



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

Luciana dos Santos Cirino

**CARACTERÍSTICAS DA ESTABILIDADE ESTÁTICA E DINÂMICA DA
ATMOSFERA EM CULTIVO DE PALMA DE ÓLEO NO LESTE DA AMAZÔNIA**

**BELÉM – PA
2023**

Luciana dos Santos Cirino

**CARACTERÍSTICAS DA ESTABILIDADE ESTÁTICA E DINÂMICA DA
ATMOSFERA EM CULTIVO DE PALMA DE ÓLEO NO LESTE DA AMAZÔNIA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA), em parceria com o Museu Paraense Emílio Goeldi (MPEG) e Embrapa Amazônia Oriental como requisito para título de Mestre em Ciências Ambientais.

Área de concentração: Clima e Dinâmica Socioambiental na Amazônia.

Linha de pesquisa: Interação Clima, Sociedade e Ambiente

Orientador: Dr. Alessandro Carioca de Araújo.

**BELÉM – PA
2023**

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)**

C578c Cirino, Luciana dos Santos.
Características da estabilidade estática e dinâmica da atmosfera
em cultivo de palma de óleo no Leste da Amazônia / Luciana dos
Santos Cirino. — 2023.
56 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Alessandro Carioca de Araújo
Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará,
Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Ciências
Ambientais, Belém, 2020.

1. Sazonalidade. 2. Temperatura potencial. 3. Mudanças
no uso da terra. I. Título.

CDD 551.6609811

Luciana dos Santos Cirino

**CARACTERÍSTICAS DA ESTABILIDADE ESTÁTICA E DINÂMICA DA
ATMOSFERA EM CULTIVO DE PALMA DE ÓLEO NO LESTE DA AMAZÔNIA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA), em parceria com o Museu Paraense Emílio Goeldi (MPEG) e Embrapa Amazônia Oriental como requisito para título de Mestre em Ciências Ambientais.

Área de concentração: clima e dinâmica socioambiental na Amazônia.

Linha de pesquisa: Interação Clima, Sociedade e Ambiente

Data da defesa: 30/09/2020

Banca Examinadora



Prof. Alessandro Carioca de Araújo - Orientador
Doutor em Ciências Geoambientais
Embrapa Amazônia Oriental



Prof. Cléo Quaresma Dias Júnior
Doutor em Clima e Ambiente
Instituto Federal do Pará -Departamento de Física



Prof. Maria Isabel Vitorino
Doutora em Meteorologia
Universidade Federal do Pará



Prof. Steel Silva Vasconcelos
Doutor em Recursos e Conservação Florestais
Embrapa Amazônia Oriental

AGRADECIMENTOS

À minha mãe, Lucia Cirino, por toda dedicação e apoio moral ao longo de toda minha vida;

À família, pelo apoio nos momentos difíceis emocionalmente e financeiramente;

Ao Dr. Alessandro Carioca pela orientação;

À cooperação técnica entre a Marbórges Agroindústria S.A e a Embrapa Amazônia Oriental, que forneceram os dados utilizados;

Aos professores do curso de Meteorologia da UFPA, pelo auxílio e informações fornecidas ao longo do curso;

Aos Membros da banca Examinadora, pelas importantes contribuições realizadas;

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela bolsa de estudo;

A todos que contribuíram para a finalização deste trabalho.

RESUMO

Considerando as constantes mudanças no uso da terra na região amazônica, que determinam a variabilidade do microclima, o cultivo da palma de óleo exerce papéis importantes no contexto ambiental e suas interações com a atmosfera. Neste sentido, este trabalho tem como objetivo investigar o comportamento da camada atmosférica sobre um cultivo de palma de óleo com híbridos interespecíficos (HIE) (*Elaeis guineensis* Jacq. x *Elaeis oleifera* (Kunth) Cortés) no leste da Amazônia. O estudo foi conduzido na empresa Marborges Agroindústria S.A., localizada em Moju, Pará. A idade do plantio era de 8 anos (em 2014), e a altura média do topo do dossel de aproximadamente 8 m. Os dados utilizados neste trabalho foram obtidos por uma torre micrometeorológica, e compreendem o período de janeiro a dezembro de 2014. Durante o período diurno, as maiores temperaturas potenciais (θ) foram observadas nas alturas de 2,25 m e 6,75 m acima do solo, indicativo de instabilidade estática. Diferentemente do período noturno, onde os valores de θ foram maiores acima do topo do dossel, indicativo de estabilidade estática. O período menos chuvoso apresentou maiores velocidades do vento, com diferença de 1 m/s em relação ao período chuvoso da região. Através de dados de temperatura do ar e velocidade do vento foram investigadas as condições atmosféricas estática e dinâmica sobre o cultivo. No cultivo predominaram condições atmosféricas de neutralidade e estabilidade em ambos os períodos ($-0,25 < Ri < 0,25$).

Palavras-chave: Sazonalidade; Temperatura potencial; Mudanças no uso da terra.

ABSTRACT

Considering the constant land use changes in the Amazon region, which determine the microclimate variability, the oil palm cultivation plays important roles in the environmental context and its interactions with the atmosphere. In this sense, this work aims to investigate the behavior of the atmospheric layer over an oil palm intercrop with interspecific hybrids (HIE) (*Elaeis guineensis* Jacq. x *Elaeis oleifera* (Kunth) Cortés) in eastern Amazonia. The study was conducted in the company Marborges Agroindústria S.A., located in Moju, Pará. The age of the plantation was 8 years (in 2014), and the average height of the top of the canopy was approximately 8 m. The data used in this work were obtained by a micrometeorological tower, and comprise the period from January to December 2014. During the daytime period, the highest potential temperatures (θ) were observed at the heights of 2.25 m and 6.75 m above the ground, indicative of static instability. Unlike the night period, where the values of θ were higher above the top of the canopy, indicative of static stability. The less rainy period presented higher wind speeds, with a difference of 1 m/s in relation to the rainy period of the region. Through air temperature and wind speed data the static and dynamic weather conditions over the crop were investigated. Atmospheric conditions of neutrality and stability predominated in both periods ($-0.25 < Ri < 0.25$).

Keywords: seasonality; potential temperature; land use change.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Mapa de localização do município de Moju, Pará e local de estudo	28
Figura 2 - Variação anual da precipitação no Estado do Pará.	29
Figura 3 - Espacialização das regiões homogêneas (RH) de chuva e histogramas distribuição temporal da chuva por regiões na Amazônia Oriental	29
Figura 4 - Localização da torre micrometeorológica e demarcação da parcela C22 (vermelho) na Empresa Marborges Agroindústria, em Moju-PA	30
Figura 5 - Plantio da Palma de Óleo do tipo Híbrido Interespecífico na parcela C22.	31
Figura 6 - Torre micrometeorológica com o termohigrômetros e anemômetros instalados	32
Figura 7 - Altura dos instrumentos na torre Micrometeorológica e camadas de estudo. Em azul (termohigrômetros); preto (anemômetros 2D)	33
Figura 8 - Comparação entre a precipitação observada para o ano de 2014 e climatologia de precipitação (1981-2010) para Belém e Cametá	35
Figura 9 - Temperatura média sazonal em diferentes alturas. Período chuvoso (a), período menos chuvoso (b).....	38
Figura 10 - Média diária da velocidade do vento em diferentes alturas, Moju, Pará. 2014	39
Figura 11 - Média diária da velocidade do vento em diferentes alturas. (a) Período chuvoso (n = 6184), (b) Período menos chuvoso (n = 8333). Dados de 30 minutos ...	40
Figura 12 - Perfil vertical da velocidade do vento na área de estudo	41
Figura 13 - Rosa dos ventos em diferentes alturas. (a) Período chuvoso (n = 2661), (b) Período menos chuvoso (n = 3220). Unidade de velocidade do vento (m.s ⁻¹).....	41
Figura 14 - Perfil vertical diário da θ em diferentes alturas. Altura média do topo do dossel (8 m) representada pela linha horizontal.....	44
Figura 15 - Evolução temporal sazonal da θ . Altura média do topo do dossel (8 m) representada pela linha horizontal azul. Período chuvoso (n = 2661), período menos chuvoso (n = 3220).....	45
Figura 16 - Evolução temporal médio de R_i em plantio de palma de óleo em diferentes camadas (Camada 1: 22,7 m – 15,94 m; Camada 2 m: 15,94 – 10,40 m). (a) período chuvoso (n = 2661), (b) período menos chuvoso (n = 3220). Linha horizontal azul indica $R_i = > 0, 25$; a linha horizontal laranja indica $R_i = < - 0, 25$	48

LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

[CO₂] - Concentração de CO₂

AB - Alta da Bolívia

AF - Amarelecimento Fatal

ALB - Amazônia Legal Brasileira

C - Carbono

CLA - Camada Limite Atmosférica

CLC - Camada Limite Convectiva

CLE - Camada Limite Estável

CLP - Camada Limite planetária

CR - Camada Residual

CS - Camada Superficial

CVT - Covariância de Vórtices Turbulentos

C_p - Calor específico a pressão constante

DPV - Déficit de Pressão de Vapor

E - Leste

ECT - Energia Cinética Turbulenta

EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária

HIE - Híbridos Interespecíficos

HL - Hora local

IAF - Índice de área foliar

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

IDHM - Índice de Desenvolvimento Humano Municipal

INMET - Instituto Nacional de Meteorologia

LBA - Programa de Larga Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia

LI - Linhas de Instabilidades

NE - Nordeste

PPSPO - Programa de Produção Sustentável de Palma de Óleo

Ri - Número de Richardson

R_{ib} - Número de Richardson bulk (massa)

R_{ic} - Número de Richardson crítico

R_{if} - Richardson fluxo

R_{ig} - Richardson gradiente

SUDAM - Superintendência de Desenvolvimento da Amazônia

T - Temperatura

TSM - Temperatura da superfície do mar

ZCIT - Zona de Convergência Intertropical

ZCIT - Zona de Convergência Intertropical

P - Pressão atmosférica

θ - Temperatura potencial

d - Deslocamento de plano zero

u^* - Velocidade de atrito

z_0 - Comprimento da rugosidade

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	11
2 OBJETIVOS	14
2.1 Objetivo Geral	14
2.2 Objetivos Específicos	14
4 REFERENCIAL TEÓRICO	16
4.1 A Palma de óleo no Pará	16
4.2 Principais sistemas meteorológicos da Amazônia oriental	17
4.3 A camada limite superficial (CLS)	19
4.4 Microclima em Palma de óleo	20
4.5 Estabilidade estática e dinâmica da atmosfera	23
5 MATERIAIS E MÉTODOS	28
5.1 Materiais	24
5.1.1 Descrição e Localização da Área de Estudo.....	28
5.1.2 Clima	28
5.1.3 Parcela de estudo	30
5.1.4 Torre Micrometeorológica e instrumentação	31
5.2 Metodologia	30
5.2.1 Processamento de dados.....	30
6 RESULTADOS E DISCUSSÃO	35
6.1 Variáveis meteorológicas	35
6.1.1 Precipitação	35
6.1.2 Temperatura do ar.....	36
6.1.3 Velocidade e direção do vento.....	38
6.2 Estabilidade estática	42
6.2.1 Perfil diurno e noturno de temperatura potencial	42
6.2.2 Perfil sazonal de temperatura potencial.....	44
6.3 Estabilidade dinâmica	46
7 CONCLUSÃO	49
REFERÊNCIAS	51

1 INTRODUÇÃO

A Amazônia é composta pela maior extensão de floresta tropical contínua do mundo (ARTAXO et al., 2005; MARENGO, 2006), sendo considerada fundamental para a manutenção do clima em escalas local e global. As florestas são essenciais em processos de troca de energia e massa com a atmosfera, e são consideradas uma fonte indispensável de calor para a atmosfera por meio de sua intensa evapotranspiração, além de atuarem como fonte e sumidouro de carbono (HOUGHTON et al., 2001; KELLER et al., 2004).

A região amazônica é marcada pela predominância de diferentes sistemas meteorológicos em escalas distintas, como a ZCIT (Zona de convergência intertropical), sistema meteorológico de grande escala que atua durante o verão e outono austral (UVO, 1989), linhas de instabilidade (COHEN, et al., 1989) e SCMC (sistemas convectivos de mesoescala circulares) (SODRÉ et al., 2015), além das brisas marítima, terrestre e lacustre, que são sistemas de escala local, que atuam sob influência de gradientes de temperatura entre diferentes superfícies (GERMANO et al., 2017). A disponibilidade de umidade oriunda de processos evaporativos dos oceanos e vegetação contribuem para a formação desses sistemas e para alterações no estado da atmosfera, que podem resultar em uma atmosfera local mais estável ou instável, podendo exercer influência nos processos de dispersão e absorção de dióxido de carbono atmosférico (CO₂) pela vegetação, considerado um dos principais gases de efeito estufa (GEE).

Alterações na cobertura vegetal advindas das atividades humanas, como o desmatamento, associadas com aumento da concentração de CO₂ ao longo dos anos, podem estar contribuindo para mudanças na atmosfera da terra (MALHI; GRACE, 2000). Mudanças no balanço de energia, alterações na camada limite planetária (CLA) e superficial (CLS) por meio de gradientes de temperatura entre diferentes superfícies, são algumas das consequências de atividades humanas associadas às mudanças de uso da terra, que são capazes de gerar circulação não convencional entre áreas desmatadas e não desmatadas (ROY; AVISSAR et al., 2002; SODRÉ et al., 2015), e contribuir nas diferentes condições atmosféricas.

O desflorestamento na Amazônia entre os anos de 2004 a 2019, atingiu cerca de 160 mil km² aproximadamente, sendo a região sul-sudeste da Amazônia (Rondônia, Pará e Mato Grosso) a mais afetada. Esses dados podem ser atribuídos a expansão de atividades agropecuárias (FEARNSIDE, 2005). A modificação da cobertura natural e substituição de

floresta nativa por áreas pastagem, alteram as características aerodinâmicas da superfície da terra, que conseqüentemente podem alterar padrões das trocas de energia na interface solo-atmosfera. Lawrence e Vandecar (2015) e Santos et al. (2021) constataram que mudanças no uso da terra como o desmatamento e desflorestamento, causam variações na temperatura do ar, regime de chuva e umidade relativa, corroborando com o estudo de Pavão et al. (2017) indicou que a substituição da vegetação por pastagem ou área urbana aumenta significativamente o albedo, temperatura de brilho superficial e diminui o NDVI e radiação superficial. Neste sentido o processo de ocupação da terra por meio do desmatamento somado a ocupação do solo pela agropecuária, são fatores determinantes das alterações no clima amazônico (SANTOS et al., 2021).

Diante de um cenário de intensas atividades que contribuem para mudanças de uso da terra, o cultivo da palma de óleo tornou-se uma alternativa para substituir áreas já desmatadas e degradadas por pastagens na Amazônia (HOMMA, 2012), podendo diminuir assim, a pressão sobre florestas primárias (EMBRAPA, 2010). Conforme a política estabelecida pelo Programa de Produção Sustentável de Palma de Óleo (PPSPO), é adequado implantar ou dobrar cultivos perenes em áreas degradadas. Neste sentido, cultivos perenes podem contribuir constantemente para a retirada de CO₂ atmosférico, liberados pela queima de combustíveis fósseis, mudanças dos usos da terra para conversão em pastagem, que são atividades antrópicas mais comuns no cenário socioeconômico regional, e que podem contribuir nas modificações das condições atmosféricas.

