

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

Ricardo Acosta

**ESTIMATIVAS DAS INTERAÇÕES BIOSFERA-ATMOSFERA EM
ECOSSISTEMA DE PASTAGEM NATURAL DO BIOMPA PAMPA**

Santa Maria, RS
2019

Ricardo Acosta

**ESTIMATIVAS DAS INTERAÇÕES BIOSFERA-ATMOSFERA EM ECOSISTEMA
DE PASTAGEM NATURAL DO BIOMPA PAMPA**

Tese de doutorado apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM), como requisito parcial para a obtenção do título de **Doutor em Meteorologia**.

Orientador: Dr. Osvaldo Luiz Leal de Moraes
Coorientadora: Dra. Débora Regina Roberti

Santa Maria, RS
2019

Acosta, Ricardo

ESTIMATIVAS DAS INTERAÇÕES BIOSFERA-ATMOSFERA EM ECOSSISTEMA DE PASTAGEM NATURAL DO BIOMPA PAMPA / Ricardo Acosta.-2019.

12 p.; 30cm

Orientador: Osvaldo Luiz Leal de Moraes

Coorientadora: Débora Regina Roberti

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Santa Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de Pós-graduação em Meteorologia, Santa Maria, RS, 2019.

1. Bioma Pampa 2. Fluxo CO₂ 3 Fluxos de Energia 4 Interação biosfera-atmosfera I. Moraes, Osvaldo Luiz Leal de II. Acosta, Ricardo .III. Roberti, Débora Regina IV ESTIMATIVAS DAS INTERAÇÕES BIOSFERA-ATMOSFERA EM ECOSSISTEMA DE PASTAGEM NATURAL DO BIOMPA PAMPA.

Sistema de geração automática de ficha catalográfica da UFSM. Dados fornecidos pelo autor. Sob supervisão da Direção da Divisão de Processos Técnicos da Biblioteca Central. Bibliotecária responsável Paula Schoenfeldt Patta CRB 10/1728.

Todos os direitos autorais reservados a Ricardo Acosta. A reprodução de partes deste trabalho só poderá ser feita mediante a citação da fonte.
e-mail: ricardo.acosta@gmail.com

Ricardo Acosta

**ESTIMATIVAS DAS INTERAÇÕES BIOSFERA-ATMOSFERA EM ECOSISTEMA
DE PASTAGEM NATURAL DO BIOMPA PAMPA**

Tese de doutorado apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM), como requisito parcial para a obtenção do título de **Doutor em Meteorologia**.

Aprovado em 19 de setembro de 2019:

Oswaldo Luiz Leal de Moraes, Dr. (UFSM)
(Presidente/Orientador)

Débora Regina Roberti, Dra. (UFSM)
(Coorientadora)

Cláudio Alberto Teichrieb, Dr. (UFSM)

Fernando Luiz Ferreira de Quadros, Dr. (UFSM)

Otávio Costa Acevedo, PhD. (UFSM)

Tatiana Mora Kuplich, PhD. (INPE)

Santa Maria, RS
2019

*A minha mãe, Elaine Acosta,
com admiração, amor e gratidão,
te dedico.*

Agradecimentos

À minha mãe, Elaine Acosta, por me ensinar a transformar sonhos em realidade.

Aos meus avós, Osmar e Maria Acosta (*in memoriam*), pela formação moral e pelo exemplo de vida que sempre foram e serão.

À Prof^a · Dra. Débora Regina Roberti pela orientação, acadêmica e holística, e total apoio durante o desenvolvimento da tese. Ao Prof. Dr. Osvaldo Moraes, por estar junto nesta empreitada.

Ao meu amigo/irmão, Eduardo Ferreira, por caminhar junto a mim há 3 décadas e, agora, pelo incentivo incondicional à conclusão dessa etapa.

À todos meus colegas durante este período de doutoramento: por sempre estarem dispostos a aprender, ensinar, discordar, discutir, gargalhar, escutar, etc... Seja a hora que for, seja a maneira que for. Muito obrigado.

Ao esforço de toda equipe do Laboratório de Micrometeorologia que está por trás de toda estrutura de coleta de dados, além do profissionalismo de excelência.

À CAPES/MEC pelo pequeno subsídio financeiro de apoio durante o período de doutoramento.

À Universidade Federal de Santa Maria, antes de tudo pela oportunidade, mas mais do que isso pela capacidade de transformar vidas ao seu redor, por meio do conhecimento e sua extensão a sociedade civil. De reforçar continuamente o significado do ensino público e de qualidade e ser agente de transformação social.

Aos professores do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia. Em especial, àqueles mais que professores, que entendem que a atividade docente transcende as paredes das salas-de-aula: Prof. Gervásio Degrazia, Profa. Débora Roberti, Prof. Otávio Acevedo, Prof. Osvaldo Moraes, Profa. Nathalie Boiaski e, em tempo, o Prof. Jonatan Tatsch

À todos os amigos que de alguma maneira sempre estiveram presentes e ajudaram direta ou indiretamente nessa grande travessia que é o período de doutoramento. Como sempre os digo: “- Sem vocês, eu nada seria.”

À Deus.

VISTA DEL CREPÚSCULO, AL FIN DE SIGLO

Por Eduardo Galeano (★1940 – 2015†)

*tradução livre

Está envenenada a terra que nos enterra e desterra.

Já não há ar, só desar.

Já não há chuva, só chuva ácida.

Já não há parques, só *parkings*.

Já não há sociedades, só Sociedades Anônimas.

Empresas em lugar de nações.

Consumidores em lugar de cidadãos.

Aglomerações em lugar de cidades.

Não há pessoas, só públicos.

Não há realidades, só publicidades.

Não há visões, só televisões.

Para elogiar uma flor, diz-se: “Parece de plástico”.

Resumo

ESTIMATIVAS DAS INTERAÇÕES BIOSFERA-ATMOSFERA EM ECOSISTEMA DE PASTAGEM NATURAL DO BIOMPA PAMPA

AUTOR: Ricardo Acosta

ORIENTADOR: Osvaldo Luiz Leal de Moraes

O bioma Pampa e seus ecossistemas prestam relevante papel ambiental, fornecendo serviços como a regulação climática e sequestro de carbono. Este trabalho observamos e respondemos algumas questões científicas relevantes e contribuir no entendimento de como este importante ecossistema se inseri no contexto dos estudos sobre sistema climático. O sítio experimental de Santa Maria, estabelecido junto a rede PELD/CSUL, reúne as características fundamentais para estudos das mais diversas áreas do conhecimento nesta que é fisionomia natural do Pampa, os campos nativos. A técnica micrometeorológica utilizada apresentou um fechamento do balanço energético ($LE + H$ vs $F_G + R_N$) de 75%, com $r^2 = 0,9$. Observou-se que a radiação disponível (R_N) apresenta uma sazonalidade que notavelmente acompanha a R_G incidente. O uso desta energia pelo ecossistema se diferencia ao longo do ano em duas fases. Uma delas onde o fluxo de calor latente é dominante sobre o fluxo de calor sensível, perdurando por 10 meses. E outra fase, quando R_N é menor ($\sim 75 \text{ W m}^{-2}$), o calor sensível é dominante, ocorre entre os meses de maio e julho. Quanto aos processos biofísicos que envolvem troca de carbono entre biosfera-atmosfera, a Produção Primária Bruta (GPP) apresentou variabilidade anual entre $2.285 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ e $2.902 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ no processo fotossintético e a Respiração do Ecossistema (R_{ECO}) variou entre $2.124 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ e $2.477 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$. A razão média entre R_{ECO} e GPP para todo período foi de 86% e indica a capacidade do ecossistema em atuar como sumidouro no saldo líquido anual. As estimativas anuais de carbono, ou a Produtividade Líquida do Ecossistema (NEP), no balanço de janeiro a dezembro, para todos anos de análise, apresentou sinal positivo. A variabilidade anual mostrou valores variando entre $+109,4 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ (2014) e $+507,2 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ (2015), com valor médio anual, para os 5 anos completos analisados, de $+349 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$. Este resultado implica que o ecossistema de pastagem natural atua como um sequestrador de carbono atmosférico.

Palavras-chave: Bioma Pampa, Fluxo de CO_2 e Energia, Interação biosfera-atmosfera

EVALUATIONS OF AMONG INTERACTIONS BIOSPHERE-ATMOSPHERE IN PAMPA BIOME ECOSYSTEMS

AUTHOR: Ricardo Acosta

ADVISOR: Osvaldo Luiz Leal de Moraes

The Pampa biome and its ecosystems play a significant environmental role by providing services such as climate regulation and carbon sequestration. This research looks at and answers some relevant scientific questions and contributes to the understanding of how this important ecosystem fits into the context of climate system studies. The experimental site of Santa Maria, established by the PELD/CSUL network, brings together the fundamental characteristics for studies of the most diverse areas of knowledge, in what is the main landscape of Pampa, the native pasture. The micrometeorological technique used presented an energy balance closure ($LE+H$ vs F_G+R_N) of 75%, with $r^2 = 0.9$. The Net Radiation (R_N) has a seasonality that notably follows the incident R_G . The use of this energy by the ecosystem differs throughout the year in two phases. One where latent heat flow is dominant over sensitive heat flow, occurs between August and April. Another phase, when R_N is smaller ($\sim 75 \text{ W m}^{-2}$), sensitive heat is dominant, occurs between May and July. Regarding biophysical processes involving carbon exchange between biosphere-atmosphere, the Gross Primary Production (GPP) presented annual variability between $2,285 \text{ gC m}^{-2} \text{ year}^{-1}$ and $2,902 \text{ gC m}^{-2} \text{ year}^{-1}$ in the photosynthetic process and Ecosystem Respiration (R_{ECO}) ranged from $2,124 \text{ gC m}^{-2} \text{ year}^{-1}$ to $2,477 \text{ gC m}^{-2} \text{ year}^{-1}$. The average ratio between R_{ECO} and GPP for the entire period was 86% and indicates the capacity of the ecosystem to act as a sink in the annual net balance. Annual carbon estimates, or Net Ecosystem Productivity (NEP), in the January-December balance of analysis showed a positive sign. The annual variability showed values ranging between $+109.4 \text{ gC m}^{-2} \text{ year}^{-1}$ (2014) and $+507.2 \text{ gC m}^{-2} \text{ year}^{-1}$ (2015), with average annual value for the 5 complete years analyzed, of $+349 \text{ gC m}^{-2} \text{ year}^{-1}$. This result implies that the natural grassland ecosystem acts as an atmospheric carbon sink.

Keywords: Pampa Biome, CO₂ Flux, Energy fluxes, Interactions biosphere-atmosphere

LISTA ALFABÉTICA DE ABREVIATURAS E ACRÔNIMOS

SULFLUX	Rede Sul Brasileira de Fluxos Superficiais e Mudança Climática
SM	Santa Maria
PA	Pedras Altas
IRGA	Infrared Gas Analyzer
FCO ₂	Fluxo de CO ₂ [$\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$]
NEE	Troca líquida do ecossistema, em inglês, <i>Net Ecosystem Exchange</i>
GPP	Produtividade primária bruta, em inglês <i>Gross Primary Production</i>
R _{ECO}	Respiração do ecossistema [$\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$]
NEP	Produção líquida do ecossistema, em inglês, <i>Net Ecosystem Production</i> [$\text{gC.m}^{-2}.\text{ano}^{-1}$]
LE	Fluxo de calor latente [W m^{-2}]
H	Fluxo de calor sensível [W m^{-2}]
F _G	Fluxo de calor no solo [W m^{-2}]
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
PAR	Radiação fotossinteticamente ativa
LUMET	Laboratório de Micrometeorologia - UFSM
UFSM	Universidade Federal de Santa Maria
DOY	Dia do ano, também chamado de Dia Juliano, em inglês <i>Day-Of-Year</i>
EC	Método de correlação turbulenta, em inglês <i>eddy-covariance</i>
FE	Fração evaporativa
ET	Evapotranspiração [mm]
FCO ₂	Fluxo de CO ₂ [$\mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2}.\text{s}^{-1}$]
R _N	Radiação líquida, em inglês <i>Net Radiation</i> [W m^{-2}]
R _G	Radiação Global [W.m^{-2}]
T _{AR}	Temperatura do ar [°C]
u*	Velocidade de atrito ou velocidade de fricção [m s^{-1}]
DPV	Deficit de pressão de vapor, em inglês <i>Vapor Pressure Deficit</i> [hPa]
ppm	Partes por milhão
ppt	Partes por trilhão [1 ppt = 10 ⁶ ppm]

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1 “Curva de Keeling” mostrando o aumento nas medições da concentração atmosférica de CO₂, a partir do início das observações do climatologista Charles Keeling, no observatório de Mauna Loa (Havaí - EUA) até a atualidade.
- Figura 1.2 a) Ilustração região de abrangência do Pampa na América do Sul e sul do Brasil e b) localização dos sítios experimentais de Santa Maria e Pedras Altas.
- Figura 2.1 Representação da área do Pampa na América do Sul e sua abrangência no estado do Rio Grande do Sul - RS
- Figura 2.2 Ilustração do conceito de flutuação e da média em uma variável aleatória, por exemplo: temperatura, vento, concentração de vapor d’água.
- Figura 3.1 Localização do sítio experimental de Santa Maria, RS, Brasil e a estação micrometeorológica instalada.
- Figura 3.2 Fluxograma da metodologia proposta por Reichstein et al., (2005) para preenchimento do fluxo de CO₂ (NEE).
- Figura 3.3 a) Imagem de satélite, área de abrangência do *footprint*; b) médias da intensidade e direção do vento.
- Figura 4.1 Distribuição da frequência da direção do vento médio observado para o período estudado, separado anualmente.
- Figura 4.2 Série temporal das médias diárias, durante o período de estudo, para as principais variáveis meteorológicas, são elas: Temperatura do Ar (T_{AR}), Déficit da Pressão de Vapor (DPV), Precipitação e Radiação Global (R_G).
- Figura 4.3 Precipitação mensal acumulada de Janeiro/2013 até Julho/2019 e SWC no período de coleta de dados.
- Figura 4.4 Diagrama de dispersão da energia disponível (R_N - F_G) versus fluxos turbulentos (H + LE), em médias de 30 minutos, a) todo período de estudo e; b) por estação do ano.
- Figura 4.5 Ciclo diário médio das componentes energéticas, são elas: R_N (Radiação líquida), F_G (Fluxo de Calor no Solo), H (Fluxo de Calor Sensível) e LE (Fluxo de calor Latente) , a) anual e b) mensal.
- Figura 4.6 Série temporal do valor médio diário, para o período estudado, das componentes energéticas, são elas: R_N (Radiação líquida), F_G (Fluxo de Calor no Solo), H (Fluxo de Calor Sensível) e LE (Fluxo de calor Latente) , a) anual e b) mensal.
- Figura 4.7 Série temporal das médias diárias, durante o período de estudo, para as variáveis fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e razão de Bowen (H/LE).
- Figura 4.8 Evolução mensal média do ciclo diário do fluxo de calor latente e fluxo de calor sensível.
- Figura 4.9 Valores médios diários da troca líquida de ecossistemas (NEE). Os dias do ano em que o valor da NEE é positivo, o ecossistema está atuando como fonte e em que é negativo, atua como sumidouro, ou seja, assimila o CO₂.

- Figura 4.10 Série temporal do NEE médio diário, ano a ano, durante todo período de investigação e a linha de tendência (em vermelho) com intervalo de confiança de 95%.
- Figura 4.11 Série temporal do fluxo de CO₂ acumulado diário, mês a mês, separados por ano de análise.
- Figura 4.12 Série temporal do fluxo de CO₂ acumulado diário, gC m⁻² dia⁻¹, separados por ano de análise.
- Figura 4.13 Série mensal de GPP, R_{ECO} e NEE, acumulado, para todo período analisado.
- Figura 4.14 Evolução mensal média do ciclo diário do fluxo de CO₂ (linha verde) e valores observados (pontos em cinza).
- Figura 4.15 Evolução mensal média do ciclo diário de GPP (linha verde forte) e R_{ECO} (linha verde claro).
- Figura 4.16 Relação entre as médias horárias do fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente e as variáveis meteorológicas R_G, T_{AR} e DPV.
- Figura 4.17 Relação entre as médias horárias das componente GPP e R_{ECO} do fluxo de CO₂ e as variáveis meteorológicas R_G, T_{AR} e DPV.
- Figura 4.18 Relação entre as médias horárias das componente GPP e R_{ECO} do fluxo de CO₂ e os fluxos de calor sensível e latente.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1 HIPÓTESE E OBJETIVOS.....	5
2. REVISÃO TEÓRICA.....	8
2.1 O CICLO E O SEQUESTRO DE CARBONO EM ECOSISTEMAS.....	8
2.2 AS PESQUISAS SOBRE FLUXO DE CO ₂	10
2.3 O BIOMA PAMPA.....	13
2.4 A TÉCNICA <i>EDDY COVARIANCE</i>	15
2.5 AS COMPONENTES DO FLUXO DE CO ₂	18
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	20
3.1 DESCRIÇÃO DO SÍTIO EXPERIMENTAL DE SANTA MARIA.....	20
3.2 PERÍODO DE INVESTIGAÇÃO.....	21
3.3 INSTRUMENTAÇÃO METEOROLÓGICA.....	21
3.4 PROCESSAMENTO DOS DADOS.....	22
3.4.1 Estimativa dos fluxos turbulentos.....	22
3.4.2 Filtragem de dados em situações de não turbulência.....	23
3.4.3 Filtragem de dados espúrios e irreais.....	24
3.4.4 Preenchimento de falhas ou lacunas - “gap-filling”.....	25
3.4.5 Análise de footprint e vento.....	26
3.4.6 Fechamento do balanço energético.....	27
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	29
4.1 CARACTERIZAÇÃO METEOROLÓGICA DO PERÍODO DE ESTUDO.....	29
4.2 FECHAMENTO DO BALANÇO DE ENERGIA.....	35
4.4 FLUXO DE CARBONO.....	41
4.4.1 Fluxo de CO₂ - Net Ecosystem Exchange (NEE).....	42
4.4.2 Produção primária bruta (GPP) e respiração do ecossistema (R_{ECO}).....	49
4.4 CONTROLE BIOFÍSICO DAS VARIÁVEIS AMBIENTAIS NO FUNCIONAMENTO DO ECOSISTEMA.....	53
5. CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	56
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	59
APÊNDICE A.....	69

1. INTRODUÇÃO

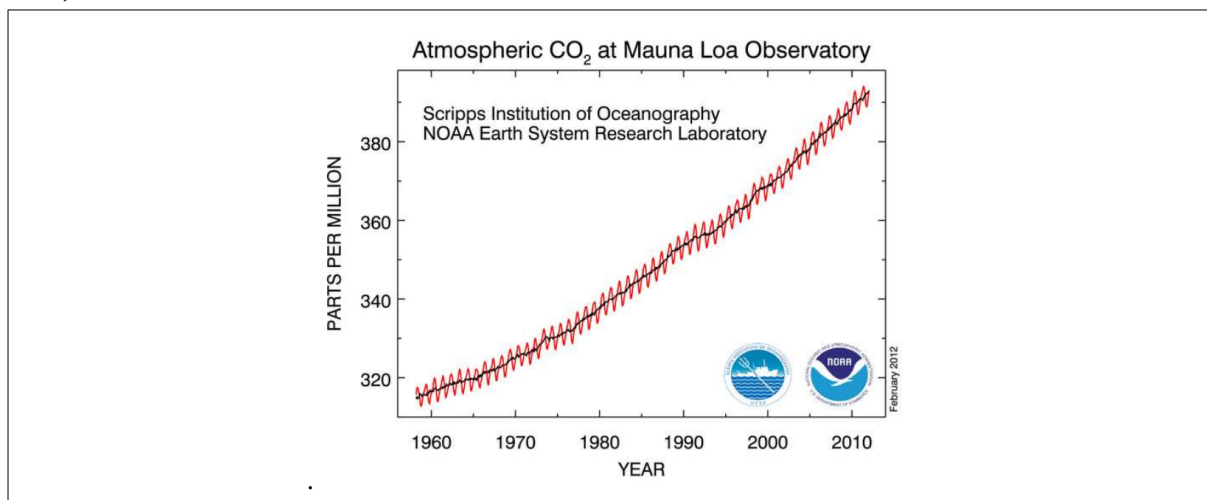
O ano de 2007 ficará na história como o momento em que pela primeira vez houve consenso entre os diferentes governos do mundo e a comunidade científica que as alterações climáticas que vêm ocorrendo no planeta é devido às atividades antropogênicas. A reunião do Grupo Intergovernamental de Especialistas em Mudanças Climáticas (IPCC, sigla em inglês), realizado em Valência/Espanha, no mês de novembro do mesmo ano, aprovou seu IV Relatório de Avaliação (AR4), o qual assim afirma (IPCC, 2007): “A intensificação do efeito de estufa, causa das alterações climáticas, tem como principal precursor o dióxido de carbono (CO₂), visto que é o gás efeito estufa (GEE) mais abundante, 64%, e portanto, que significativamente contribui para o forçamento radiativo do sistema climático que ocasiona o aquecimento global, seguido por outros GEE como o metano (CH₄) contribuindo 18%, do óxido nitroso (N₂O), 6%, e clorofluorcarbonetos (CFCs), gases halogenados e hexafluoreto de enxofre (SF₆), com 12% somados”. Neste sentido, o ciclo do carbono dos ecossistemas terrestres tem atraído um interesse considerável de cientistas e formuladores de políticas por causa de seu papel potencial como sumidouros e/ou fontes de CO₂ atmosférico (IPCC, 2000). É importante salientar que tratados internacionais, em especial o acordo histórico firmado na Conferência do Clima de Paris – COP21, que valerá a partir de 2020, tem como ponto central o combate às mudanças climáticas. Nestas negociações foi ressaltado a importância de contabilizar potenciais e já estabelecidos sumidouros de carbono no cálculo dos balanços nacionais de gases de efeito estufa.

No contexto do estado brasileiro, após anos de investigações e disputas políticas, o ano de 2015 é tido como um marco histórico, por ser o último ano com uma tendência crescente em relação às emissões de GEE, como anunciado na Conferência do Clima de Paris, 2015. De acordo com o apresentado pela delegação brasileira do Ministério do Meio Ambiente, houve uma mudança na tendência de emissões, relativo à avaliação ambiental do Brasil em 2002, consolidando uma redução significativa das emissões de GEE emitidos principalmente por queimadas, o equivalente a 80% do total de emissões brasileiras de CO₂ (Ministério do Meio Ambiente, 2015).

É importante frisar, todavia, que décadas atrás, o CO₂ não era considerado um poluente. Foi a partir da descoberta de um aumento vertiginoso concentrações atmosféricas de CO₂ (KEELING, 1960) a partir da era industrial e ainda mais acentuada nas últimas décadas (ver figura 1.1) que a concentração de dióxido carbono na atmosfera global passou de um

valor pré-industrial de aproximadamente 280 ppm, que permaneceram mais ou menos constantes durante os 10.000 anos anteriores, para 395 ppm em 2017.

Figura 1.1 - “Curva de Keeling” mostrando o aumento nas medições da concentração atmosférica de CO₂, a partir do início das observações do climatologista Charles Keeling, no observatório de Mauna Loa (Haváí - EUA) até a atualidade.



Fonte: SCRIPPS, 2019. <http://scrippsco2.ucsd.edu/>, acessado em 03 de agosto de 2019.

A concentração atmosférica de dióxido de carbono em 2017 excede, em grande medida, a sua variação natural durante os últimos 650.000 anos (de 180 a 300 ppm), de acordo com amostras de núcleos de gelo proveniente da Antártica em estudos paleoclimatológicos (AHN & BROOK, 2008). A taxa de crescimento anual da concentração de dióxido de carbono tem sido maior nas últimas décadas, com média de 1,9 ppm/ano, do que todas as outras décadas desde o início das medições diretas contínuas na atmosfera (1960-2005, com uma média de 1,4 ppm/ano), embora haja variabilidade interanual no ritmo e no aumento (IPCC, 2007). Além disso, de acordo com o último boletim publicado pela Organização Mundial de Meteorologia (OMM, 2011), a média global de CO₂ foi de 389 ppm em 2010 com uma tendência de crescimento anual, com base no ano anterior, de 2,3 ppm/ano e situando-se a taxa de crescimento na última década de 1,97 ppm. Dada a característica intrínseca do dióxido de carbono de reter a energia, absorvendo a radiação infravermelha, e re-emitindo posteriormente até a superfície terrestre, esse aumento intensifica o efeito estufa natural e leva ao conseqüente aquecimento global.

Dentro deste contexto, desde 1997, a comunidade internacional tomou consciência deste que seria um dos grandes problemas em escala global deste século e pela primeira vez houve uma tentativa de um acordo internacional para reduzir as emissões dos principais gases

de efeito estufa, incluindo o CO₂ - trata-se do Protocolo de Kyoto. Neste acordo, pela primeira vez atentou-se a necessidade de detectar e quantificar as possíveis fontes e sumidouros de GEE, a fim de gerir emissões no âmbito dos direitos de emissão, bem como preservar e promover os principais sumidouros de CO₂ no planeta e ainda alcançar uma compreensão mais completa do ciclo de carbono global. Duas atividades humanas, em particular, contribuem drasticamente para o aumento na concentração de dióxido de carbono atmosférico: a queima de combustíveis fósseis (com a produção de gases de efeito estufa) e as mudanças no uso da terra, em particular, o desmatamento (que provoca uma redução drástica na fotossíntese global, uma vez que reduz a biomassa de plantas, além de emitir resíduos através de queimadas).

Um vez que para a redução do carbono atmosférico haveria de se ter um esforço internacional, foram propostos alguns mecanismos a partir de incentivos econômicos das nações para a redução de emissões de gases efeito estufa resultantes de desmatamento e da degradação florestal, visto que sabe-se o impacto sobre a limitação de seus serviços ambientais. Este conceito parte da ideia de incluir na contabilidade das emissões de GEE aquelas que são evitadas pela redução do desmatamento e degradação florestal. À este mecanismo atribuiu-se o acrônimo REDD (do inglês, *Reducing Emissions from Deforestation and Forest Degradation*). O conceito de REDD foi ampliado e é conhecido como REDD+: o sinal “+” inclui o papel da conservação, do manejo sustentável e do aumento de estoques de carbono nas florestas, indo além do desmatamento evitado e recuperação de florestas. Se refere à construção de um mecanismo, ou uma política, que deverá contemplar formas de fomentar incentivos positivos aos países em desenvolvimento que tomarem ações para a mitigação das mudanças climáticas. Desde a COP-19 (em Varsóvia, 2013), as nações parte da Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre Mudança do Clima (UNFCCC), firmaram por este instrumento que países em desenvolvimento que tiverem seus resultados de REDD+ positivos tornariam-se elegíveis a receber “pagamentos por resultados”. Tais resultados devem ser verificados por especialistas apontados pelo Secretariado da Convenção-Quadro (UNFCCC, 2013).

No âmbito das políticas ambientais brasileira (MMA, 2015), antes mesmo da criação e assinatura do REDD+ na COP-19, o Brasil já havia implementado ações REDD+ e cumpria os requisitos para que seus resultados pudessem ser reconhecidos pelo UNFCCC que foi submetido a avaliação em 2014 na Conferência de Mudanças Climáticas realizada em Bonn.

O Brasil se tornou o primeiro país, em desenvolvimento, a apresentar a UNFCCC seu nível de referência de emissões florestais (em inglês, *FREL*). O Nível de Referência apresenta-se como um componente fundamental para posterior avaliação do resultado de REDD+ das políticas e iniciativas de países em desenvolvimento. A conclusão final da equipe de avaliação foi que as informações utilizadas para elaboração do FREL do Brasil são transparentes, completas e estão em acordo com as diretrizes apontadas pelas decisões da UNFCCC. Desde então o Brasil vem aperfeiçoando seu Sistema de Informações sobre Salvaguardas (SISREDD+), o qual proporcionará acesso a informações relevantes de maneira transparente e imediata. A Estratégia Nacional para REDD+ do Brasil (ENREDD+) tem como objetivo geral contribuir para a mitigação da mudança do clima por meio da eliminação do desmatamento ilegal, da conservação e recuperação dos ecossistemas florestais e do desenvolvimento de uma economia florestal sustentável de baixo carbono, gerando benefícios econômicos, sociais e ambientais.

