

ALMIR VENANCIO FERREIRA

**SAZONALIDADE DOS FLUXOS DE ENERGIA E CARBONO
EM ÁREA DE RESTINGA**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Aplicada, para obtenção do título de Doctor Scientiae.

VIÇOSA
MINAS GERAIS – BRASIL
2016

**Ficha catalográfica preparada pela Biblioteca Central da Universidade
Federal de Viçosa - Câmpus Viçosa**

T

F383c
2016 Ferreira, Almir Venancio, 1962-
 Sazonalidade dos fluxos de energia e carbono em área de
restinga / Almir Venancio Ferreira. – Viçosa, MG, 2016.
 ix, 66 f. : il. (algumas color.) ; 29 cm.

Inclui apêndice.

Orientador: Flávio Barbosa Justino.

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Viçosa.

Referências bibliográficas: f. 45-50.

1. Força e energia. 2. Tubos de calor. 3. Plantas do manguezal. 4. Marambaia, Restinga da (Rio de Janeiro, RJ).
I. Universidade Federal de Viçosa. Departamento de Engenharia Agrícola. Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Aplicada. II. Título.


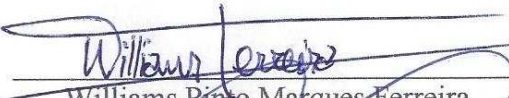

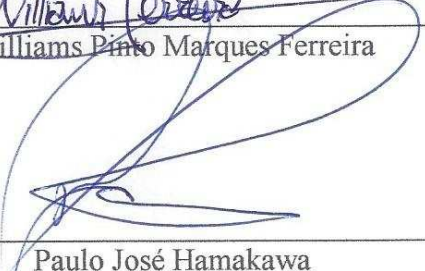
CDD 22 ed. 531.6


ALMIR VENANCIO FERREIRA

**SAZONALIDADE DOS FLUXOS DE ENERGIA E CARBONO
EM ÁREA DE RESTINGA**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Aplicada, para obtenção do título de Doctor Scientiae.

APROVADA: 21 de outubro de 2016.

 Paulo Jorge de Oliveira Ponte de Souza	 Williams Pinto Marques Ferreira
 Hemlley Maria Acioli Imbuzeiro	 Paulo José Hamakawa (Coorientador)


Flávio Barbosa Justino
(Orientador)

À minha mãe, ao meu pai (in memoriam),
às minhas adoradas irmãs
e ao meu sobrinho.

AGRADECIMENTOS

Ao Centro Federal de Educação Tecnológica Celso Suckow da Fonseca (CEFET-RJ).

À Universidade Federal de Viçosa e ao Departamento de Engenharia Agrícola, pela oportunidade de realização do Doutorado em Meteorologia Aplicada.

Ao meu orientador, professor Flávio Barbosa Justino, pelo incentivo e confiança em mim depositados e por ser um grande amigo.

Aos professores do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Aplicada e, em especial, ao meu coorientador Paulo José Hamakawa.

Aos colegas que viraram amigos: Paulo Ciclone, Manuel, Marcos Paulo, Douglas, Milton, João Vitor, Alex, Álvaro, Cristian, Vágna e tantos outros que durante toda minha estada em Viçosa se fizeram presentes.

À secretária do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Aplicada, Graça Freitas.

Ao Coronel Franco do Centro de Avaliação do Exército Brasileiro (CAEx), pela autorização concedida para utilização da área para que esse trabalho fosse executado da melhor maneira possível.

O presente trabalho foi realizado com apoio parcial da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	v
RESUMO.....	viii
ABSTRACT.....	ix
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. REVISÃO DE LITERATURA.....	5
2.1. Caracterização climática da região da Marambaia.....	5
2.2. Correlação de vórtices turbulentos pelo método do eddy covariance.....	7
2.3. Trocas de CO ₂ em ecossistemas terrestres.....	9
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	13
3.1. Área de estudo.....	15
3.2. Caracterização climática.....	16
3.3. Dados ambientais e micrometeorológicos.....	17
3.4. Balanço de energia.....	17
3.5. Processamento e análise dos dados.....	19
3.6. Cálculo de footprint.....	20
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	22
4.1. Condições meteorológicas.....	22
4.2. Variações horárias de temperatura, LE e H.....	26
4.3. Calor sensível (H).....	28
4.4. Calor latente (LE).....	30
4.5. Variações horárias das concentrações de CO ₂ e dos fluxos de massa: CO ₂ e H ₂ O em JJA de 2015 e dezembro de 2015 e janeiro e fevereiro de 2016.....	32
4.6. Variações mensais entre abril de 2015 e abril de 2016: ciclo anual.....	36
4.7. Componentes do balanço de energia.....	39
5. RESUMO E CONCLUSÕES.....	43
REFERÊNCIAS.....	45
APÊNDICE – Gráficos de variações horárias.....	51

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Foto da Marambaia, Barra de Guaratiba, cidade do Rio de Janeiro, RJ.	15
Figura 2 – Temperatura média mensal (T_m), temperatura máxima mensal (T_x) e temperatura mínima mensal (T_n), no período de 2008 a 2015.	22
Figura 3 – Temperaturas extremas médias (T_x), no período de 2008 a 2015.	23
Figura 4 – Temperaturas médias (T_m), no período de 2008 a 2015.	23
Figura 5 – Temperaturas mínimas médias (T_n), nos períodos de 2008 a 2014 e 2015. .	24
Figura 6 – Precipitação total anual no período de 2008 a 2015 e precipitação média Prpm de 2008 a 2014.	24
Figura 7 – Temperatura média T_m da estação Rio de Janeiro (1961 a 1990) e estação Marambaia, no período de 2008 a 2015.	25
Figura 8 – Precipitação média mensal (Prepm) das estações Rio de Janeiro (1961 a 1990) e Marambaia de 2008 a 2015.	26
Figura 9 – Variação horária da temperatura em junho, julho e agosto de 2015.	27
Figura 10 – Variação horária da temperatura em dezembro de 2015 e janeiro e fevereiro de 2016.	28
Figura 11 – Variação horária de calor sensível em junho e julho de 2015 e agosto de 2016.	29
Figura 12 – Variação horária de calor sensível em dezembro de 2015 e janeiro e fevereiro de 2016.	30
Figura 13 – Variação horária de calor latente em junho, julho e agosto de 2015.	31
Figura 14 – Variação horária de calor latente em dezembro de 2015 e janeiro e fevereiro de 2016.	32
Figura 15 – Variação horária no fluxo de CO_2 em junho, julho e agosto de 2015.	33
Figura 16 – Variação horária no fluxo de CO_2 em dezembro de 2015 e janeiro e fevereiro de 2016.	34
Figura 17 – Variação horária no fluxo de H_2O em junho, julho e agosto de 2015.	35
Figura 18 – Variação horária na concentração de CO_2 em dezembro de 2015 e janeiro e fevereiro de 2016.	36
Figura 19 – Variabilidade mensal das variáveis: a) temperatura; b) calor sensível (H); c) calor latente (LE); d) concentração de CO_2 ; e) fluxo de CO_2 (FCO_2); e f) fluxo de vapor d'água (FH_2O).	37

Figura 20 – Comportamento sazonal (JJA, DJF) conclusivo das variáveis.....	41
Figura 21 – Variação horária da temperatura em abril e maio de 2015.....	51
Figura 22 – Variação horária da temperatura em junho, julho e agosto de 2015.	51
Figura 23 – Variação horária da temperatura em setembro, outubro e novembro de 2015.	52
Figura 24 – Variação horária da temperatura em dezembro de 2015 e janeiro e fevereiro de 2016.....	52
Figura 25 – Variação horária da temperatura em março e abril de 2016.....	53
Figura 26 – Variação horária do fluxo de CO ₂ em abril e maio de 2015.	53
Figura 27 – Variação horária do fluxo de CO ₂ em junho, julho e agosto de 2015.	54
Figura 28 – Variação horária do fluxo de CO ₂ em setembro, outubro e novembro de 2015.	54
Figura 29 – Variação horária do fluxo de CO ₂ em dezembro de 2015 e janeiro e fevereiro de 2016.....	55
Figura 30 – Variação horária do fluxo de CO ₂ em março e abril de 2016.	55
Figura 31 – Variação horária do fluxo de H ₂ O em abril e maio de 2015.	56
Figura 32 – Variação horária do fluxo de H ₂ O em junho, julho e agosto de 2015.....	56
Figura 33 – Variação horária do fluxo de H ₂ O em setembro, outubro e novembro de 2015.	57
Figura 34 – Variação horária do fluxo de H ₂ O em dezembro de 2015 e janeiro e fevereiro de 2016.....	57
Figura 35 – Variação horária do fluxo de H ₂ O em março e abril de 2016.	58
Figura 36 – Variação horária de concentração de CO ₂ em abril e maio de 2015.....	58
Figura 37 – Variação horária de concentração de CO ₂ em junho, julho e agosto de 2015.	59
Figura 38 – Variação horária da concentração de CO ₂ em setembro, outubro e novembro de 2015.....	59
Figura 39 – Variação horária da concentração de CO ₂ em dezembro de 2015 e janeiro e fevereiro de 2016.	60
Figura 40 – Variação horária da concentração de CO ₂ em março de 2015 e abril de 2016.	60
Figura 41 – Variação horária do calor sensível em abril e maio de 2015.....	61

Figura 42 – Variação horária do calor sensível em junho, julho e agosto de 2015.	61
Figura 43 – Variação horária do calor sensível em setembro, outubro e novembro de 2015.	62
Figura 44 – Variação horária do calor sensível em dezembro de 2015 e janeiro e fevereiro de 2016.....	62
Figura 45 – Variação horária do calor sensível em março e abril de 2016.....	63
Figura 46 – Variação horária do calor latente em abril e maio de 2015.....	63
Figura 47 – Variação horária do calor latente em junho, julho e agosto de 2015.	64
Figura 48 – Variação horária do calor latente em setembro, outubro e novembro de 2015.	64
Figura 49 – Variação horária do calor latente em dezembro de 2015 e janeiro e fevereiro de 2016.....	65
Figura 50 – Variação horária do calor latente em março e abril de 2016.....	65
Figura 51 – Balanço de energia: variabilidade mensal	66
Figura 52 – Fração de fechamento (FF) mensal do balanço de energia, de abril de 2015 a março de 2016.....	66
Figura 53 – Fração de fechamento (FF) mensal do balanço de energia, de abril de 2015 a março de 2016.....	66

RESUMO

FERREIRA, Almir Venancio, D.Sc., Universidade Federal de Viçosa, outubro de 2016. **Sazonalidade dos fluxos de energia e carbono em área de restinga**. Orientador: Flávio Barbosa Justino. Coorientadores: Paulo José Hamakawa e Eduardo Alvarez Santos.

Este trabalho visa avaliar os fluxos de energia e massa em uma área de restinga/mangue na ilha de Marambaia. Os dados foram coletados entre abril de 2015 e abril de 2016. A primeira avaliação descreve as características climáticas observadas no período estudado. Os resultados mostram que o período 2015/2016, comparados aos oito anos anteriores (2008/2014), foi quase sempre mais quente que 2008/2014, apresentando temperatura mínima entre 3 e 5 graus acima da média de 2008/2016. Com relação à precipitação, 2015/2016 mostrou-se mais chuvoso no verão e em torno da média no inverno. Essas análises são importantes para balizar as avaliações dos fluxos sobre a vegetação de restinga. Nota-se que o fluxo de calor sensível foi mais variável no período matutino e início da tarde como resultado da maior variação da nebulosidade e radiação incidente. Por outro lado, o fluxo de calor latente mostrou-se mais associado às variações do vento, induzindo mudanças no déficit de pressão de vapor. O fluxo de CO₂ apresentou valores negativos entre 10 e 15 horas local, indicando que a superfície vegetada atuou como sumidouro de CO₂; ao passo que o fluxo de H₂O atuou como fonte de vapor d'água para a atmosfera. A concentração de CO₂ ficou em torno de 420 ppm, todavia pulsos de CO₂ chegaram a 1.600 ppm entre dezembro e fevereiro. Nesse período, ocorreram altos valores de precipitação. Devido às características relativamente heterogêneas da região de estudo, o fechamento do balanço de energia atingiu valores por volta de 70% da fração de fechamento, com máximo de 80% em junho. Em síntese, a restinga/mangue funciona como um sumidouro de CO₂.

ABSTRACT

FERREIRA, Almir Venancio, D.Sc., Universidade Federal de Viçosa, October, 2016. **Seasonality of energy and carbon fluxes in restinga area.** Adviser: Flávio Barbosa Justino. Co-advisers: Paulo José Hamakawa and Eduardo Alvarez Santos.

This study aims to evaluate the flux of energy and mass in a restinga/mangrove area on the island of Marambaia. The data was collected between April 2015 and April 2016. The first evaluation describes the climatic characteristics observed in the studied period. Results show that 2015/2016 compared to the eight previous years (2008/2014), was in most of months warmer than 2008-2014. The minimum temperature ranges between 3 and 5 degrees above average values for the 2008/2016 interval. With respect to precipitation, 2015/2016 is wettest in summer and around average in winter. These evaluations are important to mark out the pattern of assessments about the restinga vegetation. Further analyses, however for hourly variability demonstrated that the sensible heat flux was more variable in the morning and early afternoon period as a result of greater cloudiness variation and therefore shortwave radiation. On the other hand, the latent heat flux was more associated with the variations of the wind, by inducing changes in the vapour pressure deficit. It has to be noticed that the effect of advection although plays not a substantial in the instantaneous values, it may induce changes along the day. The CO₂ flux shows negative values between 10 and 15 hours, indicating that vegetated surface acts as CO₂ sink. Whereas the biome behaves for H₂O as source of water vapor into the atmosphere. The concentration of CO₂ was around 420 ppm, but due to CO₂ pulses reached 1,600 ppm between December and February. In this period there were higher values of precipitation producing drastically modification in the soil water quantity. It has to be mentioned, that due to the relatively heterogeneous characteristics of the studied site, the energy balance reached values around 70% of the fraction of closure, with a maximum of 80% closure in June. In summary the restinga/mangrove acts as a CO₂ sink.

1. INTRODUÇÃO

As áreas de preservação permanente desempenham um papel importante local, regional e globalmente na conservação de solos, regulação de cursos d'água, manutenção do microclima, preservação da biodiversidade e no sequestro de carbono. Com a contínua devastação de ecossistemas naturais, o monitoramento das poucas áreas de preservação permanente torna-se cada vez mais relevante em todo o Planeta Terra.

Nas últimas décadas, a comunidade científica, motivada pela expectativa de possibilidade da mudança climática, tem se dedicado a compreender a dinâmica dos distintos ecossistemas existentes na Terra, desenvolvendo e, ou, aperfeiçoando métodos e equipamentos destinados a monitorar em grande escala o tempo e o espaço. O estudo e a preservação de áreas vegetadas são de grande importância por serem sensíveis às oscilações dos ciclos climáticos naturais.

A ação antrópica nos ecossistemas naturais, por meio do desmatamento, queimadas, uso e ocupação do solo para atividades agropastoril de forma irregular, o aumento da queima de combustíveis fósseis e a crescente industrialização dos países podem ser apontados como os maiores responsáveis pelas variações climáticas que têm ocorrido no planeta. Um dos maiores desafios da humanidade é reduzir as emissões de gases traços, responsáveis pelo substancial aumento do efeito estufa. Esse desequilíbrio ocorre especialmente em razão da elevada emissão de CO₂ na atmosfera, causando múltiplos distúrbios climáticos e ecológicos (GOMES et al., 2010).

Nesse contexto, utilizar métodos integrados de observação e monitoramento possibilita uma avaliação completa e mais acurada de elementos físicos, químicos e biológicos, variáveis importantes para a compreensão e o entendimento da interação entre a biosfera e a atmosfera. Por outro lado, a coleta temporal e espacial de dados de campo pode subsidiar a calibração e a validação de modelos de dinâmica de solo-vegetação-atmosfera, viabilizando o monitoramento assistido por meio da modelagem numérica.

Estudos baseados em observações e modelos numéricos mostram que a temperatura do planeta aumentou em média 0,85°C entre os anos de 1880 e 2012 (INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE – IPCC, 2014). A principal causa do aquecimento atual é, com elevado grau de certeza, a emissão de gases de efeito estufa pelas atividades humanas, com destaque para o gás carbônico (IPCC, 2014). Diante dessa constatação, ações integradas têm sido realizadas objetivando entender a relação entre fontes e sumidouros de gás carbônico e vapor d'água entre o solo

e a atmosfera, e os biomas do planeta. O entendimento da interação entre as trocas gasosas que agem para intensificar e, ou, enfraquecer o efeito estufa, entre uma superfície vegetada e a atmosfera é motivo de investigação com foco em medir, monitorar e analisar como ocorre o fluxo de gás carbônico e vapor d'água entre o solo e a atmosfera ou em uma superfície vegetada em determinado ecossistema terrestre.

O estudo dos diferentes ecossistemas nas trocas de energia e massa visa entender não só a interação entre a biosfera e a atmosfera, mas também determinar a influência dessas trocas sobre o clima regional e global. Essas trocas de energia entre a vegetação e a atmosfera podem ser estudadas por meio da medição dos fluxos turbulentos que, na maioria dos casos, utiliza o método de Covariância de Vórtices Turbulentos (Eddy Covariance) (AUBINET et al., 2012). Esse método permite compreender os processos que regem a transferência de energia e massa entre a superfície e a atmosfera propiciando uma medida direta da quantidade de CO₂ absorvida ou emitida, vapor d'água e calor entre atmosfera e superfície vegetada. É o único método capaz de medir diretamente os fluxos de calor latente e sensível na atmosfera (NUNES; MARIANO, 2015).

Embora vários estudos tenham explorado os diversos biomas brasileiros, em particular, as áreas de restinga ainda permanecem pouco estudadas. Segundo a resolução CONAMA n° 07, de 23 de julho de 1996, entende-se por uma vegetação de restinga o conjunto das comunidades vegetais, fisionomicamente distintas. Esse bioma tem grande importância para a manutenção de um ambiente ecologicamente equilibrado, pois serve de habitat local de reprodução e rota migratória para diversas espécies animais. Também tem um importante papel na infiltração da água da chuva, pois possui solo arenoso, reduzindo assim o risco de enchentes.

O litoral brasileiro tem aproximadamente 5.000 quilômetros de extensão, com 79% de ocorrência de restinga, que estão distribuídas de maneira descontínua, desde 4°N a 34°S. As principais formações estão nos estados da Bahia, Espírito Santo, Rio de Janeiro e São Paulo. Essa distribuição Norte-Sul cria ao longo do litoral inúmeras variações climáticas, o que confere uma grande diversidade ambiental e biológica para as restingas brasileiras. A flora das restingas apresentam algumas espécies endêmicas, mas a maioria delas pode ser encontrada também em outros ecossistemas (AFONSO, 2009).

As florestas de manguezais representam aproximadamente 8% de toda área costeira dos territórios tropicais e subtropicais do planeta, totalizando cerca de 137.760 km² (LEE et al., 2014). As restingas ocupam cerca de 80% da costa brasileira e 3% do estado do Rio de Janeiro, o que totaliza aproximadamente 1.194,3 km² (ARAÚJO;

MACIEL, 1998). Rocha et al. (2007) detectaram 21 áreas remanescentes de restinga no estado do Rio de Janeiro, totalizando cerca de 60 mil ha. Essas áreas possuem fragmentos de diversas formas e tamanhos, em sua maioria pequenos, inseridos em zonas com processo de urbanização avançado. Os principais fatores de degradação dessas restingas são: desmatamento para fins imobiliários, expansão de espécies exóticas e coleta de plantas para fins paisagísticos.

A cobertura vegetal sobre a restinga é formada por mosaicos vegetacionais distintos, sob influência marinha e fluviomarinha, e pode apresentar fisionomias diversas, refletindo condições de umidade e fertilidade do solo. A complexidade desses ecossistemas aumenta na medida em que estão mais distantes do oceano, sendo a composição florística determinada por fatores ambientais locais como a topografia, as condições edáficas e a profundidade do lençol freático (MANTOVANI, 2003; GUIA ECOLÓGICO DA RESTINGA, 2010).

A vegetação de restinga se caracteriza por folhas rijas e resistentes, caule duro e retorcidos, e raízes com forte poder de fixação no solo arenoso. Nas proximidades da praia aparecem arbustos de pequeno porte, de 1,5 a 2 metros de altura, e para o interior nos terraços marinhos, árvores que chegam a alcançar 15 metros de altura (GUIA ECOLÓGICO DA RESTINGA, 2010).

Diante do exposto, este trabalho objetiva analisar e compreender a relação entre os fluxos de gás carbônico (CO_2), vapor d'água (H_2O), energia e massa entre a atmosfera e a vegetação em uma área de restinga em condições de tempo meteorológico de micro, meso e grande escala.

Trata-se de um estudo pioneiro sobre um ecossistema preservado de restinga na cidade do Rio de Janeiro, RJ (Restinga de Marambaia) com medições de parâmetros meteorológicos do tempo, fluxo de CO_2 e vapor d'água H_2O , parâmetros derivados como: calor sensível (H) e calor latente (LE), radiação solar e terrestre entre a superfície e a atmosfera.

As medições contínuas e de alta frequência da concentração de CO_2 e vapor de água, H e LE, permitirão avaliar e, ou, desenvolver modelos de interação ambiente-clima. Assim, a quantificação dessas trocas durante o experimento, sob diferentes condições ambientais e de tempo, permitirá um melhor entendimento das interações entre a restinga e a atmosfera. Isso tem potencial de fornecer importantes subsídios para o desenvolvimento de modelos baseados em processos mecanísticos. Os resultados obtidos

permitirão ainda avaliar o potencial da restinga como sumidouro e fonte de carbono (C) diante de determinada condição de tempo e clima.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1. Caracterização climática da região da Marambaia

O clima da região de estudo pode ser enquadrado no macroclima Aw – tropical chuvoso (SILVA et al., 2013). Em relação à temperatura do ar, tem-se que esta é típica de áreas litorâneas tropicais, apresentando médias mensais acima de 20,0°C, com média anual de 23,7°C. Em fevereiro, é registrada a maior temperatura média mensal (26,8°C) e, em agosto, a menor (aproximadamente 20°C). A precipitação pluvial média anual é de 1.239,7 mm, sendo 37% de ocorrência no verão, ao longo de 40 dias chuvosos. Entre os meses de novembro e março, os índices pluviométricos médios são sempre superiores a 100 mm. Já os meses de inverno são os mais secos, ocorrendo apenas 15% da precipitação pluvial média anual, que é distribuída em cerca de 20 dias. Entre julho e agosto, situa-se na faixa de 40 a 55 mm (MATTOS, 2005).

Em relação aos sistemas meteorológicos, apontam Cavalcanti et al. (2009) para a existência de uma diversidade de sistemas atuantes na América do Sul, com influências e origens igualmente diversas. Isso se dá, de acordo com os autores, em razão de ser o Brasil um país de dimensões continentais, que favorece a diversificação dos sistemas meteorológicos observados em seu território. Para promover uma visão de escala sinótica do assunto, costuma-se estabelecer classificação desses sistemas em razão da subdivisão geográfica regional adotada no País, qual seja, regiões Nordeste, Norte, Sul, Sudeste e Centro-Oeste.

