



Amazônia Oriental



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
MUSEU PARAENSE EMÍLIO GOELDI
EMBRAPA AMAZÔNIA ORIENTAL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS**

LUIZ CARLOS NEVES DA FONSECA

**FLUXO DE CO₂ EM CULTIVO DA PALMA DE ÓLEO COM
HÍBRIDOS INTERESPECÍFICOS (*Elaeis guineensis* Jacq x
Elaeis oleifera (Kunth) Cortés) NO LESTE DA AMAZÔNIA**

BELÉM - PA

2017

LUIZ CARLOS NEVES DA FONSECA

**FLUXO DE CO₂ EM CULTIVO DA PALMA DE ÓLEO COM
HÍBRIDOS INTERESPECÍFICOS (*Elaeis guineensis* Jacq x
Elaeis oleifera (Kunth) Cortés) NO LESTE DA AMAZÔNIA**

Dissertação apresentada como requisito do Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, em convênio com o Museu Paraense Emílio Goeldi e a Embrapa- Amazônia Oriental, para a obtenção do grau de Mestre em Ciências Ambientais.

Área de concentração: Clima e dinâmica socioambiental na Amazônia.

Orientador: Alessandro Carioca de Araújo

BELÉM - PA

2017

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

Fonseca, Luiz Carlos Neves da, 1984-

Fluxo de CO₂ em cultivo da palma de óleo com híbridos interespecíficos (*Elaeis guineensis* Jacq x *Elaeis oleifera* (Kunth) Cortés) no Leste da Amazônia/ Luiz Carlos Neves da Fonseca. – 2017.

70 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Alessandro Carioca de Araújo

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, Belém, 2017.

1. Dióxido de carbono - Amazônia. 2. Ciclo do carbono (Biogeoquímica) - Amazônia. 3. Palmeira oleaginosa - Amazônia. I. Título.

CDD 22. ed.: 546.681209811

LUIZ CARLOS NEVES DA FONSECA

**FLUXO DE CO₂ EM CULTIVO DA PALMA DE ÓLEO COM HÍBRIDOS
INTERESPECÍFICOS (*Elaeis guineensis* Jacq x *Elaeis oleifera* (Kunth) Cortés) NO
LESTE DA AMAZÔNIA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós Graduação em Ciências Ambientais, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará em parceria com o Museu Paraense Emílio Goeldi e a Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária da Amazônia Oriental, como requisito para obtenção do título de Mestre em Ciências Ambientais. Área em Clima e Dinâmica Socioambiental na Amazônia.

Data de aprovação: 27/ 03 / 2017

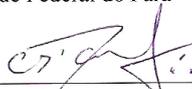
Banca Examinadora:



Prof. Dr. Alessandro Carioca de Araújo - Orientador
Doutor em Ciências Geoambientais
Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária



Prof. Dr. Breno Cesar de Oliveira Imbiriba - Membro
Doutor em Física
Universidade Federal do Pará



Prof. Dr. Claudio Jose Reis de Carvalho - Membro
Doutor em Ecofisiologia Vegetal
Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária



Profa. Dra. Ima Célia-Guimarães Vieira - Membro
Doutora em Ecologia
Museu Paraense Emílio Goeldi

AGRADECIMENTOS

Agrado a Deus por todo “Foco, Força e Fé”, iluminando-me durante toda a construção deste trabalho, dia após dia. Obrigado, Senhor!

Agradeço a minha mãe, Hilária do Socorro da Silva Neves, por suas atitudes e diálogos, repassando-me todo o seu conhecimento e sabedoria, adquiridos em sua vida. Gratidão e amor infinitos pela Senhora, minha mãe. Sou reflexo de todo o seu suporte em minha caminhada.

Agradeço ao meu padrasto, Guilherme Henrique Serra Gonçalves, por ser a figura paterna de nossa família. Agradeço ao meu, sonhado, irmão, Caio Henrique Neves Gonçalves, pelos momentos de distração e risos, nos quais pude cuidar de outros campos importantes da vida.

Agradeço a Analu da Costa Tenório, minha melhor amiga, pela paciência e fidelidade, características nossa desde a infância, e pelos momentos de refúgio, recolocando-me no centro de mim mesmo, novamente.

Agradeço ao Welington da Costa Pinheiro pela paciência, pela partilha pessoal e profissional e pelo apoio e incentivo que me fizeram enxergar melhor as etapas deste processo e seguir.

Agradeço a Michelle Araújo de Oliveira pelos passeios com a sua filha, Manu. Ah!...Como o sorriso de uma criança tem a capacidade de derrubar qualquer preocupação imediata!

Agradeço ao amigo, Duber Orlando Chinguel Laban, pela sabedoria e tranquilidade, pelos “Cairu” e por me permitir acompanhar a construção de sua família.

Agradeço à amiga, Mayara Suellen Costa Bessa, pelo carinho, cuidado, perseverança e confiança nessa jornada em busca do uso racional dos recursos naturais na Amazônia.

Agradeço à amiga, Kelly Regina da Silva Pantoja, por ser essa mulher pós-moderna e por segurar meu escudo durante a batalha para que eu descansasse, sem me ferir, até eu levantar.

Agradeço aos colegas e docentes da turma PPGCA-2015 pelo ensino-aprendizagem interdisciplinar, pensando o meio ambiente com base em diferentes áreas do conhecimento.

Agradeço a colega de profissão, Barbara Cristina Santos de Oliveira, e a Leila do Socorro Monteiro Leal, pela receptividade desde o início e pela ajuda sempre que possível.

Agradeço a Prof^ª., Dr^ª. e amiga, Ana Regina da Rocha Araújo, pelos diálogos, tão maduros, e pelos momentos acadêmicos, possibilitando-me crescer e avançar profissionalmente.

Agradeço ao Prof., Dr., Alessandro Carioca de Araújo, pela orientação e oportunidade de realização deste trabalho.

Agradeço a Prof^ª. Dr^ª. Ima Guimarães Vieira, ao Prof. Dr. Breno de Oliveira Imbiriba e Prof. Dr. Claudio Reis de Carvalho pelas esclarecedoras contribuições no exame de qualificação.

Agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pela concessão de bolsa e, também, à Embrapa Amazônia Oriental e à Empresa Marborges Agroindústria S.A pelo apoio técnico e logístico na condução do trabalho.

“Os frutos são os rastros, o perfume, que nascem da árvore que fora um dia semente, que cresceu, foi podada, passou pela chuva e pela tempestade. (...) A poda é feita naqueles que se deixam perto da Paz chegar.”

(Thays Luize de Araújo)

RESUMO

Os ecossistemas terrestres são importantes para compreender as trocas de CO₂ entre superfície e atmosfera. O objetivo deste trabalho foi caracterizar a variação diária e sazonal do fluxo de CO₂ em cultivo de palma de óleo com híbrido interespecífico (*Elaeis guineensis* Jacq. x *Elaeis oleifera* (Kunth) Cortés) no leste da Amazônia. O estudo foi realizado na empresa Marborges Agroindústria S.A., Moju – Pará, onde foi instalada uma torre micrometeorológica para obtenção de dados meteorológicos e de CO₂ no período de janeiro-dezembro/2015. O período chuvoso (1.974 mm) abrangeu os meses de janeiro-junho e dezembro (P > 150 mm mês⁻¹) e o período menos chuvoso (345 mm) incluiu os meses de julho-novembro (P < 150 mm mês⁻¹). Os valores médios diurnos da concentração de CO₂ [CO₂] foram menores e os valores médios noturnos foram maiores, principalmente nos níveis abaixo do dossel (5,8; 2,1; 0,5 m). Os valores médios diurnos de absorção de CO₂ atingiram o máximo por volta do meio dia, com 22,3 (± 0,98) μmol m⁻² s⁻¹ no período chuvoso e 21,0 (± 0,47) μmol m⁻² s⁻¹ no período menos chuvoso. Houve pouca variação noturna nos valores médios de emissão de CO₂, 5 (± 0,20) μmol m⁻² s⁻¹, em ambos os períodos, pelo cultivo de palma de óleo com híbrido interespecífico. Em geral, o ciclo diário de troca de CO₂ apresentou leve diferença entre o período chuvoso e menos chuvoso, mesmo em ano de seca no leste da Amazônia.

Palavras-chave: Dióxido de carbono. Fluxo. Leste da Amazônia. Palma de óleo

ABSTRACT

Terrestrial ecosystems are important for the CO₂ exchange between surface and atmosphere. The objective of this paper was to characterize the daily and seasonal variation of CO₂ flux in oil palm cultivation with interspecific hybrid (*Elaeis guineensis* Jacq. x *Elaeis oleifera* (Kunth) Cortés) in eastern Amazonia. The study was carried out at Marborges Agroindústria S.A., Moju - Pará, where a micrometeorological tower was installed to obtain meteorological and CO₂ data from January to December of 2015. The wet season (1.974 mm) covered the months of January-June and December ($P > 150 \text{ mm month}^{-1}$) and the dry season (345 mm) included the months of July-November ($P < 150 \text{ mm month}^{-1}$). The average daily values of CO₂ concentration [CO₂] were lower and average night values were higher, mainly at levels below the canopy (5.8; 2.1; 0.5 m). The average daily values of CO₂ uptake peaked at noon, with $22.3 (\pm 0.98) \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ in the wet season and $21.0 (\pm 0.47) \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ in the dry season. There was little nocturnal variation in the average values of CO₂ emission, $5 (\pm 0.20) \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, in wet and dry seasons, by oil palm cultivation with interspecific hybrid. Generally, the daily CO₂ exchange cycle presented a slight difference between the wet and dry season, even in drought year in eastern Amazonia.

Keywords: Carbon dioxide. Flux. Eastern Amazon. Oil palm.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Taxa média do crescimento anual da [CO ₂] atmosférico em Mauna Loa, Hawaii, EUA (barras verticais) entre 1959-2016. As taxas médias a cada dez anos estão representadas pelas barras horizontais.....	16
Figura 2 - Esquema da Camada Limite Atmosférica (CLA).....	25
Figura 3 - Fluxo turbulento de CO ₂ (F _c) e armazenamento (S) e balanço de CO ₂ (NEE) em função da velocidade de fricção durante a noite.....	28
Figura 4 - Mapa de localização do Município de Moju, estado do Pará.	29
Figura 5 - Mapa com a classificação climática de Köppen para a Amazônia brasileira.	30
Figura 6 - Solos de áreas alteradas no Pará, incluindo Moju.	31
Figura 7 - Localização da parcela C ₂₂ (em amarelo) na Empresa Marborges Agroindústria, Moju-PA.	32
Figura 8 - Plantio de palma de óleo com HIE na Parcela C ₂₂ , Moju-PA.	33
Figura 9 - Torre micrometeorológica localizada na parcela C ₂₂ , Moju-PA.	33
Figura 10 - Irgason conectado a interface EC100.	35
Figura 11 - Variação sazonal dos valores médios diários de (a) P, (b) OC _{in} , (c) R _n , (d) T, (e) UR e (f) DPV em 2015, Moju-PA. As linhas verticais representam o acumulado diário e cada círculo fechado representa a média diária. T, UR e DPV foram obtidos na altura (22,7 m) acima do topo do dossel (8 m). Período menos chuvoso representado com fundo cinza.	40
Figura 12 - Ciclo médio diário da radiação solar: OC _{inc} (círculo fechado), OC _{ref} (círculo aberto), R _n (triângulo), OL _{atm} (quadrado fechado) e OL _{ter} (quadrado aberto) no (a,c) período chuvoso e no (b, d) período menos chuvoso em 2015, Moju – PA.	41
Figura 13 - Ciclo médio diário da T no (a) período chuvoso e no (b) período menos chuvoso em 2015, Moju – PA. Noite representada com fundo cinza.	42

Figura 14 - Distribuição horária da P em 2015, Moju – PA.....	43
Figura 15 - Distribuição da direção do vento (a) sazonalmente e (b) diariamente. Pontos amostrais: período chuvoso ($n = 10136$, 62%), período menos chuvoso ($n = 6168$, 38%), período diurno ($n = 8484$, 52%) e período noturno ($n = 7820$, 48%).	44
Figura 16 - Ciclo médio diário da velocidade do vento (u , círculo fechado) e velocidade de fricção (u_* , círculo aberto) em 2015, Moju – PA ($n = 16.304$, 93%).	44
Figura 17 - Fluxos de energia ($H + LE + G$) em função de R_n ($n = 15.297$, 87%) durante o período de janeiro-dezembro/2015, Moju – PA. Os pontos representam o valor médio a cada 30 minutos.	45
Figura 18 - Área de influência dos fluxos da torre para condições de (a) instabilidade e de (b) estabilidade atmosférica em 2015, Moju – PA ($n = 15.074$, 86%). Cada ponto representa o valor médio a cada 30 minutos.....	46
Figura 19 - Ciclo médio diário de F_c durante período chuvoso (círculo fechado) e menos chuvoso (círculo aberto), em 2015, Moju-Pará. Cada círculo representa a média de 30 minutos. Noite representada com fundo cinza. A linha horizontal representa absorção de CO_2 (abaixo de zero) e emissão (acima de zero).....	47
Figura 20 - Curva média diária do DPV em cultivo de palma de óleo no (a) período chuvoso e (b) período menos chuvoso em 2015, Moju-Pará. Cada círculo representa a média de 30 minutos. Noite representada com fundo cinza.	48
Figura 21 - Perfil vertical médio da T em diferentes alturas no (a) período chuvoso e no (b) período menos chuvoso em 2015, Moju –Pará. Altura média do topo do dossel (8 m) representada pela linha horizontal.....	50
Figura 22 - Variação média diária da $[CO_2]$ no (a) período chuvoso e (b) período menos chuvoso em 2015, Moju-Pa. Noite representada com fundo cinza.	51
Figura 23 - Variação média diária da $[CO_2]$ no (a) período chuvoso e (b) período menos chuvoso em 2015, Moju-Pa. Altura média do topo do dossel (8 m) representada pela linha horizontal.	51
Figura 24 - Relação entre u_* noturna, F_c e S, em 2015, Moju-Pará.....	52

Figura 25 - Distribuição de frequência das classes de u_* (18:30-06:00) no período chuvoso ($n = 5575$) e menos chuvoso ($n = 2706$) em 2015, Moju – Pará.....	53
Figura 26 - Padrão de F_c e S em noites (a) calmas e (b) turbulentas. Noite representada com fundo cinza.....	54
Figura 27 - Ciclo médio de u_* (18:00-08:00) durante o período chuvoso (circulo fechado) e menos chuvoso (circulo aberto) em 2015, Moju – Pará.	54
Figura 28 - Ciclo médio diário de S durante período chuvoso e menos chuvoso em 2015, Moju-Pará	55
Figura 29 - Ciclo médio diário de NEE durante período chuvoso e menos chuvoso em 2015, Moju-Pará	56

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Lista de Limites de velocidade de fricção (u_{*lim})	28
Tabela 2 - Lista das medidas e instrumentos instalados na torre de observações micrometeorológicas, Moju-PA.....	34
Tabela 3 – P acumulada mensal (Moju, 2015) e a normal climatológica (Belém, 1980–2015)	38

LISTA DE SIGLAS

GEE	Gases de Efeito Estufa
C	Carbono
ENOS	El Niño Oscilação Sul
CVT	Covariância de Vórtices Turbulentos
F_c	Fluxo turbulento do CO_2
LBA	Programa de Larga Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia
ALB	Amazônia Legal Brasileira
PNMC	Política Nacional sobre Mudança do Clima
ABC	Agricultura de Baixa Emissão de Carbono
HIE	Híbridos Interespecíficos
AF	Amarelecimento Fatal
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
PPSPO	Programa de Produção Sustentável de Palma de Óleo
ZAE - Palma de Óleo	Zoneamento Agroecológico da Palma de Óleo
NEE	Balço de CO_2 em nível do ecossistema
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
DPV	Déficit de Pressão de Vapor
CLA	Camada Limite Atmosférica
CLS	Camada Limite Superficial
CNF	Fluxos Acumulativos Normalizados
RI	Região de Integração
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IDHM	Índice de Desenvolvimento Humano Municipal
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
HL	Horário Local
E	Leste
NE	Nordeste
SE	Sudeste
SO	Sudoeste
NO	Noroeste
O	Oeste
DDA	Dia do ano

LISTA DE SÍMBOLOS

CH_4	Metano
CO_2	Dióxido de carbono
N_2O	Óxido nitroso
R_n	Saldo de Radiação
H	Fluxo de calor sensível
LE	Fluxo de calor latente
G	Fluxo de calor no solo
ρ_a	Densidade do ar
W	Velocidade vertical do vento
w'	Flutuações da velocidade vertical do vento
c', CO_2	Flutuações da concentração do escalar
S	Armazenamento do CO_2 no dossel
H	Altura de medição do fluxo
T	Tempo
Z	Coordenada vertical para a velocidade do vento
u^*	Velocidade de fricção
u^*_{lim}	Límite de velocidade de fricção
OC_{inc}	Onda curta incidente
OC_{ref}	Onda curta refletida
OL_{atm}	Onda longa atmosférica
OL_{ter}	Onda longa terrestre
U	Velocidade do vento
z/L	Parâmetro de estabilidade de Monin – Obukhov
$[\text{CO}_2]$	Concentração de CO_2

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	16
1.1 Motivação da Pesquisa	20
2 OBJETIVOS	21
2.1 Objetivo Geral	21
2.2 Objetivos Específicos	21
3 REFERENCIAL TEÓRICO	22
3.1 Fluxo de CO₂ e as condições climáticas	22
3.2 Técnica de Covariância de Vórtices Turbulentos.....	24
3.3 Fluxo de CO₂ diurno e noturno	27
4 MATERIAL E MÉTODOS	29
4.1 Breve descrição de Moju-PA.	29
4.1.1 Localização e Economia.	29
4.1.2 Clima e solo.	30
4.1.3 Vegetação e hidrografia.	31
4.2 Local da pesquisa: Empresa Marborges Agroindústria S.A.....	32
4.2.1 Torre micrometeorológica e Instrumentação	33
4.2.2 Variáveis Meteorológicas	34
4.2.3 Perfil vertical da concentração de CO₂.....	34
4.2.4 Fluxo turbulento de CO₂.....	35
4.2.5 Aquisição e processamento de dados	36
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO	37
5.1 Disponibilidade dos dados	37
5.2 Precipitação e Energia	38
5.3 Velocidade e Direção do Vento.....	43
5.4 Balanço de Energia.....	45
5.5. Área de influência dos fluxos da torre	45

5.6 Fluxos de CO₂	47
5.6.1 Variação diurna e sazonal do fluxo de CO₂	47
5.6.2 Variação diária e sazonal do perfil vertical da concentração de CO₂	50
5.6.3 Relação entre u* noturna e fluxos de CO₂	52
6 CONCLUSÃO.....	58
REFERÊNCIAS.....	59

1 INTRODUÇÃO

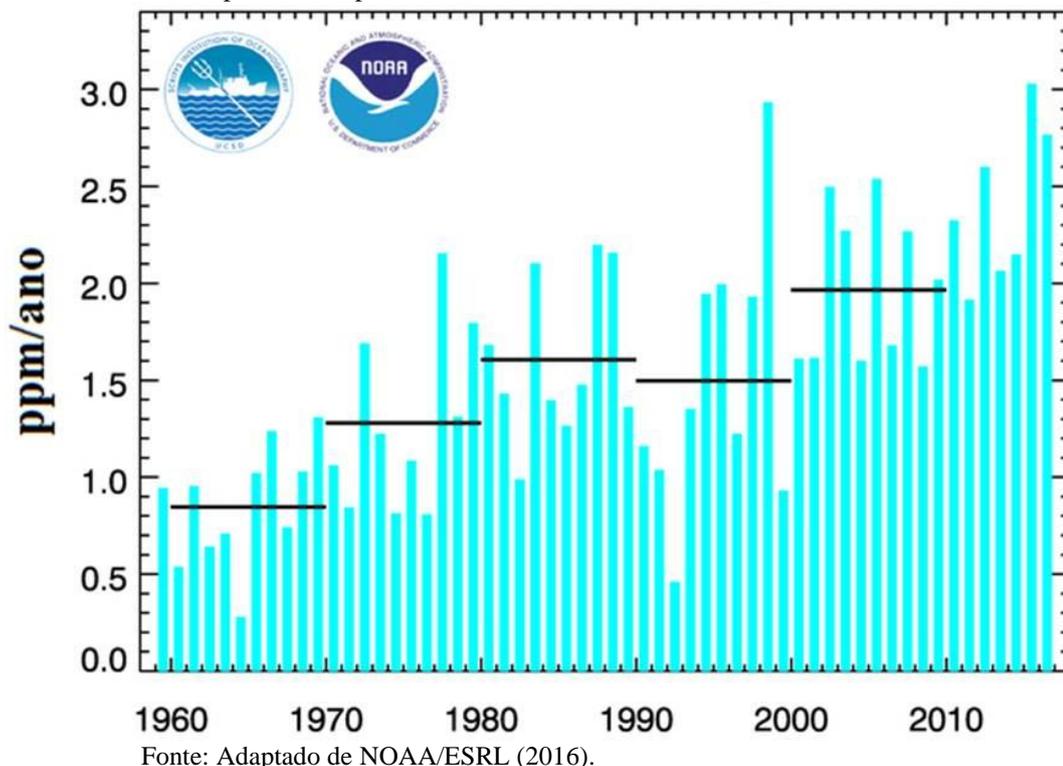
O aquecimento global é originado a partir do aumento da concentração atmosférica de gases de efeito estufa (GEE), como metano (CH_4), dióxido de carbono (CO_2) e óxido nitroso (N_2O), que aumentaram, respectivamente, 150%, 40% e 20% desde 1750. Nesse contexto, estima-se que a variação da temperatura média de superfície para o período entre 2016 e 2035 aumentará provavelmente na faixa de 0,3 a 0,7 °C. (IPCC, 2014).

Entre os GEE, o CO_2 é o gás mais emitido. O aumento da concentração do CO_2 [CO_2] atmosférico ao longo dos anos é uma evidência de que a atividade humana está contribuindo para mudanças na atmosfera da terra (MALHI; GRACE, 2000).

Observações e pesquisas, em Mauna Loa, localizada na ilha do Havaí, sobre tendências e distribuições de CO_2 são importantes para estudos sobre as mudanças climáticas e o ciclo do carbono (C) (THONING et al., 1989).

Desde 1959, um histórico de mensurações da [CO_2] atmosférico foi realizado pela Divisão de Monitoramento Global (NOAA/ESRL), demonstrando que a taxa média anual de crescimento do CO_2 atmosférico atingiu o pico de 3,03 ppm ano⁻¹ em 2015, equivalente ao maior valor observado desde o início das mensurações (NOAA/ESRL, 2016) (Figura 1).

Figura 1 - Taxa média do crescimento anual da [CO_2] atmosférico em Mauna Loa, Hawaii, EUA (barras verticais) entre 1959-2016. As taxas médias a cada dez anos estão representadas pelas barras horizontais.



Estes registros de aumento na taxa de [CO₂] atmosférico ocorrem devido a um balanço desequilibrado entre as taxas do CO₂ emitido para a atmosfera por fontes antropogênicas e naturais e as taxas do CO₂ removido por sumidouros terrestres e oceânicos (BALDOCCHI et al., 2001).

O aumento global das emissões do CO₂ atmosférico ocorreu principalmente devido à queima de combustíveis fósseis, à produção de cimento e às mudanças no uso da terra, com incremento desde a Revolução Industrial (FORSTER et al., 2007). Por exemplo, as emissões antropogênicas do CO₂ para a atmosfera foram 2040 ± 310 Gt de CO₂ entre os anos de 1750 e 2011. Dessas emissões, cerca de 880 ± 35 Gt de CO₂ manteve-se na atmosfera e o restante foi removido e armazenado na terra (plantas e solos) e no oceano (IPCC, 2014).

