março de 2012, enquanto no começo do período de senescência (maio) registraram-se picos de até 8,0 μmol/m<sup>2</sup>s, relacionados à decomposição da matéria orgânica, juntamente com a respiração dos organismos heterotróficos que se beneficiam dessa matéria orgânica no solo.

As magnitudes das variações do FCO<sub>2</sub> encontrado na Caatinga qualitativamente pode ser comparadas às encontrados no Cerrado por Arruda (2014), durante a época chuvosa (outubro a abril) dos anos de 2011 e 2012, onde ocorreram picos de assimilação de -12,0 μmol/m<sup>2</sup>s, com redução para -8,0 μmol/m<sup>2</sup>s no começo da estação seca (maio) e chegando a zero. No ano de 2013 em decorrência de chuvas registradas em abril e consequente aumento da umidade do solo, a taxa de carbono fixada chegou a -4,0 μmol/m<sup>2</sup>s perdurando até julho de 2013. Enquanto a variabilidade do FCO<sub>2</sub> noturno

manteve-se entre 4,0  $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$  e 6,0  $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$  para estação chuvosa, e entre 2,0  $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$  e 4,0 para estação seca.

Em outros ambientes áridos e semiáridos, como em um deserto salino no oeste da China, Liu et al. (2012b) detectaram que a variação diurna do  $\text{FCO}_2$  para um intervalo de estudo de maio a outubro, em que esta manteve-se entre -0,15 a -0,01  $\text{mg}/\text{m}^2\text{s}$  (-3,4 a -0,2  $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$ ), sendo consistente com a variação de LE, 120 a 20  $\text{W}/\text{m}^2\text{s}$ . Na estepe semiárida do sudeste da Espanha, Rey et al. (2012) observaram que durante 11 dias da estação seca, quando os ventos eram fortes, a taxa de emissão de  $\text{CO}_2$  diurna atingiu valores altos, superiores a 8,0  $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$ , mas durante a noite, quando os ventos geralmente eram fracos, os fluxos respiratórios ficaram constantes. Para um ecossistema árido arbustivo no México, onde a precipitação anual em quase todos os anos analisados não ultrapassou 200 mm, Bell et al. (2012) observaram em janeiro de 2002 (época de crescimento das plantas) que o  $\text{FCO}_2$  diurno máximo ficou entre -2,0 e -1,5  $\text{g}/\text{m}^2\text{dia}$  (-0,53 e -0,39  $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$ ) e o noturno inferiores a 0,5  $\text{g}/\text{m}^2\text{dia}$  (0,13  $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$ ), enquanto qu em julho de 2005, época de dormência da vegetação, o ecossistema atuou como fonte de  $\text{CO}_2$ , com máximo da ordem de 2,0  $\text{g}/\text{m}^2\text{dia}$  (0,53  $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$ ).

No semiárido da região norte dos Estados Unidos, com vegetação composta basicamente por gramíneas e arbustos, um período de estudo entre a primavera e o outono de 2003 a 2004, Ivans et al. (2006) constataram que após um intervalo curto porém intenso de precipitação, um aumento importante da absorção do  $\text{FCO}_2$  diurno, de -2,3 a -4,5  $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$  para alguns tipos de arbustos (zimbros e artemísia), mas para uma certa espécie de gramínea (poáceas) o ecossistema respondeu ao evento com o aumento da emissão de  $\text{CO}_2$ , 1,1 a 5,7  $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$ , posto que se tratava do período de senescência para este tipo de vegetação. Contudo, ao longo do período analisado o  $\text{FCO}_2$  das plantas arbustivas oscilou entre -0,9 a -6,8  $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$  e das gramíneas, -2,7 a 5,7  $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$ .

Enquanto, para ecossistemas úmidos, como o descrito por Silva (2010), em uma área de floresta semidecídua de transição entre o Cerrado e a Amazônia ao norte de Mato Grosso, os picos de máximo do  $\text{CO}_2$  emitidos pela respiração do ecossistema na estação seca (abril a outubro) foram de 18,97  $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$  e na chuvosa (janeiro a março e novembro a dezembro) iguais a 15,34  $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$ , já no período de transição da estação chuvosa para seca predominou a fixação do  $\text{CO}_2$  chegando a -22,11  $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$ , em decorrência da elevada disponibilidade de água. Na região norte do Pantanal mato-grossense, entre dezembro de 2008 e janeiro de 2009, Pereira (2009) observou que a taxa de assimilação média de  $\text{CO}_2$

durante o período diurno oscilaram entre -17,0 e -2,25  $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$ , sendo a redução explicada pelo ligeiro fechamento dos estômatos para evitar a perda de água nos horários em que a radiação solar e temperatura do ar estavam mais intensas. De acordo com Rodda et al. (2016), para um ecossistema de mangue a variação diurna do  $\text{FCO}_2$  manteve-se entre -6,0  $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$  no verão (abril a junho de 2012) e -11,8  $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$  no inverno (outubro a dezembro), sendo que durante a noite a taxa de respiração oscilou entre 2,0  $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$  e 4,0  $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$ .

#### 6.4.3. Variação sazonal do ciclo diário do fluxo de $\text{CO}_2$ e do déficit de pressão de vapor

A Tabela 12 apresenta picos de mínimo do fluxo de  $\text{CO}_2$  ( $\text{FCO}_2$ ) diurno e os máximos do  $\text{FCO}_2$  noturno, além do máximo do déficit de pressão de vapor (DPV), para os trimestres chuvoso (maio a julho) e seco (outubro a dezembro), dos dados referentes às áreas CD e CR, dos anos de 2013 e 2014. Ressaltando que no trimestre seco de 2013 da CR ocorreram falhas do DPV, logo para este não consta nenhum valor.

**Tabela 11.** Valores mínimo e máximo dos períodos diurno e noturno do fluxo de  $\text{CO}_2$  ( $\text{FCO}_2$ ) e máximo déficit da pressão de vapor (DPV), para Caatinga densa (CD) e Caatinga rala (CR), nos trimestres chuvoso e seco de 2013 e 2014.

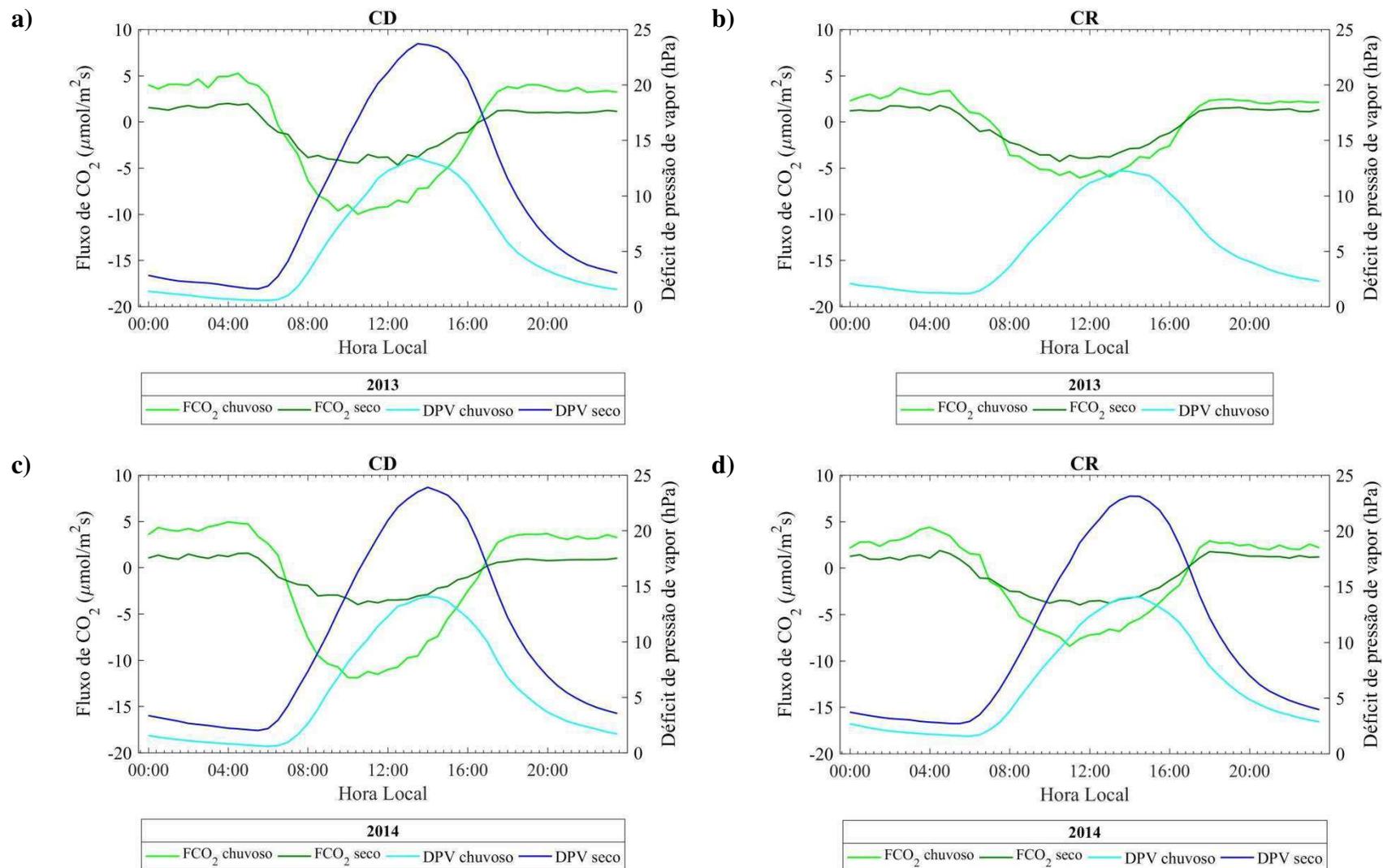
| Ano  | Trimestre | CD   |                     | CR  |  |                     |   |
|------|-----------|--|---------------------|---|--|---------------------|---|
|      |           | Diurno<br>$\text{FCO}_2$<br>( $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$ ) | DPV (hPa)           | Noturno<br>$\text{FCO}_2$<br>( $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$ ) | Diurno<br>$\text{FCO}_2$<br>( $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$ ) | DPV (hPa)           | Noturno<br>$\text{FCO}_2$<br>( $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$ ) |
| 2013 | Chuvoso   | -10,0<br>(10h:30min)   | 13,4<br>(13h:30min) | 5,3   | -6,1<br>(11h:30min)  | 12,3<br>(13h:30min) | 3,7   |
|      | Seco      | -4,7<br>(12h:30min)  | 23,7<br>(13h:30min) | 2,0   | -4,3<br>(10h:30min)  | -----               | 1,8   |
| 2014 | Chuvoso   | -11,9<br>(10h:30min)   | 14,1 (14h)          | 4,9   | -8,4 (11h)   | 14,1<br>(14h:30min) | 4,4   |
|      | Seco      | -4,0<br>(10h:30min)  | 23,9 (14h)          | 1,6   | -4,0<br>(11h:30min)  | 23,1 (14h)          | 1,9   |

Ao passo que a representação gráfica do ciclo diário do fluxo de  $\text{CO}_2$  ( $\text{FCO}_2$ ) e do déficit de pressão de vapor (DPV) para os trimestres chuvoso e seco dos anos 2013 e 2014 nas duas localidades constam na Figura 15.