De acordo com Llopart (2012), os sistemas meteorológicos atuantes são os seguintes:

- Zona de Convergência Intertropical do Atlântico (ZCIT), considerado o mais importante sistema gerador de precipitação sobre a região equatorial dos Oceanos Pacífico, Atlântico e Índico, e sobre áreas continentais adjacentes, sendo a sua visualização em imagens de satélite como uma banda de nuvens convectivas dispostas ao longo de uma faixa na região equatorial.
- Ventos alísios, resultados da ascensão de massas de ar convergentes de zonas de alta pressão (anticiclônicas), nos trópicos, para zonas de baixa pressão, no Equador, formando um ciclo tridimensional, provocando chuvas nos locais em que convergem;

- Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs), que se caracterizam por centros de pressão relativamente baixos, originados na alta troposfera, que se estendem até os níveis médios, conforme a instabilidade atmosférica.
- Alta da Bolívia (AB), uma circulação anticiclônica de grande escala ocorrente na troposfera superior (~300 hPa), centrada no platô boliviano, que contribui, no período de verão, para a incidência de chuvas em especial em parte do Centro-Oeste e Nordeste brasileiro, e na região Norte.
- Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), sistema típico de verão na América do Sul, caracterizada por uma faixa de nebulosidade com orientação no sentido noroeste-sudeste, cuja área de atuação engloba o centro-sul das regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil e Amazônia, podendo atingir o centro-sul do Estado da Bahia e o norte do Paraná, prolongando-se até o Atlântico Sudoeste.
- Ciclones, que podem ser agrupados em dois grandes grupos de acordo com o seu desenvolvimento inicial: ciclones A, que têm como principal contribuição para a sua intensificação a advecção térmica, e ciclones B, que atingem a sua intensidade máxima quando posicionados na vertical.
- Jatos de Altos Níveis (JAN), assim considerada a corrente de ar que se forma como um conduto ou cano estreito, quase horizontal, normalmente em proximidade à tropopausa, com localização do eixo ao longo de uma linha de velocidade máxima, com cisalhamento forte na vertical e horizontal.
- Massas de ar, que são porções extensas de ar frio, com gradientes térmicos igualmente reduzidos, com propriedades uniformes. Na América do Sul, predominam as seguintes: Massa Equatorial Continental (cE), Massa Equatorial Marítima (mE), Massa Tropical Continental (cT), Massa Tropical Marítima (mT), Massa Polar Marítima (mP) e Massa Antártica Continental (cA).
- Frentes, assim tida como uma zona estreita de transição entre massas de ar com diferentes densidades, ocorridas usualmente em razão de contrastes de temperatura, ensejando a nomenclatura frente fria ou frente quente. Existe, também, a frente estacionária, expressão utilizada para designar quando nenhuma das frentes está avançando; e sistema frontal, denominação para o encontro de duas frentes (fria e quente).

- Jatos de Baixos Níveis (JBN), que são fluxos fortes observados ao longo de cadeias montanhosas na baixa atmosfera, com velocidade máxima por volta de 2.000 metros de altura.
- Linhas de Instabilidade (LI), que são frequentemente observadas, podendo propagar-se para o interior do continente, causando bastante precipitação. Como esses sistemas apresentam escala temporal relacionada à variabilidade diurna (aquecimento terrestre e brisa), é possível observar atividade convectiva máxima pelas imagens de satélite.
- Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), que são fenômenos atuantes na escala meso- α , e podem ser considerados agrupamentos de cumulonimbus, com bigornas formando uma contínua cobertura, proporcionando aspecto típico em visualização por imagem de satélite.

Especificamente na região Sudeste, de acordo com Reboita et al. (2010), os principais sistemas meteorológicos atuantes são os seguintes: ventos alísios, JBN (jato de baixos níveis), AB (alta da Bolívia), ZCIT (zona de convergência intertropical), LI (linha de instabilidade) tropicais e pré-frontais, CCMs (complexo convectivo de mesoescala) tropicais, frentes, VCANs (vórtices ciclônicos de altos níveis) subtropicais e ciclones.

2.2. Correlação de vórtices turbulentos pelo método do eddy covariance

O método EC é uma técnica utilizada para quantificar em alta frequência o transporte de gases, fluxo de calor latente, fluxo de calor sensível e momento entre a superfície terrestre e a atmosfera (AUBINET et al., 2012; BURBA; ANDERSON, 2010). Esse método se tornou padrão na estimativa das trocas líquidas de CO₂ entre os ecossistemas e a atmosfera para longos períodos (HILLER et al., 2008). A propagação global de locais que fazem essa estimativa fornece uma contribuição para estudos ecológicos e climatológicos da troca líquida entre a vegetação e a atmosfera (BALDOCCHI et al., 2001).

Atualmente existe uma rede global de torres micrometeorológicas que utilizam o método EC para medir as trocas de CO₂, vapor de água e energia entre a biosfera e a atmosfera, a rede FLUXNET. A FLUXNET possui um banco de dados que contém informações sobre a localização e as características da região das torres, distribuídas em cinco continentes, compreendendo florestas temperadas de coníferas e de folhas largas, florestas tropicais e boreais, culturas, pastagens, chaparral, zonas úmidas e tundras

(FALGE et al., 2017). Entretanto, em alguns ecossistemas os estudos sobre fluxos de energia e CO₂ ainda são incipientes, por exemplo, as restingas.

O método EC é fisicamente embasado no pressuposto de que os fluxos podem ser medidos a partir da média espacial e temporal do produto da velocidade vertical do vento e da respectiva propriedade de interesse (HARTMANN, 1994). Os cálculos dos fluxos são realizados fazendo uso do método da covariância dos vórtices turbulentos, segundo o qual os fluxos são proporcionais à covariância existente entre as flutuações da componente vertical da velocidade do vento, às flutuações na temperatura do ar e às concentrações de vapor d'água (BALDOCCHI et al., 1988).

A precisão das medições feitas por meio do uso método do EC sempre é contestada, por apresentar erros relacionados a problemas instrumentais, fenômenos físicos e particularidades do terreno, denominados de erros de resposta de frequência. Verifica-se maior precisão desse método quando as condições atmosféricas (vento, temperatura, umidade, CO₂) são contínuas, a vegetação é homogênea e se localiza em um terreno plano, o que nem sempre é possível em condições naturais (NUNES; MARIANO, 2015). Em regiões naturais e complexas, ou durante condições atmosféricas que mudam com o tempo, ao se fazer uso desse método, a quantificação da troca de CO₂ entre a biosfera e a atmosfera deve dispor de medidas de armazenamento atmosférico, fluxo divergente e advecção (BALDOCCHI, 2003).

A fim de que as medidas obtidas por meio do uso do método de EC sejam representativas do fluxo subjacente à superfície, os instrumentos de medição devem ser instalados no interior da camada limite turbulenta, onde o fluxo é constante com a altura (MONCRIEFF et al., 1996). Conforme Nunes e Mariano (2015), a altura da camada limite turbulenta é determinada pela altura da vegetação e bordadura. Desse modo, de acordo com os autores, quanto maior forem, tanto maior será a camada limite turbulenta, devendo os sensores ser instalados em pontos mais altos. Outros erros referentes às medidas do anemômetro sônico ocorrem se o aparelho não estiver bem nivelado ou se for instalado em superfície inclinada. Nessas hipóteses, correções podem ser feitas rotacionando os eixos de coordenadas do vento (NUNES; MARIANO, 2015).

Erros adicionais também podem ser observados sob altas velocidades do vento em razão do estresse na velocidade do vento e no momentum, que devem ser considerados. Também será necessária a realização de correções quando a pressão de vapor estiver alta (BAKER; GRIFFS, 2005).

Outras fontes de erros relacionadas aos instrumentos têm sido estudadas e são mais fáceis de quantificar para que seja feita a correção. É importante analisar a relação entre o espaçamento dos sensores utilizados para medir a velocidade do vento e a concentração de CO₂ e H₂O, pois estes devem respeitar uma distância mínima para que não ocorram distorções nos valores da velocidade vertical do vento. Além disso, pesquisas têm alertado que o método de Covariância de Vórtices Turbulentos subestima as trocas líquidas de CO₂ no ecossistema. Uma das explicações para esse fato é que as condições noturnas normalmente não condizem com a hipótese de transporte turbulento assumida pelo método (NUNES; MARIANO, 2015). Desse modo, na tentativa de reduzir a perda nas medidas de dióxido de carbono, é preciso efetuar uma correção nos dados da troca líquida de dióxido de carbono do ecossistema utilizando como indicador a velocidade de fricção do ar (u^*) (PRIANTE FILHO et al., 2004).

Durante a última década, a técnica EC se firmou como o método padrão na estimativa das trocas líquidas de CO₂ entre os ecossistemas e a atmosfera por longos períodos (HILLER et al., 2008). Antes, as medidas eram geralmente restritas a experimentos de curto prazo, devido à falta de instrumentação adequada e recursos de registro e armazenamento dos dados. Para avaliar as trocas líquidas de CO₂, o método EC tem a vantagem de operar em escala adequada que permite um levantamento de todo o ecossistema, o que não era possível com os sistemas que o antecederam (BALDOCCHI, 2003).

2.3. Trocas de CO₂ em ecossistemas terrestres

Os ecossistemas influenciam o tempo e o clima em escala de tempo que varia de segundos a anos por meio das trocas de energia, umidade e momento entre a superfície da terra e a atmosfera (PIELKE et al., 1998). Dentre essas trocas, os processos de trocas de energia, vapor de água e dióxido de carbono entre a superfície da Terra e a atmosfera são os fatores que afetam diretamente a temperatura do ar próximo à superfície, a concentração de CO₂ da camada limite, além do desenvolvimento das nuvens e da precipitação (FISCHER et al., 2007).

De todos os processos ecológicos relacionados ao sequestro de CO₂ pelos ecossistemas terrestres, o balanço de energia (BE) e o fluxo de vapor de água (Evapotranspiração, ET) são os mais importantes e relevantes, uma vez que os mesmos são característicos de cada ecossistema, visto que são influenciados pelo tipo de plantas

que compõem o ecossistema, clima e as propriedades físicas do solo (BALDOCCHI et al., 1997 e 2004; HAO et al., 2007).

Em todo o mundo têm sido feitos estudos com o objetivo de medir o fluxo de CO₂ e H₂O em diversos ecossistemas e sistemas agrícolas. Gilmanov et al. (2007), ao utilizar dados de diversas pastagens da Europa, com o método de correlação de vórtices turbulentos, constataram que na maioria dos experimentos o sistema de caminho aberto foi eficiente em áreas mais secas; para as áreas com maior umidade. Os autores recomendaram o uso do caminho aberto aliado ao caminho fechado, ou apenas o sistema de caminho fechado. Li et al. (2008), em uma área de cultivo de milho na China, compararam o método de correlação de vórtices turbulentos e o método balanço hídrico, objetivando determinar a evapotranspiração dessa cultura. Como resultados, esses autores encontraram que a correlação entre a evapotranspiração medida pelo balanço hídrico e a medida pela correlação dos vórtices turbulentos foi de 0,98, sugerindo que o método da correlação de vórtices turbulentos poderia ser empregado em razão de sua maior acurácia.

No Brasil, estudos analisando os fluxos de CO₂ e da água são mais restritos ao Cerrado e à Amazônia. Medições de fluxos de CO₂ e de energia em torres micrometeorológicas na floresta amazônica, no âmbito do projeto Large Scale Biosphere – Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA), mostram a importância dos ecossistemas na captura do carbono atmosférico, que consiste na absorção de CO₂ à medida que a vegetação aumenta sua biomassa. Todavia, existe a necessidade experimental de se quantificar esses fluxos em outros biomas, para se compreender em profundidade a contribuição no balanço global de carbono (BALDOCCHI et al., 1999).

Saleska et al. (2003) apresentaram dados sobre o comportamento do CO₂ em torres de fluxo na Floresta Amazônica. As medições do CO₂ foram feitas utilizando o método covariância dos vórtices turbulentos e sugeriram que a emissão líquida de CO₂ à atmosfera oscila conforme a sazonalidade. Assim, ocorre uma redução da emissão líquida de CO₂ na estação chuvosa e o aumento na estação seca.

Moreira (2004) estudou os fluxos de calor sensível, calor latente e CO₂, radiação líquida, umidade relativa e a temperatura do ar, em uma área de reflorestamento na Fazenda São Nicolau, localizada no município de Cotriguaçu, no estado de Mato Grosso. Conforme a vegetação se desenvolvia, ele comparou os valores obtidos de CO₂, calor sensível e calor latente com uma área de floresta nativa. Os resultados indicaram que apenas na estação seca houve diferença significativa entre as variáveis estudadas.

Suyker et al. (2004), ao comparar o milho irrigado com o milho de sequeiro, mediram a quantidade de carbono que seria capturada por essa cultura utilizando o método de correlação de vórtices turbulentos. Os autores encontraram uma diferença pouco significativa na troca de carbono entre o milho irrigado e o de sequeiro, o que pode ser explicado pelo estresse hídrico sofrido pelo milho de sequeiro pelo fato de o milho ter se desenvolvido menos que na área irrigada.

Aguiar et al. (2006) mediram o fluxo de dióxido de carbono, calor sensível e calor latente pelo método de covariância de vórtices turbulentos na reserva Biológica do Rio Jaru, em Ji-Paraná, Estado de Rondônia, nos anos de 1999 a 2002. Na área em estudo, o fluxo de calor latente mostrou clara oscilação sazonal, indicando uma redução de 19,6% na estação seca. O fluxo de calor sensível apresentou variação sazonal inversa à do fluxo de calor latente, aumentando em 118,2% na estação seca. A integração dos dados de fluxos de CO₂ sugerem uma absorção equivalente a 4,4 t C/ha/ano pelo ecossistema. Na comparação dos fluxos de massa e energia entre o sítio experimental antigo e o sítio atual constatou-se que o atual apresentou melhor resposta na estação seca.

Oliveira et al. (2006) realizaram um estudo em área de caatinga, medindo de maneira contínua os fluxos de CO₂, água e energia, nas estações seca e chuvosa do ano. Os autores obtiveram baixos valores de fluxo de calor latente em ambas as estações e constataram que a caatinga na estação chuvosa e início da estação seca pode ser um sumidouro de CO₂ sendo que na estação seca torna-se uma fonte de CO₂ atmosférico.

O trabalho de Andrade et al. (2007) quantificou as magnitudes dos fluxos de CO₂, vapor d'água e energia em um ecossistema de manguezal, no qual os fluxos de CO₂ e de energia foram medidos com o equipamento de medida Edisol (sistema de medições contínuas de fluxo de calor, CO₂ e H₂O de uma superfície). Os fluxos de CO₂, calor latente e calor sensível apresentaram variações diárias e sazonais bem caracterizadas. Esses fluxos apresentaram valores máximos diários em torno do meio dia, acompanhando aproximadamente as variações do saldo de radiação. Sazonalmente, os fluxos de CO₂ e de calor latente apresentaram valores máximos na estação chuvosa (fevereiro a maio), enquanto os fluxos de calor sensível foram maiores durante a estação menos chuvosa. A taxa média de respiração do ecossistema de manguezal durante a noite foi de 4,98 $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$. As maiores taxas de respiração foram observadas durante o período menos chuvoso, época em que a temperatura do ar e do solo é mais elevada, ilustrando a relação de dependência entre a respiração e a temperatura.

Resultados de Metcalfe et al. (2007), Meir et al. (2008), Malhi et al. (2008) e Aragão et al. (2009) também demonstraram a importância do carbono (C) no solo como estoque e fonte. A liberação do C para a atmosfera na forma de dióxido de carbono pelo solo em florestas é estimada entre 50-84% do total emitido (MEIR et al., 1996; MALHI et al., 1999; CHAMBERS et al., 2004b). Portanto, práticas de manejo que contribuam para estabilizar e fixar o C no solo são imprescindíveis para diminuir a emissão de gases e mitigar o efeito estufa.

Michiles e Gielow (2008) avaliaram as taxas de armazenamento de energia na camada de ar e vegetação na Amazônia central e constataram que estes termos contribuem de maneira significativa para o balanço de energia principalmente nas primeiras horas da manhã e na presença de eventos de precipitação.

Silva et al. (2015) descreveram o perfil vertical da concentração de CO₂ na estação menos chuvosa e chuvosa, em uma área de floresta tropical na Amazônia referente ao ano de 2006. Para tanto, utilizaram dados da concentração de CO₂ coletados em diversas alturas por meio de um sistema de medidas, incluindo um analisador de gás infravermelho em uma torre com altitude de 40 metros. Após a coleta de dados, constatou-se que a concentração de CO₂ é menor quando se avança do solo ao topo do dossel, fazendo crer que a principal fonte de CO₂ provém dos solos, em razão da respiração e decomposição da biomassa vegetal. Ao comparar os períodos menos e mais chuvosos, os autores encontraram diferenças significativas nos índices de concentração de CO₂ entre esses períodos, sendo que concentrações maiores foram registradas no período menos chuvoso.

Assim, pode-se observar que os diversos ecossistemas e sistemas agrícolas apresentam potencial para sequestrar e converter o CO₂ em compostos orgânicos, além de armazenar o carbono em si na biomassa aérea, nas raízes e no solo. Dessa maneira, informações oriundas de pesquisas realizadas com o intuito de quantificar os fluxos de CO₂ em ambiente terrestre irão auxiliar na tomada de decisões em relação a estratégias de mitigação de gases do efeito estufa, visando evitar catástrofes futuras em relação às mudanças climáticas.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Atualmente, uma das preocupações mais críticas da humanidade refere-se às mudanças climáticas futuras, que estão associadas às atividades antrópicas com o aumento da emissão de gases de efeito estufa, decorrentes de alterações do uso da terra, tais como queimadas e desmatamento atrelados diretamente à transformação em sistemas agrícolas e, ou, pastagens (MOKHOV et al., 2002; CIAIS et al., 2013), o que implica em transferência de carbono (na forma de dióxido de carbono) da biosfera para a atmosfera, responsáveis pelas variações climáticas que têm ocorrido no planeta.

Conforme Gomes et al. (2010), um dos maiores desafios que se apresenta à humanidade consiste na redução das emissões de gases traços, que são responsáveis pelo substancial aumento do efeito estufa. Esse desequilíbrio, de acordo com os autores, ocorre especialmente em função da elevada emissão de CO₂ na atmosfera, causando múltiplos distúrbios climáticos e ecológicos. Somente no Brasil, a estimativa é de que cerca de 75% do CO₂ liberado se dá em função do desmatamento.

Os ecossistemas terrestres desempenham um importante papel no ciclo global do CO₂, pois são sumidouros desse gás e podem ser considerados aliados em estratégias de mitigação para minimizar os efeitos das mudanças climáticas (AHLSTRÖM et al., 2015; LUYSSAERT et al., 2007). Torna-se imprescindível investigar as trocas de vapor de água e de energia nos diversos ecossistemas terrestres, a fim de se obter conhecimento sobre a variabilidade interanual e as tendências dos sumidouros de CO₂, além de compreender os fatores meteorológicos que controlam o ciclo do CO₂ (BALDOCCHI et al., 2004 e 2004). Quanto aos ecossistemas de restinga/mangue, a escassez de estudos científicos no que tange ao balanço de energia e de carbono implica em grandes incertezas quanto sua importância no balanço regional e global do CO₂. Isso porque as lacunas existentes no conhecimento da dinâmica que envolvem as trocas de CO₂ e energia nesses ecossistemas têm limitado a capacidade de compreender e prever as variações interanuais e de longo prazo do ciclo do carbono em escala global.

A técnica de covariância de vórtices turbulentos (EC) é o método mais usado para se avaliar as medidas de fluxos na interface solo-vegetação-atmosfera, tornando-se a metodologia padrão usada pela FLUXNET (BALDOCCHI, 2008). Nesse contexto, as informações obtidas por meio da técnica EC são cruciais para subsidiar a calibração e a validação de modelos de dinâmica de solo/vegetação/atmosfera, tornando viável o monitoramento por intermédio de modelagem numérica (JAEGER et al., 2009),

possibilitando a obtenção de um maior grau de probabilidade de ocorrência de uma previsão, possibilitando, assim, maior grau de confiabilidade à mesma.

Estudos procedidos com base em modelos numéricos e observações demonstram que a temperatura do planeta aumentou em média 0,85°C entre os anos de 1880 e 2012. A principal causa apontada para o fenômeno do aquecimento atual é, com elevado grau de certeza, a emissão de gases de efeito estufa pelas atividades humanas, com destaque para o gás carbônico (MAGRIN et al., 2014). Tendo em vista tal constatação, ações integradas vêm sendo realizadas com o objetivo de se promover um melhor entendimento da relação existente entre fontes e sumidouros de gás carbônico e vapor d'água entre o solo e a atmosfera, e os biomas do planeta. Conforme Nunes e Mariano (2015), o entendimento da interação existente entre as trocas gasosas que agem para intensificar e, ou, enfraquecer o efeito estufa entre uma superfície vegetada e a atmosfera é motivo de investigação com foco na medição, monitoração e análise de como se dá o fluxo de gás carbônico e vapor d'água entre o solo e a atmosfera em superfície vegetada em um dado ecossistema. Existe, portanto, a necessidade de caracterizar os fluxos de energia e CO₂ na biosfera-atmosfera nos ecossistemas de restinga/mangue, a fim de se compreender o seu papel no sistema climático regional e global. Como um passo crítico neste processo, os impactos dos fatores meteorológicos na troca de carbono e balanço de energia precisam ser investigados.

Assim, o presente estudo objetivou analisar e compreender a relação entre os fluxos de CO₂, vapor d'água e energia entre a atmosfera e a vegetação em uma área de restinga em condições de tempo meteorológico de micro, meso e grande escala, compreendido como fenômenos com escala espacial de metros a quilômetros com escala de tempo de minutos, hora e dias como: brisa marítima e terrestre, linhas de instabilidade, tempestades isoladas e complexos convectivos. Adicionalmente foi realizada a caracterização das condições climáticas da área estudada para o período de 2008 a 2015. Vale ressaltar que este é um estudo pioneiro sobre um ecossistema preservado de restinga na região da Marambaia, cidade do Rio de Janeiro, RJ.

3.1. Área de estudo

O estudo foi realizado em uma área de reserva de conservação permanente que está desde 1941, sob a guarda do Centro de Avaliação do Exército Brasileiro, Marambaia, na Barra de Guaratiba, cidade do Rio de Janeiro, RJ. A Figura 1 mostra a Marambaia.



Fonte: Arquivo pessoal.

Figura 1 – Foto da Marambaia, Barra de Guaratiba, cidade do Rio de Janeiro, RJ.

A restinga da Marambaia (Figura 1) está localizada na baía de Sepetiba, no litoral sul do Rio de Janeiro, fazendo parte dos municípios do Rio de Janeiro, Mangaratiba e Itaguaí. A oeste faz limite com a Ilha de Marambaia, e a leste com o Morro de Guaratiba. Trata-se de uma faixa litorânea com aproximadamente 50 km² de extensão, que, após sucessivos eventos eustáticos pré e pós holocênico superior, constituiu a baía de Sepetiba. Funciona como espécie de quebra-mar, apartando a baía das águas do mar. Possui largura máxima de 5 km, e menos de 20 m de largura em sua parte central, ponto em que é mais estreita.

As unidades litológicas da bacia da baía de Sepetiba ocorrem geralmente disseminadas entre si, com litologias com idade que remonta à era proterozóica, apresentando clara direção estrutural NE-SW e sedimentos neógenos disseminados na baixada. Algumas unidades ocorrem de forma isolada, especialmente as unidades de idade cenozóica e proterozóica. Os sedimentos fluvio-marinhos de idade neógena se encontram espalhados nas áreas baixas e em torno das elevações constituídas pelas rochas proterozóicas, constituindo a baixada de Sepetiba e a restinga de Marambaia (ZEE-RJ, 1996).

