

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

Marcelo Bortoluzzi Diaz

**ANÁLISE DAS COMPONENTES DOS FLUXOS SUPERFICIAIS DE
MASSA E ENERGIA NA REGIÃO SUL DO BRASIL**

Santa Maria, RS
2018

Marcelo Bortoluzzi Diaz

**ANÁLISE DAS COMPONENTES DOS FLUXOS SUPERFICIAIS DE MASSA E
ENERGIA NA REGIÃO SUL DO BRASIL**

Tese apresentada ao Curso de Doutorado do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Meteorologia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS) como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutor em Meteorologia**.

Orientadora: Débora Regina Roberti

Santa Maria, RS
2018

Diaz, Marcelo Bortoluzzi

Análise das componentes dos fluxos superficiais de massa e energia na região sul do Brasil / Marcelo Bortoluzzi Diaz.- 2018.

113 p.; 30 cm

Orientadora: Débora Regina Roberti

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Santa Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, RS, 2018

1. Fluxo de dióxido de carbono 2. Evapotranspiração 3. Balanço de energia 4. Arroz irrigado 5. Floresta de araucárias I. Roberti, Débora Regina II. Título.

Marcelo Bortoluzzi Díaz

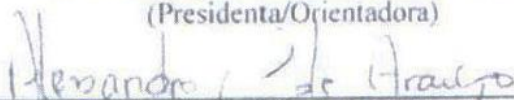
ANÁLISE DAS COMPONENTES DOS FLUXOS SUPERFICIAIS DE MASSA E
ENERGIA NA REGIÃO SUL DO BRASIL

Tese apresentada ao Curso de Doutorado do
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia,
Área de Concentração em Meteorologia, da
Universidade Federal de Santa Maria (UFSM,
RS) como requisito parcial para obtenção do
grau de Doutor em Meteorologia.

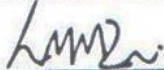
Aprovada em 23 de Março de 2018




Débora Regina Roberti, Dra. (UFSM)
(Presidenta/Orientadora)



Alessandro Araújo, Dr. (EMBRAPA)
(Videoconferência)



Marcelo Zeri, Dr. (CEMADEN)
(Videoconferência)



Janaina Carneiro, Dra. (UNIPAMPA)



Cláudio Alberto Teichrieb, Dr. (UFSM)

Santa Maria, RS
2018

AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha mãe, meu pai, meu tio e aos meus irmãos, pelo apoio e incentivo que colaboraram para que eu pudesse chegar até este momento.

Agradeço, em especial, à professora Débora Regina Roberti pela orientação, incentivo e paciência para a realização deste trabalho.

Os professores do curso de Graduação e Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Santa Maria e demais professores que contribuíram para esta jornada.

A Ana Sophia pelo companheirismo e carinho.

Os colegas, em especial aos da sala “sem número”, que tornaram esta jornada em algo muito maior.

À CAPES pelo apoio financeiro.

Enfim, a todos que em algum momento fizeram parte desta jornada.

RESUMO

Tese de Doutorado
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia
Universidade Federal de Santa Maria

ANÁLISE DAS COMPONENTES DOS FLUXOS SUPERFICIAIS DE MASSA E ENERGIA NA REGIÃO SUL DO BRASIL

AUTOR: MARCELO BORTOLUZZI DIAZ
ORIENTADORA: DÉBORA REGINA ROBERTI
Data e Local da Defesa: 23 de março de 2018, Santa Maria.

Os ecossistemas interagem com a atmosfera por meio dos fluxos superficiais de massa e energia, por isso compreender as propriedades destes fluxos nos distintos ecossistemas terrestres é de suma importância para aprimoramento do conhecimento acerca dos processos biofísicos que controlam a interação superfície-atmosfera. No Sul do Brasil, dois importantes biomas naturais são característicos: o bioma Pampa e o bioma Mata Atlântica, os quais vem sofrendo uma intensa antropogenização de suas áreas nas últimas décadas. Nesta tese são apresentados dois artigos científicos, cada um dedicado ao estudo das interações superfície-atmosfera de um ecossistema característico de cada bioma. Para o Bioma Pampa, foi estudada uma área de cultivo de arroz irrigado por inundação na região central do estado do Rio Grande do Sul, onde os fluxos superficiais de massa e energia foram monitorados por meio da técnica de covariância dos vórtices (EC) durante cinco anos. Os resultados indicam que, durante o experimento, o ecossistema funcionou como absorvedor de dióxido de carbono. A sazonalidade do fluxo de dióxido de carbono está atrelada a cobertura do solo. A respiração do ecossistema (RE) responde à sazonalidade do índice de área foliar e a temperatura do ar, enquanto a produção primária bruta (GPP) à variabilidade do índice de área foliar e a radiação solar. A área apresenta baixos valores da razão de Bowen, com valores mais elevados no pousio pela ausência da lâmina d'água e da cultura agrícola. A componente da evaporação da água no solo representou 53% da evapotranspiração ao longo do experimento. Para a Mata Atlântica, o ecossistema monitorado pela técnica EC foi à floresta de Araucária no sul do estado do Paraná. Neste estudo a floresta foi estratificada em dois níveis, o estrato superior e o inferior, os quais apresentam contribuições distintas no fluxo total do ecossistema. O ecossistema como um todo absorveu dióxido de carbono ao longo do experimento, sendo o estrato superior responsável pela absorção, possuindo a maior participação no GPP total do ecossistema, e o estrato inferior pela emissão de dióxido de carbono, o qual teve maior representatividade no total da RE. O balanço de energia nesta floresta indicou que o fluxo de energia na forma de calor latente foi a componente dominante, sendo a maior contribuição para a evapotranspiração do ecossistema provenientes do extrato superior.

Palavras chave: Floresta de araucárias; arroz irrigado; balanço de energia; evapotranspiração; fluxo de dióxido de carbono.

ABSTRACT

Tese de Doutorado
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia
Universidade Federal de Santa Maria

ANALYSIS OF COMPONENTS OF SURFACE MASS AND ENERGY FLUX IN THE SOUTHERN REGION OF BRAZIL

AUTHOR: MARCELO BORTOLUZZI DIAZ

ADVISER: DÉBORA REGINA ROBERTI

Place and Date of Defense: Santa Maria, March 23, 2018.

Ecosystems interact with the atmosphere through, mass and energy superficial fluxes, therefore understanding the properties of these fluxes in different ecosystems is very important for improving knowledge about biophysical processes that control them and the surface-atmosphere interaction. In South of Brazil, two important biomes are present: the Pampa biome and the Atlantic Forest biome, which have been undergoing a great anthropogenization of their areas. In this thesis an article was dedicated to study a typical ecosystem in each biome. In Pampa, in one of its soil uses, rice areas had their superficial fluxes monitored by eddy covariance technique (EC) for five years. So, this indicates, during the experiment, the ecosystem worked as carbon dioxide absorber. In terms of energy balance, the ecosystem showing low values of Bowen ratio. The Soil water evaporation was the dominant component of the evapotranspiration fluxes. Carbon dioxide flux seasonality is connected to leaf area index. Of its components, ecosystem respiration (RE) responds to temperature seasonality and gross primary production (GPP) depends to solar radiation variability. The second ecosystem monitored by EC technique was Araucaria forest which is part of Mata Atlantica biome. In this study, the forest was stratified in two levels, the overstory and the understory layers that present distinct contributions to total ecosystem fluxes. The ecosystem as a whole absorbed carbon dioxide during the experiment, in which the overstory was responsible by absorption via GPP and the understory was emitter of carbon dioxide via RE. Energy balance in this forest indicated that latent heat flux was the dominant component in energy balance, being the highest contribution to evapotranspiration fluxes from the overstory.

Keywords: Araucaria Forest, irrigated rice, evapotranspiration, energy balance, carbon dioxide flux.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	7
1.1 OBJETIVOS	10
1.1.1 Geral	10
1.1.2 Específicos	10
2 REVISÃO TEÓRICA	12
2.1 TROCAS DE VAPOR DE ÁGUA ENTRE A SUPERFÍCIE E A ATMOSFERA	12
2.2 TROCAS DE LÍQUIDAS DE CO ₂	13
2.3 COVARIÂNCIA DOS VÓRTICES	14
2.4 BALANÇO DE ENERGIA	19
2.5 PREENCHIMENTO DE FALHAS	20
2.5 PARTIÇÃO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO APLICADA A COVARIÂNCIA DOS VÓRTICES	23
3 METODOLOGIA	32
3.1 SÃO JOÃO DO TRIUNFO	32
3.2 CACHOEIRA DO SUL	35
3.3 PROCESSAMENTO DOS DADOS	37
3.4 ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA	40
3.4 PARTIÇÃO DOS FLUXOS	40
4 RESULTADOS	42
4.1 ARTIGO 1: AS CONTRIBUIÇÕES DOS DIFERENTES ESTRATOS DE UMA FLORESTA NOS FLUXOS DE CO ₂ E ENERGIA: ESTUDO EM UMA FLORESTA DE ARAUCÁRIA NO SUL DO BRASIL	42
4.2 ARTIGO 2: CINCO ANOS DE OBSERVAÇÕES NAS DINÂMICAS DE FLUXOS SUPERFICIAIS SOBRE UMA CULTURA DE ARROZ IRRIGADO NO SUL DO BRASIL	67
5 DISCUSSÃO	102
6 CONCLUSÃO	104
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	106

1 INTRODUÇÃO

O monitoramento de ecossistemas por meio da técnica de covariância dos vórtices (EC) é largamente empregado internacionalmente, contando com redes internacionais de colaboração científica (BALDOCCHI et al., 2001; CHU et al., 2017). Esta vasta utilização da técnica de EC ao longo dos últimos 20 anos permitiu analisar as trocas dos gases do efeito estufa (Metano-CH₄, Dióxido de carbono-CO₂), água e energia entre a superfície e atmosfera, com uma ampla variabilidade espacial e temporal, o que auxiliado na compreensão dos processos biofísicos (BALDOCCHI, 2014). Os resultados obtidos tem fornecido suporte para o aprimoramento de modelos superficiais e produtos de sensoriamento remoto (WILLIAMS et al., 2009; BEER et al., 2010; YAO et al., 2013; TANG et al., 2015; TRAMONTANA et al., 2015, 2016).

Os fluxos de dióxido de carbono observados com a técnica EC permitiram muitos avanços na compreensão dos processos físicos e biológicos e na caracterização de ecossistemas (BALDOCCHI, 2008; BALDOCCHI; CHU; REICHSTEIN, 2018). É comum em estudos de trocas de dióxido de carbono, a partição deste em suas componentes, fonte e sumidouro (BALDOCCHI; CHU; REICHSTEIN, 2018). A fonte geralmente está relacionada à respiração do ecossistema (RE), sendo composta pela respiração autotrófica e heterotrófica. O sumidouro é definido pela produção primária bruta (GPP, do inglês, *Gross primary production*), o qual é relacionado à fotossíntese. Existem inúmeros métodos para executar essa partição a partir de dados obtidos via técnica EC (REICHSTEIN et al., 2012). Usualmente é empregado aproximações com base nos dados noturnos do fluxo de CO₂, utilizando-se de equações para representar a componente dominantes neste período (RE) em função das condições ambientais, em especial a temperatura do ar (REICHSTEIN et al., 2005). Dessas ainda existem aproximações feitas utilizando o período diurno ou até mesmo ambos os períodos, com as devidas equações descrevendo os processos de resposta do ecossistema às condições ambientais (LASSLOP et al., 2010).

Os estudos de Baldocchi, (2008); Baldocchi, Chu e Reichstein, (2018) mostram que globalmente, nos ecossistemas monitorados, as trocas líquidas de CO₂ apresentam a média de $-200 \pm 162 \text{ g C m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, sendo as florestas perenes e a agricultura com a maior variabilidade interanual, com desvio padrão de $300 \text{ g C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. O GPP apresentou a média de $1294 \pm 685 \text{ g C m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ e a RE a média de $1118 \pm 578 \text{ g C m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ reportados na literatura (BALDOCCHI, CHU E REICHSTEIN, 2018). Beer et al., (2010) destacam que a variabilidade do GPP governa as trocas líquidas de CO₂. Em zonas tropicais, esta variabilidade é mais intensa,

atrelada a grandes valores de RE e GPP destas áreas. Onde as diferenças interanuais estão ligadas as diferenças no regime de precipitação e radiação solar disponível e da fenologia vegetal, como a importância das profundidades das raízes e crescimento de novas folhas durante o período seco (ARAÚJO et al., 2002 e ZERI et al., 2014). A variabilidade entre os fluxos de CO₂ é associada à precipitação, à incidência de radiação solar, à temperatura do ar e à fenologia vegetal, em especial ao índice de área foliar. Além disso, cada ecossistema, atrelado ao tipo funcional de vegetação, respondem de maneira distinta às forçantes ambientais (BALDOCCHI; CHU; REICHSTEIN, 2018).

Os fluxos de energia entre a superfície e a atmosfera são conduzidos pelas condições meteorológicas, cobertura do solo, fenologia vegetal, processos hidrológicos e biofísicos em superfície (WANG; DICKINSON, 2012). A partição dos fluxos turbulentos de energia em fluxo de energia na forma de calor sensível (H, energia usada para aquecimento da atmosfera) e fluxo de energia na forma de calor latente (LE, energia usada para mudança do estado físico da água, podendo ser escrito como evapotranspiração (ET)) desempenham um importante papel na dinâmica do tempo e clima. Atrelado a isso, a ET tem relevância nos processos hidrológicos terrestres, visto que é a segunda maior componente depois da precipitação (FISHER et al., 2017)

A ET obtida a partir da técnica de EC proporcionou o aumento da compreensão das relações dos controles ambientais e biofísicos sobre os ecossistemas (FISHER et al., 2009; BALDOCCHI; RYU, 2011; WANG; DICKINSON, 2012; WILLIAMS et al., 2012), apontado a radiação e a precipitação como os fatores determinantes nas relações evaporativas pelo globo. Entretanto, diferentemente do fluxo de CO₂, a determinação e contribuição das componentes da ET ainda são alvos de incerteza (WANG; DICKINSON, 2012; KOOL et al., 2014; FISHER et al., 2017). Estudos como o de Schlesinger e Jasechko, (2014) e Zhang et al., (2016), apontam que a componente de transpiração representa aproximadamente 65%, a evaporação da água do solo 25% e a água interceptada pelo dossel 10% da ET em média global sobre a superfície terrestre. A variabilidade anual da ET está relacionada a transpiração e a interceptação em zonas de vegetação densas e a úmidas, e a evaporação é determinante na variabilidade anual de zonas secas e de vegetação esparsa. Para obter a descrição completa da ET e suas componentes com o emprego da técnica EC, em geral, é necessária uma combinação com outras técnicas de observações individuais das componentes (KOOL et al., 2014) (e.g. lisímetros, fluxos de seiva e isótopos) ou modelos (e. g. *dual K_C* (ALLEN et al., 1998), modelo S-W (SHUTTLEWORTH; WALLACE, 1985)).

O amplo monitoramento de ecossistemas utilizando a técnica EC, faz com que exista uma demanda por desenvolvimento de metodologias que permitam a partição da ET obtidas partir desta técnica (REICHSTEIN et al., 2012; BALDOCCHI, 2014). Neste sentido, Scanlon; Sahu, (2008), Scanlon e Kustas, (2010) e (2012) e Sulman et al., (2016), propuseram soluções analíticas utilizando os dados em alta frequência para obter a partição da ET juntamente com partição das componentes do fluxo de CO₂ por meio do uso eficiente da água. Todavia é uma técnica que apresenta instabilidades numéricas. Ainda em fase de testes (KOOL et al., 2014) e aprimoramentos para a aplicação em uma quantidade maior de dados, sendo recomendada cautela em seu uso (PALATELLA; RANA; VITALE, 2014). Outros autores (DIAZ et al., 2016; WALDO et al., 2016; ZHOU et al., 2016) utilizam as metodologias existentes de particionamento do fluxo de CO₂ e o uso eficiente da água, que relaciona o quanto de dióxido de carbono é assimilado por molécula de água perdida pelo dossel, para obter a transpiração. Entretanto, pesquisas e novas metodologias para partição da ET ainda são necessárias para uma melhor compreensão dos processos biofísicos sobre cada componente.

A grande maioria dos estudos utilizando a técnica de EC está concentrada no hemisfério norte. No Brasil, programas como o LBA (Experimento de Larga Escala na Biosfera) (ARAÚJO, 2002; DA ROCHA et al., 2004, 2009; KELLER et al., 2004; VON RANDOW et al., 2004; RESTREPO-COUBE et al., 2013) e recentemente a ATTO (ANDREAE et al., 2015; ZAHN et al., 2016; OLIVEIRA et al., 2017) monitoram os biomas da Amazônia e do Cerrado, que juntos ocupam 73% do território brasileiro. Outros biomas característicos da região Sul do Brasil, o Pampa e a Mata Atlântica, que ocupam 15% do território nacional, carecem de estudos envolvendo fluxos superficiais. Neste sentido, a rede sul brasileira de fluxos superficiais (SULFLUX) vem monitorando estes biomas (OLIVEIRA et al., 2013; TIMM et al., 2014).

O bioma de Mata Atlântica que abrange a região noroeste do estado do Rio Grande do Sul (RS) e se estendendo pelo litoral até 3° sul de latitude, teve a sua área amplamente antropogenizada, restando aproximadamente 11,26% da área inicial de 148 milhões de hectares (RIBEIRO et al., 2009). O mesmo ocorreu com o bioma Pampa, no extremo sul do Brasil, o qual foi desmembrado do bioma Mata Atlântica em 2004. O Pampa ocupa a metade meridional do Rio Grande do Sul, o qual é caracterizado por pastagens naturais, arbustos e árvores esparsas (ROESCH et al., 2009). Entretanto, mudanças no uso do solo reduziram em 26% a área de pastagem natural do bioma Pampa desde 1975 (ANDRADE et al., 2015). Desde então estas áreas têm sido destinadas a pecuária, plantações de florestas para uso comercial (e.g., Eucaliptos e Pinus) e áreas de cultivo de arroz irrigado (ROESCH et al.,

2009). Estes cenários de ações antrópicas sobre áreas naturais impactam diretamente nas trocas de massa e energia. Desta forma, torna-se indispensável a caracterização dos fluxos para o aperfeiçoamento dos modelos superficiais, modelos de circulação geral da atmosfera, da previsão de tempo e clima, de produtividade vegetal, de produtos de sensoriamento remoto e, por fim, estudos de cenários passados e futuros para compreensão dos impactos que atividade humana tem sobre os processos geofísicos.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Geral

Caracterizar os fluxos de massa e energia e suas componentes para dois ecossistemas no sul do Brasil.

1.1.2 Específicos

Particionar a evapotranspiração em suas componentes de evaporação e transpiração, identificando qual é a componente dominante nestes ecossistemas.

Verificar a influência das condições ambientais e biofísicas sobre a sazonalidade dos fluxos superficiais.

Descrever as relações entre as condições meteorológicas e os fluxos superficiais na escala diária.

Identificar a eficiência com que a água é utilizada para fixar carbono e a sua sazonalidade sobre cada ecossistema.

Este estudo está dividido em seis capítulos. O primeiro capítulo, aqui representado. 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 massa e energia e suas componentes sobre dois ecossistemas distintos, mas de importância estratégica para compressão dos impactos sobre os fluxos da mudança do uso do solo na Região sul do Brasil. O Primeiro estudo foi desenvolvido sobre um fragmento nativo da floresta ombrófila mista (floresta de Araucária) o qual compõe o bioma da Mata atlântica. Os fluxos foram observados em dois níveis, um sobre o dossel e outro no interior do dossel,

permitindo a estratificação dos fluxos entre o estrato superior, formado pelas copas das árvores de grande porte e o inferior com participação de gramíneas, árvores de menor porte e o solo. Esta estratificação pode fornecer informações mais completas à modelos superficiais os quais computam os fluxos em diferentes níveis dentro do dossel (SELLERS et al., 1996; SCOTT et al., 2003). O segundo ecossistema monitorado foi uma região antropogenizada do bioma Pampa destinada ao cultivo de arroz irrigado por inundação. Neste estudo foram analisados cinco anos de fluxos de massa e energia permitindo a caracterização da variabilidade sazonal dos fluxos em áreas de arroz irrigado. Em ambos os estudos os fluxos de CO₂ foram particionados em suas principais componentes GPP e RE. Foi utilizada no experimento sobre a área de arroz irrigado uma metodologia que permitiu a obtenção das componentes de evaporação da água e a transpiração. O quinto capítulo abrange uma comparação entre os estudos e uma breve discussão. Por fim no sexto são apresentadas as conclusões.

2 REVISÃO TEÓRICA

2.1 TROCAS DE VAPOR DE ÁGUA ENTRE A SUPERFÍCIE E A ATMOSFERA

A evapotranspiração (ET) compreende as trocas de água na forma de vapor entre a superfície e atmosfera e é dada pelo somatório entre a evaporação de água (E) e a transpiração das plantas (T) usualmente expressos em mm ou $W m^{-2}$.

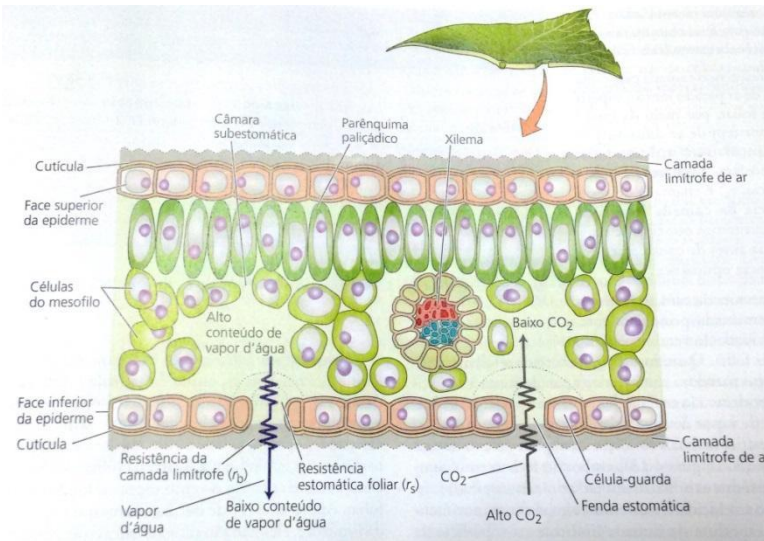
$$ET = E + T \quad (2.1)$$

A evaporação é um processo físico, que consiste na transformação da água, contida em uma superfície, do estado líquido para o gasoso, mediante uma absorção de energia do sistema (calor latente de vaporização (λ)) e então transferida para atmosfera pelo processo de difusão. Desta forma, pode-se definir a evaporação da água como sendo a soma da evaporação da água contida nos poros do solo, da água interceptada pelo dossel e de águas represadas sobre o solo (DEOL et al., 2012; KUSTAS; AGAM, 2014).

A transpiração é um processo contínuo (solo-planta-atmosfera), que compreende a absorção da água do solo pelas raízes, o transporte pelo xilema até a cavidade estomática e a liberação para a atmosfera por meio dos estômatos (BUCKLEY, 2005). Este processo depende das condutividades hidráulicas e potenciais hídricos da planta e do solo (BUCKLEY, 2005). Além disso, na interface folha-atmosfera a transpiração é governada pela demanda atmosférica, tendo um controle biológico por meio da condutância estomática (BUCKLEY, 2005; TAIZ e ZEIGER, 2006).

Na interface folha-atmosfera (Figura 2.1) as trocas de vapor de água ocorrem principalmente da cavidade estomática para a atmosfera, sendo uma pequena porcentagem (~5%) através da epiderme. Os estômatos se localizam na epiderme foliar, formado pelo conjunto de um par de células guardas e suas células subsidiárias, que através de um mecanismo de controle, respondem a perturbações no sistema solo-planta-atmosfera (BUCKLEY, 2005). Permitindo a regulação da abertura estomática, controlando assim as trocas gasosas nesta interface.

Figura 2.1 – A estrutura da folha mostrando a presença da cutícula e de estômatos na superfície abaxial.



Fonte: Taiz e Zeiger, (2006)

2.2 TROCAS DE LÍQUIDAS DE CO₂

As trocas líquidas de CO₂ entre atmosfera e a superfície (NEE, do inglês *Net Ecosystem Exchange*) podem ser definidas como o balanço entre duas componentes, a produção primária bruta (GPP, do inglês *Gross Primary Production*), que representa a absorção de CO₂, e a respiração do ecossistema (RE) como emissor de CO₂ (LASSLOP et. al., 2010).

$$NEE = GPP + RE \quad (2.2)$$

Por convenção os valores de GPP, por ser um sumidouro de CO₂, recebe o sinal negativo e a RE tem sinal positivo por se tratar de um emissor de CO₂, tendo a atmosfera como referencial. Em geral, estas grandezas são expressas em $\mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ou $\text{g C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

O GPP é determinado pela fotossíntese realizada pelas plantas. A fotossíntese é um processo biológico complexo que aproveita a energia proveniente do sol para sintetizar compostos carbonados e liberação de oxigênio. Estes processos ocorrem a partir do dióxido de carbono e da água por meio de reações de transduções na presença de luz e a de fixação do carbono, realizada pelo ciclo de Kelvin, que apresenta diferenças entre plantas C₃, C₄ e CAM (TAIZ; ZEIGER, 2006). A taxa fotossintética está diretamente relacionada à radiação fotossinteticamente ativa (PAR) (a planta apresenta grande absorção na região do azul (430nm) e do vermelho (660nm)). Para cada acréscimo da radiação dentro deste espectro,

ocorre um aumento na taxa de fotossíntese. Entretanto, quando todas as células estiverem já excitadas, o aumento na disponibilidade de radiação não refletirá em um aumento na fotossíntese (ponto de saturação da luz). Outros fatores ambientais influenciam nesta taxa, como concentração de CO₂ e temperatura do ar, além de outros forçantes indiretos, tais como, a umidade do ar e do solo que influenciam sobre o controle estomático (BUCKLEY, 2005; TAIZ; ZEIGER, 2006).

A respiração do ecossistema pode ser dividida entre respiração da planta e do solo, que representa a emissão de CO₂ pela respiração de raízes, atividades microbiológicas e oxidação do carbono decorrente da decomposição de matéria orgânica. A respiração vegetal (autotrófica) ocorre em três processos (TAIZ; ZEIGER, 2006), quais sejam: glicólise, ciclo de Krebs e fosforilação oxidativa. Dessa forma, consiste em oxidar o carbono celular reduzido, gerando durante a fotossíntese, em CO₂ e água. Essa oxidação é acoplada a síntese de ATP (trifosfato de adenosina) da planta, disponibilizando energia para a manutenção das plantas. A taxa em que esses processos são executados sofrem influências, conforme a idade e a natureza da planta, bem como fatores ambientais, tais como, temperatura, concentração de CO₂ e concentração de O₂. A temperatura é o principal agente regulador da taxa de respiração que aumenta substancialmente com temperaturas entre 0 a 30°C atingindo um máximo entre 40 e 50°C, ou seja, quanto maior a temperatura, maior a taxa de respiração.

2.3 COVARIÂNCIA DOS VÓRTICES

A técnica de covariância dos vórtices (EC, do inglês, *Eddy covariance*) (AUBINET; VESALA; PAPALE, 2012) é usada para observações das trocas de massa e energia entre a superfície e a atmosfera, ganhando destaque nos últimos 20 anos (BALDOCCHI; CHU; REICHSTEIN, 2018), contando com redes internacionais de colaboração científica como AMERIFLUX (<http://ameriflux.lbl.gov/>) e FLUXNET (<http://fluxnet.fluxdata.org/>), os quais sustentam um banco de dados com fluxos superficiais de diversos ecossistemas terrestres. É uma técnica complexa que utiliza instrumentos de alto valor agregado (anemômetros sônicos e analisadores de gás) para observar as componentes dos ventos e escalares em alta frequência de amostragem, obtendo dados de fluxo representativos de uma ampla área experimental de forma contínua, com uma adequada resolução temporal.

O princípio de funcionamento baseia-se em medidas de alta frequência da velocidade vertical do vento e de um escalar na atmosfera, a qual permite estimar o fluxo deste escalar entre uma superfície e a atmosfera. Fluxo é definido como a transferência de uma quantidade

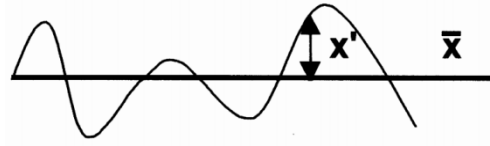
por unidade de área por unidade de tempo. O fluxo de um escalar qualquer, pode ser definido como sendo a média temporal do produto entre a componente vertical do vento (w) e um escalar qualquer (X)

$$F_x = \overline{wX}. \quad (2.3)$$

No entanto, para descrever os movimentos turbulentos na atmosfera, deve-se utilizar a decomposição de Reynolds (Figura 2.2), que consiste em decompor cada variável da equação (2.3), em uma parte média e a flutuação (parte turbulenta). Deste modo, uma variável qualquer assume a seguinte forma:

$$X = \bar{X} + X'. \quad (2.4)$$

Figura 2.2 – Decomposição de Reynolds



Fonte: Foken, (2008)

Deste modo, a equação (2.3) fica:

$$F_x = \overline{(\bar{w} + w')(\bar{X} + X')}. \quad (2.5)$$

Realizando as operações do lado direito da equação e considerando a média de uma flutuação como nula ($\overline{w'} = \overline{X'} = 0$), de acordo com a aproximação de Reynolds, a equação (2.5) fica:

$$F_x = \overline{\bar{w}\bar{X} + w'X' + \bar{w}X' + w'\bar{X} + w'X'}. \quad (2.6)$$

Assumindo que a variação da densidade é desprezível ($\rho_a' = 0$), tem-se:

$$F_x = \overline{\bar{w}\bar{X} + w'X'}. \quad (2.7)$$

Para um terreno idealizado onde a superfície seja plana e homogênea, a velocidade vertical média do vento é zero ($\overline{w} = 0$), então:

$$F_x = \overline{w'X'} \quad (2.8)$$

A equação (2.8) é definida como sendo o fluxo turbulento, conhecida como técnica de covariância dos vórtices. Dependendo do escalar utilizado, os fluxos podem tomar a seguinte forma:

$$H = \rho_a c_p \overline{w'T_s'} + \text{correções} \quad (2.9)$$

$$F_{CO_2} = 10^3 \overline{w'd_{CO_2}'} + \text{correções} \quad (2.10)$$

$$F_{H_2O} = \overline{w'd_{H_2O}'} + \text{correções} \quad (2.11)$$

onde H é o fluxo de energia na forma de calor sensível ($W m^{-2}$), ρ_a densidade do ar seco ($kg m^{-3}$), c_p é o calor específico do ar ($J kg^{-1} K^{-1}$), T_s é a temperatura medida pelo anemômetro sônico (K); F_{CO_2} é o fluxo de dióxido de carbono ($\mu mol m^{-2} s^{-1}$), d_{CO_2} é a densidade molar do dióxido de carbono ($mmol m^{-3}$); F_{H_2O} é o fluxo de H_2O ($mmol m^{-2} s^{-1}$), d_{H_2O} é a densidade molar de H_2O ($mmol m^{-3}$) e o termo de correção, provem da necessidade de ajustes devido as condições experimentais, que implicam em limitações ao correto funcionamento da técnica. Dentre estas correções, destaca se o procedimento de correções correção das flutuações de densidade, que são geradas pela alteração da temperatura (devido ao H) e de umidade (devido ao LE) na parcela monitorada quando as observações em *in situ* das concentrações de gases são realizadas em termos de densidade molar, ao invés da razão de mistura. Esta correção foi propostas por Webb, Pearman e Leuning, (1980) e segue a seguinte equação:

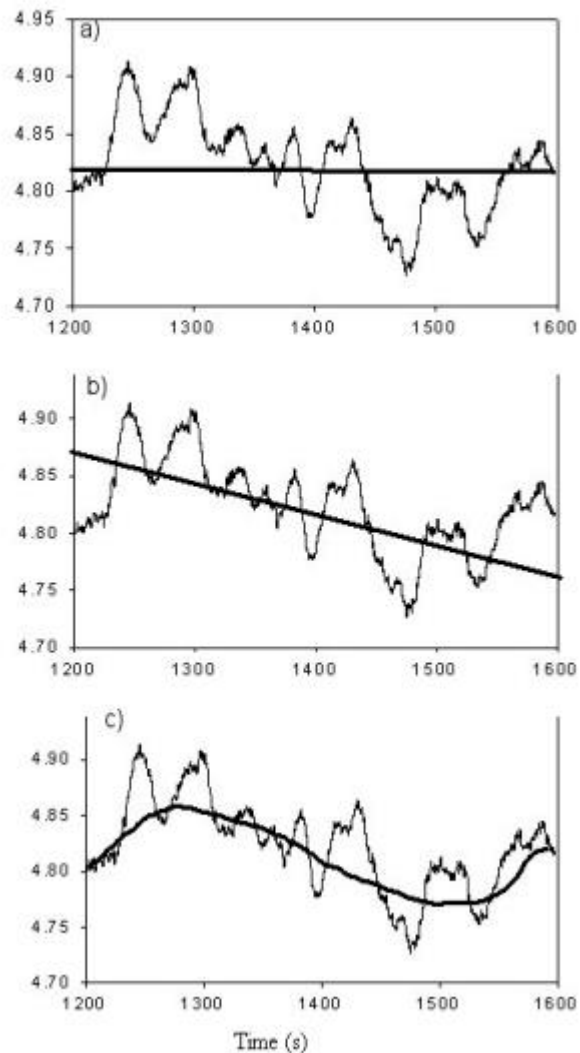
$$F_x = \overline{\rho_x'w'} + \left[\frac{\overline{\rho_x}}{\overline{\rho_a}} \left[\left(\overline{\rho_x} + \frac{m_a}{m_v} d_{H_2O} \right) \frac{\overline{T_s'w'}}{\overline{T_s}} + \frac{m_a}{m_v} \overline{w'd_{H_2O}'} \right] \right] \quad (2.12)$$

onde os termos m_a e m_v são as massas molares do ar seco e do vapor da água respectivamente ($kg mol^{-1}$).

Entretanto medidas realizadas *in situ* enfrentam limitações impostas pela instrumentação que não é capaz de resolver valores diminutos de variações no vento, bem como limite de resolução temporal de amostragem e separação dos instrumentos. Estas limitações funcionam como filtros, em função disto, os vórtices de alta frequência não são contabilizados pela técnica de EC. De maneira similar, a técnica EC ao aplicar a média de Reynolds (geralmente em médias de 30 minutos), acaba por perder o sinal dos vórtices de baixa frequência. Para sanar estes problemas foram desenvolvidos por Moncrieff et al., (1997) e (2004) correções para incorporar os fluxos de baixas e altas frequências não computados pela técnica EC, repercutindo em um melhor fechamento do balanço de energia.

O cenário encontrado em campo é muito distinto do ideal para a aplicação da técnica EC, logo outras correções são necessárias como: a rotação de coordenadas para que a direção do vento médio coincida com a direção da componente u do vento (KAIMAL e FINNIGAN, 1994) minimizando o efeito de inclinação do terreno; correção do ângulo de ataque do anemômetro sônico, devido a sua estrutura influenciar no escoamento do vento (GASH; CULF, 1996); correção da temperatura do anemômetro sônico devido ao efeito da umidade do ar proposta por Dijk, Moene e Bruin, (2004). Além destas correções, é necessário a preparação dos dados, primeiramente assegurar que os dados observados pelos sensores estão corretos, para isso, é indicado seguir o estudo de Vickers; Mahrt, (1997) e Foken et al., (2012) para identificação e remoção de valores considerados espúrios dos dados brutos. Com os dados em ordem, é necessária averiguar a defasagem temporal provocado pelo espaçamento entre os sensores (analisador de gás e anemômetro sônico), bem como os diferentes tempos de resposta de cada sensor, a fim de maximizar as covariâncias. Por fim a remoção das tendências turbulentas da decomposição de Reynolds, que podem ser por média em bloco, geralmente utilizando 30 minutos, uma tendência linear, e tendência não linear como ilustra a Figura 2.3:

Figura 2.3 – Formas de obtenção da tendência turbulenta (a) média em bloco, (b) tendência linear, (c) tendência não linear.



Fonte: Lee et al., 2004

A técnica de EC apresenta-se complexa, autores como Burba e Anderson, (2010) e Aubinet, Vesala e Papale, (2012), fazem apontamentos a diversos aspectos da técnica, desde encontrar um correto local para instalação da torre; o princípio de funcionamento dos sensores, como a conversão do sinal digital do anemômetro sônico em velocidade do vento; aprofundamento das correções e metodologias necessárias para obter dados satisfatórios, com indicações de passos a serem seguidos e recomendações de pós processamento dos dados, como controle de qualidade, balanço de energia e preenchimento de dados, discutidos nas próximas seções.