Diante desse cenário de acréscimo das taxas do CO₂ e de suas forçantes antrópicas e naturais, estudos sobre as trocas deste escalon entre ecossistemas terrestres e atmosfera são importantes para compreender o papel desses ecossistemas no balanço do C. Por definição, o balanço do C de um ecossistema consiste na diferença entre os ganhos e as perdas de C. Os ecossistemas terrestres ganham C através da fotossíntese, principalmente como CO₂, e perdem através da respiração autotrófica (plantas) e heterotrófica (microorganismos) (HEIMANN; REICHSTEIN, 2008).

Estudos sobre o balanço entre fotossíntese e respiração demonstram fortes evidências de que a biosfera terrestre tem a capacidade de funcionar como sumidouro de C. Em média, os sumidouros terrestres de C são responsáveis por remover da atmosfera, aproximadamente, um terço do CO₂ emitido pela queima de combustíveis fósseis (CANADELL et al., 2007).

As trocas do CO₂ entre ecossistemas terrestres e atmosfera em curtas escalas de tempo (hora/minutos) podem ser medidas utilizando técnicas micrometeorológicas, como a técnica de covariância de vórtices turbulentos (CVT) (Eddy Covariance, em inglês.). Esta técnica conta com sensores de resposta rápida montados em torres para estimar o fluxo turbulento do CO₂, mensurado em escala espacial de dezenas de metros até quilômetros, e integra os fluxos ao longo da paisagem (BALDOCCHI et al., 1988; CHAPIN et al., 2002).

Atualmente, são operados, de modo contínuo, mais de 650 locais com torres. As torres de fluxo operam em cinco continentes e sua distribuição ocorre entre as latitudes 70°N e 30°S. Os locais de estudo são diversos: vegetação de coníferas temperadas, florestas decíduas e perenes, florestas tropicais e boreais, culturas agrícolas, pastagem, pântanos e tundra (FLUXNET, 2016).

Essas pesquisas são realizadas por um projeto denominado FLUXNET, que serve como um mecanismo que é formado por atividades de várias redes regionais integradas à rede

global, operando em todo o globo: América (norte, central e sul), Europa, Ásia e Oceânia. As redes regionais incluem AmeriFlux, incluindo o programa de Larga Escala da Biosfera-atmosfera na Amazônia (LBA) no Brasil, CarboEuroflux na Europa, AsiaFlux na Ásia e OzFlux na Austrália e Nova Zelândia (BALDOCCHI et al., 2001).

O LBA possibilita pesquisas sobre trocas de massa e energia através de locais com torres na Amazônia Legal Brasileira (ALB). Nos trópicos, Manaus é o primeiro local com torres que monitoram as interações entre usos da terra e atmosfera a partir da técnica de CVT (ARAÚJO et al., 2002). Anterior ao LBA na Amazônia, ressalta-se que alguns estudos pioneiros, utilizando CVT, investigaram sobre o comportamento de floresta tropical, verificando se funcionam como fonte ou sumidouro de C (FAN et al., 1990; GRACE et al., 1995; MALHI et al., 1998).

É importante destacar que, além das áreas de floresta nativa na ALB, a população humana e suas atividades são parte importante do sistema de florestas e rios na bacia amazônica. A expansão e a intensificação da agricultura, da extração de madeira e da urbanização avançaram durante as últimas décadas, diminuindo a cobertura florestal na região (DAVIDSON et al., 2012).

Isso contribuiu para um mosaico de ambientes definidos não só pela heterogeneidade dos seus ecossistemas como também pelos processos de uso e ocupação da região. Conseqüentemente, esses processos de uso e ocupação resultaram em 41.388.200 ha de área desmatada na região amazônica entre os anos de 1988 e 2015, sendo o estado do Pará com 14.013.400 ha, equivalente a ~34% de área desmatada no mesmo período na região (ESCADA; ALVES, 2001; INPE, 2016).

O desmatamento e o fogo estão relacionados, pois o fogo é a prática utilizada para eliminar a biomassa florestal, possibilitando implantar atividades agrícolas. Essa associação entre desmatamento e queimadas do bioma Amazônia coloca o Brasil entre os principais emissores de GEE do mundo, diferentemente da maioria dos países com emissão a partir de combustíveis fósseis (VAN DER WERF et al., 2009; CERRI et al., 2009).

Em 2009, o país instituiu a Política Nacional sobre Mudança do Clima (PNMC) que conforme o art. 11º, parágrafo único, da Lei nº 12.187, de 29 de dezembro de 2009, estabeleceu os Planos Setoriais de Mitigação e de Adaptação às Mudanças Climáticas para a Consolidação da Economia de Baixa Emissão de Carbono, em vários setores da economia. Por exemplo, no setor agropecuário, através do Plano ABC, tem-se a previsão de redução das emissões de GEE em 22,5% e a diminuição do desmatamento no bioma Amazônia em 80%, até 2020 (BRASIL, 2012).

Sobre o uso das áreas desmatadas na ALB, uma política adequada é dobrar a área com cultivos perenes (HOMMA, 2012). Nesse cenário, a palma de óleo (*Elaeis guineensis* Jacq.) é uma cultura perene que possui porte arbóreo e atua na captura de CO₂ atmosférico, sendo, portanto, uma alternativa interessante para o uso de áreas desmatadas, conforme estabelecido pelo Programa de Produção Sustentável de Palma de Óleo (PPSPO) em 2010.

No Pará, a estimativa da área plantada com híbridos interespecíficos (HIE) de palma de óleo (*Elaeis guineensis* Jacq. x *Elaeis oleifera* (Kunth) Cortés) foi de 9.507 ha no ano de 2015, representando ~5% da área plantada no país. No estado, o primeiro cruzamento para a obtenção de HIE foi realizado em 1949, a partir da palma africana (*Elaeis guineensis* Jacq), situada na antiga Estrada de Ferro de Bragança, e da palma americana (*Elaeis oleifera* (Kunth) Cortés), existente no Museu Paraense Emílio Goeldi (HOMMA, 2016).

Na década de 1980, programas de melhoramento genético iniciaram o desenvolvimento de HIE de palma de óleo, visando à obtenção de cultivares com as seguintes características: maior resistência às pragas e doenças, principalmente resistente à anomalia denominada amarelecimento fatal (AF), menor crescimento vertical do estipe e melhor composição de óleo (CUNHA; LOPES, 2010; MÉNDEZ et al., 2012).

No final da década de 1990, a Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA) iniciou a produção de HIE para avaliação experimental em plantios comerciais no Pará, atendendo à demanda de produtores com plantios afetados pelo AF (CUNHA et al., 2010). Em 2010, iniciativas políticas delimitaram a expansão da cultura exclusivamente em áreas já antropizadas, conforme art. 2º, inciso III, do projeto de lei nº 7.326/2010 que criou o Programa de Produção Sustentável de Palma de Óleo (PPSPO), lançado em Tomé-Açu-PA.

A partir desse breve histórico sobre a cultura no Pará, nota-se que pesquisas científicas sobre HIE de palma de óleo ainda são recentes e que a realização de novas pesquisas caracteriza-se como um campo repleto de novos desafios.

Destaca-se que este trabalho surge em um cenário com ausência de informações sobre o fluxo de CO₂ em cultivo de palma de óleo com HIE no leste da Amazônia. Embora, estudos sobre a temática já tenham sido realizados em cultivos de palma de óleo africana na Indonésia e na Malásia.

Considerando a capacidade dos ecossistemas terrestres de funcionarem como fonte ou sumidouro de CO₂ atmosférico e o contexto das mudanças climáticas, o questionamento deste trabalho tem como foco o balanço de C em cultivo de palma de óleo com HIE no leste da Amazônia. Portanto, questiona-se: Qual a variação diária e sazonal do fluxo de CO₂ em cultivo de palma de óleo com HIE no leste da Amazônia?

1.1. Motivação da Pesquisa

O reconhecimento de que os ecossistemas terrestres são fundamentais nas relações entre solo-planta-atmosfera teve início em eventos internacionais¹ que atribuíram maior destaque às questões ambientais na segunda metade do século XX. Entre as preocupações ambientais, destaca-se que esses ecossistemas podem liberar ou absorver o CO₂, influenciando nas trocas de massa e energia entre atmosfera e superfície, e podem ampliar ou atenuar as mudanças no clima global e regional (HEIMANN; REICHSTEIN, 2008).

Um importante ecossistema da biosfera terrestre que recebe atenção em nível mundial é o bioma Amazônia. Porém, a taxa de desmatamento na ALB oscilou entre 10.000 e 30.000 km²/ano, aproximadamente, durante o período de 1988-2005, apresentando redução e valores entre 5.000 e 15.000 km²/ano desde 2006 até 2015, totalizando 413.882 km², ~41 milhões de hectares desmatados até 2015 (INPE, 2016). Para um melhor aproveitamento das áreas desmatadas na Amazônia, é possível a expansão de cultivos com palma de óleo nessas áreas, o que pode diminuir a pressão sobre florestas primárias (EMBRAPA, 2010).

Entre os estados amazônicos, o Pará apresenta as condições climáticas mais apropriadas para o cultivo de palma de óleo: temperatura média anual do ar entre 25 e 28°C; temperatura máxima do ar entre 28 e 34°C; temperatura mínima do ar entre 21 e 23°C; umidade relativa do ar superior a 70% e total mensal de chuva acima de 100 mm (BASTOS et al., 2001).

O Pará possui mais de 90% da área plantada com palma de óleo no Brasil (AGRIANUAL, 2008). Entre os principais municípios produtores de palma de óleo no Pará, destacam-se: o município de Tailândia, o maior produtor (38,93%), seguido do município de Acará (16,82%) e de Moju (13,57%), que, juntos, totalizaram 62,39% da produção da cultura no Pará em 2013 (FAPESPA, 2015).

Além disso, a parceria público-privada, entre a EMBRAPA (Amazônia Oriental) e a empresa Marborges Agroindústria S.A., em 2011, possibilitou gerar informações e ampliar pesquisas científicas sobre a variação diária e sazonal do fluxo de CO₂ em cultivos de palma de óleo com HIE na região amazônica (item 5.6), mensurando as trocas do CO₂ na interface dossel-atmosfera a partir do fluxo turbulento do CO₂ (F_c) (turbulent CO₂ flux, em inglês) e do armazenamento do CO₂ no dossel (S) (canopy CO₂ storage, em inglês), o que possibilita aumentar a compreensão sobre o balanço de CO₂ em nível do ecossistema (NEE) (net ecosystem exchange, em inglês).

¹ Por exemplo, a Política Ambiental Americana nos Estados Unidos (1969), a Conferência das Nações Unidas em Estocolmo (1972), a Comissão Mundial sobre Meio Ambiente e Desenvolvimento que resultou no relatório “Nosso Futuro Comum” (1987), a realização da Conferência das Nações Unidas no Rio de Janeiro (1992).

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo Geral

Caracterizar a variação diária e sazonal do fluxo de CO₂ em cultivo de palma de óleo com híbrido interespecífico (*Elaeis guineensis* Jacq x *Elaeis oleifera* (Kunth) Cortés) no leste da Amazônia.

2.2 Objetivos Específicos

Descrever o comportamento diário e sazonal das variáveis micrometeorológicas em cultivo de palma de óleo com HIE.

Mensurar a variação diária e sazonal do perfil vertical da [CO₂] atmosférico em cultivo de palma de óleo com HIE.

Avaliar o ciclo diário médio de F_c, S e NEE, a cada 30 minutos, em palma de óleo com HIE no período chuvoso e no período menos chuvoso.

Correlacionar o comportamento diário e sazonal de F_c, S e NEE com as principais variáveis micrometeorológicas que influenciam as trocas do CO₂ na interface palma de óleo e atmosfera.

3 REFERENCIAL TEÓRICO

3.1 Fluxo de CO₂ e as condições climáticas

Nas últimas décadas, a variabilidade intra-anual de fluxo de CO₂ em locais de floresta primária na Amazônia tem sido relatada em muitos estudos. Esta região inclui locais com tipos distintos de vegetação, submetidos a diferentes tendências de trocas de CO₂ e diferentes regimes de precipitação. Por exemplo, locais situados entre as latitudes 10°S e 20°S tendem a ter estação seca mais longa, já os locais próximos à linha do equador e 10°S recebem mais chuvas devido à atuação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), faixa de migração de nuvens e de precipitação sobre o Equador. Esses locais com diferentes ciclos sazonais de precipitação, temperatura do ar, déficit de pressão de vapor e radiação solar contribuem para distinções no fluxo do carbono entre superfície e atmosfera (ZERI, 2014).

As diferentes condições climáticas influenciam nas taxas de fotossíntese e de respiração do ecossistema, que variam diariamente e sazonalmente em resposta às interações entre ambiente e vegetação, bem como retiram o CO₂ da atmosfera durante a fotossíntese e liberam durante a respiração (GOULDEN, 2004).

As variações nas condições ambientais devido ao evento El Niño, também, interferem na duração e intensidade dos períodos de chuva na região e na troca de CO₂ em nível de ecossistema. Por exemplo, estudo sobre o balanço de CO₂ na floresta nacional do Tapajós (02°51'S, 54°58'O), utilizando a técnica de CVT, demonstrou que houve absorção de CO₂ no período seco e emissão de CO₂ para atmosfera no período chuvoso em anos com El Niño e o contrário foi observado em dois modelos para anos sem El Niño (SALESKA et al., 2003).

Estudo sobre impacto de estação seca severa nas trocas de CO₂ em ecossistemas de floresta tropical situada na Guiana Francesa (5°11'54''N, 52°54'44''O), utilizando torre de fluxo com a técnica de CVT, durante dois anos, 2004 (sem El Niño) e 2005 (com El Niño), possibilitou compreender que ecossistemas terrestres apresentaram maiores valores médios de absorção de CO₂ no ano de 2004 do que no ano de 2005. A troca diária de CO₂ no ecossistema variou entre as estações secas dos anos de estudo, havendo emissão de CO₂ da floresta em 38,7% dos dias durante o período seco de 2004, com diminuição no período seco de 2005, equivalente 25,8 % dos dias (BONAL et al., 2008).

As variáveis ambientais, temperatura do ar, pressão atmosférica, DPV e velocidade e direção do vento durante o período seco de 2004 e de 2005 não apresentaram grandes diferenças, exceto a precipitação (156,4 mm e 66,8 mm, respectivamente). Houve diminuição acentuada da precipitação no período seco de 2005 (agosto a novembro) com registros

menores do que 50mm, comportamento semelhante ao observado em anos de El Niño. Em geral, o baixo conteúdo de água no solo, provavelmente, induz uma diminuição na respiração autotrófica (EPRON et al., 2004; SALIMON et al., 2004; SOTTA et al., 2004 e 2006) e na respiração heterotrófica através diminuição da atividade microbiana no solo (MEIR et al., 1996; LI et al., 2006), bem como restrição no crescimento das árvores e na troca de gases através do fechamento dos estômatos (BONAL et al., 2000, BONAL; GUEHL, 2001).

Ainda sobre as trocas (gases e energia) entre superfície e atmosfera, estudo sobre o F_c em plantações de palma de óleo e em floresta tropical com base na técnica de CVT foi realizado na região tropical e demonstrou que o F_c em cultivo de palma de óleo aumentou rapidamente com o aumento da radiação solar disponível após o nascer do sol, ocorrendo maior absorção de CO_2 a partir de 08:00 da manhã. Os valores máximos de absorção (às 10:00) foram mantidos durante o intervalo de 03:00, antes de diminuir no turno da tarde, chegando a zero com o pôr do sol. O CO_2 absorvido pela floresta foi um pouco mais tardio do que pela palma de óleo, que iniciou o predomínio da absorção a partir de 09:30 da manhã e aumenta até o meio dia (FOWLER et al., 2011).

Esse comportamento tardio da floresta deve-se ao fato de que o CO_2 respirado e acumulado durante a noite, em aproximadamente 30 m de floresta, é levado até o nível de medição por meio de movimentos ascendentes do ar após o nascer do sol e a quebra da inversão noturna, sendo que parte do CO_2 (respirado e acumulado) é consumido pela fotossíntese logo cedo e o excesso aparece como fluxo ascendente (emissão) no início da manhã. A consequência desse comportamento é a absorção tardia de CO_2 pela floresta, que não inicia antes das 09:30 da manhã (FOWLER et al., 2011).

Outro estudo sobre a influência das condições climáticas nas trocas de CO_2 e energia acima do dossel de palma de óleo no Kedah (6,27° N, 100,29° E), na Malásia, entre fevereiro e junho de 2004, utilizando CVT, demonstrou que o ciclo diário de F_c durante 16 dias seguidos apresentou valores de absorção de CO_2 durante fevereiro, mês do período seco, com picos geralmente menores de $23,1 \mu\text{mol } CO_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, diferente dos picos observados em maio, mês do período chuvoso, cujo valor foi o dobro ou maior. Essa diferença pode ser influenciada pelos baixos níveis de DPV predominante em maio, período chuvoso, em comparação com o mês de fevereiro, período menos chuvoso, o que já foi confirmado em estudos anteriores realizados (HENSON, 1991; 1995), nos quais a absorção de CO_2 pelo dossel de palma de óleo diminuiu com o aumento do VPD no mês seco (HENSON; HARUN, 2005).

3.2 Técnica de Covariância de Vórtices Turbulentos

A partir de 1980, a técnica de CVT teve maior rotina de aplicação devido aos avanços da tecnologia, permitindo os primeiros estudos em culturas (ANDERSON et al., 1984; OHTAKI, 1984), em florestas (VERMA et al., 1986) e pastagens nativas (VERMA et al., 1989). E devido a maior capacidade de armazenamento de dados dos instrumentos, os cientistas habilitados, como Wofsy et al. (1993), realizaram avaliações de fluxos turbulentos por longos períodos em florestas de Harvard, Massachussets, EUA.

A técnica de CVT consiste na amostragem de movimentos turbulentos ascendentes e descendentes existentes na atmosfera e determina o balanço do material transportado, como o CO₂, na interface superfície-atmosfera (BALDOCCHI, 2003).

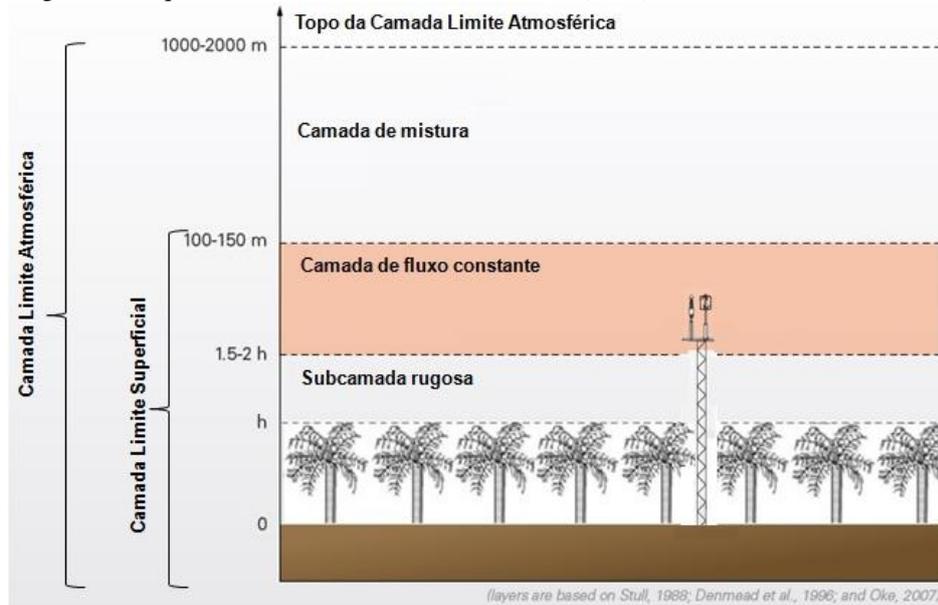
Simplificadamente, o termo “turbulência” refere-se à natureza caótica do escoamento do ar, que é manifestada de forma irregular e com flutuações na velocidade do vento e na concentração de escalares, como o CO₂, em torno dos seus valores médios. Sem a turbulência, as trocas seriam em escala molecular com minúscula magnitude, menor do que a transferência (massa e de energia) ocasionada pela turbulência (ARYA, 2001).

Esses movimentos turbulentos e a transferência de massa e energia entre superfície e atmosfera ocorrem na camada limite atmosférica - CLA (Atmospheric Boundary Layer, em inglês) que é definida como a camada inferior da troposfera, diretamente influenciada pela presença da superfície terrestre (STULL, 1988).

O topo da CLA varia entre 1 ou 2 km de altura de acordo com a influência do principal forçante térmico (o sol) e apresenta caráter bastante turbulento na camada limite superficial – CLS (Surface Layer, em inglês). A CLS é uma fonte de atrito (fricção) que provoca alterações nos processos de troca entre a superfície e a atmosfera em escalas pequenas de tempo e espaço (FOKEN, 2008).

É na CLS, com um décimo da CLA (100m), que os fluxos de massa e energia são medidos em microescala, mais especificamente na camada de fluxo constante – CFC (Constant Flux Layer, em inglês) (Figura 2). Na CFC, a turbulência de pequena escala domina a transferência (massa e energia) e a variação dos fluxos verticais é menor do que 10% (OKE, 1987). De forma simples, fluxo é a quantidade de algo transportado através de uma determinada área em um dado tempo (BURBA, 2013).

Figura 2 - Esquema da Camada Limite Atmosférica (CLA).



Fonte: Adaptado de (BURBA, 2013).

Em terrenos planos e horizontalmente homogêneos, assume-se a hipótese de que a razão de mistura do CO_2 e a velocidade do vento são constantes com o tempo, que não existe deslocamento do escalar atmosférico no sentido horizontal (advecção), sendo o fluxo horizontal em (x) e (y) igual a zero (BALDOCCHI, 2003).

As estimativas do fluxo vertical instantâneo de CO_2 são obtidas pelo produto entre os valores instantâneos da densidade do ar (ρ_a), da velocidade vertical do vento (w) e da razão de mistura do CO_2 (c), conforme equação 1.

$$Fc = \rho_a w c \quad (1)$$

A somatória dos fluxos verticais instantâneos de CO_2 em um dado tempo (hora ou minutos) é igual a

$$Fc = 1/N \sum_i^n \rho_a w c = \overline{\rho_a w c} \quad (2)$$

Ao utilizar as regras das médias de Reynolds (REYNOLDS, 1895), descritas abaixo

$$\begin{aligned} \rho_a &= (\overline{\rho_a} + \rho_a') \\ w &= (\overline{w} + w') \\ c &= (\overline{c} + c') \end{aligned} \quad (3)$$

Pode-se substituir as Equações 3 na Equação 2, obtendo:

$$Fc = \overline{(\rho_a + \rho_a')(\bar{w} + w')(\bar{c} + c')} \quad (4)$$

Desenvolvendo a Equação 4, obtém-se:

$$Fc = \overline{(\rho_a \bar{w} \bar{c} + \rho_a \bar{w} c' + \rho_a w' \bar{c} + \rho_a w' c' + \rho_a' \bar{w} \bar{c} + \rho_a' \bar{w} c' + \rho_a' w' \bar{c} + \rho_a' w' c')} \quad (5)$$

onde assume-se que as médias das flutuações são iguais a zero ($\overline{\rho_a'} = \overline{w'} = \overline{c'} = 0$) e as flutuações na densidade do ar são nulas ($\rho_a' = 0$), podendo-se eliminar, assim, alguns termos da equação anterior, resultando em:

$$Fc = \overline{\rho_a \bar{w} \bar{c}} + \overline{\rho_a w' c} \quad (6)$$

Em condições ideais com o terreno é plano e homogêneo, considera-se que a velocidade vertical média é nula ($\bar{w} = 0$). Neste caso, tem-se que

$$Fc = \overline{\rho_a w' c} \quad (7)$$

onde as barras superiores representam as médias temporais, apóstrofos representam as flutuações em relação ao valor médio, ρ_a é a densidade do ar, w é a velocidade vertical do vento e c é a concentração de CO₂ (BALDOCCHI, 2003).