No atual cenário da baía de Sepetiba, encontram-se os seguintes elementos: uma laguna (baía de Sepetiba), uma ilha-barreira (restinga de Marambaia), o delta do canal de São Francisco (local de predominância dos processos fluviais), o estuário do rio Cação e uma planície de maré, predominantemente encoberta por manguezais, com destaque para o mangue de Guaratiba. Esse sistema possui como controle eventos posteriores ao intervalo glacial Würm, mais especificamente após a Transgressão Flandriana (BRÖNNIMANN et al., 1981).

3.2. Caracterização climática

O clima da região de estudo pode ser enquadrado no macroclima Aw – tropical chuvoso (SILVA et al., 2013). Em relação à temperatura do ar, tem-se que esta é típica de áreas litorâneas tropicais, apresentando médias mensais acima de 20,0°C, com média anual de 23,7°C. Em fevereiro, é registrada a maior temperatura média mensal (26,8°C); e, em agosto, a menor (aproximadamente 20°C). A precipitação pluvial média anual é de 1.239,7 mm, sendo 37% de ocorrência no verão, ao longo de 40 dias chuvosos. Entre os meses de novembro e março, os índices pluviométricos médios são sempre superiores a 100 mm. Já os meses de inverno são os mais secos, ocorrendo apenas 15% da precipitação pluvial média anual, que é distribuída em cerca de 20 dias. Entre julho e agosto, situa-se na faixa de 40 a 55 mm (MATTOS, 2005).

Para a caracterização climática foram obtidos os dados de temperatura do ar e precipitação dos anos de 2008 a 2015 das estações meteorológicas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) das estações: Marambaia (2008 a 2014), latitude: -23°3'1"S, longitude: -43°35'44" e Rio de Janeiro (Normal Climatológica 1961 a 1990), latitude 22°53S e longitude 43°11'W.

3.3. Dados ambientais e micrometeorológicos

Foi instalada uma torre micrometeorológica de 16 metros de altura dentro da floresta de restinga no ponto: 23°3'1"S de latitude e 43°35'44"W de longitude. O conjunto de instrumentos utilizados consiste de um sistema eddy-covariance. As medições foram realizadas de abril de 2015 a abril de 2016, fornecendo dois conjuntos de dados: alta e baixa frequência. No conjunto de dados de alta frequência constam medições das concentrações de CO₂ e vapor d'água além das três componentes (u_x , u_y , u_z) escalares da velocidade do vento, utilizando Integrated CO₂/H₂O Open-Path Gas Analyzer & 3D Sonic Anemometer (IRGASON, Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, USA), a pressão atmosférica, medida utilizando o Enhanced Barometer PTB110 (Vaisala Corporation, Helsinki, Finland), e a temperatura do ar ambiente, que foi medida utilizando a sonda HMP155A (Vaisala Corporation, Helsinki, Finland). Todas essas medições foram coletadas e armazenadas numa frequência de 10 Hz em um cartão de memória acoplado a um Datalogger modelo CR1000 (Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, USA). Os instrumentos foram instalados numa altura de 15 metros.

Além das medições de alta frequência mencionadas, também foi coletado o conjunto de dados de baixa frequência os quais constam de medições do saldo de radiação (R_n), temperatura do ar e precipitação. As medidas do R_n foram fornecidas por um saldo-radiômetro modelo CNR4 (Kipp & Zonen B. V., Delft, The Netherlands). Esses dados foram amostrados a cada 5s e armazenados em médias de meia hora.

3.4. Balanço de energia

A equação do balanço de energia (EB) expressa a conversão da energia líquida em fluxos de energia e de massa entre o dossel e a atmosfera (HEILMAN et al., 1994), assim o EB é expresso por:

$$R_n = LE + H + G \quad (1)$$

sendo R_n , o saldo de radiação; e LE , H e G , a densidade de fluxo de calor latente, calor sensível e calor no solo, respectivamente, expressos em Wm^{-2} .

Todos os componentes da equação anterior foram armazenados como média de meia hora. Os fluxos verticais de LE e H foram calculados pelo método EC, utilizando o conjunto de dados de alta frequência e as equações seguintes:

$$LE = \rho \cdot \lambda \cdot \overline{w'q'} \quad (2)$$

$$H = \rho \cdot c_p \cdot \overline{w'T'} \quad (3)$$

dessa forma, ρ é a densidade do ar ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$); λ é o calor latente de vaporização da água ($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$); w' é a flutuação no campo de velocidade vertical do vento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$); q' é a flutuação da umidade específica (kg de água/ kg de ar); c_p é o calor específico do ar úmido à pressão constante ($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$); e T' é a flutuação temperatura do ar (K). Os termos $\overline{w'q'}$ e $\overline{w'T'}$ são as covariâncias entre a perturbação da velocidade vertical do vento e a umidade específica e a temperatura, respectivamente. A barra horizontal superior (overbar) indica uma média ao longo do tempo.

3.5. Fluxo de CO₂

O fluxo turbulento de CO₂ (F_{CO_2}) foi calculado a partir da covariância entre as flutuações da velocidade vertical do vento e a densidade de CO₂ e a taxa de variação do CO₂ armazenado na coluna do ar abaixo da altura das medidas EC, em que:

$$F_{CO_2} = \rho \cdot w' \cdot c' \rightarrow (\mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}) \quad (4)$$

sendo ρ , a densidade do ar e $w' \cdot c'$, a covariância entre as flutuações da velocidade vertical do vento e a densidade de CO₂.

As médias de meia hora do S_c foram calculadas conforme o método proposto por Aubinet et al. (2001). Como não foi instalado nenhum perfil de concentração no local, optou-se pela abordagem discreta, considerando-se a concentração de CO₂ no interior da copa (JENSEN et al., 2017):

$$S_c = \frac{\Delta C_{CO_2} \cdot z}{\left(R \cdot T_a / P_a\right) \cdot \Delta t} \rightarrow (\mu mol m^{-2} s^{-1}) \quad (5)$$

onde ΔC_{CO_2} é a alteração nas concentrações de CO_2 ($\mu mol m^{-2} s^{-1}$); z é a altura do sistema EC acima do solo (m); R é a constante universal do gases; T_a é a temperatura do ar (K); e P_a é a pressão do ar ambiente sobre um intervalo de 30 minutos, Δt (s).

3.5. Processamento e análise dos dados

Para se obter os fluxos de CO_2 e energia foi utilizado o software LoggerNet (Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, USA) para configurar os dados brutos de 10 Hz em binário – 30 minutos (TOB1) com coluna do tempo. Em seguida, os dados de alta frequência incluíram uma série de correções, por exemplo: detecção de spikes, correção de atraso de H_2O/CO_2 em relação ao componente vertical do vento, correção da rotação de coordenadas (rotação 2D) usando o método de ajuste planar, correção de temperatura virtual sônica, correções para flutuação de densidade (WPL-correction) e correção de resposta de frequência.

Além de uma cuidadosa manutenção e calibração periódica dos instrumentos, os dados foram submetidos a um rigoroso pós-processamento. A avaliação da qualidade dos dados foi realizada de acordo com Mauder e Foken (2004) com os índices 0, 1 e 2 representando dados de alta (classe 1), médio (classe 2) e de baixa qualidade (classe 3), respectivamente. Foram analisados dados apenas das classes 1 e 2. Além disso, foram rejeitados dados associados ao mau funcionamento do sensor e dados visualmente inconsistentes.

Para a detecção de dados espúrios (spikes) utilizou um método descrito por Papale et al. (2006), baseado na comparação entre a diferença do valor do fluxo de 30 min em relação aos valores imediatamente antes e depois. Esse procedimento é aplicado em uma janela de N dias, utilizando a amplitude do ciclo diário mediano móvel (MAD). Para cada um valor d é calculado como:

$$d_t = (F_i - F_{i-1}) - (F_{i+2} - F_i) \quad (6)$$

O valor é sinalizado como spike se:

$$d_i < Md - \left(\frac{z \cdot MAD}{0.6745} \right) \quad (7)$$

ou

$$d_i < Md + \left(\frac{z \cdot MAD}{0.6745} \right) \quad (8)$$

sendo z , um valor de limiar; Md , a mediana das diferenças; e MAD é definido como:

$$MAD = \text{mediana}(|d_i - Md|) \quad (9)$$

O pós-processamento dos dados foi dividido em três etapas: i) avaliação da qualidade dos dados, sendo rejeitados os dados de baixa qualidade, dados associados ao mau funcionamento do sensor e dados visualmente inconsistentes; ii) os dados foram submetidos a um algorítmico robusto para a detecção de outliers seguindo o método proposto por Papale et al. (2006); iii) devido a condições de baixa turbulência ocorrer durante os períodos noturnos, os dados de fluxos noturnos foram rejeitados se a velocidade de fricção (u^*) esteve abaixo de um limiar crítico (0.18 a 0.34 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$). A estimativa do u^* -threshold foi baseada no algoritmo do teste de ponto móvel (MPT) em dados de tempo noturno, conforme descrito por Papale et al. (2006).

O preenchimento das lacunas devido a falhas e da rejeição de dados espúrios foi realizado pelo método descrito por Reichstein et al. (2005), que leva em consideração a covariação dos fluxos com as variáveis meteorológicas e a autocorrelação temporal dos fluxos.

3.6. Cálculo de footprint

A área de origem dos fluxos medidos foi avaliada por meio de um modelo de footprint desenvolvido por Kljun et al. (2015). As informações necessárias para o modelo são a altura de medição do fluxo (z_m), a altura de deslocamento do plano zero (d), a velocidade de fricção da superfície (u_s), o desvio padrão da velocidade vertical do vento

(σ_w) e o comprimento de rugosidade (z_0). De acordo com Kljun et al. (2015), a parametrização é válida dentro de valores moderados de velocidade de fricção ($u_s > 0,1 \text{ ms}^{-1}$) e para uma faixa limitada de condições de estabilidade da camada limite ($-15,5 \leq z_m/L$), onde L é o comprimento de Monin-Obukhov.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Condições meteorológicas

O ano de 2015 foi marcado pelo fenômeno El Niño que, em abril, se intensificou sobre o Oceano Pacífico equatorial (Infoclima ano 22, n. 5). As temperaturas médias mensais do ano de 2015, de maneira geral, foram mais elevadas que a média ou igual a ela. Na primeira parte do ano, a temperatura máxima absoluta entre 2008/2014 chegou a ser mais alta que 2015, mas, na média, essa diferença não foi significativa (Figura 2).

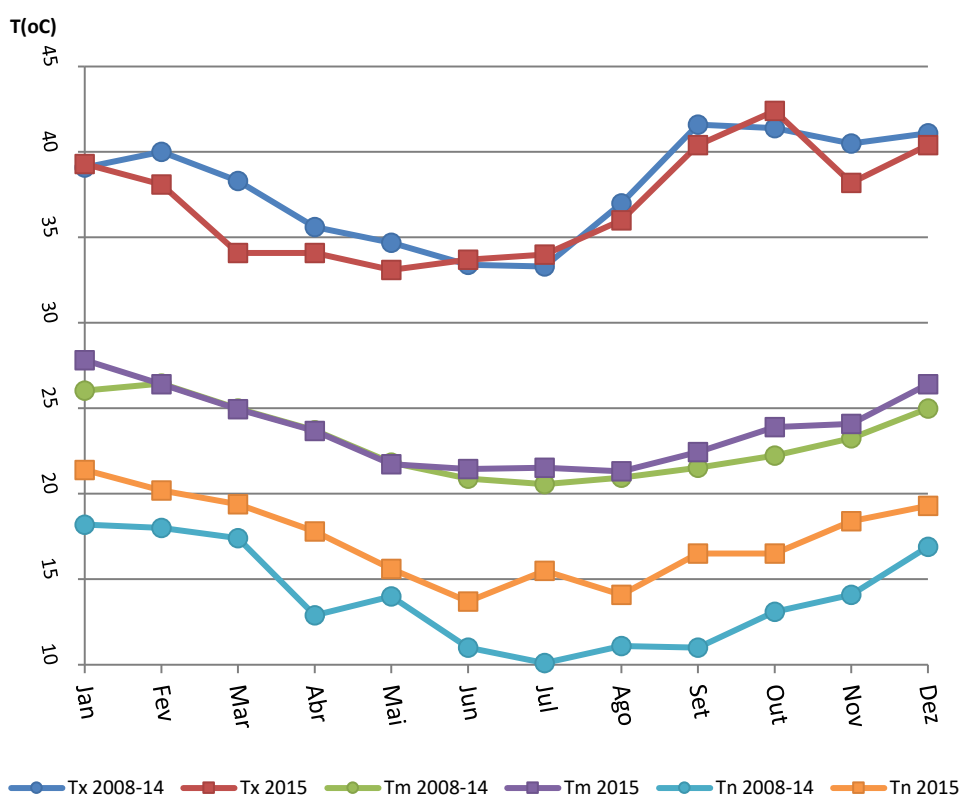


Figura 2 – Temperatura média mensal (Tm), temperatura máxima mensal (Tx) e temperatura mínima mensal (Tn), no período de 2008 a 2015.

A Figura 3 mostra que temperaturas máximas extremas (Tx 2015), nos meses de fevereiro a maio, apresentaram máximas inferiores à média, em até 4°C. Contudo, no restante do ano, essa queda não se mostrou significativa. As máximas menores do ano de 2015 provavelmente estão associadas ao período chuvoso mais intenso que a média nessa mesma época do ano.

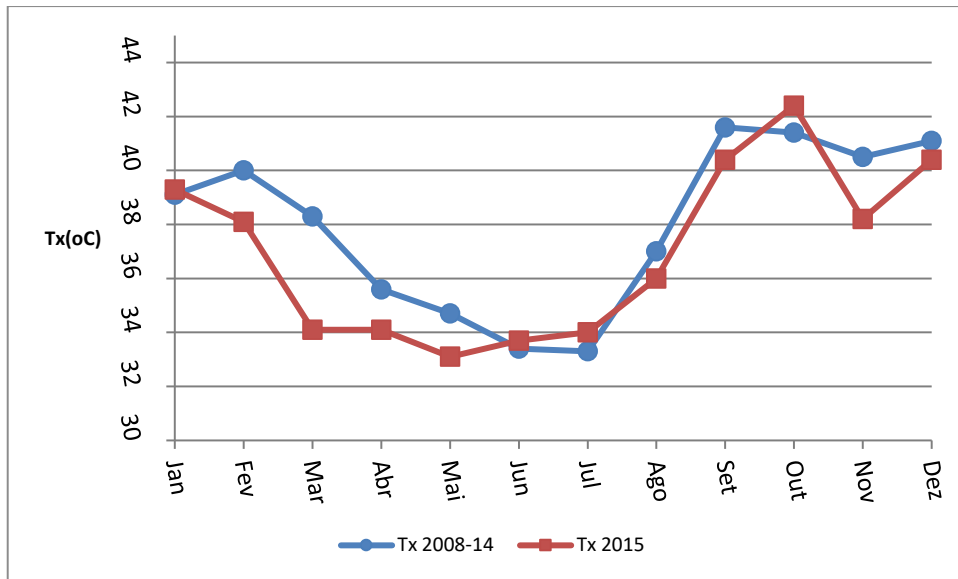


Figura 3 – Temperaturas extremas médias (Tx), no período de 2008 a 2015.

As temperaturas médias Tm2015 demonstram que o ano foi consistentemente tão ou mais quente que o período 2008/2014 (Figura 4).

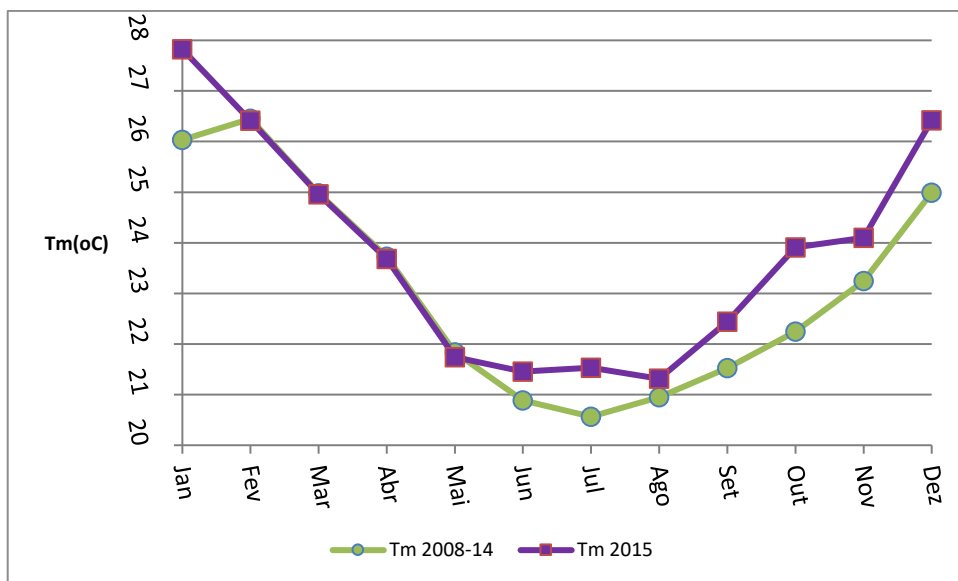


Figura 4 – Temperaturas médias (Tm), no período de 2008 a 2015.

As temperaturas mínimas médias do ano de 2015 comparadas com as médias de 2008 a 2014 mantiveram-se sempre acima da tendência, com diferenças entre 5°C e 6°C nos meses de abril, julho e setembro (Figura 5).

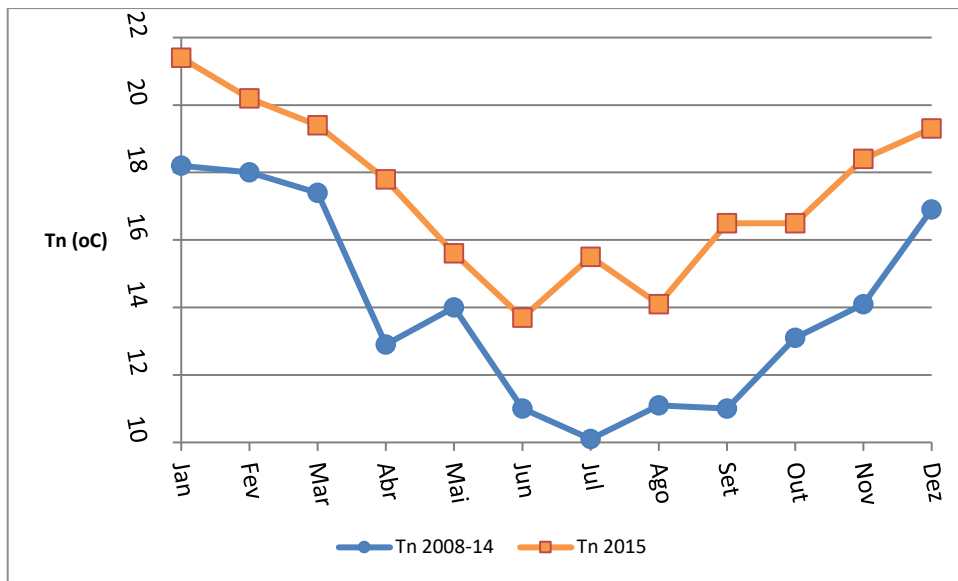


Figura 5 – Temperaturas mínimas médias (Tn), nos períodos de 2008 a 2014 e 2015.

Em relação à precipitação, o ano de 2015 foi mais chuvoso que a média e mesmo mais chuvoso que todos os anos anteriores, com exceção do anômalo 2010. A diferença, contudo, não foi tão expressiva (Figura 6).

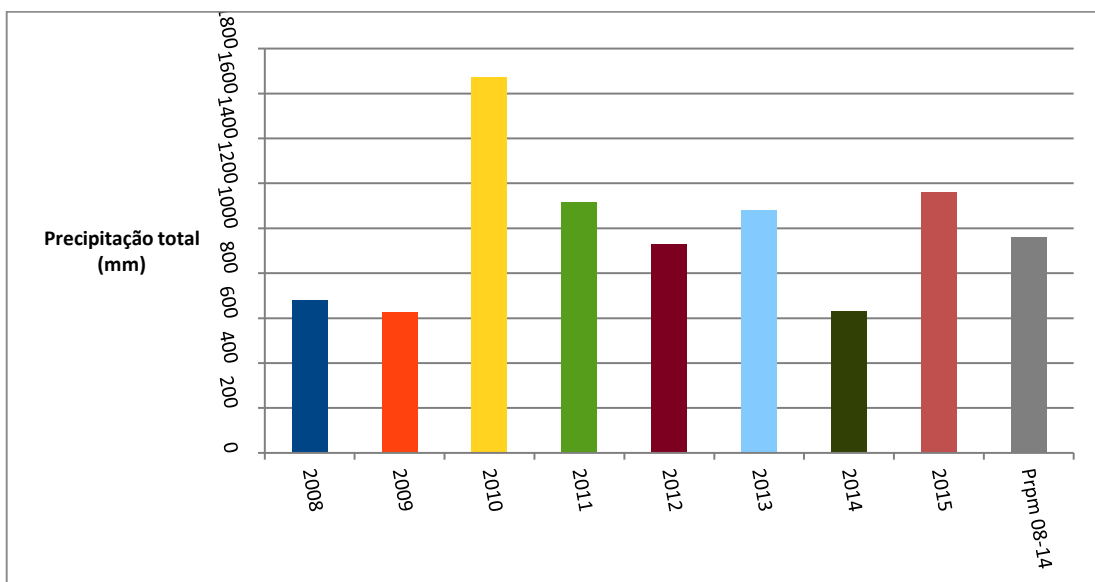


Figura 6 – Precipitação total anual no período de 2008 a 2015 e precipitação média Prpm de 2008 a 2014.

A comparação da estação meteorológica da Marambaia que se localiza no litoral em relação à estação Rio de Janeiro, localizada no centro da cidade do Rio de Janeiro, mostra que o clima na localidade estudada é suavemente menos quente que o do centro da cidade, provavelmente um efeito da localização isolada e altamente maritimizada da região estudada (Figura 7).

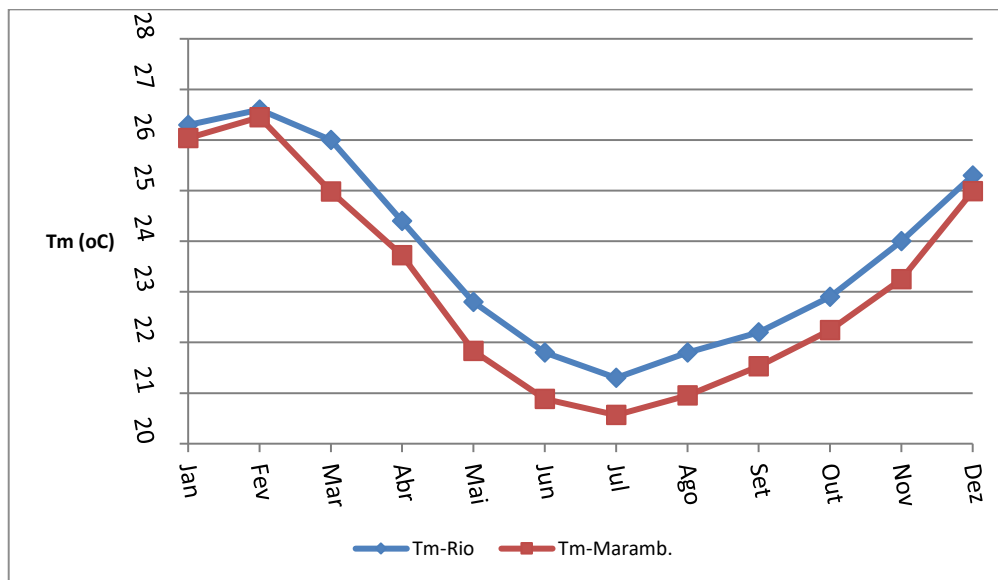


Figura 7 – Temperatura média Tm da estação Rio de Janeiro (1961 a 1990) e estação Marambaia, no período de 2008 a 2015.