2.4 BALANÇO DE ENERGIA

A energia disponível para os fluxos de energia ($H+LE$) é a soma do saldo de radiação (R_n) com o fluxo de energia do solo (G):

$$H + LE = R_n + G \quad (2.13)$$

$$R_n = (K \downarrow - K \uparrow) + (L \downarrow - L \uparrow) \quad (2.14)$$

onde $K \downarrow$ a radiação solar incidente, $K \uparrow$ a radiação solar refletida, $L \downarrow$ a radiação de onda longa emitida pela atmosfera para a superfície, $L \uparrow$ a radiação de onda longa emitida pela superfície, em $W m^{-2}$. Na Equação 2.13 estão negligenciados os termos de armazenamento, advecção e energia utilizada para realização da fotossíntese. Entretanto os dados experimentais de fluxos obtidos pela técnica EC não satisfazem a igualdade da equação 2.26, gerando um resíduo. (WILSON, 2002), de tal modo que as somas dos fluxos de energia em média, representam 80% da energia disponível nos sistemas.

Há um enorme esforço da comunidade científica em explicar este não fechamento do balanço de energia. Entretanto, é consenso, que o não fechamento do balanço de energia não ocorre devido a erros na técnica EC, mas sim por fenômenos não resolvidos pela EC (FOKEN, 2008b). Destes fenômenos não resolvidos pela técnica EC estão os termos negligenciado na Equação 2.13. Os termos de energia armazenada na vegetação, por exemplo, são relativamente pequenos para vegetações de pequeno porte (ONCLEY et al., 2007) e valores de 2 a 6 $W m^{-2}$ durante o período diurno foram encontrados na região amazônica (DA ROCHA et al., 2004). Entretanto, os termos de armazenamento no solo são mais significativos. Foken, (2008b) destaca que em regiões de solo muito úmido, como áreas destinadas a cultivo de arroz, o termo de armazenamento pode ser da magnitude do termo de fluxo de calor no solo (TIMM et al., 2014). Estudos mostram que a heterogeneidade espacial, presente na grande escala (ordem de quilômetros), faz com que ocorra uma circulação de grande escala (MAUDER; FOKEN, 2006; FOKEN, 2008b; STOY et al., 2013), ou seja, vórtices de baixíssima frequência não resolvidos pela técnica EC.

Obter experimentalmente o fechamento no balanço de energia é uma tarefa complexa, como destaca Oncley et al., (2007). Para isso, necessita-se realizar cálculos dos fluxos médios em áreas, por meio de observações em diferentes pontos, afim de identificar termos de

advecção gerados pelos vórtices de grande escala. Além disso, realizar medidas observacionais dos termos de armazenamento. Entretanto, nem sempre é possível a implementação destes procedimentos. Pesquisas realizadas por Kaimal e Finnigan, (1994) e Mauder e Foken, (2006) indicam a possibilidade da aplicação de longos termos de integração dos fluxos. Ou seja, a obtenção dos fluxos em períodos superiores aos usuais 30 minutos, chegando até a escala diária, a fim de computar os vórtices de baixa frequência. Entretanto, é necessária estacionalidade temporal para aplicação da técnica EC, visto que as condições sinóticas podem mudar ao longo dos dias, somada a este fator a perda da resolução temporal na escala horária são pontos que dificultam o emprego desta técnica. Sendo assim, o balanço de energia pode ser ajustado pela metodologia proposta por Twine et al., (2000) e Foken, (2008b), os quais indicam a distribuição do resíduo do balanço de energia para o LE e H proporcionalmente a razão de Bowen (β) (BOWEN, 1926) na escala horária, uma vez assumida a condição de similaridade entre os fluxos.

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad (2.15)$$

Assim, os fluxos de H e LE são definidos como:

$$LE = \frac{(R_n - G)}{(1 + \beta)} \quad (2.16)$$

$$H = \frac{\beta(R_n - G)}{(1 + \beta)} \quad (2.17)$$

2.5 PREENCHIMENTO DE FALHAS

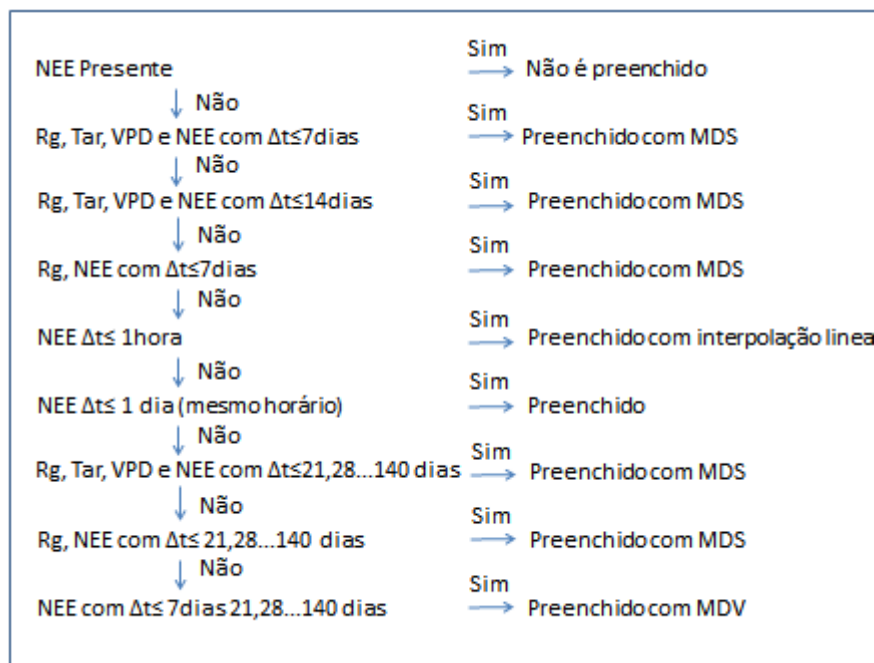
Os fluxos, obtidos à partir da técnica EC, apresentam falhas na série temporal devido a existência de dados espúrios ocasionados pelo mal funcionamento dos sensores, falha no fornecimento de energia elétrica para a torre, interferência da fauna nos instrumentos, condições meteorológicas como ventos muito intensos, precipitação e estabilidade atmosféricas entre outros (BURBA; ANDERSON, 2010). Estas falhas na série temporal dos dados podem chegar à ordem de até 60%, conforme Papale et al., (2006). Para preencher estas lacunas existem diversas técnicas (MOFFAT et al., 2007), destacando-se algumas, as quais serão discutidas a seguir

Quando ocorrem falhas na série temporal existem dois cenários, o primeiro onde existem falhas em todas as variáveis, tanto dos fluxos como as variáveis meteorológicas. (ex.: quando ocorre falha no fornecimento de energia elétrica para torre). Neste cenário, para falhas pequenas de escala de algumas horas, o uso de interpolação (seja ela linear, exponencial, quadrática entre outras) mostra-se satisfatória, todavia para falhas maiores é indicado o uso da técnica da Variação Média Diurna (do inglês *Mean Dirnal Variation* - MDV), a qual se baseia na ideia da autocorrelação dos fluxos ao longo do dia (FALGE et al., 2001), ou seja, para mesmos horários em dias próximos os fluxos tendem a ser bem relacionados (condições similares de temperatura, VPD, radiação, cobertura vegetal e condições superficiais). Assim, a falha é preenchida com a média para o mesmo horário dos dias adjacentes. A definição da janela de dias a ser utilizada para a confecção das médias pode variar entre 1 a 2 semanas (FALGE et al., 2001). Além disso, pode ser feito separadamente entre o período noturno e diurno com janelas distintas para cada período. A escolha do tamanho da janela é fundamental, tendo em vista que as janelas pequenas podem obter uma média pouco representativa e as janelas longas podem acrescentar incertezas devido ao desenvolvimento de uma cultura agrícola, por exemplo.

Em um segundo cenário, no qual temos falhas apenas sobre os fluxos, dispondo, por exemplo, das condições meteorológicas como temperatura do ar, radiação e VPD as opções disponíveis para preenchimento de dados são mais complexas, entretanto com resultados de menor incerteza (MOFFAT et al., 2007). A técnica de *Look for up table* consiste em preencher as falhas utilizando médias de valores do fluxo para os períodos que tenham condições atmosféricas similares. Falge et al. (2001) subdividiu o ano em quatro partes, referente às estações do ano. Para cada estação foi definida uma margem de temperatura de 2°C e para radiação uma faixa de 60Wm^{-2} , tendo assim 35 faixas de temperatura e 23 colunas de radiação, totalizando 805 combinações para as condições meteorológicas, sendo que para cada combinação foi feita uma média dos valores dos fluxos que se encaixaram nestas condições. Quando se tem um dado faltante de fluxo, procuram-se as condições de radiação e temperatura do período faltante e utiliza-se o valor de fluxo referente a faixa encontrada. É possível a implementação de outras forçantes, como a umidade relativa do ar. Entretanto, aumenta a dificuldade em encontrar valores de fluxos que tenham todas estas condições similares, podendo aumentar a incerteza da técnica (AUBINET, VESALA e PAPAIE, 2012). Outro fator que pode agregar incertezas, é subdividir o ano em 4 períodos, não levando em conta, por exemplo, a dinâmica de crescimento de culturas agrícolas. Uma variação da técnica de LUT, proposta por Reichstein et al. (2005), indica o uso de uma janela móvel e menor,

porém que tenha um valor amostral significativo dos fluxos, podendo essa janela ser incrementada a um passo de tempo fixo, até obter a amostra desejada, esta técnica é denominada *Marginal Distribution Sample* (MDS). Somada a MDS, Reichstein et al., (2005) propõe uma rotina de preenchimento ilustrada no fluxograma da Figura 2.4. Uma vez identificado uma lacuna, procura-se em uma janela (Δt) de “n” dias em torno da falha valores de fluxo que possuam condições ambientais de T_{ar} , R_g e VPD similares a condições existentes na falha. A média dos valores de fluxos encontrados é usada para o preenchimento da lacuna. Caso não seja possível encontrar valores próximos na janela determinada, esta é aumentada, ou ainda se reduz o número de variáveis meteorológicas, como ilustra o fluxograma. Interpolação linear é usada para fechamento de falhas de até uma hora. Por fim, utiliza-se a técnica de *Mean Diurnal Variation* (MDV) que abrangem a janela de dias predeterminados, podendo está se utilizada até o máximo de 140 dias. Para o uso das técnicas de fechamento de fluxos, é importante ressaltar que utilizar janelas muito amplas, principalmente sobre culturas agrícolas que possuem uma grande variação dos fluxos no curto período de cultivo (geralmente de 120 a 160 dias), pode acarretar em erros expressivos (MOFFAT et al., 2007).

Figura 2.4 – Fluxograma da metodologia proposta por Reichstein et al., (2005) para preenchimento do fluxo de CO_2 (NEE).



FONTE: Adaptado de Reichsteins et al., (2005)

O uso de redes neurais artificiais (RNAs) no preenchimento de dados meteorológicos tem apresentado ótimos resultados, juntamente com a técnica de MDS (MOFFAT et al.,

2007). As RNAs são utilizadas para representar uma relação entre um conjunto de variáveis de entrada e saída, a partir de um conjunto de dados de treinamento. Consiste, portanto, em uma técnica de computação capaz de modelar ou reconhecer padrões, a partir deste conjunto de dados apresentados. Para a rede poder representar esses dados, é necessário treinar a rede neural levando em conta alguns pontos, quanto à arquitetura da rede. A rede neural é formada por neurônios artificiais (nós) dispostos por camadas que se comunicam. Estes nós são treinados por um algoritmo de aprendizagem, que tem por finalidade alterar os pesos sinápticos da rede de forma ordenada, sendo que as sinapses são a capacidade da rede em reconhecer os padrões entre os dados de entrada, a fim de encontrar o menor erro entre o alvo e os seus forçantes (HAYKIN, 2008). Trabalhos como Papale e Valentini, (2003) e Papale et al., (2006) usaram redes neurais para preenchimento de fluxos superficiais. No entanto podem ser usados modelos não lineares que expressa as relações dos fluxos com as suas forçantes, (como exemplo as equações 2.36 e 2.39 para obtenção de valores de NEE (seção 2.5)). Sendo sempre necessário uma parametrização adequada com os dados disponíveis.

2.6 PARTIÇÃO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO APLICADA A COVARIÂNCIA DOS VORTICES

Basicamente três abordagens são utilizadas nas diferentes técnicas para estimativa da ET e suas componentes: balanço hídrico, balanço de energia e fluxos de vapor d'água (WANG; DICKINSON, 2012; KOOL et al., 2014). As técnicas que utilizam o balanço hídrico visam obter o quanto de água é utilizada na evaporação, transpiração ou evapotranspiração por meio de medidas indiretas ou diretas de um balanço de massa (no caso, H₂O) em volume fechado, como lisímetros e fluxo de seiva. Outra abordagem utiliza o quanto de energia é alocado na mudança de fase da água do estado líquido para o vapor, através do fechamento do balanço de energia, como a técnica da razão de Bowen. E ainda, a estimativa da ET é possível através do fluxo de vapor de H₂O obtido por meio da teoria da covariância de vórtices turbulentos.

Também é usado os isótopos de H₂O para obter a partição do fluxo d'água, bem como modelos. Um modelo usual recomendado pela FAO 56 (ALLEN et al., 1998) para estimativa de evapotranspiração é a equação de Penman-Monteith (PENMAN; L., 1956; MONTEITH, 1965) (ET_{PM}) que emprega termos aerodinâmicos, termodinâmicos e fisiológicos em sua solução:.

$$ET_{PM} = \left(\frac{\Delta(Rn - G) + \rho c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\left(\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right) \right)} \right) \quad (2.12)$$

onde, ρ (kg m^{-3}) a densidade média do ar, c_p ($\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$) o calor específico do ar, e_s (kPa) a pressão de vapor de saturação, e (kPa) pressão de vapor, Δ ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$) a inclinação da curva de pressão de vapor, γ (kPa) a constante psicrométrica; r_s (s m^{-1}) a resistência de superfície, r_a (s m^{-1}) a resistência aerodinâmica. A Metodologia proposta por Shuttleworth e Wallace, (1985) utiliza duas combinações do modelo de Penman-Monteith, uma para a estimativa da evaporação da água do solo (ET_s) e outra para a transpiração do dossel (ET_d), obtendo a evapotranspiração (ET_{sw}).

$$ET_{sw} = C_s ET_s + C_d ET_d \quad (2.13)$$

$$ET_d = \left(\frac{\Delta(Rn - G) + \frac{\rho c_p (e_s - e) - \Delta r_a^d (Rn_n^s - G)}{(r_a^a + r_a^d)}}{\left(\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s^d}{r_a^a + r_a^d} \right) \right)} \right) \quad (2.14)$$

$$ET_s = \left(\frac{\Delta(Rn - G) + \frac{\rho c_p (e_s - e) - \Delta r_a^s (Rn - Rn_n^s)}{(r_a^a + r_a^s)}}{\left(\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s^s}{r_a^a + r_a^d} \right) \right)} \right) \quad (2.15)$$

onde os parâmetros de ponderação C_s e C_d são escritos em função de $\Delta, \gamma, r_s^d, r_a^s, r_a^a, r_a^d, r_s^s$. As resistências são expressas em m s^{-1} , sendo a r_s^d a resistência estomática, r_a^s , a resistência aerodinâmica entre a superfície e o dossel, r_a^a a resistência aerodinâmica entre o dossel e a altura de referência, r_a^d a resistência aerodinâmica dos elementos da vegetação, r_s^s a resistência da superfície. O termo Rn_n^s representa o saldo de radiação em superfície (W m^{-2}).

Outros modelos também são adotados (KOOL et al., 2014), dentre eles o sugerido por Li et al., (2010), o qual usa a formulação proposta Priestley e Taylor, (1972) para obter a

partição da ET e o FAO dual Kc (ALLEN et al.,1998) que utiliza a evapotranspiração de referencia associadas a fatores específicos para a cultura e para o solo. Além de modelos numéricos baseados no balanço de energia e água no solo e no dossel, como o proposto por (EVETT; LASCANO, 1993).

Entretanto, nenhuma abordagem de observação da ET obtém a descrição completa das trocas de H₂O na interface superfície-atmosfera. Desta forma, faz-se necessária a utilização de ao menos duas das técnicas, ou a reprodução da mesma técnica em diferentes condições para obter a partição da ET (KOOL et al., 2014). Por exemplo, Raz-Yaseef et al., (2012), obtiveram medidas de E por meio de câmeras de solo, a T por meio de fluxos de seiva e por fim obteve medidas de ET com a técnica de EC sobre uma floresta. Com a mesma técnica, Liu, Zhang e Zhang, (2002) para um rotação de trigo de inverno e milho, utilizou lísimetros na observação da E e lisímetros de maior porte, compreendendo o solo e a vegetação, para observação da ET, obtendo assim, a T da diferença entre ET e E.

Os estudos de Kool et al., (2014), Aubinet et. al., (2012), Fisher et al., (2017) e Baldocchi, (2014), apontam a necessidade de metodologias que permitam ter acesso as componentes de ET de forma unificada. Assim, a utilização de uma única técnica, minimizaria incertezas geradas pelas diferenças das escalas espaciais e temporais amostradas, que se tem quando utilizado diferentes métodos de observações. Neste sentido, Baldocchi, (2014) indica à necessidade de desenvolver técnicas de particionamento da ET, obtida a partir da técnica de EC, que possa ser empregada a vasta rede de observações de fluxos superficiais da FLUXNET. Para este fim, estudos como os de Scanlon e Kustas, (2010) e (2012), Scanlon e Sahu, (2008), Diaz et al., (2016), Zhou et al., (2016), Sulman et al., (2016) e Waldo et al., (2016) particionam a ET, oriundas de medidas de EC, em suas componentes. Estes estudos baseiam-se em um conceito comum, o fato de que a planta, ao realizar a fotossíntese, necessita obrigatoriamente abrir seus estômatos para a entrada (influxo) de CO₂ e a saída (efluxo) de O₂ resultante da fotossíntese (TAIZ e ZEIGER, 2006). Entretanto, uma vez aberto os estômatos, ocorre paralelamente a estas trocas a perda de H₂O para atmosfera. Visto que, a concentração interna de H₂O na cavidade estomática é superior à concentração externa (atmosfera).

Com base nesta relação, podemos supor que a perda de água da planta está associada à fotossíntese utilizando o conceito de uso eficiente da água (WUE, do inglês *water use efficiency*). Este conceito relaciona quantas moléculas de água são perdidas por meio da transpiração para cada molécula de carbono fixada por meio da fotossíntese (SINCLAIR; TANNER; BENNETT, 1984). O WUE pode ser escrito, conforme a relação:

$$WUE = \frac{GPP}{T} \quad (2.16)$$

Os valores de WUE são bem distintos entre plantas com diferentes processos de fixação de carbono. Plantas caracterizadas C3 podem apresentar valores em torno de $1/500 \text{ molCO}_2 \text{ molH}_2\text{O}^{-1}$ e plantas C4 que exibem valores da ordem de $1/100 \text{ molCO}_2 \text{ molH}_2\text{O}^{-1}$.

Os fluxos ocorrem pela existência de um gradiente entre dois pontos de um escalar, sendo limitado por alguma resistência a sua difusividade (NOBEL, 1983; SINCLAIR; TANNER; BENNETT, 1984).

$$GPP = \frac{D_{CO_2}}{(r_a + r_s)} (C_e - C_i) \quad (2.17)$$

$$T = \frac{D_{H_2O}}{(r_a + r_s)} (H_e - H_i) \quad (2.18)$$

O termos D_{CO_2} e D_{H_2O} são as difusividades das moléculas de dióxido de carbono e água (m s^{-1}), r_a e r_s são as resistências aerodinâmicas e superficiais (m/s), H e C são as concentrações de H_2O e CO_2 respectivamente. Os subíndices “e” representam as concentrações externas a cavidade estomática (atmosfera) e os “i” correspondem as concentrações da cavidade estomática (mol/m^3). Aplicando as Equações 2.17 e 2.18 em 2.16 é obtida a seguinte relação para WUE:

$$WUE = 0,7 \frac{(C_e - C_i)}{(H_e - H_i)} \quad (2.19)$$

Os termos de resistência são cancelados devido as resistências a difusividade do CO_2 e d'água serem iguais, restando a razão de difusividade entre as moléculas de H_2O e CO_2 , no valor de 0,7, valido para o nível do dossel (CAMPBELL e NORMAN, 1998).

As concentrações externas de H_2O e CO_2 podem ser facilmente obtidas com a utilização de instrumentos hábeis a medir a concentração destes escalares, como o analisador de gás do sistema EC (ex: LICOR 7500). Entretanto, observações das concentrações internas nem sempre estão disponíveis. É possível obter a concentração interna de H_2O (H_i) para uma

planta em condições ideais, com ausência de estresse hídrico, assumindo uma condição de saturação de vapor d'água no interior da cavidade estomática, obtendo a concentração com base na temperatura da folha (SINCLAIR; TANNER; BENNETT, 1984):

$$H_i = \frac{e_s}{RT} \quad (2.20)$$

onde e_s é a pressão de vapor de saturação (kPa), T é a temperatura da folha (K) e R é a constante dos gases ideais, que tem o valor de $8,2234 \text{ kPa m}^3 \text{ mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Porém, para a obtenção de concentração interna de CO_2 é usual a relação de $C_i C_e^{-1}$. Esta relação para plantas do tipo C_3 costuma ser de aproximadamente 0,7 e para plantas C_4 0,4 (WONG; COWAN; FARQUHAR, 1979). Outros autores apontam a existência do efeito da umidade do ar sobre esta relação, como o proposto por Jacobs, (1994), conforme a seguinte equação.

$$\frac{C_i}{C_e} = f_0 \left[1 - \left(\frac{D_s}{D_{max}} \right) \right] \quad (2.21)$$

onde D_s é déficit de saturação da folha para o ar e os parâmetros a serem estimados são o f_0 que é a relação $C_i C_e^{-1}$ para $D_s = 0 \text{ g kg}^{-1}$, no caso de plantas C_3 é usual o valor de 0.85 e D_{max} sendo o valor máximo possível para a D_s , que ocorre quando o estômato encontrasse fechado, o valor usual de D_{max} é de aproximadamente 45 g kg^{-1} (CHOUDHURY; MONTEITH, 1986). Os valores usuais da relação $C_i C_e^{-1}$ para plantas C_3 ocorrem em condições de D_s próximas a 10 g kg^{-1} . Existem outros modelos para avaliar o impacto da umidade do ar sobre a relação $C_i C_e^{-1}$ (KATUL; ELLSWORTH; LAI, 2000), dentre eles o modelo Ball-Berry (COLLATZ et al., 1991):

$$\frac{C_i}{C_e} = 1 - \frac{1}{m RH} \quad (2.22)$$

onde m é um parâmetro empírico entre 3 e 10 (LEUNING, 1995) com valores usuais de 5,5 e RH é a umidade relativa do ar.

Para obtenção da partição da ET com o emprego da WUE, faz se necessário conhecer a componente de GPP. A partição do NEE entre RE e GPP pode ser obtida por diversas técnicas (REICHSTEIN et al., 2005; MOFFAT et al., 2007; LASSLOP et al., 2010a;

SCANLON; KUSTAS, 2012). 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:

$$RE = rb \exp \left[E_0 \left(\frac{1}{T_{ref}-T_0} - \frac{1}{T_{ar}-T_0} \right) \right] \quad (2.23)$$

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} a temperatura do ar.

Os valores dos parâmetros (rb e E_0) da equação (2.23) 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 RE completa, o GPP pode ser encontrado, subtraindo do NEE experimental a RE modelada pela equação 2.24

$$GPP = NEE - RE \quad (2.24)$$

Outros modelos genéricos podem ser utilizados para substituir a equação 2.24, como por exemplo:

$$RE = a e^{bT_{ar}} \quad (2.25)$$

Sendo que a é a respiração na temperatura de 0°C e b é o termo de sensibilidade à temperatura do ar (T_{ar}). O termo b indica quanto à respiração varia para cada variação na temperatura. Usualmente na literatura é utilizado como temperatura de referência 10°C , assim a equação (2.25) fica:

$$RE = R_{10} Q_{10}^{\frac{T-10}{10}} \quad (2.26)$$

sendo R_{10} é a respiração na temperatura de referência (10°C) e Q_{10} descreve qual a resposta da respiração a cada variação de 10°C na temperatura ambiente.

A RE apresenta uma boa relação com a temperatura do ar, entretanto o caráter intermitente da turbulência, o qual é mais intenso no período noturno, pode dificultar a obtenção desta relação. Em função disso, autores como Lee et al. (1999), Falge et al. (2001), LASSLOP et al., 2010 e Gilmanov et al.(2003) optam por encontrar o efeito da radiação fotossinteticamente ativa (PAR) sobre o NEE no período diurno. A função na forma de uma hipérbole retangular (equação de Michaelis–Menten) é uma das formulações, mais simples que expressa essa relação e é descrita como:

$$NEE = \frac{\alpha\beta PAR}{\alpha PAR + \beta} - \gamma \quad (2.27)$$

em que α é a eficiência com que a luz é utilizada pelo dossel ($\text{mol } \mu\text{mol photons}^{-1}$) e representa a inclinação inicial da curva de resposta à luz. β é a taxa máxima de CO_2 absorvida pelo dossel na saturação da luz ($\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) e γ é o ponto de interceptação para PAR igual a zero e representa a respiração do ecossistema, que pode ser substituída por uma função que expresse R_{eco} em função da temperatura (LASSLOP et al., 2010).

A relação entre PAR e NEE também podem ser aproximada, através do modelo de proposto por Aubinet et al. (2001):

$$NEE = \beta \left(1 - \exp\left(\frac{\alpha PAR}{\beta}\right) \right) - \gamma \quad (2.28)$$

Gilmonov et al. (2003) utiliza a relação entre PAR e NEE por meio de uma hipérbole não retangular, que adiciona um parâmetro de grau de curvatura (θ).

$$NEE = -\frac{1}{2\theta} \left(\alpha PAR + \beta - \sqrt{(\alpha PAR + \beta)^2 - 4\alpha\beta\theta PAR} \right) - \gamma \quad (2.29)$$

Lasslop et al., (2010) incrementou o processo de resposta do controle estomático em decorrência do VPD. O valor de β é limitado exponencialmente por VPD_0 por um parâmetro “k”, para valores de VPD superiores a um limite mínimo. Sendo esse valor limite, VPD_0 definido como 1kPa.

$$\beta = \begin{cases} \beta_0 e^{-k(VPD-VPD_0)}, & VPD_0 \leq VPD \\ \beta_0, & VPD_0 > VPD \end{cases} \quad (2.30)$$

Além da utilização destas equações na obtenção do GPP, trabalhos como SCANLON; KUSTAS, 2010, 2012; SCANLON; SAHU, 2008, afirmam que os dados em alta frequência possuem uma maior informação sobre as dinâmicas de trocas entre a superfície e atmosfera. SCANLON; KUSTAS, 2008 e 2010 notaram que os processos não estomáticos (respiração do ecossistema e evaporação do solo) e estomáticos (fotossíntese e transpiração) possuem uma variância características em seus fluxos, onde as componentes dos fluxos de CO₂ e H₂O podem ser expressas por.

$$d_{CO_2}' = C_p' + C_r' \quad (2.31)$$

$$d_{H_2O}' = H_t' + H_e' \quad (2.32)$$

sendo C_p' e C_r' as componentes da flutuação da concentração de CO₂ associadas a fotossíntese e a respiração do ecossistema respectivamente. Enquanto que, H_t' e H_e' representam a as componente da flutuação da concentração de água associadas a transpiração e a evaporação da água do solo, respectivamente, que aplicadas a equação 2.8, resultam em uma descrição mais detalhas dos fluxos de CO₂ (respiração e fotossíntese) e H₂O (evaporação da água do solo e transpiração):

$$F_{CO_2} = \overline{w'd_{CO_2}'} = \overline{w'C_p'} + \overline{w'C_r'} \quad (2.33)$$

$$F_{H_2O} = \overline{w'd_{H_2O}'} = \overline{w'H_t'} + \overline{w'H_e'} \quad (2.34)$$

Quando empregado o WUE tem-se:

$$F_{CO_2} = \overline{w'd_{CO_2}'} = WUE \overline{w'H_t'} + \overline{w'C_r'} \quad (2.35)$$

Então, utilizando a teoria da similaridade de Monin- Obukhov (MONIN; OBUKHOV, 1954), nos quais afirmam que as flutuações das concentrações dos escalares dependentes dos processos estomáticos são perfeitamente correlacionados (coeficiente de correlação = 1) e que as flutuações dos escalares influenciados pelos processo não estomáticos são inversamente

correlacionados (coeficiente de correlação = -1) e por meio de uma solução analítica obtém a partição dos fluxos de CO₂ e da ET. Entretanto esta técnica fica limitada ao proprietário dos dados, visto que necessita dos dados em alta frequência, não sendo possível a sua reprodução no banco de dados das redes de compartilhamento internacionais de fluxo superficiais.

ZHOU et al., (2016) utilizam a razão entre o WUE potencial da planta (WUE_p) com um WUE potencial do ecossistema (WUE_e), através da relação com o VPD encontrada no estudo de Zhou et al., (2014) que indica que a WUE_{pe} é proporcional ao razão do produto de GPP com VPD^{0.5} por ET.

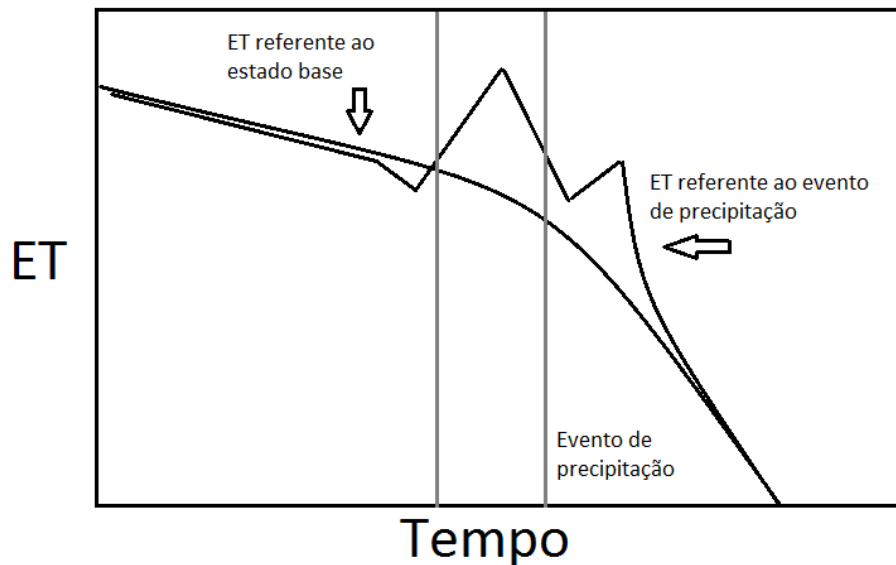
$$\frac{T}{ET} = \frac{WUE_e}{WUE_p} \quad (2.36)$$

$$\frac{T}{ET} = \frac{\frac{GPP\sqrt{VPD}}{ET}}{\frac{GPP\sqrt{VPD}}{T}} \quad (2.37)$$

O valor da WUE_p é estimado quando a relação T/ET é muito próxima a um, quando a cultura cobre por completo a superfície do solo ($T \approx ET$) e este valor é assumido como sendo constante para cada vegetação. Esta técnica, diferentemente da proposta por Scanlon e Kustas (2008), permite a sua reprodução em redes internacionais de fluxo devido a sua aplicabilidade na escala horaria. Entretanto tal técnica necessita que ocorram relações T/ET =1 a qual não é observada em todos os ecossistemas em especiais nos de vegetação esparsa como destaca Scott; Biederman, (2017).

O trabalho de Czikowsky e Fitzjarrald (2009) possibilita a identificação da componente de evaporação da água interceptada pelo dossel, com o uso da técnica EC. A metodologia usada consiste em gerar um período representativo da ET em um estado base durante e após o evento de precipitação, formado com valores de ET em períodos adjacentes em que não ocorreram precipitação, sendo devidamente corrigidos para a radiação presente no evento de precipitação. Então a componente da evaporação da água interceptada é obtida da diferença da serie temporal representativa da ET sem precipitação e da ET observada durante e após o evento de precipitação como ilustra a Figura 2.5.

Figura 2.5 – diagrama ilustrativo da ET referente ao estado base para dias secos e a ET referente ao evento da precipitação,



Fonte: Adaptado de Czikowsky e Fitzjarrald (2009).

3 METODOLOGIA

Neste capítulo será abordada a metodologia expandida empregada nos dois artigos que compõem esta tese. Os artigos utilizam dados obtidos em dois sítios experimentais, São João do Triunfo e Cachoeira do Sul, pertencentes à rede sul brasileira de fluxos - SULFLUX (<http://www.sulflux.ufsm.br/>).

3.1 SÃO JOÃO DO TRIUNFO

A torre micrometeorológica (Figura 3.1) foi instalada pela rede sul brasileira de fluxos no município de São João do Triunfo no estado do Paraná, Brasil (25°34'18"S e 50°05'56"W, altitude 780m) (Figura 3.2). A área experimental onde se localiza a torre consiste em 32 hectares pertencente à Universidade Federal do Paraná, fazendo parte do projeto Pesquisas Ecológicas de Longa Duração (PELD) (SANQUETTA; CORTE; RODRIGUES, 2014). Esta área experimental é coberta pela Floresta Ombrófila Mista (FOM), ecossistema que compõe o bioma de mata atlântica (ocupando cerca de 13% do território brasileiro), característico da região sul e sudeste do Brasil (IBGE, 2012). A FOM atualmente ocupa uma área de 2,7 milhões de hectares no Brasil, tendo como principal característica a presença da *Araucaria Angustifolia*. Esta espécie é encontrada apenas na região sul do Brasil e uma pequena porção na Argentina, sendo o gênero *Araucaria* presente apenas na América Latina e Oceania

(KUNZMANN, 2007). A *Araucaria Angustifolia* caracteriza-se pelo seu longo caule retilíneo, apresentando ramificação apenas no terço superior (CASSOL, 2009), podendo chegar a 35 metros de altura. Na área experimental, esta espécie representa 42% do total de árvores (LONGHI, 1980). O restante é formado em sua maioria por folhosas como: *Ilex dumosa*, *Matayba elaeagnoides*, *Capsicodendron dinissi*, *Nectandra grandiflora*, *Ocotea porosa* e *Campomanesia xanthocarpa* (LONGHI, 1980).

A FOM na área de estudo apresenta um índice de área foliar (LAI) de 6-8 m^2m^{-2} (SCHIAVO, 2016), observados a 0,15 metros com o sensor CI-110 (Plant Canopy Analyzer), durante os meses de verão. Outro estudo realizado por Giglio; Kobiyama, (2013) constatou uma pequena variação ao longo das estações, com índice de cobertura vegetal variando entre 93% nos meses de verão e 87% nos meses de inverno, para FOM em uma região próxima no estado de Santa Catarina.

A região apresenta classificação climática, segundo Köppen, do tipo Cfb, temperado, clima subtropical úmido mesotérmico, de verões frescos, invernos com ocorrências de geadas severas e frequentes. O solo predominante na floresta é do tipo Podzólico Vermelho-Amarelo distrófico, sendo encontrado em pequena quantidade solo do tipo Cambissolo distrófico álico, conforme descrito por Longhi (1980).

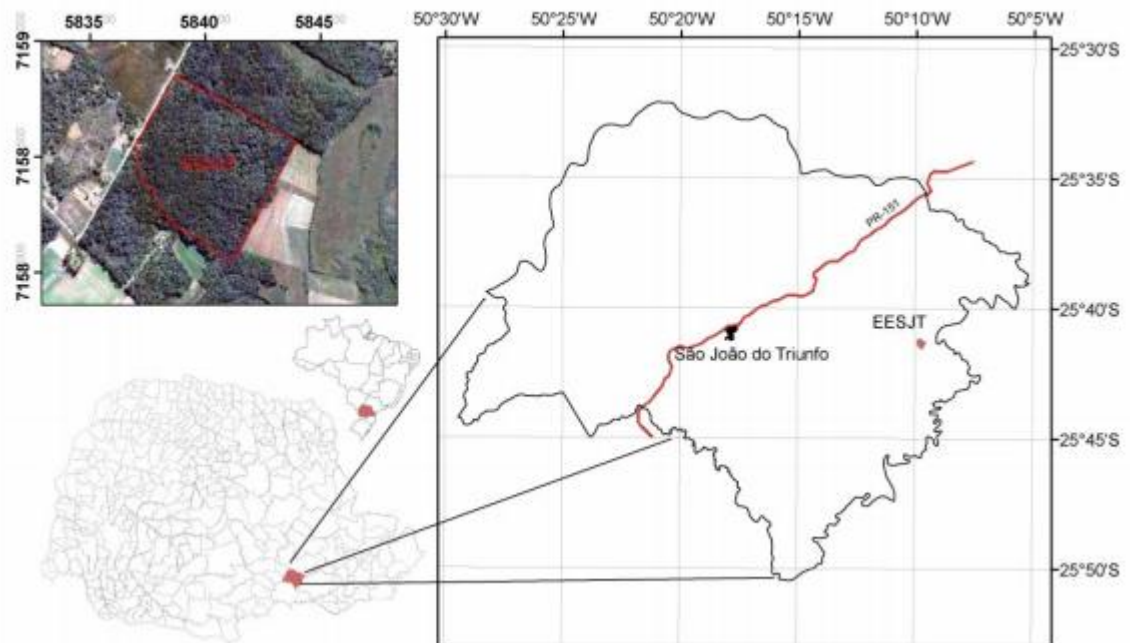
Os dados atmosféricos foram coletados entre novembro de 2009 e abril de 2012 em dois diferentes níveis de altura. Nos níveis de 11 e 32 metros foram realizadas medidas em alta frequência (10 Hz) de temperatura do ar e componentes do vento, utilizando o anemômetro sônico, CSAT 3-D Sonic Anemometer (Campbell Scientific) e medidas da densidade molar de vapor d'água e CO₂ com o analisador de gás infravermelho de caminho aberto LI-7500, Open Path CO₂/H₂O Analyser (LI-COR). No nível de 29 metros foram efetuadas medidas da temperatura e umidade relativa do ar com o sensor HMP45C - Temperature and Relative Humidity Probe (Campbell Scientific), em baixa frequência (1 Hz). A partir de janeiro de 2010, foram realizadas medidas de radiação solar incidente, utilizando-se o sensor LI-200 Pyranometer (LI-COR).