Através da Figura 15, notou-se que na CD a intensidades tanto da absorção pela fotossíntese como emissão pela respiração do  $\text{CO}_2$  foram mais intensas nos trimestres chuvosos que nos secos (Tabela 11), em resposta a maior disponibilidade hídrica dessa época

(Figura 7) que favoreceu o aumento do processo de fotossíntese. Enquanto, na CR a diferença dos valores do  $FCO_2$  entre os trimestres foram menores que no outro sítio experimental (Figura 15b e Figura 15d), pois nesta área a vegetação encontrava-se bem esparsa, pouco diversificada e de pequeno porte, constituindo fatores que afetam processos como a fotossíntese, respiração e transpiração (metabolismo).

No trimestre seco (Figura 15), ambas as áreas apresentaram comportamento e magnitudes do  $FCO_2$  e DPV equivalentes, pois a variação do  $FCO_2$  esteve diminuída em resposta à fase de senescência vegetação e o DPV aumentado pela demanda atmosférica elevada. Também, constatou-se o crescimento gradativo e a defasagem na variação máxima do DPV em comparação à variação do  $FCO_2$ , visto que esse parâmetro influencia o controle dos estômatos para evitar a perda de água para atmosfera (OLIVEIRA et al., 2006; JAH et al., 2013). Em seu trabalho, Liu et al. (2012)b concluíram que a sazonalidade da precipitação é fator que estimula a assimilação de  $CO_2$  e a evapotranspiração em ambientes áridos e semiáridos, pois estes são regulados por eventos de chuvas.



**Figura 15.** Variação do ciclo diário do fluxo de CO<sub>2</sub> (FCO<sub>2</sub>) e do déficit de pressão de vapor (DPV) para os trimestres chuvoso e trimestre seco de 2013 (a e b) e 2014 (c e d), das áreas de Caatinga densa (CD), a e c, Caatinga rala (CR), b e d.

Para Oliveira et al. (2006), o FCO<sub>2</sub> noturno no início do período seco (julho de 2004) variou de 0,2 a 1,2 μmol/m<sup>2</sup>s e durante o dia, entre -2,3 a -5,0 μmol/m<sup>2</sup>s. Ao final do período seco (outubro de 2004), este se manteve apenas positivo, em decorrência à fase de senescência da vegetação. No período chuvoso (janeiro a março de 2005), as médias do FCO<sub>2</sub> diurno oscilaram de -2,5 a -9,0 μmol/m<sup>2</sup>s, alcançando até -30,0 μmol/m<sup>2</sup>s, e 3,0 μmol/m<sup>2</sup>s para o período noturno. O DPV máximo encontrado durante o período seco esteve entre 24 e 38 hPa e no período chuvoso, de 31 a 24 hPa.

Souza (2014) observou para um dia de fevereiro de 2012, época de maior disponibilidade hídrica, o ecossistema comportou-se como sumidouro de CO<sub>2</sub>, a fixação de carbono máxima chegou a -9,0 μmol/m<sup>2</sup>s, quando a radiação fotossintética era mais intensa, depois com a redução da radiação e aumento da demanda atmosférica, o DPV atingiu 2,2 kPa (22,0 hPa). A diminuição da oferta de água na época da fase de senescência da vegetação (maio), o DPV chegou a 4,0 kPa (40,0 hPa), tal que o ecossistema se tornou fonte de CO<sub>2</sub>, da ordem de 4,0 μmol/m<sup>2</sup>s durante o dia e próximos a zero a noite. Fato explicado pela diminuição da biomassa foliar, afetando a respiração autotrófica e microbiana do solo, consequência da redução da oferta hídrica. E, depois de estabelecido o período seco (outubro), o DPV e o CO<sub>2</sub> liberado não diferiram tanto da fase de senescência, com máximos de 3,0 μmol/m<sup>2</sup>s no período diurno e quase nulos durante a noite.

Do estudo de Souza (2017), para pastagem o FCO<sub>2</sub> diurno no período úmido e seco ficou em -11,53 e -3,27 μmol/m<sup>2</sup>s, respectivamente, e o noturno manteve-se em média igual a 2,0 μmol/m<sup>2</sup>s. Na Caatinga, os fluxos diurnos foram iguais a -12,31 e -3,27 μmol/m<sup>2</sup>s, e durante a noite alcançaram 6,0 e 1,44 μmol/m<sup>2</sup>s. Constatou-se que, apesar do armazenamento de água no solo ter sido maior na pastagem do que na Caatinga, a cobertura vegetal da Caatinga reduziu a evaporação, e por possuir raízes mais profundas, a oferta de água era maior para estimular o crescimento e as funções metabólicas da vegetação.

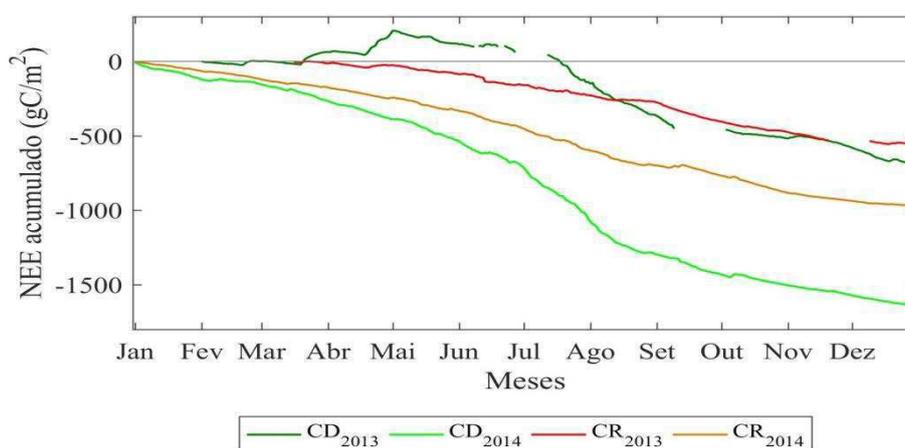
Estudos em biomas distintos à Caatinga, como uma floresta decidual na Índia, no inverno de 2011 (época úmida), Jah et al. (2013) mostraram que as maiores variações diurnas do FCO<sub>2</sub> ficaram entre -20,0 e -30,0 μmol/m<sup>2</sup>s e as variações noturnas próximas de 10,0 μmol/m<sup>2</sup>s, enquanto o DPV máximo chegou próximo a 20,0 hPa. Na região da Amazônia central, Araújo et al. (2010) encontraram o FCO<sub>2</sub> diurno médio iguais a -17,84 e -20,88 μmol/m<sup>2</sup>s, para os períodos úmido e seco, e para o período noturno estes foram, 5,37 e 4,54 μmol/m<sup>2</sup>s, respectivamente. A respiração do ecossistema

no período úmido foi maior, característica também detectada nas áreas CD e CR deste trabalho, e isto tem relação com a distinção da mistura vertical turbulenta nas duas épocas e denota maior estabilidade atmosférica no período seco.

Enquanto, para o trabalho Pereira 2013, em uma área de floresta de transição entre o Cerrado e a floresta Amazônica, em que se obtiveram os seguintes valores de  $FCO_2$  diurno na estação úmida e seca,  $-22,0$  e  $-20,0 \mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$  ao 12h. E, na floresta de Mata Atlântica, segundo Freitas (2012), o  $FCO_2$  diurno mínimo no período chuvoso e seco foram de  $-11,6 \mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$  e  $-9,6 \mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$ , e noturno da ordem de  $5,0 \mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$  para os dois períodos.

#### 6.4.4. Troca líquida de $CO_2$ acumulado

Determinou-se o total da troca líquida de  $CO_2$  do ecossistema (NEE) mediante a soma acumulada das médias diárias do  $FCO_2$  a partir dos dados registrados a cada 30 min, e deste cálculo foi possível caracterizar se o ecossistema em questão estava funcionando como fonte, sumidouro de carbono e/ou neutralidade. A Figura 16 mostra o NEE acumulado na CD e na CR, nos anos 2013 e 2014, sabendo que no ano de 2013 houve problemas de funcionamento dos sensores, resultando em descontinuidade nas curvas do gráfico.



**Figura 16.** NEE acumulado, nas áreas de Caatinga densa (CD) e rala (CR), dos anos de 2013 e 2014.

Da Figura 16, pode-se inferir que nas duas localidades, os respectivos ecossistemas atuaram como sumidouros, ou seja, o processo de fotossíntese em que

ocorre a fixação de carbono pela vegetação prevaleceu quando comparado à respiração do ecossistema (Re), pois o NEE acumulado na CD em 2013 e 2014 alcançaram  $-704 \text{ gC/m}^2$  e  $-1650 \text{ gC/m}^2$ , e na CR,  $-558 \text{ gC/m}^2$  e  $-974 \text{ gC/m}^2$ , respectivamente. No entanto, na CD o ecossistema também funcionou como fonte de  $\text{CO}_2$  no primeiro ano analisado, em função do  $\text{CO}_2$  emitido pela respiração, principalmente entre março e julho, chegando a  $206,68 \text{ gC/m}^2$  em maio. Mas, este comportamento diferenciado dos outros casos deve estar ligado às falhas nos dados de 30 min, de maneira que o preenchimento de falhas se revelou necessário, no sentido de aprimoramento futuro deste estudo.

Para as duas localidades, a quantidade de carbono acumulado no segundo ano foi superior ao primeiro, o que deve estar relacionado ao maior volume e melhor distribuição da precipitação ao longo de 2014 (Figura 7 e Tabela 1), condicionando e mantendo o processo de fotossíntese mais intenso (Liu et al., 2012b). Além disso, notou-se que o  $\text{CO}_2$  assimilado foi superior na área menos impactada, em consequência da maior densidade vegetal e umidade retida no solo pela biomassa, que favoreceram a fotossíntese. Todavia, a Caatinga mesmo degradada apresentou potencial para assimilar  $\text{CO}_2$ , este que é um dos gases associados às alterações climáticas. Porém, pôde-se notar que os totais acumulados foram elevados, que conforme afirmou Carneiro (2012) tem relação com o  $\text{FCO}_2$  noturno em condições de atmosfera estável (turbulência fraca), quando as flutuações da velocidade vertical do vento são muito pequenas, levando a subestimação dos fluxos, e decorrente disso acarretam em superestimação no acúmulo anual de carbono (FALGE, et al., 2001a; DIAZ, 2014).

Na Caatinga do semárido Pernambucano, Souza (2014) relatou que durante um ano de precipitação reduzida, o ecossistema atuou como fonte de  $\text{CO}_2$  para atmosfera, com NEE acumulado igual a  $468,0 \text{ gC/m}^2$ . Porém, Santos et al. (2012) descreveu em sua análise que no período seco o ecossistema comportou-se como leve emissor de  $\text{CO}_2$ , mas sequestrou bastante carbono, constituindo um importante sumidouro. E, Oliveira et al. (2006), descreveu que no período chuvoso e no começo do período seco a Caatinga teve o potencial de sequestrar carbono e atuar como sumidouro, pois ainda continha umidade resultante do período chuvoso anterior. Ou seja, o bioma Caatinga mesmo passando pelo período de escassez hídrica manteve a atividade fotossintética superior aos processos de respiração do ecossistema.