O total médio da precipitação mostra que a região da Marambaia recebe uma quantidade média de chuva menor que a do centro da cidade do Rio de Janeiro (960 mm x 1069 mm). Nota-se que a época mais quente do ano ocorre menor precipitação que a época mais fria, em relação ao centro do Rio de Janeiro. A pouca extensão da faixa de terra da restinga de Marambaia, o mar circundante, a ausência de orografia significativa são fatores inibidores das formações térmicas e de nebulosidade e podem estar associados aos menores valores de precipitação no verão. Por outro lado, sua grande exposição à passagem das frentes frias oriundas do sul do continente pode ser o fator que leva a região a contabilizar uma maior precipitação no inverno (Figura 8).

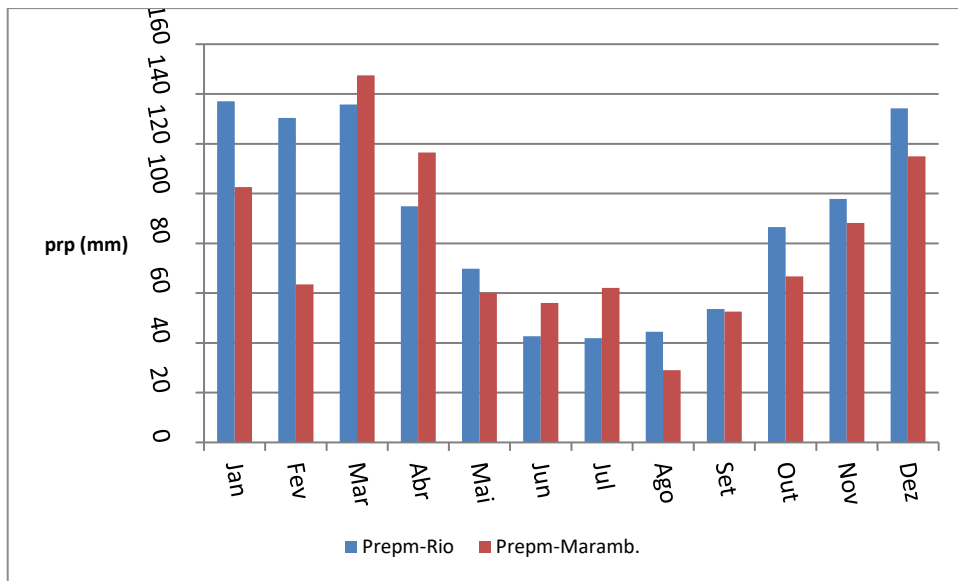


Figura 8 – Precipitação média mensal (Prepm) das estações Rio de Janeiro (1961 a 1990) e Marambaia de 2008 a 2015.

4.2. Variações horárias de temperatura, LE e H

Devido à grande quantidade de dados coletados no período optou-se por avaliar os dados e sua variabilidade na escala horária. Deve-se notar que as variações dos fluxos de CO_2 e H_2O são predominantemente observados em escalas em alta frequência, dessa forma avaliações horárias são mais apropriadas (BALDOCCHI et al., 1999). Embora os dados tenham sido coletados de abril de 2015 a abril de 2016, são mostradas as variações em seus períodos sazonais de junho-julho-agosto (JJA) e dezembro-janeiro-fevereiro (DJF).

Com base na Figura 9a, nota-se que a temperatura do ar em junho é caracterizada pelo comportamento do ciclo diurno com valores máximos entre 11 e 15 horas local. É interessante perceber que as maiores variações ao longo do dia para o mês de junho se dão entre 4 e 7 horas da manhã. E os mínimos são observados no período noturno entre 22 e 3 horas da manhã. Isso está relacionado ao efeito da brisa terrestre e, portanto, ao contraste térmico oceano-continente, que varia ao longo dos dias. A Figura 9a mostra que os valores extremos (outliers) também ocorrem na ausência da radiação do solar, ou seja, no período noturno.

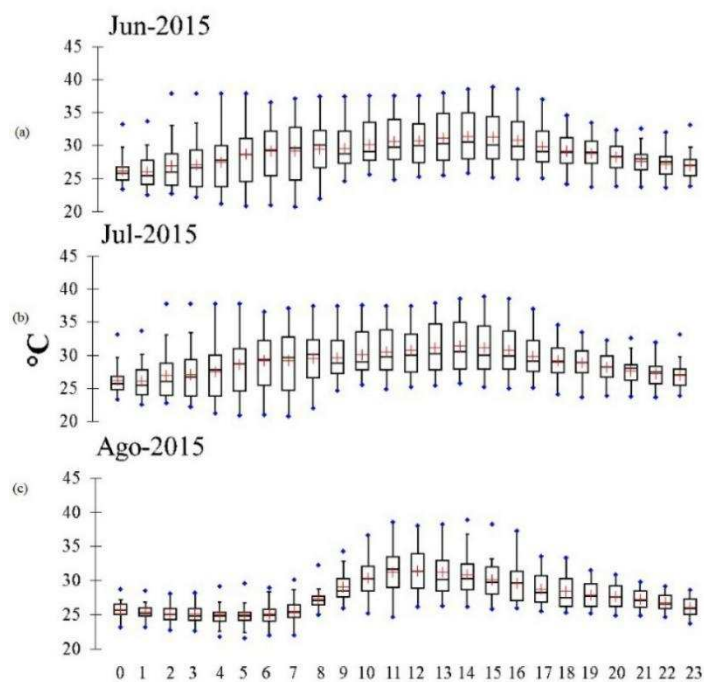


Figura 9 – Variação horária da temperatura em junho, julho e agosto de 2015.

A Figura 9b, que ilustra as variações de temperatura para o mês de julho, apresenta características diferentes das notadas para junho (Figura 9a). Os valores para julho se apresentam com pequenas variações horárias e extremos menos acentuados que no mês anterior, isto no primeiro período do dia. As avaliações para o período vespertino, todavia, mostram temperaturas extremas superiores às observadas em junho, e ambas situações em julho – menor variação pela manhã e maior à tarde –, estão diretamente associadas à nebulosidade atmosférica presente sobre o sítio experimental. No mês de agosto, embora os mesmos padrões horários para junho e julho sejam observados, extremos são dominantes e diferem dos mesmos no período da manhã, porém valores entre quartis no período da tarde.

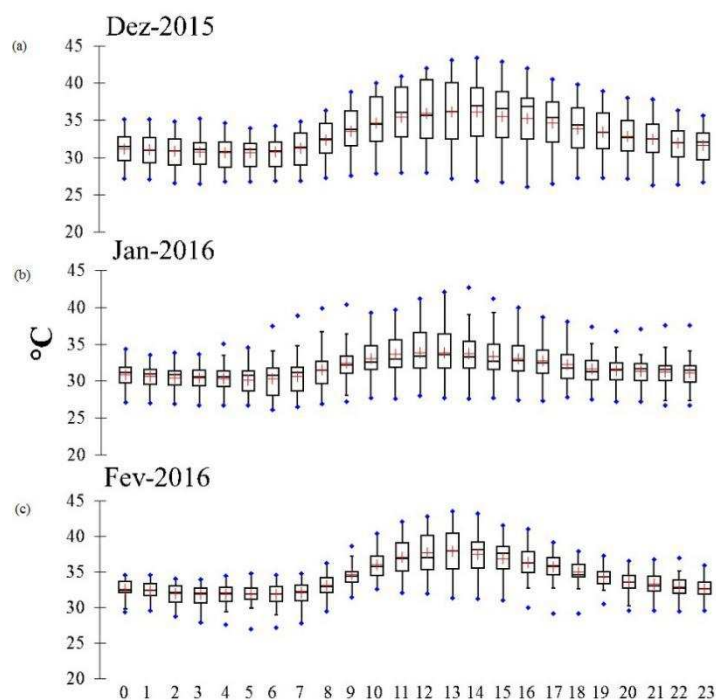


Figura 10 – Variação horária da temperatura em dezembro de 2015 e janeiro e fevereiro de 2016.

A observação da Figura 10 para DJF de 2016 claramente mostra as maiores variações entre 10 e 15 horas, para os três meses. Indicando valores médios de temperatura por volta dos 30°C. É nesse período que a nebulosidade apresenta maiores mudanças entre períodos de céu claro e mais nebuloso. As flutuações foram mais marcantes no mês de dezembro embora com menos valores extremos (outliers).

O mês de janeiro, por outro lado, mostra que os dias não foram afetados por grandes mudanças de temperaturas, ou seja, houve um ciclo diurno de menor amplitude. Esse fato combina muito bem com maiores valores de precipitação mensal, e, portanto, com maior nebulosidade tornando o efeito estufa ligado às nuvens mais estável ao longo do dia.

4.3. Calor sensível (H)

Embora a relação entre o gradiente de temperatura entre duas superfícies e o calor sensível entre elas seja bem correlacionada (BALDOCHI, 1969), isso não implica que os valores de H e a temperatura do ar tenham correlação direta. As variações de H são marcadamente maiores no período matutino e no início da tarde (Figura 11a). Nesse

intervalo, a temperatura da superfície foliar gradativamente torna-se maior que a temperatura do ar, induzindo a um aumento em H. Importante notar que variações na cobertura de nuvens têm um papel dominante na incidência de radiação que chega à superfície. E essas variações são mais acentuadas entre 4 e 14 horas. A partir das 15 horas, as diferenças entre a temperatura do ar e da vegetação são menores, levando a menores valores médios e menor variabilidade devido à maior estabilidade atmosférica. Importante notar que na Figura 11 os valores indicam transferência de energia do ar para a vegetação.

As observações para o mês de julho mostram variações confinadas às horas em torno do meio dia. Com exceção desse intervalo, a variabilidade horária é extremamente reduzida (Figura 11b). Deve-se notar que durante o mês de julho as flutuações na quantidade de radiação solar incidente como resultado das variações na nebulosidade são menores, já que na maior parte da manhã tem-se períodos de céu claro. A Figura 11c mostra que os valores de H para o mês de agosto são semelhantes aos do mês de julho. Todavia, as flutuações entre 8 e 14 horas são maiores devido à presença de nuvens associadas a maior atuação do efeito de brisa.

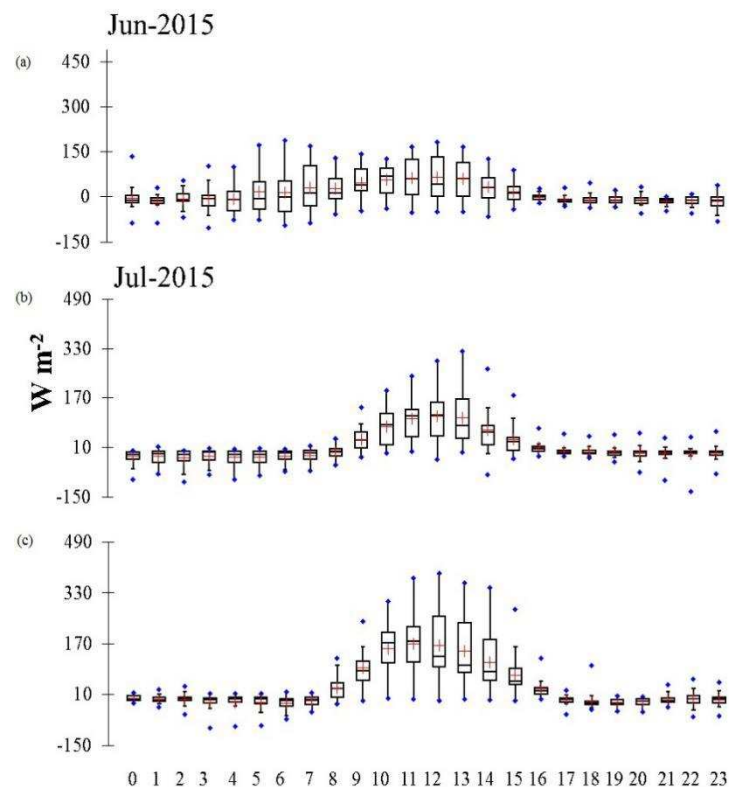


Figura 11 – Variação horária de calor sensível em junho e julho de 2015 e agosto de 2016.

A avaliação da variação horária dos fluxos de calor sensível para DJF (Figura 12) mostra maior amplitude no intervalo entre 10 e 15 horas, fato já notado para JJA. As variações em DJF (Figura 12) são mais intensas que em JJA (Figura 11) devido à maior atividade convectiva e às mudanças na nebulosidade que causam diferenças na disponibilidade de radiação solar que atinge a superfície e, subsequentemente, induz a mudanças de temperatura, seja no dossel ou no ar. Em se tratando da variabilidade entre os meses DJF (Figura 12), nota-se que extremos fora dos quartis são mais dominantes em janeiro e fevereiro. De acordo com as normais climatológicas do Instituto Nacional de Meteorologia, o mês de dezembro é caracterizado por menor número de horas de insolação, o que teoricamente deve induzir a condições radiativas mesmo variáveis.

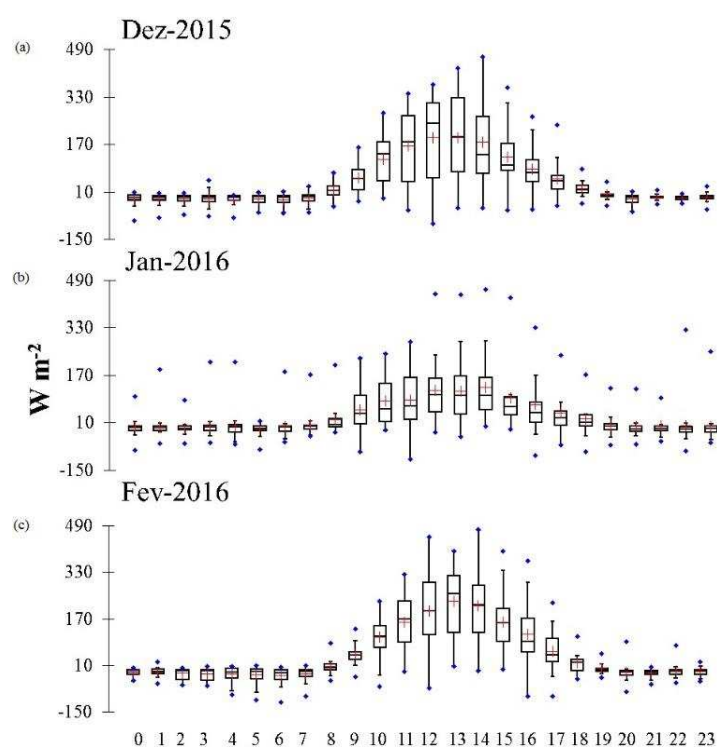


Figura 12 – Variação horária de calor sensível em dezembro de 2015 e janeiro e fevereiro de 2016.

4.4. Calor latente (LE)

A Figura 13a mostra que, se comparado ao calor sensível (Figura 12a) no que tange à variabilidade em torno da média, os valores de LE são menores. Não obstante, extremos fora dos quartis são mais frequentes neste último. É importante notar que o fluxo

de LE é diretamente proporcional à velocidade do vento. Como o experimento estava localizado em uma área de transição continente-oceano, o efeito adjetivo devido ao contraste térmico pode causar variação repentina do vento. Embora este não cause efeito instantâneo no fluxo, pode levar à mudança na variabilidade horária. A observação para julho (Figura 13b) mostra que a variação horária é menor em comparação a junho (Figura 13a). Este fato pode ser atribuído ao menor déficit de pressão de vapor entre a superfície vegetada e o ar. Além do déficit de pressão de vapor, o importante papel de outras variáveis tais como temperatura do ar, radiação solar, umidade do solo, propriedades físicas do solo e o tipo-funcional das plantas têm sido reportados nos ciclos diários dos fluxos de LE (BALDOCCHI et al., 2004; HAO et al., 2007).

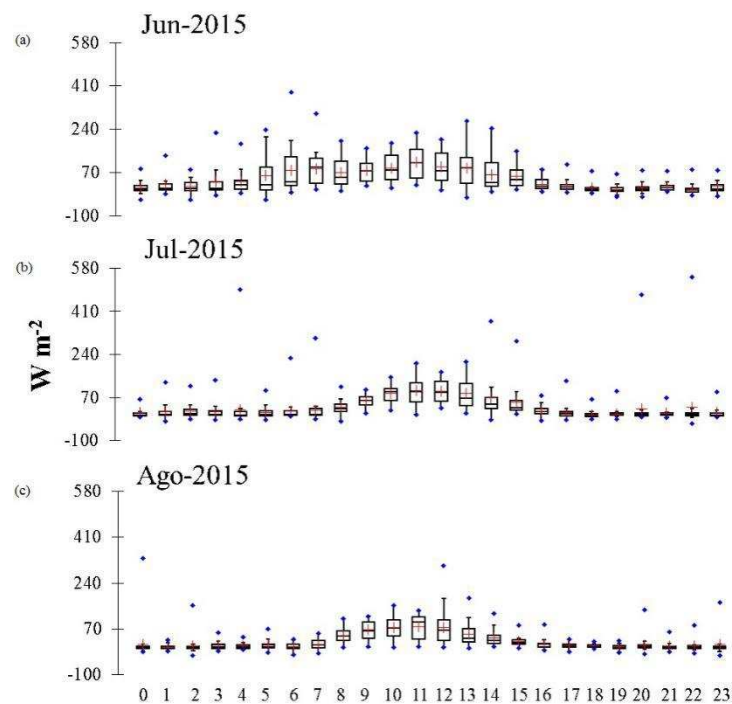


Figura 13 – Variação horária de calor latente em junho, julho e agosto de 2015.

Para o mês de agosto foi observado um aumento na variabilidade assemelhando-se a junho. Isso devido ao maior déficit de pressão de vapor em decorrência da elevação da temperatura ar.

Como notado para o fluxo de calor sensível, o fluxo de calor latente é também mais variável em DJF (Figura 14) quando comparado a JJA (Figura 13). A presença de eventos convectivos e advecção de vapor associado a eventos de mesoescala certamente induzem diferenças no déficit de pressão de vapor que variam com maior frequência.

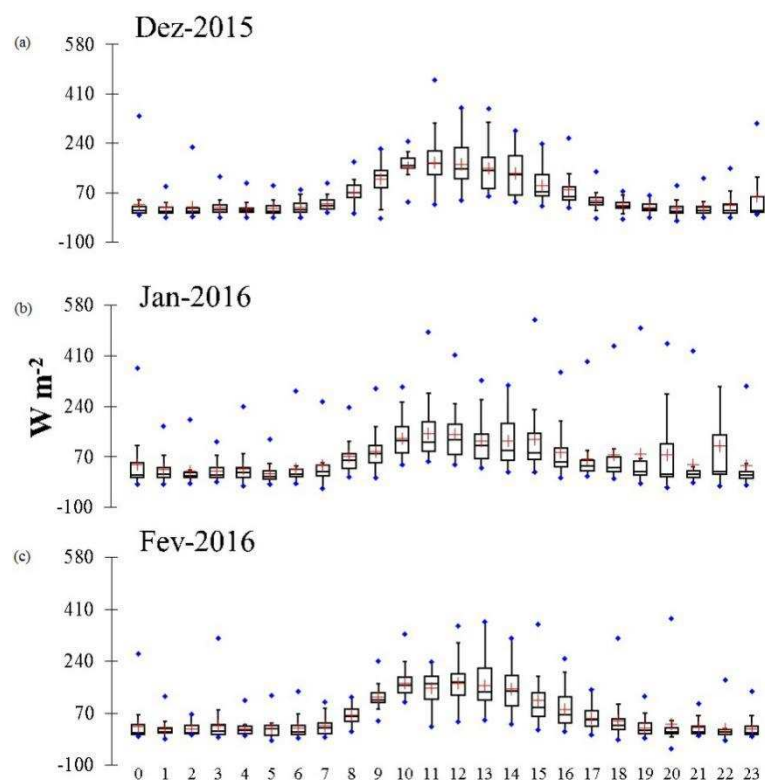


Figura 14 – Variação horária de calor latente em dezembro de 2015 e janeiro e fevereiro de 2016.

4.5. Variações horárias das concentrações de CO₂ e dos fluxos de massa: CO₂ e H₂O em JJA de 2015 e dezembro de 2015 e janeiro e fevereiro de 2016

Diferentemente das variações horárias de temperatura, H e LE, mudanças no fluxo de CO₂ parecem menos expressivas, quando comparadas aos seus valores médios (Figura 15). Destacam-se que as maiores variações ocorrem entre 6 e 15 horas e valores mínimos antes do amanhecer e entardecer. Além disso, a fixação máxima do CO₂ ocorre, principalmente, nos momentos de maior disponibilidade de radiação fotossinteticamente ativa, quando os valores de fluxos de CO₂ atingem picos máximos. É importante destacar que a radiação exerce um papel fundamental nas trocas líquidas de CO₂, seja na respiração ou na fase fotossintética.

Observações em julho e agosto (Figuras 15b e 15c) mostram que as mudanças ao longo do mês são menores que em junho, embora extremos tenham sido observados com maior frequência. Nota-se ainda uma predominância de valores negativos no fluxo de CO₂ entre 10 e 15 horas, ou seja, maior fixação do CO₂. Esse efeito deve ser esperado

já que variações nos fluxos são diretamente relacionadas a variações de temperatura, que também ocorrem nesses horários (Figura 9a). Adiciona-se a isto a atividade fotossintética realizada pela vegetação no período diurno e em fase com as maiores variações de temperatura. Estudos ecofisiológicos indicam que a assimilação de CO₂ pode ser influenciada pelo ciclo diurno afetados pela temperatura do ar, umidade relativa do ar e DPV (MOHOTI; LAWLOR, 2002; MENDES; MARENCO, 2014).

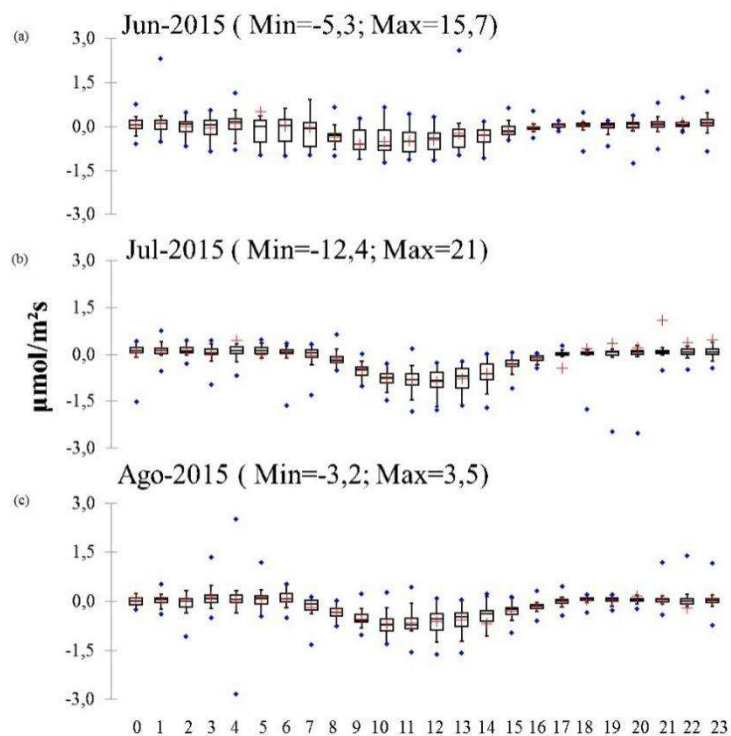


Figura 15 – Variação horária no fluxo de CO₂ em junho, julho e agosto de 2015.