Figura 3.1 – Torre micrometeorologica do sitio de São João do Triunfo.



Fonte: Oliveira, (2013)

Figura 3.2 – Localização geográfica da estação experimental de São João do Triunfo (EESJT)



Fonte: Schiavo, (2013)

3.2 CACHOEIRA DO SUL

Atualmente o cultivo de arroz no Brasil atinge aproximadamente 1,9 milhões de hectares, sendo responsável por 12 milhões de toneladas de arroz (CONAB: COMPANHIA NACIONAL DE ABASTECIMENTO, 2017). A região sul é responsável por 71% da produção nacional, e esta produção basicamente encontra-se concentrada na região sul do estado do Rio Grande do Sul. Na zona Orizícola da Depressão Central foi instalada uma torre micrometeorológica em uma propriedade particular onde é realizado o cultivo de arroz irrigado por inundação.

A área total do experimento é de aproximadamente 1000 hectares, subdividida em parcelas de 100m por 100m. Localizada no município de Cachoeira do Sul, estado do Rio Grande do Sul (latitude de -30.27° ; Longitude de -53.14° ; elevação de 40.5 m). A Figura 3.3 mostra a área de estudo. Os limites morfológicos da área são descritos na Tabela 3.2.

A instrumentação presente na torre micrometeorológica, de relevância para o estudo, é composta por (altura do sensor na torre, fabricante, modelo): componentes do vento e temperatura do ar (3m; *Campbell Scientific Inc*, CSAT 3); H₂O/CO₂ analisador de gás e pressão (3 m; LI-COR, LI 7500); radiação de onda curta incidente, (Rg) (6 m; Kipp&Zonen, CMB6); saldo de radiação (Rn) (3.4 m; Kipp&Zonen, NR LITE); precipitação (6 m; *Texas Instruments, CSI Model TB4 Raingage*).

O período de dados utilizado neste trabalho compreende o período de 20 de outubro de 2010 a 16 de abril de 2016. Durante este intervalo ocorreram 6 safras de arroz irrigado e 5 períodos de pousio, distribuídos conforme a Tabela 3.1, com as informações sobre semeadura, colheita, irrigação e cultivar. Dados de índice de área foliar (LAI) foram obtidos utilizando imagens de composição do produto MOD15A2, provenientes do sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer). As imagens possuem resolução temporal de 8 dias e espacial de 1 km, estando na faixa de 0.4 – 0.7 nm do espectro eletromagnético (MYNENI et al., 1999). Os dados MOD15A2 Collection 5 estão disponibilizados gratuitamente através do website <http://www.ntsg.umn.edu/project/mod16> (ORNL DAAC. 2017).

Tabela 3.1 - Informações sobre o cultivar, datas de semeadura e colheita, dias de cultivo e data da inundação. DAS-dias após a semeadura.

Safra	Cultivar	Data Semeadura-Colheita	Dias de cultivo	Início da Inundação
2010/2011	Puitá	20/10/10 – 16/03/11	148	30 DAS
2011/2012	Epagri	06/10/11 – 17/03/12	164	0 DAS
2012/2013	Epagri	20/10/12 – 01/04/13	164	0 DAS
2013/2014	Epagri	15/11/13 – 25/04/14	162	0 DAS
2014/2015	Epagri	02/11/14 – 04/04/15	154	0 DAS
2015/2016	Epagri	05/11/15 – 16/04/16	165	0 DAS

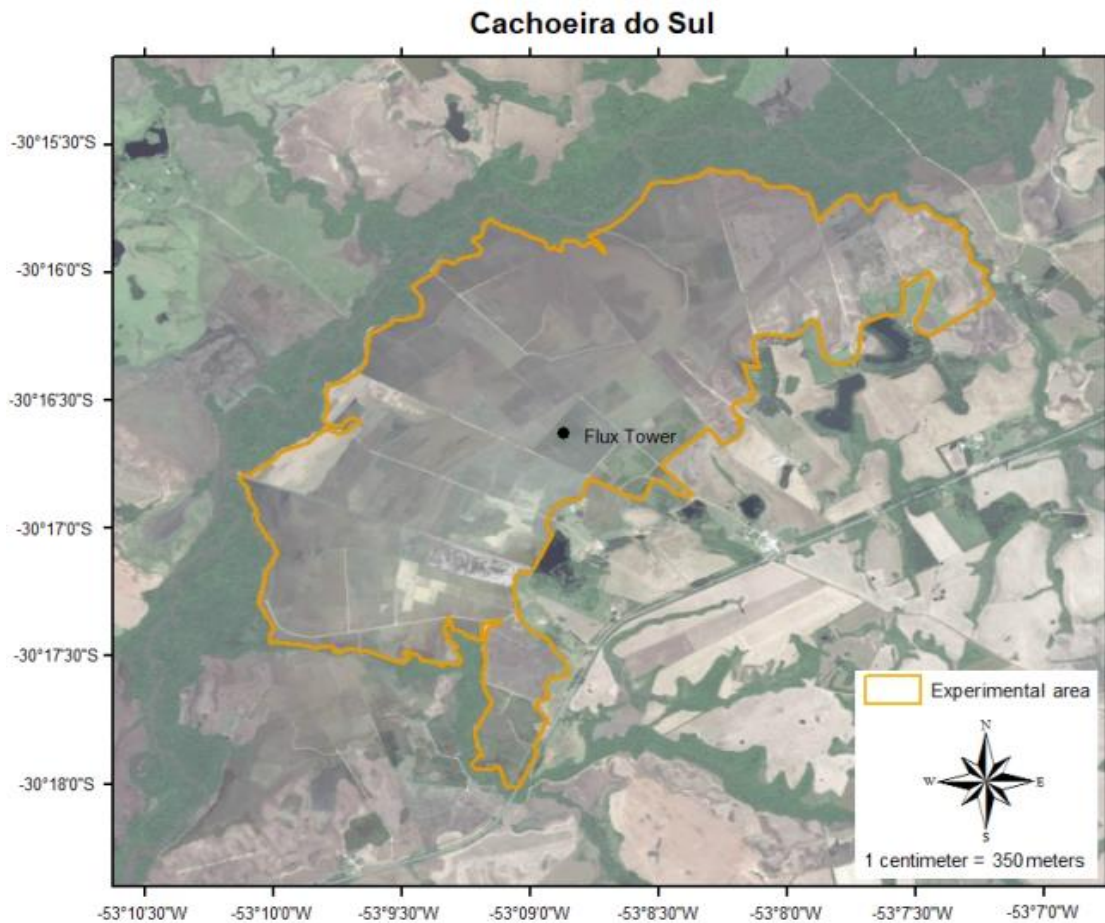
Fonte: Autor

Tabela 3.2 - Descrição das barreiras naturais que limitam a área do sítio de Cachoeira do Sul.

Direção	Distância (m)	Barreira natural
Norte	2000	Mata ciliar do Arroio Pedro Paulo
Leste	400	Pecuária e mata nativa
Oeste	1000	Mata ciliar do Arroio Pedro Paulo
Sul	3000	Mata ciliar do Arroio Pedro Paulo

Fonte: Autor

Figura 3.3 – Localização da torre micrometeorológica de Cachoeira do Sul



Fonte: Arruda, (2017)

3.3 PROCESSAMENTO DOS DADOS

Os dados micrometeorológicos obtidos em alta frequência da concentração de CO₂ e H₂O pelo analisador de gás, componentes do vento (u, v e w) e da temperatura do anemômetro sônico foram processados pelo *software* EddyPro[®], versão 6, Li-Cor (Lincoln, Nebraska, EUA). Este *software* aplica a técnica de EC sobre os dados em alta frequência obtendo os valores de NEE, LE, H, as concentrações de H₂O e CO₂, além de uma vasta gama de variáveis tais como temperatura do ar, VPD, densidade do ar, variâncias, espectros de turbulência. Todas estas variáveis de saídas são obtidas em médias de trinta minutos. As configurações utilizadas para o processamento foram as seguintes: cálculo das flutuações turbulentas em média por bloco, rotação dupla (WILCZAK; ONCLEY; STAGE, 2001), correção para os efeitos da densidade (WEBB et al., 1980) e atenuações de fluxo devido à configuração instrumental (GASH e CULF, 1996). Correção devido o filtro passa alta e baixa seguiram a metodologia de Moncrieff et al., (1997) e (2004), respectivamente e filtragem de dados em alta frequência seguindo a metodologia de Vickers e Mahrt, (1997).

Uma vez que os instrumentos utilizados neste estudo não se encontram em um ambiente controlado, eles estão sujeitos a influências externas, no que diz respeito a eventos meteorológicos, tais como, precipitação, ventos extremos, além da interferência da fauna. Estes fatores influenciam no correto funcionamento dos sensores podendo gerar valores incorretos de fluxos (BURBA; ANDERSON, 2010). Outra condição em que os valores de fluxos podem não representar a realidade são nos casos em que as condições de turbulência impossibilitam a correta aplicação da técnica de covariância dos vórtices (AUBINET; VESALA; PAPALE, 2012). Desta forma, é necessário um pós processamento destes fluxos para a retirada dos valores espúrios por meio de alguns filtros.

Aplica-se a remoção de valores de fluxos que não correspondem a real capacidade dos ecossistemas em realizá-las. Neste estudo foram removidos os valores superiores a 15 $\mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, 700 W m^{-2} e 400 W m^{-2} e inferiores a -55 $\mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, -50 W m^{-2} e -120 W m^{-2} para NEE, LE e H, respectivamente, para sítio de Cachoeira do Sul. Os valores removidos para o sítio de São João do Triunfo, foram superiores a 15 $\mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, 600 W m^{-2} e 400 W m^{-2} e inferiores a -50 $\mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, -60 W m^{-2} e -100 W m^{-2} para NEE, LE e H, respectivamente.

Também foram removidos fluxos nos horários com ocorrência de precipitação no sítio de Cachoeira do Sul. Devido à forma geométrica do analisador de gás LI-COR -LI7500 e do anemômetro sônico, gotículas de chuva podem ficar armazenadas nos sensores, afetando a

qualidade de suas medidas. Sendo assim, é necessário que no período de ocorrência de precipitação, acrescido de meia hora (para secagem do instrumento) os valores de fluxo sejam descartado. Os demais dados espúrios foram removidos usando um filtro que compara os fluxos de cada meia hora (f_i) com a média (f_{mi}) e o desvio padrão (f_{sdi}) dos valores de fluxo no mesmo horário da f_i sobre uma janela móvel de 14 dias em torno da f_i seguindo as equações adaptadas de Béziat; Ceschia; Dedieu, (2009):

$$f_i < f_{mi} - (1.7 * f_{sdi}) \text{ ou } f_i > f_{mi} + (1.7 * f_{sdi})$$

os valores de f_i que satisfazem o sistema acima são descartados, este filtro foi aplicado aos valores de NEE, H, LE para ambos os sítios e nas concentrações de H₂O e CO₂ para o sítio de Cachoeira do Sul.

O filtro para remoção de fluxos de CO₂ em situações de pouca turbulência, utilizando os parâmetros velocidade de fricção (u^*) ou desvio padrão da velocidade vertical do vento (σ_w) como indicadores do desenvolvimento da turbulência (AUBINET et al., 2005; ACEVEDO et al., 2009)), foram aplicados ao sítio de Cachoeira do Sul. Para obter o valor de $u^*(\sigma_w)$ a partir do qual os valores de fluxo serão negligenciados, deve-se encontrar a dependência deste fluxo com o desenvolvimento da turbulência, conforme a Figura 2.4. O corte dos valores de NEE ocorreu para valores de $u^* < 0.11 \text{ m s}^{-1}$. No entanto para o sítio de São João do Triunfo, um estudo prévio realizado por Oliveira et al., 2013 apontou que o uso deste filtro e posterior preenchimento pode acarretar em uma subestimativa dos valores de NEE, devido aos intensos episódios de intermitência turbulenta identificados neste sitio, sendo assim, este filtro não foi aplicado ao sitio de São João do Triunfo.

Para os dados obtidos no sítio de Cachoeira do Sul foi realizado o procedimento de fechamento do balanço de energia, para cada intervalo de 30 minutos, distribuindo a energia residual (RES) entre o H e o LE seguindo a razão de Bowen.

$$RES = H + LE - Rn + G \quad (3.1)$$

$$LE^* = LE + \frac{RES}{(1 + \beta)} \quad (3.2)$$

$$H^* = H + RES \frac{\beta}{(1 + \beta)} \quad (3.3)$$

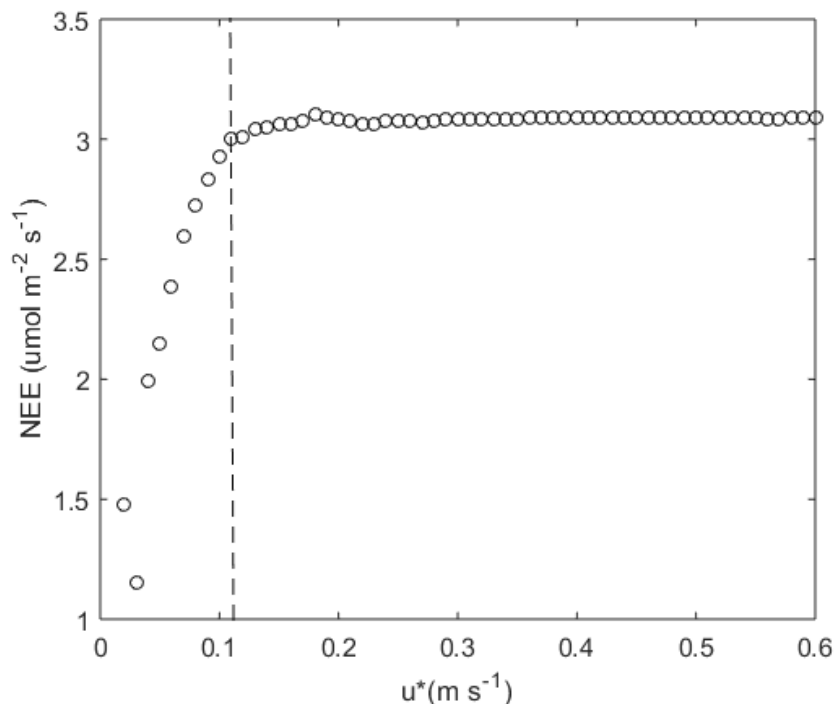
onde “*” indica o valor de fluxo após o fechamento do balanço de energia. Devido a ausência de observação do G no sítio de Cachoeira do Sul, este foi estimado utilizando a relação:

$$G = 0.22 R_n - 19 \quad (3.4)$$

obtida a partir dos dados e metodologia apresentada por Timm et al. (2014). Este procedimento leva em conta os termos de fluxo de calor no solo e os termos de armazenamento de energia no solo e na lâmina da água sobre uma cultura de arroz irrigado.

O preenchimento das lacunas temporais nos dados de LE , H , NEE para ambos os sítios, e das concentrações de CO_2 e H_2O para o sítio de Cachoeira do Sul foram realizadas conforme a metodologia de Reicheisten et al., (2005). Neste procedimento, os intervalos de valores das condições atmosféricas adotados para a técnica de MDS procura por valores similares da variável a ser preenchida dentro da janela estipulada pelo procedimento onde: $\Delta R_g = 50 \text{ W m}^{-2}$, $\Delta T_{ar} = 5 \text{ }^\circ\text{C}$ e $\Delta VPD = 2.5 \text{ hPa}$.

Figura 3.4 - Relação entre os valores médios de NEE encontrados para cada velocidade de fricção para ambos os sítios durante todo o período do experimento. Destacado em linhas tracejadas o ponto utilizado para o corte do filtro u^* , $0,1 \text{ m s}^{-1}$ para Cachoeira do Sul.



3.4 ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA

Em estudos de áreas de arroz irrigado é recorrente a análise da evapotranspiração de referência (ET_0) e o coeficiente de cultura (K_c) para aproximações da ET e comparações entre estudos da influencia das condições meteorológicas via ET_0 e das condições biofísicas via K_c (ALBERTO et al., 2014; TIMM et al., 2014). A ET_0 deriva da equação (2.12) de Pennan-Monteith com os parâmetros fisiológicos e aerodinâmicos ajustados para uma superfície padrão caracterizada por uma cobertura de grama, com a altura entre 8 e 15 cm, com crescimento ativo e sem déficit hídrico:

$$ET_0 = \left(\frac{0,408\Delta(Rn - G) + \gamma \frac{900}{T_{ar} + 273} u_2 (e_s - e)}{(\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2))} \right) \quad (3.5)$$

sendo, u_2 ($m s^{-1}$) a intensidade do vento a 2 m de altura e as demais variáveis descrita na seção 2.5. O K_c foi estimado pela razão entre a ET obtida da técnica EC e a ET_0 , para os períodos iniciais (0-30 DAS), intermediários (60-120 DAS) e finais (últimos 30 dias antes da colheita) da safra, seguindo as datas indicadas pela FAO-56 (ALLEN et al., 1998).

3.4 PARTIÇÃO DOS FLUXOS

A partição do NEE para ambos os sítios foi realizada seguindo o procedimento descrito em Reichstein et al. (2005). utilizando os dados noturnos ($R_g < 10 W m^{-2}$) de NEE para a obtenção dos parâmetros E_0 e rb da equação (2.23) que descreve a RE. O método numérico dos mínimos quadrados foi empregado para obter tais parâmetros. Como recomendado na literatura, usou-se períodos diferentes para obtenção de cada parâmetro (REICHSTEIN et al., 2005). Para estimar o E_0 foi usado o período total do experimento, mantendo-o assim, constante para o sitio em questão. O parâmetro rb , foi obtido via uma janela móvel de 14 dias, como sugerido por REICHSTEIN et al. (2005) para demonstrar a resposta a curto prazo da RE. Com os parâmetros obtidos no período noturno a RE diurna é calculada com base na equação (2.23) e o GPP é obtido da subtração do NEE pelo RE calculado, conforme equação (2.24). No sitio de São João do Triunfo o procedimento de partição foi aplicado no NEE provenientes de cada estrato.

A estratificação dos fluxos de NEE, LE e H na floresta foi realizada de maneira similar. Os fluxos obtidos a partir da técnica EC com os dados micrometeorológicos a 11 metros constituem o estrato inferior. Para obter o estrato superior, os fluxos na altura de 32 metros foram subtraídos pelos fluxos a 11 metros.

Em Cachoeira do Sul a partição da ET usou a relação da WUE (equação 2.19) sendo a T obtida do produto do GPP pela WUE (equação 2.16). Os valores das concentrações externas foram obtidos a partir dos dados coletados na torre micrometeorológica utilizando o analisador de gás LI7500. A concentração de H₂O interna foi obtida conforme a Equação 2.20 com base em 100% de umidade relativa para a temperatura da folha. Neste estudo não foram realizadas medidas experimentais da temperatura da folha, sendo assim foi utilizado à temperatura do ar. Para empregar o cálculo da concentração interna de H₂O, deve-se adotar um cenário ideal no qual não há restrições hídricas para a planta. Para o cenário de arroz irrigado por inundação, esta hipótese pode ser uma boa aproximação. Para outras culturas, que por ventura sofram algum tipo de stress hídrico, essa aproximação pode não ser válida. A concentração de CO₂ interna ao estômato foi definida como sendo 0,7 (SHEEHY; MITCHELL; HARDY, 2000; GOUFO et al., 2014) do valor de concentração externa, obtida pelo sensor LI-7500. Entretanto quando é utilizado estas aproximações para estimar o WUE, pode-se estimar uma T irreal em condições de VPD muito elevadas, uma vez que pode não existir energia disponível para manutenção de uma elevada concentração de H₂O no interior da câmara estomática. Para evitar esta situação o valor de T é limitado a ser igual ou menor que a ET.

4 RESULTADOS

4.1 ARTIGO 1: AS CONTRIBUIÇÕES DOS DIFERENTES ESTRATOS DE UMA FLORESTA NOS FLUXOS DE CO₂ E ENERGIA: ESTUDO EM UMA FLORESTA DE ARAUCÁRIA NO SUL DO BRASIL

Resumo

O bioma Mata Atlântica é um importante regulador dos fluxos de massa e energia entre a superfície e a atmosfera, contudo, por ações antrópicas a sua área nativa vem sendo reduzida drasticamente, os quais acarretam mudanças entre a relação superfície atmosfera. Ecossistemas florestais possuem uma estrutura vertical complexa e identificar as contribuições dos fluxos provenientes de cada estrato possibilita avanços em sua compreensão. Usando a técnica de covariância dos vórtices, os fluxos de dióxido de carbono e energia foram observados em uma floresta de Araucárias que compõe o bioma Mata Atlântica. As observações foram realizadas em duas diferentes alturas, uma sobre dossel e a outra no interior da floresta. Isto permitiu a estratificação da floresta em um estrato inferior e superior. Os resultados mostraram que o fluxo de energia na forma de calor sensível ocorrem quase que na totalidade no estrato superior. Enquanto que o fluxo de energia na forma de calor latente (LE) proveniente do estrato superior representa 77% do LE total do ecossistema. No acumulado anual o ecossistema funcionou como absorvedor de dióxido de carbono com o integrado anual de $-396 \text{ g C m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$. O fluxo de dióxido de carbono foi particionado em suas principais componentes em cada estrato, possibilitando identificar o estrato superior como representante de 69% da produção primária bruta da floresta, mantendo se como absorvedor ao longo de todo o experimento. O estrato inferior caracteriza-se como emissor de dióxido de carbono, representado 84% da respiração do ecossistema.

Palavras-chaves: Flores de Araucárias, Covariância dos vórtices, Fluxo de energia, Fluxo de CO₂

1. INTRODUÇÃO

A interação entre biomas de florestas com a atmosfera por meio de fluxos de massa e energia tem sido estudada devido a sua grande influência nos processos climáticos, desempenhando um papel crucial nos balanços hídrico, de energia e carbono em todo o globo (ARAÚJO, 2002; MISSON et al., 2007; TANAKA et al., 2008; DA ROCHA et al., 2009; FISHER et al., 2009; BALDOCCHI et al., 2010; BALDOCCHI; RYU, 2011; CABRAL et al., 2011; BALDOCCHI, 2014; ZERI et al., 2014; BALDOCCHI; CHU; REICHSTEIN, 2018). A maioria dos sistemas florestais possuem estrutura vertical complexa que permite ser estratificada em diferentes níveis. Vários estudos tem mostrado a contribuição dos diferentes estratos nas trocas de energia e massa e como estas podem variar de acordo com as características de cada tipo de floresta, em especial em relação a fisiologia da vegetação e o clima em que ela se encontra (BALDOCCHI; VOGEL, 1996a; LAW; CESCATTI; BALDOCCHI, 2001; SCOTT et al., 2003; FALK et al., 2005; MISSON et al., 2007). Nestes estudos é empregado a técnica covariância dos vórtices para a estimativa destas trocas (fluxos). Quando utilizada em cenários complexos onde ocorrem baixa intensidade do vento, intermitência turbulenta e heterogeneidade da superfície, como no interior de florestas, surgem incertezas quanto a sua aplicabilidade, sendo recomendada cautela em seu uso (BALDOCCHI; LAW; ANTHONI, 2000; AUBINET et al., 2005, 2012; LAUNIAINEN et al., 2005; OLIVEIRA et al., 2013).

Os fluxos de Energia e a Evapotranspiração (ET) provenientes dos estratos inferiores apresentam uma grande dependência com o índice de área foliar da floresta, que limita a energia disponível para os processos de fluxo na camada inferior, fazendo com que a contribuição do estrato superior seja mais representativa na maioria dos biomas monitorados (BALDOCCHI; VOGEL, 1996a; SCOTT et al., 2003; WANG et al., 2010; BALDOCCHI; RYU, 2011; SULMAN et al., 2016).

O índice de área foliar e sua interação com a radiação solar também influencia na caracterização dos processos de troca de dióxido de carbono. Em geral a baixa quantidade de radiação que incide nos níveis inferiores de uma floresta suprime o processo de produção primária bruta (GPP) do estrato inferior, sendo assim ecossistemas de floresta observados por Mission et al., 2007 apresentaram em média uma contribuição do estrato inferior na GPP total do ecossistema de apenas 16% e a respiração do estrato inferior representou 55% da respiração dos ecossistemas de floresta.

O monitoramento de biomas de florestas no Brasil por meio de fluxos ainda não são bem caracterizados no que diz respeito as trocas de massa e energia entre a superfície e a atmosfera. Projetos como o experimento de Grande-Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia – LBA (ARAÚJO, 2002; KELLER et al., 2004; DA ROCHA et al., 2009) dedicou esforços em caracterizar os biomas da floresta amazônica e cerrado, que constituem cerca de 70% dos biomas presentes no Brasil. Por vez, outros biomas como a Mata Atlântica, carecem destes estudos.

O bioma Mata Atlântica, ocupa 13% do território nacional e tem em parte de sua composição a vegetação denominada floresta ombrófila mista (FOM) (IBGE, 2012) localizada na região sul do Brasil. A FOM é formada por espécies folhosas e possui a *araucária angustifolia* como a espécie de maior representatividade (DALLA LANA, 2013), sendo esta a conífera de maior expressão na flora brasileira. (ENRIGHT; HILL, 1995). O gênero araucária é encontrado apenas na América do Sul e Oceania (ZANONI; FARJON, 1999). Originalmente, no Brasil, a araucária era encontrada em climas frios e altitudes entre 500 a 1200 metros, cobrindo uma área de 12 milhões de hectares. Por ser uma árvore de grande porte e sua madeira nobre, acabou por ser explorada vastamente, reduzindo de maneira drástica sua área inicial para 2,7 milhões de hectares (RIBEIRO et al., 2009; SANQUETTA; CORTE; RODRIGUES, 2014).

Neste trabalho, são caracterizadas as componentes do fluxo de carbono e de energia na forma de calor sensível e latente sobre uma floresta ombrófila mista no sul do Brasil a partir de dados obtidos através da técnica de covariância de vórtices. As medidas experimentais foram realizadas no período entre 2009 e 2012 em duas alturas: 11 metros e a 32 metros. Desta forma este trabalho propõem: (1) Quantificar as trocas de massa e energia entre a FOM e a atmosfera; (2) estabelecer qual é a contribuição de cada estrato (inferior e superior) nos fluxos totais da floresta; (3) relacionar os fluxos com as condições atmosféricas externas a floresta.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Descrição da área experimental

A área de estudo está localizada numa Floresta Ombrófila Mista de 32 hectares no município de São João do Triunfo no estado do Paraná, Brasil. Localmente conhecida como Floresta de Araucária, devido à predominância da espécie *Araucária Angustifolia*, também

ocorrem outras espécies folhosas tais como, a imbuia (*Ocotea porosa*), a erva-mate (*Ilex paraguariensis*), canela (*Lauraceae*) e vários membros da família Myrtaceae, entre outras (SANQUETTA; CORTE; RODRIGUES, 2014).

A *Araucária Angustifolia* representa de 42% a 48% das espécies amostradas neste sítio experimental (LONGHI, 1980; SCHAAF, 2001), com dossel entre 10 e 25 m de altura, podendo apresentar diâmetros superiores a um metro. Os indivíduos são facilmente distinguidos dos demais, quando adultos, por apresentarem copas umbeliformes e troncos retilíneos, livres de ramificações até uma altura correspondente a dois terços do total (CASSOL, 2009).

O índice de área foliar (LAI) dentro da área de estudo foi de 6-8 m^2m^{-2} observados a 0,15 m com o sensor CI-110 (Plant Canopy Analyzer) para o período de verão (SCHIAVO, 2016). Este tipo de floresta apresenta pequena variação do o índice de cobertura vegetal ao longo das estações conforme o estudo realizado por Giglio e Kobiyana, 2013 que obtiveram valores para este índice de 93% nos meses de verão e 87% nos meses de inverno.

A região apresenta classificação climática de Köppen no tipo Cfb, temperado, clima subtropical úmido mesotérmico, de verões frescos e invernos com ocorrências de geadas severas e frequentes. A temperatura média do mês mais frio é em torno de 18°C (junho), sendo que no verão a temperatura média do mês mais quente (janeiro) é próxima de 22°C. A precipitação é bem distribuída ao longo do ano, não apresentando uma estação seca bem definida (VALÉRIO; WATZLAWICK; BALBINOT, 2008).

O solo predominante na floresta é do tipo Podzólico Vermelho-Amarelo distrófico, sendo encontrado em pequena quantidade o solo Cambissolo distrófico álico, conforme descrito por Longhi (1980).

2.2 Processamento dos dados

Instalou-se uma torre micrometeorológica na arte central da área de estudo, nas coordenadas geográficas 25°34'18" S e 50°05'56" W, a uma altura de 780 m acima do nível médio do mar. Os dados atmosféricos foram coletados entre novembro de 2009 e abril de 2012, em diferentes níveis de altura a partir da superfície do solo. Nos níveis de 11 m e 32 m foram realizadas medidas de temperatura do ar e componentes do vento através de anemômetros sônicos CSAT3 3-D Sonic Anemometer (Campbell Scientific), e medidas da densidade molar de vapor d'água e CO₂ com analisadores de gás infravermelho de caminho aberto LI-7500 Open Path CO₂/H₂O Analyser (LI-COR Enviromental), na frequência de 10

Hz. No nível de 29 m foram efetuadas medidas da temperatura e umidade relativa do ar com o sensor HMP45C - Temperature and Relative Humidity Probe (Campbell Scientific) e de radiação solar incidente, utilizando o sensor LI-200 Pyranometer (LI-COR) na frequência de 1 Hz. A precipitação foi obtida com os dados da rede nacional de estações meteorológicas (OMM: 83836).

Os fluxos de dióxido de carbono (NEE), calor latente (LE) e sensível (H) foram obtidos por meio da técnica de covariância dos vórtices. Esta técnica baseia-se na covariância da velocidade vertical do vento e de um escalar obtidos dos dados experimentais em alta frequência (AUBINET; VESALA; PAPALE, 2012). A técnica foi aplicada aos dados experimentais por meio do software EddyPro Advanced (6, LI-COR version), resultando em fluxos médios a cada meia hora. Neste trabalho, os fluxos foram estimados com as seguintes configurações do software: Cálculo das flutuações turbulentas em média por bloco, rotação dupla das coordenadas (WILCZAK; ONCLEY; STAGE, 2001) e correção para os efeitos da densidade (WEBB; PEARMAN; LEUNING, 1980). Além disso, foi feita a correção de atenuações de fluxo devido à configuração instrumental (GASH; CULF, 1996). Correções espectrais de alta e baixa frequência seguiram a metodologia de Moncrieff et al., (1997) e (2004). Filtragem dos dados de alta frequência (VICKERS; MAHRT, 1997). O termo de armazenamento (S) para o NEE foi obtido conforme a equação:

$$S = \int_0^h \frac{dC}{dt} dz \quad (1)$$

sendo obtido da variação da concentração de CO₂ (dC) no intervalo de tempo de 30 minutos (dt) entre a superfície e a altura de observação (h).

Após o processamento dos fluxos, estes foram submetidos a um controle de qualidade para retiradas de dados espúrios seguindo indicações de (FOKEN et al., 2012). Foram retirados os valores de fluxos superiores a 15 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, 600 W m^{-2} e 400 W m^{-2} e inferiores a -50 $\mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, -60 W m^{-2} e -100 W m^{-2} para NEE, LE e H, respectivamente. Para remoção dos dados espúrios remanescentes foi aplicado um filtro que compara os fluxos de cada meia hora (f_i) com a média (f_{mi}) e o desvio padrão (f_{sdi}) dos mesmos horários dentro de uma janela móvel de 14 dias em torno da meia hora (f_i), seguindo as equações adaptadas de (BÉZIAT; CESCHIA; DEDIEU, 2009):

$$f_i < f_{mi} - (1.7 * f_{sdi}) \quad \text{ou} \quad f_i > f_{mi} + (1.7 * f_{sdi}) \quad (2)$$

O filtro usualmente aplicado quando a turbulência encontra-se pouco desenvolvida (filtro de u_* , onde u_* é a velocidade de fricção) não foi aplicado, seguindo recomendações de Oliveira et al. (2013). Naquele estudo, realizado neste mesmo sítio experimental, os autores mostram que em condições de baixa turbulência, há grande intermitência, fazendo com que o CO_2 e outras grandezas fiquem acumulados no interior do dossel, sem serem observados pelos sensores devido ao desacoplamento entre os dois níveis. Quando um próximo período de turbulência mais intensa se sucede ocorre o acoplamento destes, sendo então observado um fluxo nos sensores. Nestas condições os fluxos de CO_2 filtrados por procedimentos como a correção u_* podem apresentar superestimativas das taxas de respiração do ecossistema, e que esta tendência é aumentada quando o escoamento turbulento torna-se mais intermitente.

Para preencher as lacunas na série temporal dos fluxos utilizou-se a técnica de preenchimento de dados sugerida por Reichstein et al. (2005). Durante o período de 07/02/2011 até 24/08/2011 os instrumentos apresentaram mal funcionamento e este período foi descartado da análise por ser uma janela muito extensa e não viabilizar o preenchimento de dados neste período de forma confiável.

2.3 Definições dos estratos

Neste estudo foi analisado o ecossistema dividido em dois estratos distintos, limitados mediante a altura em que se encontram os sensores do sistema EC. O estrato superior foi definido entre os dois sistemas de medidas EC (entre 11 m e 32 m). Neste intervalo de altura encontra-se 90% do volume de biomassa, abrangendo quase que na totalidade o dossel das árvores de maior porte (LONGHI, 1980). Do restante da biomassa (10%) encontra-se abaixo do nível de 11 m, formada por vegetações de menor porte constituindo, juntamente com o solo, o estrato inferior.

A definição dos fluxos de energia e massa nestes diferentes estratos ocorreu de maneira similar: o LE, o H e o NEE obtidos pelos dados observados a 11 metros constituem o estrato inferior. Para obter o estrato superior, os fluxos observados na altura de 32 metros foram subtraídos pelos observados a 11 metros. Este procedimento também foi utilizado por Sulman et al. (2016) para estudos similares em uma floresta de pinos nos EUA.

O fluxo de LE pode ser definido como a evapotranspiração (ET), sendo a soma de dois processos físicos distintos: evaporação (E) e transpiração (T). Ao estratificarmos o sistema em duas alturas, o fluxo de LE, no estrato superior, é determinado pela transpiração e evaporação

da água interceptada pelo dossel, uma vez que apenas o dossel está contribuindo para este fluxo. No estrato inferior, o fluxo do LE é dado pela evapotranspiração, composta pela evaporação solo e a transpiração da biomassa inferior. De maneira similar podemos analisar o fluxo de CO₂, onde o estrato superior é representativo apenas do saldo entre a respiração do dossel e a produção primária bruta (GPP). Enquanto que o NEE do estrato inferior é definido como o saldo entre o somatório da respiração do solo e da biomassa inferior e do GPP do estrato inferior.

Para melhor análise das componentes do fluxo de CO₂, foi aplicada a partição do NEE entre RE e GPP nos diferentes estratos, baseada na metodologia de Reichstein et al. (2005). Este método baseia-se em uma equação que descreve a relação entre os fluxos e os seus forçantes atmosféricos (radiação e temperatura do ar/solo). No período noturno ($R_g < 10 \text{ W m}^{-2}$), o NEE é usado para parametrizar um modelo proposto por Lloyd e Taylor (1994) o qual relaciona a RE com a temperatura do ar:

$$RE = rb \exp \left[E_0 \left(\frac{1}{T_{ref} - T_0} - \frac{1}{T_{ar} - T_0} \right) \right] \quad (3)$$

sendo que rb é a respiração na temperatura de referência (T_{ref}), E_0 é a energia de ativação, $T_0 = -46,02^\circ\text{C}$ obtidos de Lloyd e Taylor (1994) e T_{ref} é a temperatura de referência (10°C). Uma vez parametrizada a equação com os dados noturno, ela é extrapolada para determinar RE para os demais períodos conforme a temperatura do ar, sendo o GPP obtido da subtração do NEE pela RE modelada.