O avanço tecnológico tem permitido melhorias nos sistemas com CVT, melhorando a precisão, velocidade de resposta e confiabilidade de medidas de F_c , embora possam ocorrer erros sistemáticos como resultado de limitações físicas do sensor (MOORE, 1986).

A qualidade do conjuntos de dados obtidos por técnica de CVT pode ser testada por meio do fechamento do balanço de energia. Entende-se o fechamento do balanço de energia como o particionamento do saldo de radiação (R_n) em H (fluxo de calor sensível), LE (fluxo de calor latente), G (fluxo de calor no solo). A soma de H, LE e G em função da R_n é um teste para estudos com essa técnica e o fechamento durante um período longo de dias demonstra que o sistema está funcionando corretamente (MONCRIEFF et al., 1997).

$$Rn = H + LE + G \quad (8)$$

Os fluxos estimados pela técnica de CVT ocorrem em um único ponto acima do dossel. Porém, os fluxos medidos em uma dada altura (z) são influenciados pela altura da medida, pela vegetação (rugosidade) e pela estabilidade atmosférica. Com base no método de Schuepp et al. (1990), 80% dos fluxos acumulativos normalizados (CNF) aumentam com a altura da

medida e com o aumento da estabilidade, bem como diminui com a rugosidade da superfície e com aumento da instabilidade.

3.3 Fluxo de CO₂ diurno e noturno

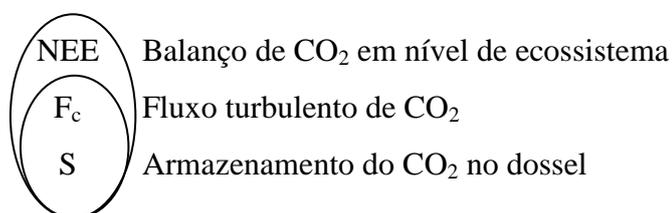
Estudos demonstram que há uma distinção no padrão diurno de F_c para os dias em que a noite anterior estava calma, com pouca mistura turbulenta e com muito acúmulo de CO₂ respirado dentro o dossel, e em noite em que houve maior turbulência, com mistura suficiente para minimizar o quantidade de CO₂ armazenado dentro do dossel. Por exemplo, depois do amanhecer, antecedido de noites calmas, muitas vezes há um pico no fluxo ascendente de CO₂, que é atribuído a retirada do CO₂ armazenado durante a noite, abaixo e dentro do dossel, diferente do que ocorre em noites turbulentas (ARAÚJO et al., 2002).

As tendências diurnas de F_c são uma possível aproximação do NEE, sendo medidas integrativas dos processos de fotossíntese e respiração. No entanto, durante a noite é possível ocorrer subestimativa de F_c entre superfície e atmosfera devido a menor intensidade da atividade turbulenta e, conseqüentemente, menor transporte vertical do CO₂. Uma alternativa para evitar a subestimativa do NEE é acrescentar os valores de S , através de um sistema de medição de perfil vertical entre o solo e a altura de mensuração do fluxo (WOFSY et al., 1993).

Neste sentido, é importante a obtenção do NEE, o qual pode ser calculado com base na troca de CO₂ entre o ecossistema e a atmosfera para cada período de 30 min, seguindo metodologia padrão proposta por AUBINET et al. (2000). O NEE pode ser descrito da seguinte forma:

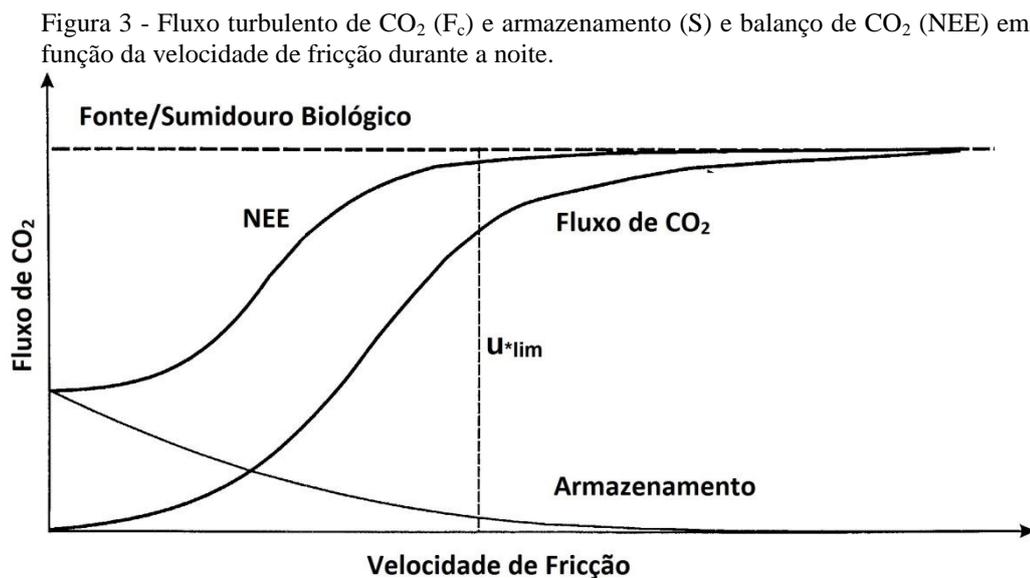
$$NEE = \overline{w'c'} + \frac{\partial}{\partial t} \int_0^{22,2} \overline{c(h)} dh \quad (9)$$

onde o primeiro termo do lado direito é o F_c obtido através da covariância entre as flutuações da velocidade vertical do vento (w') e da concentração do escalar (c' , CO₂), conforme descrito no item 3.2. O segundo termo é o S , sendo h - a altura acima da superfície do solo, t - o tempo e c é concentração do CO₂, as barras superiores denotam as médias temporais (BONAL, 2008). De modo simples, para facilitar a compreensão sobre as trocas de CO₂ entre superfície e atmosfera, tem-se:



Erros sistemáticos podem representar um problema na estimativa do NEE tanto em medições de curto prazo (hora/minutos) quanto em medições com intervalos mais longos (estimativa anual). Uma característica comum em mensurações de longo prazo é que, durante a noite, o F_c se aproximam de zero na medida em que o nível de turbulência, representado pela a velocidade de fricção, cai para zero (GOULDEN et al., 1996).

Em outras palavras, os valores de F_c são proporcionais a velocidade de fricção, ou seja, se a turbulência diminui assim também ocorre com as medidas de F_c . Entre os métodos desenvolvidos para estimar as trocas noturnas de CO_2 , pode-se identificar o valor limite de velocidade de fricção (u^*_{lim}), a partir do qual o fluxo parece estabilizar (Figura 3). No entanto, atualmente, é reconhecido que u^*_{lim} é parâmetro específico do local de mensuração (Tabela 1) (MASSMAN; LEE, 2002).



Fonte: Adaptado de (MASSMAN; LEE, 2002).

Tabela 1 - Lista de Limites de velocidade de fricção (u^*_{lim})

Tipo de floresta	u^*_{lim} ($m s^{-1}$)	Referência
Pine	0,5	(LINDROTH et al., 1998)
Black spruce	0,4	(JARVIS et al., 1997)
Beech	0,25	(PILGAARD et al., 2001)
Black spruce	0,2	(GOULDEN et al., 1997)
Oak-maple	0,17	(GOULDEN et al., 1996)
Maple-aspen	0,15	(LEE et al., 1999)
Tropical	0,0	(MALHI et al., 1998)

Fonte: Adaptado de (MASSMAN; LEE, 2002).

4 MATERIAL E MÉTODOS

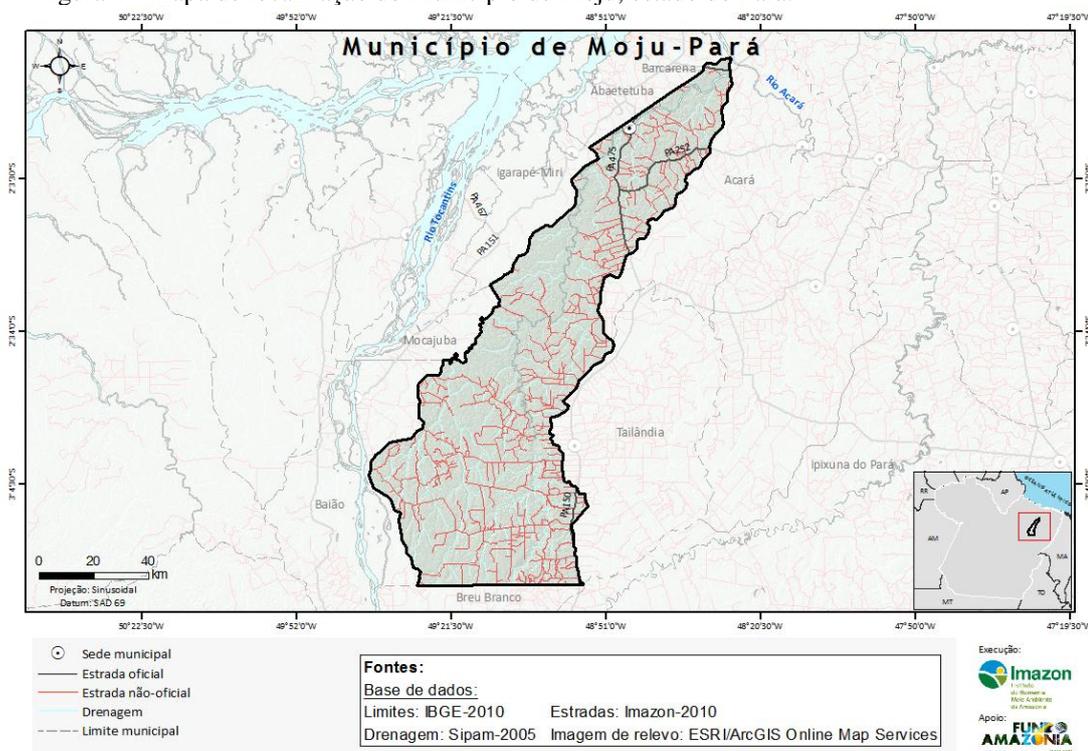
4.1 Breve descrição de Moju-PA.

4.1.1 Localização e Economia.

A área de estudo está localizada no município de Moju, estado do Pará (Figura 4). A sede municipal apresenta as seguintes coordenadas geográficas: 01°53'10"S e 48°46'00"O (IDESP, 2014). O município foi fundado em 1856, está localizado no nordeste paraense, na Região de Integração (RI) Tocantins, formada por 11 municípios: Abaetetuba, Acará, Baião, Barcarena, Cametá, Igarapé-Miri, Limoeiro do Ajuru, Mocajuba, Moju, Oeiras do Pará e Tailândia. É limítrofe a 8 municípios, em maior extensão com os municípios de Baião, Tailândia e Acará (IMAZON, 2014).

Sua área territorial abrange 9.094 quilômetros quadrados (km²). O censo 2010 informa que Moju abriga 70.018 habitantes, distribuídos entre a zona rural, com 44.856 pessoas (64%), e a zona urbana, com 25.162 (36%). A densidade demográfica é igual a 7,70 hab km⁻², havendo estimativa de 78.629 habitantes para o ano de 2016, conforme informações do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE)².

Figura 4 - Mapa de localização do Município de Moju, estado do Pará.



Fonte: IMAZON, 2014³.

² Informações disponível em: <http://cidades.ibge.gov.br/xtras/perfil.php?codmun=150470>

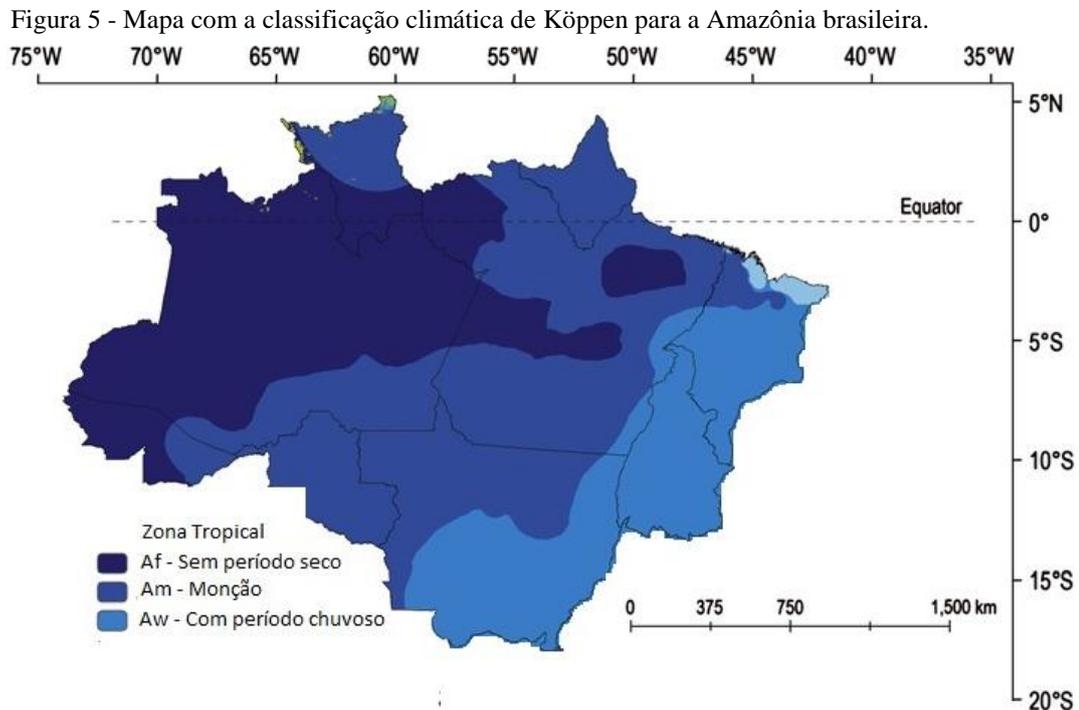
³ Figura disponível em: http://www.statusmunicipal.org.br/banco_de_dados/

4.1.2 Clima e solo.

Em toda ALB, ocorre apenas uma categoria do sistema de classificação climática de Köppen (1948), denominada de clima tropical chuvoso. Essa categoria apresenta três subdivisões: Af, Am e Aw. O tipo Af apresenta ausência de período seco, com todos os meses registrando total de chuva superior a 60 mm (BASTOS, 1982).

Mais de 28% da área do estado do Pará possui clima Af, ocorrendo na região leste e central do estado com precipitação anual entre 2.200 e 2.700 mm, na Ilha de Marajó e ao sul da capital Belém. Sobre a classificação climática de Belém, estudos incluem a capital na faixa de clima Af (ALVARES et al., 2014).

O município de Moju ($01^{\circ}53'10''S$, $48^{\circ}46'00''O$), localizado no leste do Pará e ao sul de Belém, encontra-se na faixa com clima Af (Figura 5). A precipitação acumulada anual no eixo Belém-Tailândia (incluindo Moju-Pa) corresponde, aproximadamente, entre 2500 e 3000 mm (MORAES et al., 2005). As chuvas, apesar de regulares, não se distribuem igualmente durante o ano. A temperatura média anual é elevada, em torno de $25^{\circ}C$. A umidade relativa do ar está em torno de 85% (IDESP, 2014).



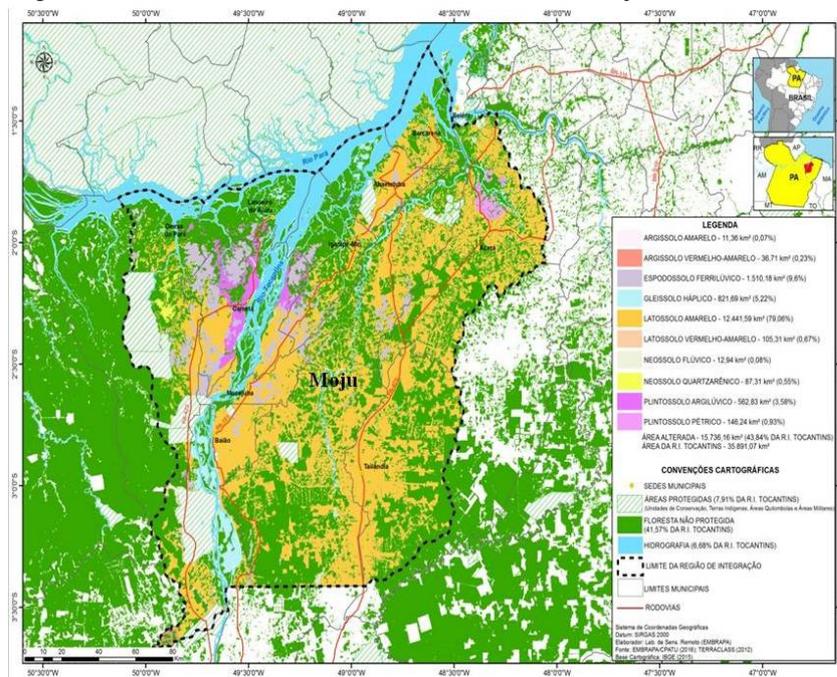
Fonte: Adaptado de (ALVARES et al., 2014).

O município apresenta aptidão agroclimática para a cultura da palma de óleo com risco moderado de redução na produção de cachos de frutos frescos, com presença de estação

menos chuvosa de curta duração e com ocorrência de deficiência hídrica anual moderada (entre 100 mm e 350 mm) (BASTOS, 2001).

Moju apresenta solos da classe dos Latossolos, mais especificamente, o Latossolo Amarelo (Figura 6). A palma de óleo vem sendo cultivada principalmente nos Latossolos Amarelos de textura média e nos Latossolos Amarelos de textura argilosa. Ambos os solos são deficientes em fósforo (P) e na maioria dos principais nutrientes: magnésio (Mg), potássio (K), cálcio (Ca) e boro (B), caracterizando baixa fertilidade natural (TEIXEIRA et al., 2010).

Figura 6 - Solos de áreas alteradas no Pará, incluindo Moju.



Fonte: EMBRAPA, 2016.

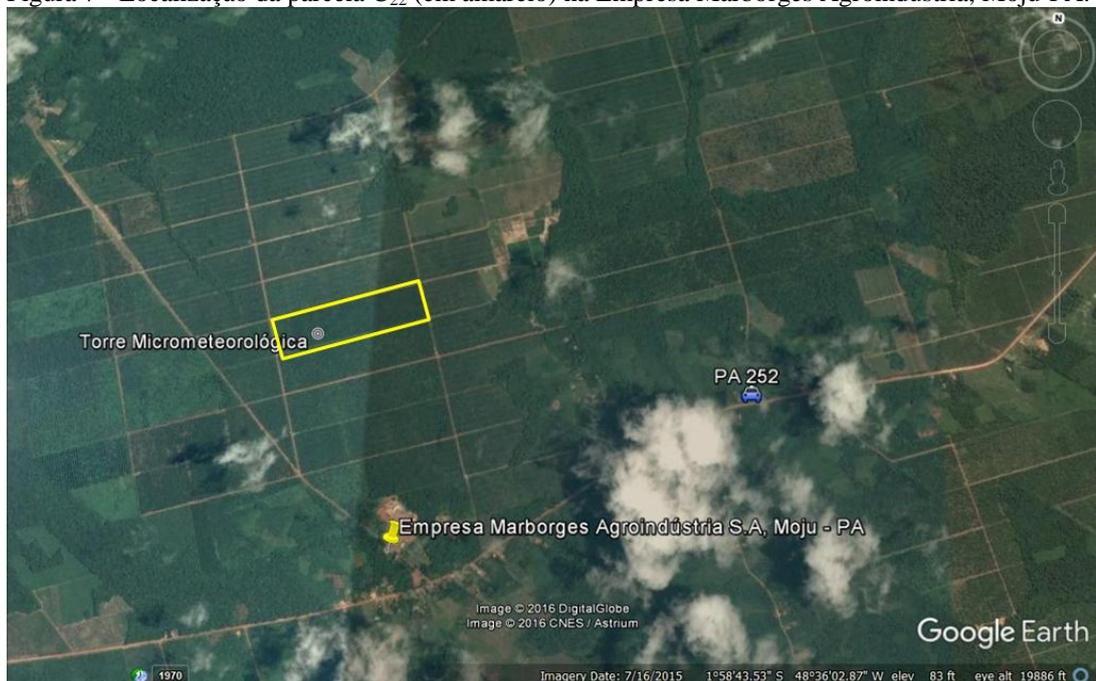
4.1.3 Vegetação e hidrografia.

A vegetação é constituída por vegetação densa de planície aluvial em áreas de várzea; vegetação secundária latifoliada em terra firme e floresta densa em baixos platôs e terraços (IDESP, 2014). O total de área com floresta e de área desmatada até 2015 é, respectivamente, de 4.386,8 km² (48,05%) e de 4.319,6 km² (47,32%) (INPE, 2017). O município tem o rio Moju, como o principal rio, que nasce no município de Rondon do Pará e deságua no rio Guairá, no município de Barcarena. Possui inúmeros afluentes em ambas as margens, sendo mais expressivos àqueles na margem esquerda, como o rio Cairari, que faz limite com o município de Mocajuba (IDESP, 2014).

4.2 Local da pesquisa: Empresa Marborges Agroindústria S.A.

A pesquisa foi conduzida na empresa Marborges Agroindústria S.A (1°59'29"S, 48°36'34"O), mais especificamente na parcela C₂₂ (Figura 7). A empresa está localizada no município de Moju-PA, no km 56 da Rodovia estadual Virgílio Serrão Sacramento, também conhecida como PA-252, que liga os municípios de Moju e Acará, na mesorregião Nordeste Paraense. A distância entre Belém e a empresa consiste em aproximadamente 100 km em linha reta ao sul da capital do estado (PINA, 2010).

Figura 7 - Localização da parcela C₂₂ (em amarelo) na Empresa Marborges Agroindústria, Moju-PA.



Fonte: GOOGLE EARTH, 2016

A partir de parceria técnica entre a EMBRAPA e a Marborges, foram substituídos os plantios mais velhos da empresa em razão da baixa produtividade de plantas muito altas, que estavam maiores do que 15 m e dificultavam a colheita, e de problemas fitossanitários relacionados à elevada incidência de AF, anomalia que atinge este cultivo (PINA, 2010).

O replantio com mudas de HIE de palma de óleo foi realizado no ano de 2007 na parcela C₂₂ (Figura 8). Em 2015, as plantas estavam no nono ano de plantio e apresentavam altura média em torno de 8 m (altura da ponta da flecha). A área total da parcela equivale a 2,5 hectares (250 x 100m) com 3.575 plantas dispostas na forma de triângulo equilátero, espaçamento de 9 x 9 x 9 m, e com densidade de plantio igual a 143 plantas por hectare. O solo é do tipo Latossolo (Oxissolo) Amarelo Distrófico e precipitação média anual igual a 2.890 mm no período de 1994-2010 (GOMES JÚNIOR et al., 2016).

Figura 8 - Plantio de palma de óleo com HIE na Parcela C₂₂, Moju-PA.