Deve-se destacar que valores extremos são mais acentuados nesses últimos dois meses do trimestre, quando comparados a junho. Esses valores negativos podem indicar situações de inversão térmica que são associadas à perda radiativa devido ao céu claro.

Análises para DJF (Figura 16) apresentam pequenas mudanças quando comparadas às variações em JJA. Deve-se notar, todavia, que os extremos são extremamente maiores em DJF já que são influenciados por precipitações intensas que, na maior parte dos casos, ocorrem na forma de pancadas.

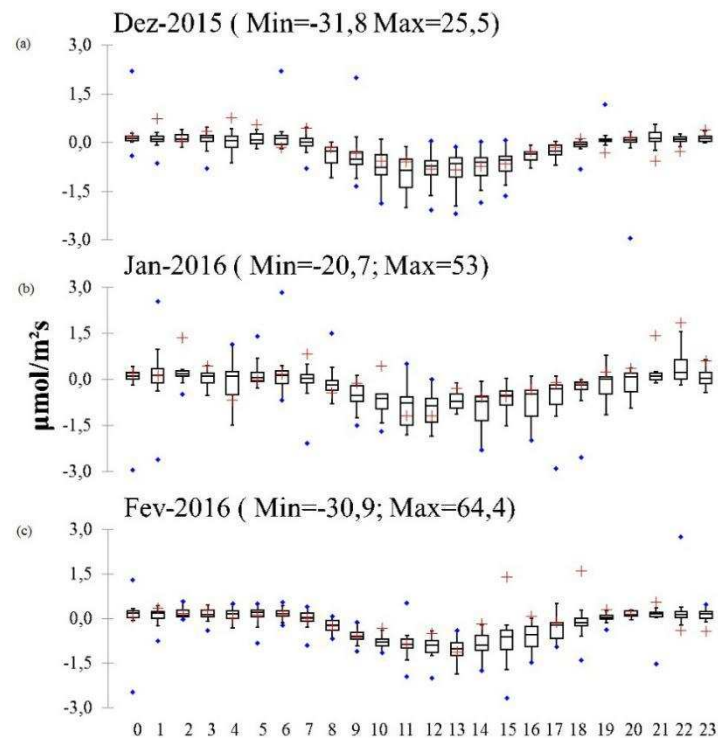


Figura 16 – Variação horária no fluxo de CO₂ em dezembro de 2015 e janeiro e fevereiro de 2016.

Os fluxos de CO₂ mostram que as variações noturnas ocorrem desde o início da noite até por volta das 6 horas da manhã (Figuras 15 e 16), sendo as maiores flutuações notadas nas primeiras horas da manhã. Isso indica que durante o período noturno (18:00 às 6:00 h) houve uma predominância do fluxo de CO₂ para a atmosfera em decorrência das emissões da respiração autotrófica. Estudos mostram que esse efeito é dominado pela respiração da vegetação e tem relação direta com as variáveis meteorológicas e a temperatura do solo (MURAYAMA et al., 2003; PIAO et al., 2010).

No que tange às variações no vapor d'água, comportamento inverso é notado em relação ao CO₂ (Figura 17). Nesse caso, o aumento de temperatura e os maiores valores no déficit de pressão de vapor que ocorrem em consonância com o aumento de temperatura levam a flutuações mais acentuadas por volta do meio dia. Comparando-se JJA e DJF (ver Apêndice), não são notadas diferenças representativas entre as estações com relação às flutuações horárias, e intervalo de maiores amplitudes.

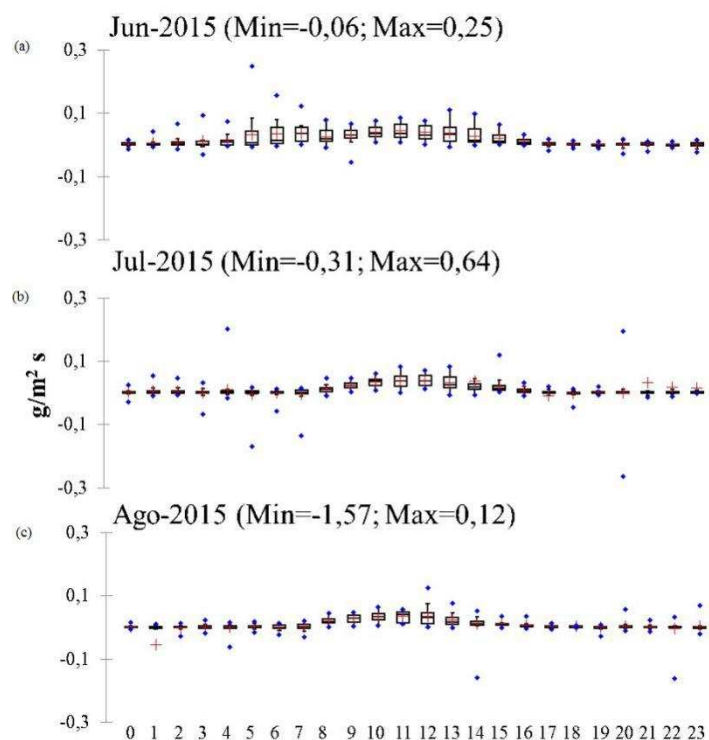


Figura 17 – Variação horária no fluxo de H₂O em junho, julho e agosto de 2015.

Assim como observado para o CO₂, os picos na quantidade de vapor de água são maiores no verão, não apresentando um padrão dominante, no sentido que esses não ocorrem preferencialmente no período da manhã, tarde ou noite.

A Figura 18, para as variações na concentração de CO₂, mostra intensas mudanças no comportamento horário da concentração de CO₂, principalmente em janeiro, um mês dominado por altos valores de precipitação. Intuitivamente, espera-se que as maiores mudanças na concentração ocorreriam no período diurno, fato este não notado. Nesse sentido o efeito da respiração do ecossistema é determinante para indução na variabilidade horária. Destaca-se os picos de concentração de CO₂ que atingem 1.335 em dezembro, 1.507 em janeiro e 1.628 ppm em fevereiro.

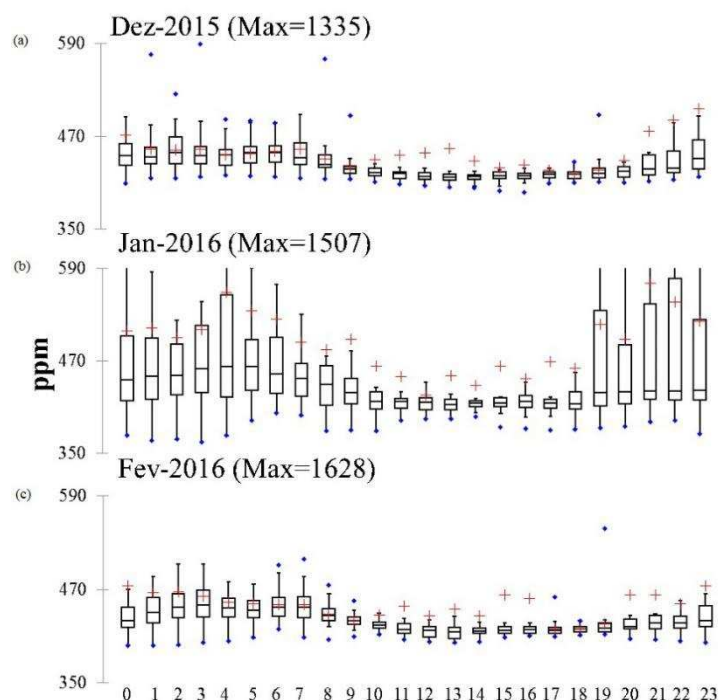


Figura 18 – Variação horária na concentração de CO₂ em dezembro de 2015 e janeiro e fevereiro de 2016.

4.6. Variações mensais entre abril de 2015 e abril de 2016: ciclo anual

Nesta seção pretende-se caracterizar os fluxos em suas variações mensais a partir das variações diárias (Figura 19). Na Figura 19a, nota-se que o ciclo de temperatura não é fortemente dominado pelo harmônico anual, no sentido que a separação entre as estações quente (verão) e fria (inverno) apresenta pequena amplitude. No período em análise, nota-se que a variabilidade em junho, setembro e dezembro apresentou flutuações maiores. Esses meses são períodos de transição entre estações e comumente são dominados por mudanças nos principais sistemas atmosféricos, e, portanto, por nebulosidade variável.

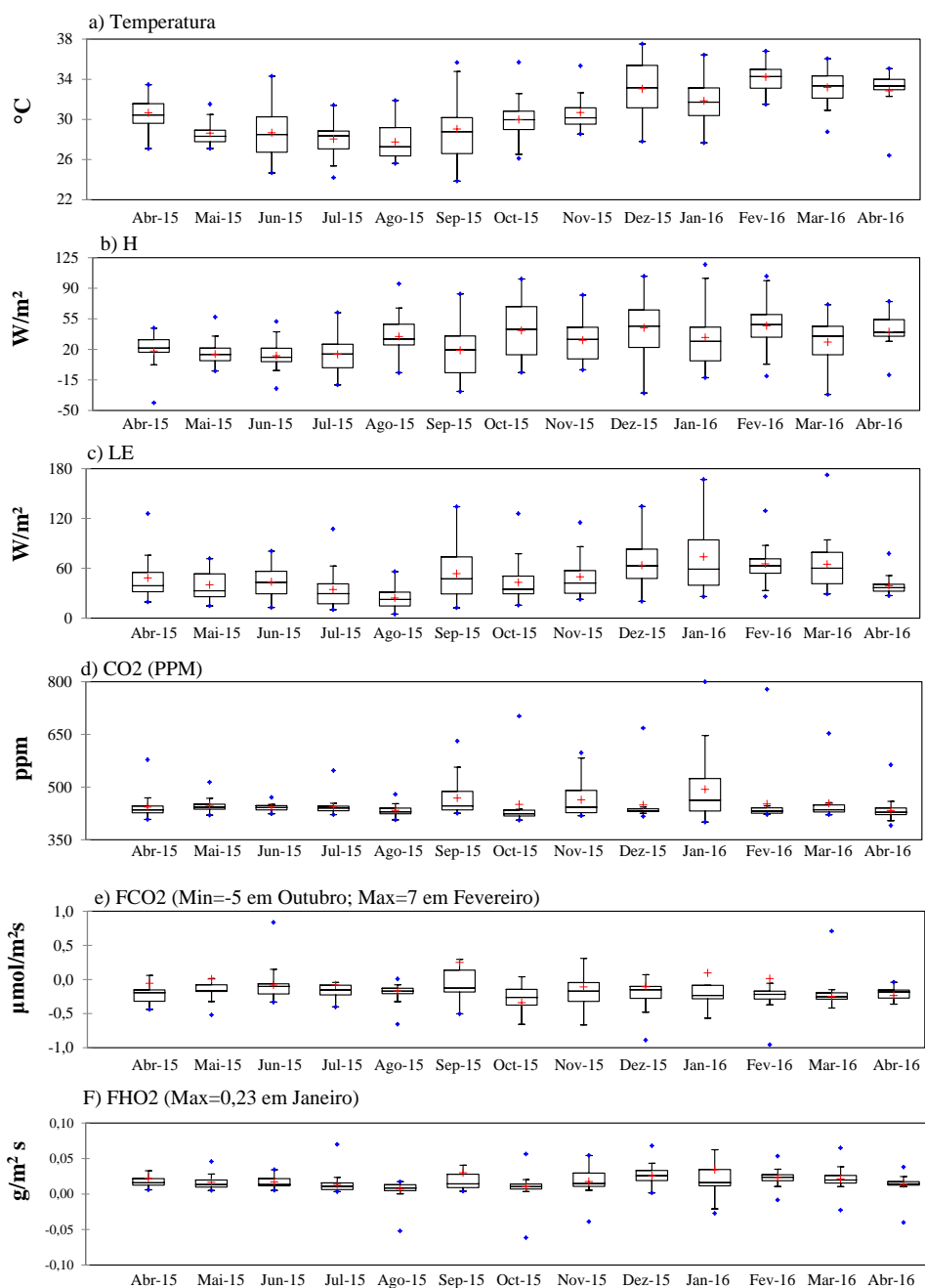


Figura 19 – Variabilidade mensal das variáveis: a) temperatura; b) calor sensível (H); c) calor latente (LE); d) concentração de CO₂; e) fluxo de CO₂ (FCO₂); e f) fluxo de vapor d'água (FH₂O).

Interessante perceber que o fluxo de calor sensível (Figura 19b) não apresenta similar evolução mensal àquela apresentada pela temperatura. Variações menores (maiores) são observadas durante o outono (a primavera e o verão). Tanto para temperatura como para H, não existe uma dominância preferencial com relação à localização dos valores nos quartis superior ou inferior. Isto se mostra dependente do mês, destacando

que as análises são confinadas a um ano impedindo assim uma avaliação em torno de tendências sazonais.

Como discutido anteriormente (Figuras 13 e 14), as variações do fluxo de calor latente, apresentam semelhança com o notado para a temperatura. Os máximos de setembro a março são devidos ao maior déficit de pressão de vapor. Uma característica anual do LE é sua maior variabilidade diária devido à passagem de sistemas transientes de mesoescala, causando aumento de nebulosidade resultante de sistemas de brisa, bem como sistema de escala sinótica tais como frentes frias. Esses sistemas também estariam induzindo a valores extremos (Figura 19c).

Com o rareamento dos sistemas de precipitação, em particular ligados aos sistemas frontais, e a presença mais marcante do anticiclone semipermanente do Atlântico sobre a região em estudo, a atmosfera torna-se mais estável e com nebulosidade menos variável, resultando entre abril e agosto numa menor variabilidade de LE.

A seguir descreve-se o comportamento das variáveis concentração de CO₂ e fluxo de CO₂ e H₂O. É importante destacar que as concentrações de CO₂ sofrem pequenas mudanças em relação ao seu valor médio na maior parte dos meses. Situação distinta é notada para os meses de setembro e novembro de 2015 e janeiro de 2016. Importante destacar que os meses de novembro de 2015 e janeiro de 2016 foram marcados por um total maior de precipitação acumulada (Figura 8).

Ressalta-se ainda que altos valores de precipitação levam à maior liberação para a atmosfera de CO₂ presente no solo. Dessa forma, a variação diária de precipitação ocasiona maiores mudanças na concentração, produzindo maiores valores de extremos devido a pancadas de precipitação. Resultados obtidos por Metcalfe et al. (2007), Meir et al. (2008), Malhi et al. (2008) e Aragão et al. (2009) demonstraram, igualmente, a importância do carbono (C) no solo como estoque e fonte. A liberação do C para a atmosfera na forma de dióxido de carbono pelo solo em florestas é estimada entre 50-84% do total emitido (MEIR et al., 1996; MALHI et al., 1999; CHAMBERS et al., 2004b). Portanto, práticas de manejo que contribuam para a estabilização e fixação de C no solo são imprescindíveis para a redução da emissão de gases, bem como para a mitigação do efeito estufa.

Isto é também notado pelas maiores flutuações no fluxo de CO₂ como mostrado na Figura 19e e embora a variabilidade do fluxo seja mais variável entre setembro de 2015 a janeiro de 2016. Outro ponto a se destacar, que conduz à necessidade de avaliações mais detalhadas, é o fato de, embora ocorrer picos de valores de precipitação entre janeiro e

abril de 2015, as flutuações no fluxo de CO₂ não serem substanciais. Isso mostra que a relação entre os valores atmosféricos de CO₂ e a precipitação dependem de fatores outros, tais como temperatura e sua relação com a fotossíntese.

A Figura 19f apresenta as variações no fluxo de H₂O mostrando maiores mudanças que são similares às encontradas para a concentração e o fluxo de CO₂, ou seja, nos meses de setembro e novembro de 2015 e janeiro de 2016. Os valores positivos do fluxo de H₂O caracterizam a evapotranspiração do dossel e, ou, da evaporação do solo. Isto está associado tanto a maior disponibilidade de água no solo, quanto à maior vivacidade do dossel que entre a primavera e o verão dispõe de energia e água para potencializar seu desenvolvimento fisiológico.

4.7. Componentes do balanço de energia

O estudo dos diferentes ecossistemas nas trocas de energia visa promover a compreensão não somente da interação efetivada entre a biosfera e a atmosfera, mas também determinar a influência de tais trocas sobre o clima regional (AUBINET et al., 2012).

Moreira (2004), por sua vez, analisou os fluxos de calor sensível, calor latente e CO₂, radiação líquida, umidade relativa e a temperatura do ar em uma área de reflorestamento localizada na Fazenda São Nicolau, situada no município de Cotriguaçu, no Estado de Mato Grosso (9°51'44"S e 58°13'49"O). Conforme o desenvolvimento da vegetação, o autor comparou os valores obtidos de CO₂, calor sensível e calor latente com uma área de floresta nativa. Os resultados obtidos indicaram diferença significativa entre as variáveis estudadas apenas na estação seca.

Em estudos na reserva Biológica do Rio Jaru, em Ji-Paraná, no estado de Rondônia, Aguiar et al. (2006) procederam à medição do fluxo de dióxido de carbono, calor sensível e calor latente pelo método de covariância de vórtices turbulentos entre os anos de 1999 a 2002. Segundo os autores, o fluxo de calor latente, na área em estudo, apresentou clara oscilação sazonal, indicando uma redução de 19,6% na estação seca. O fluxo de calor sensível, porém, apresentou variação sazonal inversa à do fluxo de calor latente, aumentando em 118,2% na estação seca.

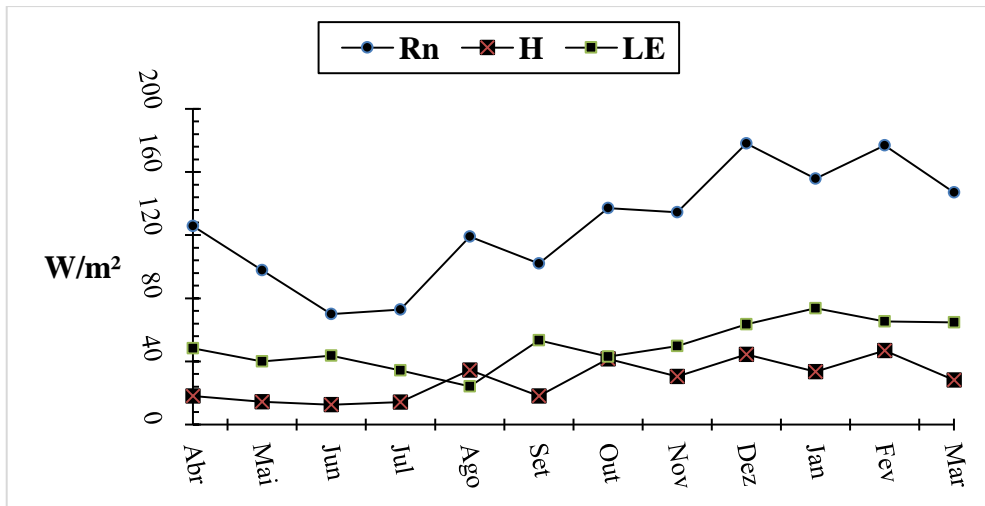
Oliveira et al. (2006) realizaram um estudo em área de caatinga, medindo de maneira contínua os fluxos de CO₂, água e energia, nas estações seca e chuvosa do ano. Os autores obtiveram baixos valores de fluxo de calor latente em ambas as estações, tendo

constatado que, na estação chuvosa e no início da estação seca, a caatinga pode funcionar como um sumidouro de CO₂, tornando-se na estação seca uma fonte de CO₂ atmosférico.

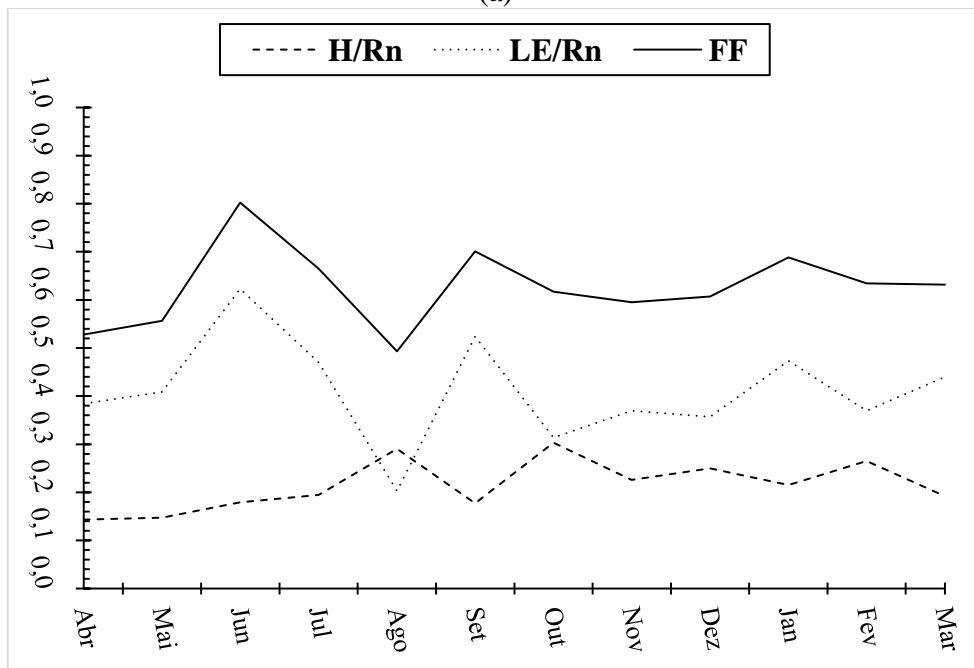
Já o trabalho realizado por Andrade et al. (2007) quantificou as magnitudes dos fluxos de CO₂, vapor d'água e energia em um ecossistema de manguezal. Os fluxos de CO₂, calor latente e calor sensível apresentaram variações diárias e sazonais bem caracterizadas, com valores máximos diários em torno do meio dia, acompanhando aproximadamente as variações do saldo de radiação. Sazonalmente os fluxos de CO₂ e de calor latente apresentaram valores máximos na estação chuvosa (fevereiro a maio), já os fluxos de calor sensível foram mais expressivos durante a estação menos chuvosa. A taxa média de respiração do ecossistema de manguezal durante a noite foi de 4,98 $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$. As maiores taxas de respiração observadas foram durante o período menos chuvoso, época em que a temperatura do ar e do solo é mais elevada, demonstrando, com isso, a relação de dependência existente entre a respiração e a temperatura.

Michiles e Gielow (2008), por sua vez, avaliaram as taxas de armazenamento de energia na camada de ar e vegetação na Amazônia central, tendo constatado que esses termos contribuem de maneira bastante significativa para o balanço de energia, especialmente nas primeiras horas da manhã e na presença de eventos de precipitação. O fato é que, embora vários estudos tenham sido procedidos explorando os diversos biomas brasileiros, são ausentes resultados sobre as áreas de restinga.