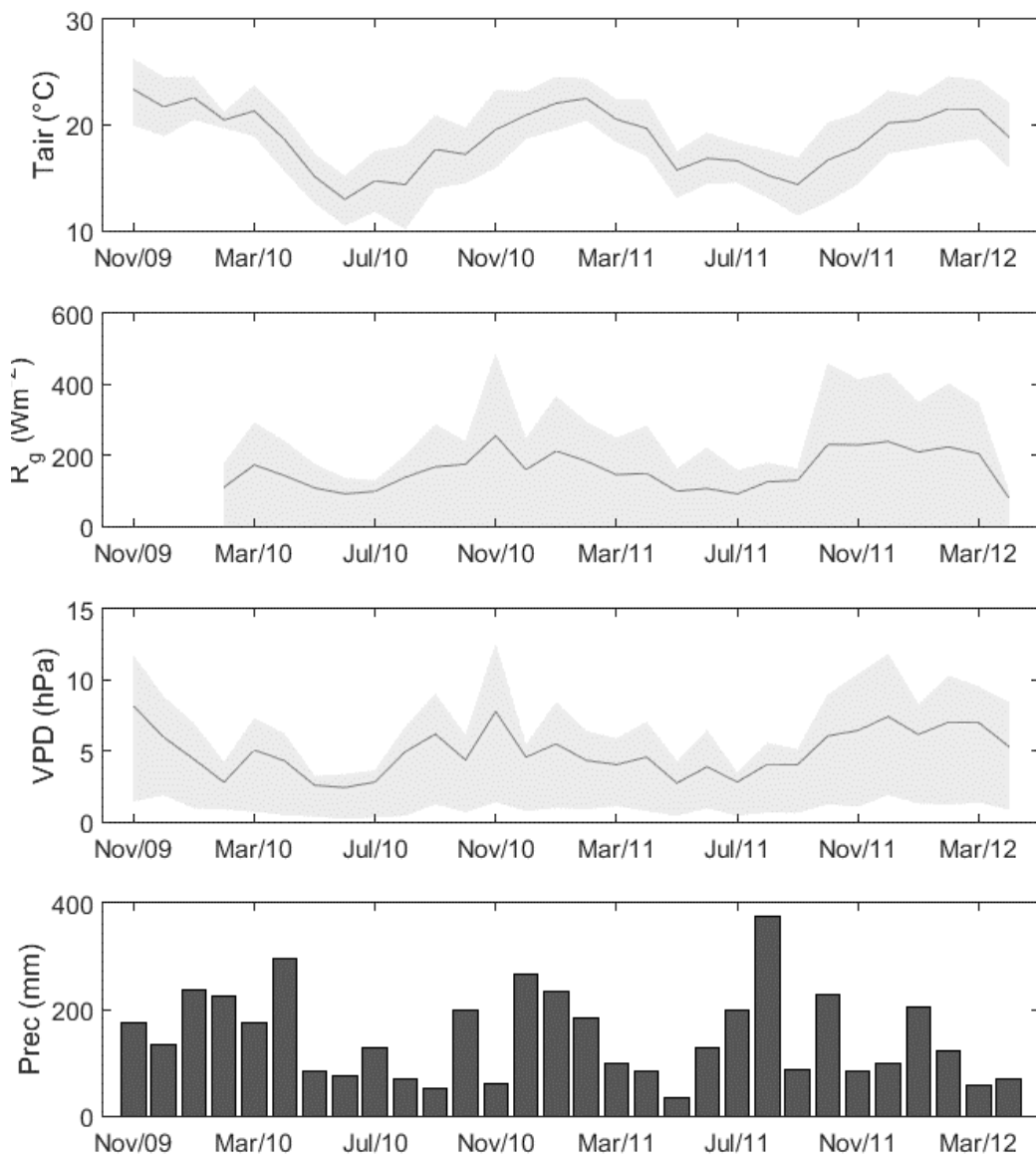
3. Resultados e discussões

3.1 Condições meteorológicas

A Figura 1 apresenta as variáveis meteorológicas em médias mensais e o percentil de 75% e 25%. Para análise neste trabalho definimos dois ciclos: “verão” (novembro-abril) e “inverno” (maio-outubro). A temperatura média anual foi de $18,7^\circ\text{C}$, com valores médios de $20,6^\circ\text{C}$ no verão e 16°C no inverno. No verão, bem como no inverno, as temperaturas foram menores que as médias climáticas para a região, descritas na seção 2.1. A radiação global possui uma sazonalidade bem definida com o valor médio no verão de 192 W m^{-2} e no inverno de 120 W m^{-2} , uma variação de 62%.

A precipitação foi bem distribuída ao longo dos anos, com acumulado de novembro e dezembro de 2009 (308 mm), 2010 (1864 mm), 2011 (1833 mm) e de janeiro a abril de 2012 (453 mm). O menor valor acumulado para a precipitação ocorreu no mês de maio de 2011, com 33 mm e o maior em agosto de 2011 com 375 mm. Entre os meses de dezembro de 2010 até fevereiro de 2011 houve elevada precipitação, acumulando 683 mm. Este elevado acúmulo de precipitação pode ser notado no decréscimo de radiação global e no déficit de pressão de vapor (VPD). O VPD observado é menor nos meses de inverno com valor médio de 4,0 hPa e no verão com valor médio de 5,8 hPa.

Figura 1 - Condições meteorológicas, temperatura do ar (T_{air}), Radiação solar (R_g), déficit de vapor de pressão (VPD) e precipitação (Prec), em média mensal. Zona sombreada referente aos percentis de 75% e 25% dos dados em frequência de meia hora.



Fonte: Autor

3.2 Fluxos de CO₂

Durante o período do experimento, o NEE apresentou forte variação sazonal nos estratos inferior e superior e para o ecossistema como um todo (Figura 2(a)). Esta sazonalidade do NEE acompanha a sazonalidade das forçantes atmosféricas, radiação e temperatura do ar. No estrato superior e no total do ecossistema os menores valores são observados no verão. Para o estrato superior este padrão de resposta é inverso, com menores valores no inverno.

O NEE total do ecossistema apresentou valores médios de $-1,4 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ para o período de estudo, com valor médio para o inverno de $-1,2 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ e para o verão de $-1,6 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Observando a contribuição de cada estrato, os valores de NEE do estrato superior na Figura 2(a) mostra um valor médio de $-3,8 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, enquanto que o substrato inferior é de $2,4 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. A variação sazonal do estrato superior é bem evidente, com valor médio para o inverno de $-3,1 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ e para o verão de $-4,2 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ apresentando sempre valores negativos, o que indica que a assimilação do CO₂ deve ser maior que a respiração no dossel superior. O estrato inferior é menos propenso a uma variação sazonal, com menor amplitude dos fluxos ($1,9 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ no inverno e $2,7 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ no verão), mantendo sempre valores positivos de NEE, o que indica que a respiração supera a assimilação neste nível. A contribuição do estrato inferior no valor total do NEE foi de -25%, com o sinal positivo indicando domínio da fotossíntese e negativo domínio da respiração. Este valor se assemelha aos valores encontrados para florestas perenes em latitudes similares a este estudo de Mission et al., (2007) que encontraram valores entre 36% até -56% para a contribuição do estrato inferior no NEE total para os biomas de floresta da rede NETFLUX.

Para melhor compreender as respostas do NEE dos diferentes estratos e suas contribuições para o NEE total do ecossistema são comparadas as componentes GPP e RE, ambas consideradas positivas para fim desta análise, como mostrado na Figura 2 (b). Os valores médios de GPP para período de estudo foi de $9,0 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. GPP apresenta forte variação sazonal, com valores de $6,0 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ no inverno e $10,5 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ no verão, ou seja, uma variação de 75% entre as estações. Em quanto que a variabilidade sazonal da radiação global foi de 61% entre as estações. Alton et al., (2007) e Kuglitsch et al., (2008) mostraram que em situações em que não ocorre estresse hídrico, o padrão de resposta do GPP é regido pelo LAI e pela radiação global na maioria dos ecossistemas. A cobertura

vegetal da FOM aparenta uma baixa uma variação sazonal (GIGLIO e KOBİYANA, 2013), ressaltando a possível dependência do GPP do estrato superior com a radiação global.

No estrato inferior, o GPP apresenta valores significativamente menores do que o estrato superior. A média anual é de $2,3 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Falk et al. (2005) encontraram $2,0 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ para o GPP do estrato inferior, para uma floresta subtropical (*Pacific Northwest old-growth*) (LAI= 8.8). Naquele estudo, os valores de GPP nunca foram superiores à respiração do estrato inferior, principalmente porque a maior parte da energia necessária para o processo de fotossíntese foi interceptada pelo dossel. Neste estudo a variação sazonal do GPP no estrato inferior, com valores no inverno de $1,5 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ e no verão é de $2,7 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, apresentando uma variação de 80% entre as estações, similar ao estrato superior. Assim como o estrato superior, o GPP no estrato inferior tende a acompanhar a sazonalidade da Rg. Law et al., (2001) consideraram o LAI um importante fator na determinação dos processos da do estrato inferior, assim como, o estudo de Baldocchi e Vogel, 1996a que mostrou que apenas 5% da radiação fotossinteticamente ativa é transmitida ao solo de uma floresta temperada. Como o índice de cobertura vegetal e radiação no interior do dossel não foram observadas neste estudo, estas relações não foram aqui identificadas.

A respiração do estrato superior apresenta valores médios para todo o período, para o inverno e para o verão de $2,8 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, $1,4 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ e $3,5 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, respectivamente. A respiração do estrato inferior é maior que a do estrato superior, com valores médios de $4,7 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, $3,4 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ e $5,4 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ para todo o período, para o inverno e para o verão, respectivamente. É observado um aumento de aproximadamente 15% na respiração do inverno para o verão para o estrato superior e 58% para o estrato inferior, este incremento da RE deve estar associado a variabilidade da temperatura do ar entre estas estações Baldocchi (2008), além da maior atividade da vegetação associada ao estrato superior. Desta forma, no estrato inferior a emissão via RE é maior que a absorção de CO_2 (GPP). Assim, o estrato inferior se comporta como um emissor de CO_2 , como também destacado por Falk et al., (2005) e Misson et al., (2007).

Misson et al., (2007) mostra que a contribuição do GPP do estrato inferior para o GPP total pode variar de zero a 39% e que a respiração do estrato inferior pode variar entre 32% a 79% da respiração total nos sites analisados. Aqui encontramos valores similares para a contribuição do estrato inferior na quantificação total: 31% para GPP e 84% para RE.

No período deste estudo o bioma FOM se comportou como absorvedor de CO_2 , absorvendo no total $-671 \text{ g C m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ (considerando o período de novembro de 2009 a outubro de 2010 como um ano). O estrato superior foi responsável pela absorção de -1335 g C

$\text{m}^{-2} \text{ano}^{-1}$ e o estrato inferior pela emissão de $835 \text{ g C m}^{-2} \text{ano}^{-1}$. Das componentes analisadas, o GPP acumulado foi de $3004 \text{ g C m}^{-2} \text{ano}^{-1}$, enquanto que a RE foi de $2333 \text{ g C m}^{-2} \text{ano}^{-1}$. Novick et al., (2015), estudando os fluxos de CO_2 sobre dois diferentes tipos de florestas nos USA (perene e decídua) durante 8 anos, encontraram valores médios anuais de NEE de $-402 \text{ g C m}^{-2} \text{ano}^{-1}$ e $-506 \text{ g C m}^{-2} \text{ano}^{-1}$ e suas componentes GPP de $1989 \text{ g C m}^{-2} \text{ano}^{-1}$ e $2344 \text{ g C m}^{-2} \text{ano}^{-1}$. No Brasil, na região amazônica, Zeri et al., (2014) mostraram que o acumulado anual de NEE foi de $-450 \pm 388 \text{ g C m}^{-2} \text{ano}^{-1}$, com o GPP de $3413 \pm 333 \text{ g C m}^{-2} \text{ano}^{-1}$ e RE de $2963 \pm 235 \text{ g C m}^{-2} \text{ano}^{-1}$.

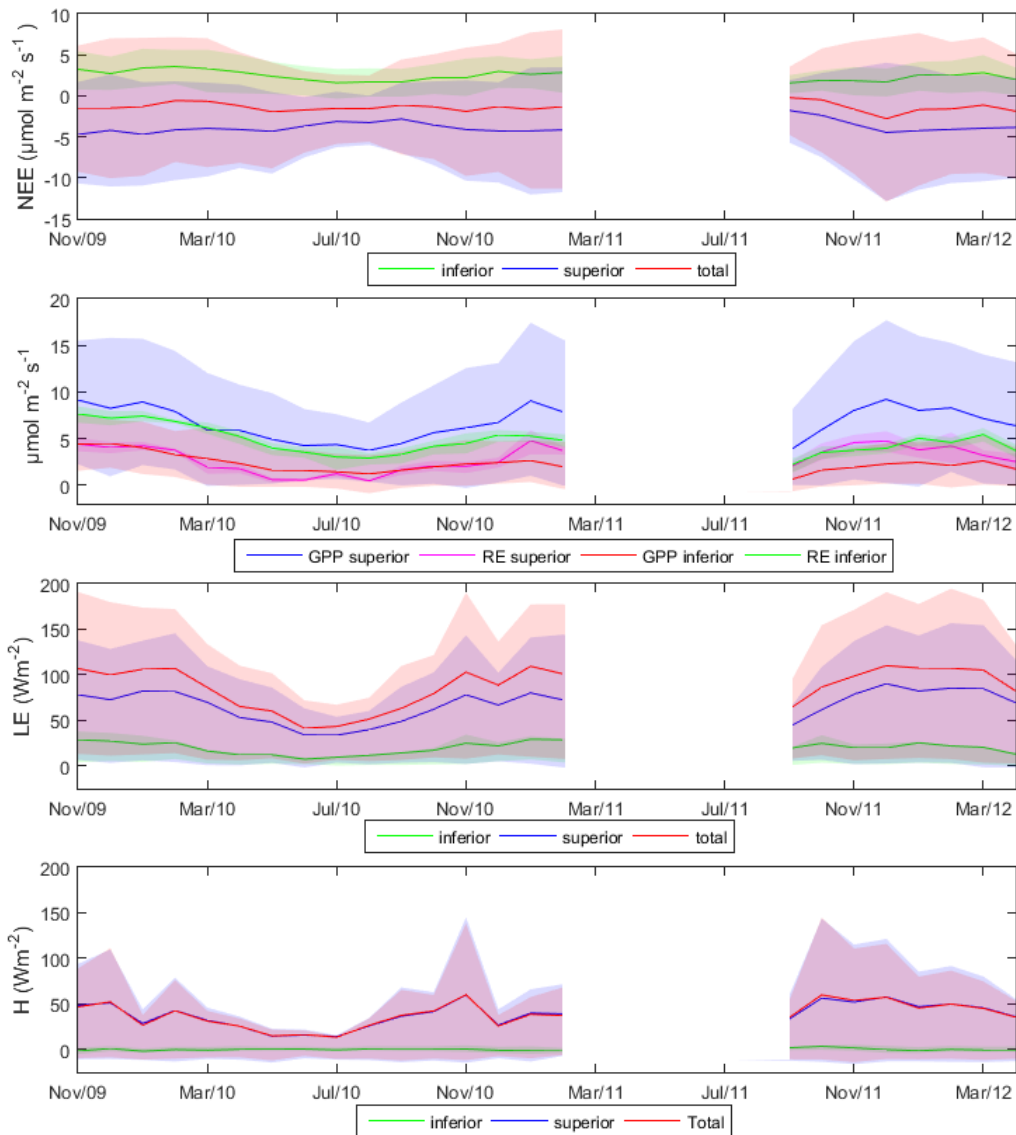
3.3 Fluxos de energia

Na Figura 2(c) é mostrado o fluxo de energia na forma de calor sensível, (H) para o período de estudo nos diferentes estratos. O estrato superior representa praticamente o total de H para a FOM, com valor médio no inverno de $25,8 \text{ W m}^{-2}$ e no verão de $45,3 \text{ W m}^{-2}$ (variação de 75%), com média no período de 38 W m^{-2} . O estrato inferior apresentou valores muito próximos a zero, não contribuindo de forma significativa para o H total do ecossistema. Baldocchi and Vogel (1996), analisando duas florestas, encontrando valores similares a este estudo para uma floresta temperada ($\text{LAI}=4,9 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$) e contribuições de 25-40% do estrato inferior para uma floresta de pinus ($1,43 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$) (*Boreal pine forest*). Powell et al., (2005) encontraram uma contribuição de 55% do H no estrato inferior para o H total do ecossistema em uma floresta de pinus (*pine flatwood forest*) ($2,3\text{-}3,8 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$). Estes trabalhos apontam que a LAI tem fator determinante na quantidade de energia destinada ao H no estrato inferior.

O LE apresenta uma sazonalidade bem característica entre as estações do ano, com valores superiores no verão e inferiores no inverno, tanto no total do ecossistema como em ambos os estratos (Figura 2 (d)). O valor médio do LE no inverno, no estrato inferior foi de $12,8 \text{ W m}^{-2}$ e no verão de $22,9 \text{ W m}^{-2}$. O estrato superior apresentou valores médios de $42,5 \text{ W m}^{-2}$ e $76,8 \text{ W m}^{-2}$ respectivamente para o inverno e verão. Esta sazonalidade acompanhando a disponibilidade de energia para os processos, que é reduzida no período do inverno. A diferença nos valores de LE entre o inverno e o verão foi de aproximadamente 80%, em ambos os estratos mostrando uma distribuição similar de energia ao longo do ano para o processo de LE nestes estratos. O valor médio do LE para FOM foi de $99,7 \text{ W m}^{-2}$ para o verão e uma redução bem significativa para o inverno, com o valor médio de $55,3 \text{ W m}^{-2}$. Valores distintos foram encontrados sobre florestas tropicais no Brasil, com valores entre 81 e

114 W m⁻² relacionados ao período seco e úmido respectivamente (DA ROCHA et al., 2009). Com a FOM apresentando uma maior sazonalidade.

Figura 2 – Fluxos de massa e energia para o estrato superior (*overstory*), estrato inferior (*understory*) e total do ecossistema, em média mensal, em média mensal. Zona sombreada referente aos percentis de 75% e 25% dos dados em frequência de 0.5 hora. trocas líquidas de carbono (NEE); Componentes do NEE, respiração do ecossistema (RE) e a produção primária bruta (GPP); fluxo de energia na forma de calor sensível (H); fluxo de energia na forma de calor latente (LE).



Fonte: Autor

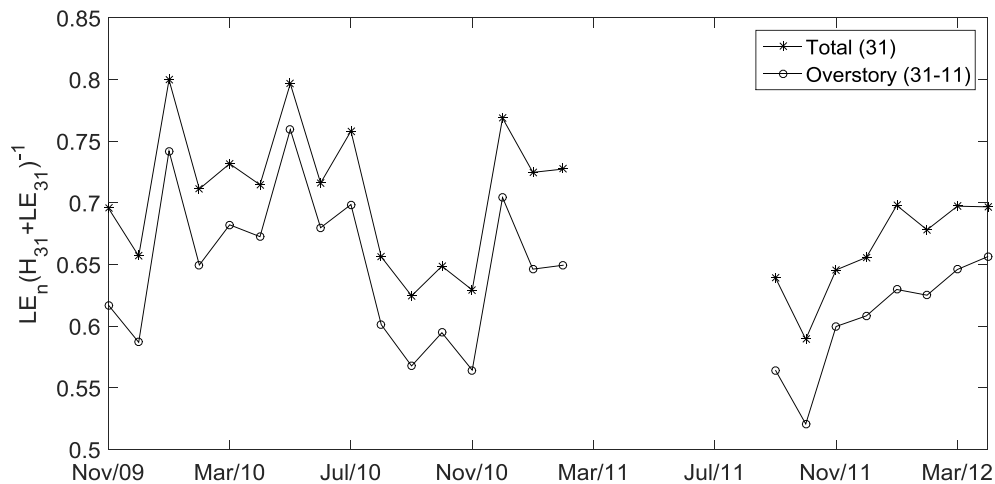
O valor médio de LE do ecossistema para o período de estudo foi de 85,1 W m⁻². No estrato superior o valor médio de LE foi de 65,5 W m⁻², enquanto que no inferior de 19,6 W m⁻². Portanto, o estrato superior apresenta a maior contribuição nos processos de evapotranspiração do ecossistema, representando 77% do LE total do ecossistema. Baldocchi e Vogel (1996), encontraram valores da contribuição do dossel superior de 95% para uma

floresta subtropical cujo LAI era de $4.9 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$. Powell et al. 2005, encontraram valores de 50-40% para o verão, 30-15% para o inverno e 45% em média anual para floresta de pinus (*forest pine flatwood*) cujo LAI variou entre $2.6-3.8 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$. Wang et al. (2010) e Baldochi et al 2011, mostraram que quanto maior a cobertura do dossel, mais representativa contribuição do estrato superior nos processos evaporativos totais do ecossistema.

Neste estudo, a contribuição do estrato superior pode ser aproximada como o processo de Transpiração da floresta de araucária. Portanto, a partição do LE do estrato superior com o LE total pode ser comparado com outros trabalhos que caracterizam a relação entre a T e a ET. Kumagai et al. (2005) observou que em média, a transpiração representou 70% da ET para uma floresta tropical. Kelliher et al. (1992) encontraram de 80 a 90% para uma floresta perene (LAI= $7 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$), (RAZ-YASEEF et al., 2012), em uma floresta de pinus em uma região semiárida ($1.5 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$) encontraram 61%, (DOMEC et al., 2012) encontraram para uma plantação de pinus comercial em estágio inicial (LAI= $1.2-4.1 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$) e estágio intermediário (LAI= $3.1-5.4 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$), valores de 35% e 70%, respectivamente.

A fração evaporativa, (figura 3) mostra a fração da energia destinada aos processos turbulentos utilizada para o LE. Para todo o ecossistema, o LE representou, na média, 69% da energia total, não apresentando variação significativa entre as estações verão e inverno. Para diferentes biomas do Brasil alguns trabalhos na literatura são encontrados: Giambelluca et al. (2009b), estudando o cerrado, encontraram grande dependência desta relação com a LAI, com valores médios de 60% no cerrado denso (LAI= $3.45 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$) e 49% no campo cerrado (LAI= $2.01 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$); Da Rocha et al. 2004, encontraram valores de 86% para florestas tropicais na região amazônica. Fisher et al., (2009) encontraram o valor de 72% em média para diversos ecossistemas em região tropical. O estrato superior usou 54% da energia do ecossistema para evaporação e o inferior 15% (dados não mostrados). Sendo assim, podemos assumir que transpiração das plantas do estrato superior são responsáveis pelo uso de mais da metade da energia disponível no sistema, desempenhando um papel crucial no balanço hídrico e energético da região. Se utilizarmos essa fração de uso da energia para transpiração, levando em conta apenas a energia interceptada pelo dossel do estrato superior, esta razão sobe para 63%, indicando uma maior utilização da energia no dossel para o processo de transpiração.

Figura 3 – Fração evaporativa em média mensal para o estrato superior e o total do ecossistema, onde o subíndice “n” refere-se ao nível da observação do fluxo.



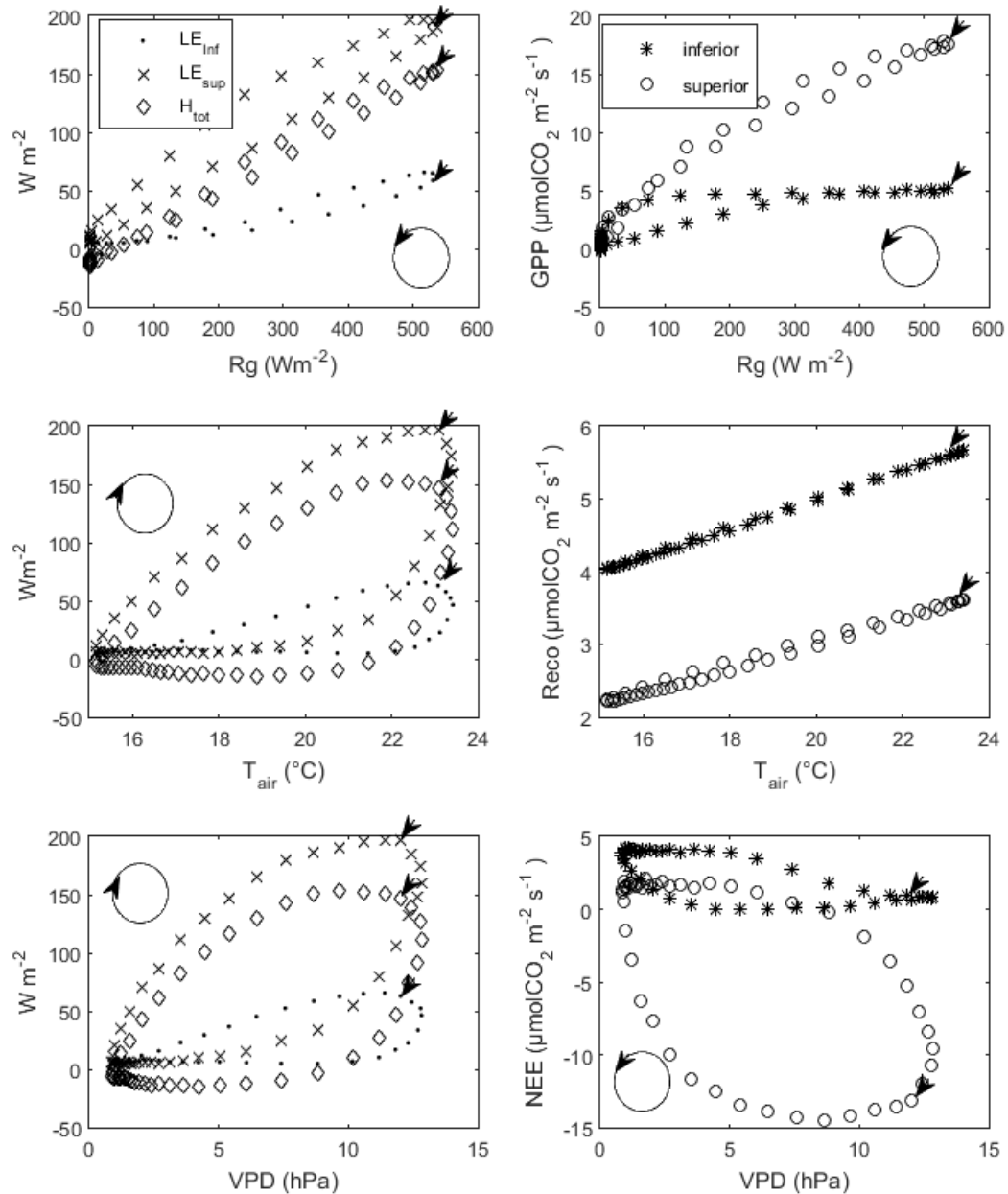
Fonte: Autor

3.4 Relação entre os fluxos e variáveis meteorológicas

As relações dos fluxos com as condições meteorológicas nos diferentes estratos para os ciclos diário médios são apresentadas na Figura 4. Observa-se uma forte dependência dos fluxos de H, LE e GPP, para ambos os estratos, com a radiação global, com valores para o coeficiente de determinação (r^2) superiores a 0,9. A RE, é fortemente determinada pela temperatura do ar, com r^2 de 0,99.

Analisando a relação entre os fluxos de energia em cada extrato com a radiação global incidente (Figura 4(a)), nota-se um fraco caráter histerético, denotando boa determinação entre estes fluxos e o R_g . Este caráter histerético pode representar o efeito do VPD sobre os processos de ET, uma vez que no período matutino os valores de VPD são menores do que no período vespertino (dados não mostrados) e/ou por controles biofísicos via condutâncias estomáticas (MALLICK et al., 2016). Os coeficientes de determinação são de 0,93 para o LE inferior, 0,97 para o LE superior e 0,99 para o H superior. Devido ao baixo valor de contribuição do estrato inferior para o H, o mesmo foi excluído desta análise.

Figure 4 – Relações na escala diária entre os fluxos e as condições atmosféricas; LE para o estrato superior (LE_{over}) e inferior (LE_{under}), H total do ecossistema (H_{tot}), produção primária bruta (GPP), respiração do ecossistema (RE) e as trocas líquidas de CO_2 (NEE) para cada estrato. O círculo com flecha representa o sentido da histerese e a flecha o meio dia local.



Fonte: Autor

As relações entre os fluxos de energia com a T_{air} e o VPD nos diferentes estratos, são mostrados nas Figuras 4(b) e 4(c), respectivamente. Nestas relações são observadas curvas de histerese acentuadas com r^2 em torno de 0,61. Em todos estes casos, o sentido das histereses é horário. Este fenômeno é devido as características distintas entre os fluxos e as condições atmosféricas durante o dia, apresentando uma defasagem entre seus ciclos. Se aproximarmos

a relação entre fluxos de energia e as variáveis atmosféricas por relações lineares, teremos o coeficiente angular no período matutino menor que no período vespertino. Resposta similar ocorre próximo ao meio dia, enquanto os fluxos já atingiram seu valor máximo e começam a reduzir, ao mesmo tempo que as variáveis meteorológicas ainda não atingiram o seu valor máximo.

O GPP do estrato superior apresenta uma maior amplitude nos valores diurnos do que o GPP do estrato inferior (Figura 4 (d)). O GPP do estrato superior mostra uma resposta à radiação solar de forma hiperbólica, como sugerem os modelos e resultados já mostrados por estudos anteriores (FALGE et al., 2001; LASSLOP et al., 2010; AUBINET; VESALA; PAPALE, 2012; PITA et al., 2013). Diferentemente do estrato superior, o inferior apresenta um caráter histerético no sentido anti-horário. Após chegar ao seu valor máximo, o GPP do estrato inferior permanece constante mesmo com a variação da radiação global, retornando ao seu valor inicial apenas na ausência da radiação. Tal relação pode ser explicada pelo caráter intermitente da turbulência no interior do dossel, como identificado por Oliveira et al (2013). Esta intermitência impossibilita uma descrição adequada do ciclo diários neste estrato, mesmo em termos médios, devido a termo de armazenamento em função do desacoplamento entre os estratos. Os fluxos de CO_2 são mais sensíveis a esta condição do que os fluxos de energia, onde não é observável este padrão (OLIVEIRA et al., 2013).

Na figura 4(e), a RE de ambos os estratos é diretamente relacionada a temperatura do ar, entretanto, a resposta no estrato inferior é mais acentuada do que no superior, mostrando que a respiração do solo desempenha um papel fundamental no controle do RE dentro da floresta. Desta forma, a temperatura do solo pode ser o melhor parâmetro para o estudo da curva de resposta da respiração à temperatura para o estrato inferior. Os estudos de Lasslop et al., (2012) e Wohlfahrt e Galvagno, (2017) questionam quanto ao uso da temperatura do ar ou do solo na partição de NEE, podendo acarretar incertezas na representação do ciclo diário, que por ventura, se estende ao GPP. Lasslop et al., (2012) sugerem uma análise local de qual temperatura (ar ou solo) melhor caracteriza o período noturno pela Equação 2. Neste trabalho, dados de temperatura do solo não foram coletados.

O NEE com VPD (figura 4(f)), apresenta uma relação de histerese no sentido anti-horário em ambos os estratos, de forma mais acentuada para o estrato superior. O estrato inferior sempre apresenta a condição de emissor de CO_2 com maiores valores para os menores VPD. O estrato superior varia de condição de sutil emissor à noite, para absorvedor de CO_2 ao longo do período diurno (maiores valores de VPD).

A radiação global apresenta uma defasagem temporal com temperatura do ar e VPD e é a variável mais influente sobre os fluxos de energia na escala diária, portanto a radiação é o fator determinante na estrutura das histereses nas relações entre as diferentes variáveis. Este padrão de histerese dos fluxos em relação as condições meteorológicas descrito acima é documentado na literatura por diversos autores (PITA et al., 2013; ZHANG et al., 2014; MALLICK et al., 2016).

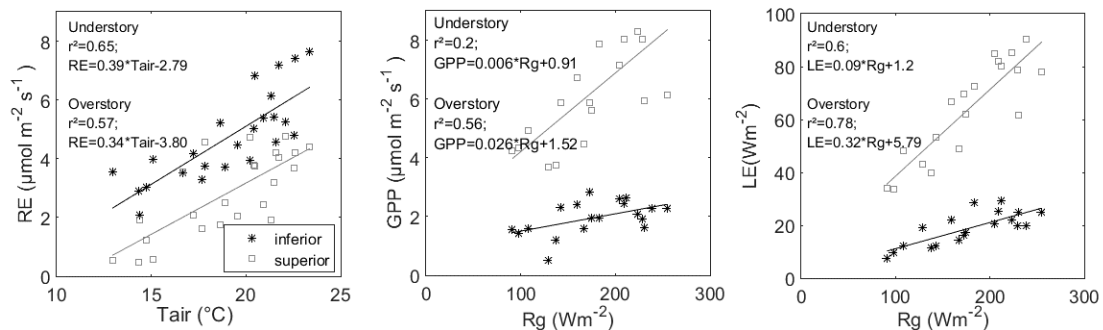
A variação média mensal entre RE e Tair (figura 5(a)) para o estrato inferior apresentou menor resposta ao incremento de temperatura em comparação com RE do estrato inferior. A padrão de resposta de GPP em função do Rg (figura 5(b)) é igual para ambos os estratos. Na figura 5(c) O LE do estrato superior tem uma resposta ao aumento de Rg mais elevada do que o estrato inferior, conforme indicam os coeficientes angulares. O índice de determinação entre fluxos e condições climáticas em média mensal na tabela 1 indica que VPD é a variável que não oferece a menor explicação sobre essa variabilidade sazonal dos fluxos. O LE em ambos os estratos é bem determinado por Rg assim como estudo de Fisher et al., (2009), o qual indicou que em ecossistemas tropicais os processos radiativos, explica 87% da variabilidade mensal. Para GPP, a temperatura do ar foi mais determinante do que a radiação para o estrato superior e o estrato inferior mais sensível ao Rg. O RE do estrato inferior apresenta uma maior relação com a radiação. O que indica que os mecanismos biofísicos que controlam o GPP do estrato superior e o RE do estrato inferior devem estar melhor associados à variabilidade mensal da temperatura do ar externo a floresta e à radiação, respectivamente. Quanto ao RE do estrato inferior, é plausível que a temperatura do solo não esteja em fase com a temperatura do ar externa à floresta. Baldocchi, (2008) e Baldocchi; Chu; Reichstein, (2018) compararam diversos biomas ao redor do globo, particularmente florestas em termos de trocas de dióxido de carbono. A FOM se enquadra adequadamente ao padrão observado nestes estudos para florestas perenes de regiões temperadas. Este padrão foi identificado por uma sazonalidade intensa no NEE, onde identificaram que florestas mais antigas apresentam uma absorção de CO₂ maior, sendo a variabilidade dos controles biofísicos do GPP melhor explicados pela variabilidade sazonal da temperatura do ar.

Tabela 1 – Coeficiente de determinação (r^2) para os estratos superior e inferior, entre a respiração do ecossistema (RE), produção primária bruta (GPP) e o fluxo de calor latente (LE), com as condições meteorológicas em médias mensais.

	Superior			Inferior		
	LE	GPP	RE	LE	GPP	RE
T _{air}	0,72	0,73	0,57	0,58	0,43	0,65
R _g	0,79	0,56	0,20	0,62	0,2	0,61
VPD	0,41	0,26	0,10	0,26	0,56	0,41

Fonte: Autor

Figure 5 – Relações da respiração do ecossistema (RE), produção primária bruta (GPP) e fluxo de calor latente (LE), com as condições meteorológicas para o estrato superior e inferior em médias mensais.