Um fato muito importante é o grande potencial no sequestro de carbono (KÜHL, 2017). Segundo Resende et al. (2001), os níveis de absorção e estoque de carbono apresentados pelos dendzeiros em diferentes condições ecológicas, apontam valores significativos no sequestro de carbono na atmosfera, até 4,5 t ha⁻¹ ano⁻¹. A fixação do CO₂ na Palma ocorre nas folhas e raízes, por ser uma cultura perene seu sistema de raízes é expressivamente elevado. Estudos sobre absorção de CO_{2r} em floresta e cultivo de palma de óleo com híbrido interespecíficos (HIE) na região tropical asiática, demonstraram que a taxa máxima de absorção em cultivo de palma de óleo foi superior ao observado em florestas tropicais (FOWLER et al., 2011) e cultivos de Eucalyptus (VIÉGAS; BOTELHO, 2000).

As condições atmosféricas exercem um controle sobre as trocas de escalares por exemplo temperatura e CO₂ na interface solo-planta-atmosfera. Por essa razão é importante investigar as características da interação entre a palma de óleo e a atmosfera na Amazônia

brasileira. Este trabalho teve por objetivo caracterizar as estabilidades estática e dinâmica da atmosfera em um plantio de palma de óleo no leste da Amazônia.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo Geral

Analisar as condições atmosféricas 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

- 1- Analisar o comportamento das variáveis meteorológicas (temperatura do ar, velocidade e direção do vento em cultivo de palma de óleo com HIE, em 2014.
- 2- Avaliar a estabilidade estática da atmosfera em escala sazonal sobre o plantio de palma de óleo com HIE na região de estudo.
- 3- Avaliar a estabilidade dinâmica da atmosfera em escala sazonal sobre o plantio de palma de óleo com HIE na região de estudo.

3 HIPÓTESE

As classes de estabilidade são determinadas por fatores físicos (vento e temperatura) na escala local.

4 REFERENCIAL TEÓRICO

4.1 A Palma de óleo no Pará

Entre os estados amazônicos, o Pará apresenta as condições climáticas mais apropriadas para o cultivo de palma de óleo. Que para um bom desenvolvimento do cultivo, a precipitação pluviométrica anual deve ser bem distribuída e ficar acima de 2.000 mm; total mensal de chuva acima de 150 mm; temperatura média oscilando entre 24 e 28°C; umidade relativa do ar variando entre 75 e 90% e insolação anual mínima de 2.000 horas. Os solos devem ser profundos e bem drenados (BASTOS et al., 2001; RAMALHO FILHO et al., 2010).

As condições climáticas, topográficas e os fatores bióticos exercem papéis importantes no desenvolvimento dos cachos e nos processos produtivos da palma. O cultivo exige precipitações regulares com ausência de estação seca prolongada. Porém, altas precipitações ao longo do ano juntamente com as elevadas temperaturas da região, podem favorecer o surgimento do amarelecimento fatal (AF), sendo o agente causador ainda desconhecido, se destacando por causar muitas mortes na espécie. Por esta razão, foi realizado o cruzamento entre as espécies *Elaeis guineensis* Jacq., nativo das florestas tropicais da costa oeste do continente africano e *Elaeis oleifera* (Kunth) Cortés, nativo do continente americano, resultando no dendê híbrido interespecífico (HIE), demonstrando rápido crescimento foliar e maior resistência ao AF (BARCELOS, 1986).

Os plantios estimados para o cultivo da palma de óleo na nova política de governo federal de expansão da cultura têm como sugestão o aproveitamento de grandes faixas de áreas degradadas por pastos não mais utilizados pela pecuária na mesorregião do Nordeste Paraense (HOMMA, 2012). Buscando a importância da fauna e flora para o meio ambiente, a Marbóges recuperou áreas degradadas e de pastagem, reflorestando-as com espécies nativas e exóticas (RAMALHO FILHO et al.,2010).

O Grupo Marbóges, que comanda a produção da palma de óleo no município de Moju, no estado do Pará, é constituído pelas empresas Marbóges Agroindústria S.A. e Reflorestadora Moju Acará LTDA. Com sede situada na Vila Bacuriteua, no município de Moju, com distancia aproximadamente de 100 km em linha reta da capital do estado do Pará (Belém). A empresa iniciou suas atividades em julho de 1991, com a instalação de sua indústria em 1993. Empregava cerca de 850 funcionários em 2010 (RAMALHO FILHO et al.,2010). Desde 2013, a Marbóges realiza parcerias com agricultores familiares, auxiliando na assistência técnica,

capacitação e compra da produção de frutos, além de contribuir na geração de renda para comunidades e pequenos produtores rurais, e promover diversificação do uso do solo e redução das taxas de desmatamento na Amazônia.

4.2 Principais sistemas meteorológicos da Amazônia oriental

Levando em consideração as condições climáticas e físicas para um bom desenvolvimento da cultura da palma de óleo, é citado aqui os principais sistemas meteorológicos atuantes na região da Amazônia oriental, que podem contribuir na formação de condições atmosféricas.

O clima da Amazônia oriental é influenciado por sistemas atmosféricos de diferentes escalas, como os sistemas meteorológicos de grande escala ou escala sinótica: Distúrbios Ondulatório de Leste (DOL) e Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) (ASNANI, 1993; Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (KOUSKY; KAYANO, 1981; UVO, 1989); sistemas de mesoescala e escala local como as Brisas Marítima, terrestre e fluvial, Linhas de Instabilidade (LIs) (COHEN, 1989; COHEN et al., 1995; ALCÂNTARA et al., 2014; MATOS e COHEN, 2016; GERMANO et al., 2017). Conforme Cohen et al., (1989), as LIs são responsáveis por 45% da ocorrência das chuvas no período menos chuvoso da região, atingindo as mesorregiões do Nordeste Paraense. Essas linhas de instabilidades (LIP2) originam-se ao longo da costa durante a tarde e propagam-se para o interior da bacia amazônica com velocidade de aproximadamente 50 a 60 km/h (COHEN, 1989) devido a sua forma e característica há o transporte de grande volume de precipitação para continente adentro na Amazônia, reforçando a ocorrência de chuvas no Nordeste do Pará.

As principais características presentes na região da Amazônia oriental são hidrografia, vegetação, contraste continente-oceano e transição entre zonas florestadas e desmatadas, que são condições favoráveis para a intensificação de processos convectivos e favorecimento da ocorrência de sistemas de micro e mesoescala (COHEN et al., 1989) que contribuem para caracterizar o clima da região. Como exemplo da grande escala: Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que é o principal agente causador de precipitação nas regiões norte e nordeste do Brasil durante o primeiro semestre do ano, e exerce papel importante na definição do período chuvoso da região. Conforme Uvo (1989) a ZCIT é uma banda zonal de nebulosidade que envolve o globo terrestre, que é resultado da convergência dos ventos alísios

de nordeste e sudeste que acontecem próximo ao Equador terrestre, por ser considerada zona de baixa pressão, onde ocorre intensos movimentos convectivos

A variação espacial e temporal da precipitação na região Amazônica em escala local está associada à circulação de brisas terrestre, marítima e fluvial (KOUSKY, 1980). Fatores como o gradiente horizontal de pressão; tipo de uso e de ocupação do solo; topografia costeira; cobertura de nuvem; temperatura da superfície do mar (TSM) e a variação latitudinal do parâmetro de Coriolis, influenciam na brisa marítima (OLIVEIRA JÚNIOR et al., 2013). Além dos fatores como direção, intensidade, extensão vertical e horizontal da brisa marítima, que dependem do escoamento sinótico, da diferença da temperatura entre o continente e oceano e da estrutura da camada limite atmosférica (CLA).

Como mecanismo de precipitação em mesoescala, podem-se destacar as Linhas de Instabilidades (LI) que se formam no N – NE Amazônico, entre os estados do Amapá e Pará. No período menos chuvoso da porção central amazônica as LI's são responsáveis por cerca de 45% da precipitação (COHEN, 1989). Os sistemas convectivos de meso escala (SCM) que segundo Sodré et al., (2015) atuam principalmente no período chuvoso da região (verão e outono astral). Em microescala, ou escala local, pode-se destacar a brisa fluvial e convecção diurna, brisa marítima e terrestre (GERMANO et al., 2017), que podem ser melhor observadas no período menos chuvoso da região, ou seja, de menor atuação dos sistemas meteorológicos precipitantes de grande escala.

Segundo o estudo de Fish, Marengo e Nobre (1996), brisa é um mecanismo físico causado pela diferença térmica entre água-terra, gerando gradientes de temperatura, pressão e deslocamento de ar das áreas de alta pressão para baixa pressão, movendo-se em direção ao continente durante o dia e vice-versa à noite.

Germano et al., (2017) em estudo sobre a variabilidade da precipitação associada a circulação de brisas no nordeste paraense, observaram que no mês de agosto houve predominância de ventos NE. Isto pode estar associado à sobreposição dos alísios sobre as brisas, tornando-os mais predominantes. Os autores observaram maior velocidade do vento no mês de agosto, e menor velocidade no mês de março. Segundo os autores, a brisa marítima (BM) no litoral paraense ocorre no mesmo sentido dos ventos alísios, justificando maior magnitude do vento durante os horários da BM, entre 11 e 15 h (HL).

Oliveira (1999) observou a diferença do vento entre a floresta e pastagem e concluiu que o vento é sempre mais intenso na floresta, com diferenças de até $2,0 \text{ m.s}^{-1}$, principalmente

após as 11:00 HL. Nestes horários a turbulência causa uma mistura grande na vertical, diminuindo o fluxo de ar na pastagem, e devido a menor rugosidade da pastagem, existindo um desacoplamento entre os processos da superfície e entre 400-500 m, onde este processo é mais pronunciado. Além da influência das características da superfície, e de variáveis meteorológicas como a temperatura do ar na camada limite planetária (STULL, 2000) e de sistemas meteorológicos de diferentes escalas que interagem entre si (UVO, 1989); (COHEN, 1989); (GERMANO et al., 2017), exercem influência direta no comportamento diário da velocidade do vento.

4.3 A camada limite superficial (CLS)

A camada limite planetária (CLP) é a região da atmosfera que de forma direta é influenciada pelas trocas de momentum, calor e vapor d'água, ocorrendo entre a superfície terrestre e a atmosfera. Esta camada corresponde a cerca de 1 ou 2 km acima da superfície terrestre, onde movimentos turbulentos que ocorrem em escala temporal de uma hora ou minutos dominam o escoamento (KAIMAL, 1994). As forçantes que induzem as trocas entre a atmosfera e a superfície, incluem atrito, evaporação, transpiração, transferência de calor e emissão de poluentes.

A porção inferior da CLP é denominada de Camada Limite Superficial (CLS), estende-se por volta de 100 – 150 m acima da superfície. A CLS se caracteriza pela existência de gradientes verticais de temperatura, umidade e velocidade do vento, que atua na indução de turbulência (segundo STULL, 1988); embora alguns autores não tenham encontrado clara indicação de sua existência em algumas superfícies (DIAS JUNIOR et al., 2019). Segundo Varejão-silva (2006), na CLS o vento é de forma direta influenciado pelo gradiente de pressão e presença da superfície terrestre. Que mesmo em condições de vento forte, a espessura da CLS não excede aos 150 m. Segundo o autor, esta camada apresenta componentes da velocidade do ar com intensas flutuações na escala temporal e espacial. Neste sentido, as flutuações na CLS estão associadas à presença de vórtices que caracterizam o estado de agitação do ar (turbulência), logo, o movimento turbulento é muito eficiente em difundir vapor d'água, calor e poluentes, pois é caracterizado por um processo de mistura.

Conforme Stull (1998), durante o dia a superfície é aquecida pelo sol, transferindo calor para a atmosfera fria, dando origem ao surgimento da camada limite convectiva (CLC) com

movimentos de escalas espaciais de 1-2 km. Sendo esta, a típica formação da CLS diurna, que como consequência possui à intensa mistura turbulenta de origens térmica (convecção) e mecânica (cisalhamento do vento). Nesta camada a velocidade, direção do vento e a temperatura potencial são praticamente constantes com a altura. Pela noite, quando a terra resfria mais rapidamente que a atmosfera, causa o surgimento de uma inversão térmica próxima à superfície, onde ocorre uma transferência de calor em sentido oposto originando a camada limite noturna (CLN). Considerando a estratificação térmica da atmosfera, a CLA, pode ser classificada como estável, instável ou neutra (STULL, 1988).

A CLS está relacionada a transferências de momentum, calor sensível, calor latente, gases e aerossóis entre a superfície da terra e atmosfera, os quais são importantes para à manutenção da vida no planeta e para o entendimento dos processos meteorológicos e climatológicos. Suas características são relacionadas com o comportamento do vento, sendo alterado pelas características da superfície da terra (rugosidade) e pelo gradiente horizontal de temperatura.

A turbulência que se verifica na CLS, pode ser identificada pela acentuada oscilação da velocidade do vento em cada altura, que é resultado da ação combinada da agitação mecânica do ar e da convecção. A agitação mecânica é proveniente do atrito do ar com a superfície, aumentando com a velocidade do vento, e a convecção é consequência do aquecimento do ar em contato com a superfície, que origina correntes ascendentes (quentes) e subsidentes (frias). Na CLS a estrutura do vento é condicionada pela natureza da superfície (solo, copas da vegetação) e pelo gradiente vertical de temperatura do ar (VAREJÃO-SILVA, 2006). Segundo o autor, a dispersão de poluentes, vapor d'água e calor, será mais rápida quanto maior a turbulência atmosférica. O conceito de turbulência está associado à eficiência de mistura.

4.4 Microclima em Palma de óleo

O estudo da interação biosfera-atmosfera, particularmente na Amazônia, vem tornando-se cada vez mais importante na determinação do balanço do carbono (NOGUEIRA, 2006) e nas trocas gasosas entre atmosfera e vegetação que dependem das características da CLA. Neste sentido, existem diversos fatores que influenciam a configuração da CLA, entre eles: as variáveis meteorológicas (radiação solar, vento, temperatura, umidade relativa); fluxos de H, LE e G (fluxos de calor sensível, latente e de calor no solo); características de superfície: topografia e rugosidade.

Conforme Martins et. al, 2008, rugosidade da superfície é caracterizada como a propriedade física que descreve a ação e influência da superfície na redução do momentum e na absorção do impacto dos ventos (movimento). Atua controlando o valor da tensão de cisalhamento e a velocidade de fricção (u^*). Quanto mais rugosa for a superfície, maior será o déficit de quantidade de movimento na CLA. Alterações na rugosidade do terreno provocam mudança de intensidade e direção dos ventos, ou seja, quando a rugosidade aumenta, o fluxo é desviado para direção de menor pressão (OKE, 1987), assim o conhecimento das características aerodinâmicas locais é fundamental para descrever, modelar e prever o comportamento dos ventos e da turbulência sobre a superfície em diferentes escalas (REIS, 2016). Através dos resultados de Reis (2016), observou-se que as diferentes configurações de relevo e mudança da rugosidade do terreno, possuem um alto potencial para alterar o perfil vertical dos ventos e condição atmosférica.

As características da vegetação influenciam de forma direta na rugosidade, variáveis meteorológicas como vento e temperatura são capazes de alterar o microclima local. Hardwick et al., (2015) observaram que os cultivos de palma de óleo possuem copa menos densa e índice de área foliar (IAF) inferior ao de florestas, e como resultado são mais quentes, mais secos, e permitem maior entrada de luz solar, conseqüentemente, o ar no topo da copa das árvores que aquece durante o dia, é forçado pela mistura turbulenta a descer, aumentando a temperatura do ar próximo do solo. A partir de um estudo recente em Bornéu, foi descoberto que as temperaturas máximas do ar em cultivo de palma de óleo foram até 6.5 °C mais quentes em relação a florestas primárias, e até 4 °C mais quente que em florestas secundárias, com grandes mudanças na umidade do ar e na temperatura do solo. Além disto, foi observado em Luskin e Potts (2011), que este efeito é maior em plantações jovens em comparação com plantações maduras de palma de óleo, associado a redução da cobertura do dossel e índice de área foliar. Segundo o autor, nas plantações antigas há mudança de vegetação rasteira, com maior cobertura vegetal no solo e dossel mais fechado, diminuindo os efeitos microclimáticos se comparados com plantações mais jovens.