Outros ambientes, assim como neste trabalho na Caatinga também mostraram potencial para sumidouro de carbono. A pesquisa de Crombie (2012) em uma área pantanosa coberta por taboa, nas proximidades de Ottawa no Canadá, onde o

ecossistema entre os anos 2004 e 2008 fixou carbono, com variação do NEE acumulado de -284,00 a -216,0 gC/m<sup>2</sup> e média de -246,0 gC/m<sup>2</sup>, mostrando o potencial do ecossistema para sumidouro. Galvagno (2011) constatou para a pastagem alpina a noroeste da Itália, que o ecossistema se comportou como sumidouro, cerca de -200 a -100 gC/m<sup>2</sup> de carbono assimilados durante 2008 e 2010.

Em campos de plantação de arroz na região sul do Brasil, Carneiro (2012) verificou que durante o período de cultivo, a cultura sequestrou carbono, aproximadamente -271,0 gC/m<sup>2</sup> e após a colheita o ambiente emitiu CO<sub>2</sub>, 116 gC/m<sup>2</sup>, sendo que para todo período de análise (julho/2003 a julho/2004) o ecossistema funcionou como sumidouro de carbono, -48 gC/m<sup>2</sup>. Em outro estudo, também para a cultura do arroz em duas localidades na região sul, Diaz (2014) obteve o NEE anual acumulado em Cachoeira do Sul iguais a -312,0 gC/m<sup>2</sup> (safra de 2010 a 2011) e -288,0 gC/m<sup>2</sup> (safra de 2011 a 2012), já para Paraíso do Sul, -207,0 gC/m<sup>2</sup> (safra de 2003 a 2004), logo esses ecossistemas se comportaram como absorvedores de carbono.

No deserto salino da China, onde a precipitação é muito baixa (150 mm/ano) de acordo com Liu et al. (2012b) este ambiente funcionou como sumidouro fraco de CO<sub>2</sub>, -49,0 gC/m<sup>2</sup>, posto que a assimilação de CO<sub>2</sub> pela fotossíntese não esteve tão superior quanto sua perda pela respiração do ecossistema, -345,0 gC/m<sup>2</sup> e 296,0 gC/m<sup>2</sup>, respectivamente. Para Scott et al. (2010), na pastagem semiárida do Arizona (EUA), em que a média anual de precipitação foi de 345 mm, o NEE acumulado entre os anos de 2004 a 2009 variou de -98,0 a 21,0 gC/m<sup>2</sup>, sendo que entre 2004 e 2005 quando as monções estavam fracas o ecossistema emitiu CO<sub>2</sub>, enquanto que de 2006 a 2008, período de monções intensas resultou em ganho de CO<sub>2</sub>.

Para a análise conduzida por Arruda (2014) no Cerrado, durante três anos (2011-2013), de regime hidrológico 20 % abaixo da média (1420 mm), verificou-se que o ecossistema exibiu fraco potencial para sumidouro durante a estação chuvosa, atuando principalmente como fonte de CO<sub>2</sub> no final da estação seca (setembro-outubro), e para cada ano o NEE acumulado esteve em 199,0, 104,0 e -6,0 gC/m<sup>2</sup>. Tem sido descrito na literatura para outras localidades de Cerrado, que este apresenta potencial para o equilíbrio (emissões anulando assimilações), ou de serem leves sumidouros, vindo a contrastar com os resultados apresentados pelo autor, possivelmente justificáveis pela precipitação abaixo da média e a baixa capacidade de retenção de água dos solos arenosos, típicos da região relatada.

## 7. CONCLUSÕES

De maneira geral, o saldo de radiação foi mais intenso na área de Caatinga rala que na área de Caatinga densa, contrariando desta forma o comportamento esperado, posto que na Caatinga rala os valores do albedo foram elevados, fato que deve estar associado a maior intensidade da radiação solar incidente constatada nessa área. Durante o trimestre chuvoso e seco analisados em ambos os locais, o comportamento dos fluxos da radiação solar seguiu este padrão, porém com intensidade menor na época chuvosa, o que está relacionado à nebulosidade.

No período seco nas duas áreas, os fluxos componentes do balanço de energia apresentaram as maiores distinções, contudo em geral grande parte da energia disponível à superfície correspondia ao fluxo de calor sensível. Mas, na época de disponibilidade hídrica elevada, o fluxo de calor latente chegou a ser superior, e ainda mais intenso na área de Caatinga densa, visto que esta era área mais vegetada, logo os processos de perda de água para atmosfera foram intensificados.

De acordo as partições das componentes do balanço de energia nas duas áreas analisadas, a maior parte da energia disponível no ecossistema foi convertida em fluxo de calor sensível, seguido do fluxo de calor latente e bem menor proporção no fluxo de calor no solo, sendo utilizada para os processos de aquecimento do ar, evapotranspiração, aquecimento do solo, respectivamente. Como o pressuposto, durante o trimestre chuvoso, a contribuição do fluxo de calor latente manteve-se superior ao fluxo de calor sensível, enquanto no trimestre seco este passou a ser dominante, especialmente na área de Caatinga degradada, onde a cobertura vegetal era escassa e o solo bastante exposto.

O estudo do fechamento do balanço de energia nas duas localidades, apontou para imprecisão na comparação entre os fluxos turbulentos e a energia disponível à superfície, de tal maneira que os fluxos turbulentos foram considerados subestimados, sendo máximo no trimestre seco nas duas áreas e principalmente Caatinga densa. Resultados de desigualdade no fechamento têm sido detectadas em outros ambientes semiáridos, e que podem ser atribuídas à fatores como não contabilizar a energia armazenada pela biomassa, a energia bioquímica dos processo de fotossíntese, o calor armazenado acima dos sensores de calor do solo, bem como as diferentes escalas de medidas dos sensores.

Durante a estação chuvosa os dois ambientes absorveram mais CO<sub>2</sub> pela fotossíntese que emitiram pela respiração, todavia os fluxos foram potencializados na Caatinga de vegetação densa, e assim corroborando com a hipótese. No período de escassez hídrica essas áreas de Caatinga mostraram padrões parecidos, elas continuaram a sequestrar carbono mais que liberar para atmosfera, porém com intensidade reduzida, em função das adaptações sofridas pelas plantas, como a queda de folhas e fechamento dos estômatos para evitar a perda de água da vegetação pela transpiração, que por sua vez constituiu uma condição diferente da neutralidade esperada nessa época. Entretanto, em média os dois ecossistemas absorveram mais CO<sub>2</sub> que emitiram, porém com magnitudes distintas nos dois sítios analisados.

O CO<sub>2</sub> acumulado pela troca líquida do ecossistema, nas duas áreas de Caatinga, evidenciou a função deste bioma característico do semiárido para o sequestro de CO<sub>2</sub> através da atividade fotossintética dos organismos autótrofos. Sendo que, no segundo ano analisado, as duas localidades apresentaram maior potencial para assimilação do CO<sub>2</sub>, decorrente da distribuição e da quantidade adicional de precipitação, tendo em vista que os processos metabólicos são condicionados pelos eventos de chuvas. Entretanto, a Caatinga densa mostrou-se mais eficiente em funcionar como sumidouro de carbono, assim como outros ambientes, a exemplo do Sahel, pântanos, campos de arroz, etc.

## 8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SÁBER, A. N. Os domínios morfoclimáticos na América do Sul: primeira aproximação. **Geomorfologia**, v. 53, p. 1–22, 1977.
- AGUIAR, R. G., RANDOW, C. V., PRIANTE FILHO, N., MANZI, A. O., AGUIAR, L. J. G., CARDOSO, F. L. Fluxos de massa e energia em uma floresta tropical no sudoeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3b, p. 248–257, 2006.
- ALCOFORADO FILHO, F. G., SAMPAIO, E. V. S. B., RODAL, M. J. N. Florística e fitossociologia de um remanescente de vegetação caducifólia arbórea em Caruaru, Pernambuco. **Acta Botanica Brasilica**, v. 17, p. 287–303, 2003.
- ALLEN, R.; TASUMI, M.; TREZZA, R. SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) - Advanced Training and Users Manual - Idaho Implementation, version 1.0, 2002.
- ALVARES, C. A., STAPE, J. L., SENTELHAS, p. C., GONÇALVES, J. L. M., SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 08, n. 10, p. 711–728, 2014.
- ANDERSON, D. E., VERMA, S. B., ROSENBERG, N. J. Eddy correlation measurements of CO<sub>2</sub>, latent heat and sensible heat fluxes over a crop surface. **Boundary Layer Meteorology**, v. 29, p. 263–272, 1984.
- ANDERSON, D. E., VERMA, S. B. Carbon dioxide, water vapor and sensible heat exchanges of grain sorghum canopy. **Boundary Layer Meteorology**, v. 34, p. 317–331, 1986.
- ARAÚJO, A. C., DOLMAN, A. J., WATERLOO, M. J., GASH, J. H. C., KRUIJT, B., ZANCHI, F. B., LANGE, J. M. E., STOEVELAAR, R., MANZI, A. O., NOBRE, A. D., LOOTENS, R. N., BACKER, J. The spatial variability of CO<sub>2</sub> storage and the interpretation of eddy covariance fluxes in central Amazonia. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 150, p. 226–237, 2010.
- ARAÚJO, A. L. Operacionalização do balanço de energia e evapotranspiração em escala regional com dados de sensores orbitais. 2014. 102 f. Tese (Doutorado em meteorologia) – Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Campina Grande, Cuiabá, 2014.
- ARRUDA, J. C. Estudo do fechamento do balanço de energia pelo método de covariância de vórtices turbulentos em uma floresta de transição em Mato

- Grosso. 2011. 113 f. Tese (Doutorado em Física Ambiental) – Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2011.
- ARRUDA, P. H. Z. Dinâmica das trocas de massa e energia em região de Cerrado na baixada Cuiabana. 2014. 70 f. Tese (Doutorado em Física Ambiental) – Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2014.
- ARYA, P. S. *Introduction to Micrometeorology*. 2ª edição. San Diego: Academic Press, 2001. p. 420.
- ASA BRASIL 2013. Disponível em: <http://www.asabrasil.org.br/semiario>. Consultado em: 14 de julho de 2017.
- AUBINET, M., GRELE, A., IBROM, A., RANNIK, Ü., MONCRIEFF, J. B., FOKEN, T., KOWALSKI, A. S., MARTIN, P.H., BERBIGIER, P., BERNHOFER, CH., CLEMENT, R., ELBERS, J., GRANIER, A., GRÜNWARD, T., MORGENSTERN, K., PILEGAARD, K., REBMANN, C., SNIJDERS, W., VALENTINI, R., VESALA, T., Estimates of the net annual carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology. **Advances in Ecological Research**, v. 30, p. 113–175, 2000.
- AUBINET, M., VESALA, T., PAPAIE, D. *Eddy Covariance: A Practical Guide to Measurement and Data Analysis*. New York: Springer, 2012, p. 438.
- BALDOCCHI, D. D. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. **Global Change Biology**, v. 9, p. 479–492, 2003.
- BARR, A. G., Morgenstern, K., BLACK, T. A., McCaughey, J. H., NESIC, Z. Surface energy balance closure by the eddy-covariance method above three boreal forest stands and implications for the measurement of the CO<sub>2</sub> flux. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 140, p. 322–337, 2006.
- BARR, A. G., KAMP, G., BLACK, T. A., MCCAUGHEY, J. H. Energy balance closure at BerMS flux towers in relation to the water balance of the White Gul Creek Watershed 1999–2009. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 15, p. 3–13, 2012.
- BAUMGARTNER, A. Meteorological approach to the exchange of CO<sub>2</sub> between atmosphere and vegetation particularly forests stands. **Photosynthetica**, v. 3, p. 127–149, 1969.