Fonte: Autor

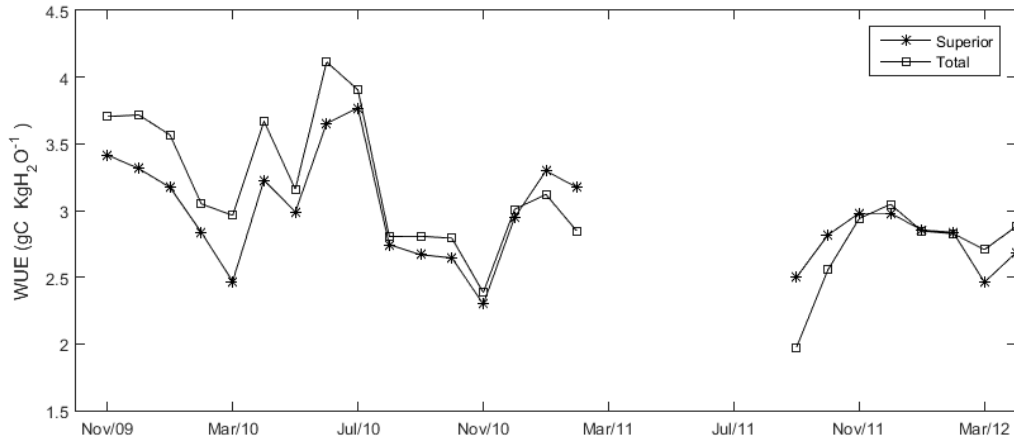
O LE, escrito em termos de ET, correspondeu a 55% da precipitação que ocorreu sobre este ecossistema. Em florestas características no Brasil, Da Rocha et.al 2004 e Von Randow et al., (2004) encontraram valores de 60 % e 62% respectivamente para a região amazônica e Cabral et al., 2010 para uma plantação de eucaliptos no Brasil encontrou valores de 82 a 96%

3.5 Uso eficiente da água

Ao relacionarmos os fluxos de CO₂ e H₂O, podemos estimar a eficiência com que o ecossistema e o dossel utilizam a água (WUE), ou seja, quanto de água é perdida para cada molécula de carbono assimilada. Tal razão é mostrada na Figura 6. O ecossistema possui média de 3,06 gC kgH₂O⁻¹, sendo esta relação expressa por GPP/ET. O estrato superior apresenta valores de 2,94 g C kg H₂O⁻¹ em média. Valores de WUE para o inverno e o verão no estrato superior variaram entre 3,04 g C kg H₂O⁻¹ e 2,89 g C kg H₂O⁻¹, respectivamente. Para o WUE total do ecossistema o inverno apresentou valores de 3,02 g C kg H₂O⁻¹ e o

verão de $3,09 \text{ g C kg H}_2\text{O}^{-1}$, devido ao fato de que no inverno é caracterizado pelos menores valores de VPD.

Figure 6 - Uso eficiente da água (WUE) para o estrato superior e o total do ecossistema.

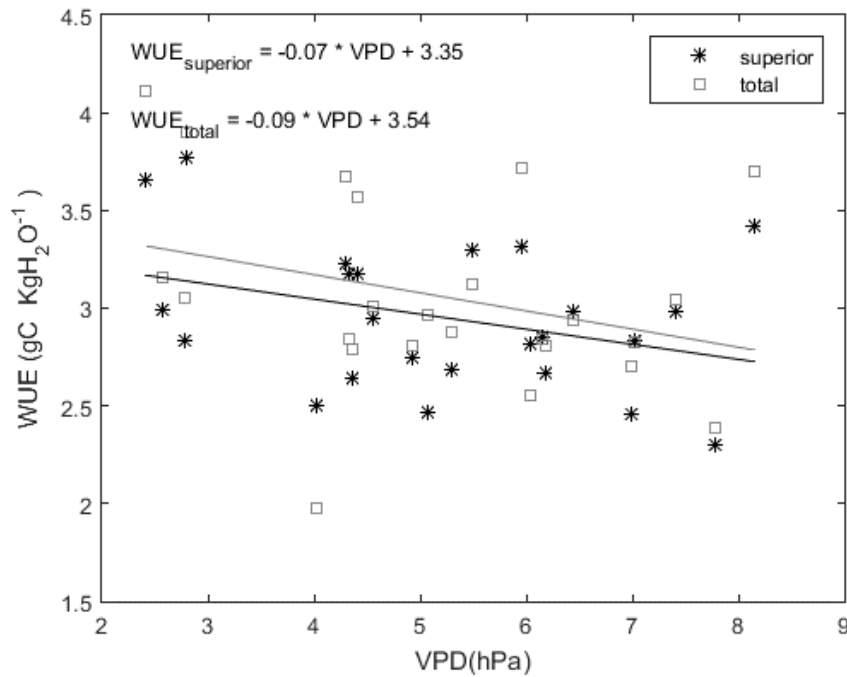


Fonte: Autor

Tang et al., (2014), observaram para florestas de folhas-agulhas no hemisfério norte em latitudes similares, a média de GPP ET^{-1} de $2.75 \text{ g C kg H}_2\text{O}^{-1}$, similares ao encontrado neste estudo para o ecossistema. Todavia, Tang et al., (2014) observaram valores de 2 até $2.75 \text{ g C kg H}_2\text{O}^{-1}$ para florestas mistas. No Brasil, sobre a floresta amazônica, Zeri et al 2014 observou valores de 2.5 até $3.5 \text{ g C kg H}_2\text{O}^{-1}$.

A Figura 7 mostra a relação entre WUE e VPD, onde pode-se verificar que há uma redução da WUE conforme aumenta o VPD no estrato superior e no ecossistema(Total), sendo o estrato superior mais sensível a esta condição. Esta resposta da redução da WUE com o aumento do VPD também foi observado em estudos como Sulman et al., (2016) e Mahrt; Vickers, (2002) sobre ecossistemas de florestas. Este padrão explica a variabilidade sazonal dos valores de WUE, os quais são superiores no inverno.

Figure 7 – Relação entre o uso eficiente da água (WUE) e o déficit de pressão de vapor (VPD), em médias mensais.



Fonte: Autor

Comparando com outros biomas, conforme descrito por Tang et al., (2014), a FOM é um ecossistema que se comporta de maneira muito efetiva no uso da água para assimilação de carbono. Mudanças no uso do solo, como tem acontecido na região (Sanqueta et al., 2014), onde as florestas estão sendo substituídas por outros usos do solo, como agricultura, podem acarretar em prováveis reduções desta eficiência, pois em sistemas agrícolas o WUE característico é inferior a $2 \text{ g C kg H}_2\text{O}^{-1}$. Estas mudanças podem apresentar impactos expressivos no balanço hídrico e de carbono da região.

4 CONCLUSÃO

A floresta de Araucária característica da região sul do Brasil, apresentou um acumulado anual de aproximadamente $-671 \text{ g C m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$. A sazonalidade do fluxo de CO_2 indicou uma situação bem próxima à neutralidade no inverno, sendo um sutil absorvedor de CO_2 . No verão, a taxa de absorção de CO_2 foi maior. Da estratificação dos fluxos, conclui-se que o extrato superior se comporta como um grande absorvedor de CO_2 , representando 69% do GPP total do ecossistema. A sazonalidade mensal do GPP do extrato superior responde a sazonalidade da temperatura do ar externa a floresta. O extrato inferior apresentou a condição

de emissor de CO₂, responsável por 84% da respiração total do ecossistema, sugerindo que a respiração do solo pode desempenhar um papel relevante nas trocas de CO₂.

A maior contribuição dos fluxos turbulentos de energia provém do estrato superior. O fluxo de energia destinado ao aquecimento do ar via calor sensível resulta exclusivamente do estrato superior. Enquanto o fluxo de energia destinado a mudança do estado da água, via calor latente, deriva de ambos os estratos, mas predominantemente do estrato superior, o qual contribuiu em 77% do LE total do ecossistema. A sazonalidade mensal do LE foi melhor descrita pela variabilidade da radiação solar. A floresta de Araucária mostrou-se eficiente em relação ao uso da água para assimilar dióxido de carbono, com um padrão análogo a outras florestas subtropicais, apresentando uma sutil variabilidade entre as estações verão-inverno, com valores maiores no inverno em função do menor VPD.

Este estudo visou oferecer um panorama de como a floresta de Araucária atua na relação superfície-atmosfera por meio dos fluxos superficiais, servindo de base para estudos futuros que visem o impacto de alterações do uso do solo e cenários de climas futuros.

Referencias bibliográficas

ALTON, P. B. et al. The impact of diffuse sunlight on canopy light-use efficiency, gross photosynthetic product and net ecosystem exchange in three forest biomes. **Global Change Biology**, v. 13, n. 4, p. 776–787, 2007.

ARAÚJO, A. C. Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rainforest: The Manaus LBA site. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 8090, 2002.

AUBINET, M. et al. Comparing CO₂ Storage and Advection Conditions at Night at Different Carboeuroflux Sites. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 116, n. 1, p. 63–93, jul. 2005.

AUBINET, M. et al. Nighttime Flux Correction. In: **Eddy Covariance**. Dordrecht: Springer Netherlands, 2012. p. 133–157.

AUBINET, M. et al. (ed.). **Eddy Covariance**. Dordrecht: Springer Netherlands, 2012.

BALDOCCHI, D. Measuring fluxes of trace gases and energy between ecosystems and the atmosphere - the state and future of the eddy covariance method. **Global Change Biology**, v. 20, n. 12, p. 3600–3609, 2014.

BALDOCCHI, D. et al. Inter-annual variability of net and gross ecosystem carbon fluxes: A review. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 249, n. November 2016, p. 520–533, 2018.

- BALDOCCHI, D. D. et al. On measuring and modeling energy fluxes above the floor of a homogeneous and heterogeneous conifer forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 102, n. 2–3, p. 187–206, 2000.
- BALDOCCHI, D. D. “Breathing” of the terrestrial biosphere: lessons learned from a global network of carbon dioxide flux measurement systems. **Australian Journal of Botany**, v. 56, n. 15, p. 1–26, 2008.
- BALDOCCHI, D. D. et al. On the differential advantages of evergreenness and deciduousness in mediterranean oak woodlands: A flux perspective. **Ecological Applications**, v. 20, n. 6, p. 1583–1597, 2010.
- BALDOCCHI, D. D.; RYU, Y. Forest Hydrology and Biogeochemistry. v. 216, n. 2008, 2011.
- BALDOCCHI, D. D.; VOGEL, C. A. Energy and CO₂ flux densities above and below a temperate broad-leaved forest and a boreal pine forest. **Tree Physiology**, v. 16, p. 5–16, 1996a.
- BÉZIAT, P. et al. Carbon balance of a three crop succession over two cropland sites in South West France. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, n. 10, p. 1628–1645, 2009.
- CABRAL, O. M. R. et al. Fluxes of CO₂ above a plantation of Eucalyptus in southeast Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 151, n. 1, p. 49–59, 2011.
- CASSOL, H. L. Estimativa de biomassa e estoque de carbono em um fragmento de floresta ombrófila mista com uso de dados ópticos de sensores remotos. **Dissertação de Mestrado**, engenharia florestal, Universidade Federal do Paraná. p. 0–117, 2009.
- DA ROCHA, H. R. et al. Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 114, n. 1, p. 1–8, 2009.
- DALLA LANA, M. Dinâmica e prognose do crescimento em um fragmento de Floresta Ombrófila Mista no Sul do Paraná. **Dissertação de Mestrado**, engenharia florestal, Universidade Federal do Paraná, 2013.
- DOMEC, J. C. et al. A comparison of three methods to estimate evapotranspiration in two contrasting loblolly pine plantations: Age-related changes in water use and drought sensitivity of evapotranspiration components. **Forest Science**, v. 58, n. 5, p. 497–512, 2012.
- ENRIGHT, N. J.; HILL, R. S. **Ecology of the Southern Conifers**. Washington: Smithsonian Institution Press, p.352, 1995.
- FALGE, E. et al. Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 107, n. 1, p. 43–69, 2001.
- FALK, M. et al. Is soil respiration a major contributor to the carbon budget within a Pacific Northwest old-growth forest? **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 135, n. 1–4, p. 269–283, 2005.
- FISHER, J. B. et al. The land-atmosphere water flux in the tropics. **Global Change Biology**, v. 15, n. 11, p. 2694–2714, 2009.

FOKEN, T. et al. Corrections and Data Quality Control. In: **Eddy Covariance**. Dordrecht: Springer Netherlands, 2012. p. 85–131.

GASH, J. H. C.; CULF, A. D. Applying a linear detrend to eddy correlation data in realtime. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 79, n. 3, p. 301–306, 1996.

GIAMBELLUCA, T. W. et al. Evapotranspiration and energy balance of Brazilian savannas with contrasting tree density. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, n. 8, p. 1365–1376, 2009.

GIGLIO, J. N.; KOBIYAMA, M. Interceptação da chuva em pequena bacia experimental coberta por floresta ombrofila mista. **Dissertação de metrado**, Engenharia ambiental, Universidade Federal de Santa Catarina, 2013

IBGE. **Manual Técnico da Vegetação Brasileira**. 2012.

KELLER, M. et al. ECOLOGICAL RESEARCH IN THE LARGE-SCALE BIOSPHERE-ATMOSPHERE EXPERIMENT IN AMAZONIA: EARLY RESULTS. **Ecological Applications**, v. 14, n. sp4, p. 3–16, ago. 2004.

KELLIHER, F. M. et al. Evaporation, Xylem Sap Flow, and Tree Transpiration in a New-Zealand Broad-Leaved Forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 62, n. 1–2, p. 53–73, 1992.

KUGLITSCH, F. G. et al. Characterisation of ecosystem water-use efficiency of european forests from eddy covariance measurements. **Biogeosciences Discussions**, v. 5, n. NOVEMBER, p. 4481–4519, 2008.

KUMAGAI, T. et al. Annual water balance and seasonality of evapotranspiration in a Bornean tropical rainforest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 128, n. 1–2, p. 81–92, 2005.

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**, v. 16, n. 1, p. 187–208, 2010.

LASSLOP, G. et al. On the choice of the driving temperature for eddy-covariance carbon dioxide flux partitioning. **Biogeosciences**, v. 9, n. 12, p. 5243–5259, 2012.

LAUNIAINEN, S. et al. Eddy covariance measurements of CO₂ and sensible and latent heat fluxes during a full year in a boreal pine forest trunk-space. **Boreal Environment Research**, v. 10, n. 6, p. 569–588, 2005.

LAW, B. E. et al. Leaf area distribution and radiative transfer in open-canopy forests: implications for mass and energy exchange. **Tree Physiology**, v. 21, n. 12–13, p. 777–787, 2001.

LONGHI, S. J. **A estrutura de uma floresta natural de Araucaria angustifolia**. Curitiba: Universidade Federal do Paraná, 1980.

MAHRT, L.; VICKERS, D. Relationship of area-averaged carbon dioxide and water vapour fluxes to atmospheric variables. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 112, n. 3–4, p. 195–202, 2002.

- MALLICK, K. et al. Canopy-scale biophysical controls of transpiration and evaporation in the Amazon Basin. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 20, n. 10, p. 4237–4264, 2016.
- MISSON, L. et al. Partitioning forest carbon fluxes with overstory and understory eddy-covariance measurements: A synthesis based on FLUXNET data. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 144, n. 1–2, p. 14–31, 2007.
- MONCRIEFF, J. et al. Averaging, Detrending, and Filtering of Eddy Covariance Time Series. In: **Handbook of Micrometeorology**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, p. 7–31, 2004
- MONCRIEFF, J. B. et al. A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxide. **Journal of Hydrology**, v. 188–189, p. 589–611, 1997.
- NOVICK, K. A. et al. On the difference in the net ecosystem exchange of CO₂ between deciduous and evergreen forests in the southeastern United States. **Global Change Biology**, v. 21, n. 2, p. 827–842, 2015.
- OLIVEIRA, P. E. S. et al. Nocturnal Intermittent Coupling Between the Interior of a Pine Forest and the Air Above It. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 146, n. 1, p. 45–64, 2013.
- PITA, G. et al. Carbon and water vapor fluxes over four forests in two contrasting climatic zones. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 180, p. 211–224, 2013.
- POWELL, T. L. et al. Ecosystem and understory water and energy exchange for a mature, naturally regenerated pine flatwoods forest in north Florida. **Canadian Journal of Forest Research**, v. 35, n. 7, p. 1568–1580, 2005.
- RAZ-YASEEF, N. et al. Dynamics of evapotranspiration partitioning in a semi-arid forest as affected by temporal rainfall patterns. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 157, p. 77–85, 2012.
- REICHSTEIN, M. et al. On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. **Global Change Biology**, v. 11, n. 9, p. 1424–1439, 2005.
- RIBEIRO, M. C. et al. The Brazilian Atlantic Forest: How much is left, and how is the remaining forest distributed? Implications for conservation. **Biological Conservation**, v. 142, n. 6, p. 1141–1153, 2009.
- SANQUETTA, C. R. et al. Floresta com Araucária e suas transições. **Floresta com Araucária: Pesquisas Ecológicas de Longa Duração**, p. 296, 2014.
- SCHAAF, L. B. Florística, estrutura e dinâmica no período 1979-2000 de uma floresta ombrófila mista localizada no Sul do Paraná. 119 f. **Dissertação** (Mestrado em Engenharia Florestal) - Setor de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Paraná, Curitiba., 2001.
- SCHIAVO, B. N. D. V. Métodos Para Estimativa Do Índice De Área Foliar Em Um Fragmento De Floresta Ombrófila Mista Montana No Estado Do Paraná Curitiba. p. 122, 2016.

- SCOTT, R. L. et al. The understory and overstory partitioning of energy and water fluxes in an open canopy, semiarid woodland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 114, n. 3–4, p. 127–139, 2003.
- SULMAN, B. N. et al. Comparing methods for partitioning a decade of carbon dioxide and water vapor fluxes in a temperate forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 226–227, p. 229–245, 2016.
- TANAKA, N. et al. A review of evapotranspiration estimates from tropical forests in Thailand and adjacent regions. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, n. 5, p. 807–819, 2008.
- TANG, X. et al. How is water-use efficiency of terrestrial ecosystems distributed and changing on Earth? **Scientific Reports**, v. 4, p. 7483, 2014.
- VALÉRIO, Á. F. et al. Análise florística e estrutural do componente arbóreo de um fragmento de floresta ombrófila mista em clevelândia , sudoeste do paraná Floristic and structural analysis of the tree component of a Subtropical. **Revista Acadêmica Ciência Agrária Ambiental**, v. 6, n. 2, p. 239–248, 2008.
- VICKERS, D.; MAHRT, L. Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 14, n. 3, p. 512–526, 1997.
- VON RANDOW, C. et al. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1–3, 20 jun. 2004.
- WANG, L. et al. Partitioning evapotranspiration across gradients of woody plant cover: Assessment of a stable isotope technique. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. 9, 2010.
- WEBB, E. K. et al. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 106, n. 447, p. 85–100, 1980.
- WILCZAK, J. M. et al. Sonic anemometer tilt correction algorithms. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 99, n. 1, p. 127–150, 2001.
- WOHLFAHRT, G.; GALVAGNO, M. Revisiting the choice of the driving temperature for eddy covariance CO₂ flux partitioning. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 237–238, p. 135–142, 2017.
- ZANONI, T. A.; FARJON, A. World Checklist and Bibliography of Conifers. **Brittonia**, v. 51, n. 1, p. 76, 1999.
- ZERI, M. et al. Variability of carbon and water fluxes following climate extremes over a tropical forest in southwestern amazonia. **PLoS ONE**, v. 9, n. 2, 2014.
- ZHANG, Q. et al. The hysteretic evapotranspiration—Vapor pressure deficit relation. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 119, p. 125–140, 2014.

4.2 ARTIGO 2: CINCO ANOS DE OBSERVAÇÕES NAS DINÂMICAS DE FLUXOS SUPERFICIAIS SOBRE UMA CULTURA DE ARROZ IRRIGADO NO SUL DO BRASIL

Resumo

Os fluxos de CO₂, H₂O e energia, estimados pela técnica de covariância dos vórtices, foram obtidos sobre uma área de cultivo de arroz irrigado no sul do Brasil durante cinco anos. O fechamento do balanço de energia foi melhor durante as safras, com o valor médio 0,71; nos períodos de pousio, o fechamento foi de 0,67. Das componentes do fluxo de energia, o fluxo de energia na forma de calor latente é mais elevado do que na forma de calor sensível, apresentando uma razão de Bowen média de 0,14 durante a safra e 0,35 durante o pousio. A evapotranspiração média foi de 4,3 mm dia⁻¹ durante a safra e de 1,8mm dia⁻¹ no pousio. Foi utilizada uma técnica que relaciona a produção primária bruta com o uso eficiente da água para obter a partição da ET entre a evaporação da água e transpiração. A evaporação representou 53% da ET anual. Sendo a variabilidade sazonal desta participação relacionada ao índice de área foliar. Esta área mostrou-se absorvedora de CO₂, acumulando aproximadamente 1 kgC m⁻² ao longo dos cinco anos de estudo, com uma grande variabilidade interanual. Sazonalmente, o fluxo de CO₂ apresentou uma variabilidade acentuada entre os períodos de pousio e de safra, sendo o pousio um emissor de 268±123 gC m⁻² ano⁻¹ e a safra um absorvedor de 448 ±105 gC m⁻² m⁻² ano⁻¹. No período anual, o sistema de cultivo de arroz irrigado mostrou-se ineficaz no uso eficiente da água pelo ecossistema, com valores de 1,05 gC kgH₂O.

Palavras chaves: arroz irrigado, Evapotranspiração, Trocas líquidas de carbono, covariância dos vórtices, balanço de energia.

1 INTRODUÇÃO

A estimativa da Organização das Nações Unidas para Alimentação e Agricultura (FAO, 2017) indica o uso de aproximadamente 162 milhões de hectares para o cultivo de arroz no globo, com uma produção estimada de 502 milhões de toneladas para o ano de 2017, fazendo com que o cultivo de arroz desempenhe um papel econômico e nutricional relevante no cenário global. Além da sua importância socioeconômica, é de interesse caracterizar estas áreas em relação ao seu impacto nos ciclos biogeoquímicos, em especial, nas trocas de massa e energia com a atmosfera (ALBERTO et al., 2009; BHATTACHARYYA et al., 2014; TIMM et al., 2014; BALDOCCHI et al., 2016; KNOX et al., 2016; IKAWA et al., 2017; WANG et al., 2017). Para monitorar essas trocas, a técnica de covariância dos vórtices (EC) tem se mostrado uma ferramenta muito eficiente (AUBINET; VESALA; PAPALE, 2012). Essa técnica possibilita estudos das trocas dos principais gases de efeito estufa (GHG), tais como dióxido de carbono (CO_2) e metano (CH_4), entre a atmosfera e as áreas de cultivo (ALBERTO et al., 2009, 2011, 2012, BHATTACHARYYA et al., 2013, 2014; CAMPBELL et al., 2001; HATALA et al., 2012; KNOX. et al., 2016; MIYATA et al., 2005; REBA; COUNCE, 2016; SAITO et al., 2005)

Na Ásia, por ser o maior produtor de arroz mundial, 454 milhões de toneladas (FAO 2017), concentra-se a maioria dos estudos sobre os GHG's no cultivo do arroz, indicando que naquela região, as áreas de arroz mostram-se absorvedoras de carbono, principalmente via fluxo de CO_2 (BHATTACHARYYA et al., 2013, 2014). Entretanto, fora do continente asiático poucos são os estudos que descrevem os fluxos superficiais na interação entre as áreas de cultivo de arroz e a atmosfera com o emprego da técnica EC, sendo a maioria concentrado na América do Norte (CAMPBELL et al., 2001, HATALA et al., 2012b, KNOX et al., 2016, REBA e COUNCE, 2016). A maioria dos estudos sobre áreas de arroz mostram uma variabilidade sazonal no saldo de CO_2 entre o período de cultivo de arroz marcado por absorção de CO_2 e período de pousio, com característica de emissor de CO_2 (SAITO et al., 2005). Diversos estudos fornecem uma caracterização do impacto que diferentes práticas agrícolas, tais como a fertilização, manejo do solo e da água, rotação de culturas e mudança do uso do solo, exercem sobre os fluxos de GHG (SAITO et al., 2005; NISHIMURA et al., 2008; ZHAO et al., 2008; ALBERTO et al., 2009, 2012, 2014b) e os controles climáticos e biológicos na variabilidade sazonal e interanual destes fluxos (ALBERTO et al., 2012; BHATTACHARYYA et al., 2014; KNOX et al., 2016). Nos estudos sobre fluxo de CO_2 é

comum a partição entre a produção primária bruta (GPP) e a Respiração do ecossistema (RE), facilitando a compreensão dos mecanismos de interação superfície-atmosfera das trocas de CO₂ (ALBERTO et al., 2009, 2012, BHATTACHARYYA et al., 2013, 2014; KNOX et al., 2016).

O arroz inundado demanda até três vezes mais água via irrigação e precipitação que o cultivo de outros cereais (TUONG; BOUMAN; MORTIMER, 2005), impactando no fluxo de H₂O e no balanço de energia (TSAI et al., 2007; ALBERTO et al., 2009, 2011, 2014a; HOSSEN et al., 2012; TIMM et al., 2014; LINQUIST et al., 2015; MASSERONI et al., 2015; BALDOCCHI et al., 2016; IKAWA et al., 2017). As regiões orizícolas caracterizam-se com baixas razões de Bowen, indicando frações evaporativas elevadas, em especiais para o arroz cultivado em áreas inundadas (ALBERTO et al., 2009, 2011; HOSSEN et al., 2012). Esta tendência diminui no período de pousio, com razões de Bowen mais elevadas, mas se mantendo o domínio do fluxo de calor latente (LE) (TIMM et al., 2014). Entretanto, poucos trabalhos analisam a variabilidade interanual em uma escala temporal mais longa que permitam identificar os processos biofísicos do controle interanual da ET em cultivo de arroz, do conhecimento do autor pode-se citar Baldocchi et al., (2016); Ikawa et al., (2017) que analisaram 6 anos e 13 anos consecutivos, respectivamente.

Também são escassos os trabalhos que particionam a evapotranspiração (ET) entre transpiração (T) e evaporação (E) sobre culturas de arroz dificultando diagnósticos do impacto que o cultivo do arroz exerce sobre os processos evaporativos (HOSSEN et al., 2012; SHIMONO et al., 2013; ALBERTO et al., 2014a; WANG et al., 2017). Além disso, geralmente são realizadas análises separadas dos fluxos de água e CO₂ (WANG et al., 2017), o que dificulta uma discriminação mais precisa da eficiência do uso da água por áreas de arroz irrigado, relacionando as trocas de CO₂ com consumo de água. Esta razão de quanto de CO₂ é assimilado por quanto de água é usada via transpiração ou evapotranspiração permite um melhor desenvolvimento de modelos de produtividade agrícola e fornece suporte a políticas públicas para minimizar perdas de água e emissões de CO₂ nestes cultivos (ALBERTO et al., 2014a; ZHOU et al., 2014).

Neste trabalho foi analisado os fluxos de CO₂, H₂O e energia obtidos via técnica de covariância dos vórtices durante seis safras de arroz irrigado em zonas baixas no sul do Brasil, que concentra quase 2 milhões de hectares com o cultivo de arroz. O Brasil está entre os dez maiores produtores de arroz do mundo (FAO, 2017). O objetivo deste estudo é investigar a resposta destes fluxos com as condições meteorológicas e biofísicas, afim de auxiliar a compreensão dos mecanismos que controlam estas trocas, disponibilizando informações para

o aprimoramento de modelos superficiais e produtos de sensoriamento remoto. As questões científicas a serem respondidas são: Qual é a variabilidade ao longo dos anos dos fluxos de massa e energia e suas relações com as condições biofísicas em áreas de arroz irrigado no Sul do Brasil?; Quão significativas são as diferenças entre os períodos de cultura de arroz e pousio dos fluxos de massa e energia e o impacto desta sazonalidade no padrão anual? Quais são as contribuições das componentes de produção primária bruta e respiração do ecossistema sobre o fluxo de CO₂ e da transpiração e evaporação sobre a evapotranspiração? Qual é a eficiência do uso da água no cultivo de arroz irrigado por inundação no sul do Brasil?

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 Descrição da área de estudo

Os dados meteorológicos foram obtidos através de uma torre micrometeorológica sobre uma plantação de arroz irrigado por inundação. A área total de cultivo é de aproximadamente 1000 hectares, subdividida em parcelas de 100 m por 100 m, localizada no município de Cachoeira do Sul - RS (latitude de -30.27°; Longitude de -53.14°; elevação de 40.5 m). A área experimental é cultivada com arroz irrigado desde os anos 1980 e faz parte de uma ampla área de terras baixas suscetíveis à inundação do arroio Pedro Paulo. A água usada para irrigação do arroz é fornecida por meio de canaletas e reservatórios artificiais. Durante o período de pousio, a superfície é coberta apenas por uma pequena e esparsa vegetação composta por gramíneas e ervas daninhas como *Heterenthera reniformis*, *Echinochloa crusgalli*, *Brachiaria plantaginea*, *Digitaria sp.*, and *Luziola peruviana*. Durante o cultivo o campo é inundado com uma lâmina de água de aproximadamente 10 cm de altura, essa inundação ocorre entre o dia da sementeação até 30 dias após a sementeação conforme a tabela 1. Essa lâmina de água é mantida até a data da colheita.

A torre micrometeorológica foi equipada com equipamentos que realizavam medidas experimentais das seguintes variáveis atmosféricas com descrição da altura do sensor, marca e modelo entre parênteses: componentes do vento e temperatura do ar (3m; *Campbell Scientific Inc*, CSAT 3); H₂O/CO₂ analisador de gás e pressão (3 m; LiCor, LI7500); entrada de radiação de onda curta, (R_g) (6 m; Kipp&Zonen, CMB6); saldo de radiação (R_n) (3.4 m; Kipp&Zonen, NR LITE); precipitação (6 m; *Texas Instruments, CSI Model TB4 Raingage*).

Nos períodos em que houve falha na coleta dos dados, tanto por falta de energia ou manutenção dos sensores, foram utilizados os dados atmosféricos (radiação de onda curta incidente, temperatura do ar e umidade relativa) obtidos da estação automática do instituto nacional de meteorologia (INMET), localizado aproximadamente a 60 km (Caçapava do Sul, -30.54°; -53.46°), através de um prévio ajustes por meio de regressão linear.

O período de dados utilizado neste trabalho foi de 20 de outubro de 2010 a 16 de abril de 2016. Durante este intervalo ocorreram 6 safras de arroz irrigado e 5 períodos de pousio. As informações sobre semeadura, colheita, irrigação e cultivar no período de estudo estão apresentadas na tabela 2.

Tabela 2 – informações sobre o cultivar, datas de semeadura e colheita, dias de cultivo e data da inundação. DAS-dias após a semeadura.

Safra	Cultivar	Data Semeadura-Colheita	Dias de cultivo	Início da Inundação
2010/2011	Puitá	20/10/10 - 16/03/11	147	30 DAS
2011/2012	Epagri	06/10/11 - 17/03/12	164	0 DAS
2012/2013	Epagri	20/10/12 - 01/04/13	164	0 DAS
2013/2014	Epagri	15/11/13 - 25/04/14	162	0 DAS
2014/2015	Epagri	02/11/14 - 04/04/15	154	0 DAS
2015/2016	Epagri	05/11/15 - 16/04/16	168	0 DAS

Fonte: Autor

Dados de índice de área foliar (LAI) obtidos do produto MOD15A2 provenientes do sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) foram utilizados neste estudo com a finalidade de monitorar o desenvolvimento e crescimento do arroz irrigado. Com estes dados foi possível representar uma importante propriedade de estrutura do dossel da vegetação, pois o LAI representa a área de folhas por unidade de área do terreno (RUDORFF; SHIMABUKURO; CEBALLOS, 2007). As imagens de composição do produto MOD15A2 possuem resolução temporal de 8 dias e espacial de 1 km estando na faixa de 0.4 – 0.7 nm do espectro eletromagnético (MYNENI et al., 1999) Os dados MOD15A2 Collection 5 estão disponibilizados gratuitamente através do website <http://www.ntsug.umt.edu/project/mod16> (ORNL DAAC. 2017).

2.2 Processamento dos dados

A técnica de covariância dos vórtices turbulentos foi aplicada nos dados obtidos em alta frequência (10 Hz) para a obtenção dos valores de fluxo de CO₂ (NEE) e energia na forma de calor latente (LE) e sensível (H). Os fluxos foram calculados sob médias de 30 minutos utilizado o software EddyPro[®], versão 6, Li-Cor (Lincoln, Nebraska, EUA). Neste

trabalho os fluxos foram obtidos com as seguintes configurações: filtragem de dados brutos seguindo a metodologia de (VICKERS; MAHRT, 1997); cálculo das flutuações turbulentas em média por bloco, rotação dupla (WILCZAK; ONCLEY; STAGE, 2001) e correção para os efeitos da densidade (WEBB; PEARMAN; LEUNING, 1980); atenuações de fluxo devido à configuração instrumental (GASH; CULF, 1996); correção devido o filtro passa alta e baixa seguiram a metodologia de MONCRIEFF et al., (2004) e (MONCRIEFF et al., (1997), respectivamente.

Após o processamento dos fluxos, estes foram submetidos a um controle de qualidade para retiradas de dados espúrios seguindo indicações de (FOKEN et al., 2012): os valores de fluxos e concentrações foram descartados para períodos de ocorrência de precipitação e acrescido de meia hora (para secagem do instrumento) (RUPPERT et al., 2006); foram retirados fluxos superiores a $15 \mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, 700 W m^{-2} e 400 W m^{-2} e inferiores a $-55 \mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, -50 W m^{-2} e -120 W m^{-2} para NEE e LE, H, respectivamente. Foram removidos os fluxos de NEE em situações de pouca turbulência. Para tal, o parâmetro de velocidade de fricção (u^*) foi utilizado como indicador do desenvolvimento da turbulência (AUBINET et al., 2012), sendo removidos os valores de NEE em condições de $u^* < 0.11 \text{ m s}^{-1}$. Para remoção dos dados espúrios remanescentes, foi aplicado um filtro que compara os fluxos e as concentrações de cada meia hora (f_i) com a média (f_m) e o desvio padrão (f_{sd}) utilizando os dados do mesmo horário que f_i em uma janela de 14 dias em torno de f_i seguindo as equações adaptadas de (BÉZIAT; CESCHIA; DEDIEU, 2009):

$$f_i < f_m - (1.7 * f_{sd}) \quad \text{ou} \quad f_i > f_m + (1.7 * f_{sd})$$

Os valores de f_i que satisfizeram as condições acima foram descartados. Este filtro foi aplicado aos valores de NEE, H, LE e as concentrações de H_2O e CO_2 .

Para o pós-processamento foi realizado o fechamento do balanço de energia, onde o resíduo entre a energia disponível ($R_n - G$) e a energia utilizada para processos turbulentos ($H+LE$) é particionado entre os fluxos de energia na forma de calor latente e sensível, seguindo a razão de Bowen ($\beta=H/LE$). Neste estudo o fluxo de energia no solo (G) não foi medido. Desta forma, para estimar G foi utilizada a metodologia proposta por Souza et al. 2017, onde G é obtido da relação linear entre o R_n e o G ($G=0,22*R_n - 19$) do sítio experimental de Paraíso do Sul (aproximadamente 50 Km de distancia) com cultivo de arroz irrigado e condições ambientais similares a deste estudo (mais detalhes no trabalho de Timm et al 2014).

O procedimento de preenchimento das lacunas geradas pelos filtros ou por mau funcionamento do sistema EC sobre os dados de fluxos e concentrações foi realizado conforme a técnica de *marginal distribution sample* (MDS) sugerida por Reichstein et al. 2005.

Para observar a influência das condições atmosféricas e o desempenho dos controles biofísicos na cultura de arroz, foram utilizados os valores da evapotranspiração de referência (ET_0) e dos coeficientes da cultura (K_c) (ALLEN et al., 1998). Os K_c 's foram obtidos como a razão entre ET observada pelo sistema EC e a evapotranspiração de referência (ET_0), seguindo as recomendações da FAO 56 (ALLEN et al., 1998), obtida com os dados observados na torre micrometeorológica.

2.3 Partição dos fluxos

Para particionar o NEE entre a componente de Respiração do ecossistema (RE) e o produção primária bruta (GPP), usamos a metodologia descrita por Reichstein et al., 2005. Nesta metodologia, a RE é obtida da relação não linear proposta por (Lloyd e Taylor, 1994), parametrizada no período noturno com a temperatura do ar (T_{ar}), conforme a seguinte equação.

$$RE = rb \exp \left[E_0 \left(\frac{1}{T_{ref} - T_0} - \frac{1}{T_{ar} - T_0} \right) \right] \quad (1)$$

sendo rb a respiração na temperatura de referência (T_{ref}), E_0 a energia de ativação, $T_0 = -46,02^\circ\text{C}$ obtidos de Lloyd e Taylor (1994) e T_{ref} a temperatura de referência (10°C). A equação 1 é extrapolada para o período diurno com base nos parâmetros rb e E_0 obtidos no período noturno. Deste modo a GPP é obtida da subtração entre o NEE e a respiração modelada (RE).