Conforme o envelhecimento da palma, a cobertura da copa aumenta e cobre completamente a superfície, exercendo influência nas características do microclima, incluindo a absorção da radiação solar, velocidade do vento, temperatura do ar e umidade relativa, assim como outros elementos do microclima (KOMARUDIN, 2017). Segundo o autor, o fluxo de calor sensível das plantações de palma de óleo jovem é superior ao de plantações mais antigas, associado a quantidade de calor absorvido pela vegetação. As plantas jovens apresentaram

temperatura do ar circundante mais elevada e tiveram um fluxo de calor mais sensível e características de menor rugosidade, enquanto as plantações maduras investem mais energia em fluxos de calor latentes e têm temperatura superficial mais baixa. Assim, o arrefecimento por evaporação é o principal determinante da temperatura de regulação em palma de óleo como para a maioria das superfícies vegetais quando há água disponível.

Através de observações micrometeorológicas voltadas para cultivo de palma de óleo na Amazônia Ocidental (cultivo com idade em torno de oito anos e altura média de dossel entre 4 e 5 m). Cabral (2000) verificou que a maior temperatura do ar ocorreu no interior do cultivo durante o dia - em decorrência da maior absorção de radiação global (entre 1,4 e 3,9 m). E acima da vegetação (entre 6,9 e 9,4 m) foram obtidas menores máximas - associadas à menor influência da copa. O inverso foi observado à noite, com temperaturas mínimas maiores, acima do cultivo. O albedo médio foi de 18% (acima do valor encontrado na floresta - 13%); e a umidade específica variou entre as alturas (a máxima registrada na altura de maior densidade foliar - 3,9 e 6,9 m). Tais fatores foram resposta à maior atividade do vento e turbulência associados à ventilação, onde a mistura eficiente do ar contribuiu para atenuar os gradientes verticais de umidade durante o dia. Além disso (ainda durante o dia), as maiores velocidades de vento foram registradas nas maiores alturas (9,4 e 6,9 m), pois a vegetação aquecida pela radiação solar conduz calor para as camadas de ar circundante, retirando gases próximos a superfícies promovendo o movimento horizontal e a mistura turbulenta. Durante a noite foram registradas menores velocidades, com magnitude de $0,5 \text{ m.s}^{-1}$ acima do dossel, favorecendo o resfriamento da superfície.

A radiação solar que é absorvida pelo dossel da vegetação entra no solo e aquece a superfície e o ar da copa das árvores. Logo, a temperatura do ar no interior da copa das árvores depende fortemente da quantidade de calor absorvido pela copa das plantas e da superfície do solo (MEIJIDE et al., 2018). Estes autores observaram que a substituição das florestas tropicais por monocultura de borracha e palma de óleo, ocasionou o aumento na amplitude diária da temperatura do ar, umidade relativa e déficit de pressão de vapor (DPV) e resultou em aumentos da temperatura média do ar. Logo, infere-se que as condições microclimáticas abaixo do dossel de monoculturas são semelhantes com as de áreas abertas.

4.5 Estabilidade estática e dinâmica da atmosfera

O estado da atmosfera é um dos fatores fundamentais para o estudo de dispersão de poluentes (SEINFELD; PANDIS, 2006). A classificação é necessária para quantificar a capacidade de dispersão da atmosfera (GOMES JUNIOR, 2010), e podem causar alterações sobre o tempo e clima. Seguindo este critério, a atmosfera pode ser classificada como estável quando não há movimentos turbulentos fortes na vertical, sendo caracterizada por ventos fracos. A condição de estabilidade é considerada quando as camadas de ar mais próximas da superfície são mais frias do que as camadas logo acima destas, gerando uma camada de estabilidade. Condições de atmosfera neutra é caracterizado por condições de ventos moderados e caso exista um deslocamento vertical de uma parcela de ar, esta tende a permanecer onde foi deslocada. Enquanto que atmosfera instável ocorre quando as camadas de ar próximas a superfícies são mais quentes (FERREIRA et al., 2001).

A dispersão de gases é baseada no conceito de advecção (transporte horizontal), que depende do escoamento atmosférico e de mecanismos de difusão turbulenta, devido a relação das forçantes térmicas e/ou mecânicas (STULL, 1988). Os quais dependem da interação entre atmosfera e superfície, como gradiente térmico; regime de vento; topografia (levantamento orográfico e bloqueio atmosférico) e das taxas de emissões de gases (OKE, 1992).

A estabilidade estática da atmosfera pode ser obtida através da temperatura potencial (1) que posteriormente são analisadas através de perfis e fluxos de temperatura potencial. Conforme Stull (1988), uma atmosfera considerada estática, é aquela que possui características convectivas, podendo ser classificada como: atmosfera estaticamente instável, estável e neutra.

Durante o dia, a radiação de ondas curtas que chega é absorvida pela superfície e aquece a atmosfera, induzindo processos de convecção e trocas entre camadas, contribuindo para condições instáveis, já que o fluxo de calor sensível transfere calor da superfície mais quente para a atmosfera mais fria acima. O inverso ocorre à noite, quando o solo é geralmente mais frio que o ar, há ausência de radiação e menores velocidades, contribuindo para condição atmosférica estável. A turbulência, normalmente está relacionada com a instabilidade atmosférica, que pode ser representada pelo número de Richardson (R_i). O R_i negativo refere-se às condições estáveis, isto é, quando as turbulências são geradas de forma intensiva, enquanto o R_i positivo refere-se à condição estável. Superfícies mais rugosas, como cultivos maduros, tem geralmente maior produção turbulenta (JUNE et al., 2018).

A equação a seguir (Eq. 1) define um importante variável da CLA: a temperatura potencial (θ). Ela é descrita como a temperatura que uma parcela de ar (a uma pressão P e cuja temperatura real é T) teria se fosse trazida adiabaticamente ao nível do mar (STULL, 2000). A pressão de referência é de aproximadamente 1000 mb.

$$\text{Eq. 1} \quad \theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{R/Cp} \quad (1)$$

Onde: θ é a temperatura potencial, T é a temperatura em ($^{\circ}\text{C}$), p_0 é a pressão padrão (1000 mb) e p é a pressão dada de cada horário. R/Cp é uma constante, que para o ar seco = 287 J/Kkg e $cp = 1004$ J/Kkg. Portanto, $R/cp = 0,286$.

Outra equação importante para avaliar as condições de estabilidade ou instabilidade atmosféricas é apresentada abaixo (Eq. 2): o número de Richardson (R_i). O R_i é um número adimensional que expressa a relação entre a energia potencial (forçantes térmicas) que são responsáveis pela convecção livre, e a energia cinética (forçante mecânica) de um fluido (segundo STULL, 2000) que impulsionam a convecção forçada (PEREIRA, 2000). R_i é obtido a partir da fórmula abaixo:

$$\text{Eq. 2} \quad Ri = \frac{g}{T} * \frac{\frac{\partial \theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2} \quad (2)$$

Onde: g é a aceleração gravitacional (m s^{-2}), θ é a temperatura potencial média, T é a temperatura média (K) da camada, ∂z é a diferença de altura, e $\partial u/\partial z$ é variação da velocidade do vento com altura (m s^{-2}) segundo Pinker e Holland (1988).

A classificação da estabilidade dinâmica atmosférica usando o número de Richardson é dado pela tabela 2. Segundo Stull (1988), várias experiências de laboratórios determinaram um valor crítico para R_i de aproximadamente 0,25, abaixo do qual o escoamento torna-se turbulento, chamado de R_i crítico. As classes de estabilidade são classificadas em: escoamento dinamicamente instável ($R_i < -0,25$), escoamento dinamicamente estável ($R_i > 0,25$) e atmosfera neutra ($-0,25 < R_i < 0,25$) (OKE, 1970; ARYA, 1972; STULL, 2000).

Tabela 2- Classificação da estabilidade dinâmica. conforme

R_i	Estabilidade Atmosférica
< -0, 25	Escoamento dinamicamente instável
-0, 25 < R _i < 0, 25	Atmosfera neutra
> 0, 25	Escoamento dinamicamente estável

Fonte: Oke (1970); Arya (1972); Stull (1988); Stull (2000).

Vários fatores têm um papel no processo de fluxo de calor e condições atmosféricas, tais como rugosidade superficial, gradiente de temperatura do ar, geração de turbulência e radiação solar (hora de pico e aquecimento máximo da superfície durante o dia) contribuem para condições de estabilidade da atmosfera. A turbulência é a mudança na direção e/ou velocidade do vento, resultado das alterações de temperatura e pressão que ocorrem em uma massa de ar, desviando-se do seu perfil de velocidade média. O movimento turbulento é gerado por dois fatores principais, ou seja, a produção de flutuabilidade e o atrito do vento entre os movimentos do ar e a superfície rugosa. A turbulência atinge o máximo quando o aquecimento superficial é máximo, contribuindo para condições instáveis, resultando em produções de alta flutuação e maior mistura (JUNE et al., 2018).

Komarudin (2017), ao comparar cultivos de palma de óleo de 1 e 12 anos, observou que a rugosidade da superfície influencia a dinâmica da CLS, incluindo a velocidade do vento vertical e perfil de temperatura, fluxo de momento, fluxo de calor sensível e latente. Parâmetros de rugosidade da superfície que inclui deslocamento de plano zero (d), velocidade de fricção (u^*) e comprimento da rugosidade (z_0), aumentam com a altura (e idade) da planta. Os cultivos de 12 anos eram mais rugosos que os cultivos de 2,5 anos de idade, gerando maior tensão de cisalhamento indicada por u^* superior, como observado em June et al. (2018).

Os fatores como o IAF do dossel, densidade das copas e a distribuição vertical da folhagem, são capazes de alterar a rugosidade (YANG, 2003) e consequentemente o estado da atmosfera próximo ao dossel (JUNE et al., 2018); KOMARUDIN, 2017), associado a maior mistura turbulenta próximo do dossel durante o dia (RAUPACH; BRUNET, 1996). A distribuição vertical da folhagem não só influencia a transferência turbulenta, mas também controla a forma como a radiação penetra no dossel da vegetação (YANG, 2003).

O escoamento de ar acima de uma floresta inclinada é impulsionado pela flutuabilidade induzida por uma diferença de temperatura entre ar próximo e ar ambiente, logo, a estabilidade

representa a importância da fluabilidade, que é induzida pela temperatura vertical, e está relacionado com o perfil de velocidade do vento. O aumento do número de Richardson indica menor velocidade do vento em baixas alturas, quando comparada à velocidade em posições mais elevadas, indicando que a mistura vertical se torna menor com o aumento de R_i (KOMATSU et al., 2005), que são principais características do período noturno.

Araújo et al., (2008) em estudo sobre floresta tropical de vale e montanha relacionaram $[CO_2]$ com condições atmosféricas e topográficas. Durante o dia os autores observaram menor $[CO_2]$ associado principalmente a existência de mistura turbulenta e a fotossíntese da vegetação, que atua na retirada de CO_2 . Durante a noite ocorre o inverso, foi observado maior $[CO_2]$ associado a diminuição da mistura turbulenta e condições estáveis, além da respiração autotrófica e heterotróficas presentes. A rápida diminuição de $[CO_2]$ no início da noite, em torno das 18:00 horas pode ser explicado por condições neutras que se desenvolvem durante a transição entre o dia e a noite. Logo, as condições atmosféricas exercem papel fundamental na retirada de gases da superfície. Os autores observaram formação de inversão térmica noturna dentro da copa das árvores devido à estratificação térmica, onde o padrão sazonal mostrou maior $[CO_2]$ no período chuvoso. A noite a $[CO_2]$ foi maior no período menos chuvoso devido à redução na mistura vertical, associado com as condições estáveis e ocorrência de inversões térmicas noturnas. Em áreas de floresta e de pastagem, a camada de inversão que é formada a partir do resfriamento térmico da superfície, suprime as trocas entre esta e o ar acima (SILVA JR. et al., 2004; ARAÚJO et al., 2008).

Kruijt et al., (2000) investigaram a estrutura de turbulência em florestas tropicais amazônicas, através da utilização de dados tridimensionais de velocidade do vento e flutuação da temperatura em cinco níveis dentro e acima de duas copas de florestas de altura em torno de 30-40 m. Os autores observaram que durante o dia ocorreram condições instáveis acima da copa e estáveis abaixo, associado ao IAF que é maior em floresta, logo, a quantidade de radiação incidente absorvido pelo solo pode ser menor em comparação com a absorção de calor do dossel, que é maior, logo, há falta de eficácia de turbulência para penetrar nas porções inferiores da copa das árvores. Durante a noite, ocorre o inverso, há a predominância de condições estáveis acima da copa da vegetação, e na região inferior da vegetação há condições de fraca instabilidade. Esta condição pode ser causada pelo arrefecimento do dossel em maiores alturas durante a noite e pode ter consequências importantes para a mistura de gases dentro do dossel noturno.

A turbulência é responsável pela troca na floresta tropical, os dosséis superiores e inferiores são desacoplados, de dia e de noite (KRUIJT et al., 2000). O transporte de um dossel inferior desacoplado, ou para dentro dele, depende da difusão turbulenta ou da ocorrência de eventos de grande escala, tais como tempestades (FITZJARRALD et al., 1990).

Fatores como concentração de área foliar no topo do dossel, a altura do dossel e a entrada de radiação, diferenciam as florestas pluviais de outros tipos de vegetação (KRUIJT et al., 2000); (HARDWICK et al., 2015) logo, são capazes de alterar a rugosidade (YANG, 2003) e condições atmosféricas. Em relação a investigação das condições de estabilidade atmosférica na CLS em cultivo de palma de óleo há poucos estudos. As diferenças de características físicas entre florestas e cultivos perenes como o IAF, aquecimento da superfície associado a entrada de radiação solar e rugosidade, podem alterar as condições de estabilidade estática e dinâmica. O fluxo de calor sensível, que está associado a temperatura do ar é maior em cultivo de palma de óleo, principalmente em cultivos mais jovens (KOMARUDIN, 2017) em comparação com florestas pluviais, podendo ser afetado pela estabilidade atmosférica. O autor observou para cultivo de palma de óleo que as maiores temperaturas do ar durante o dia ocorreram em alturas próximas do solo, em torno de 2,40 e 3,15 m, portanto foram maiores do que em camadas acima, devido o maior aquecimento associado ao menor IAF (4,0) (CABRAL, 2000) e existência de turbulência do ar ou movimento de massa, que causa a mistura das massas de ar.