O aumento do CO₂ atmosférico durante os últimos 200 anos é inquestionavelmente considerado um dos principais colaboradores do aquecimento do sistema climático. No entanto, estima-se que apenas entre 40% e 60% do total de emissões antropogênicas da última metade do século permanecem na atmosfera; o resto foi assimilado pelos oceanos e fixada pela biosfera terrestre através do processo fotossintético (DENNING et al., 1995; DENG e CHEN, 2011). Especificamente, os ecossistemas terrestres provaram-se potentes sumidouros líquidos de carbono nas últimas décadas, contrabalançando 15-34% das emissões antrópicas anuais de CO₂ emitidos para atmosfera (CANADELL et al., 2007; FIGUEROA e REDONDO, 2007; FRIEND et al., 2007; PREGITZER et al., 2008). Na agricultura, a atenuação do efeito de estufa pode ser conseguido através da redução de emissões de óxido nitroso e de metano e também por sequestro de carbono (LEIFELD et al., 2005). Através de aferições adequadas e sofisticadas é possível quantificar a quantidade de CO₂ que determinado bioma e seus ecossistemas emitem e/ou retiram da atmosfera, de certa forma neutralizando uma parte das emissões de CO₂ (DREWITT et al., 2002). Por isso, é importante ter informações confiáveis sobre os estoques de carbono atuais e suas projeções, de tal modo que o sequestro de carbono em terras agrícolas seja contabilizado no balanço nacional de GEE e, portanto, devem ser mensuráveis com acurácia (SMITH, 2004).

É essencial ter conhecimento dos principais mecanismos biofísicos do ciclo do carbono quando se lida com o aumento do CO₂ troposférico, assim a quantificação dos fluxos

de CO₂ tem se tornado cada vez mais relevante. Atualmente, um grande número de grupos científicos estão investigando e caracterizando as trocas desse gás entre os ecossistemas e a atmosfera (BALDOCHHI et al., 2001). Além disso, os estudos que mensuram e caracterizam os fluxos de massa e energia são fundamentais para entender processos biogeoquímicos envolvidos, que vão desde o funcionamento ecológico dos ecossistemas até o desenvolvimento de modelos matemáticos orientados para previsão do tempo e às mudanças climáticas (GRANIER et al., 2000).

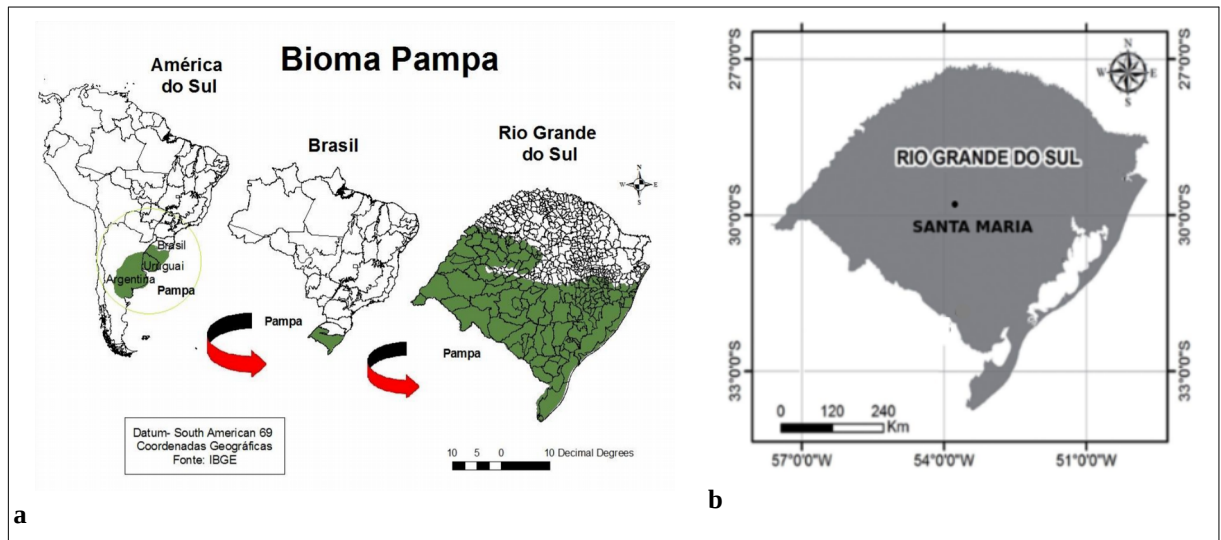
O estudo do ciclo do dióxido de carbono deve, portanto, ser a pedra angular de qualquer política energética compatível com gestão sustentável de recursos naturais e de incentivo ao desenvolvimento de uma nova matriz energética. Ter informação sobre a distribuição espacial e temporal dos fluxos de carbono, bem como a sua tendência temporal, é de vital importância, considerando o importante papel que o CO₂ desempenha na determinação do clima, além de ser essencial para entender e, quando possível, gerenciar o ciclo global do carbono, servindo como ator principal na mitigação frente às mudanças climáticas.

1.1 HIPÓTESE E OBJETIVOS

Embora a importância dos ecossistemas de pastagens no balanço global de carbono seja relevante, as informações sobre a capacidade de assimilação de carbono por pastagens são limitadas, de fato quase inexistentes, sobretudo na América do Sul. As interações superfície-atmosfera se dão por toda a Terra, estudos locais e regionais somam-se as contribuições no entendimento da sinergia entre toda a biosfera e o ambiente ao seu redor. Particularmente no estado do Rio Grande do Sul, Brasil, o que se pretende através de estudos sobre a vegetação local, em especial as pastagens nativas remanescentes do bioma Pampa é enfatizar a troca de carbono entre a superfície e a atmosfera, além de examinar as trocas de energia, seja na forma latente ou sensível, durante mesmo período e, ao fim, avaliar de que maneira estas relações podem ser úteis aos esforços regionais de preservação e conservação da vegetação nativa no bioma Pampa. Uma vez que os estudos até agora são principalmente por curtos períodos de tempo, pontuais e com métodos menos robustos, baseados em medidas de biomassa e análise de amostras de solo (LIMA et al., 2012), a real capacidade de assimilação de CO₂ deste complexo ecossistema permanece desconhecida. O presente estudo

fornece as primeiras medidas contínuas e precisas, em uma base de mais de 5 (cinco) anos, da troca de carbono entre atmosfera e o ecossistema de pastagens nativas do bioma Pampa, região que se estende desde o Rio Grande do Sul - Brasil até centro-norte da Argentina (Figura 2).

Figura 1.2 – a) Ilustração região de abrangência dos *Pastizales del Rio da Plata* (SORVANO et al. (1992) e b) localização dos sítios experimentais de Santa Maria e Pedras Altas.



Fonte: Autor.

A partir da hipótese de que o bioma Pampa e seus ecossistemas prestam relevante papel ambiental, fornecendo serviços como a regulação climática e sequestro de carbono e, portanto, afetam potencialmente o balanço de energia à superfície é objetivo geral deste estudo mensurar a capacidade de sequestro/emissão de CO₂ por ecossistemas de pastagem nativa, predominantes no Bioma Pampa. São objetivos específicos: i) caracterizar os padrões de variabilidade temporal das variáveis ambientais às quais os ecossistemas estiveram submetidos durante o período de estudo; ii) mensurar e compreender as relações biosfera-atmosfera no que diz respeito as trocas de energia entre ecossistema e atmosfera e; iii) entender a sinergia entre o funcionamento ecológico do ecossistema e a atmosfera através dos fluxos de água e carbono.

Este estudo está dividido em seis capítulos. O primeiro capítulo, o qual introduz o assunto e as principais lacunas que este trabalho tem por finalidade responder. O segundo é uma breve revisão bibliográfica a cerca dos assuntos abordados na tese, a fim de facilitar a

compreensão da metodologia empregada e dos resultados obtidos. O terceiro capítulo enfatiza os materiais e a metodologia utilizada na obtenção dos resultados. No quarto capítulo são apresentados dois artigos, nos quais foram quantificados e analisados os fluxos de energia e de CO₂ (e suas componentes, GPP e R_{ECO}), de maneira a compreender o funcionamento ecológico do ecossistema. O primeiro estudo dá ênfase nas condições ambientais ao qual o ecossistema esteve submetido durante a campanha de coleta de dados, a consequência da influência do clima sobre as trocas de CO₂ e energia, e finalmente traz a tona o primeiro inventário, com medidas anuais (5 anos), de emissões de carbono do Bioma Pampa. O segundo estudo analisa e sugere uma condição limite de estresse fisiológico do ecossistema o qual ele atinge o limite de saturação de fotossíntese. Em ambos os estudos os fluxos de CO₂ foram particionados em suas principais componentes GPP e R_{ECO}. O quinto capítulo abrange uma discussão, analogia e comparação entre os estudos, além de uma breve discussão sobre as novas questões que surgiram. E finalmente, no sexto, e último capítulo, são apresentadas as conclusões de maneira concisas.

2. REVISÃO TEÓRICA

Este capítulo descreve os fundamentos teóricos e uma breve revisão histórica sobre os quais o trabalho realizado se baseia. Ao fim, será feita uma exposição sobre o que consiste a técnica *Eddy-Covariance*, a pedra angular deste relatório.

2.1 O CICLO E O SEQUESTRO DE CARBONO EM ECOSISTEMAS

Os principais componentes terrestres do ciclo global do carbono podem ser englobado em dois termos opostos. Eles representam os processos biológicos do ecossistema como um todo: a produtividade primária bruta (*GPP*, sigla em inglês) e a respiração do ecossistema (R_{ECO}). É importante dizer que a R_{ECO} é somatório entre a respiração autotrófica (plantas) e heterotrófica (animais e micro-organismos presentes na camada superficial do solo subjacente). Para colocar em contexto, em primeiro lugar, podemos definir o *GPP* como a velocidade na qual os produtores primários autotróficos de um ecossistema, que no caso de um ecossistema terrestre são basicamente plantas e, em menor grau, microflora do solo, são capazes de capturar e armazenar uma certa quantidade de energia química do sol como biomassa em um certo período de tempo. Parte dessa energia fixada é usada pelos próprios organismos autotróficos para a respiração celular ou para a manutenção de seus próprios tecidos, sendo este conjunto a respiração realizada pelas plantas. Outra parte da energia fixada são produtos resultantes da fotossíntese, é o que denominamos de produção primária líquida (*NPP*, sigla em inglês) (PITELKA, 1994; RUIIMY et al., 1995; GILMANOV et al., 2003). Para entender o que acontece no ciclo do carbono em qualquer ecossistema, precisamos extrapolar esses conceitos. Neste caso, não só deve ser levado em conta a respiração autotrófica (R_A), mas também a respiração heterotrófica (R_H), proveniente de decompositores de matéria orgânica e microfauna do solo, englobando-a como respiração total do ecossistema (R_{ECO}) (LAMBERS et al., 1998). A diferença entre esses dois fluxos é tipicamente uma ordem de menor magnitude e é chamado de Troca Líquida do Ecossistema (*NEE*, sigla em inglês), que é considerada a principal fonte de variabilidade interanual observada na acumulação de dióxido de carbono atmosférico (DESAI et al., 2008). Portanto, é crucial entender como os processos biológicos de plantas e solo, ou seja, a funcionalidade ecológica dos ecossistemas, afetam essa variabilidade interanual, e para isso precisamos quantificar *GPP* e R_{ECO} . No entanto, mesmo com o importante avanço da capacidade tecnológica de observação de ecossistemas, ainda há uma lacuna na mensuração direta destes dois fluxos (*GPP* e R_{ECO}).

Destaca-se, conseqüentemente, a importância da técnica utilizada neste trabalho, o método ou técnica de covariância dos vórtices turbulentos ou *Eddy Covariance* (*EC*, sigla em inglês), que será tratada no capítulo seguinte.

Os ecossistemas têm como estratégia a fixação de carbono na forma de biomassa ou no solo subjacente, convencionalmente, tendo a atmosfera como referencial, pressupõe-se que o fluxo de carbono no sentido atmosfera-biosfera é negativo (fixação ou sequestro de carbono), enquanto a liberação de carbono da biosfera em sentido contrário (para a atmosfera) é positivo (LEIFELD et al., 2005). Em outras palavras, presume-se que certas atividades, sejam elas de preservação ou manejo adequado, podem transformar ecossistemas em um sequestrador de carbono atmosférico. Esta transformação tem o potencial de reduzir as concentrações atmosféricas de dióxido de carbono e, portanto, atenuar/mitigar, pelo menos localmente, o efeito estufa atmosférico. Todavia, há de se ter em conta que o sequestro de carbono por ecossistemas é não-permanente. Mais do que isso, o efeito sequestrador de CO₂, isto é, a taxa à qual o carbono é removido da atmosfera, torna-se menor à medida que o tempo passa, principalmente por conta de dois fatores: i) o estoque de carbono no solo se aproxima de um novo equilíbrio e; ii) há um nível de saturação em que as plantas estabilizam a absorção de CO₂. Estes aspectos ecológicos, entre outros, são discutidos nas investigações de JANSSENS et al. (2003) e SMITH (2005). Outros estudos têm mostrado que não é apenas teoricamente possível, mas praticamente viável regular os estoques de carbono em ecossistemas através de uma melhor gestão dentro dos limites superiores e inferiores determinados por restrições naturais (ASH et al., 1995; BATJES, 1999).

Apesar do entendimento atual da capacidade de ecossistemas em atuar como sumidouros de carbono, simulações climáticas futuras, capazes de considerar as relações solo-planta-atmosfera, projetam cenários em que estes assimiladores mundiais de CO₂ poderão se comportar como fonte de CO₂ a partir de meados deste século, notavelmente por conta da exposição do solo (vide o aumento crescente de desmatamento e descongelamento em regiões de latitudes mais altas), o que adicionaria mais um fator agravante e acelerador no que diz respeito às mudanças climáticas (FISHLIN e FUHRER, 2004). Nota-se, que os sumidouros de carbono tem papel relevante na solução, todavia não são toda a solução. Hedinger (2004) analisou o aspecto econômico de sequestro de carbono, salientando que fatores como a dinâmica na alteração de uso-do-solo e possíveis efeitos de saturação do CO₂ atmosférico, tenham papel relevante nas próximas décadas, corroborando a investigação de SMITH (2004), que projeta concentrações atmosféricas de CO₂ estabilizadas em níveis realmente

preocupantes (450-650 ppm), de tal modo que reduções drásticas das emissões de carbono sejam absolutamente necessárias.

No contexto da biota terrestre, um dos ecossistemas com maior extensão mundial são os campos, pradarias e/ou pastagens. Estudos estimam que cobrem 25% da superfície terrestre global livre de gelo (NOVICK et al., 2004; DZIEWULSKA, 1990). Sua relativamente alta reserva de carbono, seja na biomassa aérea ou fixada em matéria orgânica do solo, em uma forma predominantemente estável, fazem com que as pastagens desempenhem um papel importante no balanço global de carbono do planeta (GILMANOV et al., 2003). Do ponto de vista de gestão, as pastagens também são importantes porque fornecem oportunidades para facilitar o sequestro de carbono em um tempo mais curto e com custos mais baixos do que a arborização e/ou reflorestamento. Nota-se que as áreas de campos, prados ou pastagens naturais oferecem um potencial significativo para o sequestro de CO₂ atmosférico, especialmente no âmbito de futuros cenários alterações globais, como reportado no relatório do IPCC (IPCC, 2000). Em vista disso, este estudo vem no sentido de contribuir no conhecimento do papel das pastagens sulinas, inseridos no Bioma Pampa, o qual quase inexistem informações para que estratégias de gestão ambiental e econômica possam ser tomadas de forma robusta.

2.2 AS PESQUISAS SOBRE FLUXO DE CO₂

Vários métodos são propostos na literatura para determinar os fluxos turbulentos de energia e massa entre uma superfície horizontal natural e o ar adjacente, que é baseado nas equações físicas de transferência turbulenta. As trocas de massa mais importantes são as de vapor de água e dióxido de carbono. Estas trocas são definidas por uma magnitude mensurável, a densidade de fluxo, que expressa a quantidade do item considerado para passar em uma unidade de superfície horizontal, por unidade de tempo.

A técnica *Eddy Covariance* (EC) é um método micrometeorológico consolidado e a única através do qual é possível obter medições quase-direta, contínuas e não intrusivas, baseadas em medidas de alta frequência da componente vertical do vento e um escalar de interesse (T_{ar}, H₂O e CO₂, por exemplo). Ou seja a medida de fluxos na interface biosfera-atmosfera, seja de energia, por exemplo, o calor sensível (H), ou matéria, isto é, vapor de água e dióxido de carbono. A técnica EC fornece medições precisas e contínuas das trocas líquidas de CO₂ na escala do ecossistema (AUBINET et al., 2000; BALDOCCHI, 2003). O conceito do

método de correlação turbulenta é atribuído principalmente a Osborne Reynolds após estabelecer seu famoso conceito do número de Reynolds no final do século XIX. Desde então, a aplicação deste método foi adiada por muitos anos por razões técnicas, uma vez que se baseia em medições em uma escala temporal muito pequena, ou seja, são necessárias medições com uma frequência muito maior do que os instrumentos de medição eram capazes de fazer até algumas décadas atrás (BALDOCHII, 2008). Outro marco histórico remonta à década de 1940, quando Monin e Obukhov estabeleceram os princípios teóricos para o cálculo dos fluxos e gradientes de um escalar ou momento na camada superficial atmosférica. A primeira aplicação do método de correlação turbulenta para medir as trocas de dióxido de carbono foi na década de 70 usando sensores de resposta relativamente lenta, 2 Hz, o que levou a erros de até 40% nas medidas obtidas (DESJARDINS, 1974). O próximo avanço tecnológico veio com a comercialização de anemômetros sônicos e o desenvolvimento de analisadores de gases por infravermelho de trajetória aberta e resposta rápida, chegando a medir flutuações em até dez vezes por segundo (10 Hz). Seu design aberto permitiu que eles amostrassem parcelas de ar não perturbadas, mas esses instrumentos ainda tinham limitações operacionais e os sistemas de aquisição de dados limitavam os estudos a campanhas de curta duração em plena temporada agrícola, como a soja (ANDERSON et al., 1984), arroz (OHTAKI, 1984, DESJARDINS, 1985) ou milho (DESJARDINS, 1985), entre outros; ou em ecossistemas naturais, como florestas decíduas temperadas (VERMA et al., 1986) ou matas mediterrâneas (VALENTINI et al., 1991). A partir de 1990, a comercialização de instrumentos de resposta mais rápida permitiu que os cientistas realizassem estudos de campo contínuos com o método EC por longos períodos. Em 1993, o primeiro estudo que aplicou este método em um período de mais de um ano em uma floresta de latitude média foi realizado (WOFYSY et al., 1993).

Apesar das inúmeras vantagens da técnica EC na mensuração das trocas de energia e CO₂ discutido anteriormente, é importante mencionar que a técnica não é capaz de discriminar entre os processos que assimilam ou emitem CO₂ diretamente (GPP e R_{ECO}). Atualmente não existe um método padrão em utilização e vários métodos têm sido desenvolvidos para discriminar os processos de fotossíntese e da respiração do ecossistema, principalmente decompondo a Troca Líquida do Ecossistema (*NEE*, em inglês), medido diretamente, em seus dois componentes principais, GPP e R_{ECO} (REICHSTEIN et al., 2005; GILMANOV et al., 2007; DESAI et al., 2008, LASSLOP et al., 2010). Tipicamente, a grande maioria desses métodos tem sido baseada no conceito de fotossíntese nula (ou GPP zero) à noite e a existência de uma forte correlação entre GPP e a R_{ECO} com diferentes variáveis ambientais,

como radiação solar e temperatura do ar (LAW et al., 2002). Em investigações de ecossistemas semi-áridos, observou-se que a disponibilidade de água é outro importante fator de controle (REICHSTEIN et al., 2003). Alternativamente, outros métodos também são conhecidos da comunidade científica, tais como a aplicação de redes neurais (PAPALE e VALENTINI, 2003) ou a técnica de isótopos estáveis no qual a proporção isótopo de CO₂ contido no ar atmosférico pode determinar a sua origem, seja da respiração ou da fotossíntese (BOWLING et al., 2001; GRIFFIS et al., 2005; BRUGGEMANN et al., 2011).

A partir de 1997, iniciaram-se a proliferar locais de pesquisa com a medição de fluxos turbulentos por todo o planeta. A maioria dessas estações experimentais estão inseridas, atualmente, em diversos programas de unificação de informações ambientais de ecossistemas globais, como CarboEurope, ICOS, AmeriFlux, AsiaFlux, em regiões temperadas da América do Norte, com ênfase em ecossistemas florestais (HOUGHTON, 1996; AUBINET et al., 2000; BALDOCCHI et al., 2000; VALENTINI et al., 2000) e na Floresta Amazônica (LBA). Este esforço conjunto entre grupos de pesquisas ao redor do mundo, culminou com a formação da rede global FLUXNET, estabelecida em 1997 (BALDOCCHI et al., 2001). Desde então, houve um aumento significativo de sítios com medições de fluxo de CO₂ pelo mundo de forma contínua, cobrindo uma vasta gama de ecossistemas e sob diferentes regimes climáticos (VALENTINI et al., 2000). Em outubro de 2011, a rede global FLUXNET contava com 547 sítios experimentais, que registravam continuamente fluxos de energia e massa através da técnica *Eddy Covariance* (<http://fluxnet.ornl.gov/introduction>). Atualmente, existe informação substancial sobre o sequestro de carbono nos mais diversos ecossistemas ao redor do planeta, todavia há uma lacuna em investigações em ecossistemas na América do Sul, sobretudo no Pampa, uma grande região de pastagens que se estende desde o sul do Brasil, Uruguai e o norte da Argentina.

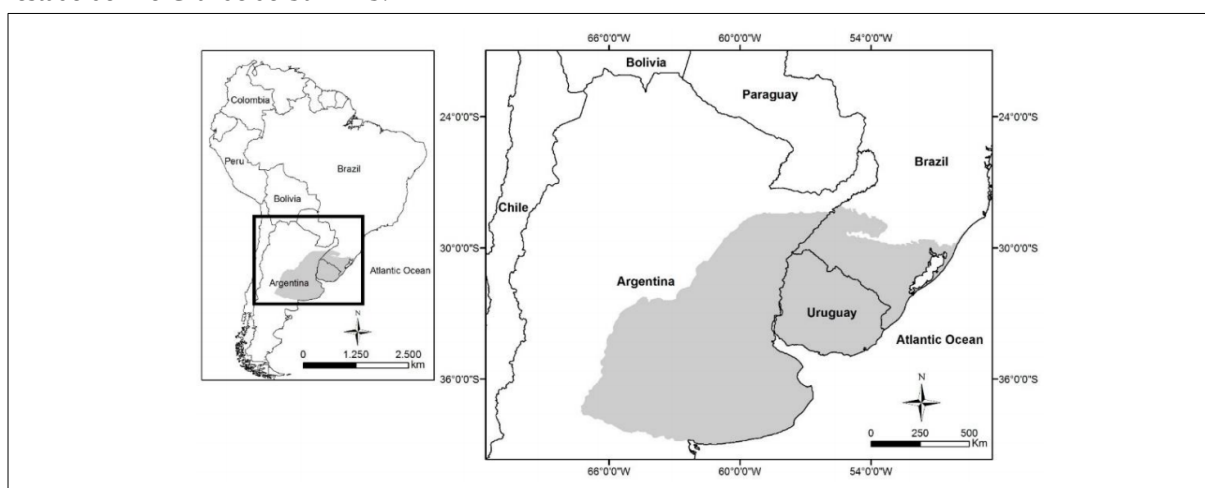
Algumas investigações sobre a troca de CO₂ sobre pastagens têm mostrado que eles podem atuar tanto como fonte quanto sumidouro de CO₂, a depender da época do ano. (LEAHY, 2004). Novick et al. (2004) analisou informações sobre estimativas NEE em pastagens anuais, baseadas em medições *Eddy Covariance* e relatou valores que variam de uma fonte líquida de CO₂ (+400 gC.m⁻²ano⁻¹) para um sumidouro líquido de CO₂ (-88 g.C.m⁻²ano⁻¹). Uma revisão sobre diversos banco de dados disponíveis (JANSSENS et al., 2003) mostrou que grandes incertezas permanecem no que diz respeito a função de ecossistemas de pastagens como fontes e/ou sumidouros de CO₂. Esta incerteza é atribuída principalmente à sensibilidade das pastagens à variabilidade interanual do clima e a dinâmica da biomassa

associado (MEYERS, 2001; FLANAGAN et al., 2002). Uma vez que ainda existe uma lacuna no conhecimento do saldo de carbono neste tipo de ecossistema, a Universidade Federal de Santa Maria foi pioneira no sentido de estabelecer uma rede de estações experimentais, através do Projeto SULFUX (<http://www.sulflux.ufsm.br>), a fim de investigar as trocas de CO₂ e energia entre os ecossistemas do bioma Pampa, o qual compreende grande extensão de pastagens naturais e outros cultivos agrícolas. Salienta-se que na região, áreas de pastagens naturais estão desaparecendo em taxas alarmantes resultado do impacto direto da pressão econômica, que altera não só as práticas agrícolas nas pastagens do bioma Pampa, como fomentam a alteração do uso-do-solo na região. Ainda que incipiente, estudo de Cernusca et al. (1998), enfatizava que tais alterações nos ecossistemas da região, na suas estruturas padrão da vegetação, composição de espécies e fisiologia, a disponibilidade de nutrientes deveriam impactar fortemente a troca de CO₂ biosfera-atmosfera.

2.3 O BIOMA PAMPA

A região do Pampa na América do Sul é caracterizada por uma ampla região de pastagens. São planícies planas e férteis que cobrem uma área de 777.000 km², desde o Oceano Atlântico à Cordilheira dos Andes. Estende-se do norte da Argentina, perpassando pelo Uruguai, até o sul do Brasil.

Figura 2.1 – Representação da área dos *Pastizales del Rio da Plata* na América do Sul e sua abrangência no estado do Rio Grande do Sul – RS.



Fonte: Scottà et al. (2015)

A palavra Pampa tem origem na palavra indígena guarani para “planície nivelada”. Quanto ao clima, o bioma encontra-se dentro da Zona Temperada Sul e possui clima subtropical temperado, com as quatro estações do ano bem definidas. De todo modo, alguns

ecossistemas do bioma podem sofrer alterações em seu funcionamento ecológico, seja por evento climáticos extremos e/ou prolongados ou a atuação de fenômenos de escala planetária, como El Nino Oscilação Sul (ENOS) (KUPLICH et al., 2013).

O Pampa brasileiro, passou a ser reconhecido enquanto bioma recentemente, no ano de 2004. Trata-se de uma das áreas de campos temperados e subtropicais mais importantes do mundo, com um patrimônio cultural associado à biodiversidade, conta com uma paisagem exuberante, onde predominam as pastagens, com arbustos esparsos e formações de árvores, capões de mata, matas ciliares e banhados (BERRETA, 2001). Os ecossistemas destacam-se por sua multifuncionalidade, contam com 3 mil espécies de plantas, 102 espécies de mamíferos, 476 de aves e 50 espécies de peixes. Está situado entre as latitudes 28°00' S e 34°00' S e longitudes 49°30' W e 58°00' W (IBGE, 2004), ocupando uma área de 63% (174.000 km²) do estado do Rio Grande do Sul. Rubert (2018) observou que a vegetação das pastagens naturais do Bioma Pampa é composta de forma predominante por gramíneas e algumas espécies de herbáceas. Por conta dos campos de pastagem natural, é aptidão natural destes ecossistemas a produção pecuária, uma das principais atividades econômicas da região, pois é uma fonte de forragem para cerca de 18 milhões de animais - principalmente bovinos e ovinos (CARVALHO & BATELLO, 2009). No entanto, o solo, em grande parte da região, tem uma textura extremamente arenosa, devido à sua origem na rocha sedimentar. O material geológico torna os solos frágeis - eles são altamente sensíveis à erosão hídrica e eólica. A fragilidade natural do solo e as atividades humanas inadequadas, em especial a conversão de extensas áreas campestres em monoculturas de florestamento e a alteração do uso-do-solo com a incursão do avanço da fronteira agrícola, associada ao incremento da produção de grãos têm levado à alterações significativas na paisagem natural do bioma Pampa.

A região vêm sofrendo perdas tanto de biodiversidade quanto de oportunidades socioeconômicas, expondo uma fragilidade socioeconômica, evidenciado pelo baixo Índice de Desenvolvimento Social da região (IBGE). Os ecossistemas do Pampa contribuem para o equilíbrio das relações ecológicas como um todo, são responsáveis por grande parte da produtividade primária terrestre, contudo, apesar da relevância, o conhecimento ainda é considerando um tanto quanto escasso (GRACE et al., 2006). Neste sentido, compreender e mensurar os serviços ecológicos, ou ainda, os recursos naturais disponíveis na região urge, visto as dificuldades por ora observadas.