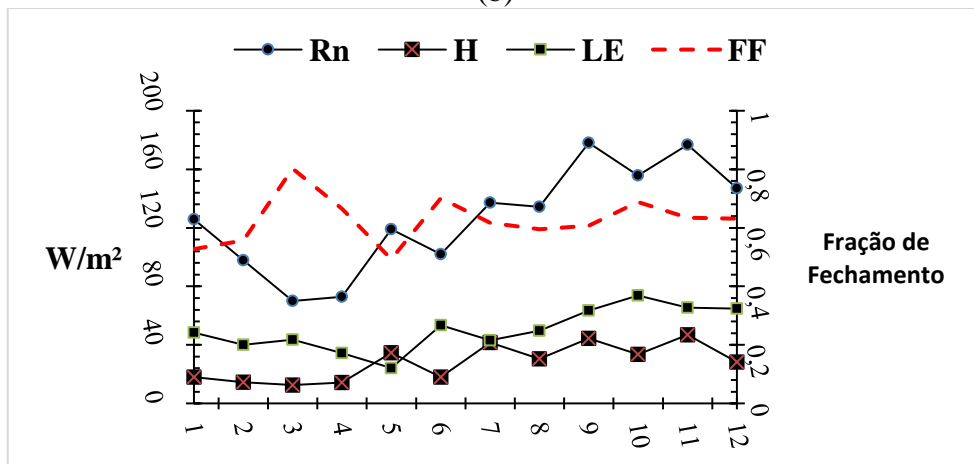
As avaliações dos componentes radiativos (Figura 20) mostram a evolução mensal dos termos LE, H, saldo de radiação (Rn) e suas inter-relações. Entre abril e junho nota-se uma redução no Rn que é acompanhada pela queda no LE, mas não apresenta variações substanciais no H, que ao longo destes meses é menor que LE. A partir de julho, existe um aumento em Rn e LE com valores máximos em torno de 160 Wm^{-2} em dezembro (Figura 20a).



(a)



(b)



(c)

Figura 20 – Comportamento sazonal (JJA, DJF) conclusivo das variáveis.

A Figura 20b mostra que em média 30% do Rn é distribuído em LE sendo em torno de 20% empregado para H, o que mostra uma razão de fechamento (FF) de 60% a 70%, sendo essa por volta de 80% entre julho e agosto. Não obstante, variações consideráveis são notadas ao longo do ano. Como avaliações do fluxo de calor no solo não foram conduzidas é por demais subjetivo tirar conclusões sobre quanto do Rn é disponibilizado para este fim.

Estes valores de fechamento demonstram o efeito importante de superfícies heterogêneas. Kim et al. (2014) e Barr et al. (2006) argumentam que o FF é maior em condições de baixo de radiação solar e em condições de ventos fracos ou moderados. Isso também se aplica ao caso aqui apresentado por exemplo como visto para o mês de junho e julho. Um outro ponto a se destacar está relacionado à torre estar localizada em uma área que embora predominante de restinga, apresenta também influência de áreas próximas de manguezais, o que também é fonte e sumidouro de energia.

5. RESUMO E CONCLUSÕES

Com relação à caracterização do clima local, o ano de 2015 na média foi mais quente que a tendência climática 2008/2014. A temperatura média no verão foi de 26°C, com a temperatura máxima chegando a 41°C e a mínima de 18°C. Para o inverno, a temperatura mínima média ficou em torno de 20°C com mínima de 11 graus em julho e máxima de 33°C. O destaque foi para as temperaturas mínimas médias foram mais elevadas em torno de 3 a 4°C nos meses de julho a setembro que a observação 2008/2014. A precipitação média ficou em torno de 1.000 mm, com valor máximo de 147 mm em março final do período chuvoso, e mínimo de 29 mm em agosto final do período seco. O presente trabalho mostra o funcionamento do ecossistema natural da restinga na cidade do Rio de Janeiro, RJ, por meio de estudo observacional atmosférico no período entre abril de 2015 a abril de 2016, objetivando a análise da variação horária dos fluxos de energia e carbono. Em escala local compreende os processos de interação clima-biosfera dos fatores ambientais que controlam as trocas de água, calor e carbono no ecossistema da restinga.

O estudo é pioneiro nas medições das variáveis ambientais no ecossistema natural da restinga, que vem sofrendo impactos do uso do solo, pelo avanço do mercado imobiliário. Os resultados mostram a temperatura do ar influenciada pelo efeito de brisa, variação da nebulosidade e o fator noturno, ausência da radiação solar. O fluxo de calor sensível apresenta variações mais marcantes no período matutino e início da tarde que estão associadas à variação da cobertura do céu por nuvens, a radiação direta sobre a superfície e a atividades convectivas ao longo do dia. O fluxo de calor latente é diretamente proporcional à intensidade do vento e à pressão de vapor.

A dinâmica do carbono sobre o ecossistema da restinga apresenta valores de CO₂ negativos entre 10 e 15 horas local, indicando que a superfície vegetada atuou como sumidouro de CO₂ neste intervalo. Os maiores valores da concentração atmosférica do CO₂ apresentam no período noturno, um efeito direto da respiração do ecossistema. No ciclo anual, os valores de CO₂ estão associados com a precipitação. O fluxo de massa na superfície vegetada atuou como fonte de vapor de água para a atmosfera. O fechamento do balanço de energia atingiu valores por volta de 70% da fração de fechamento, com máximo da fração de fechamento de 80% em junho, devido as características relativamente heterogêneas da região de estudo.

Os impactos das mudanças climáticas no litoral do Brasil, como por exemplo, o aumento do nível do mar, tempestades, secas e mudanças na produtividade vegetal expressaram preocupações e atenção da sociedade. Os resultados aqui apresentados indicam fortemente a necessidade de uma investigação mais detalhada sobre o papel do ecossistema restinga nas mudanças climáticas futuras. Pesquisas futuras devem se concentrar em esclarecer e identificar as propriedades que contribuem para a sensibilidade do ecossistema restinga à variabilidade climática em escala regional, a partir de uma rede de sítios de observação instalada ao longo da costa brasileira. Além disso, faz necessário o aprimoramento de técnicas de calibração e validação de modelos numéricos em escala regional e global que permitam quantificar os impactos das mudanças antrópicas importantes no clima e vegetação da restinga.

REFERÊNCIAS

- AGUIAR, R.G. et al. Fluxos de massa e energia em uma floresta tropical no sudoeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3, p. 248-257, 2006.
- AHLSTRÖM, A. et al. The dominant role of semi-arid ecosystems in the trend and variability of the land CO₂ sink. **Science**, v. 348, p. 895-899, 2015.
- ANDRADE, L.A. et al. Variações sazonais de aspectos fisiológicos de espécies da caatinga. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 11, n. 3, p. 307-311, 2007.
- ARAGÃO, M.R.S. et al. Análise das trocas de água, energia e CO₂ em área de caatinga: período úmido. **Ciência e Natura**, v. esp., p. 147-150, 2011.
- ARAÚJO, D.S.D.; MACIEL, N.C. Restingas fluminenses: biodiversidade e preservação. **Boletim da Fundação Brasileira para Conservação da Natureza**, n. 25, p. 27-51, 1998.
- AUBINET, M. et al. Long term carbon dioxide exchange above a mixed forest in the Belgian Ardennes. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 108, p. 293-315, 2001.
- AUBINET, M.; VESALA, T.; PAPALE, D. **Eddy Covariance: a practical guide to measurement and data analysis**. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 2012. 461 p.
- BAKER, J.M.; GRIFFIS, T.J. Examining strategies to improve the carbon balance of corn/soybean agriculture using eddy covariance and mass balance techniques. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 128, p. 163-177, 2005.
- BALDOCCHI, D.D.; HICKS, B.B.; MEYERS, T.P. Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods. **Ecology**, v. 69, p. 1331-1340, 1988.
- BALDOCCHI, D.D.; VOGEL, C.A.; BRAD, H. Seasonal variation of carbon dioxide exchange rates above and below a boreal jack pine forest, **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 83, p. 147-170, 1997.
- BALDOCCHI, D.D. et al. FLUXNET: a new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 11, p. 2415-2434, 2001.
- BALDOCCHI, D.D. Assessing the eddy covariance technique of evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. **Global Change Biology**, v. 9, p. 479-492, 2003.
- BALDOCCHI, D.D.; XU, L.; KIANG, N. How plant functional-type, seasonal drought, and soil physical properties alter water and energy balance of an oak-grass savanna and a annual grassland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 123, p. 13-39, 2004.

BALDOCCHI, D.D. “Breathing” of the terrestrial biosphere: lessons learned from a global network of carbon dioxide flux measurement systems. **Aust. J. Bot.** v. 56, p. 1-26, 2008.

BRASIL. Ministério do Meio Ambiente. **Resolução Conama n. 7, de 23 de julho de 1996**. Publicada no DOU no 165, de 26 de agosto de 1996, Seção 1, páginas 16386-16390. Disponível em: http://www.mma.gov.br/port/conama/legislacao/CONAMA_RES_CONS_1996_007.pdf. Acesso em: 20 set. 2015.

BRÖNNIMANN, P. et al. Estudos ecológicos da Baía de Sepetiba, Rio de Janeiro, Brasil: foraminíferos. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE PALEONTOLOGIA, 2, 1981, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: UFRGS, 1981. p. 861-875.

BURBA, G.; ANDERSON, D. Eddy covariance flux measurements. **Ecological Applications**, v. 18, n. 6, p. 211, 2010.

CAVALCANTI, T.B. et al. **Lythraceae**. Rio de Janeiro: Instituto de Pesquisas Jardim Botânico, 2009.

CHAMBERS, J.Q. et al. Respiration from a tropical forest ecosystem: partitioning of sources and low carbon use efficiency. **Ecol. Appl.**, v. 14, p. S72-S88, 2004.

CIAIS, P. et al. Carbon and other biogeochemical cycles. In: WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION – WMO. Intergovernmental Panel on Climate Change – IPCC. **Climate change 2013 - the physical science basis**. Geneva, Suíça, 2013. p. 465-570.

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

FALGE, E. et al. Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 107, p. 43-69, 2001.

FALGE, E. et al. **FLUXNET**: research network site characteristics, investigators, and bibliography. Oak Ridge: [s.n.], 2017.

FISCHER, M.L.; BILLESBACH, D.V.; BERRY, J.A.; RILEY, W.J.; TORN, M.S. Spatiotemporal variations in growing season exchange of CO₂, H₂O, and sensible heat in agricultural fields of the Southern Great Plains. **Earth Interactions**, v.11, v.17, p.1-21, 2007.

GILMANOV, T.G. et al. Partitioning European grassland net ecosystem CO₂ exchange into gross primary productivity and ecosystem respiration using light response function analysis. **Agriculture, Ecosystems & Environment**, v. 121, p. 93-120, 2007.

GOMES, V.M. et al. Emissão de CO₂ derivado do consumo de combustíveis no Brasil e Mato Grosso entre 2000 e 2008: biocombustíveis como estratégia de ajustamento a uma economia de baixo carbono. **Revista de Estudos Sociais**, v. 2, n. 24, p. 129-152, 2010.

GUIA ECOLÓGICO DA RESTINGA. **Restinga**. Disponível em: <https://sites.google.com/site/ecogeoturismo/o-que-e/restinga>. Acesso em: 20 set. 2016.

- 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.
- HARTMANN, D.L. **Global physical climatology**. San Diego: Academic Press, 1994. 397 p.
- HEILMAN, J.L. et al. Soil and canopy energy balances in a west Texas vineyard. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 71, p. 99-114, 1994.
- HILLER, R.; ZEEMAN, M.J.; EUGSTER, W. Eddy-covariance flux measurements in the complex terrain of an Alpine Valley in Switzerland. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 127, n. 3, p. 449-467, 2008.
- JAEGER, E.B.; STÖCKLI, R.; SENEVIRATNE, S.I. Analysis of planetary boundary layer fluxes and land-atmosphere coupling in the regional climate model CLM. **J. Geophys. Res.**, v. 114, 2009.
- JENSEN, R.; HERBST, M.; FRIBOG, T. Direct and indirect controls of the interannual variability in atmospheric CO₂ exchange of three contrasting ecosystems in Denmark. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 233, p. 12-31, 2017.
- LEE, S.Y. et al. Ecological role and services of tropical mangrove ecosystems: a reassessment. **Global Ecology and Biogeography**, v. 23, n. 7, p. 726-743, 2014.
- LEUNING, R.; MONCRIEFF, J. Eddy-covariance CO₂ flux measurements using open- and closed-path CO* analysers: corrections for analyser water vapour sensitivity and damping of fluctuations in air sampling tubes. **Boundary-Layer Meteorol.**, v. 53, p. 63-76, 1990.
- LI, H. et al. Significance of soil temperature and moisture for soil respiration in a Chinese mountain area. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, n. 3, p. 490-503, 2008.
- LIOPART, M. **Sistemas meteorológicos atuantes na América do Sul**. Disponível em: <http://www.dca.iag.usp.br/www/material/hallak/ACA-0422/Monografia2015/EsbocoApostilaSinotica3.pdf>. Acesso em: 20 set. 2016.
- LUYSSAERT, S. et al. CO₂ balance of boreal, temperate, and tropical forest derived from a global database. **Glob. Change Biol.** v. 13, p. 2509-2537, 2007.
- MAGRIN, G.O. et al. Central and South America. In: WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION – WMO. Intergovernmental Panel on Climate Change – IPCC. **Climate change 2014 – impacts, adaptation, and vulnerability. Part B: Regional aspects**. Geneva, Suíça, 2014. P. 1499-1566.
- MALHI, Y. et al. Climate change, deforestation, and the fate of the Amazon. **Science**, v. 390, p. 169-172, 2008.
- MALHI, Y.; NOBRE, A.D.; GRACE, J.; KRUIJT, B.; PEREIRA, M.G.P.; CULF, A.; SCOTT, S. Carbon dioxide transfer over a Central Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 31.593-31.612, 1998.

- MANTOVANI, W. A degradação dos biomas brasileiros. In: RIBEIRO, W.C. **Patrimônio ambiental brasileiro**. São Paulo: Editora Universidade de São Paulo, 2003. p. 367-439.
- MATTOS, C.L.V. Caracterização climática de Restinga de Marambaia. In: MENEZES, A.L.; PEIXOTO, D.S.D. **História natural da marambaia**. Seropédica: Editora ADUR, 2005. p. 55-66.
- MAUDER, M.; FOKEN, T. **Documentation and instruction manual of the eddy covariance software package TK2**. Bayreuth: University of Bayreuth, 2004.
- McMILLEN, R.T. An eddy correlation technique with extended applicability to non-simple terrain. **Boudary Layer Mateorology**, v. 43, p. 231-245, 1988.
- MEIR, P. et al. The fate of assimilated carbon during drought: Impacts on respiration in Amazon rain forests. **Philos. Trans. R. Soc. Ser. B**, v. 363, p. 1849-1855, 2008.
- MENDES, K.R.; MARENCO, R.A. Is stomatal conductance of Central Amazonian saplings influenced by circadian rhythms under natural conditions? **Theor. Exp. Plant Physiol.**, v. 26, p. 115-125, 2014.
- METCALFE, D.B. et al. Factors controlling spatio-temporal variation in carbon dioxide efflux from surface litter, roots, and soil organic matter at four rain forest sites in the eastern. **Amazon J. Geophys. Res.**, v. 112, p. G04001, 2007.
- MICHILES, 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.
- MOHOTI, A.J.; LAWLOR, D.W. Diurnal variation of photosynthesis and photoinhibition in tea: effects of irradiance and nitrogen supply during growth in the field. **J. Exp. Bot.**, v. 53, p. 313-322, 2002.
- MOKHOV, I.I. et al. Estimation of global and regional climate changes during the 19th-21st centuries on the basis of the IAP RAS model with consideration for anthropogenic forcing. **Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics**, v. 38. n. 5, p. 555-568, 2002.
- MONCRIEFF, J.B. et al. The propagation of errors in long-term measurements of land-atmosphere fluxes of carbon and water. **Global Change Biology**, v. 2, p. 231-240, 1996.
- MURAYAMA, S. et al. Temporal variations of atmospheric CO₂ concentration in a temperate deciduous forest in central Japan. **Tellus B**, v. 55, n. 2, p. 232-243, 2003.
- NUNES, A.B.; MARIANO, G.L. **Meteorologia em tópicos**. Pelotas: Clube dos Atores, 2015. v. 2.
- OLIVEIRA, M.B.L. et al. Trocas de energia e fluxo de carbono entre a vegetação de caatinga e atmosfera no nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, p. 166-174, 2006.

- PAPALE, D. et al. Towards a standardized processing of Net Ecosystem Exchange measured with eddy covariance technique: algorithms and uncertainty estimation. **Biogeoscience**, v. 3, p. 571-583, 2006.
- PIAO, S.L. et al. Forest annual carbon cost, a global-scale analysis of autotrophic respiration. **Ecology**, v. 91, p. 652-661, 2010.
- PIELKE, R.A.; AVISSAR, R.; RAUPACH, M.; DOLMAN, A.J.; ZENG, X.; DENNING, S. Interactions between the atmosphere and terrestrial ecosystems: influence on weather and climate. **Global Change Biology**, v.4, p.461-475, 1998.
- PRIANTE FILHO, P. C. et al. Comparison of the mass and energy exchange of a pasture and a mature transitional tropical forest of the southern Amazon Basin during a seasonal transition. **Global Change Biology**, v. 10, p. 863-876, 2004.
- REBOITA, M.S. et al. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 185-204, 2010.
- REICHSTEIN, M. et al. On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. **Glob. Change Biol.**, v. 11, p. 1424-1439, 2005.
- RIO DE JANEIRO (Estado). Secretaria de Meio Ambiente. Programa de Zoneamento Econômico - Ecológico do Estado do Rio de Janeiro. **Projeto I: Diagnóstico Ambiental da Bacia Hidrográfica da Baía de Sepetiba (ZEE)**. Rio de Janeiro: Secretaria de Estado de Meio Ambiente, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, 1996.
- ROCHA, C.F.D. et al. Esforço de conservação nas restingas do corredor da Serra do Mar e do Corredor Central da Mata Atlântica. In: _____. **A biodiversidade nos grandes remanescentes florestais do Estado do Rio de Janeiro e nas restingas da Mata Atlântica**. São Carlos: Rima Editora, 2003. p. 85-88.
- ROCHA, C.F.D. et al. The remnants of restinga habitats in the Brazilian Atlantic Forest of Rio de Janeiro State, Brazil: habitat loss and risk of disappearance. **Brazilian Journal of Biology**, v. 67, n. 2, p. 263-273, 2007.
- SALESKA, S.R. et al. Carbon in amazon forests: unexpected seasonal fluxes and disturbance-induced losses. **Science**, n. 302, p. 1554-1557, 2003.
- SCHOTANUS, P. et al. Temperature measurement with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluctuations. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 26, p. 81-93, 1983.
- SILVA, M.V. et al. Análise do perfil vertical de CO₂ em uma área de floresta na Amazônia central. **Ciência e Natura**, v. 37, p. 22-26, 2015.
- SILVA, S. S. L. et al. Flora vascular e perfil fisionômico de uma restinga no litoral sul de Pernambuco. **Acta Botanica Brasilica**, v. 22, n. 4, p. 1123-1135, 2008.

SOUZA, L.S.B. **Análise sazonal dos fluxos de CO₂, energia e vapor d'água sobre um ecossistema de caatinga preservada em um ano seco em Petrolina-PE**. 2014. Tese (Doutorado em Meteorologia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG, 2014.

SUYKER, A.E.; VERMA, S.B.; BURBA, G.G.; ARKEBAWER, T.J.; WALTERS, D.T.; HUBBARD, K.G. Growing season carbon dioxide exchange in irrigated and rainfed maize. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 124, p. 1-13, 2004.

VILLWOCK, J.A. Processos costeiros e formação das praias arenosas e campos de dunas ao longo da costa sul-sudeste brasileira. In: SIMPÓSIO SOBRE ECOSISTEMAS DA COSTA SUL-SUDESTE BRASILEIRA, 1987, São Paulo. **Síntese dos conhecimentos...** São Paulo: Academia de Ciências do Estado de São Paulo, 1987. p. 380-398.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION – WMO. Intergovernmental Panel on Climate Change – IPCC. **Climate change 2014 – synthesis report**. Disponível em: <http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/>. Acesso em: 20 set. 2016.

APÊNDICE – Gráficos de variações horárias

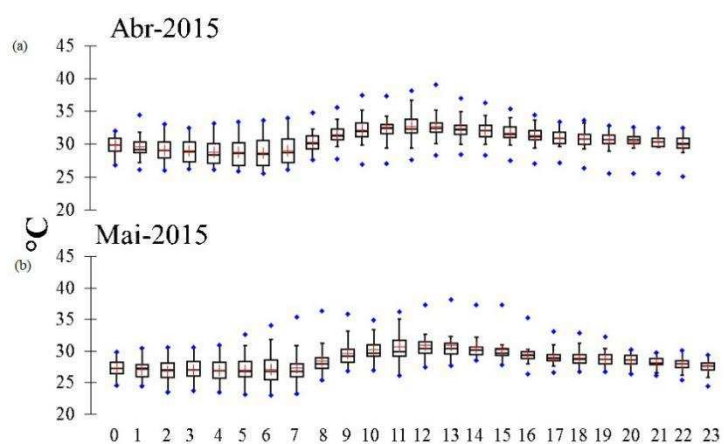


Figura 21 – Variação horária da temperatura em abril e maio de 2015.

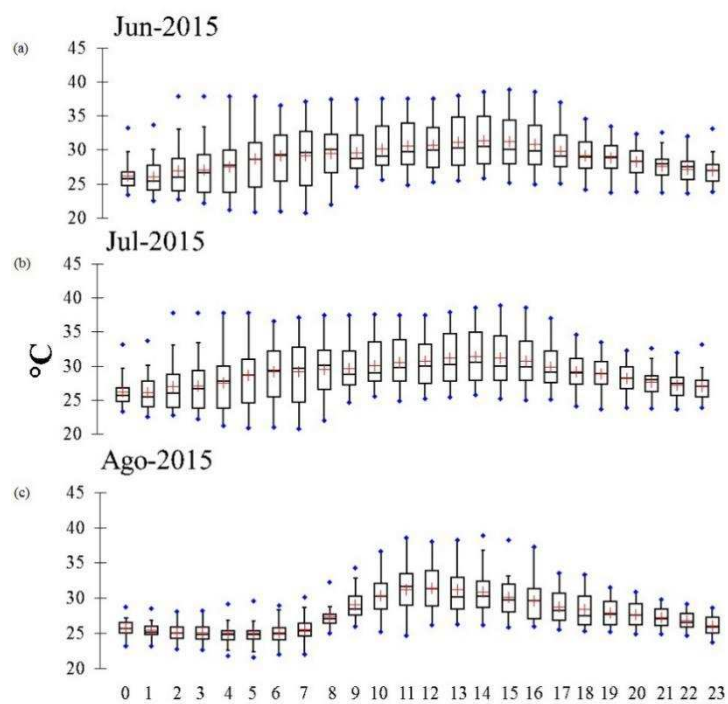


Figura 22 – Variação horária da temperatura em junho, julho e agosto de 2015.