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.2.1 Torre micrometeorológica e Instrumentação

Uma torre de observações micrometeorológicas ($1^{\circ}58'43,2''\text{S}$; $48^{\circ}36'52,8''\text{O}$) (Figura 9), com 23 m metros de altura e estrutura de alumínio (pavimentos com seção de 1,40 m x 1,70 m e 1,83 m de altura), foi instalada na parcela C₂₂ em dezembro de 2013 para a obtenção de dados meteorológicos e de fluxos de massa (CO_2 e H_2O). O entorno da parcela C₂₂ é constituído por cultivo de palma de óleo com a mesma idade de plantio.

Figura 9 - Torre micrometeorológica localizada na parcela C₂₂, Moju-PA.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O registro e o armazenamento dos dados foram realizados por um microcontrolador eletrônico (CR1000, Campbell Scientific Inc., Logan UT, EUA), utilizando um cartão de memória (CFV-2GB-TSI-3522, Campbell Scientific Inc., Logan UT, EUA) que era substituído e transportado em visitas semanais ou quinzenais do local de coleta para a Embrapa Amazônia Oriental, Belém-PA.

4.2.2 Variáveis Meteorológicas

Os instrumentos utilizados para obtenção das variáveis meteorológicas estão apresentados na Tabela 2. Os dados foram coletados e registrados a cada 60 s, como valor instantâneo, e a partir desses dados também foram registradas médias de 30 min.

Tabela 2 - Lista das medidas e instrumentos instalados na torre de observações micrometeorológicas, Moju-PA.

Variável	Instrumento	Altura (m)
Onda curta incidente e refletida	Piranômetro	18,21
Onda longa atmosférica e terrestre	Pirgeômetro	18,21
Precipitação	Pluviômetro	22,65
Radiação fotossinteticamente ativa	Sensor quântico	22,90
Temperatura e umidade relativa do ar	Termohigrômetro	22,7; 15,94; 10,4; 6,75; 2,25
Perfil da concentração do CO ₂ e H ₂ O	Analizador de gás por infravermelho (caminho fechado)	22,2; 15,4; 9,9; 5,8; 2,1; 0,5
Concentração do CO ₂ e H ₂ O (CVT)	Analizador de gás por infravermelho (caminho aberto)	12,4
Direção e velocidade do vento (u, v, w)	Anemômetro ultrassônico 3D	12,4

Fonte: Elaborado pelo autor.

4.2.3 Perfil vertical da concentração de CO₂

O perfil vertical da [CO₂] atmosférico foi medido em seis alturas acima do solo (22,2; 15,4; 9,9; 5,8; 2,1; 0,5 m). Foi utilizado um analisador de gás por infravermelho do tipo caminho fechado (LI-820, LI-COR Inc., Lincoln, NE, EUA) para medir a [CO₂] nas diferentes alturas.

Em cada altura, o ar foi amostrado por um intervalo de 150 segundos. Os valores médios da [CO₂] foram registrados a cada 15 minutos, tempo do ciclo em todo o perfil, sendo posteriormente convertidos em médias, a cada 30 min.

O analisador de gás (LI-840, LI-COR Inc., Lincoln, NE, EUA) foi utilizado em substituição ao anterior, durante 24 dias em outubro (Dia do ano – DDA 281-304) e 26 dias em novembro (DDA 305-330), devido a problemas de funcionamento no instrumento.

O ar foi conduzido por um conjunto de tubos de poliuretano, com comprimento diferente para cada altura e tela de proteção nas extremidades, e um conjunto de seis válvulas

solenoides (EVO-3-12, Clippard, Cincinnati, OH, EUA) que permitiram trocas entre os níveis de entrada através de um dispositivo (SDM-CD8S, Campbell Scientific Inc., Logan UT, EUA) que controla o acionamento das válvulas solenoides. Também, foi utilizada uma microbomba de ar (NMP850KNDCB, KNF Neuberger, Freiburg, Alemanha), com vazão máxima de $0,8 \text{ litro min}^{-1}$, para coleta e condução do ar até o analisador, um filtro (ACRO 50 PTFE $1 \mu\text{m}$; Gelman, Ann Arbor, Michigan, EUA), antes da entrada de ar, para evitar a entrada de micropartículas e um microcontrolador eletrônico para registrar os dados (OLIVEIRA et al., 2015).

4.2.4 Fluxo turbulento de CO_2

Um anemômetro ultrassônico tridimensional integrado com um analisador de gás por infravermelho do tipo caminho aberto (Irgason, Campbell Scientific Inc., Logan, UT, EUA) foi montado na altura de 12,4 m acima do solo e distância lateral de 1 m da torre.

O Irgason foi utilizado para a obtenção das flutuações da densidade absoluta do CO_2 e H_2O e dos componentes ortogonais do vento (u, v e w), com taxa de amostragem de 10Hz. Amostragens com taxa de 10 Hz são adequadas para a maioria dos estudos em ecossistemas terrestres, frequências mais altas são adequadas para aplicações com transporte aéreo (BURBA; ANDERSON, 2007).

O Irgason integrado opera com precisão de mensuração do analisador de gás igual a $0,2 \text{ mg m}^{-3}$ ($0,15 \mu\text{mol mol}^{-1}$) para densidade do CO_2 e igual a $0,00350 \text{ g m}^{-3}$ ($0,006 \text{ mmol mol}^{-1}$) para densidade da H_2O . O anemômetro ultrassônico tem precisão igual a 1 mm s^{-1} para u e v e $0,5 \text{ mm s}^{-1}$ para w, componentes ortogonais do vento. Além disso, possui uma interface EC100 (Figura 10) que sincroniza os dados coletados de CO_2 , H_2O e dos componentes do vento e transfere para o datalogger (CR1000, Campbell Scientific Inc., Logan UT, EUA).

Figura 10 - Irgason conectado a interface EC100.



Fonte: CAMPBELL SCIENTIFIC, 2010.

4.2.5 Aquisição e processamento de dados

A aquisição dos dados meteorológicos e do sistema de fluxo (Irgason) neste estudo refere-se ao período de janeiro-dezembro/2015. Os dados foram convertidos do formato binário para ascii com um programa específico (LoggerNet 4.2, Campbell Scientific Inc., Logan, UT, EUA).

Os dados do sistema de fluxo foram processados com o programa Alteddy versão 3.9 (Alterra, Wageningen) usando a metodologia Euroflux (AUBINET et al., 2000). O programa calcula as médias e variâncias e aplica as correções necessárias. Foi utilizado o intervalo de tempo de 30 min para o processamento dos dados. Após as etapas de conversão e processamento, foi verificada a falta de dados, identificada como NAN (*not a number*) ou -7999 (dados meteorológicos) e -9999 (dados de F_c).

Para os valores médios diários das variáveis meteorológicas, foram considerados os dias com todos os dados, a cada 30 minutos ($n = 48$ pontos, 100%) (CULF, 1995). Para os valores médios diários de F_c , foram considerados os dias com $n \geq 36$ pontos (75%), sendo eliminados os valores que estiveram abaixo de $-60 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ e acima de $60 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, de acordo com o protocolo utilizado para as torres de fluxos do Programa de Larga Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia.

Para os valores médios de F_c entre os limites estabelecidos, foram identificadas e retiradas as diferenças bruscas que não estavam coerentes com os demais valores encontrados no banco de dados. Essa etapa foi realizada com base nas informações meteorológicas (precipitação, temperatura e umidade relativa do ar, velocidade do vento, velocidade de fricção, parâmetro de estabilidade). Posteriormente, foi utilizado o programa SigmaPlot 8.0 (SYSTAT Inc., San Jose, CA, EUA) para a elaboração de gráficos.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Disponibilidade dos dados

O registro dos dados da precipitação (P) ($n = 12.432$, 71% de cobertura dos dados) apresentou falhas técnicas. A subestimação dos dados de P da torre de Moju ocorreu devido a problemas técnicos e foi verificada em 29 dias em janeiro (DDA 001–029), 1 dia em março (DDA 077), 4 dias em julho (DDA 209–212), 20 dias em agosto (DDA 213–232), 21 dias em outubro (DDA 281–301) e 31 dias em dezembro (DDA 335–365). As falhas foram preenchidas com os valores de P, registrados próximos da torre e, gentilmente, cedidos pela empresa Marborges Agroindústria S.A.

A onda curta incidente (OC_{in}) e o saldo de radiação (R_n) apresentaram falhas no registro de dados ($n = 15.264$, 87% de cobertura dos dados) em 1 dia em março (DDA 077), 1 dia em maio (DDA 128), 4 dias em julho (DDA 209–212), 20 dias em agosto (DDA 213–232) e 21 dias em outubro (DDA 281–301).

A temperatura (T) e a umidade relativa do ar (UR) tiveram ausência de dados ($n = 15.312$, 87% de cobertura dos dados) em 1 dia em março (DDA 077), 4 dias em julho (DDA 209–212), 20 dias em agosto (DDA 213–232) e 21 dias em outubro (DDA 281–301). O Déficit de Pressão de Vapor (DPV) ($n = 15.312$, 87% de cobertura dos dados) foi obtido a partir dos dados da T e UR na altura (22,7 m), acima do dossel, e foi calculado com base em (ALVARENGA et al., 2014).

A cobertura dos dados de F_c ($n = 13.990$, 79,8%), de S ($n = 13.982$, 79,8%) e de NEE ($n = 13.982$, 79,8%) apresentou ausências aleatórias durante o período estudado, equivalente a 1 dia em março (DDA 077), 6 dias em junho (DDA 172-176, 180), 7 dias em julho (DDA 183, 187, 208–212), 20 dias em agosto (DDA 213–232), 21 dias em outubro (DDA 281–301) e 3 dias em novembro (DDA 322–324).

A disponibilidade de dados obtida neste estudo apresentou valores semelhantes (meteorológicos) ou superiores (CO_2) ao encontrado na literatura. Estudo demonstra que a cobertura média anual dos dados do sistema de fluxo é de apenas 65% devido às falhas do sistema. Sobre as variáveis meteorológicas, por exemplo, T, UR, DPV e R_n , a porcentagem de dados perdidos está em torno de 10% (FALGE et al., 2001).

5.2 Precipitação e Energia

P acumulada na parcela C₂₂ no período de janeiro-dezembro de 2015 foi igual a 2.320 mm, inferior à normal climatológica⁴ de Belém-Pará (01°43'00"S; 48°43'00"O) no período de 1980–2015 (Tabela 3). O valor inferior de P pode estar relacionado ao episódio El Niño ocorrido no leste da Amazônia, considerando que os totais de chuva no período chuvoso e menos chuvoso ficam abaixo da média em anos de seca extrema na Amazônia, como, por exemplo, em 1983, 1998, 2005 e 2010 (ALVES et al., 2013). O El Niño, aquecimento da temperatura da superfície do mar do pacífico, contribui para redução da P no nordeste da Amazônia (CAVALCANTI; SILVEIRA, 2013).

Tabela 3 – P acumulada mensal (Moju, 2015) e a normal climatológica (Belém, 1980–2015)

Meses	P acumulada mensal (mm)	
	Moju (2015)	Belém (1980 - 2015)
Janeiro	276,4	396,0
Fevereiro	307,3	418,9
Março	377,0	475,5
Abril	356,6	434,1
Mai	339,3	300,4
Junho	160,3	193,6
Julho	116,2	160,9
Agosto	39,8	140,5
Setembro	71,6	127,0
Outubro	18,7	118,0
Novembro	99,3	135,0
Dezembro	157,0	255,8

Fonte: (Torre, 2015; INMET, 1980 - 2015)

Destaca-se que a distribuição espacial da seca sobre a Amazônia em 2015 afastou-se do padrão típico observado nos principais eventos anteriores de El Niño, quando a seca era menos severa e mais difundida. Desta vez, houve um dipolo úmido-seco incomum entre o sudoeste e o nordeste da Amazônia, ocorrendo secas típicas de El Niño apenas no leste e umidade incomum no oeste da região. Esse contraste úmido-seco pode ser atribuído ao aquecimento máximo da superfície do mar no pacífico equatorial central (JIMÉNEZ-MUÑOZ et al., 2016).

Neste trabalho, o período chuvoso (1.974 mm), que abrangeu os meses de janeiro-junho e dezembro (DDA 1-181 e 335-365), apresentou $P > 150 \text{ mm m}^{-1}$, e o período menos chuvoso (345 mm), que incluiu os meses de julho-novembro (DDA 182-334), com ocorrência de $P < 150 \text{ mm m}^{-1}$. Os períodos de P foram representados com base no valor de referência

⁴ A normal climatológica em Belém foi calculada com base nos dados do banco meteorológico para ensino e pesquisa do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET, 1980 - 2015).

igual a 150 mm mês^{-1} , demanda hídrica requerida por cultivos de palma de óleo (VERHEYE, 2010, CARR, 2011). No leste da Amazônia, a maior P ocorre entre as estações de verão e outono austral, geralmente de dezembro a maio, o que está associado aos padrões de circulação atmosférica de grande escala como a ZCIT (ÁVILA et al., 2014).

Os meses com maior P acumulada foram março, abril e maio ($\sim 350 \text{ mm}$), sendo agosto, setembro e outubro com menor acúmulo ($< 100 \text{ mm}$). O máximo de P ocorre mais precisamente no trimestre “março, abril e maio” (outono no hemisfério Sul), quando a ZCIT penetra mais intensamente no continente, situando-se na sua posição mais ao Sul, sendo fortalecida pelas circulações dos ventos alísios de nordeste (LOPES et al., 2013).

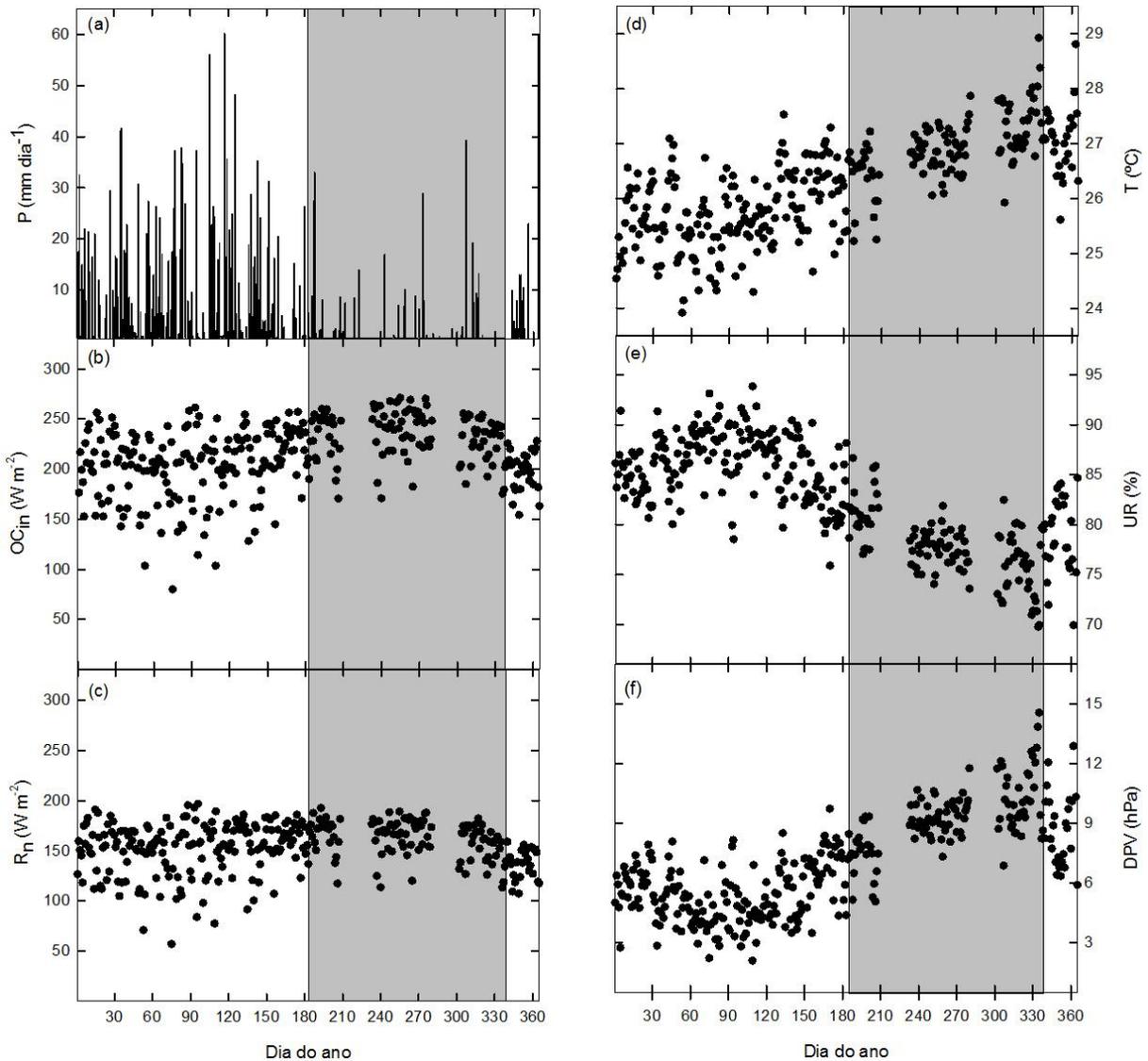
O período chuvoso foi caracterizado pela ocorrência de valores diários de P, em sua maioria, na faixa entre 0 e 30 mm, com os maiores registros iguais a 56 e 60 mm nos dias 105 e 117, respectivamente, no mês de abril. O período menos chuvoso foi marcado pela ocorrência de valores diários mais baixos, em sua maioria, na faixa entre 0 e 15 mm, com registro máximo de 33 e 39 mm nos dias 188 e 307 respectivamente, em julho e novembro (Figura 11a). Esses valores de diários de P foram obtidos com base na descrição do item 5.1.

O valor médio de radiação de OC_{in} foi $203 (\pm 2,3) \text{ W m}^{-2}$ no período chuvoso, inferior a $235 (\pm 2,2) \text{ W m}^{-2}$ no período menos chuvoso (Figura 11b). A maior cobertura de nuvens no período chuvoso ocasiona maior espalhamento da radiação devido aos múltiplos reflexos que ocorrem quando os raios solares se chocam com as gotículas de água, responsáveis pela formação das nuvens (COSTA et al., 2009). A nebulosidade também contribuiu para diminuir o R_n , em média $150 (\pm 1,8) \text{ W m}^{-2}$ no período chuvoso e $164 (\pm 1,6) \text{ W m}^{-2}$ no período menos chuvoso (Figura 11c).

O valor médio da T foi de $26,2 (\pm 0,1) \text{ }^\circ\text{C}$ no período chuvoso e de $26,9 (\pm 0,1) \text{ }^\circ\text{C}$ no menos chuvoso. O comportamento diário da T foi crescente durante o ano, com registros, mínimo e máximo, de $23,9 \text{ }^\circ\text{C}$ no DDA 53 (fevereiro) e $28,9 \text{ }^\circ\text{C}$ no DDA 334 (novembro), respectivamente (Figura 11d). Houve comportamento decrescente da UR atmosférico durante o ano. Diariamente, os valores médios variaram entre 93,8% (DDA 109, abril) e 69,8% (DDA 334, novembro), apresentando média de $85 (\pm 0,3) \%$ no período chuvoso e de $78 (\pm 0,3) \%$ no menos chuvoso (Figura 11e).

Houve variação do DPV entre os períodos de maior e menor ocorrência de P, apresentando valor médio diário de $5,9 (\pm 0,15) \text{ hPa}$ e de $9,1 (\pm 0,16) \text{ hPa}$ respectivamente (Figura 11f). Em condições de secas intensificadas, a T é maior e a UR é menor no período menos chuvoso (MARENGO et al., 2008), contribuindo para maior quantidade de vapor de água demandada pela atmosfera.

Figura 11 - Variação sazonal dos valores médios diários de (a) P, (b) OC_{in} , (c) R_n , (d) T, (e) UR e (f) DPV em 2015, Moju-PA. As linhas verticais representam o acumulado diário e cada círculo fechado representa a média diária. T, UR e DPV foram obtidos na altura (22,7 m) acima do topo do dossel (8 m). Período menos chuvoso representado com fundo cinza.



A OC_{in} tem como fonte o sol e aquece a superfície terrestre. A onda curta refletida (OC_{ref}) indica que parte da OC_{in} é refletida de volta pela superfície. A onda longa atmosférica (OL_{atm}) é absorvida pela superfície terrestre e emitida por nuvens, aerossóis e gases. A onda longa terrestre (OL_{ter}) consiste na transferência parcial da energia absorvida pela superfície para atmosfera. O R_n indica que a superfície terrestre recebe mais radiação do que perde (FOKEN, 2008) e pode ser obtido pela soma do balanço de onda curta com o balanço de onda longa ($R_n = B_{OC} + B_{OL}$)⁵.

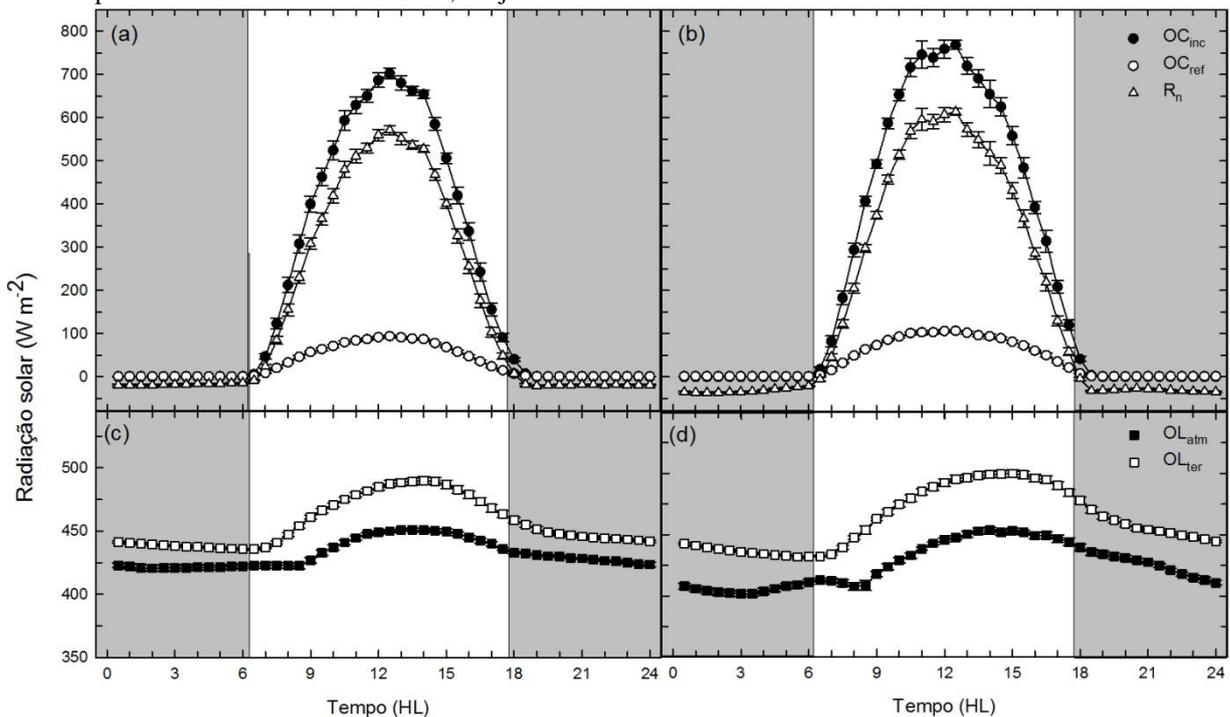
⁵ B_{OC} : $OC_{in} - OC_{ref}$
 B_{OL} : $OL_{atm} - OL_{ter}$

O ciclo médio diário de cada componente de radiação em cultivo de palma de óleo, no ano de 2015, apresentou valores médios menores no período chuvoso quando comparado ao período menos chuvoso (Figura 12). Quantitativamente, os valores máximos de OC_{inc} , OC_{ref} e R_n foram, respectivamente, 702 W m^{-2} , 93 W m^{-2} e 571 W m^{-2} no período chuvoso (Figura 12a) e 768 W m^{-2} , 106 W m^{-2} e 613 W m^{-2} no período menos chuvoso (Figura 12a e b). Esses valores foram registrados às 12:30, horário local (HL), em ambos os períodos de P.