2.4 A TÉCNICA EDDY COVARIANCE

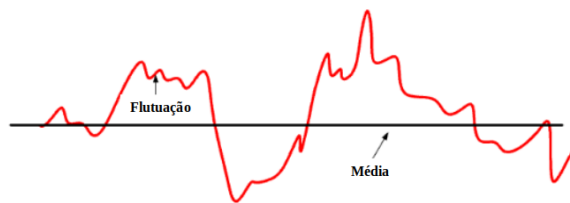
Entre os métodos micrometeorológicos utilizados para medir fluxos de CO₂ destaca-se, pelo grande sucesso da comunidade científica, o método direto de correlações turbulentas ou *Eddy Covariance* (EC).

A decomposição de Reynolds, diz que cada variável aleatória, em um instante t , pode ser decomposto por um valor médio ao longo do intervalo de tempo considerado e uma flutuação em relação a essa média, de tal modo que:

$$u = \bar{u} + u' \quad (2.1)$$

ou seja, a flutuação de uma variável é o desvio instantâneo de sua média. Por definição, a média das flutuações de qualquer variável é zero: $\overline{u'} = 0$, dado que as flutuações negativas são compensadas com as flutuações positivas na média.

Figura 2.2 – Ilustração do conceito de flutuação e da média em uma variável aleatória, por exemplo: temperatura, vento, concentração de vapor d'água.



Fonte: Autor.

A distribuição das variáveis médias, como os componentes de velocidade, temperatura, etc., pode fornecer muita informação sobre a estrutura de um fluxo, mas pouco ou nada sobre as trocas turbulentas que ocorrem no fluxo. Diversas medidas estatísticas são usadas para estudar e representar a estrutura turbulenta, todas baseadas na análise estatística das flutuações turbulentas observadas no fluxo. Dessas medidas, aquelas que têm especial relevância são as covariâncias, que são diretamente relacionadas, e às vezes referenciadas, como fluxos turbulentos de momento, calor ou massa. As covariâncias são médias dos produtos de duas variáveis turbulentas e dependem das correlações entre as variáveis envolvidas. Estes podem ser positivos, negativos ou nulos, dependendo do tipo de fluxo. Por exemplo, se u' e w' são as flutuações da velocidade do vento nas direções x e z , respectivamente, seu produto também será uma flutuação quantitativa, mas de uma média

não-nula; $u'w'$ será positivo (ou negativo) se u e w forem correlacionados positivamente (ou negativamente).

Para apreciar uma conexão clara entre covariâncias e fluxos turbulentos, consideramos o transporte vertical de qualquer magnitude que caracterize o ar (quantidade de movimento, calor, massa), onde a medida por unidade de volume é c , quantidade que varia de um elemento médio para outro. Se w é a velocidade vertical instantânea, o ar em movimento realiza o transporte dessa propriedade ou magnitude através da unidade de superfície horizontal a uma taxa cw por unidade de tempo. Ou seja, o componente da velocidade do vento na direção do fluxo é responsável pelo transporte e, conseqüentemente, pelo fluxo. Por exemplo, na direção vertical, o fluxo de um escalar a qualquer momento é cw , sendo c a concentração do escalar e w a velocidade vertical do vento:

$$F = cw = (\bar{c} + c')(\bar{w} + w') = \bar{c}\bar{w} + \bar{c}w' + c'\bar{w} + c'w' \quad (2.2)$$

onde $\bar{c} = C$ é o valor médio do escalar de interesse e $\bar{w} = W$ é o valor médio da velocidade vertical do vento.

Se quisermos usar essa definição de fluxo em relação às trocas de CO_2 entre superfície e atmosfera, não estamos interessados em valores pontuais de fluxo, mas um valor médio medido ao longo de um certo período de tempo, uma vez que um valor pontual desse fluxo apresentará enorme variabilidade, dada a natureza caótica da turbulência. Aplicando as médias para a equação 2.2 obtemos:

$$\overline{cw} = \overline{C\bar{w}} + \overline{\bar{c}w'} + \overline{c'\bar{w}} + \overline{c'w'} \quad (2.3)$$

onde $\overline{C\bar{w}} = C\bar{w}$ e o segundo e terceiro somados são zero, já que anteriormente dissemos que a partir da definição de flutuação temos que $\overline{u'} = 0$. Então:

$$\overline{cw} = \overline{C\bar{w}} + \overline{c'w'} \quad (2.4)$$

Assim, o fluxo escalar total pode ser representado como a soma do transporte médio (transporte produzido pelo movimento médio) e o transporte turbulento. Este último, também chamado de fluxo turbulento, é matematicamente idêntico a uma covariância e tem sido considerado o termo de transporte dominante.

Portanto, o fluxo de massa vertical para qualquer escalar pode ser dado pela seguinte expressão:

$$F = \overline{c'w'} \quad (2.5)$$

No caso específico do fluxo turbulento de CO_2 , estamos interessados em determinar, no nível do ecossistema, a quantidade desse gás que é liberado para atmosfera pela respiração

e outros processos (ecossistema fonte) ou assimilados na forma de carbono orgânico através da fotossíntese (ecossistema sumidouro). Devemos, portanto, escolher uma escala cuja magnitude varia apenas de acordo com esses processos. Para este propósito, a razão de mistura é escolhida, uma vez que é a única variável que é conservada durante os processos de expansão e compressão, associada à transferência de calor no ar e durante o processo de difusão do vapor de água por evaporação que faz com que, para um dado volume, as moléculas de CO₂ sejam deslocadas ao introduzir moléculas de vapor d'água, diminuindo assim a quantidade de CO₂ em relação ao referido volume (KOWALSKI e SERRANO-ORTIZ, 2007).

Portanto, pode-se simplesmente definir a densidade do fluxo de massa e energia entre a terra e a atmosfera usando a equação de covariância turbulento:

$$F = \overline{\rho_a w' s'} \quad (2.6)$$

onde w é a velocidade vertical do vento, s é a razão de mistura (ρ_c/ρ_a), multiplicada por ρ_a para obter unidades mais comuns de fluxo por unidade de área ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ou $\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), c_p e ρ_a são as densidades de CO₂ e do ar seco, respectivamente.

Além disso, com base na equação 2.6 e considerando como constantes a massa volumétrica do ar, ρ_a ($1,29 \text{ kg m}^{-3}$), o calor específico do ar a pressão constante, c_p ($1004,67 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$), e o calor latente de vaporização, L_v (2450 J kg^{-1}), os outros fluxos se expressam por:

Quantidade de movimento: $\tau = \rho_a \overline{u' w'}$ (2.7)

Calor latente: $LE = L_v \overline{\rho_v' w'}$ (2.8)

Calor sensível: $H = \rho_a c_p \overline{T' w'}$ (2.9)

Destes fluxos, os fluxos de calor latente (LE) e calor sensível (H) têm sido de especial importância, pois interferem no balanço energético. O fluxo de calor latente (LE) é a quantidade de energia por unidade de tempo e área que é usada para evaporar a água da planta e do solo ao alterar o status da fase. Assim, quando a água líquida contida na biosfera evapora e passa para a atmosfera na forma de vapor, absorverá calor do meio. Por outro lado, quando o vapor de água contido no ar se condensa na superfície, ele liberará calor. A quantidade de

energia que a água perde ou absorve por unidade de massa durante o processo de mudança de fase é chamada de calor latente de vaporização (L_v). De fato, o calor latente varia dependendo da temperatura, mas à temperatura ambiente essa variação é insignificante, por isso é considerado constante para simplificar a equação 2.8, com o valor atribuído correspondendo a temperatura de 20 °C.

O fluxo de calor sensível é o processo durante o qual a energia térmica é transferida da superfície da Terra para a atmosfera por condução e convecção devido a uma diferença de temperatura entre os dois meios. A condução ocorre primeiramente, justo na interface física entre superfície-atmosfera, por contato físico, enquanto convecção ocorre a partir de alguns milímetros acima da interface física dos meios, devido a diferença de densidade entre o ar mais aquecido na parte inferior da atmosfera do que o ar sobrejacente. Portanto, o fluxo de calor sensível é aquele que transmite pelo contato direto das moléculas do substrato terrestre com o do ar e é então transmitida para cima, devido as correntes de ar convectivas.

Tanto o fluxo de calor latente, quanto o fluxo de calor sensível são estimados com a técnica EC através da medição direta da covariância correspondente, conforme mostrado nas equações 2.8 e 2.9, onde w' ($m.s^{-1}$) é a variação instantânea da velocidade do vento vertical, ρ_v' ($kg.m^{-3}$) é a variação instantânea da densidade do vapor d'água, T' (°C) é a variação instantânea da temperatura do ar, $\overline{w'\rho_v'}$ a covariância entre a velocidade vertical do vento e densidade do vapor d'água e $\overline{w'T'}$ a covariância entre a velocidade vertical do vento e a temperatura do ar. As barras horizontais indicam médias temporárias e as aspas indicam desvios dos valores das médias temporárias.

De acordo com a concordância do sinal, e tendo a atmosfera como referência, ambos os fluxos (LE e H) serão positivos quando forem um fluxo de saída, da superfície para a atmosfera (a atmosfera ganha matéria ou energia) e negativos quando forem um fluxo de entrada direcionado para a superfície.

2.5 AS COMPONENTES DO FLUXO DE CO₂

É fato que o balanço de carbono é uma medida essencial para o entendimento da função ecológica de cada ecossistema. A sigla NEE (do inglês, *Net Ecosystem Exchange*) representa a diferença entre o total de carbono que as plantas fixam na fotossíntese (GPP) e a respiração global do ecossistema (R_{ECO}), incluindo a autotrófica (R_a) e heterotrófica (R_h). O NEE obtém-se pela medição direta do fluxo pelo método da covariância turbulenta (EC),

enquanto o valor de R_{ECO} pode ser obtido (e conseqüentemente o GPP também) através de uma regressão não linear do NEE noturno em função da temperatura do ar. A técnica apresentada por REICHSTEIN et al., (2005) é amplamente difundida e das mais utilizadas. Esta técnica consiste em obter uma parametrização dos valores de respiração utilizando um modelo empírico baseado na equação de Arrhenius proposta por Lloyd e Taylor (1994), que é dada por:

$$R_{ECO} = rb \cdot e^{E_0 \left(\frac{1}{T_{ref} - T_0} - \frac{1}{T_{ar} - T_0} \right)} \quad (2.10)$$

sendo que rb é a respiração na temperatura de referência ($\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), E_0 é a energia de ativação ($^{\circ}\text{C}$), $T_0 = -46.02^{\circ}\text{C}$ obtidos de Lloyd e Taylor (1994), T_{ref} é a temperatura de referência (10°C) e T_{ar} é a temperatura do ar. Os valores dos parâmetros (rb e E_0) da equação (3) são obtidos com os valores de NEE noturnos ($NEE = R_{ECO}$), uma vez que a noite o processo de fotossíntese é restrito a sua fase química. Durante o período diurno, os parâmetros rb e E_0 obtidos a noite, são utilizados para o cálculo da respiração do ecossistema, utilizando apenas a T_{ar} . Assim, dispondo da série temporal de R_{ECO} , o GPP pode ser encontrado, subtraindo do NEE medido da R_{ECO} modelada pela equação 2.35.

$$GPP = NEE - R_{ECO} \quad (2.11)$$

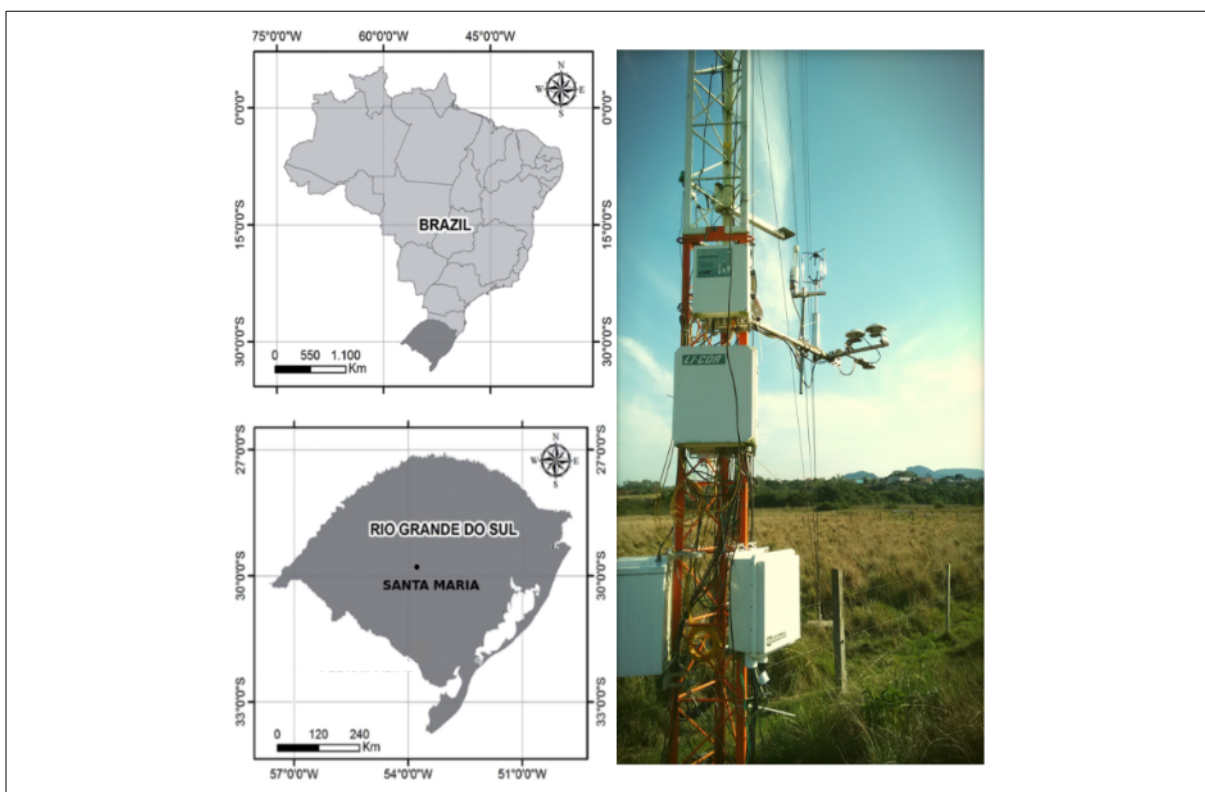
Portanto, temos finalmente o que chamamos de partição do fluxo de CO_2 , que nos permite avaliar, a qualquer momento, em que medida o carbono disponível está sendo utilizado para realização de fotossíntese (GPP) ou é produto da respiração do ecossistema (R_{ECO}).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 DESCRIÇÃO DO SÍTIO EXPERIMENTAL DE SANTA MARIA

Uma estação micrometeorológica, com medidas de alta frequência (10 Hz), com o sistema *eddy covariance* (EC) foi estabelecida em novembro de 2013 e, desde então, vem medindo continuamente as trocas de energia e CO₂ entre a biosfera-atmosfera. Concomitantemente estão sendo registradas informações ambientais através de um sistema de aquisição em baixa frequência (1 minuto) instalado na mesma estrutura (ver Figura 3.1).

Figura 3.1 - Localização do sítio experimental de Santa Maria, RS, Brasil e a estação micrometeorológica.



Fonte: Autor.

A atual torre de fluxo é uma das únicas estabelecidas em ecossistemas de pastagens do bioma Pampa. O sítio experimental (SM), latitude: 29°43'27,502''S e longitude: 53°45'36,097''W, 88 m de altitude, localiza-se no município de Santa Maria – RS, em uma área de 24 ha de pastagem nativa no Bioma Pampa e faz parte da rede PELD-CAMPOS SULINOS (Programa de Pesquisa Ecológica de Longa Duração), sob coordenação da UFRGS e apoio da da UFSM. O solo é classificado como Planossolo Háplico Eutrófico, segundo o mapa exploratório de solos do estado do RS (IBGE, 2002). Segundo a classificação de Köppen (NIMER, 1989), o clima pertence a tipificação “Cfa”, ou seja, clima subtropical

úmido, caracterizado por ter as estações bem definidas quanto a temperatura e pluviosidade regular. A vegetação encontrada na área de estudo, utilizada como pasto para o gado de corte, é de pastagem natural com predominância das seguintes espécies *Andropogon lateralis*, *Axonopus affinis*, *Paspalum notatum* e *Aristida laevis* (CONFORTIN et. al, 2016). Esta composição é distribuída uniformemente na área de estudo (QUADROS e PILAR, 2001). Alguns trabalhos já foram realizados neste sítio experimental com objetivos voltados ao estudo da morfogênese das espécies nativas e produção animal (BARBIERI et al. 2014, 2105).

3.2 PERÍODO DE INVESTIGAÇÃO

Como citado, as medidas estão sendo registradas desde novembro de 2013. Os registros iniciaram-se exatamente em 2013-11-20 14:30:00 (hora local) e estende-se até hoje, de forma contínua (exceto por curtos e eventuais períodos de falha ou troca de algum equipamento). Todavia, o estudo aqui apresentado, limita-se a data: 2019-07-08 14:30:00 (hora local). O período analisado corresponde a uma base de dados de mais de 5 (anos) observações ambientais, que consiste na maior base de dados sobre o Pampa com medidas de alta frequência, seja variáveis meteorológicas, quanto a dados de fluxos de troca biosfera-atmosfera.

3.3 INSTRUMENTAÇÃO METEOROLÓGICA

A estação micrometeorológica está equipada por inúmeros sensores. Os equipamentos possuem sistema de aquisição e armazenamento de dados separados para cada tipo de medida. As medidas referenciadas como de alta frequência, àquelas relacionadas as medidas dos fluxos de energia e CO₂ (10 Hz, ou seja, a cada segundo são realizadas 10 observações), tem um sistema próprio, devido a velocidade de aquisição dos dados e o volume grande de dados. As informações de baixa frequência, que são tomadas de minuto-a-minuto, possui outro sistema de gerenciamento, aquisição e armazenamento. Os dados utilizados neste estudo e os equipamentos utilizados estão descrito na tabela (Tabela 3.1) a seguir:

Tabela 3.1 - Variáveis medidas, altura de instalação e modelo dos sensores instalados na estação micrometeorológica Santa Maria, sobre o Bioma Pampa – REDE SULFLUX

Variável	Altura	Modelo do sensor	Período de utilização
Componentes do vento (u,v,w)	3m	Wind Master Pro/Gill Instruments	20/11/2013 – 17/06/2016
		IRGASON/LI-COR	18/06/2016 - atualmente
Concentração de H ₂ O e CO ₂	3 m	LI-7200/LI-COR	20/11/2013 – 17/06/2016
		LI-7500/LI-COR	18/06/2016 – 15/12/2014
		IRGASON/LI-COR	16/12/2014 – atualmente
Radiação solar	3 m	CNR4/Kipp&Zonen	
Saldo de radiação	3 m	CNR4/Kipp&Zonen	
Radiação PAR		Li-190SL/Kipp&Zonen	
Fluxo de energia no solo	-0,05 m	HFP01/Hukseflux	20/11/2013 – 05/01/2015
	-0,10 m	HFP01/Hukseflux	06/01/2015 - atualmente
Temperatura do solo	-0,05 m	T108/Campbell Scientific	
Conteúdo de água no solo	-0,10 m	CS616/Campbell Scientific	
Temperatura do Ar	3 m	HMP155/Vaisala	20/11/2013 – 17/06/2016
		CS215-L/Campbell Scientific	18/06/2016 - atualmente
Umidade relativa do ar	3 m	HMP155/Vaisala	20/11/2013 – 17/06/2016
		CS215-L/Campbell Scientific	18/06/2016 - atualmente
Precipitação	6 m	TR525USW/Texas Eletronics	

Fonte: Laboratório de Micrometeorologia - UFSM

3.4 PROCESSAMENTO DOS DADOS

3.4.1 Estimativa dos fluxos turbulentos

O método *Eddy Covariance*, EC, foi aplicado aos dados obtidos em alta frequência (10 Hz) para a estimativa dos fluxos de energia e CO₂. Utilizando o software EddyPro®, versão 6.1, Li-Cor, os fluxos turbulentos e outras variáveis obtidas pelo conjunto anemômetro sônico

e analisador de gás foram promediados valores para 30 minutos. É importante ressaltar que o método EC, baseia-se em uma série de critérios de estabilidade e homogeneidade, já testado e amplamente reconhecidos pela comunidade científica (AUBINET; VESALA; PAPALE, 2012). No software EddyPro® estão implementadas uma vasta possibilidade de combinações de correções e ajustes a fim de obter fluxos confiáveis. Neste trabalho os fluxos foram obtidos com as seguintes configurações: i) cálculo das flutuações turbulentas em média por bloco e rotação dupla e correção para os efeitos da densidade (WEBB et al., 1980); ii) correção espectral de alta frequência baseada no uso de formulações matemáticas para modelar as propriedades de fluxo e espectrais que descrevem atenuações de fluxo devido à configuração instrumental (GASH e CULF, 1996); iii) correções filtro passa alta e baixa de acordo com a metodologia de MONCRIEFF et al. (1997, 2004), respectivamente; iv) testes de qualidade nos fluxos seguiram a metodologia de MAUDER e FOKEN (2004); v) correção de ângulo de ataque para componentes de vento segundo metodologia de NAKAI e SHIMOYAMA (2012) e; vi) finalmente, a remoção de *spikes* seguiu o método de VICKERS e MAHRT (1997).

3.4.2 Filtragem de dados em situações de não turbulência

A técnica EC têm se mostrado um método eficiente para estudar a troca líquida de CO₂ (NEE) por ecossistemas e a atmosfera adjacente (BALDOCCHI et al., 2001). No entanto, algumas incertezas no balanço anual de carbono podem surgir a partir de erros de viés sistemático e aleatórios (GOULDEN et al., 1996). Os erros sistemáticos representam desvios desconhecidos do valor real que são persistentes no sinal ou durante um período mais longo sob certas condições ambientais. Pode-se citar como dois principais erros de viés sistemáticos o não-fechamento do balanço energético (em geral, subestimado) e, ainda, as medidas de fluxo do ecossistema noturno durante baixas condições do vento (BALDOCCHI et al., 2003). No que diz respeito aos erros aleatórios é importante ressaltar que, apesar de sua existência, sua frequência em relação ao total de informações obtidas é muito pequeno e, portanto, pode ser desconsiderado nas estimativas das trocas de carbono entre atmosfera e ecossistema. Quanto a confiabilidade das medições de fluxos noturnos, durante períodos com baixa mistura turbulenta, relatado por diversos estudos (AUBINET et al., 2000; TWINE et al., 2000; WILSON et al., 2002), é amplamente utilizado parâmetros que possam definir a eficácia da turbulência noturna. Um destes filtros utilizados é a velocidade de fricção (u^*) definida como:

$$u^* = \sqrt{(\overline{u'w'})^2 + (\overline{v'w'})^2} \quad (3.1)$$

em que \mathbf{u}' e \mathbf{v}' são os desvios em relação à média das componentes horizontais da velocidade do vento horizontal e \mathbf{w}' é a componente vertical da velocidade do vento. Alguns autores sugerem que em condições de baixa turbulência noturna seja realizada a substituição das medidas de fluxos de CO_2 a partir de relações funcionais derivadas da relação entre fluxos de CO_2 e velocidade de atrito em condições de “boa” turbulência. A magnitude da velocidade de atrito (\mathbf{u}^*), onde há a existência de “turbulência”, é específica para cada localidade e, conseqüentemente, este limiar deve ser definido respeitando as particularidades de cada desenho experimental estudado (GOULDEN et al., 1996a; AUBINET et al., 2000; FALGE et al., 2001; BALDOCCHI, 2003). Desta maneira, a determinação deste limiar para \mathbf{u}^* é essencial para excluir os períodos de turbulência intermitente onde, acredita-se, que a técnica EC seja ineficiente em capturar os verdadeiros fluxos de CO_2 (APÊNDICE A).

3.4.3 Filtragem de dados espúrios e irrealis

Ainda que haja um extremo cuidado na aquisição e processamento dos dados brutos obtidos, é importante ressaltar que os instrumentos utilizados não se encontram em um ambiente controlado, portanto estão sujeitos a intempéries e a outras influências externas (por exemplo, alguma eventualidade por conta da fauna local ou algo inesperado). Fatores desta sorte são relatados em diversos estudos da área e têm influência na correta operação dos sensores. Muitas vezes estas eventualidade ocasionam valores incorretos tanto nas variáveis de fluxo, quanto na obtenção das variáveis meteorológicas (BURBA; ANDERSON, 2010).

A partir do discorrido, fica evidente a necessidade de um pós-processamento das informações ambientais obtidas a fim de retirar valores espúrios ou sem significado físico. A primeira etapa é remover valores de fluxos que não correspondem a real capacidade dos ecossistemas em realizá-los. Neste estudo foram considerados como limiares para correta utilização das observações, valores para: i) fluxo de CO_2 entre $-50 \mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ e $+30 \mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$; ii) fluxo de calor sensível (H) entre -100 W m^{-2} e $+500 \text{ W m}^{-2}$ e; iii) fluxo de calor latente (LE) entre -50 W m^{-2} e $+600 \text{ W m}^{-2}$. Em um segundo momento, os demais dados espúrios foram removidos usando um filtro estatístico que compara os fluxos de cada meia hora (f_i) com uma relação entre a média (f_{mi}) e o desvio padrão (f_{sdi}), em uma janela móvel de 5 (cinco) dias em torno de f_i , adaptando ao nosso conjunto de dados a metodologia utilizada em Béziat; Ceschia; Dedieu, (2009):

$$f_i < f_{mi} - (DP \times f_{sdi}) \text{ ou } f_i > f_{mi} + (DP \times f_{sdi}) \quad (3.2)$$

onde o valor DP (multiplicador de desvio padrão) foi de 2,5 para os fluxos de CO₂ e 4,0 para os fluxos de calor sensível (H) e calor latente (LE). Essa diferença se justifica devido a variabilidade distintas dos fluxos de energia (H e LE) e o fluxo de CO₂. Para todas as outras variáveis medidas utilizou-se o mesmo método estatístico para filtragem de dados espúrios.