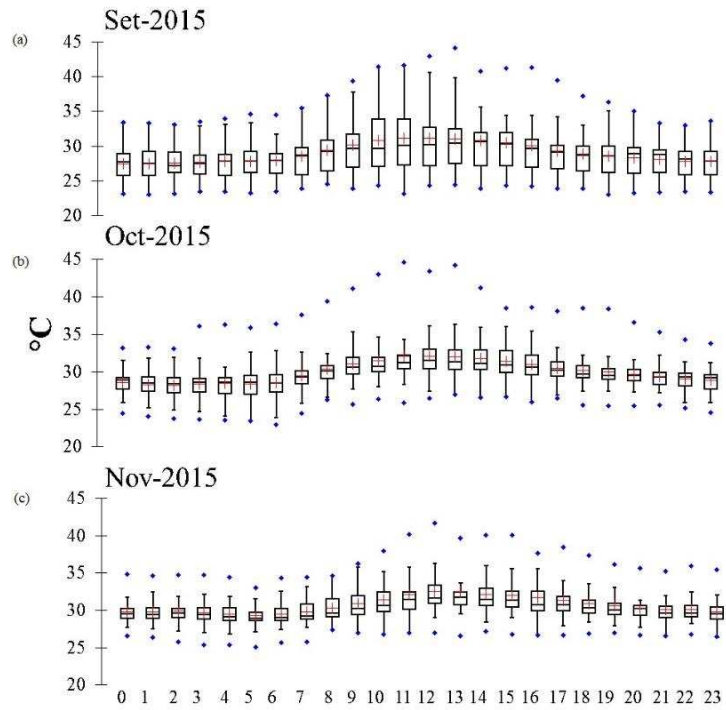


Figura 23 – Variação horária da temperatura em setembro, outubro e novembro de 2015.

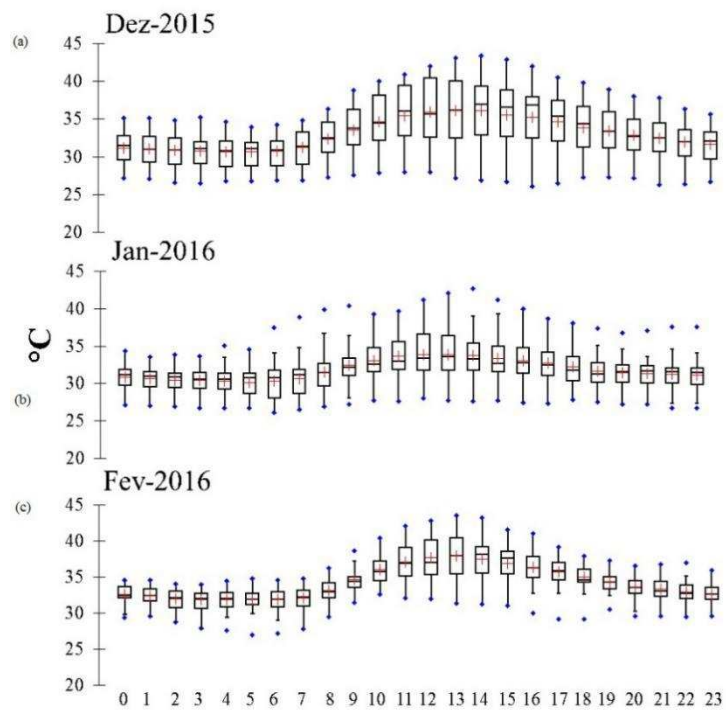


Figura 24 – Variação horária da temperatura em dezembro de 2015 e janeiro e fevereiro de 2016.

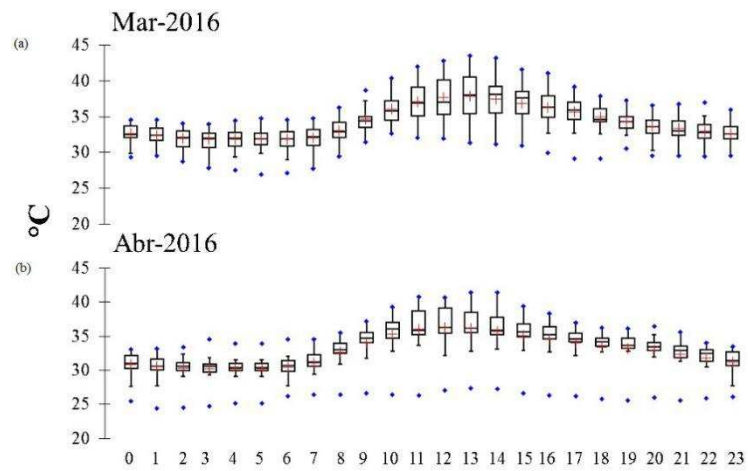


Figura 25 – Variação horária da temperatura em março e abril de 2016.

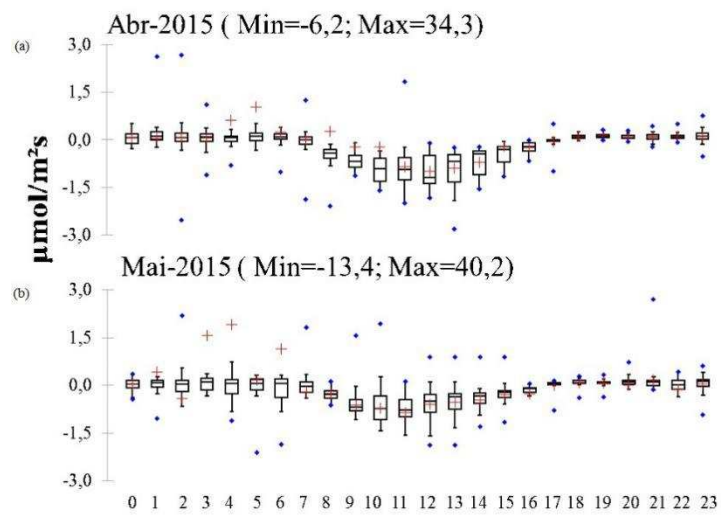


Figura 26 – Variação horária do fluxo de CO₂ em abril e maio de 2015.

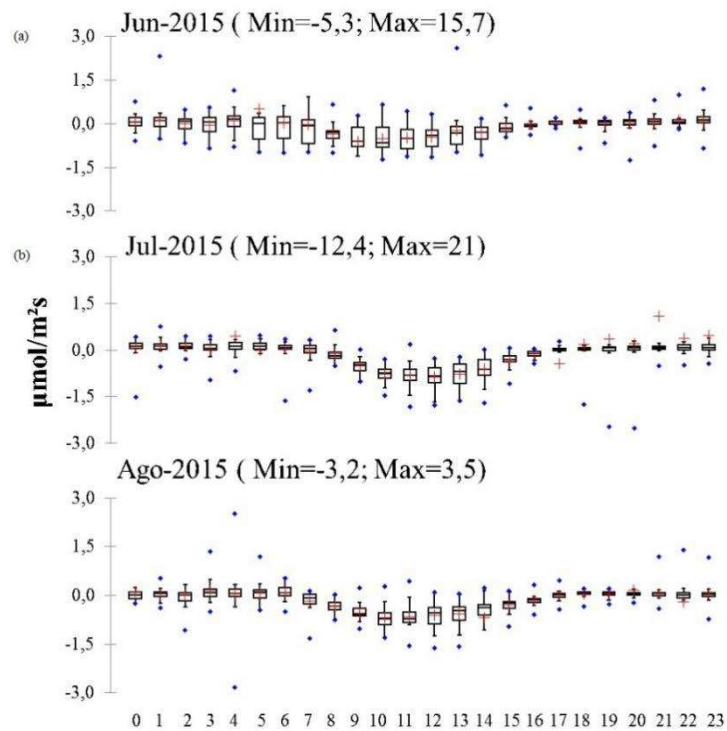


Figura 27 – Variação horária do fluxo de CO₂ em junho, julho e agosto de 2015.

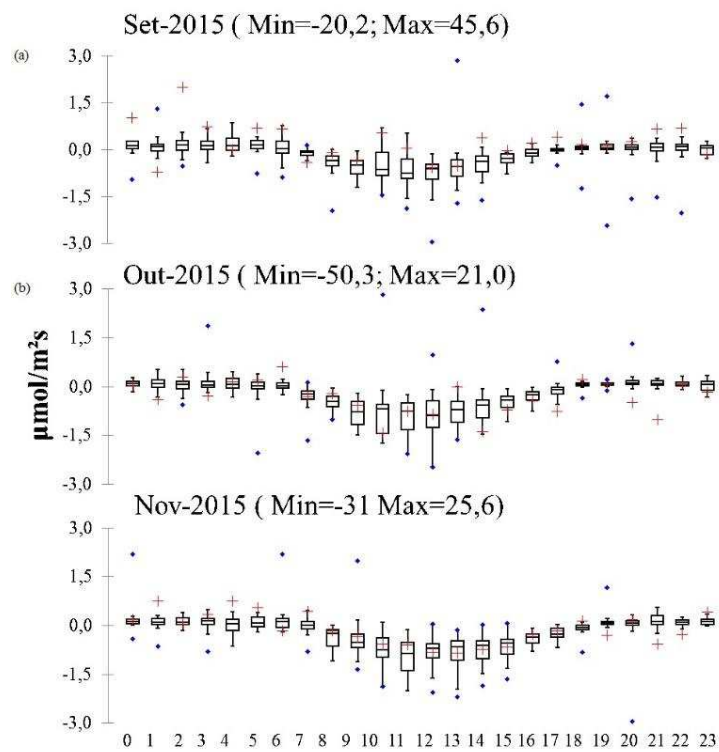


Figura 28 – Variação horária do fluxo de CO₂ em setembro, outubro e novembro de 2015.

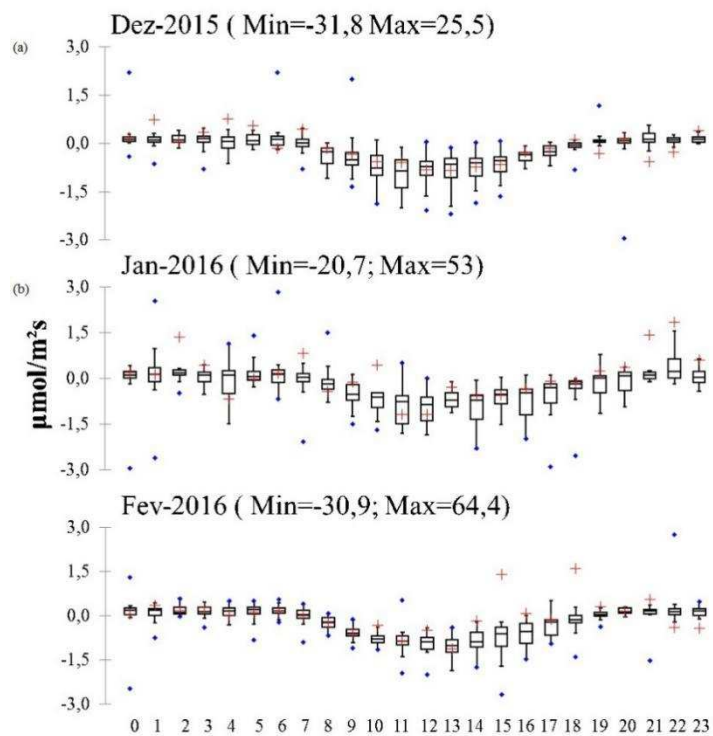


Figura 29 – Variação horária do fluxo de CO₂ em dezembro de 2015 e janeiro e fevereiro de 2016.

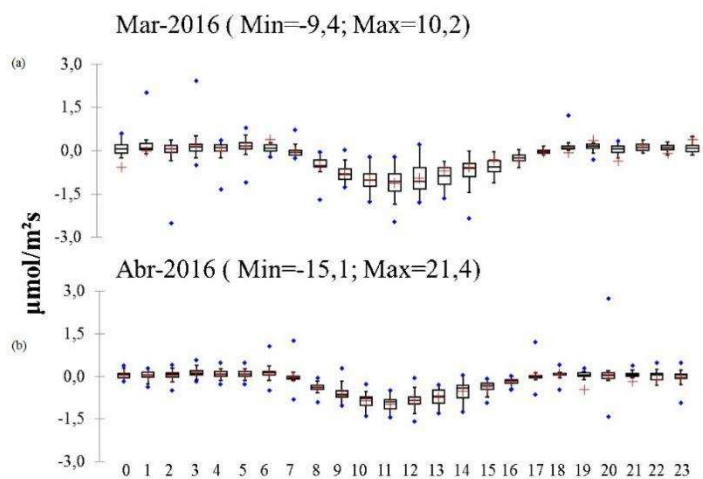


Figura 30 – Variação horária do fluxo de CO₂ em março e abril de 2016.

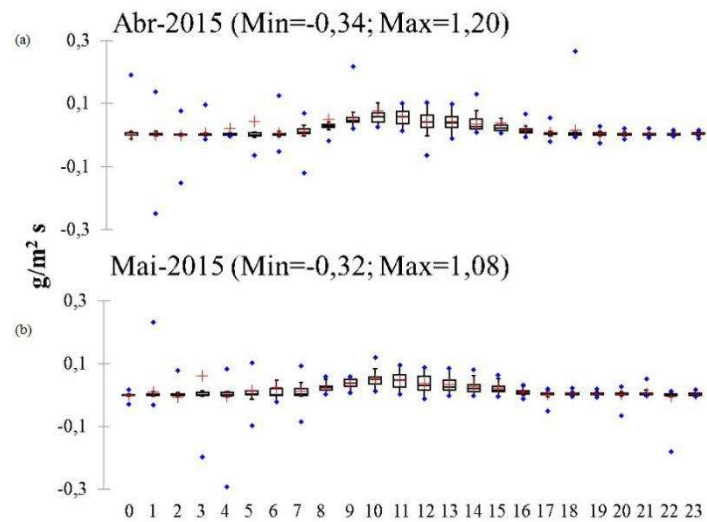


Figura 31 – Variação horária do fluxo de H₂O em abril e maio de 2015.

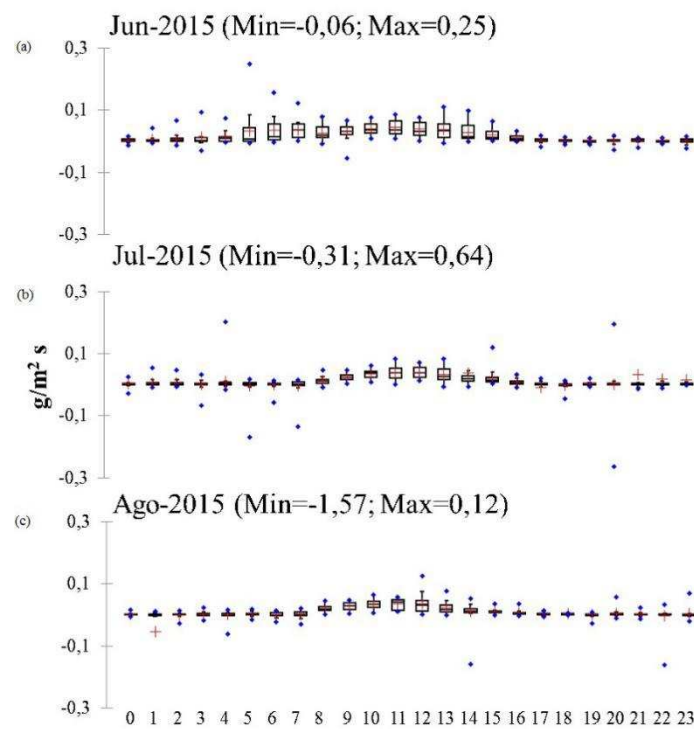


Figura 32 – Variação horária do fluxo de H₂O em junho, julho e agosto de 2015.

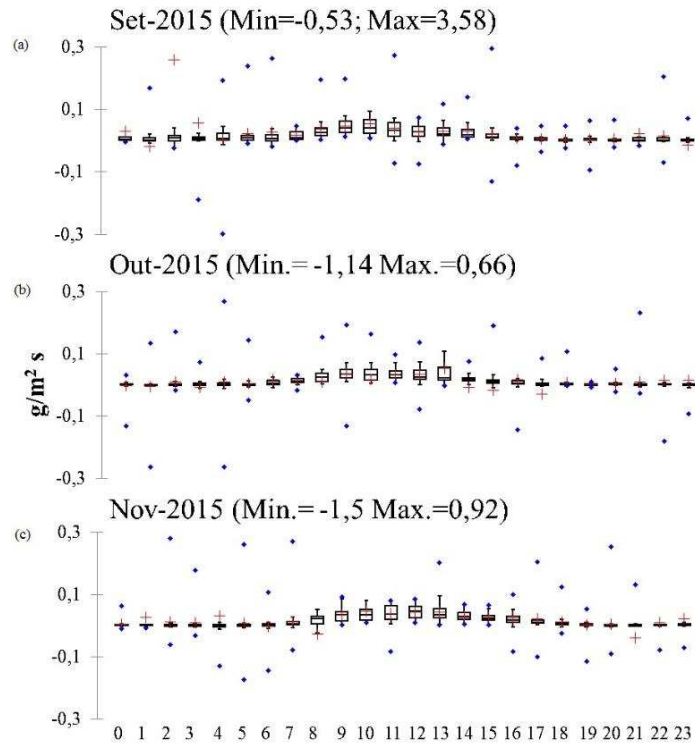


Figura 33 – Variação horária do fluxo de H₂O em setembro, outubro e novembro de 2015.

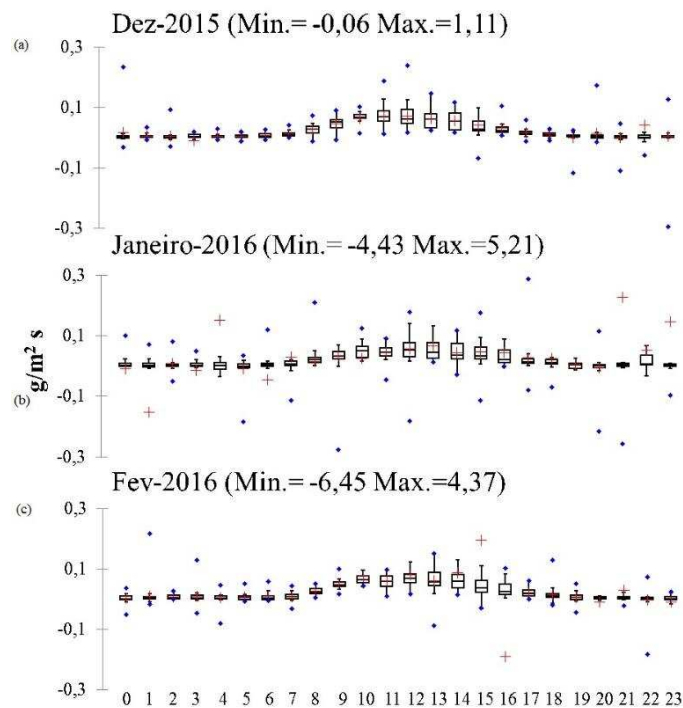


Figura 34 – Variação horária do fluxo de H₂O em dezembro de 2015 e janeiro e fevereiro de 2016.

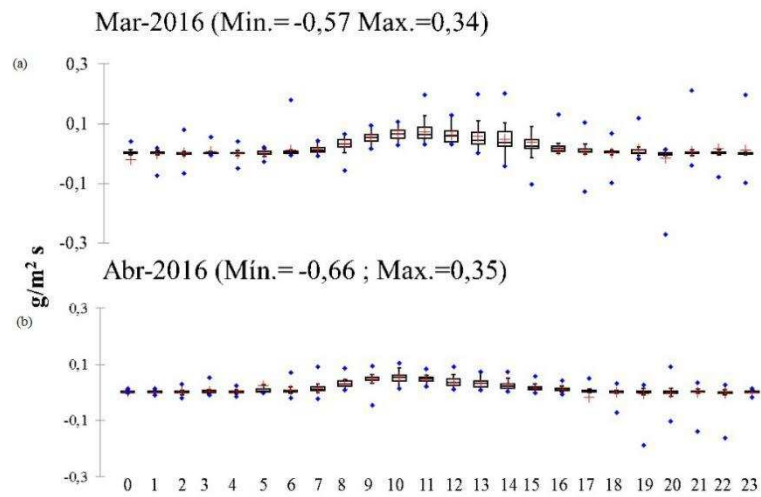


Figura 35 – Variação horária do fluxo de H₂O em março e abril de 2016.

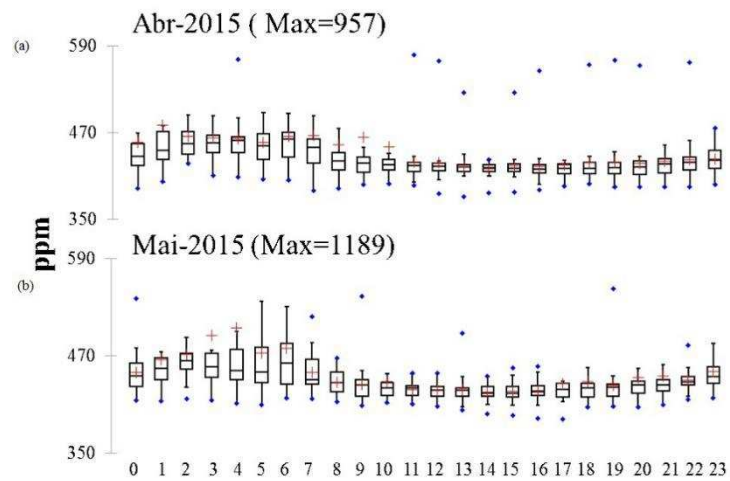


Figura 36 – Variação horária de concentração de CO₂ em abril e maio de 2015.

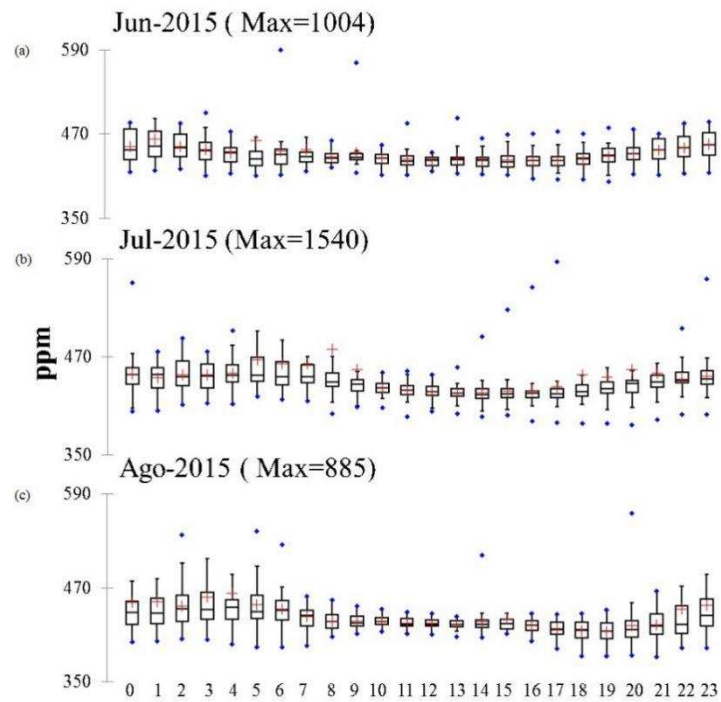


Figura 37 – Variação horária de concentração de CO₂ em junho, julho e agosto de 2015.