- BEER, C., REICHSTEIM, M., TOMELLERI, E. et al. Terrestrial gross carbon dioxide uptake: global distribution and covariation with climate. **Science**, v.329, p. 834–838, 2010.
- BELJAARS, A. C. M. e HOLTSLAG, A. A. M. Flux parameterization over land surfaces for atmospheric models, *Journal of Applied Meteorology*, v. 30, p. 327–341, 1991.
- BELL, T. W., MENZER, O., QUEZ, E. T. D., OECHEL, W. C. Carbon dioxide exchange over multiple temporal scales in an arid shrub ecosystem near La Paz, Baja California Sur, Mexico. **Global Change Biology**, v. 18, p. 2570–2582, 2012.
- BEZERRA, J. M. Estimativa da evapotranspiração real para áreas de caatinga utilizando o SEBAL. 2013. 77 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Engenharia Agrícola, Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife. 2013.
- BEZERRA, J. M., MOURA, G. B. A., SILVA, B. B., LOPES, P. M. O., SILVA, E. F. Parâmetros biofísicos obtidos por sensoriamento remoto em região semiárida do estado do Rio Grande do Norte, Brasil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 18, n. 1, p. 73–84, 2014.
- BHATTACHARYYA, P., NEOGI, S., ROY, K. S., RAO, K. S. Gross primary production, ecosystem respiration and net ecosystem exchange in Asian rice paddy: an eddy covariance–based approach. **Current Science**, v. 104, n. 1, p. 67–75, 2013.
- BI, X., GAO, Z., DENG, X., WU, D., LIANG, J., ZHANG, H., SPARROW, M., DU, J., LI, F., TAN, H. Seasonal and diurnal variations in moisture, heat, and CO<sub>2</sub> fluxes over grassland in the tropical monsoon region of southern China. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, p. 1–14, 2007.
- BORGES, C. K., SANTOS, C. A. C., SILVA, L. L., CARNEIRO, R. G., ANDRADE, A. M. D. Variação sazonal dos fluxos de energia em áreas de caatinga preservada e degradada no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 9, n. 5, p. 1313-1321, 2016.
- BURBA, G., ANDERSON, D. *A brief practical guide to eddy covariance flux measurements*. Lincoln: LI-COR Biosciences, 2010.
- BURBA, G. *Eddy Covariance Method for Scientific, Industrial, Agricultural and Regulatory Applications*. Lincoln: LI-COR Biosciences, 2013.

- 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.
- CAO, M. e WOODWARD, F. Dynamic responses of terrestrial ecosystem carbon cycling to global climate change, **Nature**, v. 393, p. 249–252, 1998.
- CARNEIRO, J. V. Estimativas das trocas líquidas de carbono em duas áreas de cultivo de arroz irrigado na região central do RS. 2012. 97 f. Tese (Doutorado em Física) – Centro de Ciências naturais e Exatas, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2012.
- CHAPIN, F. S., WOODWELL, G. M., RANDERSON, J. T., RASTETTER, E. B., LOVETTI, G. M., BALDOCCHI, D. D., CLARK, D. A., HARMON, M. E., SCHIMEL, D. S., VALENTINI, R., WIRTH, C., ABER, J. D., COLE, J. J., GOULDEN, M. L., HARDEN, J. W., HEIMANN, M., HOWARTH, R. W., MATSON, P. A., MCGUIRE, A. D., MELILLO, J. M., MOONEY, H. A., NEFF, J. C., HOUGHTON, R. A., PACE, M. L., RYAN, M. G., RUNNING, S. W., SALA, O. E., SCHLESINGER, W. H., SCHULZE, E. D. Reconciling carbon-cycle concepts, terminology and methods. **Ecosystems**, v. 9, p. 1041–1050, 2006.
- CHEN, S., CHEN, J., LIN, G., ZHANG, W., MIAO, H., WEI, L., HUANG, J., HAN, X. Energy balance and partition in Inner Mongolia steppe ecosystems with different land use types. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, p. 1800–1809, 2009.
- COLAIZZI, P. D., EVETT, S. R., AGAM, N., SCHWARTZ, R. C., KUSTAS, W. P., COSH, M. H., MCKEE, L. Soil heat flux calculation for sunlit and shaded surfaces under row crops: 2. Model test. **Agricultural and Forest Meteorology** v. ,216, p. 129–140, 2016.
- COLLATZ, G. J., BALL, J. T. GRIVET, C., BERRY, J. A. Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration — a model that includes a laminar boundary layer. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 54, p. 107–136, 1991.
- CROMBIE, S. Carbon and water vapour exchange in a temperate freshwater marsh. 2012. 116 f. Dissertação (Mestrado em Recursos Naturais) – Departamento de Recursos Naturais Ciências, Universidade McGill, Montreal. 2012.

- CUNHA, J. E. B. L., RUFINO, I. A. A., IDEIÃO, S. M. A. Determinação da temperatura de superfície na cidade de Campina Grande-PB a partir de imagens do satélite Landsat 5-TM. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 14., 2009, Natal. Anais... Natal:INPE, 2009. p. 5717–5724.
- CUNHA, A. P. M. A., ALVALÁ, R. C. S., SAMPAIO, G., Impactos das mudanças de cobertura vegetal nos processos de superfície na região semiárida do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 28, n. 2, p. 139–152, 2013a.
- CUNHA, A. P. M. A., ALVALÁ, R. C. S., SAMPAIO, G., SHIMIZU, M. H., COSTA, M. H. Calibration and Validation of the Integrated Biosphere Simulator (IBIS) for a Brazilian Semiarid Region. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 52, p. 2753–2770, 2013b.
- CUNHA, A. P. M. A., CANAVESI, V., VIEIRA, R. M. P., ALVALA, R. C. S. Validação do albedo da superfície terrestre obtido a partir de imagens do sensor MODIS em área de Caatinga. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE CLIMATOLOGIA, 3., 2009, Canela/RS. Anais... Canela, 2014.
- DANTAS, L. G., GUEDES, R. V. S., CABRAL, D. E. C., VILAR, R. A. A., SOUSA, F. A. S. Sistemas atmosféricos responsáveis pela magnitude da precipitação do dia 17 de julho de 2011 em Campina Grande - PB. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE CLIMATOLOGIA, 4., 2011, João Pessoa. Anais... João Pessoa, 2011.
- DENMEAD, O. T. Comparative micrometeorology of a wheat field and a forest of *Pinus radiata*. **Agricultural Meteorology**, v. 6, p. 357–371, 1969.
- DENMEAD, O. T. DUNIN, F. X., WONG, S. C. GREENWOOD, E. A. N. Measuring use efficiency of eucalypt trees with chambers and micrometeorological techniques. **Journal of Hydrology**, v. 150, p. 649–664, 1993.
- DESJARDINS, R. L. A technique to measure CO<sub>2</sub> under fields conditions. **International Journal of Biometeorology**, v. 18, p. 76–83, 1974.
- DESJARDINS, R. L., LEMON, E. R. Limitation of an eddy covariance technique for determination of de carbon dioxide and sensible heat fluxes. **Boundary Layer Meteorology**, v. 5, p. 475–488, 1974.
- DESJARDINS, R. L. Carbon dioxide budget of maize. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 36, p. 29–41, 1985.

- DESJARDINS, R. L., MACPHERSON, J. I., SCHUEPP, P. H., KARANJA, F. An evaluation of aircraft flux measurements of CO<sub>2</sub>, water vapor and sensible heat. **Boundary Layer Meteorology**, v. 47, p. 55–69, 1989.
- DIAZ, M. B. Análise de diferentes métodos de preenchimento de falhas nos fluxos de CO<sub>2</sub>: estimativas sobre o arroz irrigado. 2014. 87 f. Mestrado (Dissertação em Meteorologia) – Centro de Ciências naturais e Exatas, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2014.
- DICKEN, U. Eddy covariance measurements of turbulent fluxes in large agricultural screenhouses. 2011. 139 f. Tese (Doutorado em Ciências Ambientais) – Instituto do solo, água e ciências ambientais, Universidade Hebraica de Jerusalém, Bet Dagan. 2011.
- DOMINGO, F., ORTIZ, P. S., WERE, A., VILLAGARCÍA, L., GARCÍA, M., RAMÍREZ, D. A., KOWALSKI, A. S., MORO, M. J., REY, A., OYONARTE, C. Carbon and water exchange in semiarid ecosystems in SE Spain. **Journal of Arid Environments**, v. 75, p. 1271–1281, 2011.
- DUGAS, W. A., HEUER, M. L., MSYEUX, H. S. Carbon dioxide fluxes over Bermuda grass, native prairie, and sorghum, **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 93, p. 121–139, 1999.
- FALGE, E., BALDOCCHI, D., TENHUNEN, J., AUBINET, M. et al. Seasonality of ecosystem respiration and gross primary production as derived from FLUXNET measurements. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.113, n.1–4, p.53–74. 2002.
- FIELD, C. B., BERRY, J. A., MOONEY, H. A. A portable system for measuring carbon dioxide and water vapor exchange of leaves. **Plant, Cell and Environment**, v. 5, p. 179–186, 1982.
- FIRMINO, F. H. T., RIBEIRO, A. A., MACHADO, C. B., SOUZA, R. M. S., OLIVEIRA, J. E. S., SOUZA, E. S., LIMA, J. R. S. Determinação dos componentes do balanço de energia em pastagens no semiárido Pernambucano. In: JORNADA DE ENSINO, PESQUISA E EXTENSÃO, 13., 2013, Recife. Anais...Recife: UFRPE, 2013. p. 1–3.
- FLUXNET A global network. Integrating worldwide CO<sub>2</sub>, water and energy flux measurements. Disponível em: < <http://fluxnet.ornl.gov/introduction> >. Acesso em: 30 de setembro 2014.