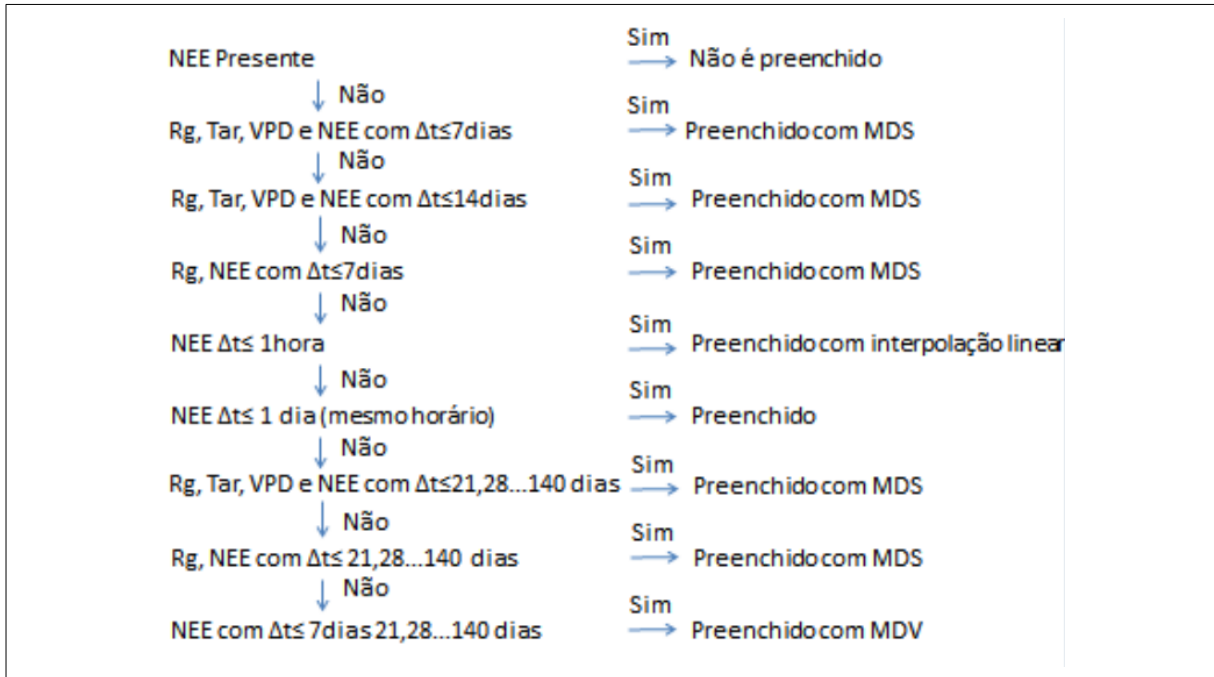
3.4.4 Preenchimento de falhas ou lacunas - “gap-filling”

Lacunas ou falhas na série temporal dos dados de fluxo de energia e carbono geradas pelos filtros e/ou mau funcionamento dos sensores foram preenchidas utilizando as técnicas *Marginal Distribution Sample (MDS)* e *Mean Diurnal Variation (MDV)*, proposto por Reichstein et al. (2005). Utilizando a ferramenta computacional ReddyProc (WUTZLER et al., 2018) é possível estimar dados faltantes por um valor médio, obtidos a partir de condições meteorológicas semelhantes. A técnica é baseada na auto-correlação temporal dos fluxos. As falhas são preenchidas pela média dos valores válidos medidos no mesmo horário (com até +/- 1h em torno do ponto), em dias adjacentes. O tamanho e a definição do período médio (janela) podem variar entre diferentes implementações. Em geral, recomenda-se um tamanho de janela não superior a 2 semanas, uma vez que, para períodos mais longos, a dependência não linear de variáveis ambientais poderia introduzir grandes incertezas e erros (FALGE et al., 2001). O MDV não necessita de forçantes e é o único método que pode ser utilizado quando há ausência de dados meteorológicos. A rotina de estimativa de dados faltantes é implementada a partir de 3 (três) situações distintas, na seguinte forma: i) existem falhas apenas na série de fluxos de interesse, mas todas as variáveis meteorológicas estão disponíveis; ii) além das falhas nos fluxos de interesse, existem falhas na série temporal da variável meteorológica DPV; iii) Existem falhas nas séries temporais de fluxos e nas variáveis meteorológicas DPV, T_{AR} e R_G.

Para a primeira situação, as lacunas nos fluxos são estimas/preenchidas com as médias dos valores em condições meteorológicas similares para uma janela de +/- 7 dias. As condições meteorológicas são consideradas similares se R_G, T_{AR} e DPV estiverem dentro dos limites de 50 W m⁻², 2,5 °C e 5 hPa, respectivamente. Caso não existam condições similares para a janela, esta é aumentada para +/- 14 dias. Na segunda situação, utiliza-se o mesmo procedimento, contudo, as condições meteorológicas são consideradas similares apenas se R_G variar menos que 50 W m⁻². Neste cenário a janela não é aumentada caso não sejam encontrados valores de fluxo sob condições meteorológicas adequadas ao método. Na última

possibilidade, a estimativa/preenchimento dos fluxos é tida como o valor médio de fluxo, em mesmo horário, nos dias adjacentes (+/- 1 dia). Caso este valor também apresente falha, a janela é aumentada até o dado ser preenchido, conforme mostrado na figura 3.2.

Figura 3.2 - Fluxograma da metodologia proposta por Reichstein et al. (2005) para preenchimento do fluxo de CO₂ (NEE).

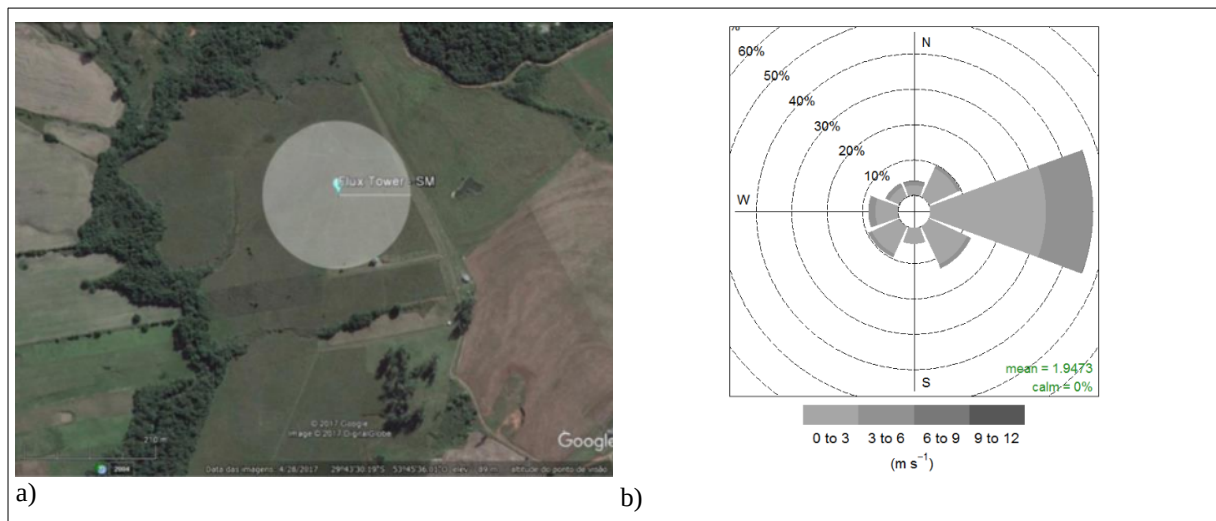


Fonte: adaptado de Reichstein et al. (2005)

3.4.5 Análise de *footprint* e vento

A medição pelo método EC é basicamente uma medição pontual, mas permite estudar processos ecofisiológicos de ecossistemas inteiros, a fim de obter uma visão geral das trocas de CO₂ na interface superfície-atmosfera (FISCHLIN e BUCHMANN, 2004). O *footprint* de medições de fluxos, obtidos pelo técnica EC, define o contexto espacial das medidas. Neste sentido, a fim de dar robustez a análise dos dados medidos é fundamental que se tenha uma estimativa real da abrangência do sinal obtido pelo sistema EC. RUBERT (2018), em um estudo sobre a evapotranspiração na área de estudo, utilizando a metodologia de Kljun et al. (2004) para estimativa do *footprint*, verificou que os dados observados pelo sistema EC tem raio de 115 m e que não há obstáculos dentro da área de abrangência. Portanto, não houve descarte dos dados por este motivo, tampouco pela direção do vento predominante.

Figura 3.3 – a) Imagem de satélite, área de abrangência do *footprint*; b) médias da intensidade e direção do vento.



Fonte: RUBERT (2018)

3.4.6 Fechamento do balanço energético

O fechamento do balanço de energia é um parâmetro útil para verificar a plausibilidade e a qualidade dos dados de fluxos de energia de uma estação micrometeorológica (AUBINET et al., 2003). O balanço de energia à superfície é calculada como a diferença entre a medição independente de energia disponível, isto é, por um lado tem-se a densidade de fluxo de radiação líquida (R_{NET}) e o fluxo de calor no solo (F_G), e por outro os fluxos turbulentos latente (LE) e sensível (H) medidos com a técnica *Eddy Covariance*.

Muitos estudos têm demonstrado que o balanço de energia tende a ser subestimado, ou seja, ocorre um não-fechamento do balanço de energia (FLANAGAN et al., 2002; GRECO E BALDOCCHI, 1996; NORDSTROEM et al., 2001), por fatores que associados não resolvidos pelo método EC, em geral advecções de parcela de ar na região e também à escala as quais os termos compreendidos na análise são realizados (discutidos a seguir), deste maneira, com certa frequência, há conseqüentemente uma pequena subestimativa no cálculo dos fluxos de CO_2 também. Todavia, ressalto, que a comunidade científica considera válido para validação dos fluxos observados um balanço de energia com valores superiores a 60% (TWINE et al., 2000). Estudos como de Twine et al. (2000) e Griffis et al. (2004) aplicam uma correção para esse não-fechamento do balanço de energia. É importante ressaltar que esta correção não é unanimidade na comunidade acadêmica, haja visto o argumento de outros

autores que a falta de energia pode também ser o resultado da diferença de escalas espaciais das variáveis medidas para o fechamento do balanço de energia (SCHIMD, 1994). A energia disponível (R_N) e também o fluxo de calor no solo (F_G) em um contexto espacial, refere-se a área de até 15 m^2 (raio $\sim 2 \text{ m}$), portanto relativamente pequeno ao *footprint* dos fluxos turbulentos (LE e H), os quais representam o resultado de medições da área total de influência de raio $\sim 100 \text{ m}$ (*footprint*). A discussão do fechamento do balanço de energia sobre o bioma Pampa, a utilização ou não de algum tipo de correção, será discutida em detalhes nas discussões do Capítulo 4.

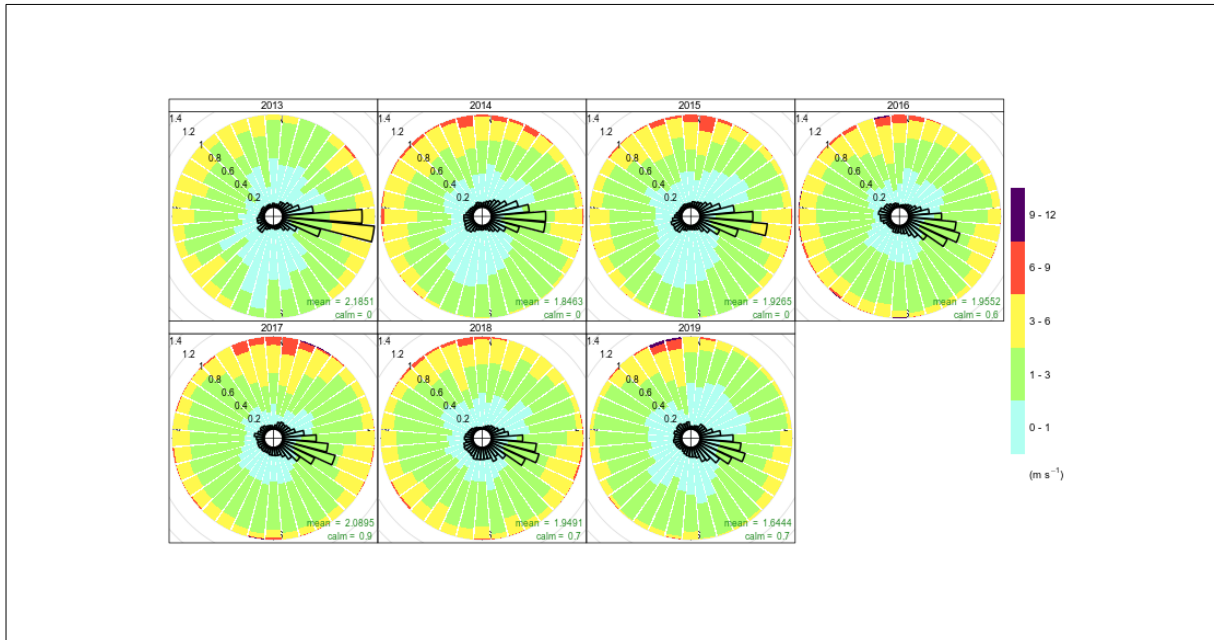
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 CARACTERIZAÇÃO METEOROLÓGICA DO PERÍODO DE ESTUDO

Nesta seção será apresentado a análise quantitativa e qualitativa das distintas variáveis meteorológicas registradas pela estação meteorológica, de tal maneira que permite-nos compreender o contexto meteorológico/climático o qual se desenvolveu a campanha de medidas de fluxos de energia e CO₂. O fato que o NEE (*Net Ecosystem Exchange*) está intensamente correlacionado às variáveis ambientais, em especial àquelas na interface biosfera-atmosfera é de conhecimento notório (BALDOCCHI et al., 2015). Todavia, cada ecossistema tem relações peculiares as variáveis ambientais e entender a forma como se relacionam é um dos objetivos do trabalho.

A Figura 4.1 apresenta a direção e magnitude do vento médio no sítio experimental. Observa-se que predominantemente se dá no eixo E-O (leste-oeste), e a direção do vento é de Leste ($\sim 100^\circ$). O fato da direção do vento seguir um eixo bem definido se deve principalmente a orografia da região de estudo, que está localizada na encosta de subida/descida ao Planalto Riograndense. Na região onde está instalada a estação micrometeorológica predominam vento de fracos a moderados, variando entre valores de 1 m s⁻¹ e 6 m s⁻¹, e com valores máximo na média de 30 minutos de até 10,8 m s⁻¹. Apesar da predominância dos ventos de leste, observa-se a partir da figura que os ventos mais intensos ($> 6 \text{ m s}^{-1}$) não raramente são do quadrante norte. Esta configuração na direção de ventos de maior intensidade é típica da região, uma vez que a estação micrometeorológica está situada à sotavento da barreira orográfica (encosta) é de se esperar que os ventos oriundos de norte venham tornar-se mais intensos e também trazer ar mais quente e seco (será discutido a seguir). As ocorrências são verificadas principalmente nas estações de inverno e primavera, em situações atmosféricas chamadas pré-frontais (de ocorrência anterior a passagem de uma frente-fria). Ademais, por conta da característica orográfica da região, as situações de calmaria, intensidade do vento $< 1 \text{ m s}^{-1}$, são bem evidentes e sem direção do vento predominante. Observa-se que em todos os anos ocorre com frequência tal configuração. Essa situação de calmaria, em especial no inverno, onde há a presença de ar frio e úmido, e portanto sem turbulência mecânica, faz com que a região experimente dias com neblina persistente até o início da tarde, situação semelhante ao chamado, na meteorologia, “efeito de vale” (ARBAGE et al., 2008).

Figura 4.1 – Distribuição da frequência da direção do vento médio para o período estudado.



Fonte: Autor.

A Figura 4.2 apresenta as observações ambientais das variáveis meteorológicas convencionais. A Radiação Global (R_G) é uma das variáveis meteorológicas com papel importante neste estudo, é a fonte de energia do ecossistema e a qual a vegetação, no processo de fotossíntese, é capaz de transformar o dióxido de carbono (CO_2) em compostos orgânicos. Logicamente, em uma situação com pouca radiação solar, a vegetação tem taxa fotossintética reduzida, inclusive inibida, diminuindo a absorção CO_2 . Nestes casos, as plantas deixariam de atuar como sumidouros de carbono para converterem-se em fontes do mesmo, através da respiração. Compreender a distribuição temporal da mesma é fundamental para a análise dos processos biológicos associados.

Observa-se que a R_G é marcada pela sazonalidade, típica de regiões extra-tropicais. As variações em sua observação dependem somente de dois fatores: i) a latitude da região de interesse e; ii) a nebulosidade presente no momento de sua observação. Por conta da posição do sítio experimental, no limite do que é convencional entre região tropical e extra-tropical, há uma característica interessante que o difere de outros sítios de ecossistemas semelhantes. É notável a sazonalidade de R_G ao longo do ano, com valores máximo horário de $\sim 1.152 \text{ W m}^{-2}$ no verão (especificamente na efeméride do solstício de verão), enquanto que no inverno o valor máximo horário observado é de $\sim 150 \text{ W m}^{-2}$. Ou seja, há um decaimento de 80% da radiação incidente do verão para o inverno. Todavia, apesar da grande amplitude energética,

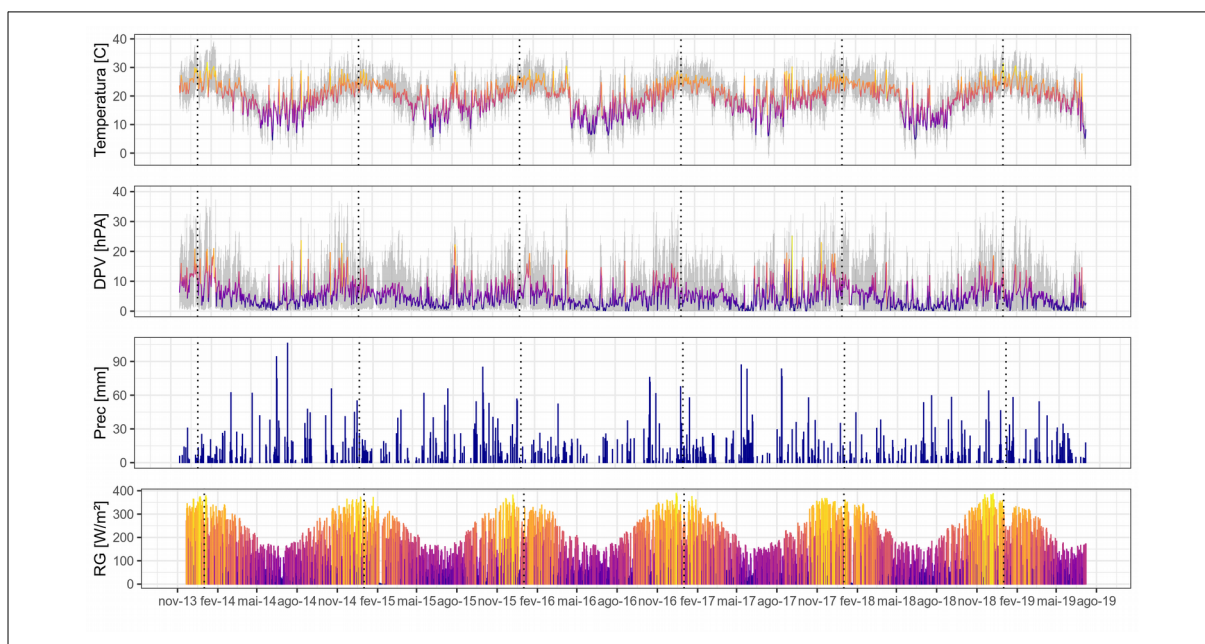
os altos valores de R_G que está submetido o ecossistema são típicos de regiões tropicais. Esta peculiaridade na quantidade de energia disponível influencia o funcionamento ecológico do ecossistema, como veremos nas análises dos fluxos de energia e CO_2 .

Quanto a T_{AR} (temperatura do ar), observa-se na Figura 4.2 a marcada oscilação ao longo do ano, por exemplo para o ano de 2014 a temperatura mínima horária registrada foi de $-1,2\text{ }^\circ\text{C}$ em junho e a máxima foi de $39,3\text{ }^\circ\text{C}$ em janeiro. Esta pronunciada amplitude térmica é característica da sazonalidade de clima sub-tropical da região de estudo e suas áreas adjacentes, considerando somente as T_{AR} média mensal a amplitude térmica anual é de aproximadamente $12,6\text{ }^\circ\text{C}$. Assim, a T_{AR} média mensal alcança seu máximo no mês mais quente do ano, em janeiro, com temperatura média mensal de $25,2\text{ }^\circ\text{C}$. No inverno, junho se destaca como o mês mais frio, com T_{AR} média mensal de $13,3\text{ }^\circ\text{C}$. A T_{AR} média anual para os anos de 2014, 2015, 2016, 2017 e 2018 foi de $19,7\text{ }^\circ\text{C}$, $19,6\text{ }^\circ\text{C}$, $18,9\text{ }^\circ\text{C}$, $20,3\text{ }^\circ\text{C}$ e $19,6\text{ }^\circ\text{C}$ respectivamente, quase $1\text{ }^\circ\text{C}$ maior do que T_{AR} anual média climatológica (últimos 30 anos), período entre 1987-2016, registrada na estação do INMET (Instituto Nacional de Meteorologia) que é de $18,8\text{ }^\circ\text{C}$. Merece especial destaque alguns períodos em que houve temperatura anômala em relação a climatologia. Já no início das medidas, a partir de novembro 2013 até fevereiro de 2014 ocorreu um período de temperaturas muito altas, com T_{AR} de até $30\text{ }^\circ\text{C}$, valores superiores do que para o mesmo período nos outros anos de coleta e que, de alguma forma, pode impor restrições ao funcionamento ecológico do ecossistema (será comentado posteriormente). Outro período anormalmente quente foi o mês de abril de 2016. O mês seguinte, maio de 2016, foi anormalmente frio (mais frio que todos os meses coletados para o mesmo período). Estas comparações se estendem não só aos anos de coleta, mas também a temperatura normal climatológica disponibilizada pelo INMET.

Os valores de DPV (Déficit da Pressão de Vapor) durante a campanha de coleta variaram entre 0 hPa e $50,3\text{ hPa}$. Os valores mais altos correspondem aos meses mais quentes, notadamente durante dezembro e janeiro, ultrapassando frequentemente 20 hPa nestes meses (Figura 4.2). No entanto, no período compreendido entre o início das medidas, novembro de 2013 e fevereiro de 2014, ao contrário dos outros anos de período estudado, existem valores persistentes de 40 hPa , de tal modo que valor tão extremo levou a média mensal de DPV a $10,1\text{ hPa}$. Analisando o período de início das medidas, a partir da T_{AR} e DPV, conclui-se que houve um evento anômalo, com altas temperatura e a atmosfera extremamente seca, situação que não ocorreu novamente durante o período de coleta de dados. Outro período que destaca-

se, com valores mais altos de DPV do que o esperado é o mês de agosto de 2015, todavia por ser ainda estação de inverno associa-se tal situação a presença de uma massa de ar seco e frio.

Figura 4.2 – Série temporal das médias diárias, durante o período de estudo, para as principais variáveis meteorológicas, são elas: Temperatura do Ar (T_{AR}), Déficit da Pressão de Vapor (DPV), Precipitação e Radiação Global (R_G).



Fonte: Autor.

Em abril de 2016, outra vez observa-se a ocorrência de valores altos de DPV, indicando portanto a presença de ar seco na região de interesse, desta vez inesperado. Por ser um período de transição é raro um evento com ar seco e quente, como pode ser observado na análise junto ao gráfico da T_{AR} . Um aumento no DPV se traduz em uma diminuição do potencial hídrico da atmosfera, de maneira que o gradiente de energia entre a água na superfície e a atmosfera aumenta. Assim a energia disponível para mobilizar a água entre o sistema solo-planta-atmosfera aumenta, de tal modo a elevar a evapotranspiração do sistema. Por outro lado, quando o gradiente de pressão de vapor entre os estômatos da folha de uma planta e a atmosfera aumentam mais que determinado valor, os estômatos respondem com um fechamento parcial (LANGE et al., 1971), evitando taxas elevadas de transpiração, ou seja, reduzindo/controlando a transpiração mais elevada da planta, o que de outra forma seria induzido pelo aumento de DPV. Desta forma, o fechamento estomático evita a diminuição correspondente do potencial hidrodinâmica da planta e possíveis danos fisiológicos (SALIENDRA et al., 1995). É como dizer que DPV é um gradiente de energia gerado entre a água da superfície, seja solo ou plantas, e a água presente na atmosfera, isto é, podemos

definir o deficit de pressão de vapor como a força motriz da evapotranspiração, desde que a planta não esteja em situação de deficit hídrico. Estas observações e suas consequências serão discutidas quando da análises dos fluxos de energia e CO₂. Iremos discutir de que forma a presença de ar muito seco pode levar ou não o ecossistema a uma situação de estresse hídrico alterando seu funcionamento ecológico.

Os dados pluviométricos disponíveis foram facilitados pela proximidade da estação do INMET (Figuras 4.3 e Tabela 4.1), localizada apenas 4 km da área de estudo. Isso permitiu uma análise do ano de 2013, pelo menos em caráter da pluviosidade, de maneira completa. Enquanto que a normal climatológica para a região de estudo é de 1616,8 mm, a precipitação anual acumulada variou entre 1314,6 mm e 1912,4 mm. A Tabela 4.1 apresenta os valores acumulados mensais desde 2013 (Janeiro) até o último mês de coleta (Julho, 2019).

Tabela 4.1 – Precipitação mensal acumulada de Janeiro/2013 até Julho/2019.

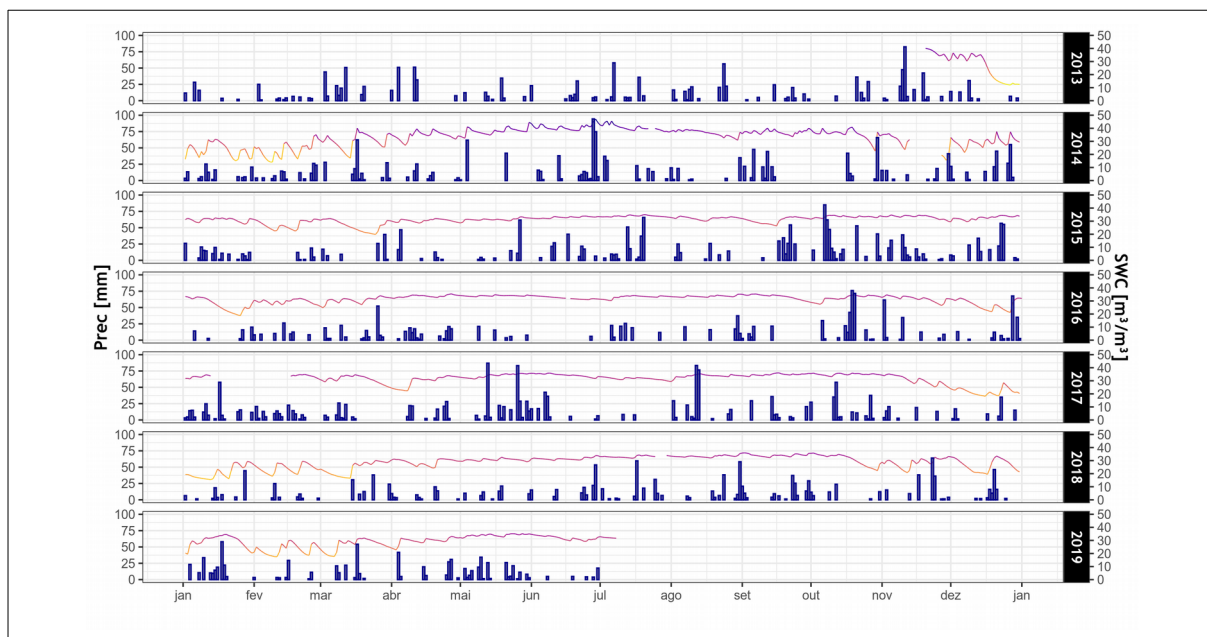
	Precipitação Mensal [mm]													ANUAL
	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ		
climatologia	163,0	127,2	136,2	121,4	127,5	139,3	144,9	142,1	124,3	128,2	120,5	142,2	1616,8	
2013	63,5	59,0	184,8	160,8	83,4	92,6	126,4	177,2	78,0	90,6	238,0	76,8	1431,1	
2014	120,6	123,2	169,0	74,3	109,1	295,2	235,2	85,0	170,4	127,6	107,6	204,2	1821,4	
2015	163,6	38,8	101,0	88,4	101,4	146,8	213,6	94,0	184,2	377,0	160,6	243,0	1912,4	
2016	62,6	78,2	143,0	139,6	55,4	9,0	107,8	105,2	59,8	279,0	126,6	148,4	1314,6	
2017	194,4	140,4	82,6	123,6	329,0	133,6	19,0	252,8	117,4	202,2	73,6	86,6	1755,2	
2018	89,4	49,4	114,9	65,7	75,4	151,8	155,6	141,0	165,8	68,8	170,8	97,0	1345,6	
2019	211,4	52,2	123,0	142,2	206,4	37,4	1,4						774,0	

Fonte: Autor.

A região é caracterizada por ter a precipitação bem distribuída ao longo do ano, o que pode ser verificado em todos os anos (Figura 4.3). Todavia, destacam-se os anos 2014 e 2015, que apresentaram valores elevados de precipitação. Especificamente, o período do final de 2015, marcada por altos valores de precipitação associados a ocorrência do fenômeno El Niño (NOAA, 2019 - https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php). A região sul do Brasil, quando da ocorrência de eventos ENOS positivo,

responde com condições de maior umidade e, portanto, maior precipitação (GRIMM et al., 2000).

Figura 4.3 – Série temporal a) do acumulado de precipitação diário, de Janeiro/2013 até Julho/2019 e; b) SWC no período de coleta de dados.



Fonte: Autor.

Do ponto de vista pluviométrico, não foi observado nenhum período de estiagem prolongado. Ao analisarmos a umidade do solo ou conteúdo de água no solo (SWC, em inglês, *Soil Water Content*), observamos que a mesma segue a variabilidade da precipitação. Observa-se valores máximos de SWC quando da ocorrência de precipitação e uma situação de depleção da umidade do solo em períodos, mesmo que curtos, onde não há a ocorrência de chuva. É possível identificar que este efeito de depleção acentua-se quando na estação quente (verão) devido a maiores valores de temperatura do solo (não mostrado), conseqüentemente ocorre maior evaporação da água presente no solo e, portanto, o SWC diminui. De todo modo, não observa-se do ponto de vista hídrico qualquer período de estiagem no período de estudo, o que corrobora com os índices de pluviosidade próximo ou acima da normal climatológica observados.