A considerável concentração de nuvens no período chuvoso é um fator que contribuiu para a redução da incidência da radiação solar (BASTOS et al., 2002). Os valores positivos de R_n indicam o predomínio da radiação de OC sobre a radiação de OL. Porém, durante a noite, ocorre o inverso e R_n é negativo devido à maior perda de radiação para a atmosfera (OL_{ter}) (COSTA et al., 2009).

Os valores máximos da radiação de onda longa emitida pela atmosfera (OL_{atm}) e terrestre (OL_{ter}) foram, respectivamente, 451 W m^{-2} às 13:00 (HL) e 489 W m^{-2} às 14:00 (HL) no período chuvoso (Figura 12c) e 453 W m^{-2} às 14:00 (HL) e 499 W m^{-2} às 15:00 (HL) no período menos chuvoso (Figura 12c e d). Os picos diurnos de OL_{atm} foram semelhantes em ambos os períodos de P, embora com valores maiores durante a noite no período chuvoso. A OL_{atm} depende tanto do vapor d'água na CLA quanto da quantidade e da propriedade radiativa das nuvens (PAVLAKIS et al., 2007).

Figura 12 - Ciclo médio diário da radiação solar: OC_{inc} (círculo fechado), OC_{ref} (círculo aberto), R_n (triângulo), OL_{atm} (quadrado fechado) e OL_{ter} (quadrado aberto) no (a,c) período chuvoso e no (b, d) período menos chuvoso em 2015, Moju – PA.

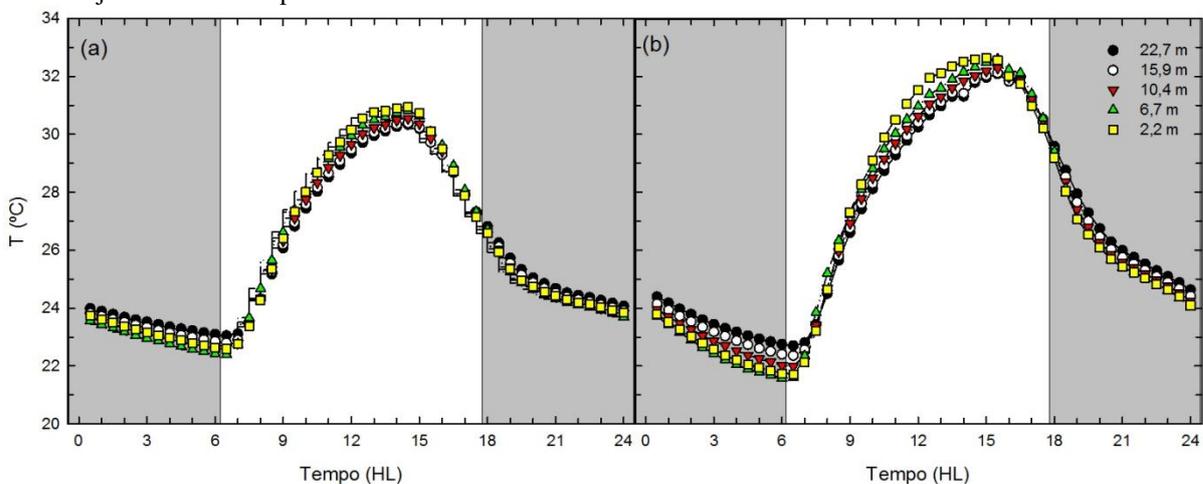


O ciclo médio diário da T apresentou os registros mais baixos no período chuvoso ao longo do perfil vertical (Figura 13a), coincidindo com menores valores de radiação solar e maior P. Nesse período, a amplitude diurna média do perfil da T foi de 22,7 °C às 06:30 (HL) e 30,6 °C às 14:30 (HL). No período menos chuvoso, amplitude do perfil da T atingiu valor médio máximo de 32,0 °C às 15:30 (HL) (Figura 13b).

Durante a noite, os valores médios da T são decrescentes em ambos os períodos, porém as menores mínimas foram observadas no período menos chuvoso. Destaca-se ainda que, os valores médios de T dos níveis abaixo da copa (níveis de 6,7 e 2,2 m) foram inferiores aos valores nos níveis mais altos (10,4; 15,9 e 22,7 m).

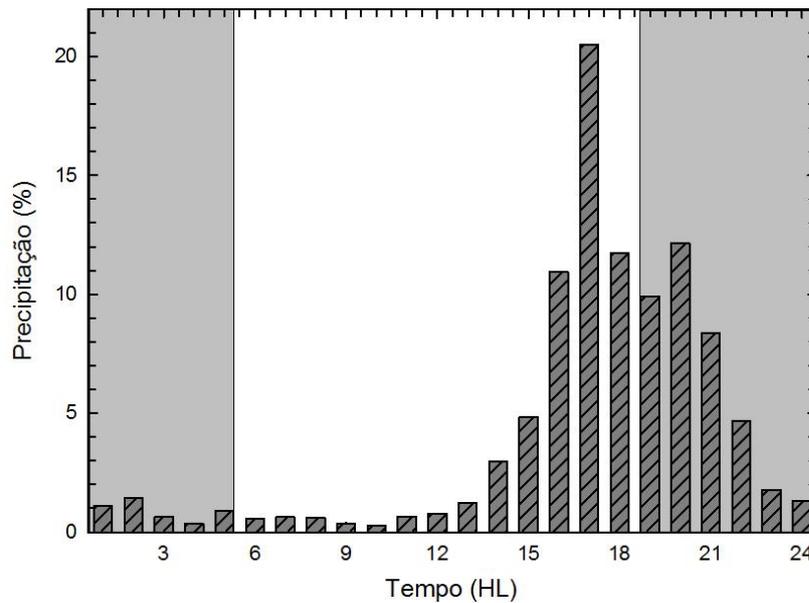
Estudo sobre o ciclo diário do perfil de T em cultivos agrícolas em ambientes tropicais aborda que a T nos níveis 2/3 (dois terços) acima da copa durante o dia é semelhante aos valores encontrados na atmosfera, sendo que a T na base da copa é desacoplada da atmosfera e apresenta valores superiores. À noite, a T nos níveis inferiores do dossel é desacoplada dos níveis mais elevados, porém com valores inferiores (MIRANDA et al., 1994).

Figura 13 - Ciclo médio diário da T no (a) período chuvoso e no (b) período menos chuvoso em 2015, Moju – PA. Noite representada com fundo cinza.



A distribuição horária da P na parcela C₂₂ ocorreu, predominantemente, durante o final da tarde e início da noite, com 65% ocorrendo entre 16:00 e 20:00 (HL) (Figura 14). Valores elevados de OC_{in}, de T e de UR favorecem a geração de forte convecção térmica, devido ao aquecimento da superfície terrestre e à formação de nuvens, originando grande incidência da P principalmente à tarde (BASTOS et al., 2002). Além disso, a chuva que precipita no leste paraense é influenciada pelas linhas de instabilidade na costa atlântica da Amazônia, cuja sua origem está relacionada à circulação da brisa marítima (GERMANO et al., 2017).

Figura 14 - Distribuição horária da P em 2015, Moju – PA.



5.3 Velocidade e Direção do Vento

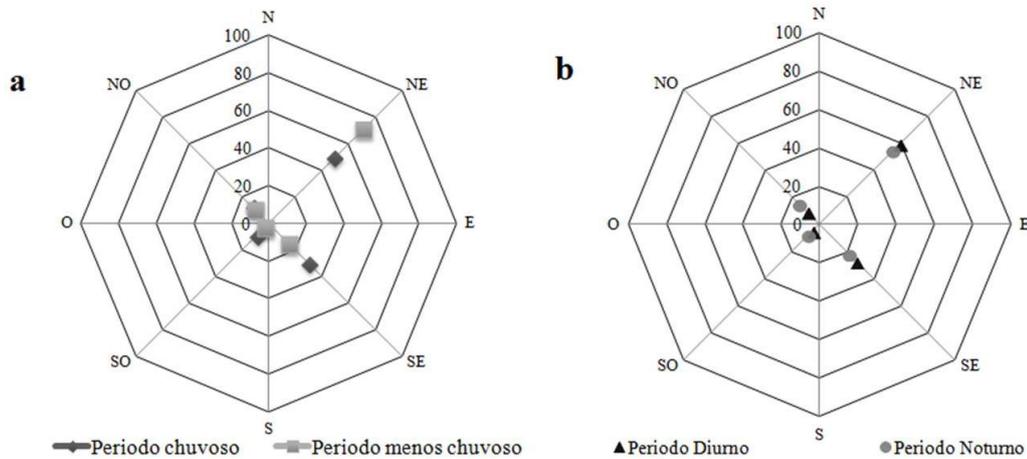
A distribuição de frequência da direção dos ventos ($n = 16304$, 93% de cobertura dos dados), registrada pelo anemômetro ultrassônico 3D (na altura de 12,4 m), demonstrou que eles sopraram de leste – E ($0 - 180^\circ$), com predominância de nordeste – NE ($0 - 90^\circ$).

No período chuvoso, a distribuição de frequência foi de 49% para ventos de NE, apresentando frequências mais baixas nos quadrantes sudeste – SE ($90 - 180^\circ$), sudoeste – SO ($180 - 270^\circ$) e noroeste – NO ($270 - 360^\circ$), respectivamente, 30%, 9%, 12%. No período menos chuvoso, a predominância dos ventos de NE foi maior, equivalente a 71%, ocorrendo frequências baixas em SE (15%), SO (3%) e NO (11%) (Figura 15a).

O ciclo diário apresentou semelhança na distribuição dos ventos tanto para o dia (06:30 – 18:00) quanto para a noite (18:30 – 06:00), havendo predominância da frequência de ventos de NE, seguidos por SE, SO e NO. Durante o dia, NE (59%), SE (27%), SO (5%) e NO (9%) e durante a noite, NE (54%), SE (22%), SO (8%) e NO (15%) (Figura 15b).

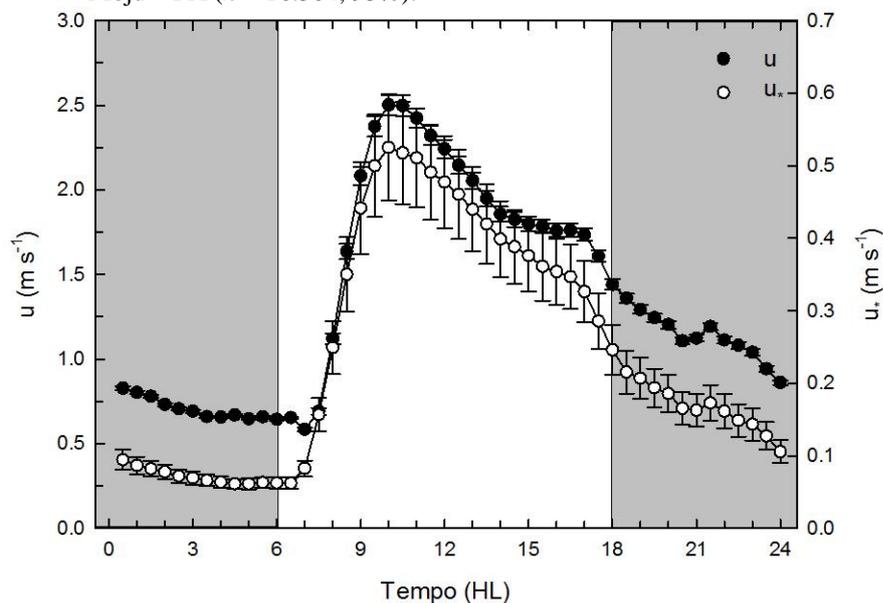
A direção do vento de NE no leste da Amazônia é caracterizada pela ocorrência da brisa marítima que é mais frequente durante o período de 12:00 a 21:00 (50% do ciclo diurno), com base no tempo universal coordenado. Além disso, os ventos de NE ocorrem na mesma direção dos ventos alísios, principalmente nos meses de setembro a novembro. A circulação dos ventos de sudeste estão relacionados com a brisa terrestre que é mais frequente nos meses de março a maio, é menos intensa quando comparada à brisa marítima e oposta à direção da circulação média (GERMANO et al., 2017).

Figura 15 - Distribuição da direção do vento (a) sazonalmente e (b) diariamente. Pontos amostrais: período chuvoso ($n = 10136$, 62%), período menos chuvoso ($n = 6168$, 38%), período diurno ($n = 8484$, 52%) e período noturno ($n = 7820$, 48%).



Houve pouca variação diária nos valores da velocidade do vento (u) e da velocidade de fricção (u_*). O ciclo diário de u aumentou no início da manhã, com maiores valores ($> 2 \text{ m s}^{-1}$) de 09:00 até 13:00 (HL). O valor médio máximo de u foi $2,5 \text{ m s}^{-1}$ às 10:00 (HL). Durante a noite, os valores médios de u diminuíram, registrando em torno de $1,1 (\pm 0,04) \text{ m s}^{-1}$ após o pôr do sol às 18:00 (HL) e em torno de $0,7 (\pm 0,02) \text{ m s}^{-1}$ antes do amanhecer. O indicativo da atividade turbulenta, u_* apresentou valores diurnos máximos entre $0,4$ e $0,5 \text{ m s}^{-1}$, coincidindo com os horários de maior u , e valores noturnos $0,16 (\pm 0,01) \text{ m s}^{-1}$ após às 18:00 e $0,07 \text{ m s}^{-1}$ antes do amanhecer (Figura 16).

Figura 16 - Ciclo médio diário da velocidade do vento (u , círculo fechado) e velocidade de fricção (u_* , círculo aberto) em 2015, Moju - PA ($n = 16.304$, 93%).

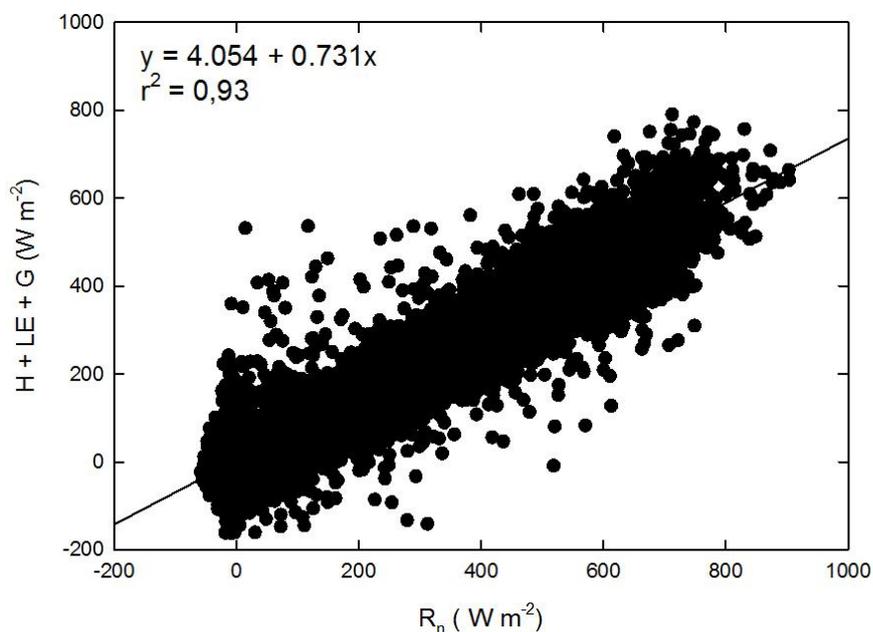


5.4 Balanço de Energia

O fechamento do balanço de energia é um teste útil para verificar a conservação de energia no sistema, conforme a primeira lei da termodinâmica (AUBINET et al., 2000), pois relaciona o R_n com o particionamento da energia na forma de fluxos de calor (H, LE e G). A regressão do fechamento do balanço de energia, em cultivo de palma de óleo com HIE durante ano de El niño, apresentou inclinação da reta de 0,73 e coeficiente de determinação (r^2) igual a 0,93 (Figura 17).

O alto valor de r^2 indica que 93% da variação dos fluxos é determinada por R_n . A inclinação da reta foi semelhante ao valor encontrado para uma torre (K34) em floresta tropical primária na Amazônia central, onde a inclinação foi igual a 0,75. Destaca-se que variáveis meteorológicas como a radiação solar e a disponibilidade de água são importantes para os fluxos de H e LE que compõem o balanço de energia e podem contribuir para mudanças no particionamento da energia (ARAÚJO et al., 2002).

Figura 17 - Fluxos de energia (H + LE + G) em função de R_n ($n = 15.297$, 87%) durante o período de janeiro-dezembro/2015, Moju – PA. Os pontos representam o valor médio a cada 30 minutos.



5.5 Área de influência dos fluxos da torre

O contexto espacial das medidas dos fluxos turbulentos de uma torre é definido como *footprint*. Trata-se de algo semelhante ao “campo de visão” ou “área de influência” do que é

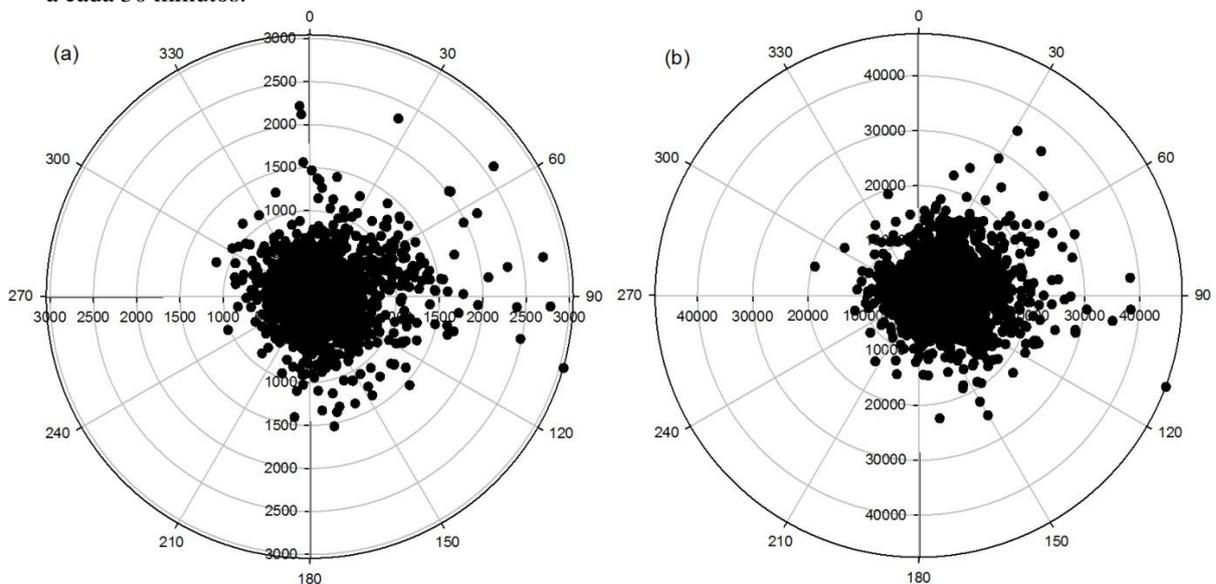
trocado entre superfície e atmosfera e é medido pelos instrumentos do sistema de fluxo (SCHMID, 2002).

Na CLS, onde os fluxos turbulentos não variam com a altura, a influência da estratificação térmica pode ser descrita com base no parâmetro de estabilidade de Monin – Obukhov (z/L)⁶, que define as relações universais de turbulência na faixa entre $-1 < z/L < 1$ (FOKEN, 2008) e contribui para a compreensão de processos físicos relacionados ao escoamento nessa camada.

As estimativas da área de influência dos fluxos da torre foram definidas para condições instáveis e estáveis, com base no modelo de Schuepp et al. (1990) (Figura 18). Em condições instáveis (Figura 18a), onde o parâmetro de estabilidade (z/L) foi menor do que zero, observou-se que a área de influência dos fluxos foi bem próxima da torre (<1,0km). Por outro lado, em condições estáveis (Figura 18b), em que z/L foi maior do que zero, os dados indicaram contribuições de áreas mais distantes, até 20 km.

Destaca-se que ocorre um efeito da instabilidade na localização e intensidade da área de influência do sistema de fluxos. Quando z/L assume valores abaixo de zero, a área de influência do sistema fica restrita e sob efeito da crescente instabilidade (SCHUEPP et al., 1990).

Figura 18 - Área de influência dos fluxos da torre para condições de (a) instabilidade e de (b) estabilidade atmosférica em 2015, Moju – PA ($n = 15.074$, 86%). Cada ponto representa o valor médio a cada 30 minutos.



⁶ z é a altura acima da superfície e L é o comprimento de Obukhov.

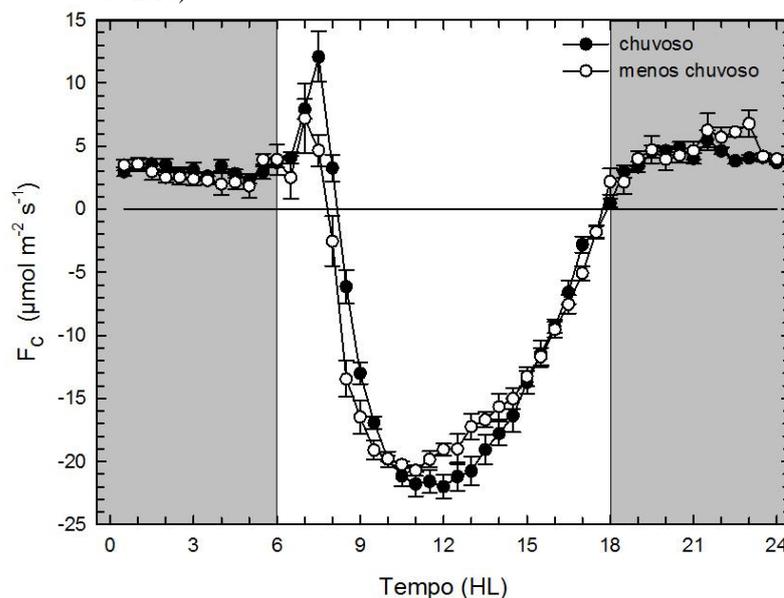
5.6 Fluxos de CO₂

5.6.1 Variação diurna e sazonal do fluxo de CO₂

Em geral, em condições de luz, as curvas de F_c apresentaram semelhanças entre o período chuvoso e menos chuvoso no ano de 2015, com aumento rápido da absorção de CO₂ durante a manhã (valores negativos) e diminuição gradativa durante a tarde (Figura 19). Porém, o valor máximo de absorção foi igual a $22,0 (\pm 0,93) \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ às 12:00 (HL) no período chuvoso, valor superior ao observado no período menos chuvoso, igual a $20,7 (\pm 0,42) \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ às 11:00 (HL).