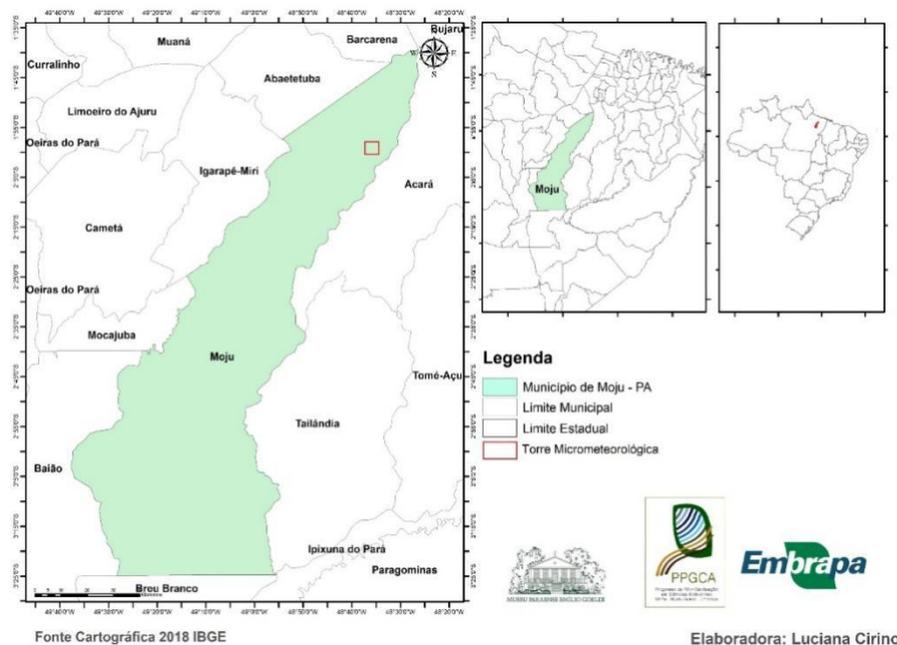
5 MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 Materiais

5.1.1 Descrição e Localização da Área de Estudo

A área de estudo pertence ao grupo Marborges Agroindústria S.A., e está localizada na Vila Bacuriteua, município de Moju-Pará (01°53'10" S e 48°46'00" O). Especificamente, no km 56 da rodovia estadual Virgílio Serrão Sacramento (PA-252), que interliga os municípios de Moju e Acará, na mesorregião Nordeste Paraense (FONSECA, 2017). Com distância aproximadamente 100 km, em linha reta, ao sul de Belém, capital do estado do Pará (PINA, 2010).

Figura 1- Mapa de localização do município de Moju, Pará e local de estudo



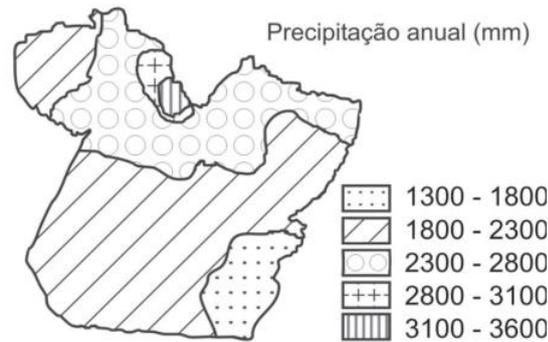
Fonte: (IBGE, 2018).

5.1.2 Clima

Conforme o estudo de Moraes et al., (2005) e Amanajás (2012), a área de estudo está incluída na região entre RH2 (nomenclatura utilizada pelos autores para identificação de regiões homogêneas de precipitação no estado do Pará), que apresenta ausência de período seco, com precipitação anual entre 2300 e 2800 mm (figura 2), com total anual médio de precipitação em torno de 2376 mm. A região RH2 (figura 3) é representada pelas localidades entre as

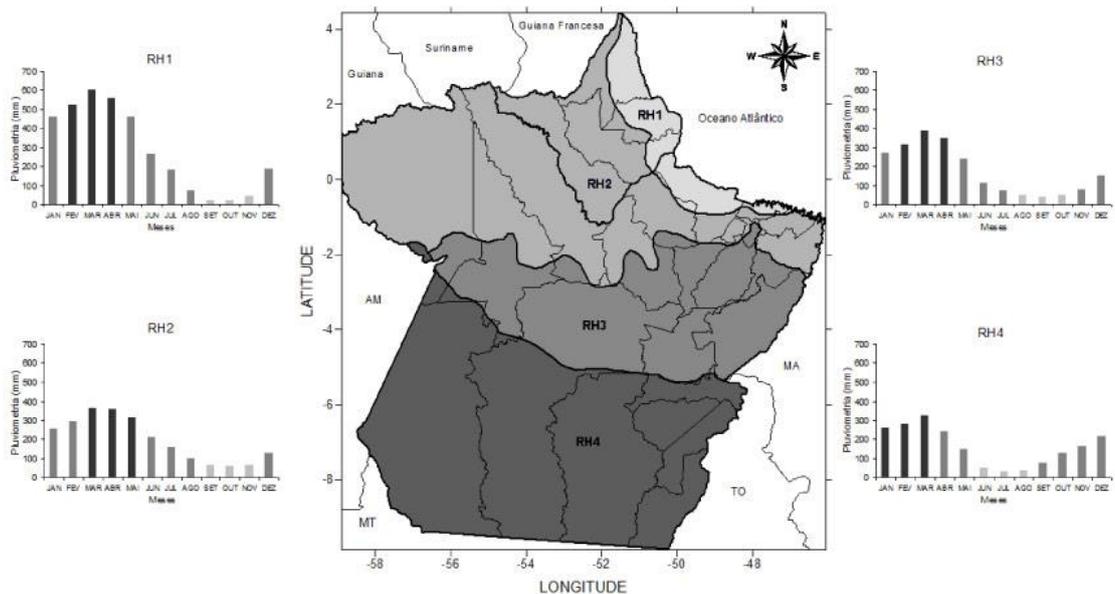
Microrregiões do Sul do Amapá e as Microrregiões de Almeirim, Santarém e Óbidos no Baixo Amazonas.

Figura 2 - Variação anual da precipitação no Estado do Pará.



Fonte: Moraes et al. (2005).

Figura 3 - Espacialização das regiões homogêneas (RH) de chuva e histogramas da distribuição temporal da chuva por regiões na Amazônia Oriental



Fonte: Amanajás (2012).

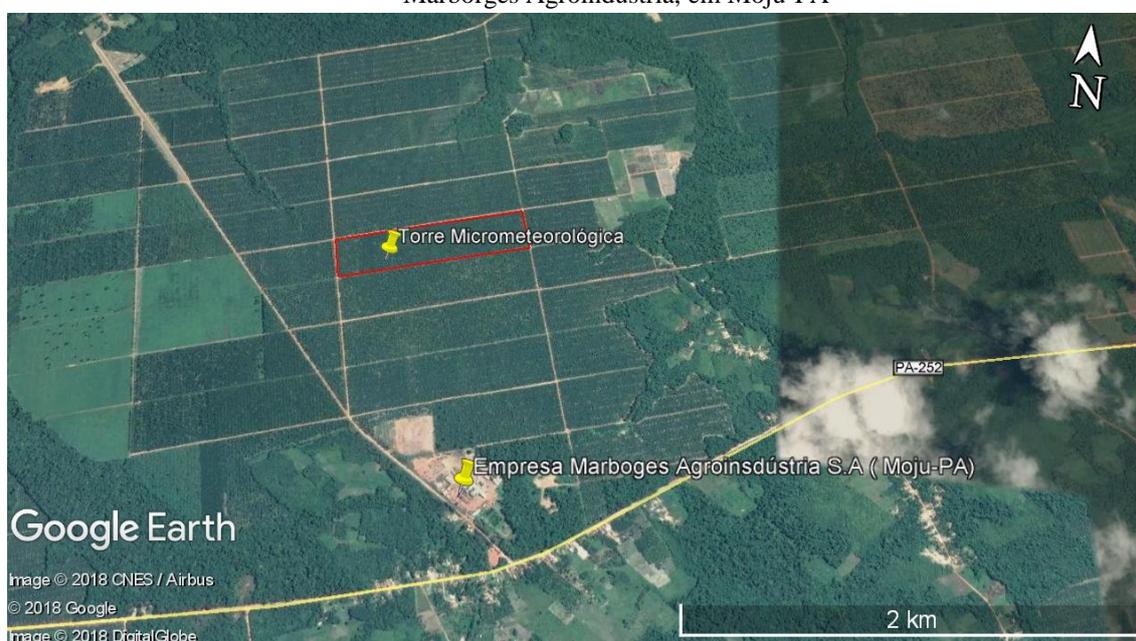
Para melhor definição de sazonalidade da área de estudo, foi utilizada a normal climatológica de precipitação (1981-2010) do INMET para a cidade de Cametá, localizada a cerca de 92 km de Moju (em linha reta). O município de Cametá é caracterizado por apresentar período chuvoso (dezembro a maio) e menos chuvoso (julho a outubro), sendo os meses de junho e novembro, os períodos de transição. Segundo dados do INMET a normal climatológica de 1981-2010 o mês de março é considerado o mês com maior pluviosidade e outubro o menor

pluviosidade, com totais mensais pluviométricos de 422 e 61 mm, respectivamente. Além de altas temperaturas e valores pluviométricos associados, a elevada incidência de radiação solar favorece a formação de nuvens convectivas, dando origem a uma grande incidência de precipitação na forma de pancadas principalmente à tarde (NECHET, 1997).

5.1.3 Parcela de estudo

A pesquisa foi desenvolvida na parcela C22 (Figura 4), pertencente à empresa Marborges Agroindústria S.A.

Figura 4 - Localização da torre micrometeorológica e demarcação da parcela C22 (vermelho) na Empresa Marborges Agroindústria, em Moju-PA



Fonte: Google Earth (2018).

A parcela C22 (nomenclatura para identificação da área) é constituída por cultivo de palma de óleo (figura 5), com idade de plantio em torno de 8 anos. O replantio com mudas de palma de óleo do tipo HIE foi realizado no ano de 2007). A área total da parcela equivale a 25 hectares (250 x 1000 m) com 3.575 plantas dispostas na forma de triângulo equilátero e espaçamento de 9m x 9m x 9m, e com densidade de plantio igual a 143 plantas por hectare (FONSECA, 2017).

Essa palmeira pertence à classe das monocotiledôneas, ordem *Palmales*, família *Arecaceae* e gênero *Elaeis*, significando “óleo”. Possui duas espécies distintas. *E. guineensis*, *Jacq*, conhecida como o Dendê, a partir da qual são produzidos os plantios comerciais. A

espécie *E. oleifera* Cortés (Dendê Americano), que apresenta baixa produtividade de óleo, mas que vem ganhando importância econômica a partir de seu melhoramento genético através de cruzamentos com a palmeira africana, que resultou no híbrido (PINA,2010).

Figura 5 - Plantio da Palma de Óleo do tipo Híbrido Interespecífico na parcela C22.



Fonte: A autora.

5.1.4 Torre Micrometeorológica e instrumentação

Uma torre de observações micrometeorológicas ($1^{\circ}58'43,2''$ S; $48^{\circ}36'52,8''$ O) (Figura 6), de 22,7 m de altura e estrutura de alumínio (pavimentos com seção de 1,40 m largura x 1,70 m comprimento 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 vapor d'água). O registro e o armazenamento dos dados são 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 é substituído durante visitas a cada 7- 14 dias (FONSECA, 2017).

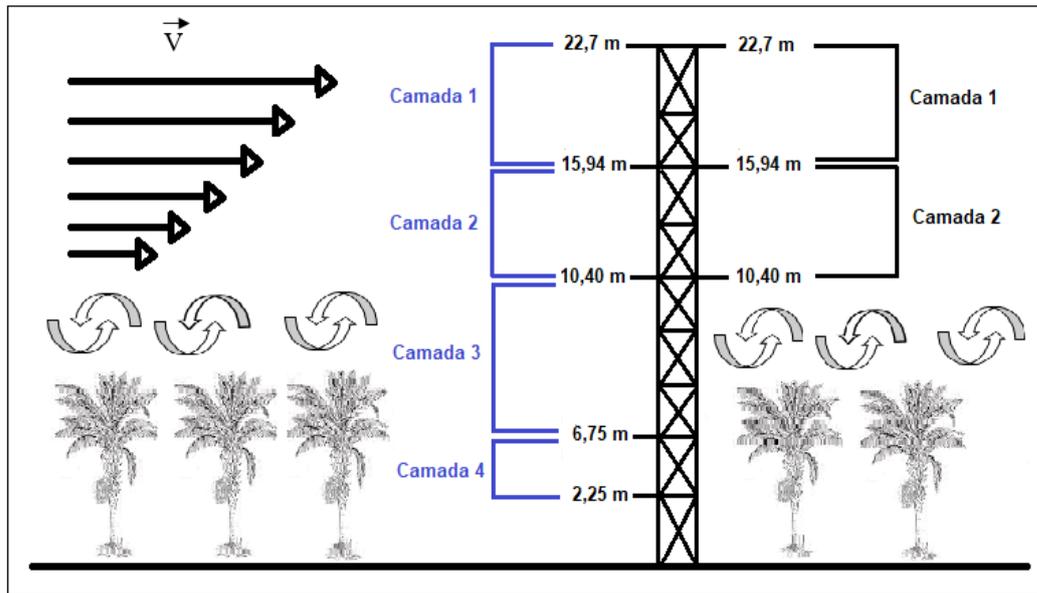
Figura 6 - Torre micrometeorológica com o termohigrômetros e anemômetros instalados



Fonte: A autora.

Os instrumentos utilizados para aquisição dos dados para o presente trabalho são apresentados na figura 7 e na tabela 4.

Figura 7 - Altura dos instrumentos na torre Micrometeorológica e camadas de estudo. Em azul (termohigrômetros); preto (anemômetros 2D)



Fonte: A autora.

Tabela 4 - Instrumentos instalados na torre de observações micrometeorológicas na área de estudo

Variável	Instrumento (modelo)	Altura (m)
Velocidade ($m.s^{-1}$) e direção do vento (em graus radianos $^{\circ}$)	Anemômetro 2-D (Windsonic, Gill Instruments Ltd.)	22,70; 15,94; 11,85; 10,40
Temperatura ($^{\circ}C$) e umidade relativa do ar (%)	Termohigrômetro (HC2S3, Rotronic Instrument Corp.).	22,70; 15,94; 10,40; 6,75; 2,25
Pressão (hpa)	Barômetro (PTB110, Vaisala)	21,40

Fonte: A autora.

5.2 Metodologia

5.2.1 Processamento de dados

Os dados foram registrados como valores instantâneos a cada 60 segundos, e como médias de 30 minutos. Os dados meteorológicos utilizados neste estudo referem-se ao período de janeiro-dezembro de 2014. Os dados foram convertidos do formato binário para ASCII com um programa específico (LoggerNet 4.2, Campbell Scientific Inc., Logan, UT, EUA).

Os dados foram submetidos a um processo de controle de qualidade e garantia para eliminação dos números espúrios. Foram limiares de velocidades de vento entre 0 a 15 m.s⁻¹ e temperatura do ar máxima e mínima, 40°C e 15°C, respectivamente para a localidade. Entre os limites estabelecidos, foram identificados e retirados os dados que apresentaram diferenças bruscas e não coerentes com os demais valores encontrados no banco de dados. Os valores médios diários das variáveis meteorológicas foram coletados a cada 30 minutos, nos dias com $n \geq 36$ pontos (que corresponde a 75% dos dados) segundo Culf, (1995).

Dados de temperatura do ar, temperatura potencial, pressão atmosférica, velocidade e direção do vento, foram aplicados nas equações para obtenção da temperatura potencial (Eq. 1) e número de Richardson (Eq. 2) para adquirir características térmicas e de estabilidade da camada de ar acima do dossel da vegetação. O cálculo das variáveis foi realizado através da aplicação das equações em linguagem de programação computacional no ambiente Python 3.6. A partir dos valores obtidos foram elaborados gráficos descritivos utilizando o programa SigmaPlot 8.0 (SYSTAT Inc., San Jose, CA, EUA).