Em suma, no contexto meteorológico, na maior parte do período de análise tivemos condições normais, marcadas pela sazonalidade de todas as variáveis meteorológicas e pela distribuição regular da precipitação. Do ponto de vista da pluviosidade e de conteúdo de água no solo o ecossistema não teve restrição hídrica.

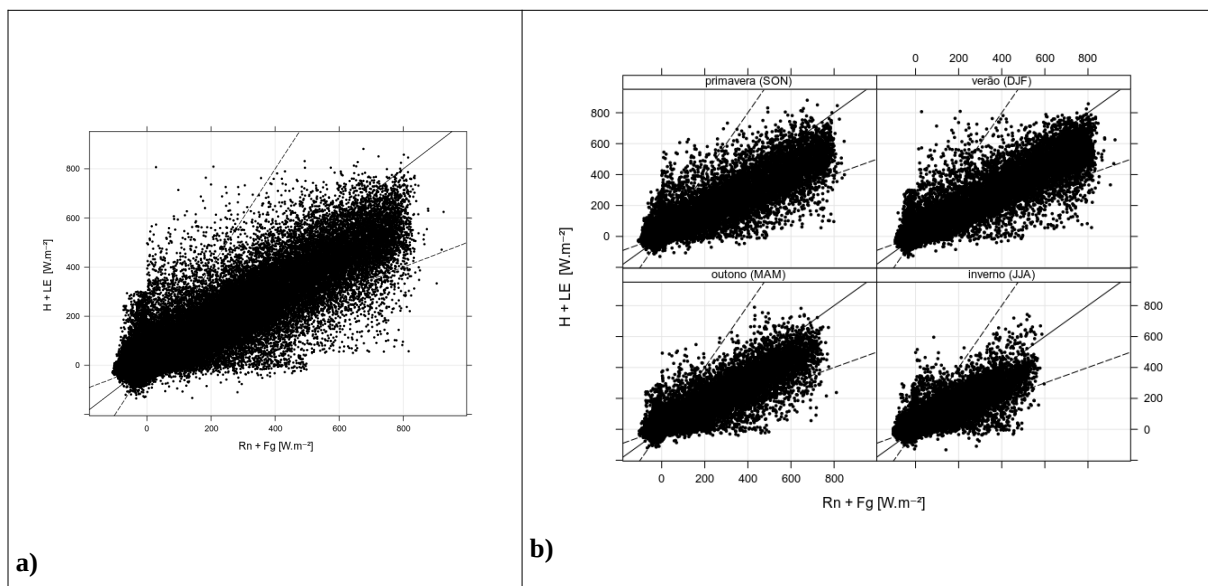
Ainda que a proximidade a condições normais climáticas tenha sido a tônica do período de estudo, vale destacar alguns períodos ‘anômalos’ ao esperado. O primeiro deles é o período ocorrido logo no início das medidas. A atuação e persistência (> 20 dias) de uma massa de ar quente sobre a região, mais seca do que o esperado para o período de verão e, portanto, com altos valores persistentes e anômalos de DPV. A atmosfera seca (DPV alto), em situações extremas, pode levar o ecossistema a inibição de seu funcionamento ecológico normal (para que não haja perda d’água em excesso por transpiração). Outra situação inesperada no contexto meteorológico ocorreu no mês de maio de 2016 e vale fazer algumas ressalvas. Observa-se pela Figura 4.2 que a transição entre a estação quente (verão) e a fria (inverno) se deu de forma abrupta, verificou-se o mês de abril com valores típicos ainda de verão e, logo em seguida, por conta do ingresso de uma massa de ar polar bastante fria, a temperatura diminuiu a valores típicos de inverno. Sabe-se que o funcionamento ecológico dos ecossistemas depende não só da quantidade de água, mas também da temperatura a qual estão submetidos. Iremos analisar se há alguma influência significativa destas duas situações especiais na seção que trata sobre o fluxo de CO_2 .

4.2 FECHAMENTO DO BALANÇO DE ENERGIA

O balanço energético de superfície é um método importante para estimar a plausibilidade das medidas feitas pelo método *eddy-covariance* com a instrumentação de resposta rápida. Um breve e importante comentário sobre o fechamento do balanço de energia é que se o fechamento do balanço de energia mostra confiabilidade, consequentemente implica também na alta confiabilidade do fluxo do CO_2 . Para o objetivo de nosso estudo, a fim de avaliar o fechamento do balanço energético (FBE), fizemos um ajuste linear entre a soma dos fluxos de energia que adentram ao sistema (ecossistema de pastagem nativa), ou seja, a soma da energia incidente total (R_N) e o fluxo de calor no solo (F_G) *versus* a soma dos componentes da equação do balanço de energia, fluxo de LE e H, que saem do sistema. Este ajuste (regressão linear) mostrou uma forte correlação entre ambos os termos do FBE, com um coeficiente $R^2 = 0,89$ e uma inclinação (coeficiente angular) em torno de 0,75, corroborando às observações de RUBERT (2018) que obteve o mesmo valor para o coeficiente angular da regressão linear. O significado físico deste valor indica que o fechamento do balanço de energia é violado em aproximadamente 25%. Especificamente no caso em estudo, o valor de 25% no FBE é devido à subestimativa na medição direta do fluxo

turbulento de H e LE, visto que a região é afetada por sistemas atmosféricos transientes, com situações de advecção de massas de ar e, portanto, o ingresso lateral pode subestimar ou influenciar tais medidas. Segundo Foken et al. (2012), o fenômeno do não fechamento do balanço de energia na superfície não é um problema técnico do método de covariância dos vórtices. Este erro estão amplamente documentados na literatura e são considerados de boa confiabilidade valores de até 30% (SAUER et al., 2003, CHAVEZ et al., 2009; LIEBETHAL et al., 2005, SÁNCHEZ et al., 2010; BARR et al., 2012). Observa-se na Figura 4.4b, onde o FBE é separado por estações do ano, que a inclinação da reta permanece a mesma (0,75) que o FBE para todo período estudado (Figura 4.4a), embora seja observado valores de energia bem diferentes, evidenciando a sazonalidade da energia disponível para o ecossistema típica da região. A relação entre a energia disponível ($R_N - F_G$) e a soma dos fluxos turbulentos (H + LE) é frequentemente utilizada como um indicador da precisão de estimativa do método de covariância dos vórtices (WILSON et al., 2001; CULF et al., 2004; LEUNING et al., 2005; FOKEN, 2008). Ao cabo, a robustez do FBE para as medidas de fluxos de energia do sítio experimental indica alta confiabilidade do sistema *eddy covariance* para as medidas do fluxo de energia (H e LE) e, conseqüentemente, para o fluxo de CO₂.

Figura 4.4 - Diagrama de dispersão da energia disponível ($R_N - F_G$) versus fluxos turbulentos (H + LE), em médias de 30 minutos, a) todo período de estudo e; b) por estação do ano.



Fonte: Autor.

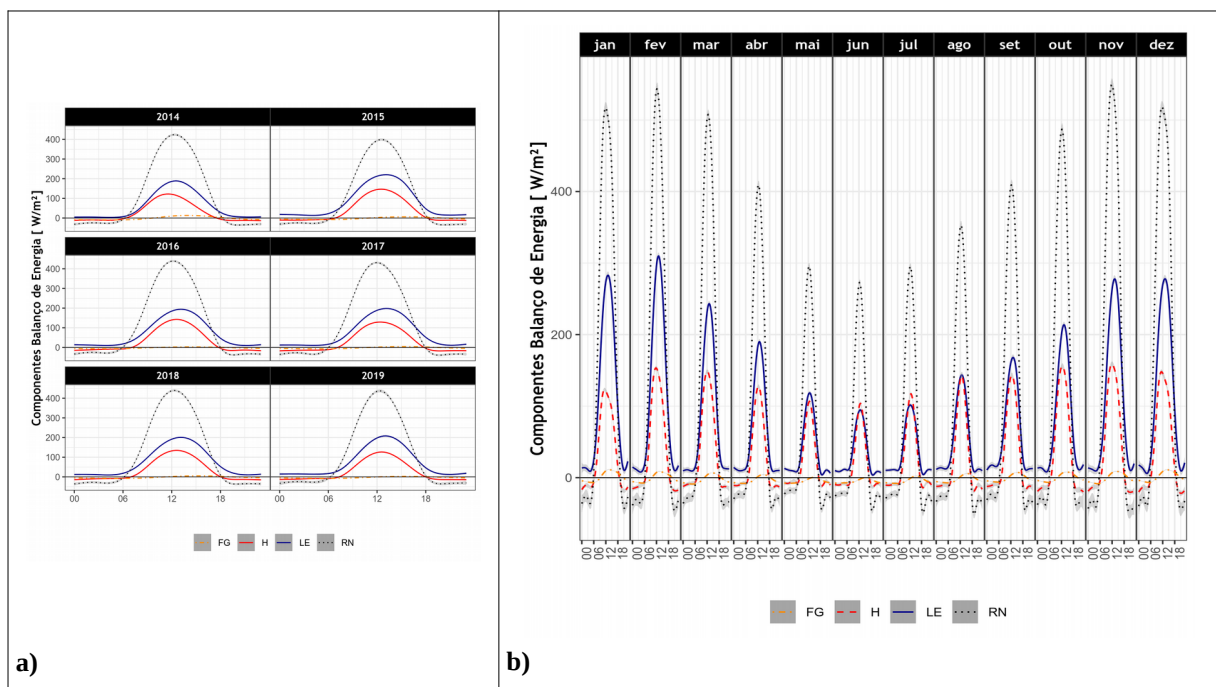
4.3 EVOLUÇÃO TEMPORAL DOS COMPONENTES DO BALANÇO DE ENERGIA

Nesta seção, apresentamos uma análise para os termos envolvidos diretamente no balanço energético. Os principais fluxos de energia associado ao sistema solo-planta-

atmosfera são o fluxo radiativo líquido (R_N) de energia à superfície e os componentes não radiativos: fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e o fluxo de calor no solo (F_G).

O ciclo diário médio pode ser observado na Figura 4.5. As componente do balanço energético tem um ciclo esperado conhecido, com valores máximos das componentes R_N e H na hora de máxima R_G , meio-dia, enquanto que as componentes LE e F_G tem seu máximo correlacionado ao horário de máxima temperatura (geralmente 2 horas após o máximo de R_G). Os resultados mostraram (Figura 4.5a) que, na média anual do ciclo diário, os valores máximos observados são de 450 W m^{-2} , 140 W m^{-2} , 200 W m^{-2} e 5 W m^{-2} , para as componente R_N , H, LE e F_G , respectivamente. Ao observarmos a variabilidade mês a mês dos termos envolvidos no balanço de energia (Figura 4.5b), em seu ciclo diário médio, fica evidente a sazonalidade na disponibilidade de energia para o ecossistema, os picos diários de R_N variam de valores máximos de $\sim 550 \text{ W m}^{-2}$, nos meses de de verão, para valores mínimos de $\sim 270 \text{ W m}^{-2}$, nos mês de junho. As outras componentes dependem da disponibilidade de energia líquida para o ecossistema, conseqüentemente a variabilidade sazonal observada reflete-se nas outras componentes, no entanto não de forma linear, o funcionamento do ecossistema tem importante papel neste sentido, será discutido a seguir.

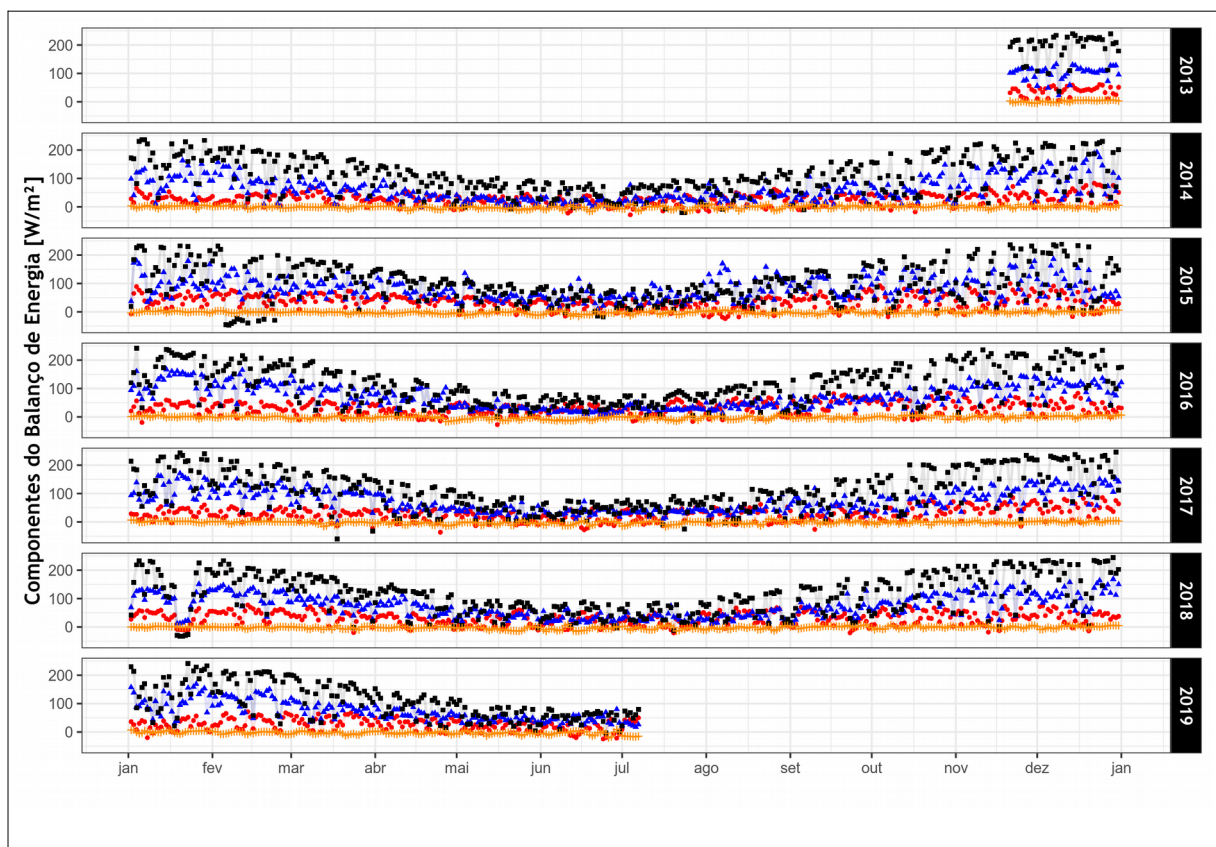
Figura 4.5 - Ciclo diário médio das componentes energéticas, são elas: R_N (Radiação líquida), F_G (Fluxo de Calor no Solo), H (Fluxo de Calor Sensível) e LE (Fluxo de calor Latente), a) anual e b) mensal.



Fonte: Autor.

Rubert (2018) realizou uma análise dos valores médios diários para cada um dos termos do balanço de energia, no mesmo sítio experimental, para o período compreendido entre setembro de 2014 até agosto de 2016. Agora, nós estendemos este período (2013-2019) e é apresentado na Figura 4.6. Observa-se que nos meses quentes o valor máximo anual de R_N é 250 W m^{-2} , enquanto que no inverno este valor decresce até 50 W m^{-2} . Ao compararmos estes valores (média diária) com os valores dos picos máximos diários mensais discutidos na Figura 4.5, nota-se que a diferença entre o máximo e o mínimo, ou seja, a sazonalidade, é mais evidente. No inverno, a R_N é 20% do valor observado no verão. Observa-se ainda que a maneira como o ecossistema utiliza a energia disponível é distinta no período quente e no período frio. Enquanto no período quente há uma diferença significativa entre os valores observados de LE e H, no inverno essa diferença não é observada, sugerindo outra vez um controle do ecossistema sobre a partição de energia.

Figura 4.6 – Série temporal do valor médio diário, para o período estudado, das componentes energéticas, são elas: R_N (Radiação líquida; em preto), F_G (Fluxo de Calor no Solo; em laranja), H (Fluxo de Calor Sensível; em vermelho) e LE (Fluxo de calor Latente; em azul), a) anual e b) mensal.

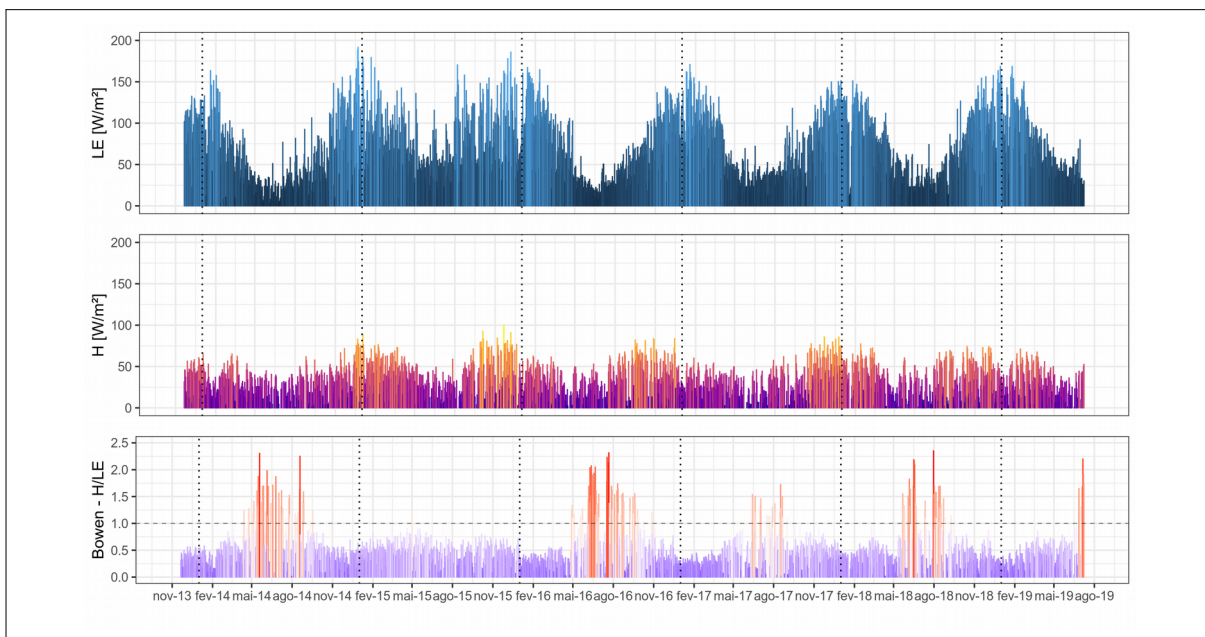


Fonte: Autor.

A variação sazonal do fluxo de calor latente (LE) médio diário mostrada na Figura 4.7 revela um aumento crescente a partir de julho de cada ano, quando as temperaturas começam

a aumentar, visto o período de transição para a estação de verão e, portanto, a energia disponível incidente a superfície chega em maior intensidade. Desta forma, o ecossistema aumenta a evapotranspiração através dos estômatos da vegetação e o solo evapora mais facilmente o conteúdo de água no solo, pois passa a estar em situação de temperatura do solo maior (não mostrado). O fluxo de calor latente pode ser convertido em evapotranspiração, por meio da aplicação de sua relação com o calor latente de vaporização da água, definido como a energia necessária, em Joules, para evaporar uma massa unitária de água – λ , conforme a expressão: $ET_h = 3600 (LE/\lambda)$, em que λ é expresso em $J\ kg^{-1}$ e ET_h representa a evapotranspiração horária. Assim, os valores LE máximos durante o período coletado de dados foram alcançado nos meses de fevereiro de cada ano, com valores maiores que $150\ W\ m^{-2}$ (5,18 mm) para mais tarde, em junho, sofrer uma queda severa, para aproximadamente $25\ W\ m^{-2}$ (0,86 mm), causada pela menor intensidade de R_G e T_{AR} e consequente período de senescência do ecossistema. O fluxo de calor sensível (H) não apresenta uma variabilidade sazonal tão acentuada (Figura 4.8) em relação ao fluxo de calor latente (LE). O valor máximo médio diário ocorre na estação de verão, com valores aproximados a $75\ W\ m^{-2}$ (nota-se que é 50% do valor de LE no mesmo período), enquanto que no inverno os valores médios diários são aproximadamente $25\ W\ m^{-2}$.

Figura 4.7 - Série temporal das médias diárias, durante o período de estudo, para as variáveis fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e razão de Bowen (H/LE).

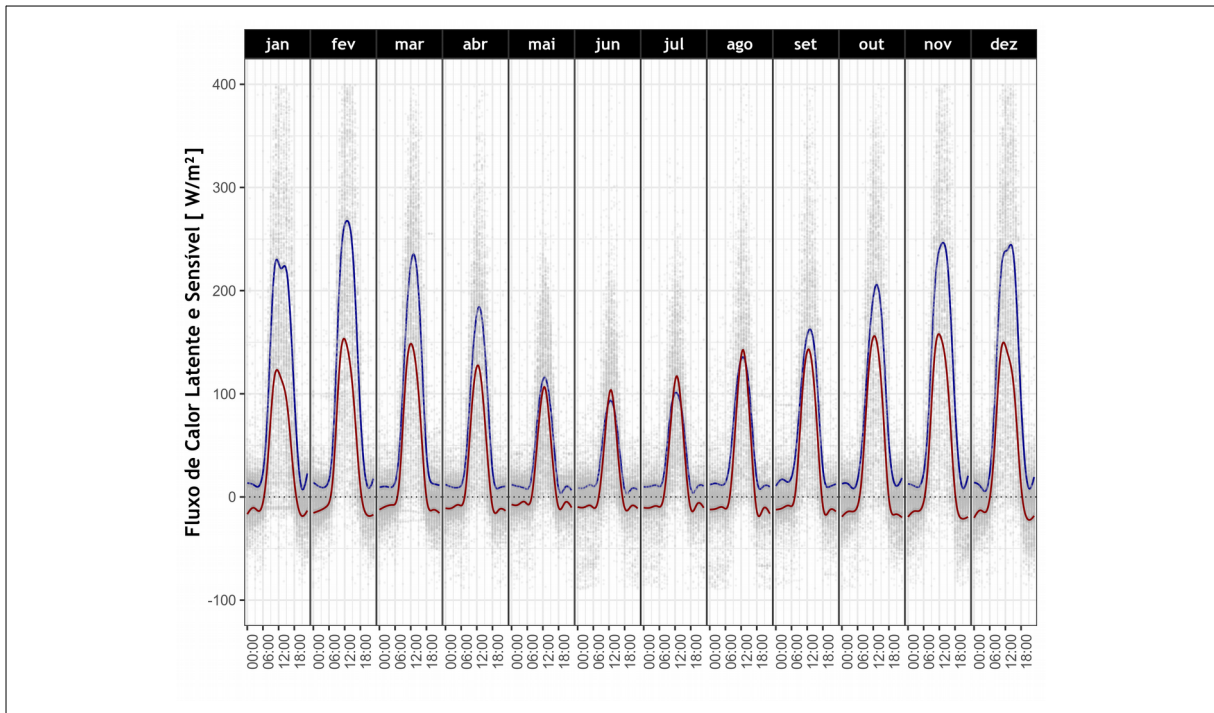


Fonte: Autor

O particionamento de energia utilizada pelo ecossistema nos processos de aquecimento da atmosfera (H) e da evapotranspiração (LE) pode ser representada pela Razão de Bowen ($\beta = H/LE$) que é adimensional. Ao observar a partição de energia, β , durante o período de interesse (Figura 4.7), nota-se a ocorrência, predominante, de valores menores que 1 ao longo do ano. A exceção são os meses de inverno (junho, julho e agosto – JJA). Isso significa que o ecossistema utiliza a energia disponível principalmente no processo de evapotranspiração, exceto no estação de inverno. Existe uma suave transição de $\beta < 1$, em que LE domina, para valores $\beta > 1$, onde a maior parte da energia disponível, R_N , é utilizada para aquecer a atmosfera. Todavia, nota-se que alguns anos, 2015 e 2017, a partição de energia não apresentou uma variabilidade bem definida. De fato, em 2015, a utilização da energia disponível foi utilizada majoritariamente para o processo de evapotranspiração. Já em 2017, a inversão do uso majoritário da energia disponível de LE para H ocorreu em um período menor que o habitual. A variabilidade interanual do uso de energia pela vegetação, seja para evapotranspirar ou aquecer a atmosfera sobrejacente é um indicativo importante do funcionamento ecológico do ecossistema. Visto que o processo de evapotranspiração é inerente aos processos biogeoquímicos da vegetação do ecossistema é esperado que em situações em que valores maiores são observados, haja também uma maior eficiência na absorção de CO_2 , estas relações serão verificadas a seguir.

Na análise do ciclo diurno médio mensal, apresentado na Figura 4.8, observa-se que somente nos meses de maio a julho ocorre um decaimento no valor máximo de H e, mais do que isso, neste meses o fluxo de calor sensível apresenta valores maiores do que o fluxo de calor latente, denotando a época de senescência do ecossistema, onde a energia disponível não é utilizada tanto para o funcionamento do ecossistema e acaba sendo utilizada para controlar as variações de temperatura sobre o mesmo. Na mesma Figura 4.8, observa-se que na estação de inverno o fluxo de calor sensível logo após o entardecer decai rapidamente, indicando perda de radiação típica de noites frias com céu claro. Quanto ao fluxo de calor latente, no ciclo diurno médio observa-se outra vez sua sazonalidade notadamente, com valores máximos na estação quente, enquanto que durante a estação invernal, período de senescência do ecossistema, os valores observados estão 50% menores em relação ao seu máximo no mês de fevereiro.

Figura 4.8 – Evolução mensal média do ciclo diário do fluxo de calor latente (em azul) e fluxo de calor sensível (em vermelho). Os pontos, cinza claro, são as observações de 30 em 30 minutos durante a campanha de medidas.



Fonte: Autor.

Nota-se, por vezes, valores negativos no período noturno (pontos cinzas), o que sugere a possibilidade de formação de orvalho durante a noite, como já visto na análise do DPV, onde frequentemente observa-se, a noite, DPV = 0 hPa, ou seja, a umidade relativa é 100%. Essa situação merece ser melhor analisada, um estudo concorrente tem como objetivo fazer esta análise com o uso de um sensor recentemente instalado de molhamento foliar. De todo modo, percebe-se que durante o ano, na maior parte do tempo (exceto inverno), a energia disponível é utilizada para evaporar a água presente no ecossistema, seja na vegetação ou no solo.

4.4 FLUXO DE CARBONO

Analisaremos, a partir daqui, detalhadamente os dados dos fluxos de CO₂ (NEE). Estudaremos a variabilidade interanual, sazonal e diária e estimaremos a soma anual de NEE (ou NEP) para avaliar se o ecossistema do bioma Pampa atua como sumidouro ou fonte de CO₂ para a atmosfera. Além disso, será realizada uma análise mais detalhada da influência exercida pelas variáveis meteorológicas mais relevantes. A convenção de sinais adotada é a mesma utilizada pela comunidade científica: NEE com sinal positivo corresponde a fluxos

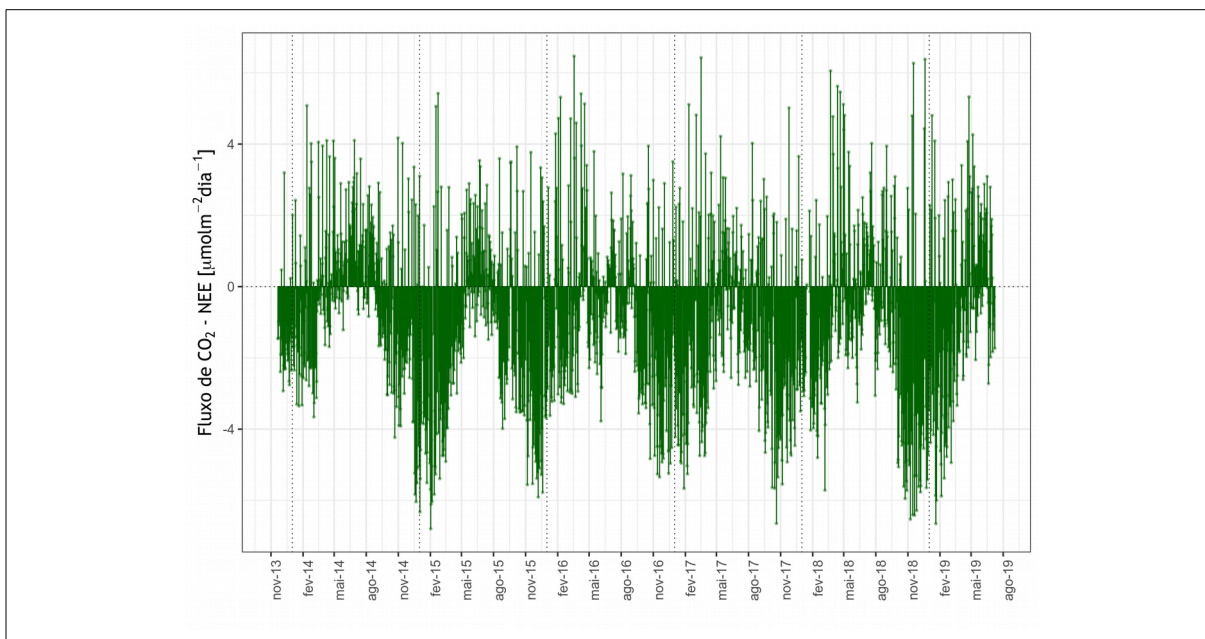
ascendentes, isto é, ocorre a emissão de dióxido de carbono da superfície para a atmosfera e NEE com sinal negativo são fluxos descendentes e implica absorção/sequestro de CO₂ da atmosfera pela a superfície.