Para obter a partição da ET em suas componentes de evaporação (E) e transpiração (T) foi utilizada metodologia similar a empregadas em Waldo et al., (2016), assumindo que a T é o mínimo entre o produto da GPP pela eficiência potencial com que a água é utilizada pelo dossel (WUE_p) e a ET, da seguinte forma.

$$T = \min(GPP \cdot WUE_p, ET) \quad (2)$$

Sendo WUE_p proposta por (SINCLAIR; TANNER; BENNETT, 1984), conforme:

$$WUE_p = 0.7 \frac{(\bar{C}_e - \bar{C}_i)}{(\bar{q}_e - \bar{q}_i)} \quad (3)$$

onde \bar{C} e \bar{q} indicam as concentrações médias de meia hora de CO_2 e H_2O respectivamente, os subíndices “e” e “i” representam as concentrações externas e internas a cavidade estomática respectivamente. O valor de 0.7 é a razão média entre a difusividade no ar das moléculas de CO_2 pela de H_2O para a representação do dossel. Os valores de \bar{C}_e e \bar{q}_e foram obtidos com os dados *in situ* fornecidos pelo analisador de gás. A \bar{q}_i foi obtida com base no valor de saturação do vapor de água para a temperatura do ar, a qual foi assumida neste estudo como sendo a temperatura do dossel. A \bar{C}_i foi obtida em função da concentração externa, dada para o arroz como sendo 70% da \bar{C}_e (SHEEHY, MITCHELL e HARDY, 2000; GOUFO et al., 2014). A definição do termo potencial usado para WUE é referente a impossibilidade de observações das concentrações internas de H_2O e CO_2 *in situ*. Desta forma, as aproximações utilizadas para obter essas concentrações indiquem a potencial capacidade de GPP e T na relação da equação 3. A evaporação (E) é dada pela subtração da ET pela transpiração (T), sendo este processo executado para cada meia hora.

Para fins de comparação com outros autores foi adotado duas formas de descrever o uso eficiente da água. Foram analisados: uso eficiente da água pelo ecossistema (WUE_e), relacionando a GPP pela ET:

$$WUE_e = \frac{GPP}{ET} \quad (4)$$

e a eficiência da água utilizada pelo dossel (WUE_d), que descreve a relação de quanto de CO_2 é absorvida via GPP pela quantidade de água transpirada, ou seja:

$$WUE_d = \frac{GPP}{T} \quad (5)$$

3 RESULTADOS E DISCUSSÕES

3.1 Condições meteorológicas

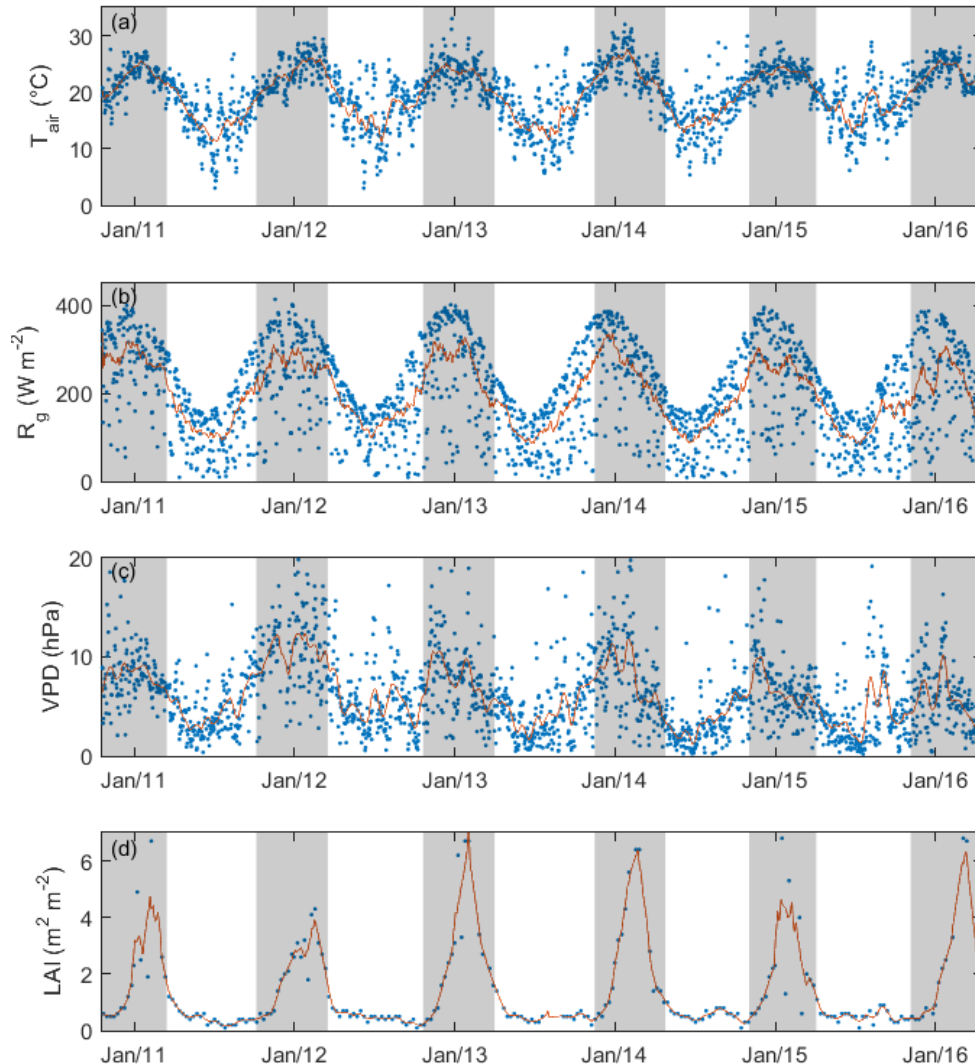
O fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS) tem efeito sobre a umidade do ar no sul do Brasil (GRIMM; FERRAZ; GOMES, 1998; KAYANO; ANDREOLI, 2007). O El Niño é marcado por um aumento na umidade, repercutindo em uma menor amplitude térmica e radiação solar incidente. O fenômeno La Niña é caracterizada por períodos mais seco, com radiação solar incidente e uma amplitude térmica mais elevada. Na safra 2015/2016 atuou o El Niño e as safras 2011/2012 e 2010/2011 foram marcadas pela presença da La Niña, os quais podem ser observados nas condições meteorológicas no período de estudo.

A média diária da temperatura do ar (T_{air}) para todo o período de estudo. Com uma sazonalidade bem definidas (Figura 1(a)). O período em que o arroz é cultivado, destacado na figura pelas zonas cinza, apresentou temperatura do ar média de 23,1 °C, enquanto para os períodos de pousio foi de 16,5 °C. No período de arroz, a safra de 2013/2014 apresentou a maior temperatura média (23,8 °C) enquanto a menor foi na safra 2010/2011 com 22,5 °C. O período de pousio de 2015 apresentou as maiores temperaturas médias, 17,2°C, e para o pousio de 2011 a menor temperatura média diária foi registrada (15,7 °C).

A radiação global (R_g) apresentou valores médios para o período de arroz de 259,3 W m⁻² e nos pousios de 147,8 W m⁻². Os maiores valores foram obtidos na safra 2010/2011 com 282,5 W m⁻² e no pousio de 2012 com 160,9 W m⁻², enquanto os menores valores ocorreram na safra 2015/2016 (226,2 W m⁻²) e no pousio de 2015 com valores médios de 138,9 W m⁻².

Os valores de déficit de vapor de pressão (VPD) foram menores nos invernos. Nos períodos das safras o valor médio foi de 7,7 hPa, enquanto que no pousio foi de 4,5 hPa. A safra de 2011/2012 apresentou os maiores valores (10,7 hPa) e os maiores valores no pousio da safra de 2012 (5,4 hPa). Os menores valores de VPD para safras ocorreram na safra de 2015/2016 com média de 5,6 hPa. Os menores valores de VPD ocorreram durante o período de pousio de 2014 com média de 3,7 hPa.

Figura 1 – Variáveis meteorológicas de temperatura do ar (a), radiação global (b), déficit de vapor de pressão (c) e índice de área foliar (d). A zona sombreado é o período de cultivo do arroz. As linhas representam a suavização dos valores em média móvel de 10 dias.



Fonte: Autor

3.2 Balanço de energia

O fechamento do balanço de energia e as razões de Bowen para as diferentes safras e pousios são apresentados na tabela 2. O fechamento do balanço de energia médio foi de 0,71 para as safras, sendo o melhor fechamento, com coeficiente angular de 0,81 para a safra de 2010/2011 e o menor, com 0,59 para a safra 2012/2013. Para o período de safra, outros estudos como Alberto et al., (2011) encontraram o fechamento de 0,72; Reba e Counce, (2016) obtiveram o valor de 0,71; Hossen et al., (2012) encontraram 0,75; Ikawa et al., (2017) o valor médio de 0,72 para 13 anos de cultura de arroz, Baldocchi et al., (2016) entre 0,81 e

0,89 para 6 anos de observações sobre o arroz irrigado, Alberto et al., (2013) e (2014a) o valor de 0,89 para cultivo de arroz irrigado com semeadura no solo seco, Wang et al., (2017) obtiveram 0,76 e Timm et al., (2014) para um sitio muito similar, próxima a região deste estudo, encontrou 0,75. Esses valores da literatura apresentaram uma diferença de 25% para os diferentes sítios. Neste trabalho foi obtida uma diferença de até 37% entre as seis safras. Removendo a safra de 2010/2011 que apresenta um tratamento do solo diferenciado dos demais, esta diferença é reduzida para 28%, ainda demonstrando uma grande variabilidade interanual do fechamento do balanço de energia para um mesmo sitio.

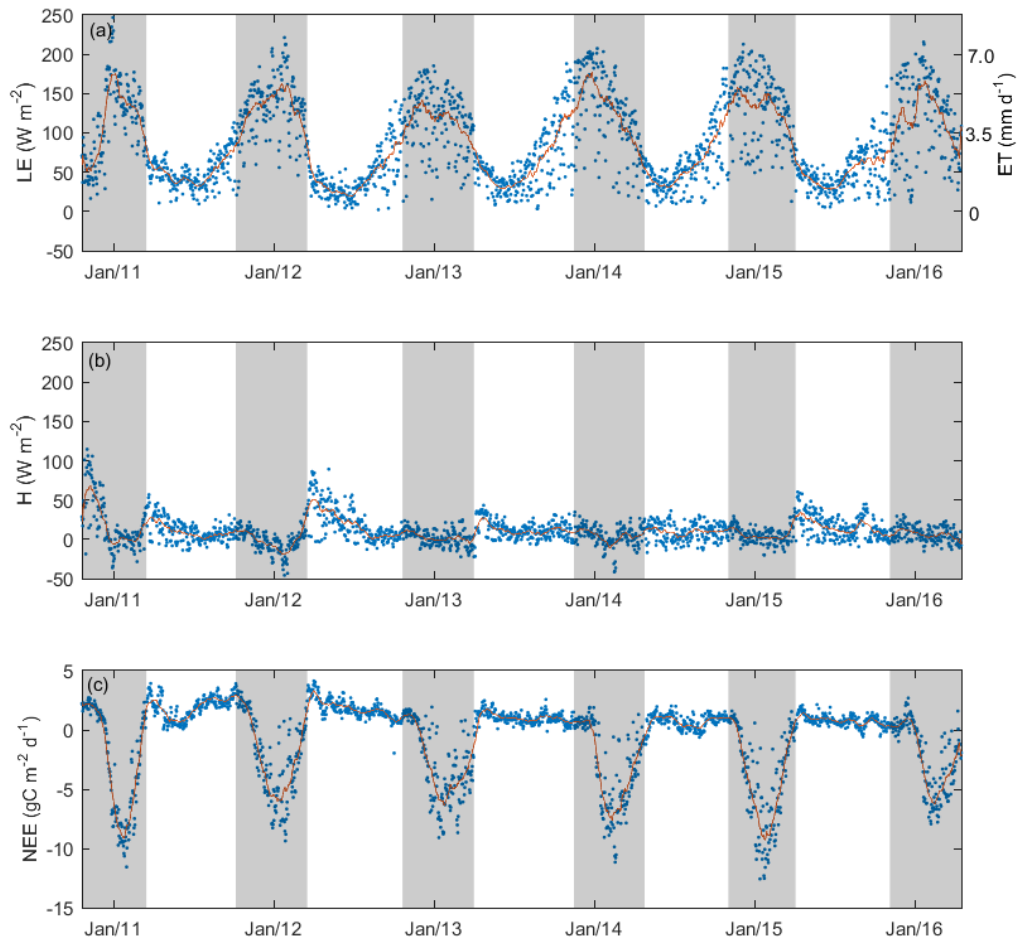
Tabela 2 – Razão de Bowen (β) e coeficiente angular (α) do balanço de energia para as safras e os pousios

safra	β	α	pousio	β	α
2010/2011	0,42	0,81	2011	0,32	0,73
2011/2012	0,08	0,73	2012	0,58	0,63
2012/2013	0,07	0,59	2013	0,25	0,63
2013/2014	0,1	0,76	2014	0,24	0,66
2014/2015	0,09	0,73	2015	0,37	0,72
2015/2016	0,09	0,64	-	-	-
total	0,14	0,71	total	0,35	0,67

Fonte: Autor

No período de pousio os valores de fechamento do balanço de energia foram inferiores ao das safras. O valor médio foi de 0,67, uma redução média de 6% em relação as safras. Na literatura, poucos trabalhos analisam o fechamento do balanço de energia para o período de pousio exclusivamente. Reba e Counce, (2016) encontraram valores logo após a colheita de 0,54, ou seja, uma redução de 30% do fechamento obtido na safra, Timm et al., (2014) apresenta um aumento no fechamento do balanço para 0,81 após a colheita.

Figura 2 – Fluxos de massa e energia. Fluxo de energia na forma de calor latente e evapotranspiração (a), fluxo de energia na forma de calor sensível (b), Trocas líquidas de carbono de CO_2 (c). A zona sombreada é o período de cultivo do arroz. As linhas representam a suavização dos valores em média móvel de 10 dias.



As diferenças no fechamento do balanço de energia podem ser explicadas devido a heterogeneidade espacial de cada área de estudo (ONCLEY et al., 2007; LEUNING et al., 2012). Neste estudo as condições de terreno são ideais, ou seja, o relevo é plano e a cultura agrícola é homogênea. No entanto existem os canais de irrigação que podem influenciar na homogeneidade da área. Além disto, matas ciliares e diferentes usos da terra ocorrem fora da área do *footprint* da torre. Estudos prévios mostram que a existência desta heterogeneidade de grande escala, pode fazer com que os vórtices de baixa frequência impactem neste não fechamento (FOKEN et al., 2012; STOY et al., 2013).

Os valores das razões de Bowen (β) para as seis safras evidenciam que o principal uso da energia disponível é para o processo de LE. Nas maiorias dos anos todo o período de safra havia uma lâmina de água sob o arroz. Os valores de β variaram entre, 0,07 e 0,1 com média de 0,09 apresentando uma baixa variabilidade interanual, exceto na safra 2010/2011 em que o valor de β é de 0,42 devido à inundação tardia. Durante o pousio o valor médio de β é mais

elevado, com uma participação mais significativa do H, mas mantendo uma predominância do LE. Na análise interanual, β oscilou entre valores médios de 0,24 a 0,58, com uma variabilidade mais expressiva que nas safras, com o desvio padrão de 0.13.

Na literatura baixos valores da β são encontrados para áreas de arroz irrigado. Alberto et al., 2009 e 2011 encontraram o valor médio de 0,14 para a safra, Hossen et al., (2012) encontraram valores de 0,06 na safra e 0,61 no pousio de inverno, Ikawa et al., (2017) obtiveram β de 0,07 em média durante 13 anos. Swain et al., (2016) analisaram o cultivo de arroz em período seco e úmido, obtendo β de 0,3 na safra durante a o período seco e 0,16 durante o úmido, e 10 no pousio do período seco e 1,61 no pousio do período úmido, mostrando um aumento expressivo do H da safra para o pousio. Timm et al., (2014) em uma região próxima sobre condições climáticas similares obteve o valor de 0,15 durante a safra e 0,25 durante o pousio. Portanto, tanto os resultados deste estudo quanto da literatura indicam que os valores de β são maiores no pousio do que na safra.

O domínio dos valores médios diários de LE sobre o H em todo o período do estudo, é observável na Figura 2 (b). O H não apresenta uma variabilidade expressiva entre as safras e os pousios como se observa no LE. O valor médio diário de H foi de $10,2 \text{ W m}^{-2}$, sendo que no período de cultivo de arroz o valor médio diário foi de $5,9 \text{ W m}^{-2}$ e no pousio o valor médio diário de $14,1 \text{ W m}^{-2}$. Destaca-se o fato de que na maioria dos anos, principalmente no período logo após a colheita do arroz em que a lâmina de água foi drenada, a existência de picos de H, atingindo valores médios diários de até 100 W m^{-2} , como no ano de 2012, com H superando os valores de LE. Na condição atípica no início da safra de 2010/2011, em que a inundação foi tardia, o H apresentou valor superiores a 100 W m^{-2} , repercutindo no valor elevado da razão de Bowen observado na tabela 2.

O LE possui uma sazonalidade bem definida ao longo do experimento, com valores mais elevados no verão, onde ocorrem os cultivos do arroz, indicados pelas zonas sombreadas na figura 2(a). Nos meses de inverno, onde ocorre período do pousio, os menores valores de LE são observados. O valor médio diário do LE para o período de análise foi de $86,6 \text{ W m}^{-2}$, enquanto no período de safra a média foi de $123,5 \text{ W m}^{-2}$ e nos pousios de $52,7 \text{ W m}^{-2}$.

Portanto, a variabilidade da razão de Bowen entre a safra e pousio esta associada a maior amplitude da componente LE na partição do balanço de energia. A fração do saldo de radiação que corresponde ao LE ($LE R_n^{-1}$) foi de 0,89 para o período de estudo, similar a valores encontrados em outros trabalhos (ALBERTO et al., 2011; HATALA et al., 2012a; BALDOCCHI et al., 2016; IKAWA et al., 2017). Isto mostra que a energia disponível sobre uma cultura de arroz irrigada é usada principalmente para o processo de ET, tal padrão é

intensificado no período das safras com a fração de energia destinada ao processo de evapotranspiração de 0,95.

3.3 Evapotranspiração

A sazonalidade da ET diária é apresentada na figura 2(a), com os valores médios descritos na tabela 3. Os maiores valores de ET ocorrem no período de verão austral, ou seja, durante o cultivo do arroz. A ET apresenta o valor médio para o período de cinco anos de $3,0 \text{ mm dia}^{-1}$, enquanto nas seis safras a média foi de $4,3 \text{ mm dia}^{-1}$ variando entre $4,0$ e $4,6 \text{ mm dia}^{-1}$, uma variação de até 15% entre os anos. Nos períodos de pousios a média foi de $1,8 \text{ mm dia}^{-1}$, com variação de até 40% entre os anos. Os picos máximos observados foram de $8,7 \text{ mm dia}^{-1}$ no período de arroz e no pousio os picos máximos foram de $4,2 \text{ mm dia}^{-1}$.

Estes valores são muito próximos ao encontrado na literatura. Alberto et al., (2011) encontraram valores de $4,3 \text{ mm dia}^{-1}$ para a safra, com picos de 7 a 8 mm dia^{-1} . Ikawa et al., (2017) obtiveram valores médios de $4,4 \text{ mm dia}^{-1}$ com máximos de 6 mm dia^{-1} durante 13 anos de experimento e Timm et al., (2014) o valor médio de $4,3 \text{ mm dia}^{-1}$ com picos de 7 mm dia^{-1} . Já Baldochi et al., (2016) e Hatalla et al., (2012) observaram valores sutilmente superiores de 5 a 7 mm dia^{-1} em média durante a safra, com máximos de 10 mm dia^{-1} , bem como Linquist et al., (2015) que encontraram valores de $6,6 \text{ mm dia}^{-1}$ durante o cultivo, com picos próximos a 11 mm dia^{-1} e uma redução após a drenagem final com valores próximos a $4,5 \text{ mm dia}^{-1}$.

Os valores acumulados entre as safras (table 3) foram de 595 mm na safra 2010/2011 (semeado a seco) até valores de 762 mm na safra 2011/2012, apresentando uma diferença de 28%. O valor médio da ET acumulada durante as safras foi de $691 \pm 58 \text{ mm}$. No pousio os valores obtidos foram 330 mm em 2012 até 486 mm em 2013 com uma média de $388 \pm 61 \text{ mm}$. Na literatura são encontrados durante as safras acumulados de ET; Ikawa et al., (2017) com $534 \pm 64 \text{ mm}$, Timm et al., (2014) com 562 mm , Alberto et al., (2011), 400 mm até 566 mm . Estes valores em média são 25% menores do obtido neste estudo. Nos acumulados anuais valores encontrados foram de $1085 \pm 69 \text{ mm ano}^{-1}$, similares ao reportados na literatura, Timm et al., (2014) com 998 mm ano^{-1} , Hossen et al., (2012) apresentaram 997 mm ano^{-1} , e Baldochi et al., (2016) com valores entre 1155 e 982 mm ano^{-1} durante 6 anos. O maior valor apresentado na literatura foi de 1440 mm ano^{-1} em Alberto et al., (2011) estudando uma região tropical na Filipinas

Para compreender as diferenças da ET durante as safras, neste estudo foi analisado a suas relações com as condições atmosféricas via o ET_0 e os controles biofísicos por meio dos K_c 's (tabela 3). Os valores médios diários de ET_0 por safra variaram entre 3.8 e 4.1 (variação de 7%), indicando uma baixa variabilidade interanual da influencia da atmosfera sobre a ET nos períodos de safra.

Esta baixa variabilidade de ET_0 não explica totalmente a variabilidade da ET, que foi de 15% entre as safras. O estudo de Reichstein et al., (2014) sugerem que as condições climáticas e a classificação quanto ao tipo de vegetação presente nas áreas de estudos, são insuficientes para explicar a variabilidade interanual, sendo indispensável a análise dos controles biológico. Por exemplo, as safras 2013/2014 e 2014/2015 possuem ET_0 similar, entretanto a safra 2014/2015 apresenta uma taxa média evaporativa de 0.5 mm d^{-1} maior. Esta diferença é explicada pelo controle biofísico na ET. Este controle pode ser estimado pelo K_c . O K_{mid} médio neste experimento, foi de 1,19, variando entre 1.07 até 1.23, para as safras 2013/2014 e 2014/2015, respectivamente, denotando uma variação expressiva do controle biofísico (15%) entre as safras. Vu et al., (2005) indicam que a evapotranspiração do arroz é dependente de fatores biofísicos das plantas, tais como a condutância estomática, a densidade e estrutura da vegetação e ciclo de crescimento, além das condições meteorológicas, de radiação solar, temperatura, VPD e vento.

Tabela 3 – Evapotranspiração acumulada (mm) para as safras, pousios e a anuais. Valores entre parêntese representam a taxa evaporativa em média diária (mm dia^{-1}), evapotranspiração de referência (ET_0) (mm), e os coeficientes de cultura, no estágio inicial (K_{in}), intermediário (K_{med}) e final (K_f).

Período	Safra	ET_0	$K_{in}/K_{mid}/K_f$	Pousio	Anual
2010/2011	595 (4.0)	512 (3.9)	0,67/1,21/1,14	356 (1.7)	1099
2011/2012	762 (4.6)	413 (4.1)	0,94/1,16/1,02	330 (1.5)	1025
2012/2013	677 (4.1)	579 (3.8)	1,02/1,07/1,17	486 (2.1)	1121
2013/2014	733 (4.5)	651 (4.1)	1,04/1,13/1,04	404 (2.1)	1175
2014/2015	716 (4.6)	607 (3.9)	1,14/1,23/1,12	365 (1.7)	1007
2015/2016	693 (4.1)	572 (3.8)	1,02/1,19/0,99	-	-

Fonte: Autor

Na literatura, Alberto et al., (2011) encontrou valores de K_c de 1,11 no estágio vegetativo, Azdez et al., (2015) reportou valores similares na estação seca e úmida com k_c de 1,07, Shiamono et al 2013 obteve K_{mid} de 1,24, Timm et al., 2014 encontraram K_{mid} no valor de 1,05, K_{in} de 0,98 e o K_{end} de 0,99; Alberto et al., 2014 o valor de 1,15 para o K_{mid}

identificado uma grande variabilidade entre os estudos, inclusive entre os anos neste estudo. O valor de K_{mid} recomendados pela FAO (Allen et al., 1998) é de 1,2, apresentando uma compatibilidade com o valor médio obtido neste estudo.

3.4 Evaporação da água e transpiração

Os maiores valores tanto de E como de T ocorrem nos períodos da safra, com máximos chegando até $6,5 \text{ mm dia}^{-1}$ e $7,2 \text{ mm dia}^{-1}$, respectivamente (figura 3(a) e 3(b)). A tabela 4 mostra os acumulados e as taxas médias das componentes da ET. O valor médio diário de T e E durante o período de estudos são similares, $1,4$ e $1,6 \text{ mm d}^{-1}$ respectivamente, repercutindo em uma fração evaporativa média, E/ET^{-1} , para as áreas de arroz irrigado de 0,53.

Durante o pousio o valor médio da E e T foi de $1,5 \text{ mm dia}^{-1}$ e $0,3 \text{ mm dia}^{-1}$, respectivamente, com fração evaporativa de 0,83. Em uma análise interanual a fração evaporativa do pousio apresenta uma variação entre 0,75 e 0,90. A transpiração existente no pousio é devido ao crescimento de vegetação espontânea. Em alguns eventos é possível notar um sinal mais proeminente desta vegetação (como o caso de 2011 e 2014) que chega a ter taxas de até $1,8 \text{ mm dia}^{-1}$. Nos períodos de pousio a E domina, com os menores valores ocorrendo no início do período, coincidindo com o declínio da disponibilidade de energia (outono/inverno austrais), voltando a aumentar na segunda metade do período, até atingirem seus valores máximos no início das safras, decaindo posteriormente conforme o desenvolvimento da cultura de arroz.

No período da safra, o valor médio de E e T foi de $1,7$ e $2,6 \text{ mm d}^{-1}$, respectivamente, resultando numa T acumulada durante a safra (tabela 4) sempre superior a E. Destes acumulados, a disparidade mais evidente ocorreu na safra 2010/2011 que apresentou uma diferença de 237 mm provavelmente devido ao sistema de semeadura a seco, no qual a inundação ocorre 30 dias após a semeadura. Em contrapartida, a safra 2015/2016 apresentou a menor diferença, apenas 3 mm. As razões de E/ET em cada safra variaram entre 0,3 e 0,49. Em estudos prévios em áreas de arroz irrigado, a fração evaporativa para a safra em Simpson et al., (1992) com o uso de isótopos foi de 0,4; conforme Bouman et al., (2005) os valores médios são de 0,4. Para dois cultivares, Hossen et al., (2011) encontrou 0,3 para o Boro Rice (período úmido) e 0,36 para o Aman Rice (período seco). Alberto et al., (2014) encontrou valores de 0,4 a 0,47 para um arroz em uma semeadura a seco, enquanto uma fração mais

elevada, de 0,52 a 0,64, foi apresentada por Maruyama e Kuwagata, (2010) em estudos no Japão com emprego de modelos de crescimento de vegetação.

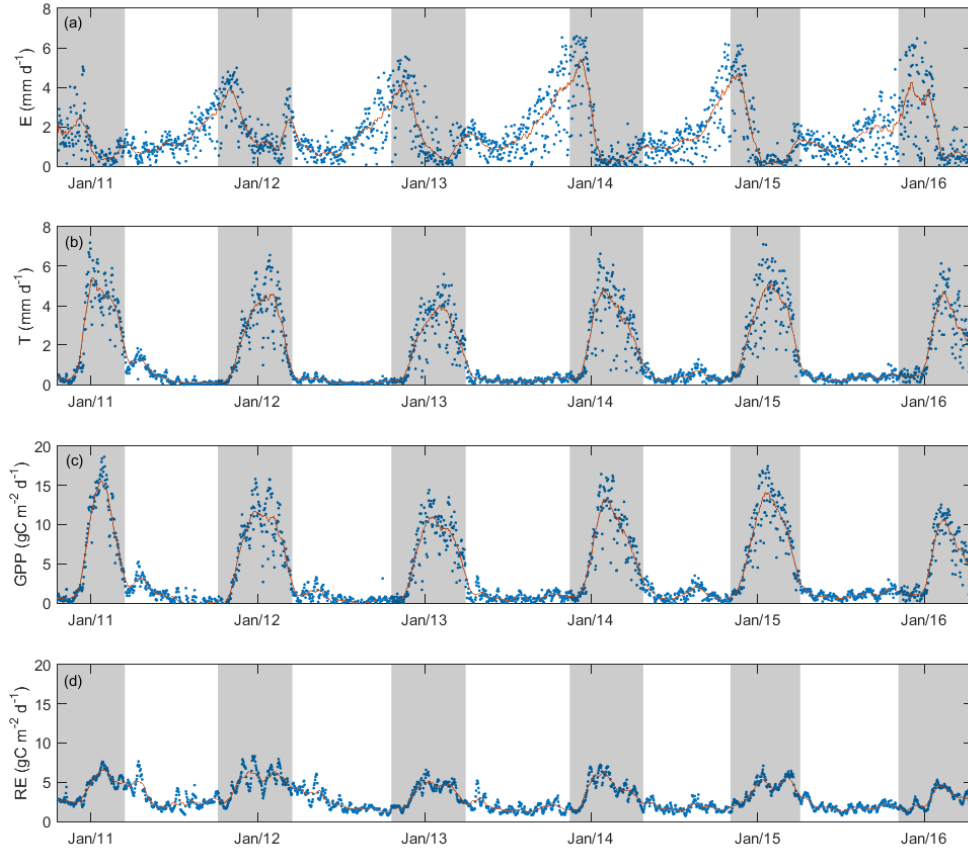
Tabela 4 – Valores de evaporação do solo (E) e transpiração acumulados nos períodos de safra (gs) e pousio (fs)(mm).

Período	E gs	T gs	E fs	T fs
2010/2011	179	416	267	89
2011/2012	344	418	296	34
2012/2013	303	373	429	57
2013/2014	299	434	330	74
2014/2015	239	477	290	75
2015/2016	335	338	-	-

Fonte: Autor

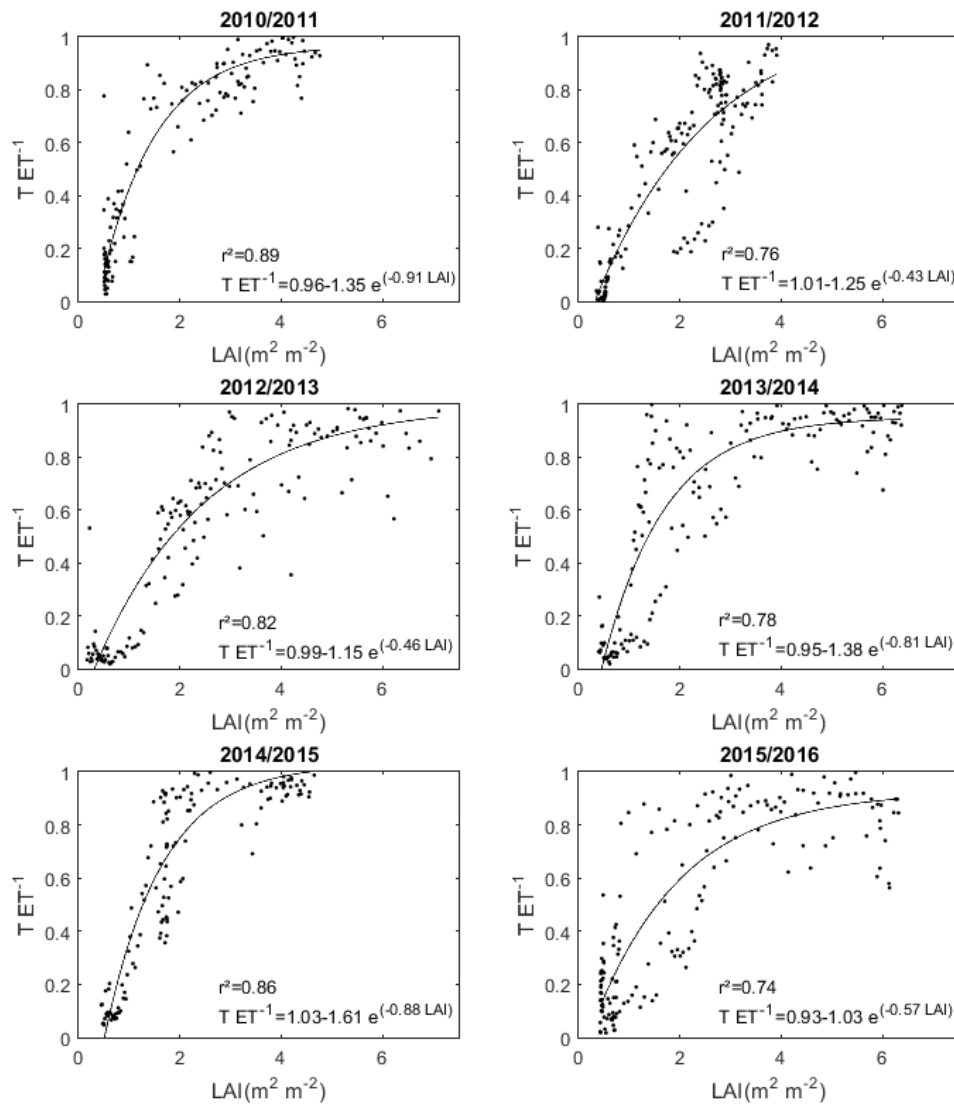
Após a data de semeadura, os primeiros sinais de incremento na T ocorrem entre 7 a 30 dias, exceto a safra 2015/2016 que apresenta o primeiro sinal após o período de 50 dias, mantendo assim no início de cada período da safra os valores de E superiores a T. Aproximadamente 55 dias, em média, após a semeadura o E e a T tem valores similares, representando cada um 50% da ET. Nos dias subsequentes, a T é a componente com a maior participação na ET, estabilizando entre 80% a 100% da ET quando a LAI atinge seu máximo. A T diminui próximo ao período de colheita, quando a E voltam a dominar esta partição. Shimono et al., (2013) utilizando medidas com microlisímetros no cultivo de arroz na Ásia, descreve um padrão similar a este estudo da relação E e T. Utilizando um modelo empírico, Hossen et al., (2012) apontou que de 30 a 40 dias após o transplante do arroz a T domina o cenário de trocas de água entre a superfície e atmosfera, demonstrando também um padrão análogo a deste estudo, de mesmo modo que Alberto et al., (2014), indicando que a T torna-se maior que a E aproximadamente 43 dias após a semeadura.

Figura 3 – Valores médios diários da evaporação (a), transpiração (b), Produção primária bruta (c) e respiração do ecossistema (e). A zona sombreada é o período de cultivo do arroz. As linhas representam a suavização dos valores em média móvel de 10 dias.



A relação da razão $T ET^{-1}$ com a LAI, é mostrada na figura 4. Esta relação mostra que o incremento da T ocorre em função do desenvolvimento da LAI de forma exponencial, indicando que conforme a cultura de arroz vai cobrindo a superfície, não permitindo a lâmina de água ficar exposta a radiação solar e reduzindo drasticamente a intensidade do vento sobre a lâmina de água, a T se torna a componente de maior expressão da ET. Trabalhos como o de Shimono et al., (2013), Wei et al., (2015) e Wang et al., (2017) para o arroz, Hu et al., (2009) para gramíneas também observaram este padrão exponencial da razão $T ET^{-1}$ com a LAI. Para as safras a razão $T ET^{-1}$ é de 0,5 ($T \approx E$) ocorrendo para um LAI próximo a $1,5 m^2 m^{-2}$, enquanto as razões $T ET^{-1}$ superiores a 0,8 em torno da LAI em $3 m^2 m^{-2}$, de mesmo modo que Shimono et al., (2013) para o arroz irrigado.

Figura 4 – Relação da fração evaporativa com o índice de área foliar em médias diárias para as diferentes safras.



Fonte: Autor

3.5 Fluxo de dióxido de carbono

O NEE tem uma sazonalidade bem característica em função do cultivo de arroz como ilustra a figura 2(c). No estágio inicial da safra (aproximadamente 45 DAS) o ecossistema comporta-se como emissor com valores médios chegando a $3,2 \text{ g C m}^{-2}\text{dia}^{-1}$, enquanto nos períodos de máximo IAF o NEE obtêm o valor mínimo de até $-13,02 \text{ g C m}^{-2}\text{dia}^{-1}$. Desta forma, durante as safras, o ecossistema se caracteriza como um absorvedor de CO_2 com média nos períodos de $-2,8 \text{ g C m}^{-2}\text{dia}^{-1}$ apresentando uma variabilidade interanual de $-2,0$ até $-3,9 \text{ g C m}^{-2}\text{dia}^{-1}$ (Tabela 5) Nos períodos de pousio, o ecossistema funcionou como emissor de CO_2

com média de $1,28 \text{ g C m}^{-2}\text{dia}^{-1}$ variando na escala diária entre $4,28 \text{ g C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ e $-2,03 \text{ g C m}^{-2}\text{dia}^{-1}$, uma amplitude significativamente menor do que no período de arroz.