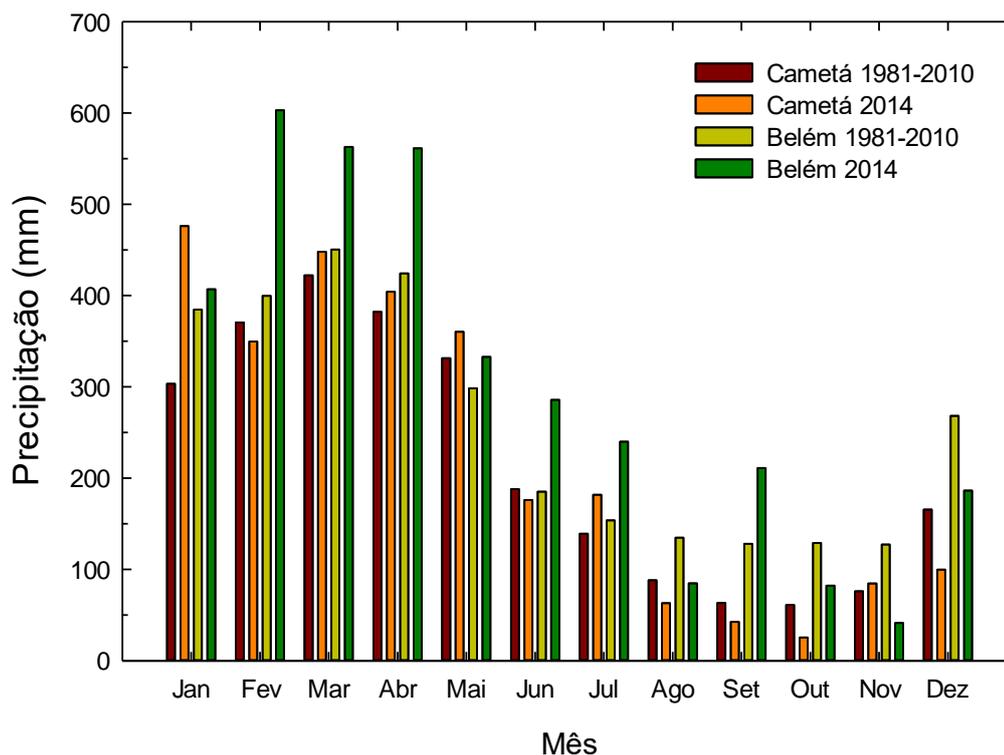
6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1 Variáveis meteorológicas

6.1.1 Precipitação

Os dados de precipitação no ano de 2014 para Cametá (figura 8) demonstraram valores maiores (2711 mm) em comparação com a normal climatológica de precipitação (1981-2010) do INMET (2591 mm) para a cidade, principalmente entre os meses de janeiro, fevereiro, março e abril, que são caracterizados como os de maiores valores de precipitação, associado a influência de sistemas meteorológicos de escala maior, como a ZCIT. O ano de 2014 teve precipitação de 120 mm anual acima da normal climatológica de precipitação para Cametá.

Figura 8 - Comparação entre a precipitação observada para o ano de 2014 e climatologia de precipitação (1981-2010) para Belém e Cametá



Segundo dados da NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), o segundo semestre do ano de 2013 e o primeiro semestre do ano de 2014 demonstram valores consecutivos de IOS (índice de oscilação sul) positivos, indicando possível evento de La Niña, contribuindo para alterações nos valores pluviométricos na região norte durante 2014. Em contraste, o segundo semestre de 2014 ocorreram valores consecutivos de IOS negativos, indicando início de evento El Niño. Segundo a NOAA, períodos prolongados de valores IOS

negativos (positivos) coincidem com águas oceânicas anormalmente quentes (frias) através do Pacífico tropical oriental típico dos episódios de El Niño (La Niña).

Tabela 5 - IOS para a região do Niño 3.4. Períodos quentes (vermelhos) e frios (azuis) com base em um limiar de +/- 0,5. Fonte: NOAA (2020)

Ano	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
2013	-0,1	-0,4	2,5	0,4	1,3	2,0	1,3	0,3	0,5	-0,1	1,2	0,1
2014	2,4	0,1	-1,5	1,3	0,9	0,3	-0,3	-1,2	-1,2	-1,0	-1,5	-0,9
2015	-1,4	0,4	-1,2	-0,1	-1,2	-0,9	-1,9	-2,4	-2,7	-2,8	-0,8	-0,9

Sobre o comportamento da precipitação em Moju, segundo Fonseca (2017), baseado em dados meteorológicos para o ano de 2015, a distribuição horária da precipitação na parcela C22 ocorreu predominantemente durante o final da tarde e início da noite, preferencialmente entre os horários de 16:00 e 20:00 HL. Conforme Bastos et al., (2002), os valores elevados de temperatura e de outras variáveis meteorológicas, favorecem o processo de convecção térmica, associado ao aquecimento da superfície terrestre e a formação de nebulosidade, originando grande incidência de precipitação no horário da tarde. A chuva diária que precipita no leste paraense é influenciada por sistemas meteorológicos de diferentes escalas, como os sistemas de mesoescalas, as linhas de instabilidade na costa atlântica da Amazônia, cuja origem está relacionada à circulação da brisa marítima (GERMANO et al., 2017), que são predominantes durante o período menos chuvoso.

6.1.2 Temperatura do ar

As temperaturas médias horárias do ar, registradas em diferentes alturas, são apresentadas nas figuras 9a e 9b. As médias máximas atingiram 32 °C, durante o período menos chuvoso (figura 9b) e 31,2 °C, durante o período chuvoso (figura 9a), foram observadas no interior do cultivo (2,25 e 6,75 m), o que pode estar associado a maior absorção de energia solar pela superfície, aquecendo o ar circundante. Acima da vegetação (10,40; 15,94 e 22,7 m), as temperaturas máximas foram ligeiramente menores, conforme reportado por Cabral (2000), que também encontrou resultados similares para cultivo de palma de óleo de oito anos de idade, na estação experimental do Rio Urubu (EERU).

O período chuvoso (figura 9a) da região de estudo é caracterizado pela formação de nebulosidade e precipitação, logo a temperatura máxima neste período foi menor em relação ao período menos chuvoso. A diferença de temperatura máxima entre os períodos foi em torno de 0,8 °C.

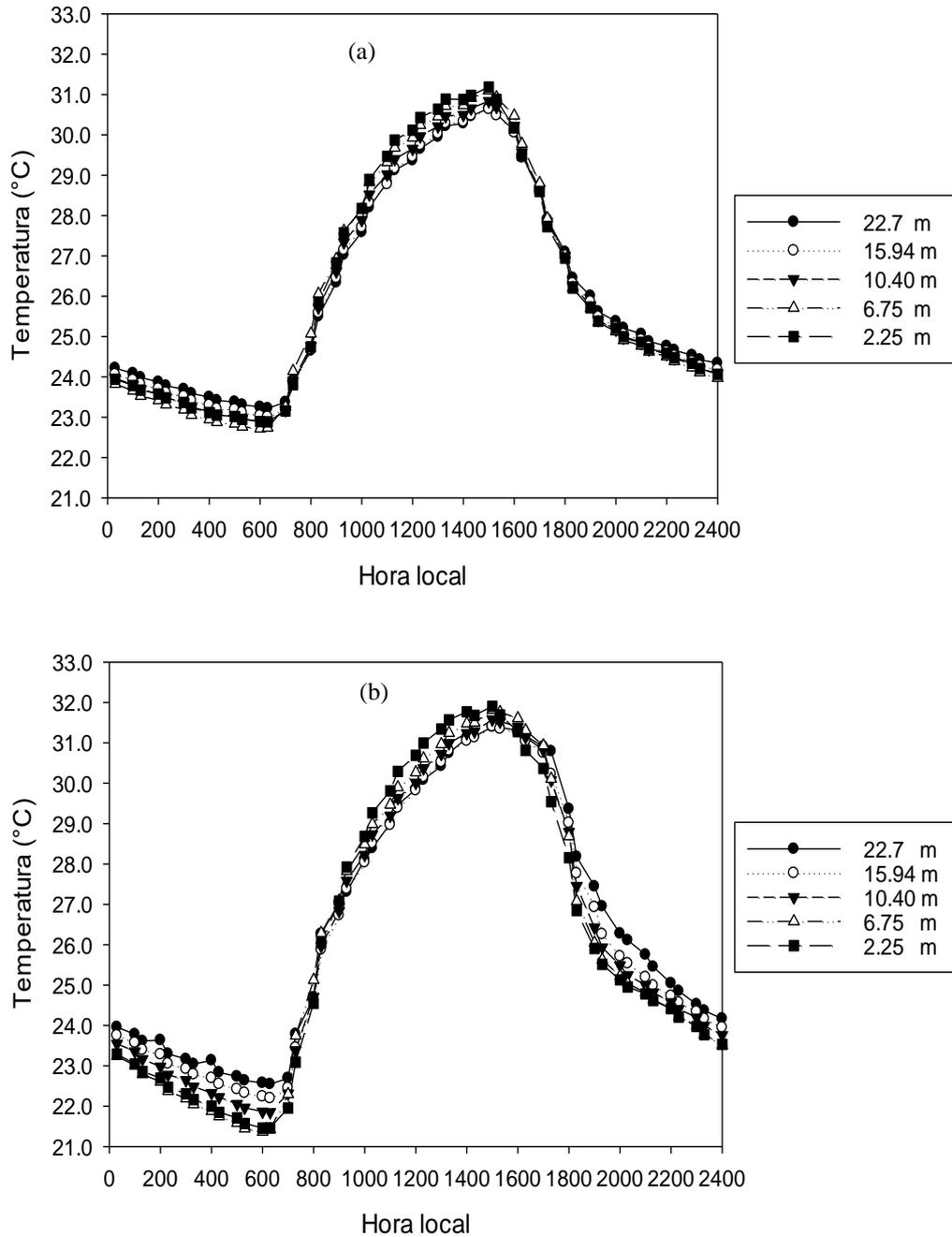
Além destas características, durante o período chuvoso o gradiente de temperatura foi menor em comparação ao período menos chuvoso, que apresentou gradiente maior, podendo estar associado a menor cobertura de nuvens neste período, que sobre cultivos com baixo IAF, há maior absorção de energia solar pelo solo. Foi relatado por Hardwick et al., (2015) que na altura de 1,5 m do solo o gradiente de temperatura é maior em vegetações com IAF baixo. Pois, os cultivos de palma de óleo possuem copa menos densa e IAF inferior ao das florestas, e como resultado são mais quentes, mais secos, e permitem maior entrada de luz solar, conseqüentemente, o ar no topo da copa das árvores que aquece durante o dia, é forçado pela mistura turbulenta a descer, aumentando a temperatura do ar próximo do solo.

Porém este gradiente associado a quantidade de radiação solar que é incide no topo do dossel da vegetação e superfície, dependerá da cobertura de nuvens. Dosséis com alto IAF absorvem maior parte da luz solar incidente, portanto a quantidade de luz solar que chega ao solo será semelhante em dias nublados e ensolarados. Diferindo de vegetações como o baixo IAF, como a palma de óleo, que absorvem menor radiação solar incidente, pois a quantidade de luz solar que penetra no dossel e atinge o solo em dias ensolarados será maior. Logo os maiores gradientes ocorrerão durante o período menos chuvoso. Sob baixos IAF há maior variabilidade diária na temperatura do ar assim como menor cobertura de nuvens.

Durante a noite, os valores médios da T são decrescentes em ambos os períodos, porém as menores mínimas foram observadas no período menos chuvoso. Isto pode estar associado à redução de nebulosidade neste período, permitindo o resfriamento radioativo da superfície através da perda de calor do solo em direção ao espaço, conforme relatado em Oke (1987). Segundo Cabral (2000), o resfriamento da vegetação durante a noite é mais intenso na ausência de nuvens e sob velocidade de vento baixas.

Os valores médios de T das alturas dentro do dossel abaixo da copa (6,75 e 2,25 m) foram inferiores aos valores nas maiores alturas (10,40; 15,94 e 22,7 m), conforme relatado no trabalho de Fonseca (2017) para a mesma localidade, no ano de 2015. Estas características observadas corroboram com Miranda et al., (1994) em estudo sobre o ciclo diário do perfil de T em cultivos agrícolas em ambientes tropicais. Os autores observaram que a temperatura nos níveis acima da copa durante o dia é semelhante aos valores encontrados na atmosfera, sendo que a temperatura na base da copa é desacoplada da atmosfera, demonstrando valores maiores. À noite, ocorre o inverso, a temperatura da camada abaixo do dossel é desacoplada das camadas mais altas, demonstrando valores menores.

Figura 9 - Temperatura média sazonal em diferentes alturas. Período chuvoso (a), período menos chuvoso (b)



6.1.3 Velocidade e direção do vento

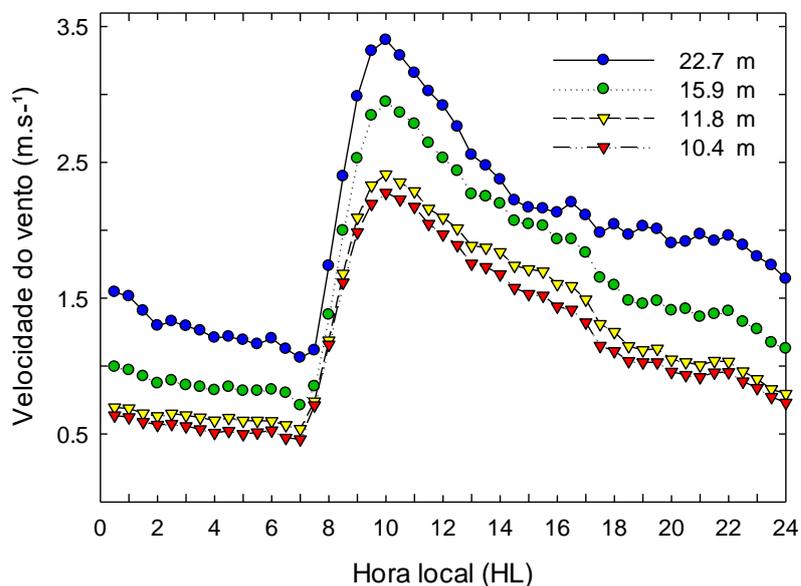
As figuras de 10 e 11 apresentam os valores médios da velocidade do vento, medidos acima e dentro do dossel durante o ano de 2014 na área de estudo.

A velocidade média do vento aumentou com a altura. Conforme Varejão-Silva (2006), isto indica que o gradiente vertical da velocidade média do vento diminui com a altura, corroborando com o perfil de velocidade do vento (figura 12). O comportamento médio da

velocidade do vento para diferentes alturas e horários foram de forma semelhante (figuras 10 e 11). Porém, as maiores velocidades concentram-se na altura 22,7 m, com valor máximo noturno de $2,0 \text{ m.s}^{-1}$ (22:00 HL) e valor máximo diurno de $3,4 \text{ m.s}^{-1}$ (10:00 HL) durante o período menos chuvoso. Enquanto que as menores velocidades concentram-se na altura de 10,40 m, que demonstra valor máximo noturno de $0,8 \text{ m.s}^{-1}$ (22:00 HL) e valor máximo diurno de $2,2 \text{ m.s}^{-1}$ (10:00 HL). Logo, observa-se a relação direta entre altura e velocidade, associado ao menor efeito da vegetação em maiores alturas (11,85; 15,94 e 22,7 m).

As menores velocidades são registradas próximas do dossel (8 m), associado a influência direta da rugosidade originada da vegetação. O perfil vertical do vento (figura 12), comporta-se de forma logarítmica, que diminui com a altura. Segundo Garratt, (1992) a velocidade do vento em cultivo de palma de óleo comporta-se de forma igual, ou seja, diminui com a altura dentro da copa das árvores. No entanto, segundo Varejão-Silva (2006), a redução excessiva da velocidade do vento pode acarretar ao aquecimento da área do cultivo e aumentar a evapotranspiração.