A técnica EC fornece uma medida direta dos fluxos de CO₂ entre a vegetação na superfície e a atmosfera, de tal modo que nos permite estimar o valor total de NEE para diferentes escalas de tempo (BALDOCCHI et al., 1988). Dado que em qualquer banco de dados desta natureza é impossível aceitar a totalidade dos dados como corretos sem que haja uma análise crítica/física (FALGE et al., 2001), se faz necessário rejeitar uma proporção de dados de acordo com alguns critérios de qualidade com base em limites meteorológicos, físicos e observacionais, criando algumas lacunas do banco de dados. Assim, torna-se necessário adicionar dados faltantes e adotar uma estratégia para preenchê-los e, assim, construir uma série contínua de dados de NEE para calcular a troca líquida diária, sazonal e anual de CO₂ no ecossistema. Estes procedimentos foram discutidos na seção sobre metodologia, mas é sempre importante ressaltar o uso de tal procedimento para que não se perca de vista as limitações da técnica de *eddy-covariance*.

4.4.1 Fluxo de CO₂ - *Net Ecosystem Exchange* (NEE)

A Figura 4.9 apresenta a série de fluxo de CO₂ (NEE) médio diário, em unidades de $\mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, para o período analisado. Observa-se que, bem como o fluxo de calor latente (evapotranspiração), a sazonalidade nos fluxos de CO₂ é bem pronunciada, com os valores de máxima absorção de CO₂ ocorrendo no verão ($\text{NEE} < -5,0 \mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), onde as temperaturas estão elevadas, a energia disponível é máxima e, como já visto, sem restrição hídrica. Apesar de não persistente, os valores de máximos de emissão, ou seja, fluxo de CO₂ da biosfera para a atmosfera, geralmente ocorrem no fim do período quente, atingindo valores de $\text{NEE} > +5,0 \mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Situações em que temos o NEE positivo indica que a R_{ECO} foi dominante sobre o GPP, nos meses quentes geralmente o GPP domina, no entanto, dia de alta temperatura do ar e com nebulosidade persistente e/ou chuva, implica na diminuição da R_G incidente que, conseqüentemente, acaba por afetar a capacidade fotossintética do ecossistema.

Figura 4.9 - Valores médios diários da troca líquida de ecossistemas (NEE). Os dias do ano em que o valor da NEE é positivo, o ecossistema está atuando como fonte e em que é negativo, atua como sumidouro, ou seja, assimila o CO₂.



Fonte: Autor.

Na Figura 4.10, observamos a evolução diária do NEE anualmente e mostra a grande variabilidade que existe diariamente no comportamento do ecossistema, detecta-se discrepâncias qualitativas e quantitativas importantes a cada ano. O período de maior assimilação de CO₂ ocorre no período quente, entre os meses de novembro e fevereiro.

Tabela 4.1 – Fluxo médio diário de CO₂ observado, mínimo e máximo e sua respectiva data de ocorrência e; Fluxo médio diário de CO₂ anual.

	NEE [$\mu\text{molCO}_2\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$]				
	mínimo		médio	máximo	
2014	22/DEZ	-6,04	-0,29	12/FEV	+5,08
2015	02/FEV	-6,80	-1,28	23/FEV	+5,42
2016	19/NOV	-5,35	-0,77	19/MAR	+6,47
2017	20/OUT	-6,65	-1,27	18/MAR	+6,43
2018	08/NOV	-6,53	-1,04	20/DEZ	+6,38

Fonte: Autor.

Durante o período de estudo, o NEE médio diário de máxima absorção observado foi de $-6,80 \mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$ (02/FEV/2015), enquanto que o valor máximo (emissão) observado foi de $+6,47 \mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$ (19/MAR/2016). Na Tabela 4.1 são apresentados os valores mínimos, médios e máximos para cada ano. Ao analisarmos somente o valor médio diário, destaca-se o ano de 2014, onde o valor médio foi extremamente menor (em módulo) do que os outros anos, este resultado ficará ainda mais evidente quando do balanço anual de carbono (NEP).

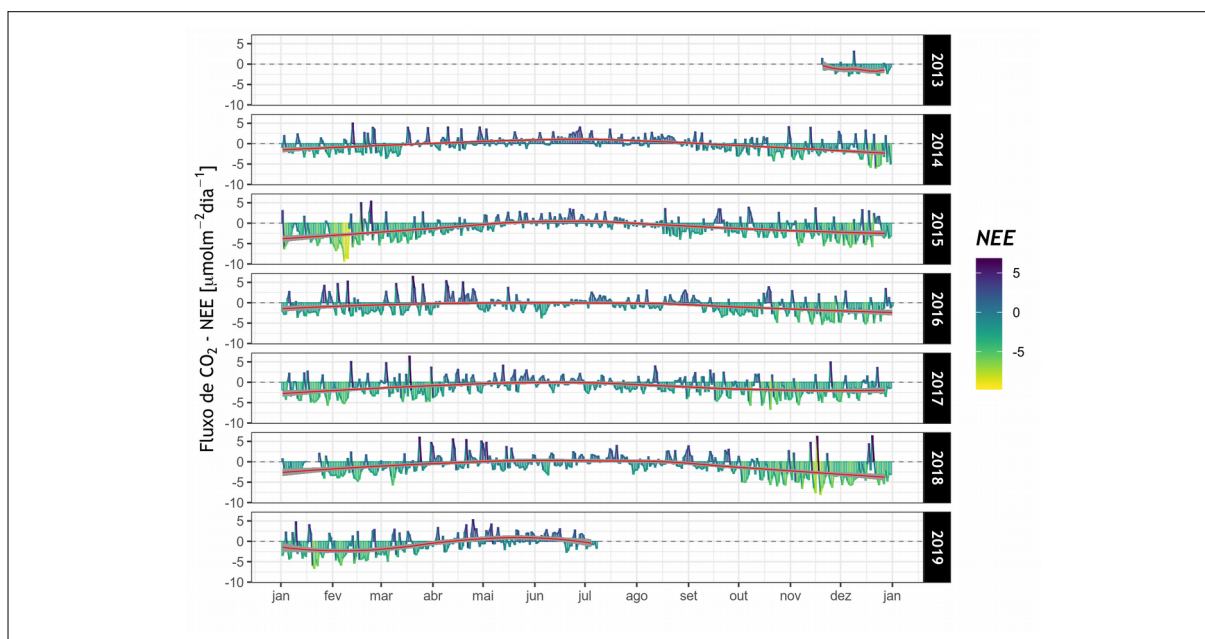
Ao observarmos o fluxo de CO_2 médio diário por ano (Figura 4.10) é possível perceber com mais clareza a sazonalidade e comparar diferenças interanuais. Verifica-se que o período entre os valores máximos e mínimos observados são de 5 meses. A linha vermelha no gráfico é a tendência observada para cada ano, podemos constatar um padrão médio da variabilidade anual do NEE, em que durante os meses frios (MJJ), os valores médios diários estão próximos ou acima de $0 \mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, isso indica que para estes períodos a uma inversão no sinal de fluxo de CO_2 no ecossistema, na média. Neste período, o sistema é para a atmosfera uma fonte de CO_2 , ou seja, em vez de assimilar carbono, o ecossistema passa a ser emissor, mesmo que em pequena quantidade.

Ainda ao observar esta figura, é fácil perceber que o verão de 2014, logo no início das medidas, tem assimilação menor que para o mesmo período do que em outros anos. Como mencionado anteriormente, este período foi caracterizado por uma situação em que o ecossistema esteve sujeito a ar mais seco do que o observado nos outros anos. Em dezembro de 2013, o valor médio diário de DPV atingiu o valor de 10,1 hPA, enquanto que para todos os outros anos o valor médio máximo foi de 7,5 hPA. Embora não tivesse restrição hídrica por conta da pluviosidade e conteúdo de água no solo, a evidência de que a assimilação de carbono ocorreu de forma deficitária em relação ao mesmo período que os outros anos implica em uma situação de restrição hídrica especificamente causada por conta do ar extremamente seco, que leva o ecossistema a uma situação de estresse hídrico por conta da alta taxa de evapotranspiração no período. Nesta situação, o mecanismo de defesa da vegetação é o fechamento estomatal.

Outra situação que destaca-se ao observar a Figura 4.10 é o mês de abril de 2016, onde, diferente dos outros meses de abril, há uma persistência nos valores positivos de NEE, portanto o ecossistema se torna fonte de CO_2 para a atmosfera. Como discutido na seção que trata sobre o contexto meteorológico, este ano de 2016 foi caracterizada por ter um inverno mais rigoroso, mas o que realmente destacou-se foi a entrada de uma forte massa de ar frio

(embora nem tão secas - ver figura 4.2) mais cedo do que o climatologicamente esperado para a região. O declínio da temperatura acentuado afetou diretamente o funcionamento ecológico do ecossistema, a tal ponto de se comportar como nos meses mais frios.

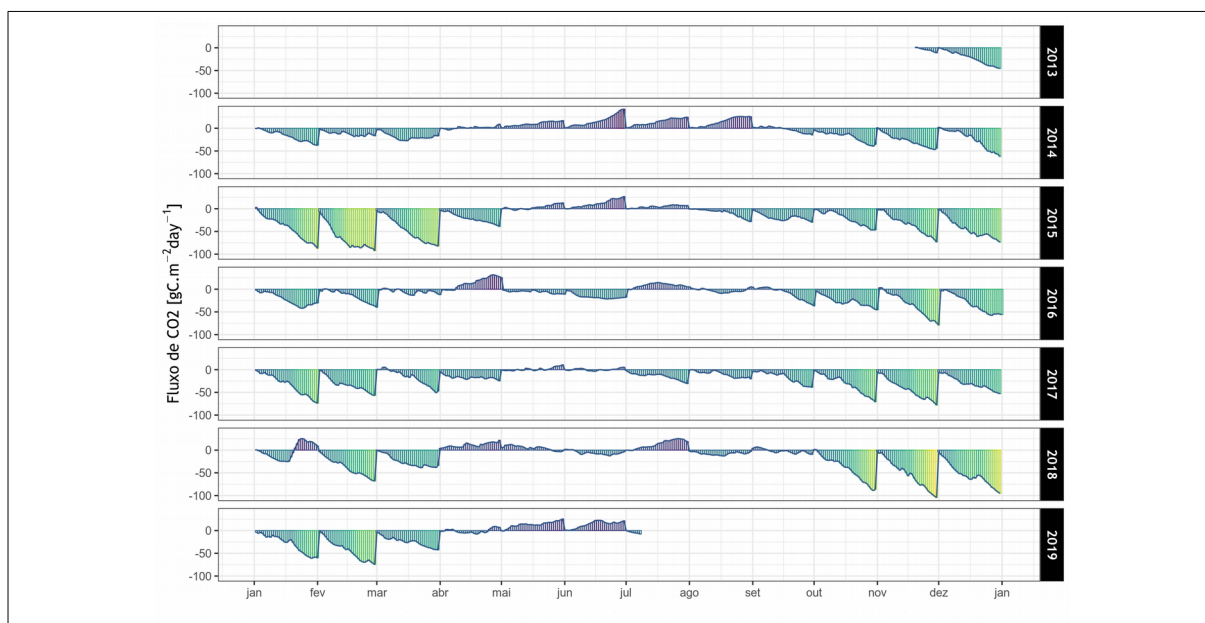
Figura 4.10 - Série temporal do NEE médio diário, ano a ano, durante todo período de investigação e a linha de tendência (em vermelho) com intervalo de confiança de 95%.



Fonte: Autor.

A fim de percebermos a contribuição mensal do ecossistema na assimilação de CO₂ a figura 4.11 apresenta a soma diária, ou melhor, a assimilação ou perda, dia-a-dia, do carbono pelo ecossistema. Torna-se evidente que, em média, a partir de setembro, temos o início da fase de crescimento da vegetação, onde o GPP domina sobre a R_{ECO}, e assim o saldo mensal (NEE acumulado) é mais negativo, a Tabela 4.2 indica a média, de 5 anos de medição, do valor de NEE = -26,0 gC m⁻² mês⁻¹. O funcionamento do ecossistema como sumidouro de carbono foi observado para todo o período de coleta de dados, iniciando em setembro e perdurando até o mês de março. O mês de março marca um período de declínio (embora tenha saldo negativo ainda) na assimilação de carbono até o período de senescência. O período de senescência é o período em que o fluxo de CO₂ (NEE) é dominado pela respiração do ecossistema (R_{ECO}) e conseqüentemente ocorre a inversão no saldo líquido mensal de carbono. Este período em que o sistema passa a atuar como fonte de CO₂ para atmosfera, através da sua respiração, tem duração de 3 a 4 meses, justamente no período de menor energia disponível e de menores temperaturas.

Figura 4.11 – Série temporal do fluxo de CO₂ acumulado diário, mês a mês, separados por ano de análise.



Fonte: Autor.

No entanto, apesar do discorrido sobre o comportamento médio do ecossistema há situações específicas em que o saldo mensal de carbono se difere do observado na maior parte do período de análise. Visto que a disponibilidade de radiação distribuída ao longo do ano não apresenta valores distintos ano-a-ano, as outras variáveis ambientais (T_{AR} , DPV, Precipitação) observadas acabam por influenciar o funcionamento ecológico do ecossistema.

A Tabela 4.2 faz um sumário das estimativas do saldo de carbono mensal no período de estudo. Observa-se, como mencionado anteriormente, que logo no início das medidas (dezembro/2013 a março/2014), a assimilação de carbono teve valores menores se comparados ao mesmo período em outros anos, o saldo líquido deste período foi de $-115,9 \text{ gC m}^{-2}$, enquanto que a média para este período é de $-219,3 \text{ gC m}^{-2}$, ou seja, somente 50% do valor esperado, isso sugere que o ecossistema respondeu a uma situação de estresse ambiental, como discutido os meses de dezembro de 2013 e janeiro de 2014 teve o ar extremamente seco. Importante destacar que os meses seguintes, consequentemente apresentam a inversão no sinal do saldo líquido mensal antes ao esperado, ocorreu em abril, mas o período de senescência do ecossistema apresentou valores altos para o saldo mensal de carbono. Isso difere dos demais anos do período de análise especialmente por conta do não desenvolvimento da vegetação durante o período quente, e portanto, a atividade fotossintética da vegetação no período frio logo após o episódio teve seu valores muito menores do que o esperado.

A sensibilidade do ecossistema a variabilidade da temperatura do ar pode ser observado especialmente no mês de abril de 2016 (vide Figura 4.2 e Tabela 4.2). Este período foi marcado pela a entrada precoce de uma massa de ar frio na região de estudo, ocasionando a queda brusca da temperatura, com valores típico da estação invernal, por 10 dias (vide Figura 4.11). Ao analisarmos a figura 4.11 nota-se a inversão do sinal do saldo líquido acumulado de carbono que se manteve quando da atuação de tal sistema atmosférico sobre a região. Esta situação fez com que o valor acumulado mensal de carbono para o período tenha sido de + 25,5 gC m⁻².

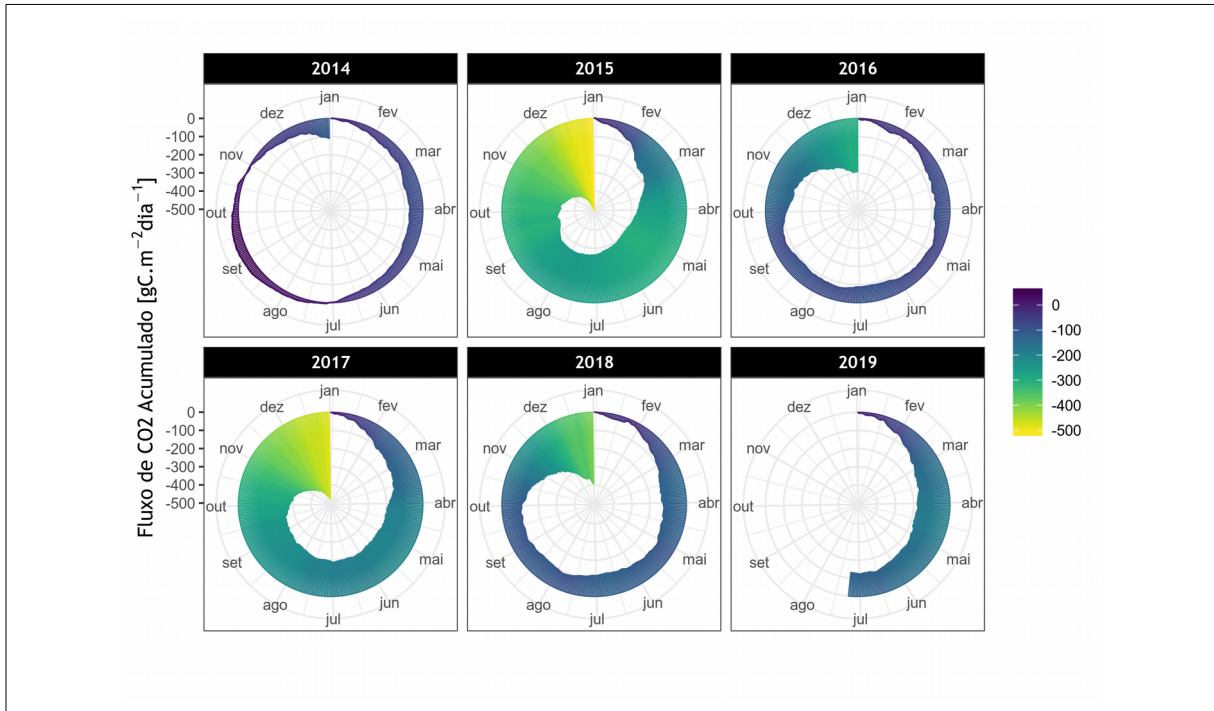
Tabela 4.2 – Acumulado mensal, em gC m⁻² mês⁻¹, durante todo período de análise e o saldo líquido anual de carbono, em gC m⁻² ano⁻¹. Em azul onde o saldo líquido foi negativo (sumidouro de CO₂) e em vermelho on o saldo líquido foi positivo (fonte de CO₂). Os valores em negro não foram levado em conta nas estimativas médias.

Acumulado Mensal de CO₂ [gC m⁻²mês⁻¹]															
	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	ANO <small>[gC m⁻²ano⁻¹]</small>		
2013													-11,2	-45,3	-56,5
2014	-37,5	-16,8	-16,8	9,1	16,9	42,0	24,3	25,4	-14,8	-35,2	-43,9	-62,2	-109,4		
2015	-87,3	-92,7	-82,4	-39,1	13,0	26,7	7,1	-28,6	-29,8	-46,7	-73,6	-73,8	-507,2		
2016	-30,3	-40,0	-12,0	25,5	-11,1	-17,6	5,2	4,5	-36,9	-45,7	-79,3	-55,8	-293,5		
2017	-74,2	-56,6	-47,0	-25,0	10,6	5,3	-30,8	-20,4	-39,0	-71,1	-78,2	-52,9	-479,3		
2018	9,1	-68,1	-33,4	21,8	-1,8	-3,8	18,8	-2,9	-9,3	-86,3	-104,6	-95,3	-355,7		
2019	-60,2	-74,9	-42,5	7,3	25,7	21,5	-7,7						-130,7		
média	-57,9	-58,2	-39,0	-0,1	8,9	12,4	+4,9	-4,4	-26,0	-57,0	-75,9	-64,2	-349,0		

Fonte: Autor.

Para obter estimativa da Produtividade Líquida do Ecossistema (*NEP - Net Ecosystem Productivity*; $NEP = -NEE$) anual para cada ano até agora analisado, soma-se todos os valores de meia-hora que compõem o período de interesse, convertendo as unidades a fim de obter o NEP em sua unidade apropriada: gC m⁻² ano⁻¹. Foram obtidos (Figura 4.12 e Figura 4.13) os seguintes valores de NEP, tendo o ano base de janeiro a dezembro, 109,4 gC m⁻² ano⁻¹, 507,2 gC m⁻² ano⁻¹, 293,5 gC m⁻² ano⁻¹, 479,3 gC m⁻² ano⁻¹, 355,7 gC m⁻² ano⁻¹, para os anos de 2014, 2015, 2016, 2017 e 2018, respectivamente. Estes resultados indicam que o ecossistema em análise atua como um sumidouro de carbono da atmosfera, até mesmo em situações atípicas, ano de 2014.

Figura 4.12 - Série temporal do fluxo de CO₂ acumulado diário, gC m⁻² dia⁻¹, separados por ano de análise.



Fonte: Autor.

Em 2014, especificamente, assimilado apenas 31% da média anual observada para todo período, 349,0 gC m⁻² ano⁻¹. O valor observado na média anual de todo período, 349,0 gC m⁻² ano⁻¹, quando comparados a outros experimentos para ecossistemas semelhantes, é 50% maior. Em um estudo de um ecossistema de pastagem na Espanha, o saldo líquido anual de carbono foi de 188 gC m⁻² ano⁻¹, em um ano de precipitação generosa (NAGY et al., 2007). Em uma pastagem ao sul de Portugal, observaram NEP = 190 gC m⁻² ano⁻¹, destacando que foi um ano de boas condições de umidade.(PEREIRA et al., 2007). Na Irlanda, o saldo anual observado foi de 193 gC m⁻² ano⁻¹(JAKSIC et al., 2006). Note-se que, nestas referências citadas, a condição de umidade é destacada no sentido de avaliar alguma restrição hídrica que poderia interferir na assimilação de carbono, todavia não foram observadas. A fim de comparação com outro ecossistema, uma floresta no sul da França, latitude de 40° N, tem NEP = 254 gC m⁻² ano⁻¹ (ALLARD et al., 2008). Estas comparações nos levam a re-afirmar a singularidade do ecossistema de pastagem nativa no bioma Pampa, haja visto que os valores observados indicam uma assimilação de carbono maior que pastagens em outras localidades e até mesmo que ecossistema mais robusto, como florestas fora das regiões tropicais.

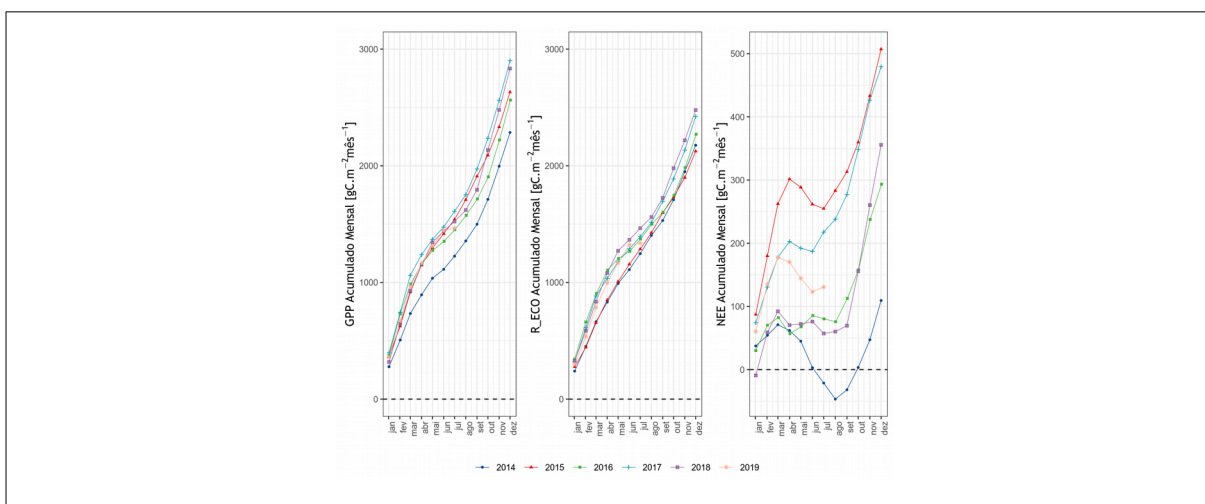
É apropriado mencionar a possibilidade de uma pequena subestimativa nas medidas de NEP. Alguns autores sugerem uma correção baseada no grau de confiança do Fechamento do

Balanco de Energia, que levaria em consideração a perda devido à subestimativa dos fluxos turbulentos avaliados pela ausência do fechamento do balanço energético (AMIRO et al., 2006, ALLARD et al., 2008).

4.4.2 Produção primária bruta (GPP) e respiração do ecossistema (R_{ECO})

As componentes GPP e R_{ECO} do fluxo de CO_2 podem fornecer mais detalhes sobre a variabilidade do funcionamento ecológico do ecossistema, visto que são os termos que de fato atuam biofisicamente no ecossistema, sendo o NEE a diferença entre estes dois processos. Estas componentes são bem caracterizadas no balanço anual, como pode ser observado na Figura 4.13 e na Tabela 4.3. O GPP é evidentemente dominante no período de crescimento, enquanto que o R_{ECO} , nos meses frios, MJJ, tende a se igualar ao GPP. Quando da soma destes dois termos, observamos um aumento do NEE acumulado até maio, na maior parte dos anos, a partir de então, ocorre ou um decréscimo no acumulado do NEE (indicando uma situação de emissão de CO_2 para atmosfera) ou permanece próximo a zero (situação em que o processo fotossintético realizado pela vegetação se equivale a respiração do ecossistema). A exceção a este comportamento é o ano de 2014, em que a R_{ECO} é maior que o GPP por um tempo maior, de abril até setembro, todavia em outubro o ecossistema recuperou sua capacidade de realizar fotossíntese a ponto de igualar ao valor de R_{ECO} , e em setembro voltou ao comportamento observado nos outros anos, onde GPP é dominante sobre o R_{ECO} , e assim obteve-se um saldo líquido positivo de $NEP = 109,4 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$.

Figura 4.13 – Série mensal de GPP, R_{ECO} e NEE, acumulado, para todo período analisado.



Fonte: Autor.

Estes resultados trazem a tona uma marca ou assinatura do ecossistema que é a razão entre R_{ECO} e GPP. A Tabela 4.3 apresenta os valores anuais de GPP, R_{ECO} , R_{ECO}/GPP e NEP. Evidencia-se que, na média para todos os anos, o valor da razão R_{ECO}/GPP é 0,86, ou seja, implica que 86% do carbono assimilado é utilizado para a respiração do ecossistema, outra vez destaca-se da média o ano de 2014, onde a razão $R_{ECO}/GPP = 0,95$, neste ano por conta de sua singularidade em relação ao resto do período coletado, a respiração do ecossistema foi 95% do valor anual do carbono assimilado pela fotossíntese.