- FOKEN, T., WICHURA, B. Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 78, p. 83–105, 1996.
- FOKEN, T., GOCKEDE, M., MAUDER, M., MAHRT, L., AMIRO, B. D., MUNGER, J. W. Post-field data quality control, in: LEE, X., MASSMAN, W., LAW, B. (Eds.). *Handbook of Micrometeorology: A Guide for Surface Flux Measurement and Analysis*. Dordrecht: Kluwer, 2004, p. 181–208.
- FOKEN, T. *Micrometeorology*. Berlin–Heidelberg: Springer, 2008a. p. 308.
- FOKEN, T. The energy balance closure problem – An overview. **Ecological Applications**, v. 18, n. 6, p. 1351–1367, 2008b.
- FOKEN, T., MAUDER, M., LIEBETHAL, C., WIMMER, F., BEYRICH, F., LEPS, J. P., RAASCH, S., DEBRUIN, H. A. R., MEIJNINGER, W. M. L., BANGE, J. Energy balance closure for the LITFASS–2003 experiment. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 101, p. :149–160, 2010.
- FOKEN, T., AUBINET, M., FINNIGAN, J. J., LECLERC, M. Y., MAUDER, M., U, K. T. P. Results of a panel discussion about the energy balance closure correction for trace gases. In: INTERNATIONAL CONFERENCE OF ATMOSPHERIC TRANSPORT AND CHEMISTRY IN FOREST ECOSYSTEMS, 2009, Thurnau. Anais... Thurnau: American meteorological society, 2011. p. 13–18.
- FOKEN, T., LEUNING, R., ONCLEY, S. R., MAUDER, M., AUBINET, M. Corrections and Data Quality Control. In: AUBINET, M., VESALA, T., PAPALE, D. *Eddy Covariance: A Practical Guide to Measurement and Data Analysis*. New York: Springer, 2012. p. 85–131.
- GARRAT, J. R. Limitation of the eddy correlation technique for determination of turbulent fluxes near the surface. **Boundary Layer Meteorology**, v. 8, p. 255–259, 1975.
- GALVAGNO, M. Carbon dioxide exchange of an alpine grassland: integration of eddy covariance, proximal sensing and models. 2011. 102 f. Tese (Doutorado em Ciências Ambientais) – Faculdade de Matemática, Física e Ciências Naturais, Universidade de Milano–Bicocca, Milão. 2011.
- GALVÍNCIO, J. D., DIAS, L. Bioma Caatinga: uma síntese sobre sua diversidade. In: GALVÍNCIO, J. D., SOUZA, W. M. (Orgs.). *Mudanças Climáticas e a biodiversidade*. Recife: universitária UFPE, 2013. p. 17–33.

- GAO, Z., LENSCHOW, D. H., HE, Z., ZHOU, M. Seasonal and diurnal variations in moisture, heat and CO<sub>2</sub> fluxes over a typical steppe prairie in Inner Mongolia, China. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 13, p. 987–998, 2009.
- GIONGO, V., GALVÃO, S. R. S., MENDES, A. M. S., GAV, G. A. T., CUNHA, T. J. F. Soil organic carbon in the Brazilian semi–arid Tropics. **Dynamic Soil, Dynamic Plant**, v. 5, p. 12–20, 2011a.
- GIONGO, V. Balanço de carbono no semiárido brasileiro: Perspectivas e desafios. In: LIMA, R. C. C., CAVALCANTE, A. M. B., MARIN, A. M. P. (Orgs.). *Desertificação e mudanças climáticas no semiárido brasileiro*. Campina Grande: INSA–PB, 2011b, p. 115–130.
- GONDIM, P. S. S. Controle ambiental das trocas de vapor d’água e de energia em pastagens na região semiárida brasileira. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.19, n.1, p. 3–8, 2015.
- 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.
- HEIMANN, M. e REICHSTEIN, M. Terrestrial ecosystem carbon dynamics and climate feedbacks. **Nature**, v. 451, n. 7176, p. 289–292, 2008.
- HOJSTRUP, J. A simple model for the adjustment of velocity spectra in unstable conditions downstream of an abrupt change in roughness and heat flux. *Boundary– Layer Meteorology*, v. 21, p. 341–356, 1981.
- IBGE. Disponível em:  
<http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/geografia/semiarido.shtm?c=4>.  
 Consultado em: 14 de julho de 2017.
- HOUSPANOSSIAN, J., NOSETTO, M., JOBBÁGY, E. G. Radiation budget changes with dry forest clearing in temperate Argentina. **Global Change Biology**, v. 19, p. 1211–1222, 2013.
- IPCC: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by: SOLOMON, S., QIN, D., MANNING, M., CHEN, Z., MARQUIS, M., AVERYT, K. B., TIGNOR, M., MILLER, H. L., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2007.

- IRMAK, S., PAYERO, J. O., KILIC, A., ODHIAMBO, L. O., RUDNICK, D., SHARMA, V., BILLESBACH, D. On the magnitude and dynamics of eddy covariance system residual energy (energy balance closure error) in subsurface drip-irrigated maize field during growing and non-growing (dormant) seasons. *Irrigation Science*, v. 32, n. 3, 2014.
- IVANS, S., HIPPS, L., LEFFLER, a. j., IVANS, C., Response of Water Vapor and CO<sub>2</sub> Fluxes in Semiarid Lands to Seasonal and Intermittent Precipitation Pulses. *Journal of Hydrometeorology*, v. 7, p. 995–1010, 2006.
- JHA, C. S., THUMATY, K. C., RODDA, S. R., SONAKIA, A., DADHWAL, V. K. Analysis of carbon dioxide, water vapour and energy fluxes over an Indian teak mixed deciduous forest for winter and summer months using eddy covariance technique. *Journal of Earth System Science*, v. 122, p. 1259–1268, 2013.
- JARVIS, P. G., JAMES, G. B., LANDSBERG, J. J. Coniferous forest. In: Monteith, J. J. (Ed.). *Vegetation and Atmosphere*. London: Academic Press, 1976. p. 171–240.
- KAIMAL, J. C., WYNGAARD, J. C., IZUMI, Y., COTÉ, O. R. Spectral Characteristics of surface layer turbulence. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 98, p. 563–589, 1972.
- KALFAS, J. L., XIAO, X., VANEGAS, D. X., VERMA, S. B., SUYKER, A. E. Modeling gross primary production of irrigated and rain-fed maize using MODIS imagery and CO<sub>2</sub> flux tower data. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.151, p. 1514–1528, 2011.
- KATO, T., SCHOLZE, M., KNORR, W., SCHOLZE, M., VEENENDAAL, E., KAMINSKI, T., KATTGE, J., GOBRON, N. Simultaneous assimilation of satellite and eddy covariance data for improving terrestrial water and carbon simulations at a semi-arid woodland site in Botswana. *Biogeosciences Discussions*, v. 10, p. 789–802, 2013.
- KIM, J., VERMA, S. B. Components of surface energy balance in a temperate grassland ecosystem. *Boundary Layer Meteorology*, v. 51, p. 401–417, 1990.
- KIRSCHBAUM, M. U. F., KEITH, H., LEUNING, R., CLEUGH, H. A., JACOBSEN, K. L., VAN GORSEL, E., RAISON, R. J. Modeling net ecosystem carbon and water exchange of a temperate Eucalyptus delegatensis forest using multiple constraints. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.145, p. 48–68, 2007.

- KRISHNAN, P., MEYERSA, T. P., SCOTT, R. L., KENNEDY, L., HEUER, M. Energy exchange and evapotranspiration over two temperate semi-arid grasslands in North America. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 153, p. 31–44, 2012.
- LAW, B. E., F ALGE, E., GU, L., BALDOCCHI, D. D., BAKWIN, P., BERBIGIER, P., DAVIS, K., DOLMAN, A. J., F ALK, M., FUENTES, J. D., GOLDSTEIN, A., GRANIER, A., GRELLE, A., HOLLINGER, D., J ANSSENS, I. A., JARVIS, P., J ENSEN, N. O., KATUL, G., MAHLI, K., MATTEUCCI, G., MEYERS, T ., MONSON, R., MUNGER, W., OECHEL, W., OLSON, R., PILEGAARD, K., P AW U, K. T., THORGEIRSSON, H., V ALENTINI, R., V ERMA, SHASHI, V ESALA, T., WILSON, K., AND W OFSY , S. Environmental controls over carbon dioxide and water vapor exchange of terrestrial vegetation. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 113, p. 97–120, 2002.
- LEAL, I. R., SILVA, J. M. C., TABARELLI, M., LACHER JUNIOR, T. E. Changing the course of biodiversity conservation in the Caatinga of northeastern Brazil. **Conservation Biology**, v. 19, n. 3, p. 701–706, 2005.
- LEE, X., MASSMAN, W., LAW, B. *Handbook of micrometeorology: a guide for surface flux measurements and analyses. Netherlands: Kluwer Academic Publishers*, 2004. p. 250.
- LEFSKY, M. A., TURNER, D. P., GUZY, M., COHEN, W. B. Combining lidar estimates of aboveground biomass and Landsat estimates of stand age for spatially extensive validation of modeled forest productivity. **Remote Sensing of Environment**, v.95, p. 549–558, 2005.
- LEITÃO, M. M. V. B. R., LIVEIRA, G. M. Influência da irrigação sobre o albedo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.4, n.2, p.214-218, 2000.
- LEUNING, R., GORSEL E. V., MASSMAN, W. J., ISAAC, P. R. Reflections on the surface energy imbalance problem. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 156, p. 65–74, 2012.
- LIMA, P. C. S., LEITÃO, M. M. V. B. R., AZEVEDO, P. V., OLIVEIRA, G. M., SOBRINHO, J., MOURA, M. S. B., MENEZES, H. E. A., PINTO, M. G. C. L. Albedo de pastagem e Caatinga. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE

- AGROMETEOROLOGIA, 16, 2009, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte, 2009.
- LIEBETHAL, C., FOKEN, T. On the significance of the Webb correction to fluxes. **Boundary Layer Meteorology**, v. 109, p. 99–106, 2003.
- LIU, H., PETERS, G., FOKEN, T. New equations for sonic temperature variance and buoyancy heat flux with an omnidirectional sonic anemometer. **Boundary–Layer Meteorology**, v. 100, p. 459–468, 2001.
- LIU, R., PAN, L. P., JENERETTE, G. D., WANG, Q. X., CIERAAD, E., LI, Y. High efficiency in water use and carbon gain in a wet year for a desert halophyte community. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 162–163, p. 127–135, 2012a.
- LIU, R., LI, Y., WANG, Q. X. Variations in water and CO<sub>2</sub> fluxes over a saline desert in western China. **Hydrological Processes**, v. 26, p. 513–522, 2012b.
- LIVINGSTON, G. P., HUTCHINSON, G. L. Enclosure–based measurement of trace gas exchange: applications and sources of error. In: P.A. Matson and R. C. Harriss (Org.) *Biogenic Trace Gases: Measuring Emissions from Soil and Water. Methods in Ecology*. Blackwell Science Cambridge University Press. 1995. p. 14–51.
- LOIK, M. E., BRESHEARS, D. D., LAUENROTH, W. K., BELNAP, J. A multi–scale perspective of waterpulse in dryland ecosystems: climatology and ecohydrology of the western USA. **Oecologia**, v. 141, p. 269–181, 2004.
- MACHADO, W. B. Balanço de energia em áreas de floresta e de um campo agrícola no leste da Amazonia. 2012. 57 f. Dissertação (Mestrado Recursos Naturais da Amazônia) – Recursos Naturais da Amazônia, Universidade Federal do Oeste do Pará, Santarém. 2012.
- MARENGO J. A., ALVES, L. M., BESERRA, E. A., LACERDA, F. F. Variabilidade e mudanças climáticas no semiárido brasileiro. In: MEDEIROS, S. S., Gheyi, H. R., Galvão, C. O., Paz, V. P. S. (Org.). Recursos Hídricos em regiões áridas e semiáridas. Campina Grande: INSA, 2011, p. 383–422.
- MARENGO, J. A., CUNHA, A. P. M. A., ALVES, L. M. A Seca de 2012-15 no Semiárido do Nordeste do Brasil no Contexto Histórico. **Revista Climanalise**, v. 04, p. 49–54, 2016.