Figura 10 - Média diária da velocidade do vento em diferentes alturas, Moju, Pará. 2014



O período chuvoso da região é caracterizado pela presença de sistemas meteorológicos de grande escala, que contribuem para a diminuição do contraste térmico terra-oceano e menor aquecimento da superfície devido a presença de nebulosidade. Podendo contribuir na ocorrência de menor gradiente térmico e menor velocidade de vento. Neste sentido, a figura

11a demonstra o primeiro pico velocidade máxima diurna em torno de $2,8 \text{ m.s}^{-1}$ (11:00 HL) e o segundo em torno de $2,6 \text{ m.s}^{-1}$ (17:00 HL) em 22,7 m.

Os ventos apresentam-se com características de forte intensidade no período menos chuvoso na palma de óleo (figura 11b), podendo estar associado à maiores gradientes de temperatura durante o dia, menor nebulosidade, e em parte ao aquecimento diferencial (contraste térmico) entre continente e oceano durante este período, impulsionando a formação de linhas de instabilidades e brisas marítimas e terrestres (COHEN,1989); (GERMANO et al., 2017).

Os maiores valores de velocidade foram registrados no período menos chuvoso, com velocidade máxima diurna de aproximadamente $3,7 \text{ m.s}^{-1}$ em 22,7 m e $2,5 \text{ m.s}^{-1}$ em 10,40 m (10:00 HL), com redução de velocidade entre as alturas em torno de 32% com a altura. Observa-se um segundo pico de velocidade de $2,2 \text{ m.s}^{-1}$ e $1,0 \text{ m.s}^{-1}$ (22:00 HL) em 22,7 e 10,40 m, respectivamente, este comportamento pode estar associado a passagem de sistemas meteorológicos de mesoescala ou escala local na região, como os citados acima.

Figura 11 - Média diária da velocidade do vento em diferentes alturas. (a) Período chuvoso ($n = 6184$), (b) Período menos chuvoso ($n = 8333$). Dados de 30 minutos

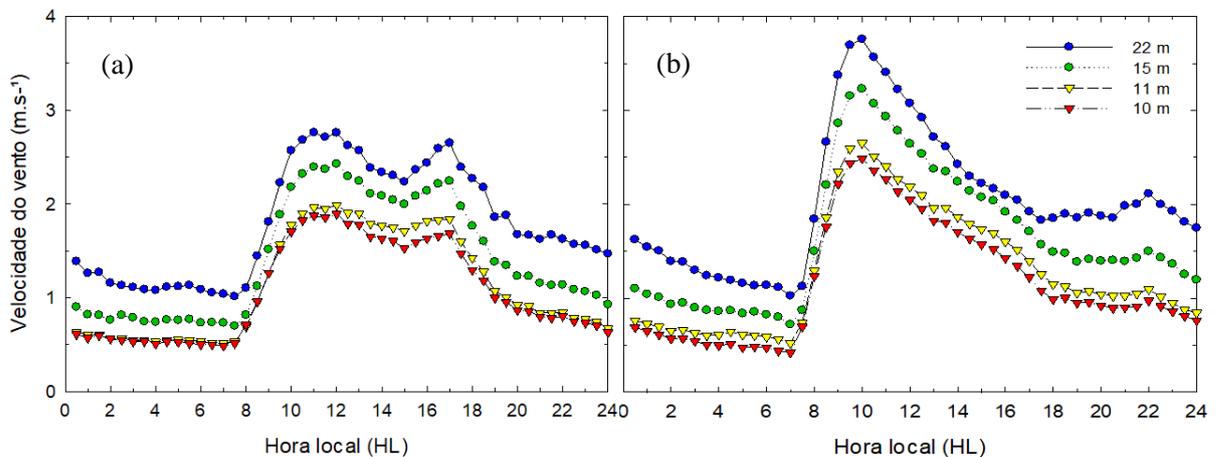
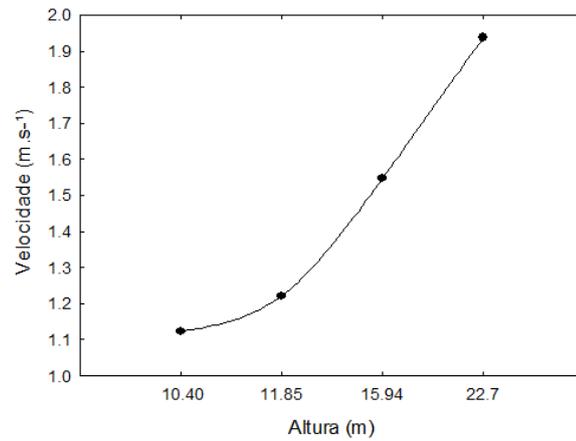


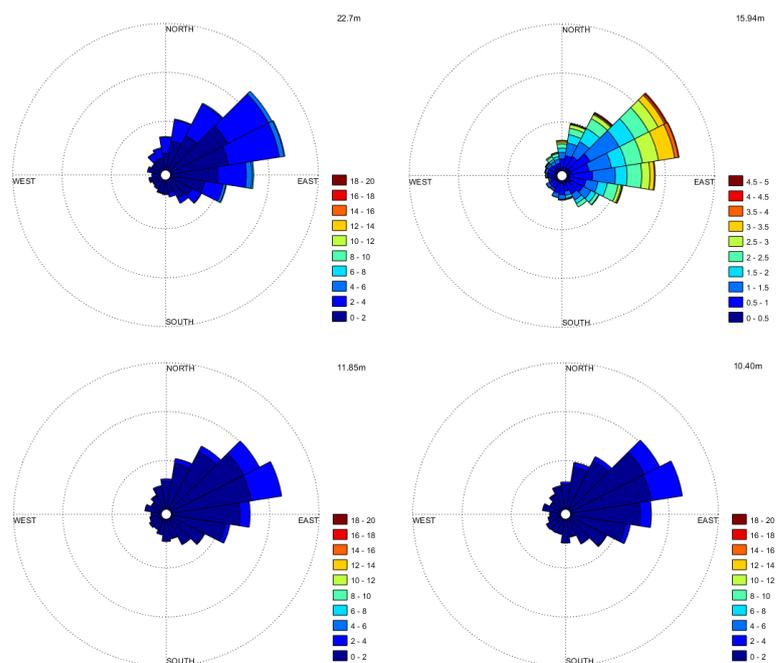
Figura 12 - Perfil vertical da velocidade do vento na área de estudo



A direção do vento nas diferentes alturas da torre é predominantemente de nordeste (NE), em ambos os períodos associados a presença de ventos alísios (circulação de grande escala), conforme Uvo (1989), que interagem com a circulação local sobre o leste da Amazônia. Com maiores velocidades registradas no período menos chuvoso e na altura de 22,7 m (figura 13b).

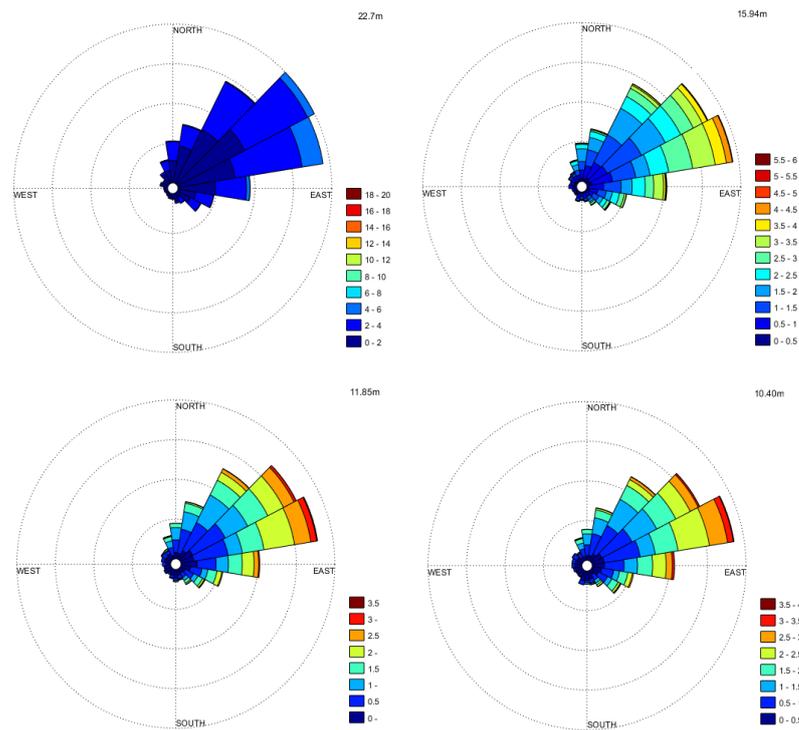
Figura 13 - Rosa dos ventos em diferentes alturas. (a) Período chuvoso ($n = 2661$), (b) Período menos chuvoso ($n = 3220$). Unidade de velocidade do vento (m.s⁻¹)

(a)



(b)





Na figura 13 podemos observar a frequência da direção de ventos de NE em 2014. Em torno de 65 % dos ventos na altura 22,7 m são oriundos de NE. Enquanto que 58% dos ventos de NE pertence à altura 10,40 m. Na escala sazonal durante o período chuvoso, 55 e 50% dos ventos de nordeste pertencem as alturas 22,7 e 10,40 m, respectivamente. O período menos chuvoso de 2014 se caracterizou por maior predominância de ventos de NE, com 71% em 22,7 m e 63 % em 10,40 m. Logo, é possível concluir que a frequência de ventos oriundos de NE é maior para a altura 22,7 m e menor para as demais alturas, isto pode estar associado a ausência de rugosidade e menor influência da superfície em 22,7 m. Os ventos de NE ocorrem na mesma direção dos ventos alísios, predominantemente nos meses de setembro a novembro.

6.2 Estabilidade estática

6.2.1 Perfil diurno e noturno de temperatura potencial

Na figura 15, a partir do perfil diário de θ (temperatura potencial) mensurada no sítio experimental em Moju em 2014, durante o dia, observa-se que as temperaturas potenciais variam entre 21 e 32 °C, e durante a noite o gradiente de temperatura é menor, com temperaturas entre 22 a 29 °C. Esses resultados estão associados diretamente a incidência de radiação solar

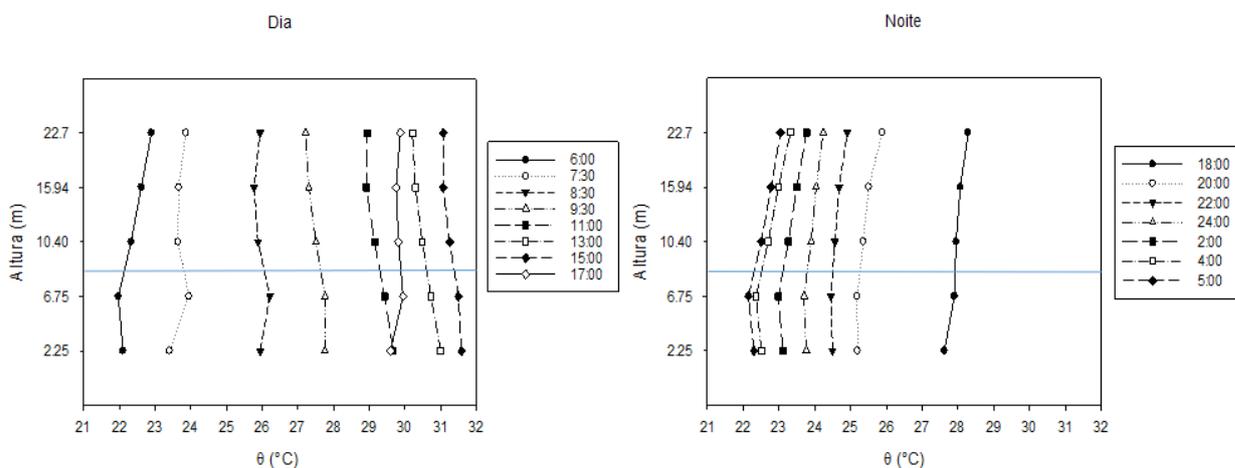
na superfície durante o dia, e do retorno para a atmosfera da radiação de onda longa durante a noite.

Através da análise do perfil vertical de temperatura potencial (θ) durante o dia para as camadas, observa-se que todos os horários a partir da camada 3, acima do dossel da palma de óleo, demonstraram redução das θ , e condições de neutralidade a instabilidade, com exceção de 06:00 HL, que demonstrou leve aumento de θ nas camadas acima do dossel. A atmosfera abaixo do dossel esteve em condições de estabilidade nos horários de 7:30; 8:30; 9:30 e 17:00 HL. Os horários de 11:00; 13:00 e 15:00 HL a atmosfera esteve em condições de instabilidade, podendo estar associado a maior incidência de radiação solar nesses horários, podendo induzir a turbulência.

Durante todos os horários da noite, a atmosfera esteve em condições de neutralidade e estabilidade nas camadas acima do dossel conforme o aumento da altura. Na camada 4 abaixo do dossel é possível visualizar a diminuição da temperatura e leves aumentos que são observados acima do dossel, que podem estar associados a inversão térmica noturna no cultivo a partir do resfriamento da superfície. A inversão térmica foi mais forte nos horários de 02:00; 04:00 e 05:00 HL. Corroborando com Fonseca et al., (2018), a partir do perfil de temperatura do ar para a mesma localidade em 2015.

Observa-se que temperatura potencial aumentou gradativamente a níveis verticais mais baixos dentro do dossel durante o dia, enquanto durante a noite ocorreu o inverso. Segundo Hardwick et al., (2015), isto porque durante o dia mais luz solar é absorvida no topo do dossel (8 m), o que resulta em aumento da temperatura local do ar, estabelecendo um gradiente de temperatura. Assim, quando a mistura vertical do ar ocorre, associada a turbulência, ela age para aquecer o ar próximo à superfície, forçando o ar mais quente dos níveis mais altos da copa da vegetação para alturas mais baixas da copa, associado ao IAF, onde coberturas com baixo IAF, permitem uma mistura mais turbulenta de ar dentro da subcamada do dossel e isto resulta em temperaturas maiores abaixo do dossel.