Embora os valores obtidos, neste trabalho, indiquem a taxa de absorção de CO₂ em ecossistema de palma de óleo com HIE, esses valores são semelhantes ao encontrado em nível de folhas individuais. Sobre isso, autores, como Adachi et al. (2011) e Dufrene e Saugier (1993), abordam que a taxa fotossintética máxima em cultivos de palma de óleo está em torno de $20 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, valor este que diminui em função da idade das folhas, ocorrendo pequena variação dos valores da absorção do CO₂ quando mensurados em folhas de mesma idade.

Figura 19 - Ciclo médio diário de F_c durante período chuvoso (círculo fechado) e menos chuvoso (círculo aberto), em 2015, Moju-Pará. Cada círculo representa a média de 30 minutos. Noite representada com fundo cinza. A linha horizontal representa absorção de CO₂ (abaixo de zero) e emissão (acima de zero).



Em termos de absorção de CO₂, estudo realizado na região tropical, em Sabah-Bornéu-Malásia, demonstrou que a taxa máxima de absorção em cultivo de palma de óleo com HIE foi superior ao observado em florestas tropicais (FOWLER et al., 2011). Em floresta tropical

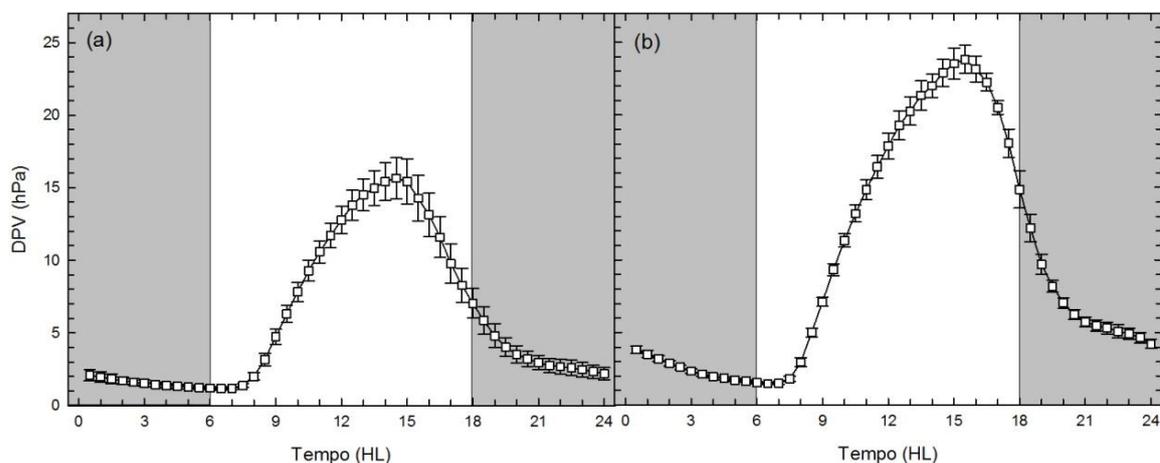
da reserva biológica do Cuieira, Amazonas - Brasil, estudo reportou que os valores médios diurnos de F_c atingiram pico de absorção de CO_2 , por volta do meio dia, tanto no período chuvoso quanto no período menos chuvoso, em torno de $16,11 (\pm 1,21) \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ e $17,07 (\pm 2,17) \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ respectivamente (ARAÚJO et al., 2010).

Além disso, o ciclo diário de F_c apresentou um pico positivo ($12 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), indicativo da emissão de CO_2 para atmosfera, no início da manhã (entre 06:00 e 08:00) (Figura 19), quando o CO_2 emitido e acumulado durante a noite é liberado para fora do dossel devido ao incremento da atividade turbulenta e ao fim da inversão térmica noturna. De manhã cedo, F_c reflete o crescimento da camada de mistura atmosférica (maior atividade turbulenta) e a liberação do CO_2 acumulado durante a noite (HELFTER et al., 2009).

A partir de 08:30, os valores médios de absorção de CO_2 aumentaram, ficando mais negativo, com o incremento da radiação solar (item 5.2). A captura de luz (radiação solar) durante a fotossíntese responde quase instantaneamente às variações na disponibilidade de luz para as folhas, que modificam as taxas de absorção de CO_2 (CHAPIN et al., 2002).

Os valores de máxima absorção de CO_2 ocorreram a partir de 10:00 da manhã (Figura 19), quando o DPV estava em torno de 9 hPa (chuvoso) e 13 hPa (menos chuvoso), equivalente a 60% do DPV máximo diário (Figura 20). O DPV é um fator atmosférico importante na influência da magnitude do fluxo de CO_2 acima do dossel. A T também é importante, mas a sua influência é confundida e difícil de distinguir da radiação solar e do DPV (HENSON, 1998). A manutenção de valores elevados de absorção de CO_2 foi observada durante intervalos de tempo de 3 horas e 2 horas, no período chuvoso e menos chuvoso, respectivamente.

Figura 20 - Curva média diária do DPV em cultivo de palma de óleo no (a) período chuvoso e (b) período menos chuvoso em 2015, Moju-Pará. Cada círculo representa a média de 30 minutos. Noite representada com fundo cinza.



O horário de máxima absorção de CO₂, às 10:00 (HL) em palma de óleo com HIE, registrado neste estudo, coincidiu com o horário do pico de fluxo de seiva e de uso da água do cultivo reportado na literatura. Sobre isso, observou-se, em estudos sobre plantios de palma de óleo, que o ciclo diurno do fluxo de seiva atingiu o pico entre 10:00 e 11:00 da manhã e que os plantios em idade produtiva (12 anos de idade) apresentaram um aumento das taxas de transpiração com aumento do DPV durante a manhã, atingindo o pico de uso de água em apenas cerca de 60% do DPV máximo diário. Depois disso, o uso de água diminuiu ao longo do dia (RÖLL, 2015). Destaca-se que os HIE apresentam como característica: a redução da perda de água por transpiração excessiva durante o dia e o bom sistema de transporte dos nutrientes absorvidos pelas raízes e (MÉNDEZ et al., 2013).

A partir de 13:00 (chuvoso) e de 11:30 (menos chuvoso), houve diminuição nos valores máximos de absorção (Figura 19) coincidindo com valores elevados de DPV (~15 hPa) em ambos os períodos, o que contribui para a redução da troca de CO₂. Na Costa do Marfim, foi observada uma redução na absorção de CO₂ pela palma de óleo como resposta ao aumento do DPV a partir de 18 hPa, influenciando no fechamento estomático e na redução na taxa de transpiração (DUFRENE; SAUGIER, 1993).

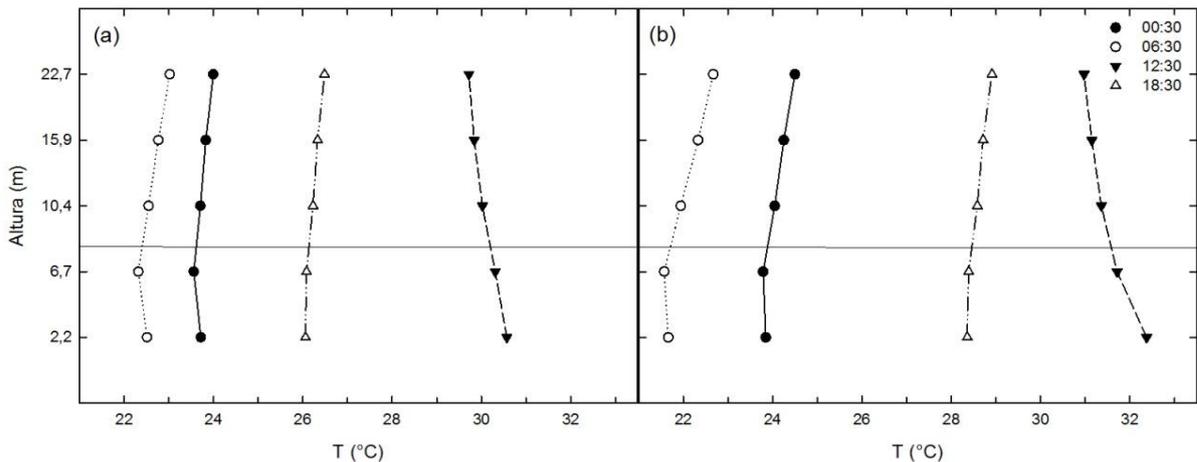
Nos horários mais quentes, a condutância estomática diminui a ponto de evitar que a demanda hídrica na planta atinja níveis baixos e críticos para a estabilidade do sistema de transporte de água. O nível hídrico mínimo depende tanto de fatores biológicos quanto de fatores ambientais (COSTA; MARENCO, 2007).

Além disso, trabalhos que investigam os efeitos das mudanças sazonais na abertura estomática em palma de óleo, afirmaram que os estômatos iniciam a abertura no início da manhã, permanecendo abertos ao longo do dia no período chuvoso e que ocorre fechamento parcial por volta do meio dia no período menos chuvoso. Além disso, foi demonstrado que os estômatos fecham mais rapidamente quando a T (medida na sombra do dossel foliar) excedeu 32 °C (CARR, 2011).

Durante a noite, houve pouca variação nos valores positivos de F_c. Os valores médios foram de 3 (± 0,44) μmol m⁻² s⁻¹ entre 00:30 e 06:00 e 4 (± 0,20) μmol m⁻² s⁻¹ entre 18:30 e 24:00, em ambos os períodos. A inversão térmica noturna foi observada no início da madrugada (00:30), da manhã (06:30) e da noite (18:30) em ambos os períodos de P. A inversão foi mais fraca no período chuvoso, quando os valores de T nos níveis acima do dossel foram ligeiramente maiores do que nos níveis abaixo. No período menos chuvoso, a T, acima do topo das plantas, apresentou maior gradiente, indicando maior aquecimento dos níveis superiores e inversão mais forte (Figura 21).

Estudos anteriores com CVT indicam que grande parte CO_2 emitido do ecossistema durante a noite serão mantidos no dossel até que a mistura turbulenta comece durante o início da manhã. À noite, há pouca mistura turbulenta entre superfície e a atmosfera devido à formação da inversão noturna estável, ocasionada pelo resfriamento mais rápido próximo ao solo do que nas camadas de ar acima (MARTENS et al., 2004; HYUN et al., 2005).

Figura 21 - Perfil vertical médio da T em diferentes alturas no (a) período chuvoso e no (b) período menos chuvoso em 2015, Moju -Pará. Altura média do topo do dossel (8 m) representada pela linha horizontal.



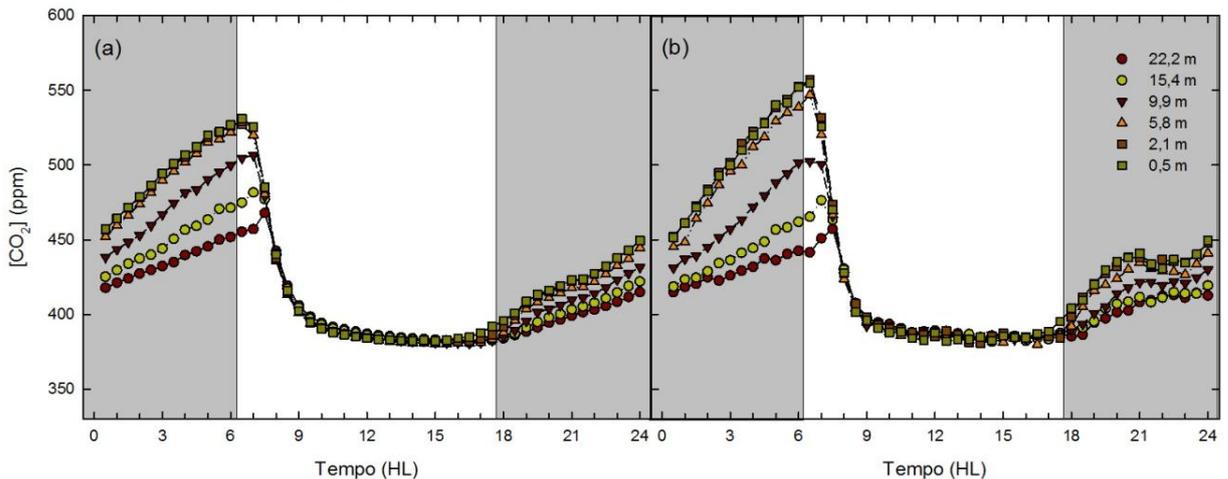
5.6.2 Variação diária e sazonal do perfil vertical da concentração de CO_2

Durante a noite (18:30 - 06:00), houve acréscimo da $[\text{CO}_2]$ nos diferentes níveis. Os níveis abaixo do dossel (5,8; 2,1; 0,5 m) registraram os maiores valores médios da $[\text{CO}_2]$ e os níveis acima do dossel (22,2; 15,4 e 9,9 m) apresentaram os menores valores (Figura 22). O aumento da $[\text{CO}_2]$, deve-se tanto ao processo de respiração quanto à baixa mistura turbulenta, que contribuem para o acúmulo noturno de CO_2 , abaixo do dossel. Nas primeiras horas da manhã, há uma retirada rápida de CO_2 , quando a atividade turbulenta e a velocidade do vento aumentam devido ao aumento da radiação solar e, conseqüentemente, da T (BUCHMANN et al., 1997).

Durante o dia, houve diminuição da $[\text{CO}_2]$ em todos os níveis, com diferenças praticamente inexistentes até o pôr do sol, às 18:00 (HL). O pico da $[\text{CO}_2]$ nos níveis abaixo do dossel ocorreu às 06:30 (HL) tanto no período chuvoso quanto no período menos chuvoso. Porém, nos níveis acima do dossel, o valor máximo da $[\text{CO}_2]$ foi registrado por volta de 07:00 (HL), sugerindo transporte do CO_2 , aprisionado durante a noite, dos níveis mais baixos para os mais altos no início da manhã (Figura 22a e b). A variação diurna da $[\text{CO}_2]$ ocorre em função do metabolismo das plantas e do transporte atmosférico. A fotossíntese remove o CO_2

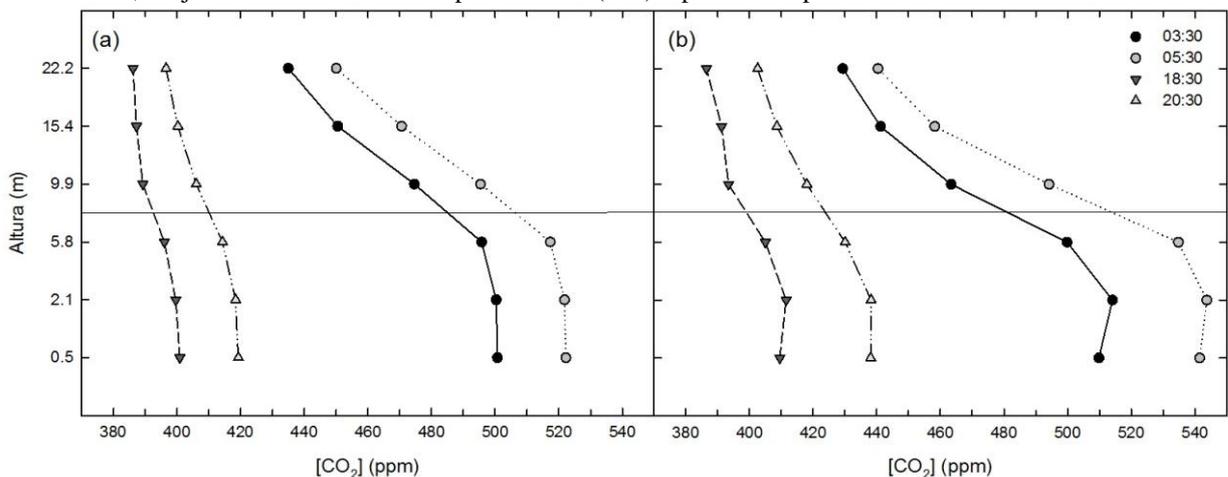
do ar, resultando em menores concentrações, e o movimento do CO_2 é dominado pela atividade turbulenta durante períodos convectivos (GOULDEN et al., 2006).

Figura 22 - Variação média diária da $[\text{CO}_2]$ no (a) período chuvoso e (b) período menos chuvoso em 2015, Moju-Pa. Noite representada com fundo cinza.



Os gradientes verticais da $[\text{CO}_2]$ demonstraram aumento durante a noite (03:30, 05:30, 18:30 e 20:30) entre o nível mais alto (22,7 m) e mais abaixo (2,2 m) em ambos os períodos (Figura 23). Porém, os maiores valores da $[\text{CO}_2]$, abaixo do dossel, foram observados no período menos chuvoso (Figura 23a) do que no período menos chuvoso (Figura 23b). A inversão térmica noturna é mais forte no período de menor P, causando um desacoplamento do escoamento do ar atmosférico entre os níveis abaixo e acima do dossel da palma de óleo (OLIVEIRA et al., 2015), funcionando como impedimento à troca de CO_2 .

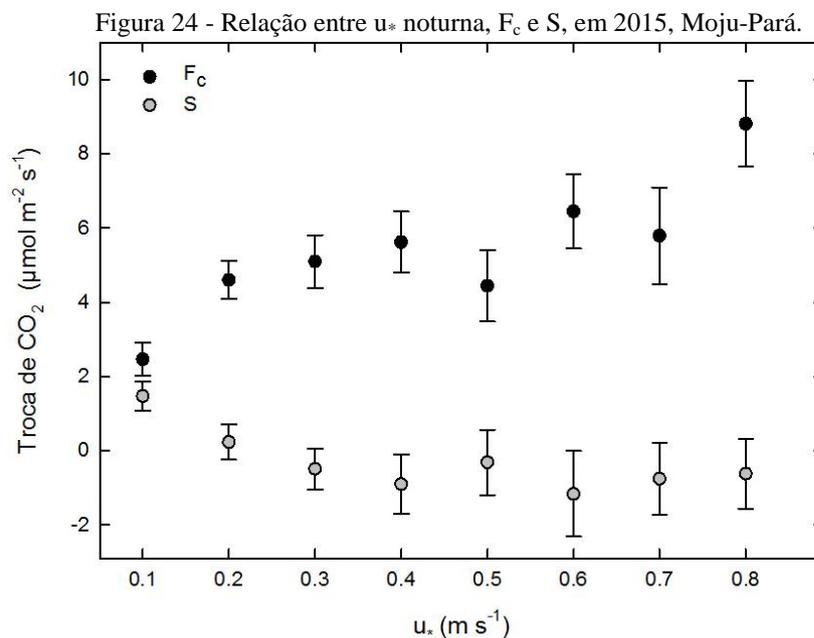
Figura 23 - Variação média diária da $[\text{CO}_2]$ no (a) período chuvoso e (b) período menos chuvoso em 2015, Moju-Pa. Altura média do topo do dossel (8 m) representada pela linha horizontal.



5.6.3 Relação entre u_* noturna e fluxos de CO_2

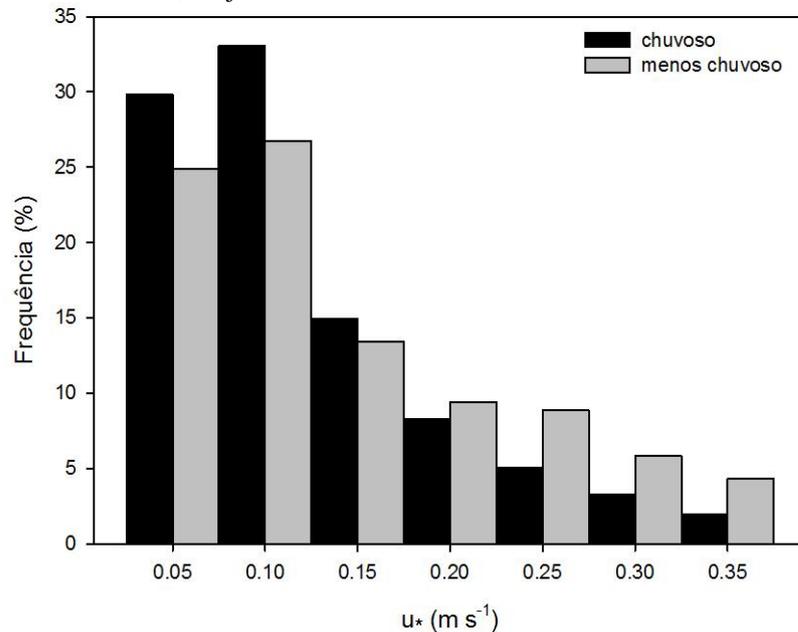
Durante o dia, como o escoamento do ar é turbulento, a técnica de CVT apresenta precisão e acurácia para quantificar a absorção de CO_2 pelo ecossistema, em condições de turbulência. Entretanto, durante a noite e dependendo do local, a técnica subestima a quantidade de CO_2 respirado pelo ecossistema, que pode ficar acumulada abaixo do ponto de medição do sistema de fluxo de uma torre (FOWLER et al., 2011).

Durante o período noturno, quando u_* diminuiu, a técnica de CVT registrou diminuição nos valores de F_c . Para evitar subestimativas no NEE foram incluídos os valores de S , que apresentaram aumento com a diminuição da atividade turbulenta, conforme reportado em estudos anteriores (item 3.3), denotando que ocorreu acúmulo de CO_2 no dossel de palma de óleo quando u_* foi $\leq 0,20 \text{ m s}^{-1}$ (Figura 24). Ainda sobre a troca noturna de CO_2 , estudos conduzidos em floresta tropical indicaram diminuição nos valores de F_c e aumento nos valores de S em condições de baixa turbulência noturna, quando os valores de u_* foram menores do que $0,22 \text{ m s}^{-1}$ (HUTYRA et al., 2008).



A distribuição de frequência da u_* noturna (18:30 – 06:00) apresentou 63% dos valores abaixo de $0,10 \text{ m s}^{-1}$ no período chuvoso e 52% no período menos chuvoso (Figura 25). Isto sugere menor troca vertical noturna de CO_2 no período chuvoso do que no período menos chuvoso. Ressalta-se que a produção biológica de CO_2 pela planta e respiração microbiana é considerada independente da mistura turbulenta acima do dossel (MILLER et al., 2004).

Figura 25 - Distribuição de frequência das classes de u_* (18:30-06:00) no período chuvoso ($n = 5575$) e menos chuvoso ($n = 2706$) em 2015, Moju – Pará.



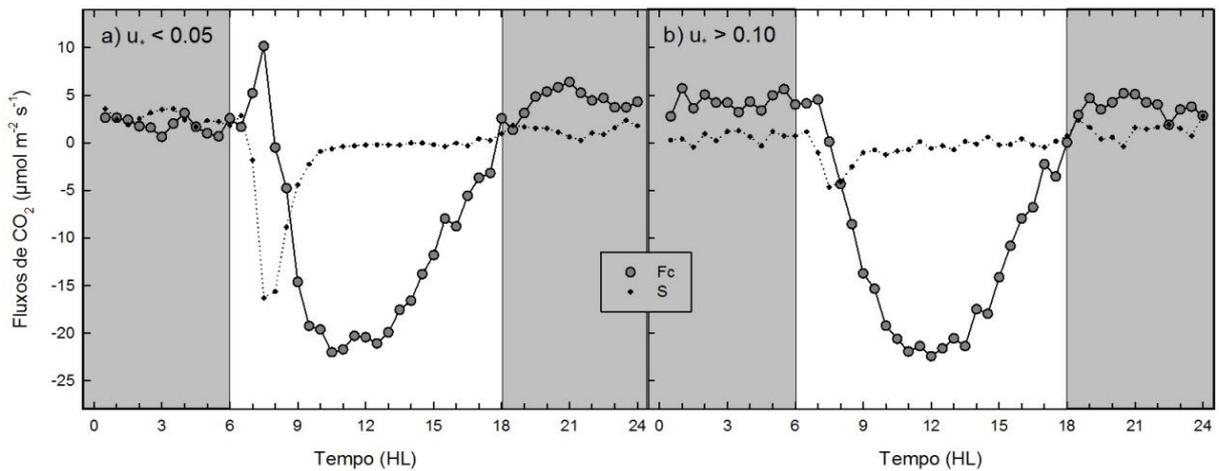
Neste trabalho, foram considerados os fluxos de CO_2 como o principal valor de interesse e foi investigada a relação com a atividade turbulenta noturna. Foi evitado o método conhecido como “correção por u_{*lim} ”, que substitui o valor de NEE noturno em períodos com fracas condições de mistura (noites calmas) por um valor medido em condições bem misturadas (noites turbulentas), pois ele não é totalmente aceito pela comunidade científica devido às incertezas (MILLER et al., 2004).