- MASSERONI, D., CORBARI, C., CEPPI, A., GANDOLFI, C., MANCINI, M.  
Operative use of eddy covariance measurements: are high frequency data indispensable? **Procedia Environmental Sciences**, v. 19, p. 293–302, 2013.
- MASSMAN, W. J., LEE, X. Eddy covariance flux corrections and uncertainties in longterm studies of carbon and energy exchanges. **Agricultural and Forest Meteorology**, V. 113, p. 121–144, 2002.
- MAUDER, M. Quality assurance for eddy covariance measurements of turbulent fluxes and its influence on the energy balance closure problem. 2005. 167 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Faculdade de Biologia, Química e Geociências, Universidade de Bayreuth, Bayreuth. 2005.
- MAUDER, M., ONCLEY, S. P., VOGT, R., WEIDINGER, T., RIBEIRO, L., BERNHOFER, C., FOKEN, T., KOSIEK, W., DE BRUIN, H. A. R., LIU, H. The energy balance experiment EBEX–2000. Part II: Intercomparison of eddy–covariance sensors and post–field data processing methods. **Boundary–Layer Meteorology**, v. 23, p. 29–54, 2007.
- MAUDER, M., FOKEN, T. *Documentation and Instruction Manual of the Eddy–Covariance Software Package TK3*. Bayreuth: 2011, p. 60.
- MAUDER, M., CUNTZ, M., DRÜEC, C., GRAFD, A., REBMANN, C., SCHMID, H. P., SCHMIDT, M., STEINBRECHER, R. A strategy for quality and uncertainty assessment of long–term eddy–covariance measurements. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 169, p. 122–135, 2013.
- MEDEIROS, R. M., BANDEIRA, M. M., FRANCISCO, P. R. M. Caracterização e classificação climática do município de Campina Grande – PB para a produção da cultura da mandioca. In: Simpósio Internacional de Climatologia, 4., 2011, João Pessoa. Anais... João Pessoa: 2011.
- MEDEIROS, S. S., CAVALCANTE, A. M. B., MARIN, A. M. P., TINÔCO, L. B. M., SALCEDO, I. H., PINTO, T. F. *Sinopse do censo demográfico para o semiárido Brasileiro*. Campina Grande: INSA, 2012.
- MESQUITA, F. L. L., MARQUES FILHO, E. P., KARAM, H. A., ALVALÁ, R. C. S. Balanço de radiação no Pantanal Sul Mato–Grossense durante a estação seca. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 28, n. 1, p. 65 – 74, 2013.
- MEYERS, T. P. A comparison of summertime water and CO<sub>2</sub> fluxes over rangeland for well watered and drought conditions. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 106, n.3, p. 205–214, 2001.

- MICHILIS, A. A. S., Gielow, R. Above-ground thermal energy storage rates, trunk heat fluxes and surface energy balance in a central Amazonian rainforest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, p. 917–930, 2008.
- MOENE, A. F., DAM, J. C. V. *Transport in the atmosphere–vegetation–soil continuum*. New York: Cambridge university press, 2014. p. 436.
- MONCRIEFF, J., VALENTINI, R., GRECO, S., GUENTHER, S., CICCIOLO, P. Trace gas exchange over terrestrial ecosystems: Methods and perspectives in micrometeorology. **Experimental Botany**, p. 1113–1142, 1997.
- MONCRIEFF, J., CLEMENT, R., FINNIGAN, J. J., MEYERS, T. Averaging, detrending, and filtering of eddy covariance time series. In: LEE, X., MASSMAN, W., LAW, B. (Eds.). *Handbook of Micrometeorology. A Guide for Surface flux Measurement and Analysis*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2004, p. 7–31.
- MOORE, C. J. Frequency response corrections for eddy correlation systems. **Boundary Layer Meteorology**, v. 37, p. 17–35, 1986.
- MOTA, I. L., LOBÃO, J. S. B. Análise espacial do albedo de superfície na Estação Ecológica Raso da Catarina – BA. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 18., 2015, João Pessoa. Anais... João Pessoa: INPE, 2015. p. 6720–6727.
- MOURA, M. S. B., SILVA, T. G. F., RANDOW, C. V., LACERDA, F. F., SOUZA, L. S. B. Monitoramento dos fluxos de radiação, energia, CO<sub>2</sub> e vapor d’água em superfícies vegetadas. In: GALVÍNCIO, J. D. (Ed). *Mudanças climáticas e modelos ambientais: Caracterização e Aplicação*. Recife: Universitária–UFPE, 2011. p. 13–44.
- NASCIMENTO SILVA, J. V., SUASSUNA, C. M., CARDOSO, A., FRANCISCO, P. R. M. Produção agroecológica integrada e sustentável no semiárido Brasileiro. In: FURTADO, D. A., BARACUHY, J. G., FRANCISCO, P. R. M. (Orgs.). *Difusão de tecnologias apropriadas para o desenvolvimento sustentável do semiárido brasileiro*. Campina Grande: EPGRAF, 2013. p. 132–141.
- NOBEL, P. S. *Physicochemical and Environmental Plant Physiology*. San Diego: Academic Press, 1999.
- NOBRE, P. Mudanças climáticas e desertificação: os desafios para o Estado Brasileiro. In: LIMA, R. C. C., CAVALCANTE, A. M. B., MARIN, A. M. P. (Orgs.).

- Desertificação e mudanças climáticas no semiárido brasileiro*. Campina Grande: INSA–PB, 2011, p. 25–35.
- NOBUHLE, P. M., MANNAERTS, C. M., RAMOELO, A., MATHIEU, R., NICKLESS, A., VERHOEF, W. Analysing surface energy balance closure and partitioning over a semi–arid savanna FLUXNET site in Skukuza, Kruger National Park, South Africa. **Hydrology and Earth System Sciences**, 2016. No prelo.
- ODUM, E. P., BARRET, G. W. *Fundamentos de Ecologia*. São Paulo: Cengage Learning, 2008.
- OECO. Disponível em: <http://www.oeco.org.br/dicionario-ambiental/28516-o-que-e-um-ecossistema-e-um-bioma/>. Consultado em: 14 de julho de 2017.
- OHTAKI, E. Application of an infrared carbon dioxide and humidity instruments to studies of turbulent transport. **Boundary Layer Meteorology**, v. 29, p. 85–107, 1984.
- OKE, T. R. *Boundary Layer Climates*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, 1987, 435 p.
- OLIVEIRA, M. B. L., SANTOS, A. J. B., MANZI, A. O., ALVALÁ, R. C. S., CORREIA, M. F., MOURA, M. S. B. Trocas de energia e fluxo de carbono entre a vegetação de Caatinga e atmosfera no Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3b, p. 378–386, 2006.
- OLIVEIRA, V. G. Estimativa do balanço de radiação na região semiárida dos estados da Paraíba e Rio Grande do Norte utilizando o sensor MODIS. 2016. 88 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Meteorologia, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande. 2016.
- OYAMA, M. D., C. A. NOBRE. A new climate–vegetation equilibrium state for Tropical South America. **Geophysical Research Letter**, v. 30, n. 23, p. 1–4, 2003.
- PEREIRA, O. A. Determinação do fluxo de CO<sub>2</sub> numa área monodominante de Cambará no norte do Pantanal Mato-Grossense. 2009. 75 f. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental) – Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá. 2009.
- PEREIRA, O. A. Estimativas do balanço de energia e fluxo de carbono por diferentes métodos em floresta de transição no sudoeste da Amazônia. . 2013. 112 f. Tese

- (Doutorado em Física Ambiental) – Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá. 2013.
- PEREIRA FILHO, J. M., SILVA, A. M.M A., FONTES, C. M. Manejo da Caatinga para produção de caprinos e ovinos. **Revista Brasileira de Saúde e Produção Animal**, v. 14, n. 1, p. 77–90, 2013.
- PIRES, W. N. Análise da sazonalidade dos fluxos de energia co2 e dos aspectos ecofisiológicos em uma área de Caatinga degradada na região da chapada do Araripe. 2014. 70 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Engenharia Agrícola, Universidade Federal do Vale do São Francisco, Juazeiro. 2014.
- RANDOW, C. V., MANZI, A. O., KRUIJT, B., OLIVEIRA, P. J. DE, 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.
- REBBA, M. L., TIMOTHY, E. L., DANNY, M., JOHN, P. An assessment of corrections for eddy covariance measured turbulent fluxes over snow in mountain environments. **Water Resources Research**, VOL, v. 45, p. 1–15, 2009.
- REY, A., MARCHESINI, L. B., WERE, A., ORTIZ, P. S., ETIOPE, G., PAPALE, D., DOMINGO, F., PEGORARO, E. Wind as a main driver of the net ecosystem carbon balance of a semiarid Mediterranean steppe in the South East of Spain. **Global Change Biology**, v. 18, p. 539–554, 2012.
- REY, A., BELELLI–MARCHESINI, L., ETIOPE, G., PAPALE, D., CANFORA, E., VALENTINI, R., PEGORARO, E. Partitioning the net ecosystem carbon balance of a semiarid steppe into biological and geological components. **Biogeochemistry**, v. 118, p. 83–101, 2014.
- REYNOLDS, O. On the dynamic theory of incompressible viscous fluids and the determination of the criterion. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**, v. 186, p. 123–164, 1895.
- RIEGELHAUPT, E. M., PAREYN, M. F. G. C. A questao energética. In: GARIGLIO. M. A., SAMPAIO, E., V. S. B., CESTARO, L. A., KAGEYAM, P. Y. (Orgs.).