Figura 14 - Perfil vertical diário da θ em diferentes alturas. Altura média do topo do dossel (8 m) representada pela linha horizontal



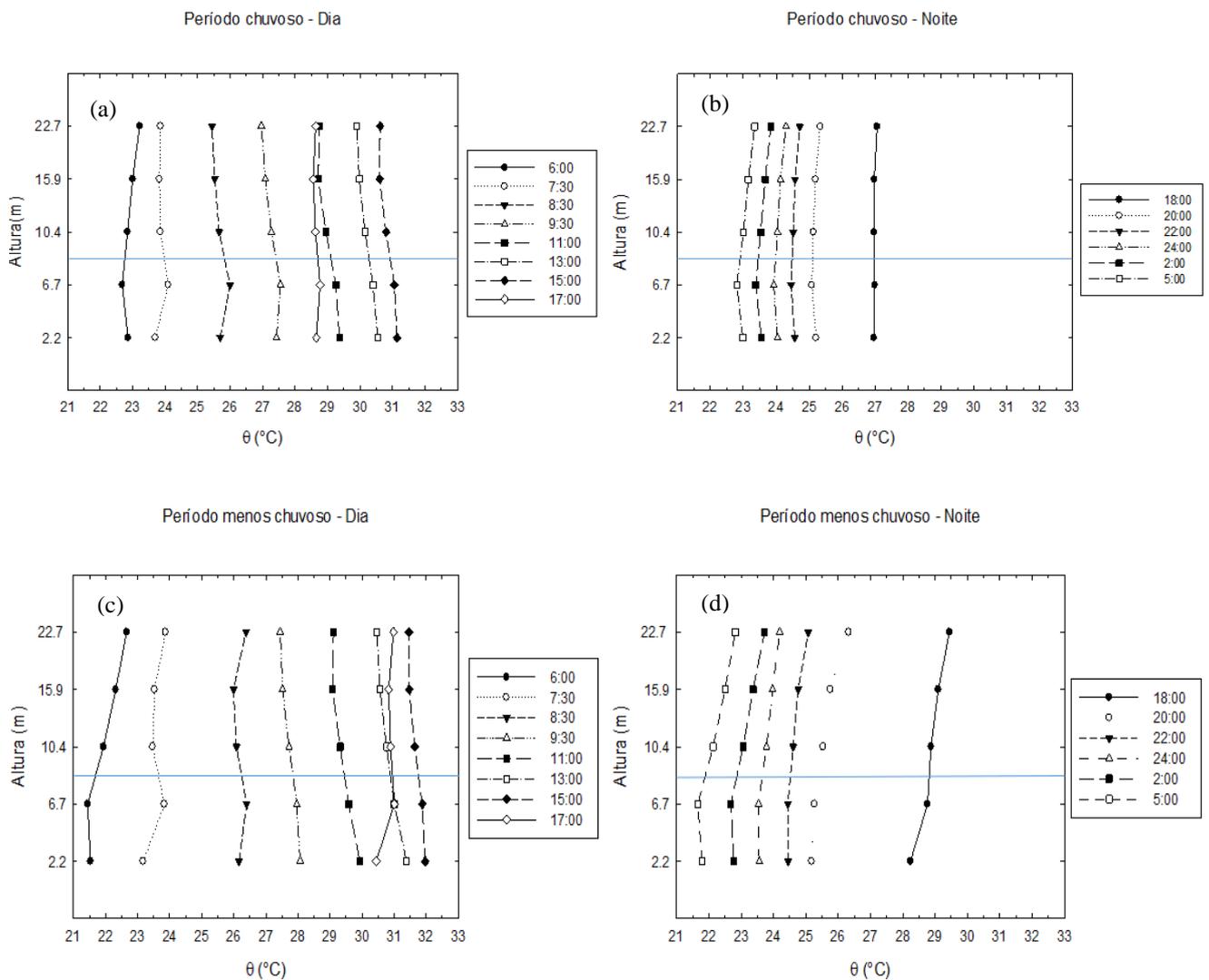
6.2.2 Perfil sazonal de temperatura potencial

Durante o período chuvoso (figuras 16 a e b), para o ano de 2014 a atmosfera esteve em condições de neutralidade e instabilidade estática, podendo estar associado a intensa formação de nebulosidade, devido a atuação de sistemas meteorológicos de grande e mesoescalas que ocorrem durante o verão austral nesta região, como relatado em diversos trabalhos, Uvo (1989); Cohen (1989); Nechet (1997); Moraes et al., (2005); Moura e Vitorino (2012); Germano et al., (2017), entre outros. A atmosfera no cultivo, durante o período chuvoso apresentou temperaturas potenciais menores em relação ao período menos chuvoso (figuras 16c, d) e condições quase sempre neutras e levemente instáveis, principalmente acima do dossel, independente do período noturno ou diurno, sendo considerado um grande problema para a dispersão vertical de gases, conforme visto em Oliveira (1999). Pois os efeitos térmicos originados na superfície possuem variação ao longo do dia e dependem da cobertura de nuvens e das condições da superfície.

De forma geral, o período menos chuvoso (16c, d) ocorreram maiores temperaturas potenciais na maioria das alturas, associado a menor cobertura de nuvens e maior incidência de radiação solar na superfície, conseqüentemente maior instabilidade estática. Durante o dia predomina condições neutras e instáveis abaixo do dossel, associado às maiores temperaturas do ar, devido o maior aquecimento do solo, justificado pelo menor IAF na palma de óleo. Estas condições podem estar associadas a incidência direta de radiação solar neste período e diferença de altura da CLA.

Durante a noite no período menos chuvoso (figura 16d), são registradas temperaturas mais frias, e inversão térmica é mais pronunciada a partir da camada 3 e desenvolvem-se sobre a copa das árvores, reduzindo a mistura vertical entre a floresta e a atmosfera (FITZJARRALD; MOORE, 1990; ARAUJO et al., 2002). Isto pode ocorrer em áreas de floresta e pastagem, assim como em cultivos. A inversão pode estar associada ao resfriamento térmico da superfície. Há a predominância condições instáveis próximo do solo, abaixo do dossel, nos horários de 2:00 e 5:00 HL, e estabilidade acima do dossel nestes horários. Enquanto que os demais horários demonstraram condições estáveis e neutras.

Figura 15 - Evolução temporal sazonal da θ . Altura média do topo do dossel (8 m) representada pela linha horizontal azul. Período chuvoso ($n = 2661$), período menos chuvoso ($n = 3220$)



A camada de inversão noturna é formada a partir do resfriamento térmico da superfície, é capaz de reduzir as trocas entre a superfície e as camadas acima (SILVA JR. et al., 2004; ARAÚJO et al., 2008). As noites com inversões térmicas noturnas e ocorrência de condições de estabilidade estática podem contribuir para o acúmulo de gases na superfície. Logo, as condições atmosféricas exercem papel fundamental na retirada de gases da superfície. Conforme observado em Araújo et al., (2008), os autores relataram formação de inversão térmica noturna dentro da copa das árvores devido à estratificação térmica. A noite a [CO₂] foi maior no período menos chuvoso devido à redução na mistura vertical, associado com as condições atmosféricas estáveis e ocorrência de inversões térmicas noturnas.

6.3 Estabilidade dinâmica

Tabela 6 –Variação sazonal horária de Ri médio e erro padrão para as camadas 1 (22,7 – 15,94 m) e camada 2 (15,94 – 10,40 m)

Período chuvoso

Hora Local	Ri camada 1	Erro padrão 1	Ri camada 2	Erro padrão2
430	0.15	± 0.16	0.10	± 0.12
730	-0.03	± 0.06	0.72	± 0.41
930	-0.19	± 0.08	-0.09	± 0.01
1100	0.05	± 0.14	-0.11	± 0.02
1330	0.24	± 0.14	-0.08	± 0.01
1430	0.09	± 0.19	-0.08	± 0.01
1700	0.01	± 0.06	-0.03	±0.01
2030	0.15	± 0.04	0.04	± 0.02
2200	0.09	± 0.02	0.05	± 0.03
2400	0.01	± 0.08	0.05	± 0.03

Período menos chuvoso.

Hora Local	Ri camada 1	Erro padrão 1	Ri camada 2	Erro padrão 2
430	-0.28	± 0.52	0.15	± 0.03
730	-0.23	± 0.39	0.13	± 0.09
930	-0.06	± 0.04	-0.06	± 0.00
1100	0.02	± 0.04	-0.07	± 0.01
1330	-0.05	± 0.04	-0.07	± 0.01
1430	0.04	± 0.06	-0.07	± 0.01
1700	0.11	± 0.06	-0.03	± 0.00
2030	0.31	± 0.12	0.14	± 0.05
2200	0.12	± 0.05	0.07	± 0.01
2400	0.07	± 0.02	0.09	± 0.02

Durante a manhã, quando a superfície passa a receber radiação solar, começa a ser verificado uma diminuição nos valores de R_i e aumento nas condições instáveis (figura 17), que pode estar atribuído a formação da Camada de Mistura (CM) neste período, devido ao aquecimento da superfície.

De forma geral a camada limite foi considerada mais estável durante o período chuvoso (16 a), conforme relatado em Oliveira, (1999) e Araújo et al., (2002). As camadas 1 (22,7 m – 15,94 m) e 2 (15,94 m – 10,40 m) estiveram em condições atmosféricas de neutralidade a estabilidade dinâmica, com valores de R_i variando entre $-0,25 < R_i < 0,25$ em torno de 18:00 e 06:00 HL. Os horários da madrugada demonstraram maior oscilação de condições atmosféricas em ambas as camadas, além de se tornar mais turbulenta em função da ausência de luz solar.

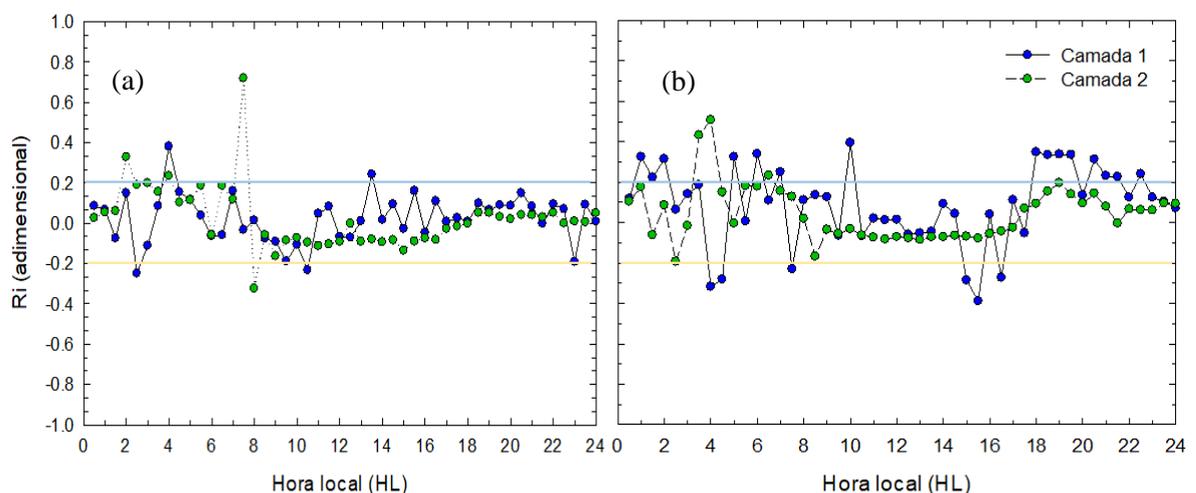
Durante o dia a camada 1 demonstrou oscilações entre condições de neutralidade e estabilidade. Na camada 2 predominou condições de neutralidade a instabilidade dinâmica durante todo o dia. As condições de neutralidade a instabilidade tiveram início em torno das 08:00 HL ($R_i -0,32 \pm 0,12$) com a chegada da radiação solar na superfície e início de aquecimento, e final em torno das 17:30 HL ($R_i -0,01 \pm 0,00$). A justificativa para a predominância de condições neutras e instáveis na camada 2 ao longo do dia, pode estar associada a influência de rugosidade da vegetação, a partir da produção de energia cinética, que

podem contribuir com mudanças nas condições atmosféricas associadas aos maiores gradientes de temperatura na CLS, segundo Stull (2000), além disto, essas características próximo da superfície contribuem para a redução da velocidade do vento, como observado na figura 12.

O período menos chuvoso (figura 16b) demonstra maior variação de valores de R_i entre as camadas durante a madrugada. As camadas 1 e 2, entre as 18:00 e 00:00 HL demonstraram condições atmosféricas de neutralidade e estabilidade de forma mais pronunciada em comparação com o período chuvoso, isto pode estar associado as características do período em questão, por apresentar noites com temperaturas menores, menor nebulosidade e inversões térmicas noturnas mais pronunciadas (figura 15d). Os horários entre 01:00 e 6:00 HL em ambas as camadas demonstram fortes variações entre os valores de R_i , entretanto a camada 1 demonstrou predominância de condições dinamicamente estáveis, com valores de $R_i > 0,25$.

Durante o dia, a camada 1 esteve oscilando entre condições estáveis e instáveis, com condições neutras a estáveis pela manhã entre as 08:00 e 14:00 HL, e condições de neutralidade e instabilidade entre as 14:30 e 16:30 HL, que são horários de alta atividade convectiva associados ao aquecimento da superfície. Como observado em Oliveira (1999), onde condições instáveis e turbulentas próximo da superfície em uma região de pastagem foram observados durante o dia, devido maior aquecimento e disponibilidade de energia para os processos convectivos. Na camada 2 predominaram condições de neutralidade e instabilidade, com início em torno da 08:30 HL ($R_i -0,16 \pm 0,09$) e retorno da atmosfera para condições neutras e estáveis em torno das 17:30 HL ($R_i 0,06 \pm 0,04$), que são as condições que predominam durante a noite associado ao resfriamento radioativo da superfície (SILVA JR. et al., 2004).

Figura 16 - Evolução temporal médio de R_i em plantio de palma de óleo em diferentes camadas (Camada 1: 22,7 m – 15,94 m; Camada 2 m: 15,94 – 10,40 m). (a) período chuvoso (n = 2661), (b) período menos chuvoso (n = 3220). Linha horizontal azul indica $R_i = > 0,25$; a linha horizontal laranja indica $R_i = < -0,25$



7 CONCLUSÃO

No cultivo de palma de óleo as maiores velocidades de vento ocorreram durante o período menos chuvoso da região, registradas em 22,7 m ($4,0 \text{ m.s}^{-1}$) e 15,94 m ($3,4 \text{ m.s}^{-1}$) no horário de 10:00 (HL). As maiores temperaturas do ar registradas ocorreram em torno das 15:00 (HL) nas alturas 2,25 m e 6,75 m em ambos os períodos devido aos maiores gradientes de temperatura próximo da superfície (abaixo do dossel), podendo estar associado ao menor índice de área foliar, maior incidência de radiação solar, aquecimento do solo durante o dia e rugosidade da vegetação, que são fatores que podem alterar as condições de estabilidade nas camadas de ar adjacentes.

Conforme os resultados obtidos sobre o cultivo da palma de óleo com HIE no leste da Amazônia, foi possível observar que a camada 1 e 2, de forma geral, estiveram em condições atmosféricas de neutralidade e estabilidade durante a noite, demonstrando influência direta de fatores como ausência de radiação solar, menor gradiente térmico devido o menor transporte vertical, presença de resfriamento radiativo da superfície e de características físicas e biológicas da vegetação, que podem contribuir para condições atmosféricas estáveis e transporte turbulento menor.

Durante o dia, fatores como a incidência de radiação solar na superfície e presença de rugosidade na CLS, forte gradiente de temperatura e cisalhamento do vento próximo ao dossel da vegetação, contribuem na predominância de condições atmosféricas de neutralidade e instabilidade, principalmente na camada 2 durante o período menos chuvoso, associado com maiores temperaturas potenciais e maiores velocidade de vento, conforme apresentado nos resultados.

O período chuvoso demonstrou maior predominância de condições neutras e estáveis na camada 1 e neutralidade a instabilidade na camada 2 durante o dia. O período apresenta um padrão na atuação de sistemas meteorológicos de escala maior que atuam na região, que dificulta a dispersão vertical de gases devido a presença de nebulosidade e menor velocidade do vento. Enquanto que no período menos chuvoso observou-se a predominância de condições atmosféricas neutras a instáveis e maior variação do número de Ri em ambas as camadas durante o dia. Estas características podem estar associadas a maiores velocidades de vento e temperaturas potenciais registradas. Sendo assim, considerado período mais ideal para dispersão de gases. Porém, de forma geral a atmosfera da região sobre o cultivo de palma de

óleo predomina condições neutras e estáveis, contribuindo na baixa capacidade para a dispersão de gases.

O presente estudo oferece apoio inicial para trabalhos futuros voltados ao entendimento do estado da atmosfera em cultivos agrícolas na região amazônica. Para uma melhor caracterização e definição das condições atmosféricas em plantio de palma de óleo, são necessárias mais observações através do uso de maior número de dados e período de estudo mais extenso. Sugere-se investigar a estabilidade estática e dinâmica abaixo e acima do dossel da vegetação e associar a $[CO_2]$ e maior número de variáveis meteorológicas para uma melhor compreensão das condições atmosféricas e comportamento da camada limite sobre cultivos e capacidade de dispersão nesta região.