Tabela 5 – Valores acumulados de NEE para a safra, pousio e anual (gC m^{-2}). Valor entre os colchetes são as taxas médias ($\text{gC m}^{-2}\text{dia}^{-1}$)

Local	Período	Safra	Pousio	Anual	Artigo
RS, Brazil	2010/2011	-398(-2,6)	393	-104	This study
RS, Brazil	2011/2012	-342(-2,0)	401	94	This study
RS, Brazil	2012/2013	-460(-2,7)	236	-165	This study
RS, Brazil	2013/2014	-499(-3,0)	138	-492	This study
RS, Brazil	2014/2015	-627(-3,9)	170	-322	This study
RS, Brazil	2015/2016	-364(-2,1)	-	-	This study
California, USA	2009/2010	-486(-2,5)	339	-167	Knox et al 2016
California, USA	2010/2011	-607(-3,1)	264	-396	Knox et al 2016
California, USA	2011/2012	-261(-1,5)	307	-33	Knox et al 2016
California, USA	2012/2013	-294(-1,2)	227	32	Knox et al 2016
California, USA	2013/2014	-335(-2,0)	455	46	Knox et al 2016
California, USA	2014/2015	-192(-1,2)	478	319	Knox et al 2016
California, USA	2015/2016	8(0,05)	-	-	Knox et al 2016
Laguna, Philippines	2008	-241(-2,4) ^d	77 ^d	-459	Alberto et al. 2012
Laguna, Philippines	2009	-402(-3,3) ^d	51 ^d	-576	Alberto et al. 2012
Laguna, Philippines	2010	-293(-2,2) ^w	68 ^w	-	Alberto et al. 2012
Laguna, Philippines	2010	-311(-3,0) ^d	123 ^d	-	Alberto et al. 2012
Odisha, India	2010	-449(-3,9) ^w	-	-	Bhattacharyya et al. 2013
Odisha, India	2012	-355(-3,3) ^w	-	-	Bhattacharyya et al. 2014
Odisha, India	2012/2013	-341(-2,7) ^d	239 ²	-457 ¹	Bhattacharyya et al. 2014
Odisha, India	2014	-383(-2,7) ^d	-98	-	Swain et al. 2016
Odisha, India	2014/2015	-251(-1,7) ^w	-14	-747	Swain et al. 2016
Ibaraki, Japan	2002	-400(-2,8)	-	-	Saito et al. 2005
Ibaraki, Japan	2003	-354(-2,5)	162 ²	-192	Miyata et al 2005
Okayama, Japan	2003	-438(-2,6)	154 ²	-284	Miyata et al 2005

Fonte: Autor

^d estação seca; ^w estação umida; ¹de julho 2012 até junho de 2013, ² obtido a partir da diferença entre o anual e a(s) safra(s)

Na literatura encontramos condições bem similares, na qualidade de que os sistemas de cultivo de arroz em diferentes pontos do globo funcionam em sua maioria como absorvedores de CO₂ durante a safra (variando os valores médios nas safras entre 0.05 até -3.9 g C m⁻² dia⁻¹ com média de -2.4 g C m⁻² dia⁻¹) e emissores de CO₂ durante o pousio conforme citados na tabela 5.

Para áreas que apresentam um cultivo anual de arroz, Saito et al., (2005) afirma que 70% do ano o ecossistema funciona como emissor de CO₂. Em nosso estudo foi encontrado o ecossistema funcionando como emissor de CO₂ em 66% do período. Todavia apesar de ser um emissor na maior parte do tempo, o ecossistema comporta-se como absorvedor nos quatro dos cinco anos aqui analisados. Esta variabilidade interanual apresentou valores extremos no ano de 2012 com emissão de 94 g C m⁻² e no ano de 2014 como absorvedor de -492 g C m⁻². Essa diferença entre os acumulados anuais é também enfatizada no estudo de Knox et al., (2016) que apresenta variações no acumulado anual de 319 até -396 g C m⁻² na Califórnia nos Estados Unidos da América para o período de 2010 até 2015. Dos estudos citados na tabela 5 é possível observar uma maior variabilidade interanual do acumulado de CO₂ nos sítios que apresentam apenas uma safra por ano (este estudo, KNOX et al., 2016, MIYATA et al., 2005). Enquanto que nas outras regiões, principalmente na Índia (SWAIN et al., 2015, BHATTACHARYYA et al., 2014) e na Filipinas (ALBERTO et al., 2012) onde é possível a implementação de 2 safras anuais, os cumulados de CO₂ não apresentam uma variabilidade tão expressiva, comportando-se todos como absorvedores de CO₂.

Os períodos de pousio nos anos de 2011 e 2012 apresentam os maiores acumulados, com 393 g C m⁻² e 401 g C m⁻² respectivamente, enquanto que os demais anos encontram-se entre 138 g C m⁻² e 236 g C m⁻² como ilustra a tabela 5, ocorrendo uma redução de 65% na emissão de CO₂ entre os anos de valores extremos (2012 e 2014). Esta diferença implica consideravelmente sobre os acumulados anuais, contribuindo para que os anos de 2011 e 2012 apresentem as menores absorções (emissões, no caso de 2012) de CO₂. Quando comparados estes valores acumulados durante o pousio com os valores relatados na literatura (tabela 5) é possível identificar dois cenários como identificados anteriormente para o período anual: as áreas em que são cultivados apenas uma cultura ao ano, apresentam valores bem elevados de NEE entre 170 até 478 g C m⁻²; as áreas em que ocorrem dois cultivos anuais (Ásia), apresentam valores mais modestos (entre -98 até 239 g C m⁻²), inclusive com valores negativos (absorção), como no caso apresentado por Swain et al., (2016).

A safra de 2014/2015 apresentou o menor valor acumulado de NEE, com -627 g C m⁻², enquanto que as demais entre -342 e -499 g C m⁻², uma redução de absorção de CO₂ de 45%

entre a safra 2014/2015 e 2011/2012. Estes valores acumulados de NEE são similares ao observados nos demais estudos da tabela 5 que variaram entre, 8 até -607 g C m^{-2} , sendo justamente os valores extremos do estudo de Knox et al., (2016). Para as regiões da Ásia os valores de NEE nas safras variam entre -241 até -449 g C m^{-2} .

3.6 Produção primária bruta e respiração do ecossistema

As componentes RE e GPP do NEE podem fornecer mais detalhes sobre variabilidades entre as safras. Estas componentes são bem caracterizadas nos períodos de safra e pousio (figura 3(c) e 3(d)). No período de pousio é possível observar os menores valores de RE e GPP com taxas médias de $2,1 \text{ g C m}^{-2}\text{dia}^{-1}$ e $0,8 \text{ g C m}^{-2}\text{dia}^{-1}$ respectivamente. Estes valores provavelmente estão associados à diminuição drástica de vegetação, menor disponibilidade de energia para o processo de GPP e temperaturas mais baixas que refletem diretamente sobre a RE. Após a colheita ocorre uma brusca queda no GPP, entretanto, posteriormente, ocorrem aumentos do valor de GPP, devido à presença de uma vegetação que se desenvolveu espontaneamente. Estes sinais são bem visíveis nos pousios dos anos de 2011, 2012 e 2014. Ao observarmos o RE, não é possível identificar esta queda tão pronunciada nos valores para período do pousio, denotando a importância da respiração heterotrófica do solo (componente não particionada neste estudo), que mantém a RE expressiva no período de pousio. (RAICH; SCHLESINGER, 1992; JANSSENS et al., 2001; LOU, Y. AND ZHOU, 2006) apontam que a respiração do solo representa de 60-80% da RE. No período de pousio o GPP acumula valores de 124 até 225 g C m^{-2} (variação de 81%) enquanto que para RE estes valores foram de 341 até 585 g C m^{-2} (variação de 71%) conforme tabela 6.

No período da safra, o GPP torna-se maior que RE a partir de aproximadamente 30 DAS em média. Os picos de GPP para cada safra variaram entre 13 até $20 \text{ g C m}^{-2}\text{d}^{-1}$ similares aos reportados por Wang et al., (2017) com picos entre 13 e $18 \text{ g C m}^{-2}\text{dia}^{-1}$. Em média o GPP foi de $6,7 \text{ g C m}^{-2}\text{d}^{-1}$ enquanto que o RE foi de $3,9 \text{ g C m}^{-2}\text{d}^{-1}$, valores bem superiores ao período de pousio. Apesar dos períodos de safra serem menores do que os períodos de pousio, os valores acumulados da GPP são superiores, variando entre 836 e 1251 g C m^{-2} (variação de 49%), chegando a um aumento superior a seis vezes a GPP do pousio para a safra. Estes valores são devidos primeiramente a presença do arroz e da maior disponibilidade de radiação fotossinteticamente ativa. Em contrapartida as diferenças da RE entre a safra e o pousio não são tão pronunciadas (incremento de 50%). Os maiores valores acumulados de RE na safra

(472 e 811 g C m⁻² (variação de 71%)) ocorrem em função das maiores temperaturas e a presença da vegetação.

Tabela 6 – Produção primária bruta (GPP) e respiração do ecossistema (RE) em gC m⁻² para os períodos de safra (gs) e pousio (fs).

Período	GPP gs	RE gs	GPP fs	RE fs
2010/2011	1031	633	192	585
2011/2012	1153	811	124	525
2012/2013	1056	596	177	413
2013/2014	1141	642	203	341
2014/2015	1251	624	225	395
2015/2016	836	472	-	-
Média	1078±141	630±108	184±38	452±100

Fonte: Autor

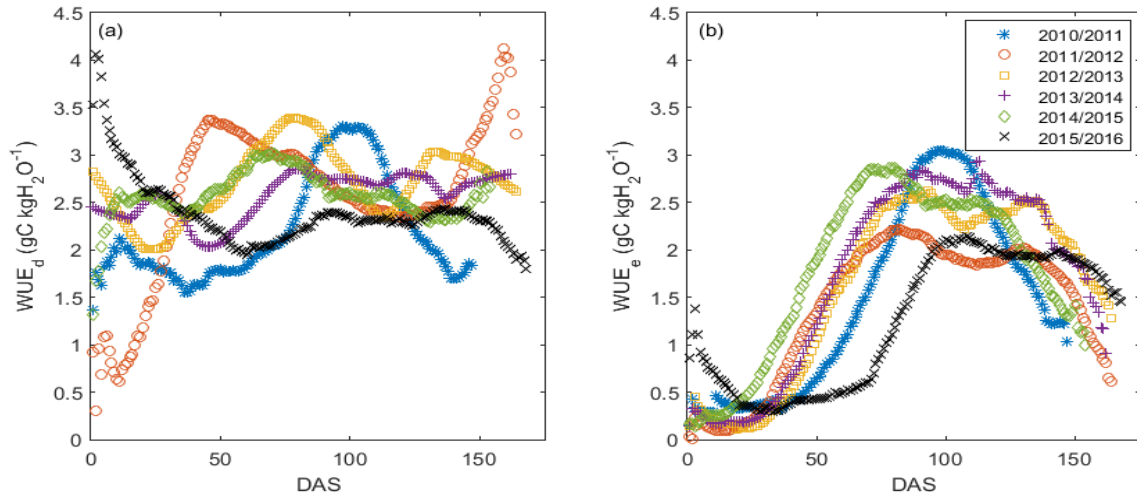
Em um trabalho realizado por Bhattacharayya et al., (2013) que analisou a partição do NEE em suas componentes para regiões de cultivo de arroz na Ásia, apresentado um domínio significativo do GPP, com valores acumulados variando de 601 a 778 g C m⁻² para o período do arroz, sendo os maiores valores encontrados nas safras de verão (Boreal). Do mesmo modo, a RE também apresentou maiores valores no cultivo de verão, sendo que as variações entre as safras foram de 311 até 521 g C m⁻². Analisando o integrado anual para sistemas de dois cultivos ao ano em Bangladesh, estes autores apresentaram valores de 1574 g C m⁻² para o GPP e 1047 g C m⁻² para o RE. No nosso estudo estes valores foram similares, com 1052 até 1528 g C m⁻² para GPP e de 922 até 1409 g C m⁻² para RE. A diferença entre estes dois estudos está no período de safra, onde as nossas componentes apresentam valores superiores, entretanto ocorrem apenas uma vez ao ano. Nos EUA Knox et al., (2016) apresentou valores acumulados de GPP nas safras variando de 1014 a 1535 g C m⁻² e no pousio entre 67 até 195 g C m⁻², acumulando no ano 1436 g C m⁻². Estes valores são muito próximos ao encontrados no nosso estudo e na Ásia. A principal diferença entre os resultados apresentados por Knox et al., (2016) está nos valores de RE, que na safra obteve valores entre 782 até 1152 g C m⁻² em quanto que no pousio estes valores são de 296 a 600 g C m⁻² totalizando anualmente 1414 g C m⁻² em média, valores superiores aos demais trabalhos.

Das componentes do NEE, é conhecido o papel fundamental que o GPP tem para tornar um sistema absorvedor de CO₂ (BEER et al., 2010). Neste estudo o GPP mostra uma grande variabilidade entre a safra e pousio, mas com pouca variabilidade interanual. O RE não apresenta uma variabilidade entre a safra e pousio como visto no GPP, entretanto é a componente que apresenta uma maior variabilidade entre os anos, fazendo com que o sistema tenha uma dinâmica nos acumulados anuais de CO₂ interanual. Proporcionalmente, o período do pousio apresentou uma maior variabilidade, tanto para o GPP, quanto para o RE.

3.7 Uso eficiente da água

Para áreas de cultura de arroz ser irrigada, o WUE_e pode mascarar a real eficiência da água pelo arroz, tornando a análise do WUE_d uma ferramenta importante (WANG et al., 2017). Neste estudo a variabilidade do WUE_d é apresentada na figura 5(a), com o valor médio de $2,5 \text{ g C kg}^{-1} \text{ H}_2\text{O}$. O WUE_d apresenta uma variabilidade entre as safras, não sendo possível definir um perfil característico de desenvolvimento. Os valores de WUE_d apresentam uma variação entre $1,5$ a $3,5 \text{ g C kg}^{-1} \text{ H}_2\text{O}$ próximo ao máximo desenvolvimento da cultura, desconsiderando os valores de WUE_d no período inicial e final das safras, devido a incerteza da técnica associada aos pequenos valores de T e GPP gerarem instabilidade numérica. Característica similar obtida em Wang 2017, que encontra um perfil análogo a safra 2010/2011 usando o modelo Shuttleworth-Wallace (SHUTTLEWORTH e WALLACE, 1985) para particionar a ET.

Figura 5 – Evolução temporal após a semeadura do uso eficiente da água para o dossel do arroz em (a) e uso eficiente da água pelo ecossistema em (b) para as diferentes safras, valores suavizados em média móvel de 10 dias.



Fonte: Autor

A figura 5(b) demonstra o perfil do WUE_e durante a safra com valor médio de $1.5 \text{ g C kg}^{-1} \text{ H}_2\text{O}$, muito similar os obtidos em outros estudos (ALBERTO et al., 2009, 2011; HOSSEN et al., 2012; SHIMONO et al., 2013; WANG et al., 2017). Estes valores são característicos de cultivares agrícolas em torno do globo como indica Tang et al., (2014). No início de todas as safras os valores são inferiores a $0,5 \text{ g C kg}^{-1} \text{ H}_2\text{O}$ na maioria dos anos, aumentando o seu valor, que atinge o valor médio entre 40 e 80 DAS, sendo a safra 2015/2016 com o maior retardo no seu desenvolvimento. Os valores máximos são atingidos,

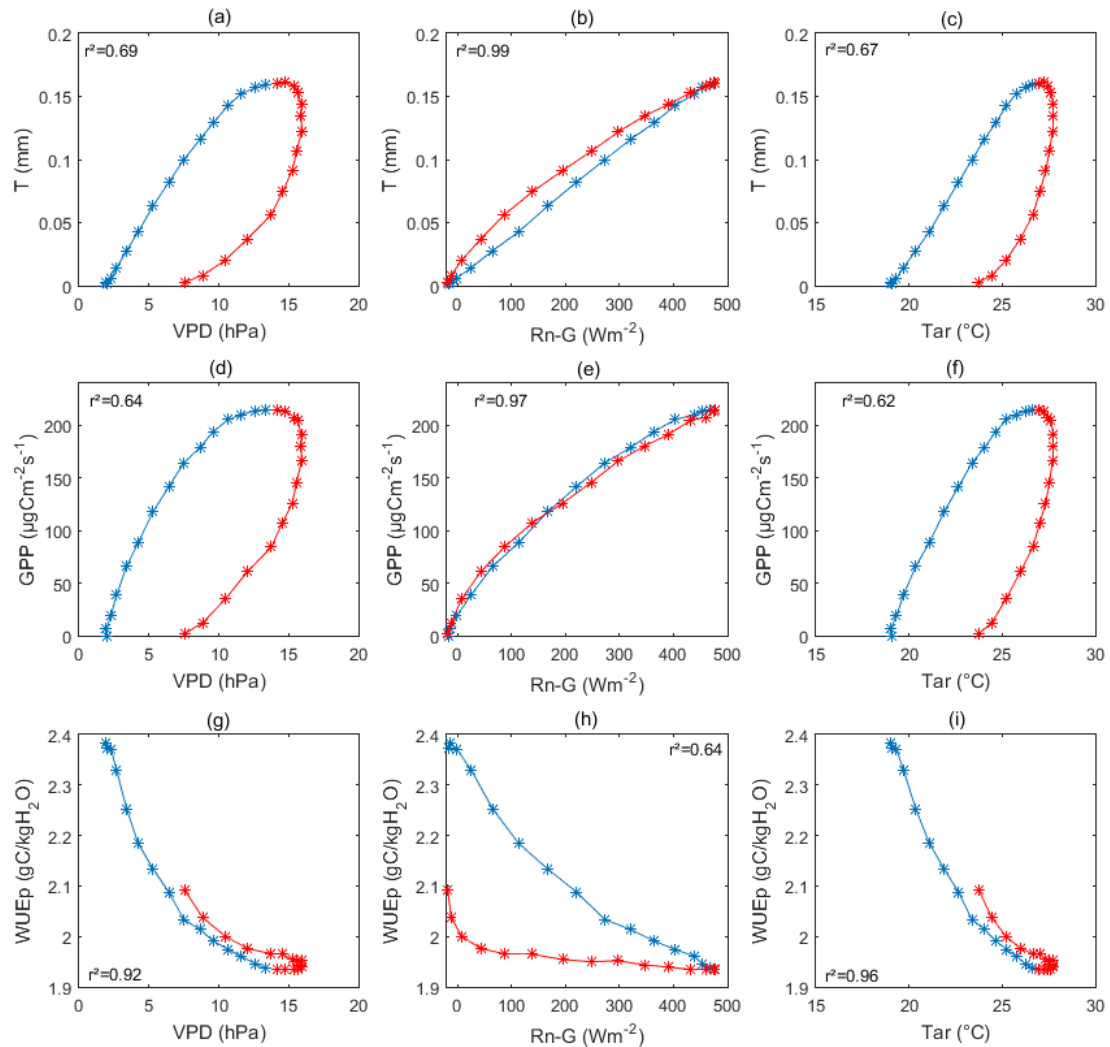
em média, próximos aos 90 DAS com os valores entre 2,1e 3 g C kg⁻¹ H₂O., decaindo significativamente até a colheita. No pousio o valor não sofre muita alteração, com valor médio em torno de 0,6 g C kg⁻¹ H₂O muito inferior a de outros usos da terra como indica Tang et al., (2014).

Devido os pequenos valores de T perante aos valores de E nas primeiras semanas das safras fazendo com que os valores de WUE_d e WUE_e apresentem uma grande diferença. Entretanto com o desenvolver da cultura, A transpiração é a componente que controla os processos da ET, fazendo com que os perfis de WUE_d sejam próximos ao do WUE_e.

3.8 Relação entre condições meteorológicas e as componentes dos fluxos superficiais

O gradiente de concentração de H₂O na interfase estômato-atmosfera é um dos responsáveis pela transpiração, este gradiente pode ser representado pelo VPD, denotando uma transpiração potencial. No entanto, é necessário energia (Rn-G) para manutenção deste gradiente. Essa composição de influencias do Rn-G e VPD acabam gerando as relações mostradas na Figura 6 (a), 6(b) e 6(c). Basicamente, a energia disponível determina o processo de T (r²=0,99) no ciclo diário médio. Em relação a VPD e a Tar, menores r² são encontrados, caracterizando uma histerese em suas relações com a T no ciclo diário, o que indica a existência de uma defasagem temporal entre as condições ambientais (Tar e VPD) com a T (Zhang et. al 2014a e 2014b, Pita et al. 2013 e Mallick et al, 2016). Para períodos da manhã, a VPD é menor, o que limita a Transpiração, vista pelos menores valores de T na Figura 6 (b). Durante a tarde, temos a mesma energia disponível, mas como a VPD é maior, os valores de T em relação a Rn-G são maiores, gerando assim o loop de histerese em Rn-G.

Figura 6 – Ciclo médio diário (0,5 hora) da relação das condições meteorológicas déficit de vapor de pressão, energia disponível para os processos turbulentos (Rn-G) e Temperatura do ar com a transpiração (a, b, c), produção primária bruta (d, e, f) e o uso potencial da água (g, h, i). Valores em azul representa o período matutino e o vermelho o vespertino.



Fonte: Autor

O GPP, do mesmo modo que a T, está bem determinada pelo saldo de energia, com r^2 de 0,97. A resposta da GPP ao saldo de energia, caracteriza-se por uma resposta hiperbólica, utilizada em diversos modelos para partição do NEE, relacionando o GPP com a radiação fotossinteticamente ativa (REICHSTEIN et al., 2012), que é correlacionada com o saldo de energia. A relação do GPP ao VPD e a T_{ar} tem uma característica de histerese. De mesmo modo que a T, a histerese de GPP com a VPD e T_{ar} tem sentido horário. Relações similares de histerese foram obtidas em outros estudos sobre diferentes ecossistemas (PITA et al., 2013; MALLICK et al., 2016).

A relação do WUEp com as condições atmosféricas de VPD e a T_{ar} , mostram uma boa relação, r^2 de 0.92 e 0.96 respectivamente, visto que quanto maior o VPD e o T_{ar} , maior é o

gradiente de H_2O entre a câmara estomática e a atmosfera, reduzindo a WUE_p . Esta resposta apresenta um padrão de redução exponencial da WUE_p com a VPD e T_{ar} . Tal relação já fora observada por outros trabalhos como em Mahrt e Vickers, (2002) e Sulman et al., (2016) para biomas de florestas. A WUE_p , responde ao $Rn-G$ com uma histerese no sentido horário. O valor de WUE_p diminui conforme a energia disponível aumenta no período da manhã. À tarde, com a redução do saldo de energia, o WUE_p mantém um valor constante próximo ao seu mínimo.

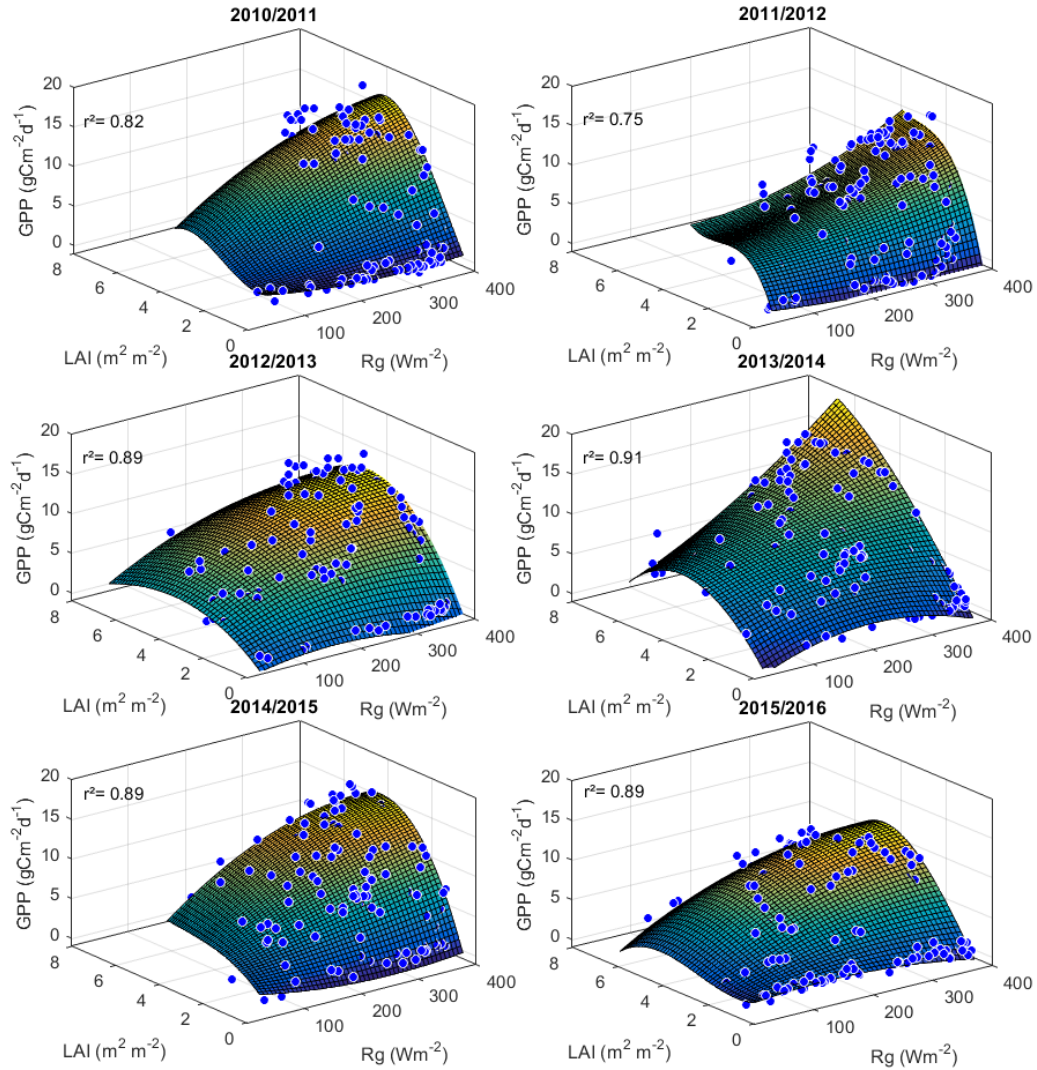
Não foi encontrada uma relação entre as componentes dos fluxos e as variáveis atmosféricas e biofísicas na escala interanual (dados não mostrados). Entretanto, nota-se uma forte relação entre as condições meteorológicas, biofísicas e os fluxos quando relacionadas as médias diárias. A evapotranspiração mostrou-se bem determinada pela radiação de onda curta incidente no período de safra com valores de r^2 em torno de 0.9, a exceção é a safra 2010/2011 que apresenta um r^2 de 0,2, o qual esta associada à entrada tardia da lâmina de água. A partição da ET em suas componentes T e E se relacionam de maneira exponencial com o parâmetro biofísico LAI, como observado na figura 4. Todavia, para o NEE a situação é mais complexa, sendo necessária a análise individual de cada componente para melhor compreensão. O R_g e o IAF explicam 86% da variabilidade do GPP em média durante as safras (figura 7). As superfícies da figura 7 indicam que o aumento do GPP está associado ao aumento do R_g e esta relação se dá de forma hiperbólica na maioria das safras. Entretanto sua intensidade esta relacionada ao IAF de tal forma que quanto maior for o IAF mais intensa é a resposta do GPP ao R_g . Esta resposta chega ao máximo com o IAF entre 4 e 5 $m^2 m^{-2}$. Para valores de LAI superiores o padrão de resposta do GPP ao R_g permanece constante.

A RE responde de forma linear a T_{ar} (Figura 8), sendo a intensidade dessa resposta relacionada ao IAF. O máximo desta resposta ocorre com o IAF em torno de 3 e 4 $m^2 m^{-2}$ decaindo para valores superiores e inferiores de IAF. A exceção a esta resposta ocorreu na safra 2010/2011 na qual a RE manteve um padrão de intensificação da resposta ao T_{ar} como aumento da LAI.

Durante os pousios a variabilidade em média diária da ET está associada ao R_g , com r^2 médio de $0,64 \pm 0,15$. Das componentes do NEE, a RE mostrou-se relacionada com a T_{ar} , mas com baixos valores de r^2 , da ordem de $0,2 \pm 0,08$ durante o pousio. Esses valores de r^2 podem estar atrelados a condição de que no período de pousio a respiração do solo pode ser a componente dominante da RE, que conforme Ono et al., (2015), que estudaram o pousio de áreas de cultivo de arroz e mostram que a respiração heterotrófica esta bem relacionada com a temperatura do solo e também com o conteúdo de umidade no solo, que neste estudo não

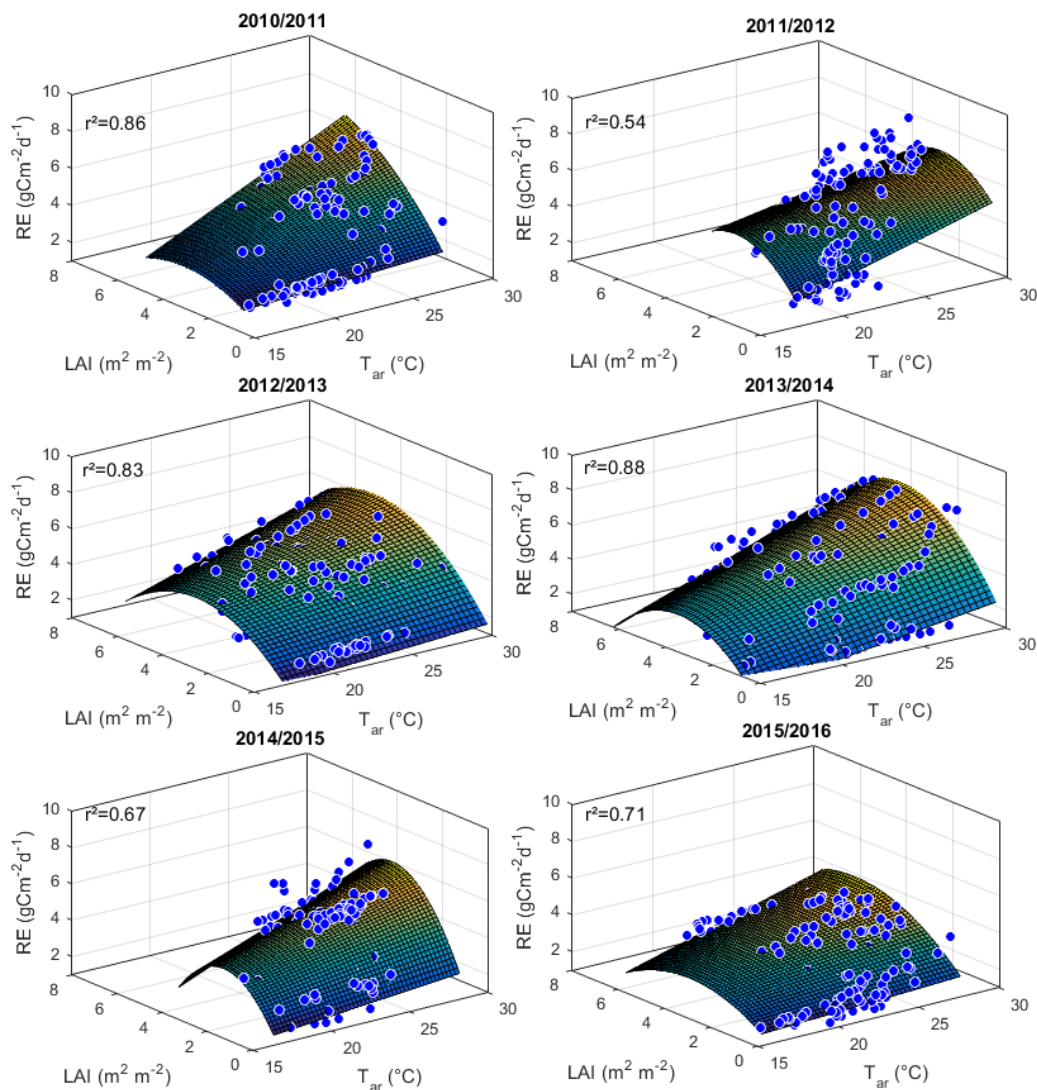
foram monitoradas. Para as componentes GPP, T e E não foi possível encontrar uma relação expressiva com as condições meteorológicas e a LAI.

Figura 7 – Relação da produção primária bruta com o índice de área foliar e a radiação global em médias diárias para as diferentes safras.



Fonte: Autor

Figura 8 – Relação da respiração do ecossistema com o índice de área foliar e a temperatura do ar em médias diárias para as diferentes safras.



Fonte: Autor

4 CONCLUSÃO

Observações de fluxos de massa e energia durante cinco anos sobre o cultivo de arroz irrigado foram analisados e discutidos. As questões levantadas na introdução são aqui respondidas.

O fluxo de energia na forma de calor latente domina as trocas de energia entre a superfície e a atmosfera, tanto nas safras como nos pousios. Durante a safra esta característica é mais acentuada, sendo o valor de fluxo de calor sensível reduzido drasticamente em função da presença da lâmina de água e da cultura agrícola.

A baixa variabilidade interanual das condições atmosféricas não foi capaz de explicar na totalidade a variabilidade interanual da ET. Portanto os resultados indicam que as condições biofísicas dos cultivares podem representar a maior influência sobre esta variabilidade interanual. A variabilidade sazonal da ET foi relacionada principalmente com a variabilidade da radiação solar.

Na escala anual a evaporação do solo é a componente dominante da evapotranspiração. No período do pousio, este padrão é intensificado, já durante as safras a componente de transpiração ganha uma maior representatividade conforme o aumento do índice de área foliar.

Durante período de estudo o ecossistema funcionou como um absorvedor de carbono via CO_2 ($\sim 1 \text{ kg C m}^{-2}$). A variabilidade interanual do fluxo de dióxido de carbono é marcante, podendo em alguns anos absorver quase $0,5 \text{ kg C m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, e em outros emitir aproximadamente $0,1 \text{ kg C m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$.

A variabilidade interanual da respiração do ecossistema comandou a variabilidade interanual das trocas de CO_2 . Esta variabilidade foi maior no período de pousio, não sendo encontrada uma relação com condições atmosféricas na escala anual. A variabilidade sazonal da respiração do ecossistema, em especial durante o período da safra, esta atrelada a variabilidade do índice de área foliar e a da temperatura do ar. Em quanto que o GPP não apresenta uma grande variabilidade interanual, entretanto, a sua variabilidade sazonal esta diretamente relacionada com o índice de área foliar e a radiação solar incidente.

Durante as safras, a eficiência do uso da água é coerente com o esperado para cultivares agrícolas. Embora a taxa de evapotranspiração seja alta, ela é compensada pela elevada taxa de assimilação de CO_2 . No período de pousio a eficiência de uso da água é muito baixa. Desta forma o sistema de cultivo de arroz irrigado na escala anual é ineficiente no uso da água para assimilação de CO_2 .

Identificar os motivos pelos quais ocorrem as diferenças anuais no balanço de carbono é um ponto que deve ser estudo com mais ênfase, em especial na componente de respiração no período de pousio. Assim, será possível, apontar quais práticas e manejos do solo reduzem estas emissões, visto que a maioria dos cenários de clima futuro mostram um aumento da temperatura do ar que pode levar a um aumento da respiração do ecossistema.

Referencias bibliográficas

- ALBERTO, M. C. R. et al. CO₂/heat fluxes in rice fields: Comparative assessment of flooded and non-flooded fields in the Philippines. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, n. 10, p. 1737–1750, 2009.
- ALBERTO, M. C. R. et al. Comparisons of energy balance and evapotranspiration between flooded and aerobic rice fields in the Philippines. **Agricultural Water Management**, v. 98, n. 9, p. 1417–1430, 2011.
- ALBERTO, M. C. R. et al. Influence of climate variability on seasonal and interannual variations of ecosystem CO₂ exchange in flooded and non-flooded rice fields in the Philippines. **Field Crops Research**, v. 134, p. 80–94, 2012.
- ALBERTO, M. C. R. et al. Carbon uptake and water productivity for dry-seeded rice and hybrid maize grown with overhead sprinkler irrigation. **Field Crops Research**, v. 146, p. 51–65, 2013.
- ALBERTO, M. C. R. et al. Measuring methane flux from irrigated rice fields by eddy covariance method using open-path gas analyzer. **Field Crops Research**, v. 160, p. 12–21, 2014a.
- ALBERTO, M. C. R. et al. Actual evapotranspiration and dual crop coefficients for dry-seeded rice and hybrid maize grown with overhead sprinkler irrigation. **Agricultural Water Management**, v. 136, p. 1–12, 2014b.
- ALLEN, R. G. et al. Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56. **Irrigation and Drainage**, p. 1–15, 1998.
- AUBINET, M. et al. (ed.). **Eddy Covariance**. Dordrecht: Springer Netherlands, 2012.
- AUBINET, M. et al. Nighttime Flux Correction. In: **Eddy Covariance**. Dordrecht: Springer Netherlands, 2012. p. 133–157.
- BALDOCCHI, D. et al. The impact of expanding flooded land area on the annual evaporation of rice. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 223, p. 181–193, 2016.
- BEER, C. et al. Terrestrial Gross Carbon Dioxide Uptake: Global Distribution and Covariation with Climate. **Science**, v. 329, n. 5993, p. 834–838, 2010.
- BÉZIAT, P. et al. Carbon balance of a three crop succession over two cropland sites in South West France. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, n. 10, p. 1628–1645, 2009.
- BHATTACHARYYA, P. et al. Net ecosystem CO₂ exchange and carbon cycling in tropical lowland flooded rice ecosystem. **Nutrient Cycling in Agroecosystems**, v. 95, n. 1, p. 133–144, 2013.
- BHATTACHARYYA, P. et al. Tropical low land rice ecosystem is a net carbon sink. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, v. 189, p. 127–135, 2014.
- BOUMAN, B. A. M. et al. Yield and water use of irrigated tropical aerobic rice systems.