- Uso sustentável e conservação dos recursos florestais da caatinga*. Brasília: Serviço Florestal Brasileiro, 2010. p. 65–75.
- RODDA, S. R., THUMATY, K. C., JHA, C. S., DADHWAL, V. K. Seasonal Variations of Carbon Dioxide, Water Vapor and Energy Fluxes in Tropical Indian Mangroves. v. 7, n. 35, p. 1–18, 2016.
- RODRIGUES, T. R. Análise de parâmetros biofísicos que controlam o fluxo de calor latente em área de Cerrado campo sujo. 2014. 95 f. Tese (Doutorado em Física Ambiental) – Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2014.
- ROTENBERG, E., YAKIR, D. Contribution of semi-arid forests to the climate system. **Science**, v. 327, 2010.
- RUNNING, S. W., BALDOCCHI, D. D., TURNER, D., GOWER, S. T., BAKWIN, P. S., HIBBARD, K. A. A global terrestrial monitoring network, scaling tower fluxes with ecosystem modelling and EOS satellite data. **Remote Sensing of Environment**, v. 70, p. 108–127, 1999.
- RUNYUAN, W., QIANG, Z., HONG, Z., HELING, W., CHUNLING, W. Analysis of the Surface Energy Closure for a Site in the Gobi Desert in Northwest China. **Acta Meteorologica Sinica**, v. 26, p. 250–259, 2012.
- SÁ, PC. C. Estimativa do saldo de radiação em cultivo irrigado de cana-de-açúcar utilizando dados de sensoriamento remoto orbital. 2016. 74 f. Dissertação (Mestrado em Manejo de Solo e Água) – Manejo de Solo e Água, Universidade Federal Rural do Semi-Árido, Mossoró, 2016.
- SAMPAIO, E. V. S. B. Características e potencialidades. In: GARIGLIO, M. A., SAMPAIO, E. V. S. B., CESTARO, L. A., KAGEYAMA, P. Y. (Orgs.). *Uso sustentável e conservação dos recursos florestais da caatinga*. Brasília: Serviço Florestal Brasileiro, 2010.
- SANTOS, S. N. M., COSTA, M. H. Simulações de fluxo de carbono em um ecossistema de floresta tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 18, n.1, p. 87–96, 2003.
- SANTOS, S. A., CORREIA, M. F., ARAGÃO, M. R. S., SILVA, P. K. O. Aspectos da Variabilidade Sazonal da Radiação, Fluxos de Energia e CO<sub>2</sub> em Área de Caatinga. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 4, p. 761–773, 2012.
- SANTOS, F. A. C. Estimativa dos fluxos de CO<sub>2</sub> e evapotranspiração em áreas de Caatinga em recuperação e degradada no estado da Paraíba. 2015. 124 f. Tese

- (Doutorado em Meteorologia) – Meteorologia, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande. 2015.
- SANTOS, C. A. C., ANDRADE, A. M. D., SILVA, L. L., SILVA, V. M. A., MEDEIROS, S. S. Sazonalidade do balanço de energia no bioma de Caatinga no semiárido brasileiro: um estudo de caso. In: CONGRESSO NACIONAL DE MEI AMBIENTE, 13, 2016, Poços de Caldas. Anais... Poços de Caldas, 2016.
- SCHMID, H. P. Footprint modeling for vegetation atmosphere exchange studies: a review and perspective. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 113, p. 159–183, 2002.
- SCHOTANUS, P., NIEUWSTADT, F. T. M., DEBRUIN, H. A. R. Temperature measurement with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluctuations. **Boundary–Layer Meteorology**, v. 26, p. 81–93, 1983.
- SCOTT, R. L., HAMERLYNCK, E. P., JENERETTE, G. D., MPORAN, M. S., GAFFORD, G. A. B. Carbon dioxide exchange in a semidesert grassland through drought-induced vegetation change. *Journal of Geophysical Research*, v. 115, 2010.
- SCOTT, R. L., SERRANO–ORTIZ, P., DOMINGO, F., HAMERLYNCK, E. P., KOWALSKI, A. S. Commonalities of carbon dioxide exchange in semiarid regions with monsoon and Mediterranean climates. **Journal of Arid Environments**, v. 84, p. 71–79, 2012.
- SCRASE, F. J. *Some characteristics of Eddy motion in the atmosphere*. London: Meteorological Office, 1930. (Geophysical Memoris, v. 52).
- SILVA, B. B., LOPES, G. M., AZEVEDO, P. V. Determinação do albedo de áreas irrigadas com base em imagens Landsat 5 TM. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 13, n. 2, p. 201–211, 2005.
- SILVA, L. B. Componentes da dinâmica de CO<sub>2</sub> em floresta semidecídua no norte de Mato Grosso. 2010. 95 f. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental) – Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2010.
- SILVA, T. G. F., MOURA, M. S. B., ZOLNIER, S., SOARES, J. M., SOUZA, L. S. B., BRANDÃO, E. O. Variação do balanço de radiação e de energia da cana-de-açúcar irrigada no semiárido brasileiro. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.15, n. 2, p. 139–147, 2011.

- SILVA, B. B., BRAGA, C. C., BRAGA, A. C. Determinação da produtividade primária bruta da bacia do Taperoá–PB e perímetro irrigado São Gonçalo–PB por sensoriamento remoto. In: SILVA, B. B. (Org.). *Aplicações ambientais brasileiras com geoprocessamento e sensoriamento remoto*. Campina Grande: EDUFPG, 2013. p. 922.
- SILVA, P. F. Fluxos de CO<sub>2</sub>, água e energia em pastagens e caatinga no semiárido pernambucano. 2015. 51 f. Dissertação (Mestrado em Produção Agrícola) – Unidade Acadêmica de Garanhuns, Universidade Federal Rural de Pernambuco, Garanhuns, 2015.
- SILVA, P. F., LIMA, J. R. S., ANTONIO, A. C. D., SOUZA, R., SOUZA, E. S., SILVA, J. R. I., ALVES, E. M. Seasonal patterns of carbon dioxide, water and energy fluxes over the Caatinga and grassland in the semi-arid region of Brazil. *Journal of Arid Environments*, v. 147, p. 71–82, 2017.
- SIMACAATINGA. Disponível em: [http://lapismet.com/SIMACaatinga/maps\\_ref.php](http://lapismet.com/SIMACaatinga/maps_ref.php). Consultado em: 14 de julho de 2017.
- SOUZA FILHO, J. D. A., RIBEIRO, A., COSTA, M. H., COHEN, J. C. P., ROCHA, E. J. P. Variação sazonal do balanço de radiação em uma floresta tropical no nordeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3, p. 318–330, 2006.
- SOUZA, P. J. O. P., RIBEIRO, A., ROCHA, E. J. P., LOUREIRO, R. S., BISPO, C. J. C., SOUSA, A. M. L. Albedo da cultura da soja em área de avanço da fronteira agrícola na Amazônia. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 14, n. 1, p. 65–73, 2010.
- SOUZA, M. C. S. Comparação dos microclimas de Caatinga e pastagem. 2011. 45 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Engenharia Agrícola e Ambiental) – Engenharia Agrícola e Ambiental, Universidade Federal do Vale do São Francisco, Juazeiro, 2011.
- SOUZA, L. S. B. Análise sazonal dos fluxos de carbono, energia e vapor d’ água em um ecossistema de caatinga durante um ano seco em Petrolina–PE. 2014. 106 f. Tese (Doutorado em Meteorologia Agrícola) – Meteorologia Agrícola, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa. 2014.
- SOUZA, L. S. B., MOURA, M. S. B., SEDYAMA, G. C., SILVA, T. G. F. Balanço de energia e controle biofísico da evapotranspiração na Caatinga em condições de seca intensa. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 50, n. 8, p. 627–636, 2015a.

- SOUZA, L. S. B., MOURA, M. S. B., SEDYAMA, G. C., SILVA, T. G. F. Balanço de radiação em ecossistema de Caatinga preservada durante um ano de seca no semiárido Pernambucano. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 8, n. 1, p. 041–055, 2015b.
- SOUZA, R. M. S. Sazonalidade da chuva e dos fluxos de energia, água e carbono em áreas de Caatinga e pastagem no semiárido pernambucano. 2017. 112 f. Tese (Doutorado em Ciências) – Departamento de Energia Nuclear, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2017.
- STULL, R. B. *An Introduction to boundary layer meteorology*. Dordrecht/Boston/London, Kluwer Academic Publishers, 1988, p. 666.
- SWINBANK, W. C. Measurements of vertical transfer of heat and water vapor by eddies in the lower atmosphere. **Journal of Meteorology**, v. 8, p. 135–145, 1951.
- TAGESSON, T., FENSHOLT, R., CROPLEY, F., GUIRO, I., HORION, S., EHAMMER, A., ARDO, J. Dynamics in carbon exchange fluxes for a grazed semi-arid savanna ecosystem in West Africa. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, v. 205, p.15–24, 2015.
- TAGESSON, T., FENSHOLT, R., Cappelaere, B., MOUGIN, E., HORION, S., Kergoat, L., NIETO, H., MBOW, C., EHAMMER, A., DEMARTY, J., ARDO, J. Spatiotemporal variability in carbon exchange fluxes across the Sahel. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, v. 226, p.108–118, 2016.
- TEICHRIEB, C. A. Trocas de carbono atmosférico sobre dois diferentes sistemas de plantio de milho no sul do Brasil. 2012. 100 f. Tese (Doutorado em Física) – Centro de Ciências Naturais e Exatas, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2012.
- TEIXEIRA, A. H. C., BASTIAANSSEN, W. G. M., AHMAD, M. D., MOURA, M. S. B., BOS, M. G. Analysis of energy fluxes and vegetation–atmosphere parameters in irrigated and natural ecosystems of semi–arid Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 362, p. 110–127, 2008.
- TEIXEIRA, A. H. C. Determining regional actual evapotranspiration of irrigated crops and natural vegetation in the São Francisco river basin (Brazil) using remote sensing and Penman–Monteith equation. **Remote Sensing**, v. 2, p. 1287–1319, 2010.