Para melhor compreensão da relação entre u_* noturno e o ciclo médio diário de F_c e S , em cultivo de palma de óleo, foram selecionadas noites calmas ($n = 35$) e turbulentas ($n = 35$) no conjunto de dados do ano estudado.

Quando a noite anterior foi calma e com pouca atividade turbulenta ($u_* < 0,05 m s^{-1}$), os valores de F_c foram menores, em torno de $1,9 (\pm 0,23) \mu mol m^{-2} s^{-1}$, e os valores médios de S aumentaram, $2,6 (\pm 0,20) \mu mol m^{-2} s^{-1}$. Além disso, houve um nítido pico positivo de F_c no início da manhã, atribuído à retirada do CO_2 acumulado no dossel. Esse pico positivo de F_c coincidiu com o pico negativo de S durante 1,5h após o nascer do sol, indicando redução rápida na $[CO_2]$ do dossel (Figura 26a).

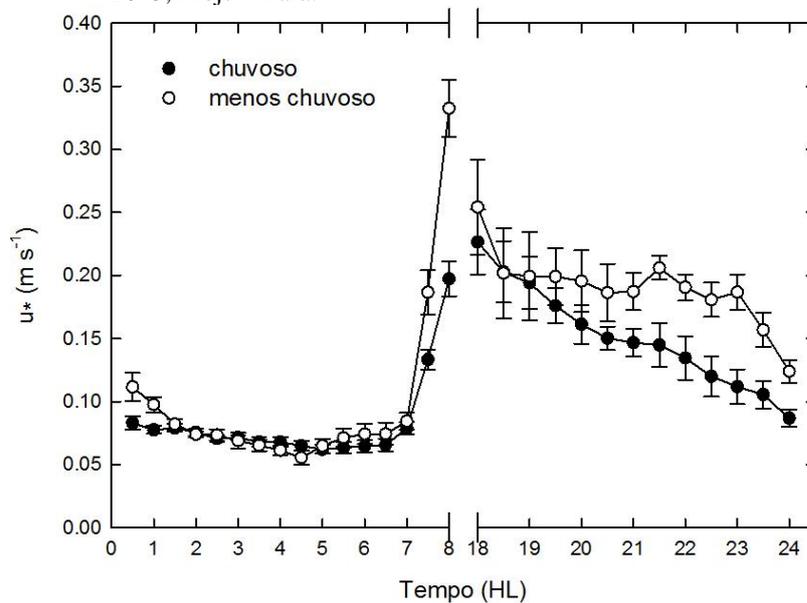
Esses picos de F_c e S não foram observados para noites com atividade turbulenta ($u_* > 0,10 m s^{-1}$). Quando a noite apresentou escoamento turbulento, os valores noturnos de F_c foram em torno de $4,2 (\pm 0,27) \mu mol m^{-2} s^{-1}$ e os valores de S foram em torno de $0,57 (\pm 0,16) \mu mol m^{-2} s^{-1}$ (Figura 26b).

Figura 26 - Padrão de F_c e S em noites (a) calmas e (b) turbulentas. Noite representada com fundo cinza.



A variação de u_* apresentou valores médios semelhantes antes do nascer do sol em ambos os períodos de P. Porém, houve diferença no início da manhã, apresentado valores levemente superiores entre 06:00 e 07:00 e com pico máximo quase o dobro às 08:00 (HL) no período menos chuvoso, permanecendo com valores superiores após o pôr do sol (Figura 27).

Figura 27 - Ciclo médio de u_* (18:00-08:00) durante o período chuvoso (círculo fechado) e menos chuvoso (círculo aberto) em 2015, Moju – Pará.



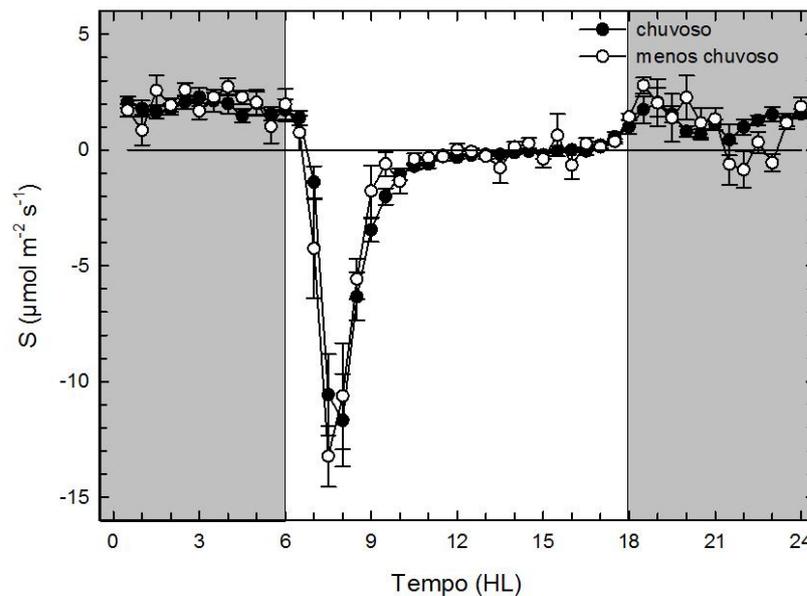
A variação sazonal de S apresentou semelhança entre o período chuvoso e menos chuvoso, com os valores positivos entre 17:00 e 06:30 da manhã, indicando acúmulo de CO_2 armazenado no dossel. Entre 00:30 e 06:00, os valores médios foram em torno de $2 (\pm 0,10) \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, em ambos os períodos de P, coincidindo com os menores valores de u_* ($< 0,10 \text{ m s}^{-1}$). Entre 18:30 e 24:00, os valores apresentaram diminuição, em torno de $1 (\pm 0,20) \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

$\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (Figura 28), coincidindo com maiores valores da atividade turbulenta, entre 0,10 e 0,25 m s^{-1} .

Os valores médios de u_* podem ser um bom indicador das condições de aprisionamento e de liberação do CO_2 pelo dossel, sendo mais diretamente correlacionados com os fluxos do que a velocidade do vento, pois sem a mistura turbulenta, as trocas verticais seriam em escala minúscula (MALHI et al., 1998; ARYA, 2001).

Os valores negativos de S indicam a retirada de CO_2 do dossel e foram mais negativos entre 06:00 e 08:00 da manhã. Essa retirada de CO_2 acumulado, durante a noite, contribuiu para a ocorrência do pico positivo de F_c , também, observada no mesmo horário (06:00 e 08:00 da manhã), em ambos os períodos (item 5.6.1). Porém, a retirada foi ligeiramente mais intensa no período menos chuvoso devido à maior atividade turbulenta do período nesse horário.

Figura 28 - Ciclo médio diário de S durante período chuvoso e menos chuvoso em 2015, Moju-Pará



O valor médio diurno de NEE foi $12,1 (\pm 1,9) \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (chuvoso) e $12,6 (\pm 1,7) \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (menos chuvoso) e o valor médio noturno foi igual a $5 (\pm 0,20) \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ em ambos os períodos de P, com base nos valores médios de NEE da Figura 29. Isso indica valores médios diurnos de NEE no período chuvoso e menos chuvoso superiores aos valores médios noturnos em ambos os períodos de P. Esses valores médios diurnos de NEE, também, foram ligeiramente maiores do que o obtido por Adachi et al., 2011, que estimaram a taxa de fotossíntese média sazonal em cultivo de palma de óleo equivalente a $11,8 \mu\text{mol CO}_2 \text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

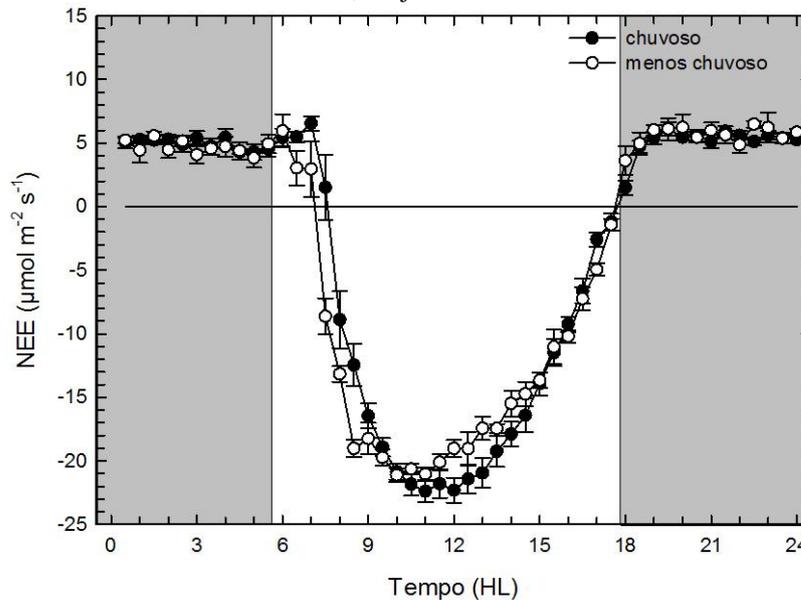
Os valores médios positivos de NEE foram em torno de $5 (\pm 0,20) \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ em ambos os períodos de P, indicando pouca variação da emissão de CO_2 para atmosfera

(respiração) durante a noite. Destaca-se que houve acréscimo de $1,0 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ no valor de NEE noturno quando comparados aos valores de F_c . Isso demonstra a importância de S no dossel, que contribui para valores médios de NEE mais precisos à noite, evitando a subestimativa da CVT.

Durante o dia, houve variação bem definida nos valores médios de NEE, atingindo o máximo de $22,3 (\pm 0,98) \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ às 12:00 (HL) no período chuvoso e de $21,0 (\pm 0,47) \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ às 11:00 (HL) no período menos chuvoso, indicando predominância da absorção de CO_2 durante o dia (Figura 29).

Em estudo sobre a troca de CO_2 em floresta tropical (MALHI et al., 1998;), também, foi observado que existe pouca variação na média noturna de NEE e maior variação apenas em condições de luz, indicando que as mudanças sazonais ocorrem em função da fotossíntese em vez da respiração, o que concorda com o presente estudo.

Figura 29 - Ciclo médio diário de NEE durante período chuvoso e menos chuvoso em 2015, Moju-Pará



O cultivo de palma de óleo apresentou predomínio da absorção tanto no período chuvoso quanto no período menos chuvoso, não havendo contraste acentuado na troca de CO_2 ao longo de um ano com El niño no leste da Amazônia, em que houve P inferior a normal climatológica. Isso indica que a cultura contribui para a retirada de GEE (CO_2) da atmosfera, reduzindo a concentração atmosférica desse escalon, conforme citado anteriormente (Figuras 22a e b).

Estudo sobre o balanço de GEE em cultivo de palma de óleo, realizado em áreas desmatadas na Amazônia (estado do Pará), também, abordou que há grande quantidade de

CO₂ capturado durante o desenvolvimento da cultura, bem como menor liberação de CO₂ ao longo dos 30 anos de cultivo (RODRIGUES et. al, 2014).

Esse comportamento do cultivo de palma de óleo com HIE, em que o ganho de CO₂ (absorção) foi superior aos valores de perda (emissão), sugere que a expansão desse cultivo em áreas desmatadas na Amazônia pode apresentar benefícios para o desenvolvimento da região, não apenas do ponto de vista ambiental, como também do ponto de vista social e econômico.

Entre as características positivas da cultura, destaca-se como contribuição ambiental, a capacidade de atuar na captura e na reciclagem de carbono e a adaptação a solos pobres (item 4.1.2), protegendo-os contra a lixiviação e erosão, sendo, portanto, uma opção adequada para o aproveitamento de áreas já desmatadas na Amazônia (BARCELOS; SOARES, 2010).

Além dos fatores ambientais, como impacto socioeconômico, destaca-se que plantios de palma de óleo oferecem ao produtor rural uma alternativa econômica para o gerenciamento de seu imóvel, diminuem a pressão sobre a floresta e propiciam a ocupação da mão de obra local de forma permanente, pois o caráter de longo prazo da atividade fixa o agricultor e a sua família na área de produção e permite investimentos, o que representa inclusão social na região amazônica (RAMALHO FILHO et al., 2010).

6 CONCLUSÃO

A variação diária e sazonal do fluxo de CO₂ acima do dossel de cultivo de palma de óleo com HIE no leste da Amazônia apresentou características semelhantes no período chuvoso e no período menos chuvoso do ano estudado.

Os valores médios diurnos de NEE demonstraram similaridade no período chuvoso (12,1 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) e no período menos chuvoso (12,6 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) bem como superioridade em relação ao valor médio noturno (5 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) em ambos os períodos de P. Isso indica que a maior variação diária e sazonal ocorre em condições de luz, com o predomínio da fotossíntese, do que em condições noturnas, com pouca atividade turbulenta e inversão térmica.

Porém, houve leve diferença no ciclo diário de troca de CO₂. O intervalo com valores médios diurnos de NEE mais negativos (predomínio da absorção de CO₂) foi mantido por maior tempo no período chuvoso (3 horas) do que no menos chuvoso (2 horas). Conseqüentemente, o horário em que o NEE começou a ficar menos negativo (diminuição da absorção de CO₂) também variou, sendo mais tardio no período chuvoso (em torno de 13:30) e antecipado no período menos chuvoso (por volta de 12:00). Essa diferença sugere uma resposta ecofisiológica da vegetação às condições de seca no leste da Amazônia.

A expansão de cultivo de palma de óleo com HIE em áreas desmatadas na Amazônia pode apresentar benefícios ambientais (absorção de CO₂, adaptação a solos pobres e redução da pressão sobre as florestas primárias) e socioeconômicos (ocupação da mão de obra local e renda alternativa ao produtor rural), contribuindo para o desenvolvimento da região amazônica.

A investigação conduzida neste trabalho contribui para a geração de informações sobre a troca de CO₂ entre o dossel de palma de óleo com HIE e atmosfera no leste da Amazônia e oferece suporte inicial para trabalhos futuros voltados à compreensão do balanço de carbono em cultivos agrícolas na região amazônica.

REFERÊNCIAS

- ADACHI, M.; ITO, A.; ISHIDA, A.; KADIR, W. R.; LADPALA, P.; YAMAGATA, Y. Carbon budget of tropical forests in Southeast Asia and the effects of deforestation: An approach using a process-based model and field measurements. **Biogeosciences**, v. 8, n. 9, p. 2635–2647, 2011.
- AGRIANUAL. **Anuário da agricultura brasileira**. São Paulo: Instituto FNP, 2008. 316 p.
- ALVARENGA, C. B. de; TEIXEIRA, M. M.; ZOLNIER, S.; CECON, P. R.; SIQUEIRA, D. L. de; RODRIGUÊS, D. E.; SASAKI, R. S.; RINALDI, P. C. N.. Efeito do déficit de pressão de vapor d'água no ar na pulverização hidropneumática em alvos artificiais. **Bioscience Journal**, v. 30, n. 1, p. 182-193, 2014.
- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. de M.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711–728, 2014.
- ALVES, L. M.; CAVALCANTI, F. A.; SIVEIRA, V. P.; MARENGO, J. A. Classificação de anos de seca. In: BORMA, L. de S.; NOBRE, C. A. **Secas na Amazônia: causas e consequências**. São Paulo: Oficina de Textos, 2013.
- ANDERSON, D. E.; VERMA, S. B.; ROSENBERG, N. J. Eddy correlation measurements of CO₂, latent heat and sensible heat fluxes over crop surface. **Boundary Layer Meteorology**, v. 29, p. 167-183, 1984.
- ARAÚJO, A. C. de; NOBRE, A. D.; KRUIJT, B.; ELBERS, J. A.; DALLAROSA, R.; STEFANI, P.; VON RANDOW, C.; MANZI, A. O.; CULF, A. D.; GASH, J. H. C.; VALENTINI, R.; KABAT, P. 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, 2002.
- ARAÚJO, A. C. de; DOLMAN, A. J.; WATERLOO, M. J.; GASH, J. H. C.; KRUIJT, B.; ZANCHI, F. B.; LANGE, J. M. E. de; STOEVELAAR, R.; MANZI, A. O.; NOBRE, A. D.; LOOTENS, R. N.; BACKER, J. The spatial variability of CO₂ storage and the interpretation of eddy covariance fluxes in Central Amazonia. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 150, n. 2, p. 226–237, 2010.
- ARYA, S. Pal. **Introduction to micrometeorology**. 2. ed. Orlando, Florida: Academic Press., 2001, 420 p. (International Geophysics Series, v. 79).

AUBINET, M.; GRELE, A.; IBROM, A.; RANNIK, U.; MONCRIEFF, J.; FOKEN, T.; KOWALSKI, A. S.; MARTIN, P. H.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, C.; CLEMENT, R.; ELBERS, J. A.; GRANIER, A.; GRÜNWARD, T.; MORGENSTERN, K.; PILEGAARD, K.; REBMANN, C.; SNIJDERS, W.; VALENTINI, R.; VESALA, T. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the euroflux methodology. **Advances in Ecological Research**, v. 30, p. 113–175, 2000.

ÁVILA, P. L. R.; SOUZA, E. B. de; PINHEIRO, A. N.; FIGUEIRA, W. S. Análise da precipitação sazonal simulada utilizando o regcm4 sobre o estado do Pará em anos de extremos climáticos. **Revista Brasileira de Climatologia**, ano 10, v. 14, p. 247-263, 2014.

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

BALDOCCHI, D.; FALGE, E.; GU, L.; OLSON, R.; HOLLINGER, D.; RUNNING, S.; ANTHONI, P.; BERNHOFER, C.; DAVIS, K.; EVANS, R.; FUENTES, J.; GOLDSTEIN, A.; KATUL, G.; LAW, B.; LEE, X.; MALHI, Y.; MEYERS, T.; MUNGER, W.; OECHEL, W.; PAW U, K. T.; PILEGAARD, K.; SCHMID, H. P.; VALENTINI, R.; VERMA, S.; VESALA, T.; WILSON, K.; WOFSY, S. 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.; HICKS, B. B.; MEYERS, T. P. Measuring biosphere-atmosphere exchange of biologically related gases with micrometeorological methods. **Ecology**, v. 69, n. 5, p. 1331-1340, 1988.

BARCELOS, E.; SOARES, M. V. A Cultura da Palma de Óleo como âncora do desenvolvimento da agricultura familiar na Amazônia Ocidental. In: RAMALHO FILHO, A. **Zoneamento agroecológico, produção e manejo para a cultura da palma de óleo na Amazônia**. Rio de Janeiro, RJ: Embrapa Solos, 2010.

BASTOS, T. X. **O clima da Amazônia Brasileira segundo Koppen**. Belém, PA: Embrapa-cpatu, 1982.

BASTOS, T. X.; MÜLLER, A. A.; PACHECO, N. A.; SAMPAIO, S. M. N.; ASSAD, E. D.; MARQUES, A. F. S. Zoneamento de riscos climáticos para a cultura do dendezeiro no estado do Pará. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 9, n. 3, p. 564-570, 2001.

BASTOS, T. X.; PACHECO, N. A.; NECHET, D.; SÁ, T. D. de A. **Aspectos climáticos de Belém nos últimos cem anos**. Belém: Embrapa Amazônia Oriental, 2002. 31 p.

BONAL, D.; BARIGAH, T. S.; GRANIER, A.; GUEHL, J. Late stage canopy tree species with extremely low $\delta^{13}\text{C}$ and high stomatal sensitivity to seasonal soil drought in the tropical rainforest of French Guiana. **Plant, Cell and Environment**, v. 23, p. 445–459, 2000.

BONAL, D.; BOSC, A.; PONTON, S.; GORET, J-Y.; BURBAN, B.; GROSS, P.; BONNEFOND, J-M.; ELBERS, J.; LONGDOZ, B.; EPRON, D.; GUEHL, J-M.; GRANIER, A. Impact of severe dry season on net ecosystem exchange in the Neotropical rainforest of French Guiana. **Global Change Biology**, v. 14, p. 1917–1933, 2008.

BONAL, D.; GUEHL, J. Contrasting patterns of leaf water potential and gas exchange responses to drought in seedlings of tropical rainforest species. **Functional Ecology**, v. 15, p. 490–496, 2001.

BRASIL. Ministério da Agricultura. Pecuária e Abastecimento. **Plano setorial de mitigação e de adaptação às mudanças climáticas para a consolidação de uma economia de baixa emissão de carbono na agricultura: plano ABC (Agricultura de Baixa Emissão de Carbono)**. Brasília: Mapa/acs, 2012. 173 p.

BUCHMANN, N.; GUEHL, J. M.; BARIGAH, T. S.; EHLERINGER, J. R. Interseasonal comparison of CO_2 concentrations, isotopic composition, and carbon dynamics in an Amazonian rainforest (French Guiana). **Oecologia**, v. 110, p. 120-131, 1997.

BURBA, G. **Eddy covariance method for scientific, industrial, agricultural and regulatory applications**. Lincoln, Nebraska, USA: LI-COR Biosciences, 2013.

BURBA, G.; ANDERSON, D. **Introduction to the eddy covariance method: general guidelines and conventional workflow**. LI-COR Biosciences, 2007. 141 p.

CAMPBELL SCIENTIFIC. **Irgason integrated $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ open-path gas analyzer and 3D sonic anemometer. Instruction Manual**. 2010. Disponível em: <<http://www.campbellsci.com>>. Acesso: 25 mai. 2015

CANADELL, J. G.; PATAKI, D. E.; GIFFORD, R.; HOUGHTON, R. A.; LUO, Y.; RAUPACH, M. R.; SMITH, P.; STEFFEN, W. Saturation of the terrestrial carbon sink. In: CANADELL, J.G.; PATAKI, D.; PITELKA, L. **Terrestrial ecosystems in a changing world**. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2007. (The IGBP Series).

CARR, M. K. V. The water relations and irrigation requirements of oil palm (*Elaeis guineensis*): a review. **Experimental Agriculture**, v. 47, n. 4, p. 629–652, 2011.

CAVALCANTI, F. A.; SILVEIRA, V. P. Influência da TSM dos Oceanos Pacífico e atlântico nos eventos de seca. In: BORMA, L. de S.; NOBRE, C. A. **Secas na Amazônia: causas e consequências**. São Paulo: Oficina de Textos, 2013.

CERRI, C. C.; MAIA, S. M. F.; GALDOS, M. V.; CERRI, C. E. P.; FEIGL, B. J.; BERNOUX, M. Brazilian greenhouse gas emissions: the importance of agriculture and livestock. **Scientia Agricola**, v. 66, n. 6, p. 831-843, 2009.

CHAPIN, F. S., MATSON, P. A., MOONEY, H. A. **Principles of terrestrial ecosystem ecology**. New York, Springer, 2002.