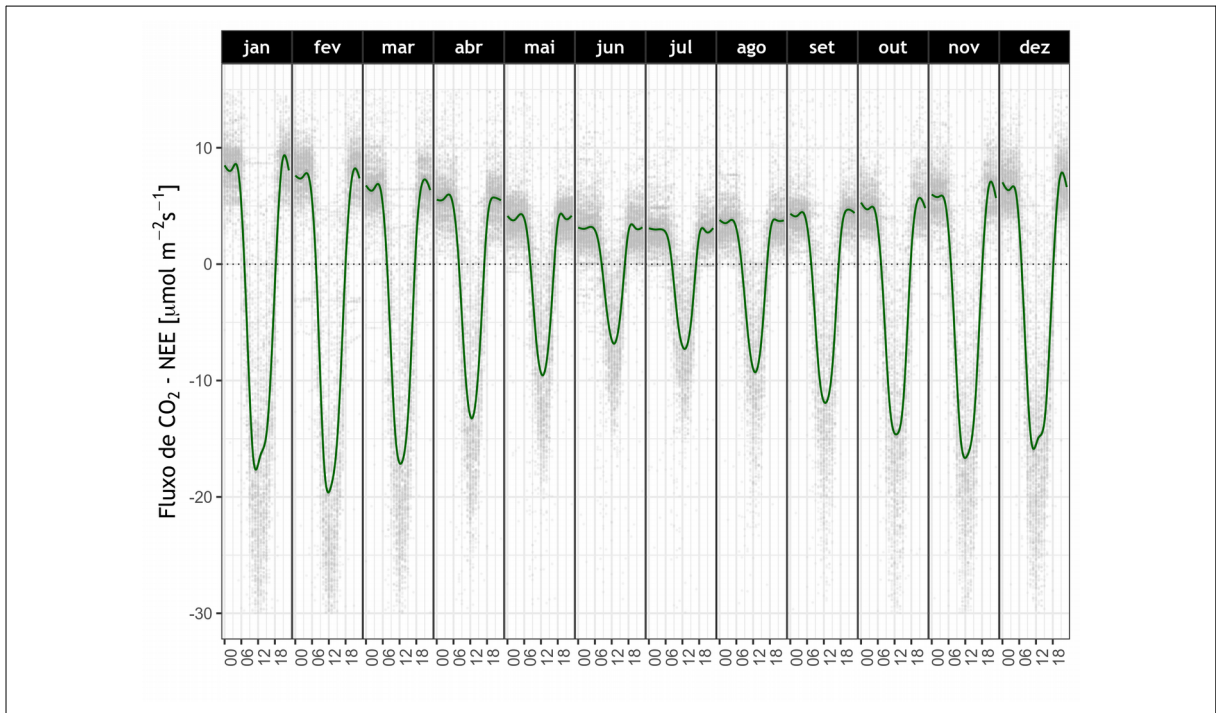
Tabela 4.3 – Estimativa anual de GPP, RECO, RECO/GPP e NEP, para todos os anos completos durante o período de análise.

Partição de CO₂ [gC m⁻² ano⁻¹]				
	GPP	R_{ECO}	R_{ECO}/GPP	NEP
2014	2285,8	2176,3	0,95	109,41
2015	2632,0	2124,8	0,80	507,19
2016	2563,2	2269,7	0,88	293,47
2017	2902,2	2422,9	0,83	479,32
2018	2833,6	2477,9	0,87	355,70
MÉDIA			0,86 ± 0.05	349,5 ± 143,2

Fonte: Autor.

Na análise do ciclo diurno médio mensal de NEE, média para todos os anos, apresentado na Figura 4.14, observa-se a variabilidade mensal do fluxo de CO₂, com a período de crescimento entre setembro e fevereiro, tendo seu ápice no mês de fevereiro, com valores médios do pico de absorção de $-19,3 \mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (Figura 4.14). A partir de fevereiro, observa-se que a taxa metabólica do ecossistema diminui, de março até junho, com valores médios do pico máximo de absorção de CO₂, de $-7,3 \mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Os ciclos diários são marcados por valores positivos de NEE durante a noite, ou seja, reflete a respiração do ecossistema (R_{ECO}), visto que não ocorre fotossíntese a noite. Na média anual, o valor noturno máximo é de $+5 \mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. A medida que o dia se inicia, ao nascer do sol, o sinal se inverte, tornando-se negativo, o que indica que a absorção de CO₂ pelo ecossistema é maior do que do que a R_{ECO} , a absorção é máxima ao meio-dia, período do dia que há maior energia disponível (R_N) e a radiação incidente (R_G) é máxima, consequentemente, período do dia onde a produtividade primária bruta (GPP), fotossíntese, ocorre com maior eficácia. O valor médio anual do pico de NEE é $-12,5 \mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

Figura 4.14 - Evolução mensal média do ciclo diário do fluxo de CO₂ (linha verde) e valores observados (pontos em cinza).

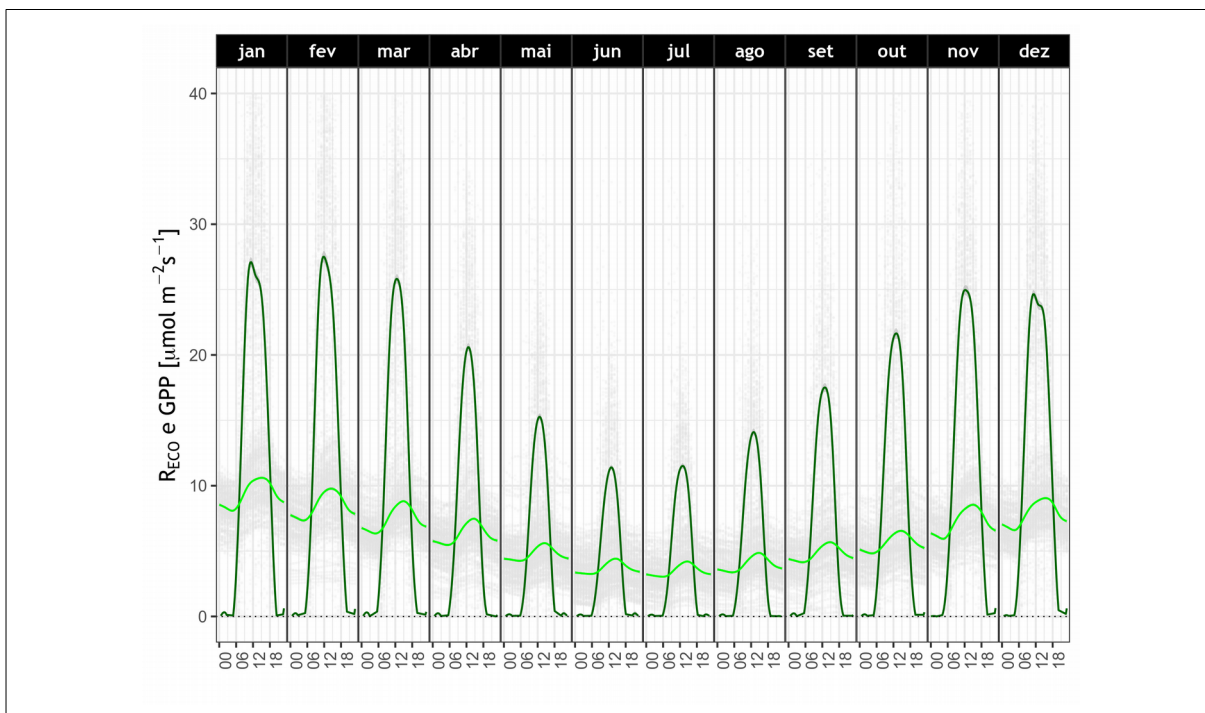


Fonte: Autor.

A R_{ECO} , não diferente do NEE, é marcada pela sazonalidade (Figura 4.15). Valores maiores de respiração são observadas nos meses mais quentes do ano, os valores variam entre $+7 \mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ e $+8,5 \mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, enquanto que no mês mais frio do ano, julho, sua amplitude média diária está entre $+2,5 \mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ e $+4 \mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Observa-se ainda que o ciclo diário da R_{ECO} , por ser dependente da temperatura do ar, segue o mesmo padrão diário, com valores máximos na hora de temperatura máxima diária, entre 13-14 horas, e seu valor mínimo um pouco antes do nascer-do-sol. A sazonalidade do ciclo diário GPP por sua vez segue a variabilidade da radiação global (R_G) com máximo em fevereiro. Em fevereiro, a média anual o pico máximo médio observado é de $+27,1 \mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, enquanto o menor valor observado do pico de absorção de fotossíntese é observado no mês de junho, com valor médio sobre todos os anos é de $+11,9 \mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Em suma, a partição do fluxo de CO₂, na escala do ecossistema, revela informação sobre os dois principais processos biofísicos que regulam seu comportamento. Ao analisarmos independentemente do NEE, podemos notar que o sistema mesmo nos meses com menor energia disponível, ou meses frios (MJJ), tem sua função de assimilação de CO₂ ativo, embora com uma redução de 40% em relação ao período em que está mais ativo. A variabilidade na R_{ECO} é menor neste sentido, visto que seu controle se dá mais pela temperatura do ar do que pela energia

disponível. Nota-se que a amplitude do ciclo diário médio da R_{ECO} , durante os meses quente é maior do que no meses frios. Os valores absolutos máximos de R_{ECO} não atingem os mesmo valores absolutos máximo que GPP em nenhum mês do ano.

Figura 4.15 – Evolução mensal média do ciclo diário de GPP (linha verde forte) e R_{ECO} (linha verde claro).



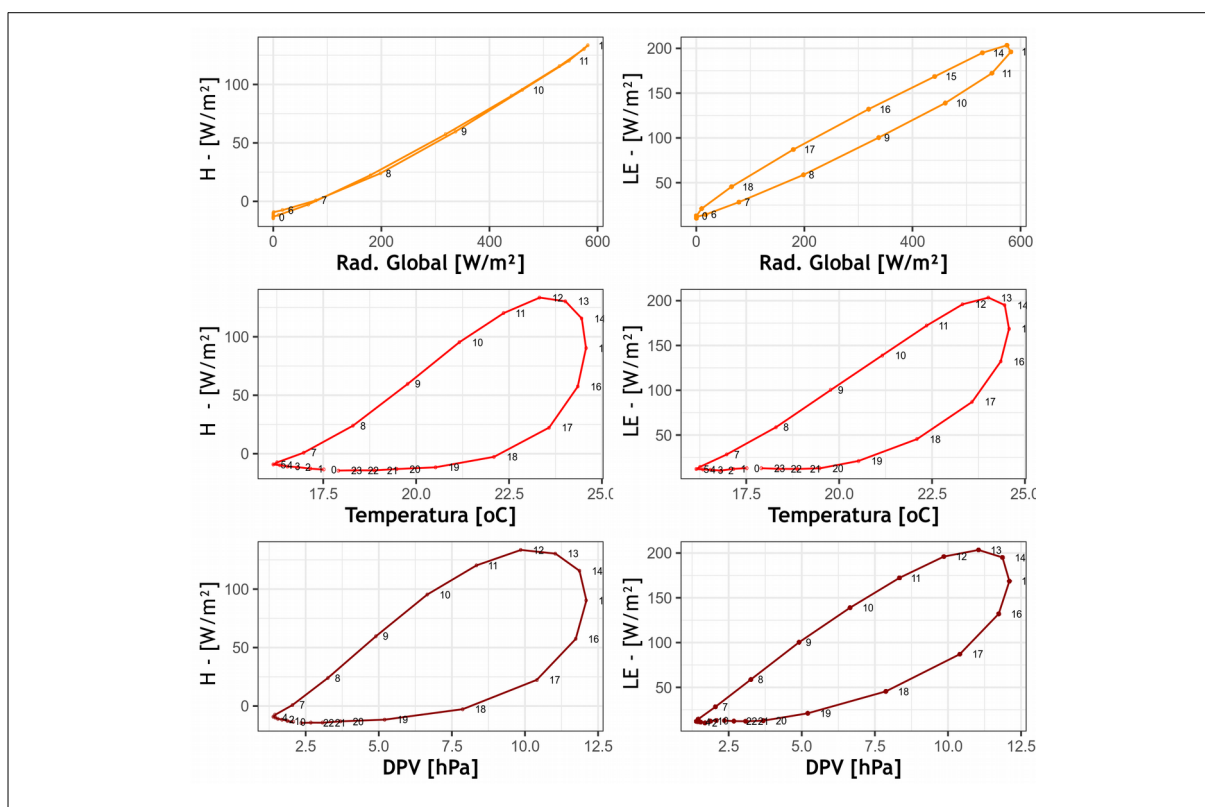
Fonte: Autor.

Todavia, o fotoperíodo na localização do sítio experimental SM experimenta uma relação direta com a R_G , isso implica em dias como fotoperíodo de até 15 horas no verão e de fotoperíodo de 10 horas no inverno. Uma vez que existe uma variabilidade considerável no fotoperíodo, mesmo com menores valores absolutos de R_{ECO} durante o inverno, ao somá-los ele apresentam valores comparáveis com o valor acumulado de GPP para o mesmo período ou muitas vezes valores acumulados ainda maiores que o próprio GPP, situação que o ecossistema é considerado uma fonte de CO_2 para atmosfera.

4.4 CONTROLE BIOFÍSICO DAS VARIÁVEIS AMBIENTAIS NO FUNCIONAMENTO DO ECOSSISTEMA

A fim de compreender a influência das variáveis meteorológicas apresentadas neste estudo no controle dos processos ecofisiológicos apresentamos na Figura 4.16, a relação entre os fluxos de calor sensível e latente e as variáveis R_G , T_{AR} e DPV. Para tal, foi calculado a média horária para todo período estudado para cada uma destas variáveis. Observa-se que a relação quase linear entre os fluxos de energia e a R_g incidente. Há uma pequena defasagem entre o máximo de LE e o máximo de R_G , o que é esperado, visto a dependência, em alguns períodos do ano, entre a evapotranspiração (fluxo de calor latente) e a T_{AR} máxima, que ocorre entre 13 e 14 horas.

Figura 4.16 – Relação entre as médias horárias do fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente e as variáveis meteorológicas R_G , T_{AR} e DPV. Os números representam a hora do dia.



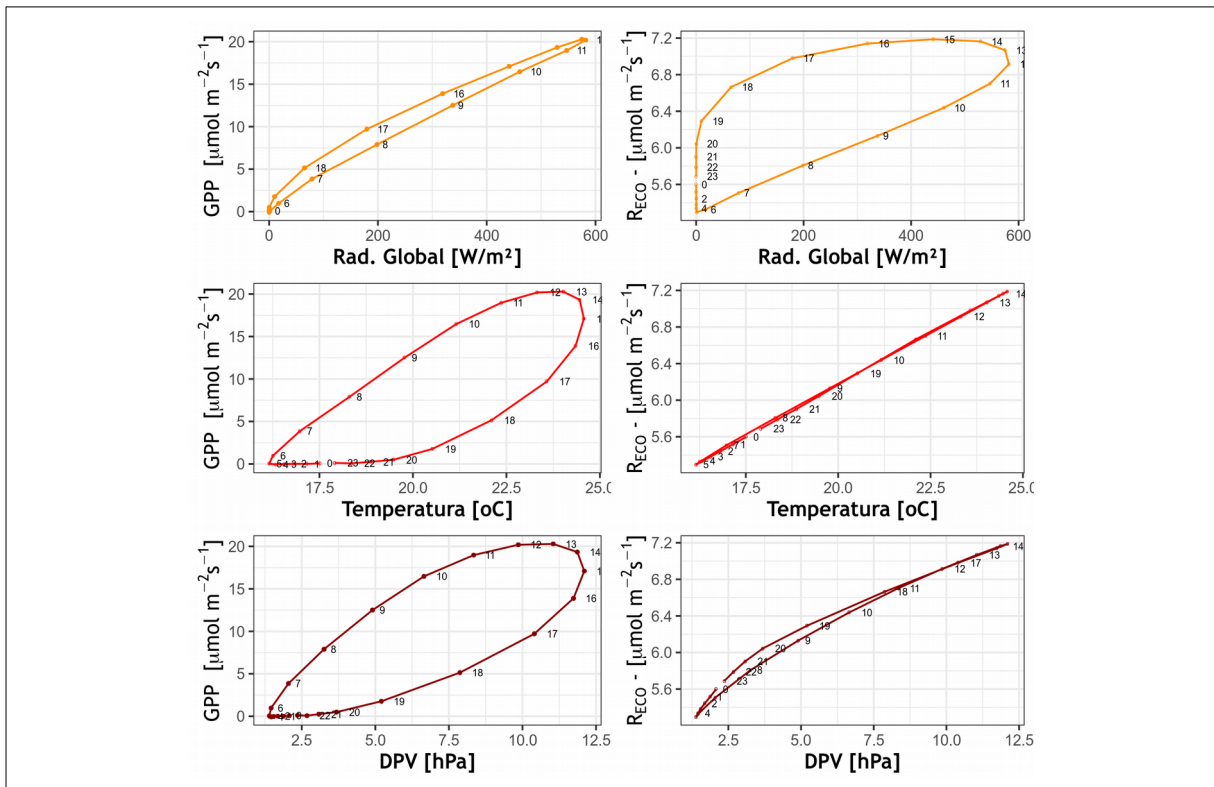
Fonte: Autor.

Quando analisamos a relação entre os fluxos de energia e a T_{AR} observamos que a partir do nascer-do-sol, quando a T_{AR} começa a aumentar até atingir seu máximo, ocorre um aumento linear dos fluxos de energia até atingir seus máximos, isso perdura por 6 horas para o fluxo de calor sensível (máximo 12:00 horas) e 7 horas para o fluxo de calor latente (máximo 13:00 horas), após o pico há um decréscimo não linear dos fluxos de energia em relação a T_{AR} . De tal modo, que para atingir os valores mínimos dos fluxos de energia e de T_{AR} a um

acréscimo significativo no tempo de tal processo. Essa relação também foi observado em relação ao Déficit da Pressão de Vapor (DPV). A este tipo de processo, de ganho e perda de energia por vias distintas, é comumente chamado de *loop* de histerese.

A Figura 4.17 apresenta as relações entre o GPP e R_{ECO} e as mesmas variáveis meteorológicas. A análise desta figura revela a forma distinta de relação entre os processos de assimilação de carbono e respiração do ecossistema com as variáveis meteorológicas. O GPP apresenta uma relação linear a R_G , a medida que incide mais radiação no ecossistema e, sem apresentar qualquer restrição hídrica, o processo fotossintético aumenta.

Figura 4.17 – Relação entre as médias horárias das componente GPP e R_{ECO} do fluxo de CO_2 e as variáveis meteorológicas R_G , T_{AR} e DPV. Os números representam a hora do dia.



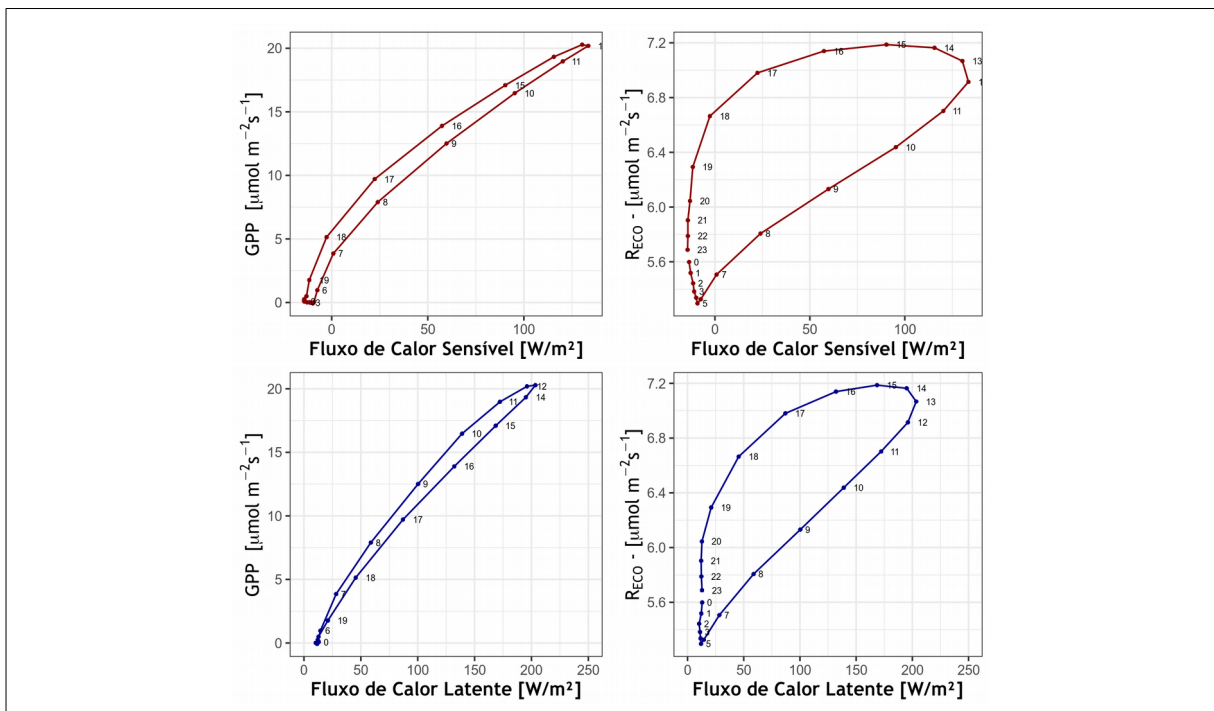
Fonte: Autor.

Como observa-se na Figura 4.17, logo que R_G declina em seu ciclo diário o GPP responde com uma diminuição de mesma proporção do seu aumento no período matutino. Por outro lado, quando da sua dependência a temperatura do ar o mesmo não ocorre. Observa-se uma linearidade até ambas as variáveis atingirem seu máximo, todavia a redução do GPP é mais acelerada quando a diminuição após seu máximo. Este mesmo *loop* de histerese é observado em relação ao DPV. Quanto a R_{ECO} a relação é linear com as variáveis T_{AR} e DPV, mas a relação com R_G apresenta um *loop* de histerese em sentido contrário do que o observado na relação entre outras variáveis. Isso significa que o aumento da energia incidente

(R_G) é responsável pelo ecossistema atingir rapidamente valores altos em sua respiração, com máximo normalmente 13 horas, e depois disso o R_{ECO} se mantém até o entardecer com taxa de respiração alta, não baixando mais que 10% do pico máximo diário.

Quando analisamos as relações entre os componentes do ciclo do carbono e os fluxos de energia (Figura 4.18), observa-se que o GPP mantém uma relação quase linear com os fluxos de energia, o que nos leva a concluir que o processo de fotossíntese realizado pela vegetação está intimamente relacionado a radiação disponível (R_N) para o ecossistema, visto que H e LE responde por mais de 90% da utilização da energia. Por outro lado, a R_{ECO} é extremamente sensível a alterações na forma como o ecossistema particiona sua energia. Há um acréscimo significativo nos valores de R_{ECO} a medida que o LE aumenta, visto a sinergia entre os processo de respiração e evapotranspiração que tem por essência o controle do fechamento e abertura estomatal da vegetação. E tem seu decaimento a medida que por-do-sol se aproxima. A relação entre a R_{ECO} e o H, apesar de apresentar um *loop* de histerese como a anterior, se apresenta mais amplo. Esta relação deixa claro que mesmo que ocorra o diminuição no fluxo de calor sensível, a partir das 13 horas, a respiração do ecossistema (R_{ECO}) se mantém a taxa significativa, corroborando a relação discutida entre R_{ECO} e R_G .

Figura 4.18 - Relação entre as médias horárias das componente GPP e R_{ECO} do fluxo de CO_2 e os fluxos de calor sensível e latente. Os números representam a hora do dia.



Fonte: Autor.

5. CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir da hipótese de que o bioma Pampa e seus ecossistemas prestam relevante papel ambiental, fornecendo serviços como a regulação climática e sequestro de carbono foi possível observar e responder algumas questões científicas relevantes e contribuir no entendimento de como este importante ecossistema, seja por sua diversidade ou sua grande extensão territorial, pode se inserir no contexto dos estudos sobre mudanças climáticas e em ferramentas de previsão de tempo e clima.

A campanha de medidas em um sítio experimental inserido no bioma Pampa, no âmbito do Projeto SULFLUX, está a vanguarda do que se espera para o desenvolvimento de medidas contínuas de fluxos de energia e massa através da técnica *Eddy Covariance*. O sítio experimental de Santa Maria, estabelecido junto a rede Pesquisas Ecológicas de Longa Duração – Campos Sulinos (PELD/CSUL), reúne as características fundamentais para estudos das mais diversas áreas do conhecimento nesta que é fisionomia natural do Pampa. Desde 2003 o monitoramento contínuo, de resposta rápida e lenta, na interface biosfera-atmosfera permite a implementação de metodologia aquisição, processamento e depuração de informações ainda desconhecidas sobre o ecossistema de pastagem natural no sul da América do Sul.

A metodologia empregada para o entendimento do balanço de energia observado pelo sistema de EC instalado, baseado na soma dos fluxos energético de saída do ecossistema (LE , H e F_G) e na energia que esta disponível ao ecossistema (R_N) foi satisfatório, $R^2= 0,9$, levando um fechamento do balanço energético de 75%. Portanto, apesar de uma pequena violação ao balanço de energia discutidos, é um valor que mostra a confiabilidade nas medidas dos fluxos de calor latente e sensível, de tal modo é um avalista da boa qualidade das informações de fluxo de CO_2 observadas.

Observamos que as relações biosfera-atmosfera no que diz respeito as trocas de carbono apresenta o ecossistema de pastagem nativa como um sumidouro de CO_2 da atmosfera. Desde o período de início da coleta de dados, no balanço anual, de janeiro a dezembro, a assimilação de carbono, ou NEP (Produtividade Líquida do Ecossistema), apresentou sinal positivo. A variabilidade anual mostrou valores variando entre $+109,4 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ (2014) e $+507,2 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ (2015), com valor médio anual, para os 5 anos completos analisados, de $+349 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$. Isso significa que a vegetação do ecossistema, apesar de sua estrutura fenológica e morfológica mais frágil em relação a vegetação encontrada em outros

biomas, cumpre um serviço ambiental imprescindível em um contexto global, visto sua vasta extensão. É importante ressaltar que mais estudos, espalhados pela extensão do bioma fora dos limites brasileiros (Pampa uruguaio e argentino) deverão de ser realizados, para que se tenha um abrangência maior deste entendimento num contexto espacial regional. Todavia uma investigação concorrente a este estudo, realizado também no âmbito do Projeto SULFLUX, na cidade de Ácegua – RS, Brasil, ainda em fase preliminar, já indicam resultados que corroboram com o aqui apresentado (BREEM, comunicação pessoal).

Sobre os principais processos, GPP e R_{ECO} , que envolvem a troca de carbono entre a superfície e a atmosfera foram estimados valores anuais variando entre $2285 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ e $2.902 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ no processo fotossintético e $2124 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ e $2477 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ no carbono envolvido na respiração do ecossistema. Durante o primeiro ano de medida a quantidade máxima de carbono respirada pelo ecossistema (R_{ECO}) foi 95% do CO_2 total assimilado pela fotossíntese (GPP). Esta porcentagem diminuiu razoavelmente para os outros anos, tendo como média para todo período o valor 86%. Ou seja, houve um aumento da capacidade do sistema em estudo em assimilar carbono, ou seja, atuar como um sumidouro terrestre de carbono.

Do ponto de vista da variabilidade sazonal do fluxo de CO_2 , observa-se que o Pampa, tem sua fase de crescimento de setembro até fevereiro, período em que a energia disponível para o funcionamento do ecossistema é crescente. Há um declínio na taxa de absorção de CO_2 a partir de março/abril. Em maio, na média dos 5 anos analisados o sinal se inverte. Neste período o ecossistema se torna uma fonte de carbono para a atmosfera que perdura nos meses frios seguintes, junho e julho. Observou-se que o mês de agosto se apresenta muito próximo a neutralidade em todo período analisado, colocando fim ao ciclo anual. Todavia, o discutido trata do comportamento médio. Houve durante o período analisado exceções ao comportamento médio que indicam uma sensibilidade da vegetação a valores de DPV e T_{AR} altos e persistentes que podem restringir a assimilação de carbono.

Quanto as trocas de energia entre a superfície e atmosfera, observamos que a radiação disponível (R_N) apresenta uma sazonalidade que claramente acompanha a R_G incidente. O uso desta energia pelo ecossistema se diferencia ao longo do ano em duas fases. Uma delas onde o fluxo de calor latente é dominante sobre o fluxo de calor sensível, ou seja, o ecossistema utiliza a energia disponível muito mais para evapotranspirar do que para aquecer o ar sobrejacente. Esta fase é dominante, perdura por 10 meses, e a diferença no uso da energia disponível entre evapotranspirar e aquecer é tanto maior quanto maior a R_N disponível. Nos meses onde a R_N é

menor ($\sim 75 \text{ W m}^{-2}$), os meses mais frios do ano, a energia disponível tem um predomínio na sua utilização para aquecer o ar sobrejacente. Isso se explica especialmente por conta da menor taxa de assimilação de carbono pela vegetação, se há uma menor taxa fotossintética, há também uma menor taxa evapotranspirativa. Destaca-se que apesar do fluxo de calor sensível ser dominante neste período ele apresenta uma sazonalidade pouco pronunciada. Desta maneira, conclui-se que quanto ao uso de energia a vegetação campestre e/ou pastagem é bastante eficiente no uso da água.