REFERÊNCIAS

- ALCÂNTARA, C.R. *et al.* Influência dos jatos de médios e baixos níveis nos processos de nuvem: estudo numérico de uma linha de instabilidade Amazônica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. 1, 29-46, 2014.
- AMANAJÁS, J. C.; BRAGA, C. C. Padrões espaço-temporal pluviométricos na Amazônia Oriental utilizando análise multivariada. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 4, p. 423–434, 2012.
- ARAÚJO, A. C. *et al.* Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rainforest: the Manaus LBA site. **Journal of Geophysical Research**, v.107, n. D20, p. LBA 58-1-LBA 58-20, 2002.
- ARAÚJO, A. C. *et al.* Nocturnal accumulation of CO² underneath a tropical forest canopy along a topographical gradient. **Ecological Applications**, v. 18, n. 6, p. 1406-1419, 2008.
- ARTAXO, P. *et al.* Química atmosférica na Amazônia: a floresta e as emissões de queimadas controlando a composição da atmosfera Amazônica. **Acta Amazonica**, v.35, n.2, p.185-196, 2005.
- ARYA, S. P. S. The critical condition for the maintenance of turbulence in stratified flows. **Quart. J. Roy. Met. Soc.** v.98, p. 264–273, 1972.
- ASNANI, G.C. **Tropical meteorology**. Pune, Índia: Noble Printers, 1993. 2v, 121p.
- BARCELOS, E. **Características genético-ecológicas de populações naturais de caiaué *Elaeis oleifera* (H.B.K.) Cortés na Amazônia Brasileira**. 1986. 105f. Dissertação (Mestrado em Ecologia) - Instituto Nacional de Pesquisa do Amazonas, Manaus, 1986.
- BASTOS, T. X. *et al.* 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. *et al.* **Aspectos climáticos de Belém nos últimos cem anos**. Belém: Embrapa Amazônia Oriental, 2002. 31p.
- CABRAL, O. M. R. Microclima de dendezais na Amazônia Ocidental. *In*: VIÉGAS, I. J. M.; MÜLLER, A. A. (ed.). **A cultura do dendezeiro na Amazônia Brasileira**. Belém: Embrapa, 2000.
- COHEN, J.C.P. **Um estudo observacional de linhas de instabilidade na Amazônia**. 1989. 153f. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Instituto Nacional de Pesquisas. São José dos Campos, 1989.
- COHEN, J.C.P. *et al.* Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: A case study. **Monthly Weather Review**, v.123, p.3163-3174, 1995.
- 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.

DIAS JÚNIOR, I.S. There a classical inertial sublayer over the Amazon Forest. **Geophysical Research Letter**. 2019. Disponível em:

<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2019GL083237>. Acesso em: out. 2020.

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: 06 abr. 2019.

EMBRAPA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2ª ed. Rio de Janeiro: [s.n.], 2006. 306 p.

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

FEARNSIDE, P. M. Deforestation in Brazilian Amazonia: history, rates, and consequences. **Conservation Biology**, v. 19, n. 3, p. 680-688, 2005.

FEARNSIDE, P. M. A vulnerabilidade da floresta amazônica perante as mudanças climáticas. **Oecologia Brasiliensis**, v. 13, n. 4. p. 609-618, 2009.

FERREIRA, Rute. *et al.* Tendência dos índices de instabilidade na América do Sul. **Ciência e Natura**, v. 38, n. 1, p. 164-169, 2016.

FISCH, G. **Camada limite Amazônica**: aspectos observacionais e de modelagem. 1996. 171f. (INPE-6123-TPT/584). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, São Paulo, 1996.

FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. **Acta Amazônica**, v. 28, n.2, p. 101-126, 1998.

FITZJARRALD, D. R.; MOORE, K. E. Mechanisms of Nocturnal Exchange between the Rainforest and the Atmosphere. **J. Geophys. Res.** v.95, p.16839–16850, 1990.

FITZJARRALD, D. R. *et al.* Daytime Turbulent Exchange between the Amazon Forest and the Atmosphere. **J. Geophys. Res.** v.95, p.16825–16838, 1990.

FONSECA, L.C.N.*et al.* Fluxos de CO₂ em Plantio de Palma de Óleo no Leste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 33, n. 1, 181-192, 2018. DOI: <http://dx.doi.org/10.1590/0102-7786331003>. 2018.

FONSECA, Luiz Carlos Neves. **Fluxo de CO₂ em cultivo da palma de óleo com híbridos interespecíficos (*Elaeis guineensis* Jacq x *Elaeis oleifera* (Kunth) Cortés) no Leste da Amazônia**. 2017. 70 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Museu Paraense Emílio Goeldi, Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, Instituto de Geociências, Belém, 2017.

FOWLER, D. *et al.* 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.

GARRATT, J.R. **The atmospheric boundary layer**. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 1992.

- GERMANO, M. F. *et al.* Analysis of the breeze circulations in Eastern Amazon: an observational study. **Atmospheric Science Letters**, v.18, n.2, p. 67-75, 2017.
- GOMES JUNIOR, R. (ed.). **Bases técnicas para a cultura da palma de óleo integrado na unidade produtiva da agricultura familiar**. Belém: Embrapa Amazônia Oriental, 2010. p. 3-5.
- HARDWICK, S. R. *et al.* The relationship between leaf area index and microclimate in tropical forest and oil palm plantation: forest disturbance drives changes in microclimate. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.201, p.187–195, 2015.
- 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, 2012. p. 101-122.
- HOUGHTON *et al.* The spatial distribution of forest biomass in the Brazilian Amazon: a comparison of estimates. **Glob. Change Biol.**, v.7, p.731–746, 2001. DOI:10.1111/j.1365-2486.2001.00426.x.
- INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA – INMET (1980 - 2015). **Banco de dados meteorológicos para ensino e pesquisa**. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=bdmep/bdmep>. Acesso em: 05 jun. 2019
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA- IBGE. **Município de Moju-Pará**. Disponível em: <https://cidades.ibge.gov.br/brasil/pa/moju/panorama>. Acesso em: 15 ago. 2018.
- JUNE, T.; MEIJIDE, A.; STIEGLER, C.; KUSUMA, A. P.; KNOHL, A. The influence of surface roughness and turbulence on heat fluxes from an oil palm plantation in Jambi, Indonesia. *In*: IOP CONFERENCE SERIES: EARTH AND ENVIRONMENTAL SCIENCE. [S.l.]: [Proceedings...]. [S.l.]: IOP Publishing, 2018. (Series: Earth and Environmental Science, v. 149, n. 1, p. 012048). DOI 10.1088/1755-1315/149/1/012048.
- KAIMAL, J. C.; FINNIGAN, J. J. **Atmospheric boundary layer flows: their structure and Measurement**. New York: Oxford University Press, 1994.
- KELLER, M. *et al.* **The large-scale biosphere-atmosphere experiment in Amazonia: analyzing regional land use change effects ecosystems and land use change**. [S.l.: s.n], 2004. (Geophysical Monograph, Series 153).
- KOMARUDIN, A. N.; JUNE, T.; MEIJIDE, A. Sensible heat flux of oil palm plantation: comparing aerodynamic and Penman-Monteith methods. *In*: IOP CONFERENCE SERIES: EARTH AND ENVIRONMENTAL SCIENCE, 2017. [Proceedings...]. [S.l.]: DOI:10.1088/1755-1315/54/1/012007.
- KOMATSU, H. *et al.* Classification of vertical wind speed profiles observed above a sloping forest at nighttime using the bulk Richardson number. **Boundary Layer Meteorology**, v.115, p. 205-221, 2005.
- KOUSKY, V. E. Diurnal rainfall variation in northeast Brazil. **Monthly Weather Review** v. 108, n.4, p. 488-498, 1980.
- KOUSKY, V.E.; KAYANO, M.T. A climatological study of the tropospheric circulation over the Amazon region. **Acta Amazonica**, v.11, n.4, p.743-753, 1981.

- KRUIJT, B., MALHI, Y., LLOYD, J. Turbulence Statistics Above and Within Two Amazon Rain Forest Canopies. **Boundary-Layer Meteorology** v. 94, p. 297–331, 2000.
<https://doi.org/10.1023/A:1002401829007>.
- KÜHL, Ricardo Marino. **Geração de energia elétrica a partir dos resíduos do processo de beneficiamento do óleo de palma**: uma abordagem sustentável para a recuperação de áreas degradadas no Estado do Pará. 2017. 133 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Tecnologia, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Elétrica. Belém, 2017.
- LAWRENCE, D; VANDECAR, K. Effects of tropical deforestation on climate and agriculture. **Nature Climate Change**, v.5, p. 27-36. 2015.
<https://doi.org/10.1038/nclimate2430>
- LUSKIN, M.S., POTTS, M.D. Microclimate and habitat heterogeneity through the oil palm lifecycle. **Basic Appl. Ecol.** v.12, p.540–551, 2011.
- MALHI, Y.; GRACE, J. Tropical forests and atmospheric carbon dioxide. **Trends in Ecology & Evolution**, v. 15, n. 8, p. 332 – 337, 2000.
- MALHI, Y.; ROBERTS, J.T.; BETTS, R.A.; KILLEEN, T.J.; LI, W.; NOBRE, C.A. Climate Change, Deforestation, and the Fate of the Amazon. **Science**, v. 319, p. 169–172, 2008.
- MARENGO, J.A. On the hydrological cycle of the Amazon basin: a historical review and current state-of-the-art. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3, p.1-19, 2006.
- MARTINS, F. R.; GUARNIERI, R. A.; PEREIRA, E. B. O aproveitamento da energia eólica. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 30, n.1, p.1304, 2008.
- MATOS, A.P.; COHEN, J.C.P. Circulação de brisa e a banda de precipitação na margem leste da baía de Marajó. **Ciência e Natura**, v. 38, p. 21-27, 2016. (ed. Especial-IX Workshop Brasileiro de Micro Meteorologia).
- MEIJIDE, A. *et al.* Impact of forest conversion to oil palm and rubber plantations on microclimate and the role of the 2015 ENSO event agric. **For. Meteorol.**, v.252, p. 208-219, 2018.
- MIRANDA, R. A. C. *et al.* 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.
- MOJU (PA). Brasileiros. *In*: ENCICLOPÉDIA dos municípios. Rio de Janeiro: IBGE, 1957. v. 14. p. 416-419. Disponível em:
http://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/livros/liv27295_14.pdf. Acesso em: ago. 2018.
- MORAES B.C, *et al.* Variação espacial e temporal da precipitação no estado do Pará. **Acta amazônica**, v. 35, p.207–214, 2005.
- MOURA, MAURÍCIO DO NASCIMENTO; VITORINO, MARIA ISABEL. Variabilidade da precipitação em tempo e espaço associada à zona de convergência intertropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, [S. l.], v. 27, n. 4, p. 475 - 483, 2012.
- MUNICÍPIO DE MOJU. **História**. 2016. Disponível em: <https://www.cidade-brasil.com.br>. Acesso em: 15 ago. 2018.

- NECHET, D. Variabilidade diurna de precipitação em Belém-PA: aplicação em planejamento a médio e longo prazo. **Boletim Climatológico**, Presidente Prudente, SP, v.2, n.3, p.223-227, jul. 1997.
- NOGUEIRA, D. S.; SÁ, L. D. A.; COHEN, J. C. P. Rajadas noturnas e trocas de CO₂ acima da Reserva Florestal de Caxiuanã, PA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Rio de Janeiro, v. 21(3b), n.xxx, p. 213-223, 2006.
- OKE, T. R. **Boundary layer climates**. 2d ed. Cambridge: University Press, 1992. 435p.
- OLIVEIRA JÚNIOR, J.F. *et al.* Caracterização do Regime de Vento no Município de Seropédica, Rio de Janeiro (2001-2010). **Floresta e Ambiente, Seropédica**, v.20, n.4, p. 447-459, 2013.
- OLIVEIRA, P. J. **Estudo do vento e da turbulência na camada limite atmosférica em áreas de floresta e pastagem na Amazônia**. 1999. 108f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - São José dos Campos: INPE, 1999. (INPE-8350-TDI/769).
- PAVÃO, VAGNER MARQUES *et al.* Impacto da conversão da cobertura natural em pastagem e área urbana sobre variáveis biofísicas no Sul do Amazonas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n. 3, p. 343-351, 2017.
- PACHECO, A. R. *et al.* Les deficiences minerales du palmier à huile (E. guineensis Jacq.) dans la region de Belém, Pará (Bré-sil). **Oléagineux**, Paris, v. 40, n. 6, p. 295-309, 1985.
- PEREIRA, A. R. **Introdução à micrometeorologia**. Piracicaba: Departamento de Física e Meteorologia, ESALQ/USP, 2000. 63 p.
- 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.
- PINKER, R.T; HOLLAND, J.Z. Turbulence structure of a tropical forest. **Boundary-Layer Meteorology**, v.43, n.1-2, p.43-63, 1988.
- RAMALHO FILHO, A. *et al.* **Zoneamento agroecológico, produção e manejo para a cultura da palma de óleo na Amazônia**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2010. 215 p.
- RAUPACH; FINNIGAN; BRUNET. Coherent eddies and turbulence in vegetation canopies: the mixing-layer analogy. **Boundary-Layer Meteorology**. v.78, p. 351-382, 1996.
- RESENDE, A. S. D. E. *et al.* **Efeito estufa e o sequestro de carbono em sistemas de cultivo com espécies florestais e na cultura de cana-de-açúcar**. [S.l.] Embrapa Agrobiologia, 2001. (Documentos, 133).
- ROY, S. B.; AVISSAR. R. Impact of land use/land cover change on regional hydrometeorology in Amazonia. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, 2002. DOI:10.1029/2000JD000266.
- SANTOS, Katiane da Silva *et al.* Mudanças climáticas e suas relações com o uso da terra no município de Alta Floresta – Amazônia Meridional Brasileira. **Revista Biodiversidade Brasileira (BioBrasil)**-Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade (ICMBio), 2021. Disponível em: <https://revistaeletronica.icmbio.gov.br/index.php/BioBR/article/view/1703>. Acesso em: 19 dez. 2022.

- SEINFELD, J. H.; PANDIS, S. N. **Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change**. New York: John Wiley, Sons, Inc., 2006. p. 851-923, p. 1115-1159. (duas pg, qual a correta?)
- SHAW, R. H. **Curso de micrometeorologia**. Piracicaba: Purdue University, 1977. 114p.
- SILVA JUNIOR, R. S. da. *et al* Estudo da concentração do CO² atmosférico em área de pastagem na região amazônica. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 22, p. 259-270, 2004.
- SODRÉ, G. R. C. *et al*. Estudo observacional da convecção de mesoescala em diferentes superfícies no estado do Pará. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 8, p. 45-55, 2015.
- SOUZA, Rafael Le Masson. **Balço de energia na camada limite superficial sobre o Pantanal Sul Mato-Grossense - estação seca**. 2011. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2011.
- STULL, R.B. **Meteorology for scientists and engineers**. 2nd ed. Pacific Grove: Brooks/Cole Thomson Learning, 2000.
- STULL, R.B. **An introduction to boundary layer meteorology**. [S.l.]: Kluwer Academic, 1988. 666 p.
- UVO, C; **A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a precipitação da região Norte do Nordeste do Brasil**, 1989. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - INPE, São Jose dos Campos, São Paulo, 1989. (INPE-4887-TDL/378).
- VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e climatologia**. Recife: [s.n], 2006. Versão Digital, 443p.
- YANG, R; FRIEDLDE, M. Termination of roughness lengths for heat and momentum over boreal forests. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 107, p. 581–603, 2003.