COSTA, A. C. L. da; ALMEIDA, S. S. de; CARVALHO, C. R.; MEIR, P.; MALHI, Y.; COSTA, R. F. da; SILVA JÚNIOR, J. A. da; COSTA, M. C. da; TANAKA, B. T.; FISHER, R. A.; SOTTA, E. D.; OLIVEIRA, L. L.; GONÇALVES, P. H. L.; BRAGA, A. P.; BARRETO, P. N. Experimento Esecaflo - LBA em Caxiuanã. In: LISBOA, P. L. B. (Org.). **Caxiuanã desafios para a conservação de uma floresta nacional na Amazônia**. Belém: MPEG, v. 1, p. 45-90, 2009.

COSTA, G. F. da; MARENCO, R. A. Fotossíntese, condutância estomática e potencial hídrico foliar em árvores jovens de andiroba (*Carapa guianensis*). **Acta Amazônica**. v. 37, n. 2, p. 229–234, 2007.

CULF, A.D.; FISCH, G.; HODNETT, M.G. The albedo of Amazonian forest and ranch land. **Journal of Climatology**, v. 8, p. 1544-1554, 1995.

CUNHA, R. N. V. da; LOPES, R. **BRS Manicoré: híbrido interespecífico entre o caiaué e o dendezeiro africano recomendado para áreas de incidência de amarelecimento fatal**. Manaus: Embrapa, 2010.

CUNHA, R. N. V. da; LOPES, R.; GOMES JÚNIOR, R. A.; RODRIGUES, M. do R. L.; TEIXEIRA, P. C.; ROCHA, R. N. C. da; LIMA, W. A. A. de. Material genético utilizado para a produção sustentável da cultura da Palma de Óleo na Amazônia. In: RAMALHO FILHO, A. **Zoneamento agroecológico, produção e manejo para a cultura da palma de óleo na Amazônia**. Rio de Janeiro, RJ: Embrapa Solos, 2010.

DAVIDSON, E. A.; ARAÚJO, A. C. de; ARTAXO, P.; BALCH, J. K.; BROWN, I. F.; BUSTAMANTE, M. M. C.; COE, M. T.; DEFRIES, R. S.; KELLER, M.; LONGO, M.; MUNGER, J. W.; SCHROEDER, W.; SOARES-FILHO, B. S.; SOUZA, C. M.; WOFSEY, S. C. The Amazon basin in transition. **Nature**, p.321–328, 2012.

DUFRENE, E.; SAUGIER, B. Gas exchange of oil palm in relation to light, vapour pressure deficit, temperature and leaf age. **Functional Ecology**, v. 7, p. 97-104, 1993.

EMBRAPA. **Zoneamento agroecológico do dendezeiro para as áreas desmatadas da Amazônia legal (relatório síntese)**. Rio de Janeiro, 2010. 44 p.

EMBRAPA. **Mapas de Solos e de Aptidão Agrícola das Áreas Alteradas do Pará.** 2016. 19 p. Disponível em: <<https://www.embrapa.br/web/portal/amazonia-oriental/mapa-de-solos-e-aptidao>>. Acesso em: 26 set. 2016.

EPRON, D.; NOUVELLON, Y.; ROUPSARD, O.; BERBIGIER, P. Spatial and temporal variations of soil respiration in a *Eucalyptus* plantation in Congo. **Forest Ecology and Management**, v. 202, p. 149–160, 2004.

ESCADA, M. I. S.; ALVES, D. S. **Mudanças de uso e cobertura do solo na Amazônia: Impactos sócioambientais na ocupação de regiões de fronteira agrícola.** Relatório Técnico. INPE, 2001.

FALGE, E.; BALDOCCHI, D.; OLSON, R.; ANTHONI, P.; AUBINET, M.; BERNHOFER, C.; BURBA, G.; CEULEMANS, R.; CLEMENT, R.; DOLMAN, H.; GRANIER, A.; GROSS, P.; GRÜNWARD, T.; HOLLINGER, D.; JENSEN, N-O.; KATUL, G.; KERONEN, P.; KOWALSKI, A.; LAI, C. T.; LAW, B. E.; MEYERS, T.; MONCRIEFF, J.; MOORS, E.; MUNGER, J. W.; PILEGAARD, K.; RANNIK, U.; REBMANN, C.; SUYKER, A.; TENHUNEN, J.; TU, K.; VERMA, S.; VESALA, T.; WILSON, K.; WOFYSY, S. Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 107, p. 43–69, 2001.

FAN, S-M; WOFYSY, S. C.; BAKWIN, P. S.; JACOB, D. J.; FITZJARRALD, D. R. Atmosphere-biosphere exchange of CO₂ and O₃ in the central Amazon forest. **Journal of Geophysical Research**. v. 95, n. D10, p. 16851-16864, 1990.

FLUXNET. **Introduction.** 2016. Disponível em: <<http://fluxnet.ornl.gov/introduction>>. Acesso em: 15 abr. 2016.

FOKEN, Thomas. **Micrometeorology.** Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2008, 308 p.

FORSTER, P; RAMASWAMY, V.; ARTAXO, P.; BERNTSEN, T.; BETTS, R.; FAHEY, D.W.; HAYWOOD, J.; LEAN, J.; LOWE, D. C.; MYHRE, G.; NGANGA, J.; PRINN, R.; RAGA, G.; SCHULZ, M.; VAN DORLAND, R. Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing. IN: SOLOMON, S.; QIN, D.; MANNING, M.; CHEN, Z.; MARQUIS, M.; AVERYT, K. B.; TIGNOR, M.; MILLER, H. L. **Climate Change 2007: the physical science basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.** Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.

FOWLER, D.; NEMITZ, E.; MISZTAL, P.; DI MARCO, C.; SKIBA, U.; RYDER, J.; HELFTER, C.; CAPE, J. N.; OWEN, S.; DORSEY, J.; GALLAGHER, M. W.; COYLE, M.; PHILLIPS, G.; DAVISON, B.; LANGFORD, B.; MACKENZIE, R.; MULLER, J.; SIONG, J.; DARI-SALISBURGO, C.; DI CARLO, P.; ARUFFO, E.; GIAMMARIA, F.; PYLE, J. A.; HEWITT, C. N. Effects of land use on surface–atmosphere exchanges of trace gases and

energy in Borneo: comparing fluxes over oil palm plantations and a rainforest. **Philosophical Transaction Of The Royal Society B**, v. 366, p. 3196–3209, 2011.

FUNDAÇÃO AMAZÔNIA DE AMPARO A ESTUDOS E PESQUISAS DO PARÁ – FAPESPA. **Boletim Agropecuário do Estado do Pará 2015**. Belém, 2015.

GERMANO, M. F.; VITORINO, M. I.; COHEN, J. C. P.; COSTA, G. B.; SOUTO, J. I. de O.; REBELO, M. T. C.; SOUSA, A. M. L. de. Analysis of the breeze circulations in Eastern Amazon: an observational study. **Atmospheric Science Letters**, 2017.

GOMES JUNIOR, R. A.; LOPES, R.; CUNHA, R. N. V. da; PINA, A. J. de A.; QUARESMA, C. E.; SANTOS, R. R.; RESENDE, M. D. V. de. Bunch yield of interspecific hybrids of american oil palm with oil palm in the juvenile phase. **Crop Breeding and Applied Biotechnology**, v. 16, p. 86-94, 2016.

GOULDEN, M. L.; MILLER, S. D.; ROCHA, H. R. da. Nocturnal cold air drainage and pooling in a tropical forest. **Journal of Geophysical Research**, 2006.

GOULDEN, M. L.; MILLER, S. D.; ROCHA, H. R. da; MENTON, M. C.; FREITAS, H. C. DE; FIGUEIRA, A. M. e S.; SOUSA, C. A. D. de. Diel and seasonal Patterns of Tropical Forest CO₂ exchange. **Ecological Applications**, v. 14, n. 4, p. S42–S54, 2004.

GOULDEN, M. L.; MUNGER, J. W.; FAN, S. M.; DAUBE, B. C.; WOFSY, S. C. Measurements of carbon sequestration by long-term eddy covariance: methods and a critical evaluation of accuracy. **Global Change Biology**, v. 2, p. 169–182, 1996.

GRACE, J.; LLOYD, J.; MCINTYRE, J.; MIRANDA, A. C.; MEIR, P.; MIRANDA, H.; MONCRIEFF, J. M.; MASSHEDER, J.; WRIGHT, I. R.; GASH, J. Fluxes of carbon dioxide and water vapour over an undisturbed tropical rainforest in South-West Amazonia. **Global Change Biology**, v. 1, p. 1–12, 1995.

HEIMANN, M.; REICHSTEIN, M. Terrestrial ecosystem carbon dynamics and climate feedbacks. **Nature**, v. 451, n. 17, 2008.

HELFTER, C.; NEMITZ, E.; PHILLIPS, G.; DI MARCO, C.; COYLE, M.; WHITEHEAD, J.; FLYNN, M.; MUELLER, J.; GALLAGHER, M. Turbulence, heat and trace gas fluxes above a South-East Asian rainforest. In: proceedings of the international conference of “Atmospheric Transport and Chemistry in Forest Ecosystems. **Poster**. Catle of Thurnau - Germany, 2009.

HENSON, I. E. Limitations to gas exchange, growth and yield of young oil palm by soil water supply and atmospheric humidity. **Transactions of Malaysian Society of Plant Physiology**, p. 39-45, 1991.

HENSON, I. E. Carbon assimilation, water use and energy balance of an oil palm plantation assessed using micrometeorological techniques. **Proc. of the 1993 PORIM International Palm Oil Congress - Update and Vision (Agriculture)**. PORIM, Bangi. p. 137-158, 1995.

HENSON, I. E. Notes on oil palm productivity II. An empirical model of canopy photosynthesis based on radiation and atmospheric vapour pressure deficit. **Journal Oil Palm Research**, v. 10, n. 2, 1998.

HENSON, I. E.; HARUN, M.H. The influence of climatic conditions on gas and energy exchanges above a young oil palm stand in north Kedah, Malaysia. **Journal Oil Palm Research**, v. 17, p. 73-91, 2005.

HOMMA, A. K. O. Amazônia: criando uma nova natureza. In: SCARLATO, F. C.; ARAÚJO, W. F.; EVANGELISTA, R. A. O. (Org.). **Amazônia: terra e água-degradação e desenvolvimento sustentável**. Boa Vista: UFRR, p. 101-122, 2012.

HOMMA, A. K. O. **Histórico do desenvolvimento de híbridos interespecíficos entre caiaué e dendezeiro**. Belém: Embrapa Amazônia Oriental, 2016.

HUTYRA, L. R., MUNGER, J. W., HAMMOND-PYLE, E., SALESKA, S. R., RESTREPO-COUBE, N., DAUBE, B. C., CAMARGO, P. B. de, WOFSEY, S. C. Resolving systematic errors in estimates of net ecosystem exchange of CO₂ and ecosystem respiration in a tropical forest biome. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, p. 1266–1279, 2008.

HYUN, Y-K; KIM, K-E; HA, K-J. A comparison of methods to estimate the height of stable boundary layer over a temperate grassland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 132, p. 132–142, 2005.

INSTITUTO DE DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO, SOCIAL E AMBIENTAL DO PARÁ – IDESP. **Estatística Municipal: Moju**. Belém, 2014, 49 p. Disponível em: <<http://www.idesp.pa.gov.br/pdf/estatisticaMunicipal/pdf/Moju.pdf>>. Acesso em 19 abr. 2016.

INSTITUTO DO HOMEM E MEIO AMBIENTE DA AMAZÔNIA - IMAZON. **Desmatamento e Degradação Florestal em Moju-Pará (2000–2013)**. Belém, 2014. Disponível em: <http://imazon.org.br/PDFimazon/Portugues/outros/04_Folder_Moju_web.pdf>. Acesso em 19 abr. 2016.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA – INMET. **Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (1980 – 2015)**. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=bdmep/bdmep>>. Acesso em: 17 abr. 2016.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS - INPE. **Taxas anuais do desmatamento (1988-2015)**. 2016. Disponível em: <http://www.obt.inpe.br/prodes/prodes_1988_2015n.htm>. Acesso em: 15 jan. 2016.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS - INPE. **Desflorestamento nos Municípios da Amazônia Legal até 2015**. 2017. Disponível em: <<http://www.dpi.inpe.br/prodesdigital/prodesmunicipal.php>>. Acesso em: 07 jan. 2017.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE - IPCC. **Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. Geneva, 2014, 151 p.

KÖPPEN, W. **Climatologia**. México: Fondo de Cultura Económica, 1948.

JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C.; MATTAR, C.; BARICHIVICH, J.; SANTAMARÍA-ARTIGAS, A.; TAKAHASHI, K.; MALHI, Y., SOBRINO, J. A.; VAN DER SCHRIER, G.. Record-breaking warming and extreme drought in the Amazon rainforest during the course of El Niño 2015–2016. **Scientific Reports**, 2016.

LI, Y.; XU, M.; ZOU, X. Heterotrophic soil respiration in relation to environmental factors and microbial biomass in two wet tropical forests. **Plant and Soil**, v. 281, p. 193–201, 2006.

LOPES, M. N. G.; SOUZA, E. B. de; FERREIRA, D. B. da S. Climatologia regional da precipitação no estado do Pará. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 12, n. 9, 2013.

MALHI, Y.; NOBRE, A.; GRACE, J.; KRUIJT, B.; PEREIRA, M.; CULF, A.; SCOTT, S. Carbon dioxide transfer over a Central Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 31593–31612, 1998.

MALHI, Y.; GRACE, J. Tropical forests and atmospheric carbon dioxide. **Trends in Ecology & Evolution**, v. 15, n. 8, p. 332 – 337, 2000.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; TOMASELLA, J.; CARDOSO, M. F.; OYAMA, M. D. Hydro-climatic and ecological behaviour of the drought of Amazonia in 2005. **Philosophical Transactions of the Royal Society B**, v. 363, p. 1773–1778, 2008.

MARTENS, C. S. ; SHAY, T. J.; MENDLOVITZ, H. P.; MATROSS, D. M.; SALESKA, S. R.; WOFSY, S. C.; WOODWARD, W. S.; MENTON, M. C.; MOURA, J. M. S. de; CRILL, P. M.; MORAES, O. L. L. de; LIMA, R. L. Radon fluxes in tropical forest ecosystems of Brazilian Amazonia: night-time CO₂ net ecosystem exchange derived from radon and eddy covariance methods. **Global Change Biology**, v. 10, p. 618–629, 2004.

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

MÉNDEZ, Y. D. R.; CHACÓN, L. M.; BAYONA, C. J.; ROMERO, H. M. Physiological response of oil palm interspecific hybrids (*Elaeis oleifera* H.B.K. Cortes versus *Elaeis guineensis* Jacq.) to water deficit. **Brazilian Journal of Plant Physiology**, v. 24, n. 4, p. 273–280, 2012.

MÉNDEZ, Y. D. R.; CAYÓN S, D. G.; LÓPEZ M, J. E. Physiological and morphological characterization of american oil palms (*Elaeis oleifera* HBK Cortes) and their hybrids (*Elaeis oleifera* x *Elaeis guineensis*) on the Indupalma plantation. **Agronomía Colombiana**, v. 31, n. 3, p. 314-323, 2013.

MEIR, P.; GRACE, J.; MIRANDA, A.; LLOYD, J. Soil respiration in a rainforest in Amazonia and in Cerrado in central Brazil. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. **Amazonian Deforestation and Climate**. Chichester, UK, John Wiley & Sons Ltd, p. 319–329, 1996.

MILLER, S. D.; GOULDEN, M. L.; MENTON, M. C.; ROCHA, H. R. da; FREITAS, H. C. De; FIGUEIRA, A. M. e S.; SOUSA, C. A. D. de. Biometric and micrometeorological measurements of Tropical Forest carbon balance. **Ecological Applications**, v. 14, n. 4, p. S114–S126, 2004.

MIRANDA, R. A. C. de; MILDE, L. C. E.; BICHARA, A. L.; CORNELL, S. Caracterização do ciclo diário dos perfis de temperatura do ar e umidade relativa em uma plantação de cacau. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 29, n. 3, p. 345–353, 1994.

MONCRIEFF, J. B.; VALENTINI, R.; GRECO, S.; SEUFERT, G.; CICCIOLO, P. Trace gas exchange over terrestrial ecosystems: methods and perspectives in micrometeorology. **Journal of Experimental Botany**, v. 48, n. 310, p. 1133-1142, 1997.

MOORE, C. J. Frequency response corrections for eddy correlation systems. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 37, p. 17-35, 1986.

MORAES, B. C. de; COSTA, J. M. N. da; COSTA, A. C. L. da; COSTA, M. H. Variação espacial e temporal da precipitação no estado do Pará. **Acta amazônica**, v. 35, n. 2, p. 207–214, 2005.

NOAA/ESRL. **Annual Mean Growth Rate for Mauna Loa, Hawaii**. 2016. Disponível em: <<http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/gr.html>>. Acesso em: 15 abr. 2016.

OKE, T.R. **Boundary layer climates**. Methuen, New York, 1987, 435 p.

OLIVEIRA, B. C. S. de; ARAÚJO, A. C. de; OLIVEIRA, L. R. de; MANZI, A. O. Caracterização da variação diária e sazonal do CO₂ atmosférico em cultivo da palma de óleo com híbridos interespecíficos (*Elaeis guineensis* X *Elaeis oleifera*) no leste da Amazônia. In: Workshop Brasileiro de Micrometeorologia, 9. **Anais**. Santa Maria-RS, 2015.

OHTAKI, E. Application of an infrared carbon dioxide and humidity instrument to studies of turbulent transport. **Boundary Layer Meteorology**, v. 29, p. 85-107, 1984.

PAVLAKIS, K. G.; HATZIDIMITRIOU, D.; DRAKAKIS, E.; MATSOUKAS, C.; FOTIADI, A.; HATZIANASTASSIOU, N.; VARDAS, I. Enso surface longwave radiation forcing over the tropical pacific. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 7, p. 2013–2026, 2007.

PINA, A. J. de A. Experiências na produção para a cultura de palma de óleo na Amazônia: relato de experiências da Marborges Agroindústria S.A. (Moju-Pará). In: RAMALHO FILHO, A. **Zoneamento agroecológico, produção e manejo para a cultura da palma de óleo na Amazônia**. Rio de Janeiro, RJ: Embrapa Solos, 2010.

RAMALHO FILHO, A.; MOTTA, P. E. F. da; NAIME, U. J.; GONÇALVES, A. O.; TEIXEIRA, W. G. In: RAMALHO FILHO, A. **Zoneamento agroecológico, produção e manejo para a cultura da palma de óleo na Amazônia**. Rio de Janeiro, RJ: Embrapa Solos, 2010.

REYNOLDS, O. On the dynamical theory of incompressible viscous fluids and the determination of criterion. **Philosophical Transactions of Royal Society of London**, v. A174, p. 935-982, 1895.

RODRIGUES, T. O.; CALDEIRA-PIRES, A.; LUZ, S.; FRATE, C. A. GHG balance of crude palm oil for biodiesel production in the Northern region of Brazil. **Renewable Energy**, v. 62, p. 516-521, 2014.

RÖLL, A.; NIU, F.; MEIJIDE, A.; HARDANTO, A.; HENDRAYANTO; KNOHL, A.; HÖLSCHER, D. Transpiration in an oil palm landscape: effects of palm age. **Biogeosciences**, v. 12, p. 5619–5633, 2015.

SALESKA, S.R.; MILLER, S.D.; MATROSS, D.M.; GOULDEN, M.L.; WOFSEY, S.C.; ROCHA, H.R. da; CAMARGO, P.B. de; CRILL, P.; DAUBE, B.C.; FREITAS, H.C. de; HUTYRA, L.; KELLER, M.; KIRCHHOFF, V.; MENTON, M.; MUNGER, J.W.; PYLE, E.H.; RICE, A.H.; SILVA, H.. Carbon in Amazon forests: unexpected seasonal fluxes and disturbance-induced losses. **Science**, v. 302, n. 5650, p. 1554-1557, 2003.

SALIMON, C. I.; DAVIDSON, E; VICTORIA, R.; MELO, A. W. F. CO₂ flux from soil in pastures and forests in Southwestern Amazonia. **Global Change Biology**, v. 10, p. 833–843, 2004.

SCHMID, H. P. Footprint modeling for vegetation atmosphere exchange studies: a review and perspective. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 113, p. 159–183, 2002.

SCHUEPP, P. H.; LECLERC, M. Y.; MACPHERSON, J. I.; DESJARDINS, R. L. Footprint prediction of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 50, p. 355-373, 1990.

SOTTA, E. D.; MEIR, P.; MALHI, Y.; NOBRE, A. D.; HODNETT, M.; GRACE, J. Soil CO₂ efflux in a tropical forest in central Amazon. **Global Change Biology**, v. 10, p. 601–617, 2004.

SOTTA, E. D.; VELDKAMP, E.; GUIMARAES, B. R.; PAIXAO, R. K.; RUIVO, M. L. P.; ALMEIDA, S. S.. Landscape and climatic controls on spatial and temporal variation in soil CO₂ efflux in an Eastern Amazonian Rainforest, Caxiuana, Brazil. **Forest Ecology and Management**, v. 237, p. 57–64, 2006.

STULL, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology**. Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, Boston, London, 1988.

TEIXEIRA, W. G.; FREITAS, P. L. de; CUBAS, O.; MARTINS, G. C.; FREITAS, P. L. de; RODRIGUES, M. do R. L.; RAMALHO FILHO, A. Características físicas do solo adequadas para implantação e manutenção da cultura de palma de óleo na Amazônia. In: RAMALHO FILHO, A. **Zoneamento agroecológico, produção e manejo para a cultura da palma de óleo na Amazônia**. Rio de Janeiro, RJ: Embrapa Solos, 2010.

THONING, K. W.; TANS, P. P. Atmospheric carbon dioxide at Mauna Loa observatory: analysis of the NOAA GMCC Data, 1974-1985. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n. D6, p. 8549-8565, 1989.

VAN DER WERF, G. R.; MORTON, D. C.; DEFRIES, R. S.; GIGLIO, L.; RANDERSON, J. T.; COLLATZ, G. J.; KASIBHATLA, P. S. Estimates of fire emissions from an active deforestation region in the southern Amazon based on satellite data and biogeochemical modelling. **Biogeosciences**, v. 6, p. 235–249, 2009.

VERMA, S. B.; BALDOCCHI, D. D.; ANDERSON, D. E.; MATT, D. R.; CLEMENT, R. J. Eddy fluxes of CO₂, water vapor and sensible heat over a deciduous forest. **Boundary Layer Meteorology**, v. 36, p. 71-91, 1986.

VERMA, S. B.; KIM, J.; CLEMENT, R. J. Carbon dioxide, water vapor and sensible heat fluxes over a tallgrass prairie. **Boundary Layer Meteorology**, v. 46, p. 53-67, 1989.

VERHEYE, W. Growth and production of oil palm. In: VERHEYE, W. **Land Use, Land Cover and Soil Sciences**. Oxford–UK: Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS), UNESCO-EOLSS Publishers, 2010.

WOFSY, S. C.; GOULDEN, M. L.; MUNGER, J. W.; FAN, S. M.; BAKWIN, P. S.; DAUBE, B. C.; BASSOW, S. L.; BAZZAZ, F. A. Net exchange of CO₂ in a midlatitude forest. **Science**, v. 260, p. 1314–1317, 1993.

ZERI, M.; SÁ, L.D.A; MANZI, A.O.; ARAÚJO, A.C.; AGUIAR, R.G.; VON RANDOW, C.; SAMPAIO, G.; CARDOSO, F.L.; NOBRE, C.A. Variability of carbon and water fluxes following climate extremes over a Tropical Forest in Southwestern Amazonia. **PLoS ONE**, v. 9, n. 2, e88130, p.01-12, 2014.