Finalmente, visto o contexto espacial que os ecossistemas de pastagens naturais atingem e, por tanto, sua representatividade no aspecto regional da América do Sul, compreender a complexidade do bioma Pampa e suas relações na utilização da energia disponível e, ademais, a maneira como troca carbono com a atmosfera cumpre papel importante para avanço no entendimento de sua vulnerabilidade frente às mudanças climáticas. A sinergia entre o ambiente onde está inserido, o solo, o tempo e o clima demanda um esforço da comunidade científica a fim de expandir o conhecimento sobre suas potencialidades e, especialmente, no que tange sua conservação, dado sua valiosa biodiversidade e seus relevantes serviços ambientais, climáticos e socioculturais associados.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AHN, J.; Brook, E. J. Atmospheric CO₂ and climate on millennial time scales during the last glacial period. **Science**, 322(5898), 83-85, 2008.
- ADDINGTON, R. et al. Stomatal sensitivity to vapor pressure deficit and its relationship to hydraulic conductance in *Pinus palustris*. **Tree Physiology**, 24, 561–569, 2004.
- ALLARD, V. et al. Seasonal and annual variation of carbon exchange in an evergreen Mediterranean forest in southern France. **Global Change Biology**, 14(4), pp. 714-725, 2008.
- AMIRO, B.D. et al. Carbon, energy and water fluxes at mature and disturbed forest sites, Saskatchewan, Canada. **Agricultural and Forest Meteorology**, 136(3-4), pp. 237-251, 2006.
- ANDERSON, D.E. et al. Eddy correlation measurements of CO₂, latent heat, and sensible heat fluxes over a crop surface. **Boundary-Layer Meteorology**, 29(3), pp. 263-272, 1984
- ANTHONI, P.M. et al. Forest and agricultural land use dependent CO₂ exchange in Thuringia, Germany. **Global Change Biology**, 10(12), pp. 2005-2019, 2004.
- ARBAGE, M. et al. Turbulent statistical characteristics associated to the north wind phenomenon in southern Brazil with application to turbulent diffusion. **Physica A**, v. 387, p. 4376-4386, 2008.
- ASH, A. et al. Improved rangeland management and its implications for carbon sequestration. In: West N (Editor), *Rangelands in a sustainable biosphere*. Proceedings of the Fifth International Rangeland Congress, Denver, pp. 19-20, 1995.
- AUBINET, M. et al. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology. **Advances in Ecological Research**, 30, pp. 113-175, 2000.
- AUBINET, M.; VESALA, T.; PAPALE, D. (Eds.). *Eddy Covariance*. Dordrecht: Springer Netherlands, 2012.
- BALDOCCHI, D. et al. Measuring Biosphere-Atmosphere Exchanges of Biologically Related Gases with Micrometeorological Methods. **Ecology**, 69, 15 1331–1340, 1988, 69(5), pp. 1331-1340, 1988.
- BALDOCCHI, D. et al. On measuring net ecosystem carbon exchange in complex terrain over tall vegetation. **Boundary-Layer Meteorology**, 96, 257–291, 2000.

- BALDOCCHI, 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, 2001.
- BALDOCCHI, D. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. **Global Change Biology**, 9(4), pp. 479-492, 2003.
- BALDOCCHI, D. "Breathing" of the terrestrial biosphere: lessons learned from a global network of carbon dioxide flux measurement systems. **Australian Journal of Botany**, 56(1), pp. 1-26, 2008.
- BARBIERI, C. et al. Sward structural characteristics and performance of beef heifers reared under rotational grazing management on campos grassland. **American Journal of Plant Sciences**, 5, 1020-1029, 2014.
- BARBIERI, C. et al. Beef heifers grazing behavior and herbage intake in natural grassland under rotational grazing. **Ciência Rural**, 45, 11, 2056-2062, 2015.
- BERRETA, E. Ecophysiology and management response of the subtropical grasslands of Southern America. In Proceedings of the XIX International Grassland Congress, Gomide, J.A., Mattos, W.R.S., Silva, S.C., Eds.; São Pedro: Piracicaba, Brazil, 11–21 February 2001, pp. 939-946.
- BATJES, N. Management options for reducing CO₂ concentrations in the atmosphere by increasing carbon sequestration in the soil. Dutch National Research Program on Global Air Pollution and Climate change. (eds). International Soil Reference and Information Centre, Wageningen, The Netherlands, 130 pp, 1999.
- BRÜGGEMANN, N. et al. Carbon allocation and carbon isotope fluxes in the plant-soil-atmosphere continuum: a review. **Biogeosciences Discussions**, 8, pp. 3619–3695, 2011.
- BÉZIAT et al. Carbon balance of a three crop succession over two cropland sites in South West France. **Agricultural and Forest Meteorology**, 149(10), pp.1628-1645, 2009.
- BOWLING, D. et al. Partitioning net ecosystem carbon exchange with isotopic fluxes of CO₂. **Global Change Biology**, 7(2), pp. 127-145, 2001.
- BURBA, G. e ANDERSON, D. A brief practical guide to eddy covariance flux measurements: principles and workflow examples for scientific and industrial applications. **Li-Cor Biosciences**; 2010.

- CANADELL, J. et al. **Saturation of the Terrestrial Carbon Sink**. In: J.G. CANADELL, D.E. PATAKI and L.F. PITELKA (eds), *Terrestrial Ecosystems in a Changing World*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 59-78, 2007.
- CARVALHO, P. e BATELLO, C. Access to land, livestock production and ecosystem conservation in the Brazilian Campos biome: the natural grasslands dilemma. **Livestock Science**, 120, 158-162, 2009.
- CHÁVEZ, J., HOWELL, T e COPELAND, K. Evaluating eddy covariance cotton ET measurements in an advective environment with large weighing lysimeters. **Irrigation Science**, 28(1), pp. 35-50, 2009.
- CONFORTIN, A. et al. Leaf tissue fluxes of Pampa biome native grasses submitted to two grazing intervals. **Grass and Forage Science**, v. 71, p. 1-9, 2016.
- DAY, M. Influence of temperature and leaf-to-air vapor pressure deficit on net photosynthesis and stomatal conductance in red spruce (*Picea rubens*). **Tree Physiology**, 20, 57-63, 2000.
- DENG, F. e CHEN, J. Recent global CO₂ flux inferred from atmospheric CO₂ observations and its regional analyses. **Biogeosciences Discussion**, 8, 3497-3536, 2011, (8), pp. 3497-3536, 2011.
- DENNING, A., FUNG, I. e RANDALL, D. Latitudinal gradient of atmospheric CO₂ due to seasonal exchange with land biota. **Nature**, 376(6537), pp. 240-243, 1995.
- DESAI, A. et al. Cross-site evaluation of eddy covariance GPP and RE decomposition techniques. **Agricultural and Forest Meteorology**, 148(6-7), pp. 821-838, 2008.
- DESJARDINS, R.L. A technique to measure CO₂ exchange under field conditions. **International Journal of Biometeorology**, 18(1), pp. 76-83, 1974.
- DESJARDINS, R.L. Carbon dioxide budget of maize. **Agricultural and Forest Meteorology**, 36(1), pp. 29-41, 1985.
- DREWITT, G. et al. Measuring forest floor CO₂ fluxes in a Douglas-fir forest. **Agricultural and Forest Meteorology**. 110(4):299-317, 2002.
- DZIEWULSKA, A. Managed Grasslands. In: Breymer AI (ed), *Ecosystems of the World* Elsevier, 388 pp, 1990.
- FALGE, E. et al. Gap filling strategies for long term energy flux data sets. **Agricultural and Forest Meteorology**, 107(1), pp. 71-77, 2001.

FIGUEROA, M. e REDONDO, S. Los sumideros naturales de CO₂ : Una estrategia sostenible entre el cambio climático y el Protocolo de Kyoto desde las perspectivas urbana y territorial. Universidad de Sevilla, 2007.

FLANAGAN, L., WEVER, L. e CARLSON, J. Seasonal and interannual variation in carbon dioxide exchange and carbon balance in a northern temperate grassland. **Global Change Biology**, 8(1): 599-615, 2002.

FUHRER, J. et al. **Climate risks and their impact on agriculture and forests in Switzerland**. In Climate variability, predictability and climate risks, Springer, Dordrecht, 2006.

FOKEN, T. e WICHURA, B. Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, 78(1-2), pp. 83-105, 1996.

FOKEN, T. et al. Corrections and data quality control. In: *Eddy Covariance: A Practical Guide to Measurement and Data Analysis*, AUBINET, M.; VESALA, T.; PAPAIE, D. (Eds.), Springer Atmospheric Sciences. 438P, 2012.

FRIEND, A. et al. FLUXNET and modelling the global carbon cycle. **Global Change Biology**, 13(3), pp. 610-633, 2007.

WEBB, E.; PEARMAN, G. e LEUNING, R. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapor transfer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 106: 85–100, 1980.

GILMANOV, T.; JOHNSON, D. e SALIENDRA, N. Growing season CO₂ fluxes in a sagebrush-steppe ecosystem in Idaho: Bowen ratio/energy balance measurements and modeling. **Basic and Applied Ecology**, 4, 167-183, 2003.

GILMANOV, T. et al. Gross primary productivity of the true steppe in Central Asia in relation to NDVI: Scaling up of CO₂ fluxes. **Environmental Management**, 4, 167 – 183, 2003.

GILMANOV, T. et al. Partitioning European grassland net ecosystem CO₂ exchange into gross primary productivity and ecosystem respiration using light response function analysis. **Agriculture, Ecosystems & Environment**, 121(1-2), pp. 93-120, 2007.

GRACE, J. et al. Productivity and carbon fluxes of tropical savannas. **Journal of Biogeography**, v. 33, p. 387-400. 2006.

GOULDEN, M. et al. Measurements of carbon sequestration by long-term eddy covariance: Methods and a critical evaluation of accuracy. **Global Change Biology**, 2:169-182, 1996;

- GRANIER, A. et al. The carbon balance of a young Beech forest. **Functional Ecology**, 14(3), pp. 312-325, 2000.
- GRIFFIS, T. et al. Seasonal variation and partitioning of ecosystem respiration in a southern boreal aspen forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, 125(2-3): 207-223, 2004.
- GRIFFIS, T.; BAKER, J. e ZHANG, J. Seasonal dynamics and partitioning of isotopic CO₂ exchange in a C₃/C₄ managed ecosystem. **Agricultural and Forest Meteorology**, 132(1-2), pp. 1-19, 2005.
- GRIMM, A.; BARROS, V. e DOYLE, M. Climate variability in Southern South America associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, 13, 35-58, 2000.
- GRECO, S. e BALDOCCHI, D. Seasonal variations of CO₂ and water vapour exchange rates over a temperate deciduous forest. **Global Change Biology**, 2(3): 183-197, 1996.
- HOUGHTON, R. Terrestrial sources and sinks of carbon inferred from terrestrial data. **Tellus**, 48B: 420-432, 1996;
- HUI, D. et al. Partitioning interannual variability in net ecosystem exchange between climatic variability and functional change. **Tree Physiology**, 23 (7), 433-442, 2003.
- IBGE. Manual Técnico da Vegetação Brasileira. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE, 2012. ISSN 0101-4234.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Mapas. Rio de Janeiro, 2004. Disponível em: <<https://ww2.ibge.gov.br/home/presidencia/noticias/21052004biomashtml.shtm>>. Acesso em: 27 abril 2019.
- IPCC, 2001. **Climate Change 2000: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- IPCC, 2007. **Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- JAKSIC, V. et al. Net ecosystem exchange of grassland in contrasting wet and dry years. **Agricultural and Forest Meteorology**, 139(3-4), pp. 323-334, 2006.

- JANSSENS, I. et al. Europe's terrestrial biosphere absorbs 7 to 12% of European anthropogenic CO₂ emissions. **Science**, 300, 1538-1542, 2003.
- KLJUN, N. et al. A simple parameterisation for flux footprint predictions. **Boundary-Layer Meteorology**, 112:503-523, 2004.
- KOWALSKI, A. e SERRANO-ORTIZ, P. On the relationship between the eddy covariance, the turbulent flux, and surface exchange for a trace gas such as CO₂. **Boundary-Layer Meteorology**, 124(2), pp. 129-141, 2007.
- KUPLICH, T.; MOREIRA, A. e FONTANA, D. Série temporal de índice de vegetação sobre diferentes tipologias vegetais no Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 17, n. 10, p. 1116-1123, 2013.
- LAMBERS, H.; CHAPIN, F. E PONS, T. **Plant Physiological Ecology**. Geoderma. New York: Springer, 540 pp, 1998.
- LANGE, O. et al. Responses of stomata to changes in humidity. **Planta**, 100(1), pp. 76-86, 1971.
- LASSLOP, G. et al. Separation of net ecosystem exchange into assimilation and respiration using a light response curve approach: critical issues and global evaluation. **Global Change Biology**, 16(1), pp. 187-208, 2010.
- LAW, B. Et al. Environmental controls over carbon dioxide and water vapor exchange of terrestrial vegetation. **Agricultural and Forest Meteorology**, 113(1-4), pp. 97-120, 2002.
- LEAHY, P. KIELY, G. e SCANLON, T. Managed grasslands: a greenhouse gas sink or source. **Geophysical Research Letters**, 31, 2004. doi:10.1029/2004GL021161
- LEIFELD, J.; BASSIN, S. e FUHRER, J. Carbon stocks in Swiss agricultural soils predicted by land-use, soil characteristics, and altitude. **Agriculture, Ecosystems & Environment**, 105(1-2), 255-266, 2005.
- LIEBETHAL, C.; HUWE, B. e FOKEN, T. Sensitivity analysis for two ground heat flux calculation approaches. **Agricultural and Forest Meteorology**, 132(3-4), pp. 253-262, 2005.
- LIMA, M. ET AL. **Estoques de carbono e emissões de gases de efeito estufa na agropecuária brasileira**. Brasília: Embrapa, 343 p, 2012.
- LIPINSKIL, V. E SANTOS, T. Structure and spatial organization of two anuran communities of the Pampa biome. **Iheringia Série Zoologia**, 104, n.4, 2014.
- LLOYD, J. E TAYLOR, J. On the temperature dependence of soil respiration. **Functional Ecology**, 8(3), pp. 315-323, 1994.

- KEELING, C.D. The concentration and isotopic abundances of carbon dioxide in the atmosphere. **Tellus**, 12(2), pp. 200-203, 1960.
- MAUDER, M. e FOKEN T. Impact of post-field data processing on eddy covariance flux estimates and energy balance closure. **Meteorologische Zeitschrift**, 15:597-609, 2006.
- MEYERS, T. A comparison of summertime water and CO₂ fluxes over rangeland for well watered and drought conditions. **Agricultural and Forest Meteorology**, 106: 205-214, 2001.
- MMA – Ministério do Meio Ambiente, 2015. **Estratégia Nacional para Redução das Emissões de Gases de Efeito Estufa Provenientes do Desmatamento e da Degradação Florestal, Conservação dos Estoques de Carbono Florestal, Manejo Sustentável de Florestas e Aumento de Estoques de Carbono Florestal ENREDD+**. Disponível em: <https://sogi8.sogi.com.br/Arquivo/Modulo113.MRID109/Registro1234000/enredd_final.pdf>. Acesso em: 29 de setembro de 2019.
- MONCRIEFF, J. B. et al. A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapor and carbon dioxide. **Journal of Hydrology**, v.188-189, p. 589-611, 1997.
- MONCRIEFF, J. B. et al. **Averaging, detrending and filtering of eddy covariance time series**, in Handbook of micrometeorology: a guide for surface flux measurements, (Eds). Lee, X.; Massman W. J.; Law B. E. Dordrecht: Kluwer Academic, 7-31, 2004.
- NAGY, Z. Et al. The carbon budget of semi-arid grassland in a wet and a dry year in Hungary. **Agriculture, Ecosystems & Environment**, 121(1-2), pp. 21-29, 2007.
- NAKAI, T.; SHIMOYAMA, K. Ultrasonic anemometer angle of attack errors under turbulent conditions. **Agricultural and Forest Meteorology**, 18: 162-163, 2012.
- NIMER, E. Climatologia do Brasil. Rio de Janeiro: IBGE, 1989. Disponível em: <<http://biblioteca.ibge.gov.br/biblioteca-catalogo?id=281099&view=detalhes>>. Acesso em: 16 novembro 2016.
- NOVICK, K. et al. Carbon dioxide and water vapor exchange in a warm temperate grassland. **Ecosystem Ecology**, 138: 259-274, 2004.
- OHTAKI, E. Application of an infrared carbon dioxide and humidity instrument to studies of turbulent transport. **Boundary-Layer Meteorology**, 29(1), pp. 85-107, 1984
- OLIVEIRA, L. B. et al. Long-Term Effects of Phosphorus on Dynamics of an Overseeded Natural Grassland in Brazil. **Rangeland Ecology & Management**, 68, p. 445-452, 2015.

- PAPALE, D. e VALENTINI, R. A new assessment of European forests carbon exchanges by eddy fluxes and artificial neural network spatialization. **Global Change Biology**, 9(4), pp. 525-535, 2003.
- PEREIRA, J. et al. Net ecosystem carbon exchange in three contrasting Mediterranean ecosystems: the effect of drought. **Biogeosciences**, 4(5), pp. 791-802, 2007.
- PITELSKA, L. Ecosystem response to elevated CO₂. **Trends in Ecology and Evolution**, 9: 204-206, 1994.
- PREGITZER, K., BURTON, A., ZAK, D. e TALHELM, A. Simulated chronic nitrogen deposition increases carbon storage in Northern Temperate forests. **Global Change Biology**, 14(1), pp. 142-153, 2008.
- QUADROS, F. E PILLAR, V. Dinâmica vegetacional em pastagem natural submetida a tratamentos de queima e pastejo. **Ciência Rural**, 31: 863-868, 2001.
- RICHARDSON, A., et al., 2007. Environmental variation is directly responsible for short- but not long-term variation in forest-atmosphere carbon exchange. **Global Change Biology**, 13 (4), 788–803.
- REICHSTEIN, M. et al. CO₂ fluxes over plant canopies and solar radiation: A review. **Advances in Ecological Research**, 26: 1-81, 1995.
- REICHSTEIN, M. et al. Modeling temporal and large-scale spatial variability of soil respiration from soil water availability, temperature and vegetation productivity indices. **Global Biogeochemical Cycles**, 17(4), pp. 1104-1118, 2003
- REICHSTEIN, M. et al. On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. **Global Change Biology**, 11(9), pp. 1424-1439, 2005.
- RUBERT, G. **Variabilidade sazonal e controle biofísico da evapotranspiração na vegetação do bioma Pampa**. Tese (Doutorado em Meteorologia)–Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, RS, 2018.
- GRANIER, A. On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. **Global Change Biology**, 11(9), pp. 1424-1439, 2005.
- SALIENDRA, N.; SPERRY, J. e COMSTOCK, J. Influence of leaf water status on stomatal response to humidity, hydraulic conductance, and soil drought in *Betula occidentalis*. **Planta**, 196(2), pp. 357-366, 1995.

SAUER, T. et al. Errors in heat flux measurement by flux plates of contrasting design and thermal conductivity. **Vadose Zone Journal**, 2(4), pp. 580, 2003.

SCHIMD, H. Source area for scalars and flux scalars. **Boundary-Layer Meteorology**, 67, 293–318, 1994.

SCOTTÁ, F. E FONSECA, E. Multiscale trend analysis for Pampa grasslands using ground data and vegetation sensor imagery. **Sensors**, 15 (7), 17666-17692, 2015.

SMITH, P. Carbon sequestration potential in European croplands has been overestimated. **Global Change Biology**, 11(12), pp. 2153-2163, 2005.

TWINE, T. et al. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. **Agricultural and Forest Meteorology**, 103(3), pp. 279-300, 2000.

UNFCCC. Marco de Varsóvia para REDD+. Decisões 9 a 15/CP.19, 2013. Disponível em: <<http://https://unfccc.int/topics/land-use/resources/warsaw-framework-for-redd-plus>>. Acesso em: 27 de setembro de 2019.

VALENTINI, et al. An experimental test of the eddy correlation technique over a Mediterranean macchia canopy. **Plant, Cell & Environment**, 14(9), pp. 987-994, 1991.

VALENTINI, R.; MATTEUCCI, A. e DOLMAN, A. Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests. **Nature**, 404, 861–864, 2000.

VERMA, S. et al. Eddy fluxes of CO₂, water vapor, and sensible heat over a deciduous forest. **Boundary-Layer Meteorology**, 36(1), pp. 71-91, 1986.

WEBB, E.; PEARMAN, G. e LEUNING, R. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapor transfer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 106: 85–100, 1980.

VICKERS, D. e MAHRT L. Controle de qualidade e problemas de amostragem de fluxo para dados de torre e aeronave. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, 14:512-526, 1997.

WILSON, K. et al. Energy balance closure at FLUXNET sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, 113(1-4), pp. 223-243, 2005.

WOFSY, S. et al. Net exchange of CO₂ in a mid-latitude forest. **Science**, 260(5112), pp. 1314, 1993.

WU, C. et al. Remote estimation of gross primary production in wheat using chlorophyll-related vegetation indices. **Agricultural and Forest Meteorology**, 149, 1015–1021, 2009.

WUTZLER, E. et al. Basic and extensible post-processing of eddy covariance flux data with REddyProc, **Biogeosciences**, 15, 5015-5030, 2018.

APÊNDICE A

Tabela A.1 – Temperatura do ar máxima, média e mínima mensal sobre todo o período de análise.

		Temperatura do Ar [°C]												
		JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	ANUAL
	máxima											32,8	38,7	
2013	média											23,5	25,2	
	mínima											15,2	15,0	
	máxima	37,0	39,5	34,6	33,2	25,7	28,0	26,3	32,3	32,6	37,0	34,7	35,2	33,0
2014	média	26,0	25,1	21,8	20,3	15,2	13,7	15,7	15,8	19,8	23,6	22,7	23,2	20,2
	mínima	15,6	15,3	7,7	7,6	5,6	-0,4	2,7	0,4	8,8	12,9	11,0	13,7	8,4
	máxima	36,1	31,3	32,6	31,0	28,9	29,5	29,5	31,2	28,7	32,6	28,3	33,1	31,1
2015	média	24,2	23,9	22,4	19,2	16,8	15,1	14,8	20,0	16,5	18,2	20,2	22,8	19,5
	mínima	15,6	17,1	11,1	10,9	4,4	1,6	1,0	6,8	1,4	6,3	11,9	10,7	8,2
	máxima	36,5	34,9	34,5	35,2	23,8	21,1	29,5	31,4	31,0	32,7	32,9	34,5	31,5
2016	média	24,6	24,7	20,9	21,0	13,7	10,4	13,3	15,0	14,9	18,5	20,1	23,3	18,4
	mínima	16,0	16,7	13,2	4,2	3,8	0,0	1,0	5,5	5,1	6,1	7,3	10,9	7,5
	máxima	34,1	33,9	34,0	29,9	30,4	28,3	27,5	31,9	33,0	32,5	36,5	38,3	32,5
2017	média	23,9	24,0	21,8	18,6	16,8	15,5	15,6	15,9	19,0	19,6	20,9	24,6	19,7
	mínima	13,8	13,6	10,3	5,5	8,5	0,9	-1,6	2,7	11,1	7,3	9,2	14,2	8,0
	máxima	35,1	33,7	36,3	35,1	29,4	29,2	29,4	26,8	33,1	34,5	34,5	37,8	32,9
2018	média	24,7	23,4	22,0	22,4	17,2	12,1	13,4	13,0	18,5	19,5	22,7	23,7	19,4
	mínima	13,8	14,2	10,9	14,7	2,6	-0,5	3,7	1	7,6	10,4	12,1	10,3	8,4
	máxima	37,2	36,0	35,6	33,0	30,4	30,4	16,9						
2019	média	25,6	23,7	21,7	20,7	17,9	18,3	7,2						
	mínima	17,9	12,6	10,8	12,5	8,3	1,3	-1,1						

Fonte: Autor.

APÊNDICE A

Tabela A.2 – Déficit da Pressão de Vapor médio mensal para todo o período de análise.

Deficit da Pressão de Vapor [hPa]													
	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	ANUAL
2013											9,6	11,2	10,4
2014	9,9	9,3	6,1	5,2	2,6	2,2	3,8	5,2	4,8	6,5	9,5	7,9	6,1
2015	7,1	5,1	6,4	5,3	3,2	3,3	2,5	7,8	4,8	4,5	5,7	6,1	5,2
2016	9,1	6,8	4,9	5,3	2,2	2,1	3,2	4,1	4,4	4,5	7,5	8,7	5,2
2017	5,0	4,6	4,8	4,7	1,9	3,9	6,1	4,6	4,8	5,1	8,9	9,4	5,3
2018	7,3	5,8	5,8	5,0	2,7	2,0	2,1	2,2	3,4	5,0	8,1	8,2	4,8
2019	6,0	6,6	5,3	3,3	1,6	4,9	2,3						4,3
média	7,4	6,4	5,5	4,8	2,4	3,1	3,4	4,8	4,4	5,1	8,2	8,6	

Fonte: Autor.

APÊNDICE A

Tabela A.3 – Temperatura do ar máxima, média e mínima mensal sobre todo o período de análise.

		Partição do Fluxo de CO₂ [gC m⁻²mês⁻¹]												
		JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	ANO
	GPP											81,5	270,3	351,8
2013	R _{ECCO}											70,3	225,0	295,3
	NEE											-11,2	-45,3	-56,5
	GPP	277,1	229,1	227,4	160,1	142,1	77,1	112,7	130,2	143,2	213,0	284,3	289,5	2285,8
2014	R _{ECCO}	239,6	212,4	210,6	169,2	159,0	119,0	137,0	155,6	128,4	177,7	240,4	227,4	2176,4
	NEE	-37,5	-16,8	-16,8	9,1	16,9	42,0	24,3	25,4	-14,8	-35,2	-43,9	-62,2	-109,4
	GPP	363,1	261,4	292,1	233,8	145,4	121,5	122,7	169,1	200,7	180,0	242,7	299,4	2632,1
2015	R _{ECCO}	275,8	168,7	209,7	194,7	158,4	148,3	129,8	140,6	170,9	133,3	169,2	225,6	2124,9
	NEE	-87,3	-92,7	-82,4	-39,1	13,0	26,7	7,1	-28,6	-29,8	-46,7	-73,6	-73,8	-507,2
	GPP	373,5	357,1	257,3	175,6	110,6	78,7	100,4	122,3	139,6	189,4	316,9	341,8	2563,2
2016	R _{ECCO}	343,2	317,1	245,2	201,1	99,5	61,1	105,7	126,8	102,8	143,7	237,7	286,0	2269,7
	NEE	-30,3	-40,0	-12,0	25,5	-11,1	-17,6	5,2	4,5	-36,9	-45,7	-79,3	-55,8	-293,5
	GPP	396,2	347,1	318,3	176,3	131,6	105,2	135,3	141,9	220,3	263,6	324,7	341,6	2902,2
2017	R _{ECCO}	322,1	290,5	271,2	151,3	142,2	110,5	104,5	121,5	181,3	192,5	246,5	288,7	2422,9
	NEE	-74,2	-56,6	-47,0	-25,0	10,6	5,3	-30,8	-20,4	-39,0	-71,1	-78,2	-52,9	-479,3
	GPP	318,0	327,1	282,5	224,4	191,2	98,0	80,8	98,5	173,4	341,0	344,1	354,7	2833,7
2018	R _{ECCO}	327,2	259,0	249,1	246,2	189,4	94,3	99,5	95,6	164,0	254,7	239,5	259,4	2478,0
	NEE	9,1	-68,1	-33,4	21,8	-1,8	-3,8	18,8	-2,9	-9,3	-86,3	-104,6	-95,3	-355,7
	GPP	361,0	311,5	290,6	203,0	146,0	134,0	20,7						1466,8
2019	R _{ECCO}	300,8	236,6	248,2	210,2	171,7	155,4	13,1						1336,1
	NEE	-60,2	-74,9	-42,5	7,3	25,7	21,5	-7,7						-130,7

Fonte: Autor.