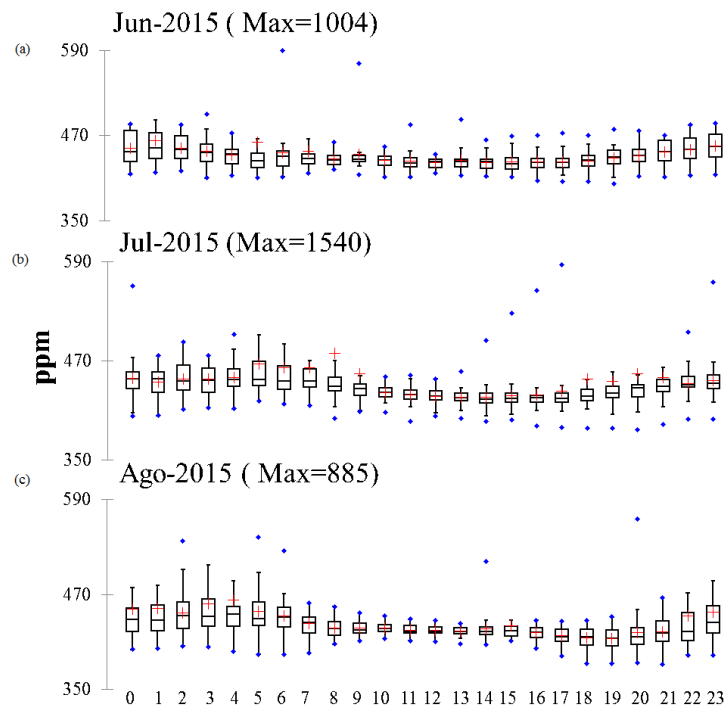


Figura 38 – Variação horária da concentração de CO₂ em setembro, outubro e novembro de 2015.

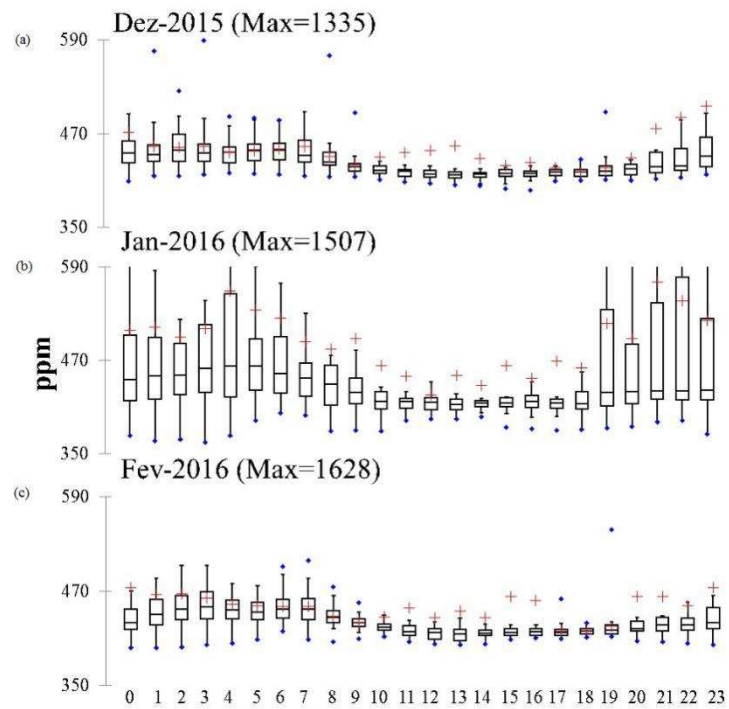


Figura 39 – Variação horária da concentração de CO₂ em dezembro de 2015 e janeiro e fevereiro de 2016.

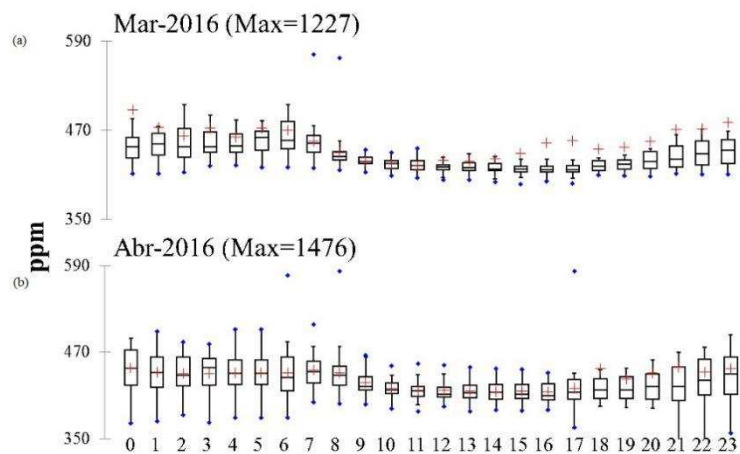


Figura 40 – Variação horária da concentração de CO₂ em março de 2015 e abril de 2016.

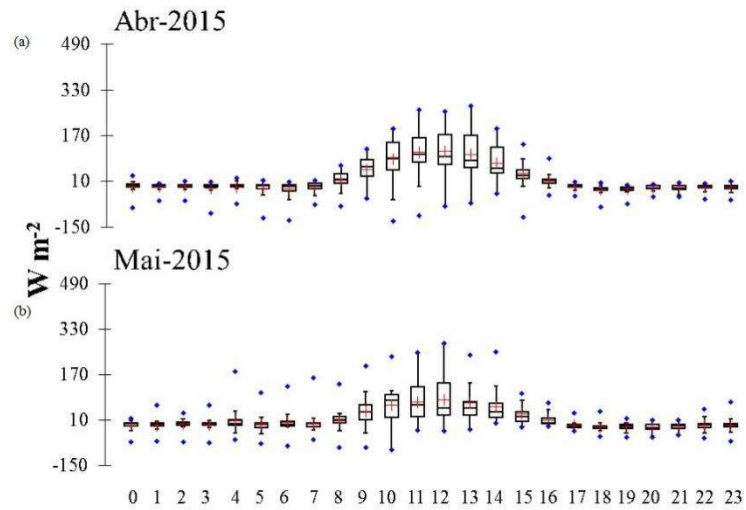


Figura 41 – Variação horária do calor sensível em abril e maio de 2015.

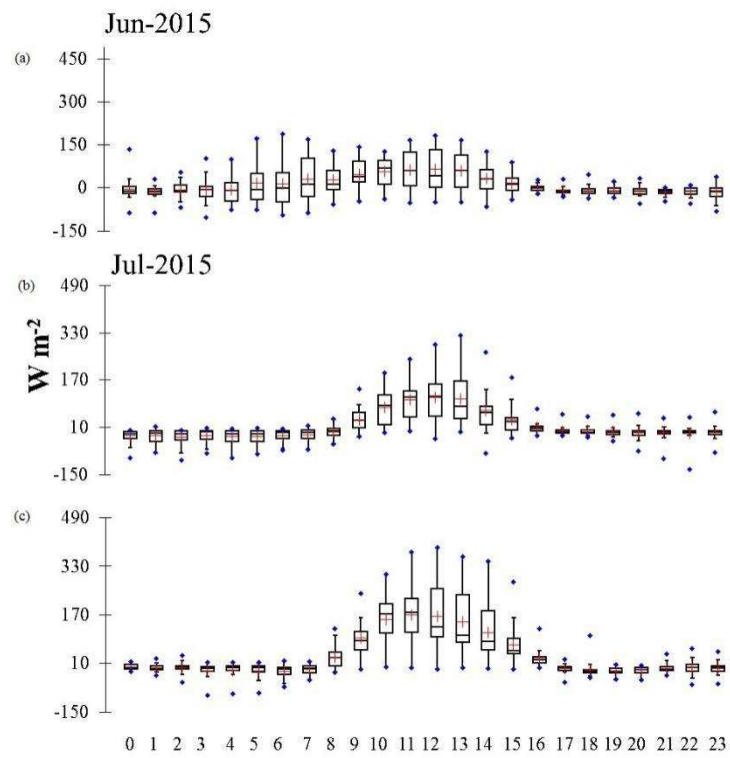


Figura 42 – Variação horária do calor sensível em junho, julho e agosto de 2015.

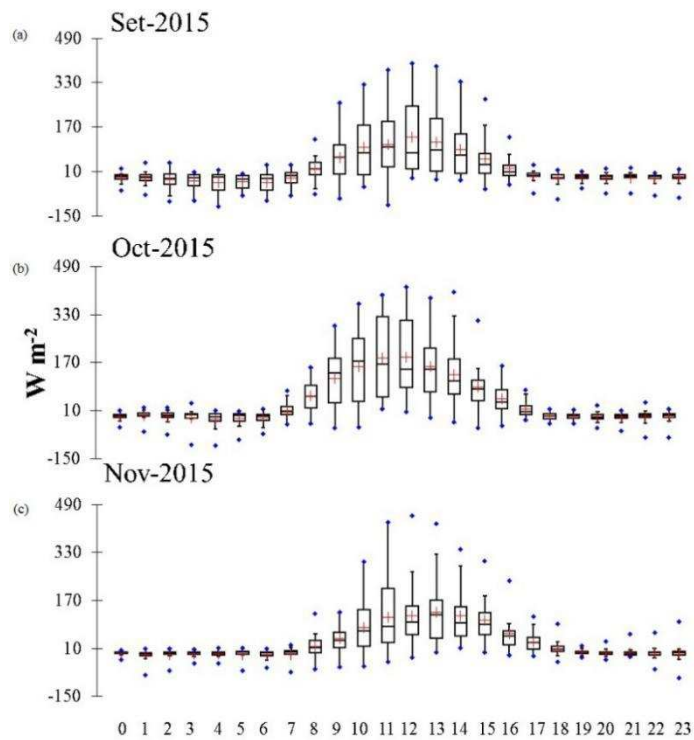


Figura 43 – Variação horária do calor sensível em setembro, outubro e novembro de 2015.

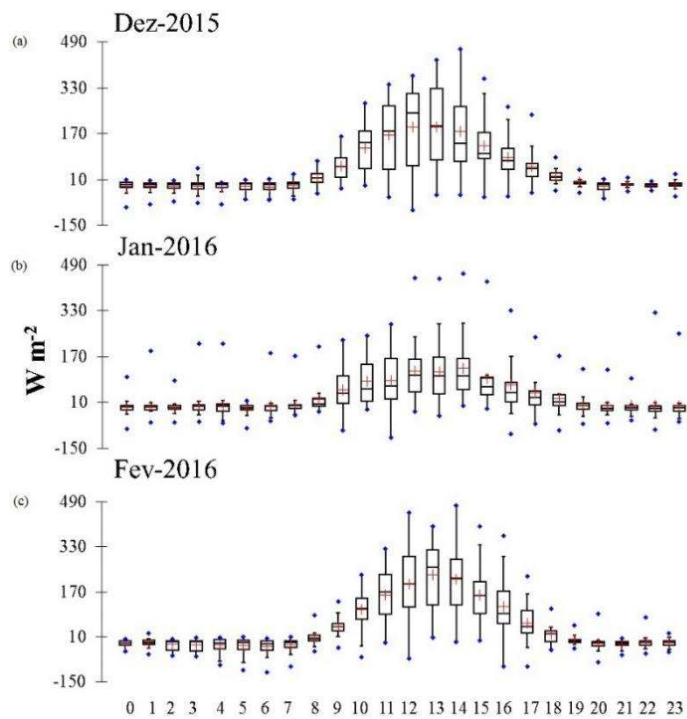


Figura 44 – Variação horária do calor sensível em dezembro de 2015 e janeiro e fevereiro de 2016.

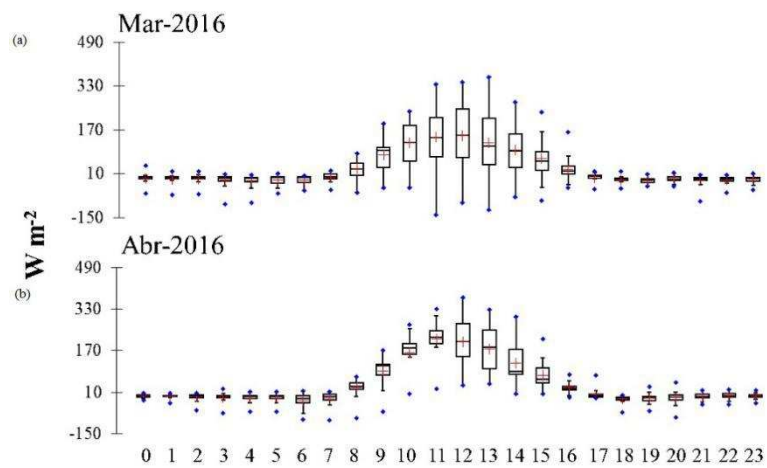


Figura 45 – Variação horária do calor sensível em março e abril de 2016.

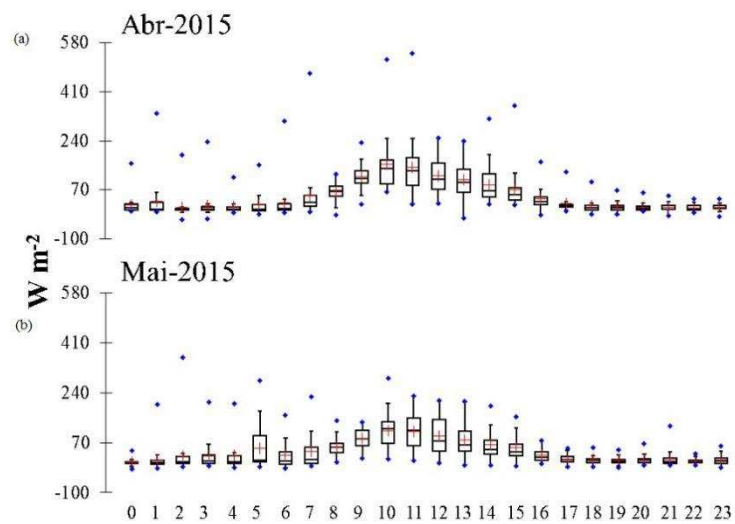


Figura 46 – Variação horária do calor latente em abril e maio de 2015.

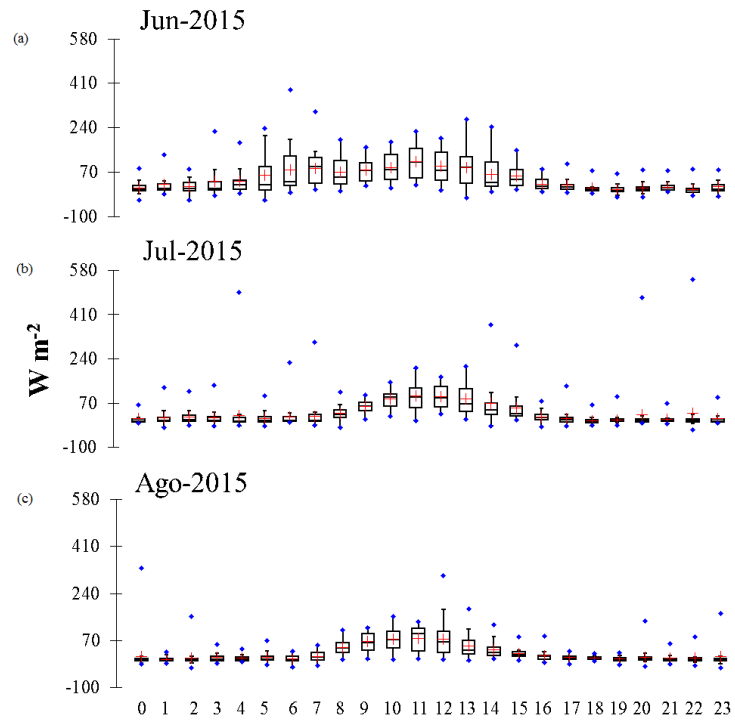


Figura 47 – Variação horária do calor latente em junho, julho e agosto de 2015.

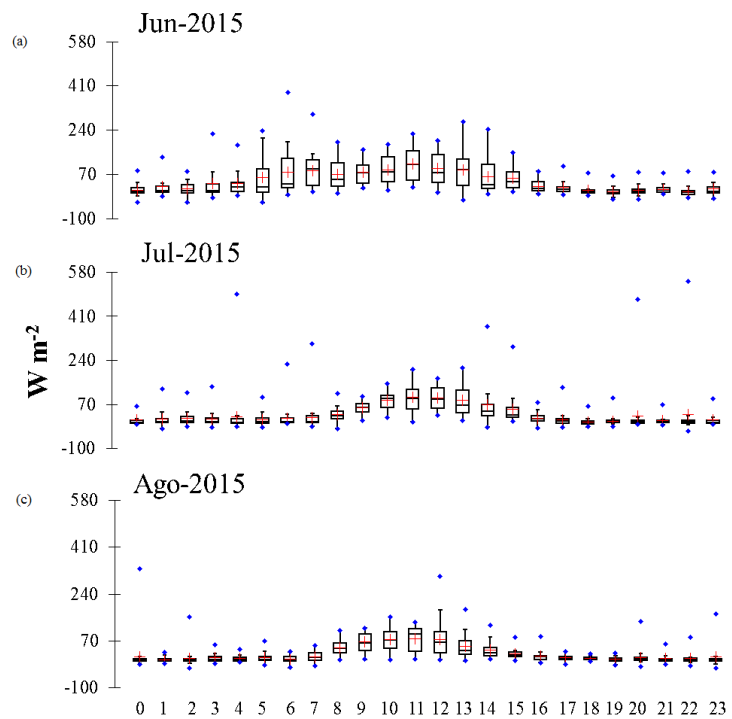


Figura 48 – Variação horária do calor latente em setembro, outubro e novembro de 2015.

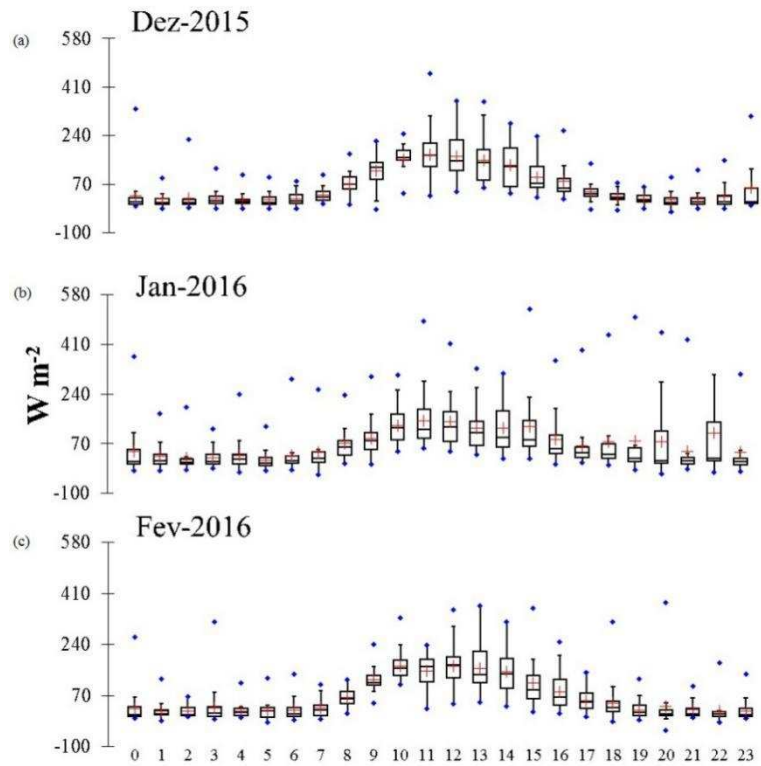


Figura 49 – Variação horária do calor latente em dezembro de 2015 e janeiro e fevereiro de 2016.

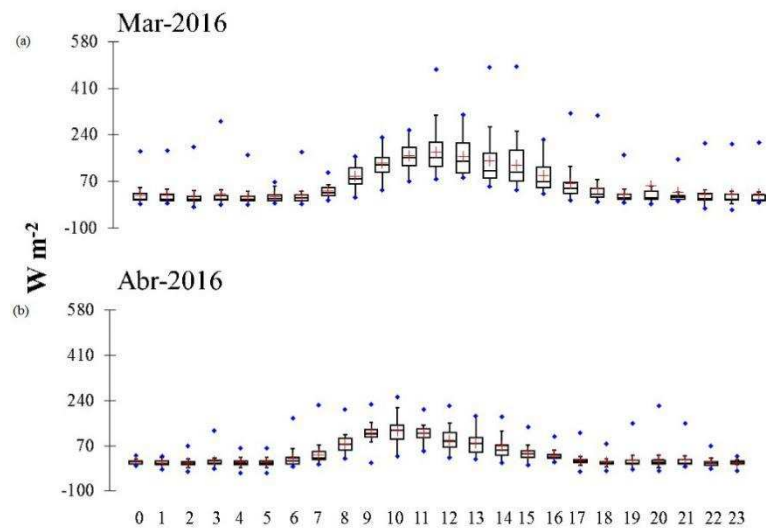


Figura 50 – Variação horária do calor latente em março e abril de 2016.

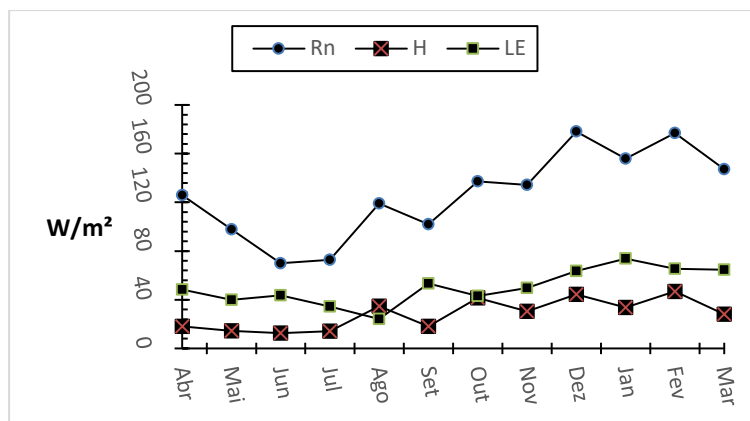


Figura 51 – Balanço de energia: variabilidade mensal

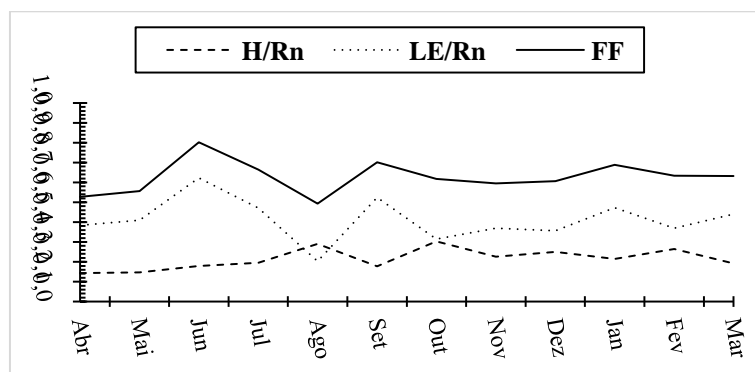


Figura 52 – Fração de fechamento (FF) mensal do balanço de energia, de abril de 2015 a março de 2016.

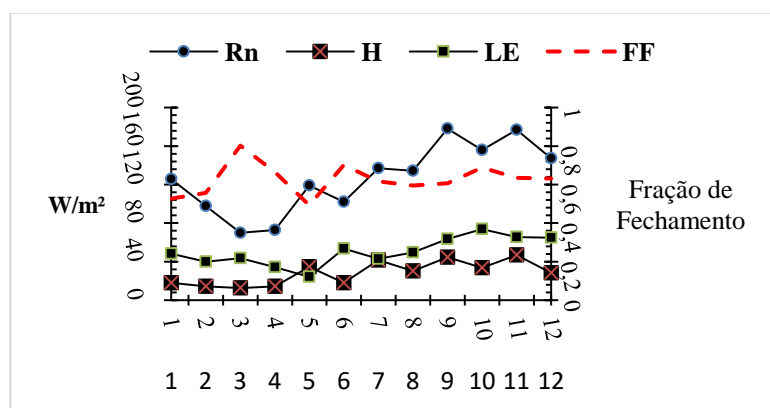


Figura 53 – Fração de fechamento (FF) mensal do balanço de energia, de abril de 2015 a março de 2016.