Agricultural Water Management, v. 74, n. 2, p. 87–105, 2005.

CAMPBELL, C. S. et al. Diel and seasonal variation in CO₂ flux of irrigated rice. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 108, n. 1, p. 15–27, 2001.

FOKEN, T. et al. Corrections and Data Quality Control. In: **Eddy Covariance**. Dordrecht: Springer Netherlands, p. 85–131, 2012.

GASH, J. H. C.; CULF, A. D. Applying a linear detrend to eddy correlation data in realtime. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 79, n. 3, p. 301–306, 1996.

GOUFO, P. et al. Rice (*Oryza sativa* L.) phenolic compounds under elevated carbon dioxide (CO₂) concentration. **Environmental and Experimental Botany**, v. 99, n. 1, p. 28–37, 2014.

GRIMM, A. M. et al. Precipitation Anomalies in Southern Brazil Associated with El Niño and La Niña Events. **Journal of Climate**, v. 11, n. 11, p. 2863–2880, 1998.

HATALA, J. A. et al. Greenhouse gas (CO₂, CH₄, H₂O) fluxes from drained and flooded agricultural peatlands in the Sacramento-San Joaquin Delta. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, v. 150, p. 1–18, 2012.

HOSSEN, M. S. et al. Surface energy partitioning and evapotranspiration over a double-cropping paddy field in Bangladesh. **Hydrological Processes**, v. 26, n. 9, p. 1311–1320, 2012.

HU, Z. et al. Partitioning of evapotranspiration and its controls in four grassland ecosystems: Application of a two-source model. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, n. 9, p. 1410–1420, 2009.

IKAWA, H. et al. Evapotranspiration in a rice paddy field over 13 crop years. **Journal of Agricultural Meteorology**, v. 73, n. 3, p. 109–118, 2017.

JANSSENS, I. A. et al. Productivity overshadows temperature in determining soil and ecosystem respiration across European forests. **Global Change Biology**, v. 7, n. 3, p. 269–278, 2001.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Relations of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation. **International Journal of Climatology**, v. 27, n. 4, p. 531–540, 2007.

KNOX, S. H. et al. Biophysical controls on interannual variability in ecosystem-scale CO₂ and CH₄ exchange in a California rice paddy. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 121, n. 3, p. 978–1001, 2016.

LEUNING, R. et al. Reflections on the surface energy imbalance problem. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 156, p. 65–74, 2012.

LINQUIST, B. et al. Water balances and evapotranspiration in water- and dry-seeded rice systems. **Irrigation Science**, v. 33, n. 5, p. 375–385, 2015.

LLOYD, J.; TAYLOR, J. A. On the Temperature Dependence of Soil Respiration. **Functional Ecology**, v. 8, n. 3, p. 315, 1994.

- LOU, Y. AND ZHOU, X. **Soil Respiration and the environment. Elsevier, 316 pp.** [s.l: s.n.]
- MAHRT, L.; VICKERS, D. Relationship of area-averaged carbon dioxide and water vapour fluxes to atmospheric variables. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 112, n. 3–4, p. 195–202, 2002.
- MALLICK, K. et al. Canopy-scale biophysical controls of transpiration and evaporation in the Amazon Basin. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 20, n. 10, p. 4237–4264, 2016.
- MARUYAMA, A.; KUWAGATA, T. Coupling land surface and crop growth models to estimate the effects of changes in the growing season on energy balance and water use of rice paddies. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 150, n. 7–8, p. 919–930, 2010.
- MASSERONI, D. et al. Surface energy flux measurements in a flooded and an aerobic rice field using a single eddy-covariance system. **Paddy and Water Environment**, v. 13, n. 4, p. 405–424, 2015.
- MIYATA, A. et al. Seasonal variation of carbon dioxide and methane fluxes at single cropping paddy fields in central and western Japan. **Phyton**, v. 45, p. 89–97, 2005.
- MONCRIEFF, J. B. et al. A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxide. **Journal of Hydrology**, v. 188–189, p. 589–611, 1997.
- MYNENI, R. B. et al. MODIS Leaf Area Index (LAI) And Fraction Of Photosynthetically Active Radiation Absorbed By Vegetation (FPAR) Product. **Modis Atbd**, v. Version 4., n. 4.0, p. 130, 1999.
- NISHIMURA, S. et al. Effect of land use change from paddy rice cultivation to upland crop cultivation on soil carbon budget of a cropland in Japan. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, v. 125, n. 1–4, p. 9–20, 2008.
- ONCLEY, S. P. et al. The Energy Balance Experiment EBEX-2000. Part I: overview and energy balance. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 123, n. 1, p. 1–28, 21 mar. 2007.
- ONO, K. et al. Environmental controls on fallow carbon dioxide flux in a single-crop rice paddy, Japan. **Land Degradation and Development**, v. 26, n. 4, p. 331–339, 2015.
- PITA, G. et al. Carbon and water vapor fluxes over four forests in two contrasting climatic zones. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 180, p. 211–224, 2013.
- RAICH, J. W.; SCHLESINGER, W. H. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. **Tellus B**, v. 44, n. 2, p. 81–99, 1992.
- REBA, M. L.; COUNCE, P. A. Seasonal Variation in Measured H₂O and CO₂ Flux of Irrigated Rice in the Mid-South. **Transactions of the ASABE**, v. 59, n. 1, p. 199–206, 2016.
- REICHSTEIN, M. et al. On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. **Global Change Biology**, v. 11, n. 9, p. 1424–1439, 2005.

REICHSTEIN, M. et al. Partitioning of Net Fluxes. In: **Eddy Covariance**. Dordrecht: Springer Netherlands, 2012. p. 263–289.

REICHSTEIN, M. et al. Linking plant and ecosystem functional biogeography. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 111, n. 38, p. 13697–13702, 2014.

RUDORFF, B. F. T.; SHIMABUKURO, Y. E.; CEBALLOS, J. C. O sensor MODIS e suas aplicações no Brasil. In: **Remote sensing of forest environments**. 2007.

SAITO, M. et al. Seasonal variation of carbon dioxide exchange in rice paddy field in Japan. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 135, n. 1–4, p. 93–109, 2005.

SHEEHY, J. E. et al. **Redesigning Rice Photosynthesis to Increase Yield**. [s.l: s.n.]v. 7

SHIMONO, H. et al. Lower responsiveness of canopy evapotranspiration rate than of leaf stomatal conductance to open-air CO₂ elevation in rice. **Global Change Biology**, v. 19, n. 8, p. 2444–2453, 2013.

SHUTTLEWORTH, W. J.; WALLACE, J. S. Evaporation from sparse crops-an energy combination theory. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 111, n. 469, p. 839–855, 1985.

SIMPSON, H. J. et al. Stable isotope ratios in irrigation water can estimate rice crop evaporation. **Geophysical Research Letters**, v. 19, n. 4, p. 377–380, 1992..

SINCLAIR, T. R. et al. Water-Use Efficiency in Crop Production. **Source: BioScience**, v. 34, n. 1, p. 36–40, 1984.

STOY, P. C. et al. A data-driven analysis of energy balance closure across FLUXNET research sites: The role of landscape scale heterogeneity. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 171–172, p. 137–152, 2013.

SULMAN, B. N. et al. Comparing methods for partitioning a decade of carbon dioxide and water vapor fluxes in a temperate forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 226–227, p. 229–245, 2016.

SWAIN, C. K. et al. Net ecosystem methane and carbon dioxide exchange in relation to heat and carbon balance in lowland tropical rice. **Ecological Engineering**, v. 95, p. 364–374, 2016.

TANG, X. et al. How is water-use efficiency of terrestrial ecosystems distributed and changing on Earth? **Scientific Reports**, v. 4, p. 7483, 2014.

TIMM, A. U. . et al. Energy partitioning and evapotranspiration over a rice paddy in Southern Brazil. **Journal of Hydrometeorology**, v. 15, n. 5, p. 1975–1988, 2014.

TSAI, J. L. et al. Surface energy components and land characteristics of a rice paddy. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 46, n. 11, p. 1879–1900, 2007.

TUONG, P. et al. More Rice, Less Water—Integrated Approaches for Increasing Water

Productivity in Irrigated Rice-Based Systems in Asia. **Plant Production Science**, v. 8, n. 3, p. 231–241, 2005.

VICKERS, D.; MAHRT, L. Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 14, n. 3, p. 512–526, 1997.

VU, S. H. et al. Application of FAO-56 for evaluating evapotranspiration in simulation of pollutant runoff from paddy rice field in Japan. **Agricultural Water Management**, v. 76, n. 3, p. 195–210, 2005.

WALDO, S. et al. Assessing carbon dynamics at high and low rainfall agricultural sites in the inland Pacific Northwest US using the eddy covariance method. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 218–219, p. 25–36, 2016.

WANG, Y. et al. Water use efficiency of a rice paddy field in Liaohe Delta, Northeast China. **Agricultural Water Management**, v. 187, p. 222–231, 2017.

WEBB, E. K. et al. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 106, n. 447, p. 85–100, 1980.

WEI, Z. et al. Partitioning of evapotranspiration using high-frequency water vapor isotopic measurement over a rice paddy field. **Water Resources Research**, v. 51, n. 5, p. 3716–3729, 2015.

WILCZAK, J. M. et al. Sonic anemometer tilt correction algorithms. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 99, n. 1, p. 127–150, 2001.

ZHAO, X. et al. Effects of the conversion of marshland to cropland on water and energy exchanges in northeastern China. **Journal of Hydrology**, v. 355, n. 1–4, p. 181–191, 2008.

ZHOU, S. et al. The effect of vapor pressure deficit on water use efficiency at the subdaily time scale. **Geophysical Research**, p. 5005–5013, 2014.

5 DISCUSSÃO

Os dois artigos apresentados no Capítulo 4, um sobre uma área remanescente da floresta de Araucária a qual compõe o bioma Mata Atlântica e outro sobre uma área em que é empregado o cultivo de arroz irrigado por inundação dentro do bioma Pampa, permitiram entender a diversidade de cada ecossistema na interação superfície-atmosfera por meio dos fluxos turbulentos. Entretanto não é possível comparar os estudos em suas variabilidades interanuais por falta de um período mais extenso de dados para o sítio de São João do Triunfo, restando a comparação sazonal entre os ecossistemas. As condições climáticas são similares entre as áreas estudadas, sendo a principal distinção a cobertura do solo. A floresta de Araucária apresenta estabilidade em seus parâmetros biofísicos, com árvores que já atingiram a maturidade, sem apresentar uma grande variação na sua cobertura vegetal. A área de cultivo de arroz irrigado é bem mais dinâmica em relação a cobertura do solo, que durante a safra possui um rápido desenvolvimento da cobertura vegetal, com uma lâmina de água durante todo desenvolvimento da cultura de arroz, da sementeira a colheita, e no restante do período (após a colheita) o solo fica descoberto.

Devido a dinâmica na cobertura do solo nas áreas de arroz irrigado, os fluxos superficiais acompanham esta variabilidade. Para a floresta de Araucária os fluxos estão mais relacionados as condições atmosféricas, apresentando sua variabilidade por meio das condições ambientais.

Em relação ao fluxo de CO_2 ambos os ecossistemas agem como absorvedores de CO_2 no verão. No Inverno a floresta de Araucária se mantém um absorvedor enquanto que a área de arroz um emissor, por ser o período de pousio com ausência de vegetação. Os integrados anuais foram negativos (absorção), a área de arroz irrigado com $-197 \pm 221 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ e a FOM $-671 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ (novembro de 2009 a outubro de 2010). Devido à presença da vegetação ativa durante todo o ano, a floresta de Araucária supera a capacidade de absorver CO_2 via GPP em quase o dobro do que as áreas de arroz, com valores de $2853 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ e $1310 \pm 104 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, respectivamente. De maneira similar para componente de RE, que obteve valores de $2457 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ para a FOM e $1113 \pm 155 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ para o arroz. Comparando as máximas taxas diárias de GPP, que ocorrem no verão em ambos os sítios, a área de arroz irrigado possui valores duas vezes superiores a FOM, com as áreas de arroz apresentando uma maior amplitude na sazonalidade das componentes do fluxo de CO_2 .

A ET acumulada anualmente para a FOM foi de 1020 mm (novembro de 2009 a outubro de 2010), valor este similar aos 1085 ± 69 mm encontrados nas áreas de arroz irrigado.

Todavia a principal diferença esta na WUE dos ecossistemas, pois as áreas de arroz irrigado apresentam o valor médio de $1,05 \text{ g C kg H}_2\text{O}^{-1}$ enquanto que a FOM apresenta $3,0 \text{ g C kg H}_2\text{O}^{-1}$ mostrando-se mais eficaz no uso da água para assimilar carbono.

O LE em ambos os estudos foi o termo dominante dos fluxos de energia. A FOM apresentou uma participação do LE na energia destinada a fluxos turbulentos de 69%, enquanto na área de arroz irrigado este valor chegou em média a 89%. A FOM não apresentou uma sazonalidade nesta partição de energia, enquanto que as áreas de arroz irrigado apresentaram uma sazonalidade significativa da participação do LE nos fluxos turbulentos de energia, com 79% no pousio e 95% durante a safra.

Em ambos os estudos o LE apresentou uma variabilidade sazonal atrelada a sazonalidade da radiação solar. Nos fluxos de CO_2 , o cenário é um pouco distinto, a variabilidade sazonal do GPP na FOM mostrou maior dependência com a sazonalidade da temperatura enquanto que na área de arroz irrigado há uma dependência ao parâmetro biofísico do índice de área foliar juntamente com a variabilidade da radiação solar.

6 CONCLUSÃO

Neste estudo foram caracterizados os fluxos de massa e energia e suas componentes para dois ecossistemas da região sul do Brasil. O ecossistema de floresta ombrófila mista conhecida como floresta de araucária que compõe o bioma Mata Atlântica e uma área de cultivo de arroz irrigado por inundação em zonas baixas no bioma Pampa.

Os ecossistemas mostraram-se absorvedores de dióxido de carbono durante os experimentos, entretanto apresentaram peculiaridades nas suas dinâmicas sazonais. Esta variabilidade é notável sobre a cultura de arroz, sendo um grande emissor no período de pousio e um considerável absorvedor no período da safra. Diferentemente, a floresta de Araucária apresenta apenas uma redução na absorção de carbono no período de inverno, mantendo-se absorvedora de dióxido de carbono. Quanto as componentes do fluxo de dióxido de carbono, a produção primária bruta para a floresta de Araucária apresenta a sua variabilidade sazonal mais sensível a mudanças da temperatura do ar, com o extrato superior apresentando a maior contribuição para esta componente. A produção primária bruta para a cultura de arroz mostrou-se determinada pela relação entre a radiação de onda curta e o índice de área foliar. A componente de respiração do ecossistema para a floresta de Araucária apresentou sua variabilidade sazonal em função da radiação solar externa a floresta. No entanto, a maior contribuição desta componente provem do extrato inferior, o qual carece de observações quanto as condições biofísicas e ambientais, o que limite esta conclusão e incentiva estudos futuros mais detalhados. Para a área de cultivo de arroz irrigado a variabilidade sazonal da respiração do ecossistema durante safra mostrou-se dependente do índice de área foliar e da temperatura do ar.

Em ambos os estudos o fluxo de calor latente foi a maior componente do fluxo de energia. Apesar da similaridade da energia destinada aos processos evaporativos entre os ecossistemas no integrado anual, as áreas de arroz irrigado apresentam uma maior sazonalidade na participação do fluxo de calor latente no balanço de energia devido as diferenças na cobertura do solo entre o pousio e a safra. Na floresta de Araucária há indicativos de que a transpiração foi a componente dominante nos processos evaporativos, visto que o extrato superior representa mais da metade da evapotranspiração do ecossistema. Nas áreas de arroz irrigado, a evaporação do solo foi a componente dominante da evapotranspiração no integrado anual, sendo esta tendência reduzida durante a safra. A sazonalidade da evapotranspiração mostrou-se dependente da radiação solar em ambos os estudos, sendo na área de arroz irrigado a variabilidade da participação da transpiração na

evapotranspiração do ecossistema atrelada ao índice de área foliar. A metodologia aplicada à partição da ET mostrou-se satisfatória quando comparada com resultados da literatura em áreas de arroz irrigado.

A eficiência com que a água é utilizada para absorver carbono foi baixa em áreas de arroz irrigado, caracterizando-se inferiores a outras culturas agrícolas, devido ao grande período que a área permanece em período de pousio. A floresta de Araucária mostrou-se mais eficiente, condizente com ecossistemas de floresta em áreas subtropicais.

Quando analisada a variabilidade interanual dos fluxos superficiais na área de arroz irrigado não foi possível identificar uma relação com as condições meteorológicas, o que sugere que parâmetros biofísicos estejam desempenhando um papel de controlador da variabilidade interanual,

As contribuições mais relevantes deste estudo foram a identificação da participação relativa de cada estrato para os fluxos de massa e energia de uma floresta subtropical no hemisfério sul, e a identificação das características fenológicas e condições ambientais responsáveis pela sazonalidade das componentes dos fluxos superficiais em áreas de arroz irrigado no Sul do Brasil.

Para estudos futuros é recomendável a comparação dos diferentes usos do solo e seu impacto nos fluxos superficiais, visto que a rede SULFLUX dispõe de monitoramento destes fluxos em áreas de pastagem naturais e de arroz irrigado para o bioma Pampa. Outro ponto de interesse é a aplicação da metodologia da partição da ET e a observações individuais das componentes da ET, possibilitando a calibração da WUE do dossel em diferentes ecossistemas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACEVEDO, O. C. et al. Is friction velocity the most appropriate scale for correcting nocturnal carbon dioxide fluxes? **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, n. 1, p. 1–10, jan. 2009.
- ALBERTO, M. C. R. et al. Actual evapotranspiration and dual crop coefficients for dry-seeded rice and hybrid maize grown with overhead sprinkler irrigation. **Agricultural Water Management**, v. 136, p. 1–12, 2014.
- ALLEN, R. G. et al. Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56. **Irrigation and Drainage**, p. 1–15, 1998.
- ANDRADE, B. O. et al. Grassland degradation and restoration: a conceptual framework of stages and thresholds illustrated by southern Brazilian grasslands. **Natureza & Conservação**, v. 13, n. 2, p. 95–104, 2015.
- ANDREAE, M. O. et al. The Amazon Tall Tower Observatory (ATTO): overview of pilot measurements on ecosystem ecology, meteorology, trace gases, and aerosols. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 15, n. 18, p. 10723–10776, 2015.
- ARAÚJO, A. C. Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rainforest: The Manaus LBA site. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 8090, 2002.
- AUBINET, M. et al. Comparing CO₂ Storage and Advection Conditions at Night at Different Carboeuroflux Sites. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 116, n. 1, p. 63–93, jul. 2005.
- AUBINET, M. et al. (ed.). **Eddy Covariance**. Dordrecht: Springer Netherlands, 2012.
- 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. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 11, p. 2415–2434, 2001.
- BALDOCCHI, D. Measuring fluxes of trace gases and energy between ecosystems and the atmosphere - the state and future of the eddy covariance method. **Global Change Biology**, v. 20, n. 12, p. 3600–3609, 2014.
- BALDOCCHI, D. et al. Inter-annual variability of net and gross ecosystem carbon fluxes: A review. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 249, p. 520–533, 2018.
- BALDOCCHI, D. D. “Breathing” of the terrestrial biosphere: lessons learned from a global network of carbon dioxide flux measurement systems. **Australian Journal of Botany**, v. 56, n. 15, p. 1–26, 2008.
- BALDOCCHI, D. D.; RYU, Y. Forest Hydrology and Biogeochemistry. v. 216, n. 2008, 2011.
- BEER, C. et al. Terrestrial Gross Carbon Dioxide Uptake: Global Distribution and Covariation with Climate. **Science**, v. 329, n. 5993, p. 834–838, 13 ago. 2010.

BÉZIAT, P. et al. Carbon balance of a three crop succession over two cropland sites in South West France. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, n. 10, p. 1628–1645, 2009.

BOWEN, I. S. The Ratio of Heat Losses by Conduction and by Evaporation from any Water Surface. **Physical Review**, v. 27, n. 6, p. 779–787, 1 jun. 1926.

BUCKLEY, T. N. The control of stomata by water balance. **New Phytologist**, v. 168, n. 2, p. 275–292, 2005.

BURBA, G.; ANDERSON, D. **A Brief Practical Guide to Eddy Covariance Flux Measurements**. v. 18, 2010.

CAMPBELL, G. S.; NORMAN, J. M. **An Introduction to Environmental Biophysics**. 2. ed. New York: Springer-Verlag, 1998.

CASSOL, H. L. Estimativa de biomassa e estoque de carbono em um fragmento de floresta ombrófila mista com uso de dados ópticos de sensores remotos. **Dissertação de Mestrado**, engenharia florestal, Universidade Federal do Paraná. p. 0–117, 2009.

CHOUDHURY, B. J.; MONTEITH, J. L. Implications of stomatal response to saturation deficit for the heat balance of vegetation. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 36, n. 3, p. 215–225, 1986.

CHU, H. et al. Fluxes all of the time? A primer on the temporal representativeness of FLUXNET. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 122, n. 2, p. 289–307, 2017.

COLLATZ, G. J. et al. Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration: a model that includes a laminar boundary layer. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 54, n. 2–4, p. 107–136, 1991.

CONAB: COMPANHIA NACIONAL DE ABASTECIMENTO. observatório Agrícola - acompanhamento da safra Brasileira - grãos. **Conab - Monitoramento agrícola- Safra 2017**, v. 4, n. 1, p. 1–98, 2017.

CZIKOWSKY, M. J.; FITZJARRALD, D. R. Detecting rainfall interception in an Amazonian rain forest with eddy flux measurements. **Journal of Hydrology**, v. 377, n. 1–2, p. 92–105, 2009.

DA ROCHA, H. R. et al. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia. **Ecological Applications**, v. 14, n. 4 SUPPL., 2004.

DA ROCHA, H. R. et al. Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 114, n. 1, p. 1–8, 2009.

DEOL, P. et al. Quantifying nonisothermal subsurface soil water evaporation. **Water Resources Research**, v. 48, n. 11, p. 1–11, 2012.

DIAZ, M. B. et al. Partição da evapotranspiração para uma cultura de milho. **Ciência e Natura**, v. 38, p. 517, 2016.

DIJK, a Van et al. The principles of surface flux physics : theory , practice and description of the ECPACK library. **Quality**, v. Internal R, n. 1, p. 99, 2004.

EVETT, S. R.; LASCANO, R. J. Enwatbal.Bas - A Mechanistic Evapotranspiration Model Written In Compiled Basic. **Agronomy Journal**, v. 85, n. 3, p. 763–772, 1993.

FALGE, E. et al. Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 107, n. 1, p. 43–69, 2001.

FISHER, J. B. et al. The land-atmosphere water flux in the tropics. **Global Change Biology**, v. 15, n. 11, p. 2694–2714, 2009.

FISHER, J. B. et al. The future of evapotranspiration: Global requirements for ecosystem functioning, carbon and climate feedbacks, agricultural management, and water resources. **Water Resources Research**, v. 53, n. 4, p. 2618–2626, 2017.

FOKEN, T. **Micrometeorology**. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2008a.

FOKEN, T. The energy balance closure problem: an overview. **Ecological Applications**, v. 18, n. 6, p. 1351–1367, set. 2008b.

FOKEN, T. et al. Corrections and Data Quality Control. In: **Eddy Covariance**. Dordrecht: Springer Netherlands, p. 85–131, 2012.

GASH, J. H. C.; CULF, A. D. Applying a linear detrend to eddy correlation data in realtime. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 79, n. 3, p. 301–306, 1996.

GIGLIO, J. N.; KOBAYAMA, M. Interceptação da chuva em pequena bacia experimental coberta por floresta ombrofila mista. **Dissertação de mestrado**, Engenharia Ambiental, Universidade Federal de Santa Catarina, 2013

GOUFO, P. et al. Rice (*Oryza sativa* L.) phenolic compounds under elevated carbon dioxide (CO₂) concentration. **Environmental and Experimental Botany**, v. 99, n. 1, p. 28–37, 2014.

HAYKIN, S. **Neural Networks and Learning Machines**. Pearson Prentice Hall New Jersey USA 936 pLinks, v. 3, 2008

IBGE. **Manual Técnico da Vegetação Brasileira**. 2012.

JACOBS, C. **Direct impact of atmospheric CO₂ enrichment on regional transpiration**. PhD thesis, , 1994. .

KAIMAL, J. C.; FINNIGAN, J. J. **Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement**. v. 72, 1994.

KATUL, G. G. et al. Modelling assimilation and intercellular CO₂ from measured conductance: A synthesis of approaches. **Plant, Cell and Environment**, v. 23, n. 12, p. 1313–1328, 2000.

KELLER, M. et al. Ecological research in the large-scale biosphere– atmosphere experiment in amazonia: early results. **Ecological Applications**, v. 14, n. sp4, p. 3–16, 2004.

KLERING, E. V. Mapeamento da área cultivada e estimativa do rendimento de grãos de arroz irrigado a partir de modelos agrometeorológicos-espectrais para o Rio Grande do Sul. **Porto Alegre: UFRGS, 2012. Tese (Doutorado) – Programa de Pós-Graduação em Fitotecnia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2012.**

KOOL, D. et al. A review of approaches for evapotranspiration partitioning. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 184, p. 56–70, 2014.

KUNZMANN, L. Araucariaceae (Pinopsida): Aspects in palaeobiogeography and palaeobiodiversity in the Mesozoic. **Zoologischer Anzeiger**, v. 246, n. 4, p. 257–277, 2007.

KUSTAS, W. P.; AGAM, N. Soil evaporation. **Encyclopedia of Natural Resources**, n. November, p. 37–41, 2014.

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**, v. 16, n. 1, p. 187–208, 2010a.

LEUNING, R. A critical appraisal of a combined stomatal - photosynthesis model for C3 plants. **Plant, Cell & Environment**, v. 18, p. 339–355, 1995.

LI, X. et al. Modeling cherry orchard evapotranspiration based on an improved dual-source model. **Agricultural Water Management**, v. 98, n. 1, p. 12–18, 2010.

LIU, C. et al. Determination of daily evaporation and evapotranspiration of winter wheat and maize by large-scale weighing lysimeter and micro-lysimeter. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 111, n. 2, p. 109–120, 2002.

LONGHI, S. J. **A estrutura de uma floresta natural de Araucaria angustifolia**. Curitiba: Universidade Federal do Paraná, 1980.

MAUDER, M.; FOKEN, T. Impact of post-field data processing on eddy covariance flux estimates and energy balance closure. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 15, n. 6, p. 597–609, 2006.

MOFFAT, A. M. et al. Comprehensive comparison of gap-filling techniques for eddy covariance net carbon fluxes. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 147, n. 3–4, p. 209–232, 2007.

MONCRIEFF, J. et al. Averaging, Detrending, and Filtering of Eddy Covariance Time Series. In: **Handbook of Micrometeorology**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2004. p. 7–31.

MONCRIEFF, J. B. et al. A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxide. **Journal of Hydrology**, v. 188–189, p. 589–611, fev. 1997.

MONIN, A. S.; OBUKHOV, A. M. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. **Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci. USSR**, v. 24, n. 151, p. 163–187, 1954.

MONTEITH, J. L. Evaporation and environment. **Symposia of the Society for Experimental Biology**, v. 19, p. 205–234, 1965.

MYNENI, R. B. et al. MODIS Leaf Area Index (LAI) And Fraction Of Photosynthetically Active Radiation Absorbed By Vegetation (FPAR) Product. **Modis Atbd**, v. Version 4., n. 4.0, p. 130, 1999.

NOBEL, P. S. **Biophysical Plant Physiology and Ecology**. 4. ed. W.H. Freeman, 1983.

OLIVEIRA, P. E. S. et al. Nocturnal Intermittent Coupling Between the Interior of a Pine Forest and the Air Above It. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 146, n. 1, p. 45–64, 2013.

OLIVEIRA, P. E. S. et al. Turbulent and non-turbulent exchange of scalars between the forest and the atmosphere at night in Amazonia. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, n. July, p. 1–25, 2017.

ONCLEY, S. P. et al. The Energy Balance Experiment EBEX-2000. Part I: overview and energy balance. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 123, n. 1, p. 1–28, 2007.

PALATELLA, L. et al. Towards a Flux-Partitioning Procedure Based on the Direct Use of High-Frequency Eddy-Covariance Data. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 153, n. 2, p. 327–337, 2014.

PAPALE, D. et al. Towards a standardized processing of Net Ecosystem Exchange measured with eddy covariance technique: algorithms and uncertainty estimation. **Biogeosciences**, v. 3, n. 4, p. 571–583, 27 nov. 2006.

PAPALE, D.; VALENTINI, R. A new assessment of European forests carbon exchanges by eddy fluxes and artificial neural network spatialization. **Global Change Biology**, v. 9, n. 4, p. 525–535, 2003.

PENMAN; L., H. Evaporation: an introductory survey. **Neth. J. Agric. Sci.**, v. 4, p. 9–29, 1956.

PRIESTLEY, C. H. B.; TAYLOR, R. J. On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. **Monthly Weather Review**, v. 100, n. 2, p. 81–92, 1972.

RAZ-YASEEF, N. et al. Dynamics of evapotranspiration partitioning in a semi-arid forest as affected by temporal rainfall patterns. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 157, p. 77–85, 2012.

REICHSTEIN, M. et al. On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: Review and improved algorithm. **Global Change Biology**, v. 11, n. 9, p. 1424–1439, 2005.

REICHSTEIN, M. et al. Partitioning of Net Fluxes. In: **Eddy Covariance**. Dordrecht: Springer Netherlands, 2012. p. 263–289.

RESTREPO-COUBE, N. et al. What drives the seasonality of photosynthesis across the Amazon basin? A cross-site analysis of eddy flux tower measurements from the Brasil flux network. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 182–183, p. 128–144, 2013.

RIBEIRO, M. C. et al. The Brazilian Atlantic Forest: How much is left, and how is the remaining forest distributed? Implications for conservation. **Biological Conservation**, v. 142,

n. 6, p. 1141–1153, 2009.

ROESCH, L. F. W. et al. The Brazilian Pampa: A fragile biome. **Diversity**, v. 1, n. 2, p. 182–198, 2009.

SANQUETTA, C. R. et al. Floresta com Araucária e suas transições. **Floresta com Araucária: Pesquisas Ecológicas de Longa Duração**, p. 296, 2014.

SCANLON, T. M.; KUSTAS, W. P. Partitioning carbon dioxide and water vapor fluxes using correlation analysis. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 150, n. 1, p. 89–99, 2010.

SCANLON, T. M.; KUSTAS, W. P. Partitioning Evapotranspiration Using an Eddy Covariance-Based Technique: Improved Assessment of Soil Moisture and Land–Atmosphere Exchange Dynamics. **Vadose Zone Journal**, v. 11, n. 3, p. 0, 2012.

SCANLON, T. M.; SAHU, P. On the correlation structure of water vapor and carbon dioxide in the atmospheric surface layer: A basis for flux partitioning. **Water Resources Research**, v. 44, n. 10, p. 1–15, 2008.

SCHIAVO, B. N. D. V. Métodos Para Estimativa Do Índice De Área Foliar Em Um Fragmento De Floresta Ombrófila Mista Montana No Estado Do Paraná Curitiba. p. 122, 2016.

SCHLESINGER, W. H.; JASECHKO, S. Transpiration in the global water cycle. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 190, p. 115–117, 2014.

SCOTT, R. L. et al. The understory and overstory partitioning of energy and water fluxes in an open canopy, semiarid woodland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 114, n. 3–4, p. 127–139, 2003.

SCOTT, R. L.; BIEDERMAN, J. A. Partitioning evapotranspiration using long-term carbon dioxide and water vapor fluxes. **Geophysical Research Letters**, v. 44, n. 13, p. 6833–6840, 2017.

SELLERS, P. J. et al. A Revised Land Surface Parameterization (SiB2) for Atmospheric GCMS. Part I: Model Formulation. **Journal of Climate**, v. 9, n. 4, p. 676–705, abr. 1996.

SHEEHY, J. E. et al. **Redesigning Rice Photosynthesis to Increase Yield**. v. 7, 2000.

SHUTTLEWORTH, W. J.; WALLACE, J. S. Evaporation from sparse crops-an energy combination theory. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 111, n. 469, p. 839–855, 1985.

SINCLAIR, T. R. et al. Water-Use Efficiency in Crop Production. **Source: BioScience**, v. 34, n. 1, p. 36–40, 1984.

STOY, P. C. et al. A data-driven analysis of energy balance closure across FLUXNET research sites: The role of landscape scale heterogeneity. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 171–172, p. 137–152, 2013.

SULMAN, B. N. et al. Comparing methods for partitioning a decade of carbon dioxide and water vapor fluxes in a temperate forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 226–227,

p. 229–245, 2016.

TAIZ, L.; ZEIGER, E. Fisiología Vegetal. **Fisiología Vegetal**, p. 536,537, 2006.

TANG, R. et al. Multiscale Validation of the 8-day MOD16 Evapotranspiration Product Using Flux Data Collected in China. **IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing**, v. 8, n. 4, p. 1478–1486, 2015.

TIMM, A. U. . et al. Energy partitioning and evapotranspiration over a rice paddy in Southern Brazil. **Journal of Hydrometeorology**, v. 15, n. 5, p. 1975–1988, 2014.

TRAMONTANA, G. et al. Uncertainty analysis of gross primary production upscaling using Random Forests, remote sensing and eddy covariance data. **Remote Sensing of Environment**, v. 168, p. 360–373, 2015.

TRAMONTANA, G. et al. Predicting carbon dioxide and energy fluxes across global FLUXNET sites with regression algorithms. **Biogeosciences**, v. 13, n. 14, p. 4291–4313, 29 jul. 2016.

TWINE, T. E. et al. Correcting eddy covariance flux underestimates over grassland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 103, p. 279–300, 2000.

VICKERS, D.; MAHRT, L. Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 14, n. 3, p. 512–526, 1997.

VON RANDOW, C. et al. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1–3, 2004.

WALDO, S. et al. Assessing carbon dynamics at high and low rainfall agricultural sites in the inland Pacific Northwest US using the eddy covariance method. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 218–219, p. 25–36, 2016.

WANG, K.; DICKINSON, R. E. A review of global terrestrial evapotranspiration: observation, modelling, climatology, and climatic variability. **Review of Geophysics**, v. 50, n. 2011, p. 1–54, 2012.

WEBB, E. K. et al. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 106, n. 447, p. 85–100, 1980.

WILCZAK, J. M. et al. Sonic anemometer tilt correction algorithms. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 99, n. 1, p. 127–150, 2001.

WILLIAMS, C. A. et al. Climate and vegetation controls on the surface water balance: Synthesis of evapotranspiration measured across a global network of flux towers. **Water Resources Research**, v. 48, n. 6, p. 1–13, 2012.

WILLIAMS, M. et al. Improving land surface models with FLUXNET data. **Biogeosciences**, v. 6, n. 7, p. 1341–1359, 2009.

WILSON, K. Energy balance closure at FLUXNET sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 113, n. 1–4, p. 223–243, 2002.

WONG, S. C. et al. Stomatal conductance correlates with photosynthetic capacity. **Nature**, v. 282, n. 5737, p. 424–426, 1979.

YAO, Y. et al. Validation and application of the modified satellite-based Priestley-Taylor algorithm for mapping terrestrial evapotranspiration. **Remote Sensing**, v. 6, n. 1, p. 880–904, 2013.

ZAHN, E. et al. Scalar turbulent behavior in the roughness sublayer of an Amazonian forest. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 16, n. 17, p. 11349–11366, 13 set. 2016.

ZERI, M. et al. Variability of carbon and water fluxes following climate extremes over a tropical forest in southwestern amazonia. **PLoS ONE**, v. 9, n. 2, 2014.

ZHANG, Y. et al. Multi-decadal trends in global terrestrial evapotranspiration and its components. **Scientific Reports**, v. 6, n. August 2015, p. 1–12, 2016.

ZHOU, S. et al. The effect of vapor pressure deficit on water use efficiency at the subdaily time scale. **Geophysical Research ...**, p. 5005–5013, 2014..

ZHOU, S. et al. Partitioning evapotranspiration based on the concept of underlying water use efficiency. **Water Resources Research**, v. 52, n. 2, p. 1160–1175, 2016..