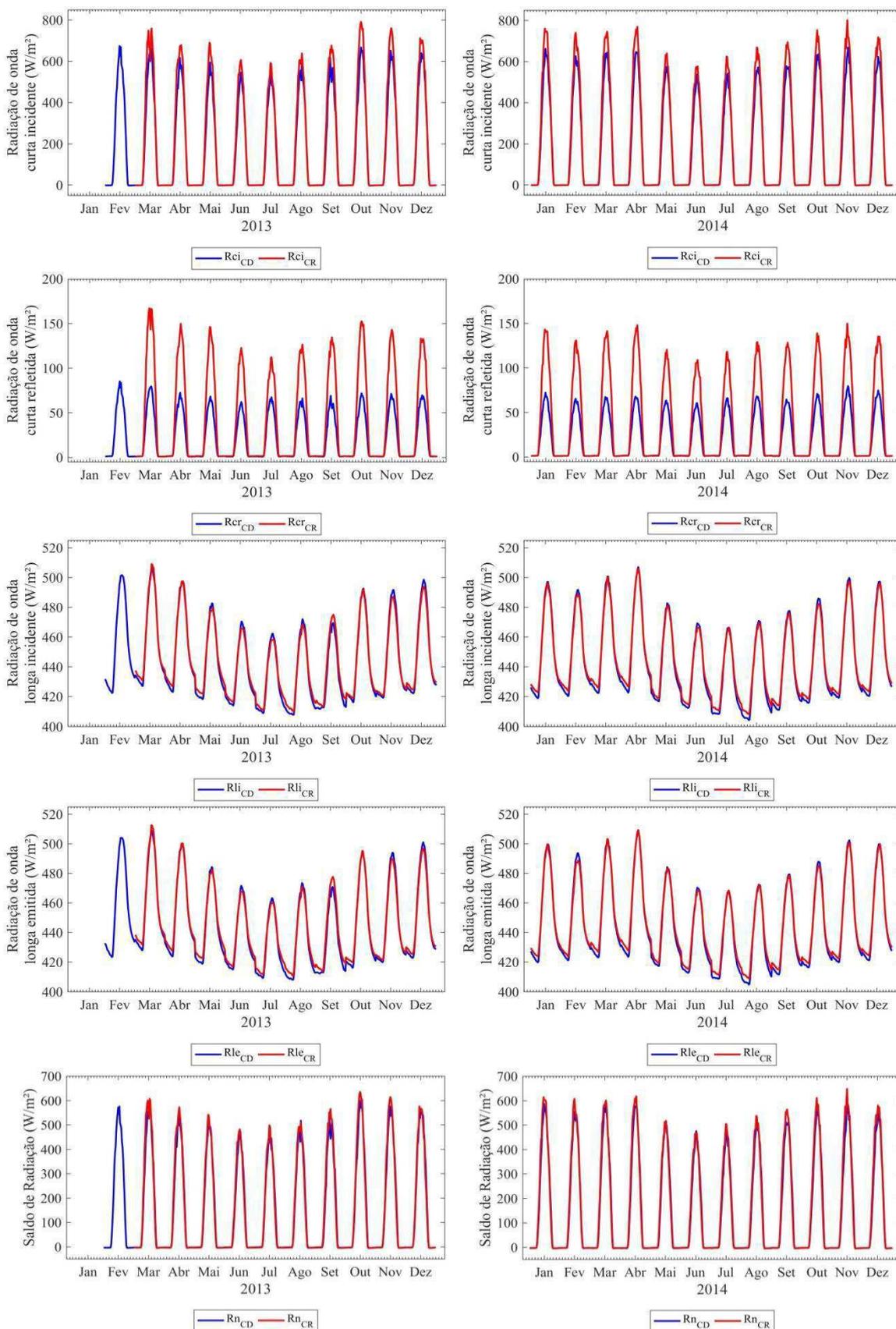
- TEIXEIRA, A. H. C., HERNANDEZ, F. B. T., LOPES, H. L. Application of Landsat images for quantifying the energy balance under conditions of land use changes in the semi-arid region of Brazil In: CONFERENCE ON REMOTE SENSING FOR AGRICULTURE, ECOSYSTEMS, AND HYDROLOGY, 14., 2012. Edinburgh. Anais... Edinburgh: SPIE, 2012. p. 1–9.
- THEICHRIB, C. A. Trocas de carbono atmosférico sobre dois diferentes sistemas de plantio de milho no sul do Brasil. 2012. 100 f. Tese (Doutorado em Física) – Centro de Ciências Naturais e Exatas, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2012.
- UEYAMA, M., HIRATA, R., MANO, M., HAMOTANI, K., HARAZONO, Y., HIRANO, T., MIYATA, A., YAKAGI, K., TAKAHASHI, Y. Influences of various calculation options on heat, water and carbon fluxes determined by open– and closed–path eddy covariance methods. **Tellus B**, v. 64, p. 1–26, 2012.
- VALENTINI, R., MUGNOZZA, S. G. E., ANGELIS, P. An experimental test of the eddy correlation technique over a Mediterranean macchia canopy. **Plant, Cell and Environment**, v. 14, p. 987–994, 1991.
- VALENTINI, R., MATTEUCCI, G., DOLMAN, A. J., SCHULZE E. D., REBMANN, C., MOORS, E. J., GRANIER, A., GROSS, P., JENSEN, N. O., PILEGAARD, K., LINDROTH, A., GRELE, A., BERNHOFER, C., GRÜNWARD, T., AUBINET, M., CEULEMANS, R., KOWALSKI, A. S., VESALA, T., RANNIK, Ü., BERBIGIER, P., LOUSTAU, D., GUÅMUNDSSON, J., THORGEIRSSON, H., IBROM, A., MORGENSTERN, K., CLEMENT, R., MONCRIEFF, J., MONTAGNANI, L., MINERBI, S., JARVIS, P. J. Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests. **Nature**, v. 404, p. 861–865, 2000.
- VELOSO, H. P., RANGEL FILHO, A. L. R., LIMA, J. C. A. Classificação da vegetação brasileira adaptada a um sistema universal. Rio de Janeiro: IBGE, 1991. p. 123.
- VERMA, S. B., KIM, J., CLEMENT, R. J. Carbon dioxide, water vapor and sensible heat fluxes over a tallgrass prairie. **Boundary Layer Meteorology**, v. 46, p. 53–67, 1989.
- VICKERS, D., MAHRT, L. Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 14, p. 512–526, 1997.

- VOURLITIS, G. L., PRIANTE, N. F., HAYASHI, M. M. S., NOGUEIRA, J. S., RAITER, F., HOEGEL, W., CAMPELO, J. H. J. Effects of meteorological variations on the CO<sub>2</sub> exchange of a Brazilian transitional tropical forest. **Ecological Applications**, v. 14, n. 4, p. 89–100, 2004.
- WEBB, E. K., PEARMAN, G. I., LEUNING, R. Correction of the flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 106, p. 85–100, 1980.
- WILCZAK, J. M., ONCLEY, S. P., STAGE, S. A. Sonic anemometer tilt correction algorithms. **Boundary Layer Meteorology**, v. 99, p. 127–150, 2001.
- WILSON, K., GOLDSTEIN, A., FALGE, E., AUBINET, M., BALDOCCHI, D., BERBIGIER, P., BERNHOFER, C., CEULEMANS, R., DOLMAN, H., FIELD, C., GRELE, A., IBROM, A., LAW, B.E., KOWALSKI, A., MEYERS, T., MONCRIEFF, J., MONSON, R., OECHEL, W., TENHUNEN, J., VALENTINI, R., VERMA, S. Energy balance closure at FLUXNET sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.113, p. 223–243, 2002.
- WOLF, A., SALIENDRA, N., AKSHALOV, K., JOHNSON, D. A., LACA, E. Effects of different eddy covariance correction schemes on energy balance closure and comparisons with the modified Bowen ratio system. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, p. 942–952, 2008.
- XIAO, X., ZUO, H. C., YANG, Q. D., WANG, S. J., WANG, L. J., CHEN<sup>1</sup>, J. W., CHEN<sup>1</sup>, B. L., ZHANG, B. D. On the factors influencing surface–layer energy closure and their seasonal variability over the semi–arid Loess Plateau of Northwest China. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 16, p. 893–910, 2012.
- YANG, Y., SCOTT, R., SHANG, S. Modeling evapotranspiration and its partitioning over a semiarid shrub ecosystem from satellite imagery: a multiple validation. **Journal of Applied Remote Sensing**, v. 7, p. 1–16, 2013.
- YEPEZ, E. A. Y., WILLIAMS, D. G. Precipitation pulses and ecosystem carbon and water exchange in arid and semi–arid environments. In: BARRERA, E., SMITH, W. K. (Eds.). *Perspectives in Biophysical Plant Ecophysiology: A Tribute to Park S. Nobel*. Ciudad de México: Universidad Nacional Autónoma de México, 2009. p. 337–362.

YUE, P., ZHANG, Q., NIU, S., CHENG, H., XIYU, W. Effects of the Soil Heat Flux Estimates on Surface Energy Balance Closure over a Semi-Arid Grassland. **Acta Meteorologica Sinica**, v. 25, p. 774–782, 2011.

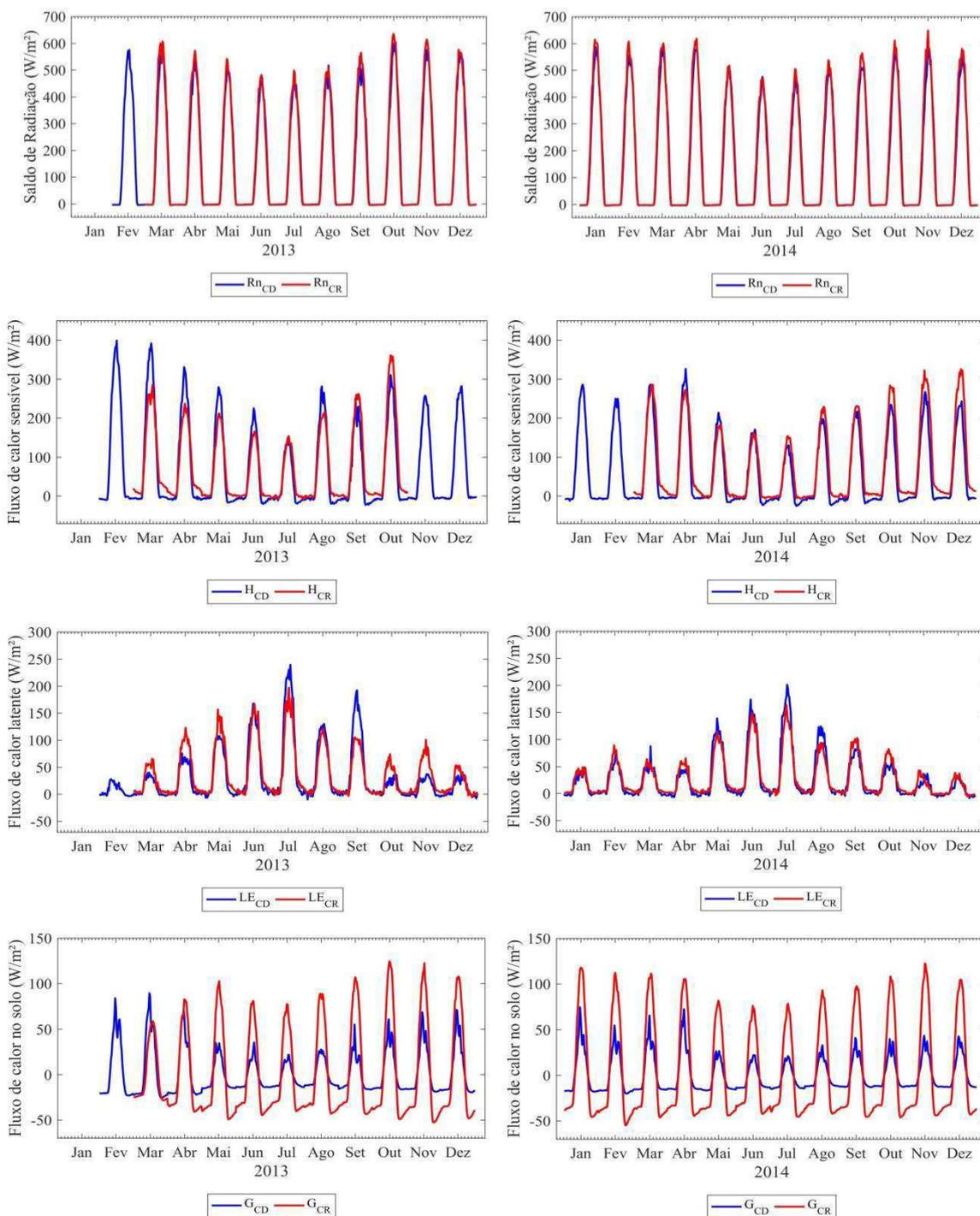
## APÊNDICE A

### Variação anual do ciclo diário médio mensal do balanço de radiação, dos anos de 2013 e 2014 – áreas CD e CR.



## APÊNDICE B

Variação anual do ciclo diário médio mensal do balanço de energia, dos anos de 2013 e 2014 – áreas CD e CR.



## APÊNDICE C

Varição anual do ciclo diário médio mensal do fluxo de CO<sub>2</sub>, dos anos de 2013 e 2014 – áreas CD e CR.

