



INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS NA AMAZÔNIA - INPA
UNIVERSIDADE DO ESTADO DO AMAZONAS - UEA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CLIMA E AMBIENTE - CLIAMB

EDIVALDO MENINÉA SERRA NETO

**SIMULAÇÃO DO TRANSPORTE DE ESCALARES DENTRO E
ACIMA DE UM DOSSEL FLORESTAL AMAZÔNICO**

MANAUS

2022

EDIVALDO MENINÉA SERRA NETO

**SIMULAÇÃO DO TRANSPORTE DE ESCALARES DENTRO E
ACIMA DE UM DOSSEL FLORESTAL AMAZÔNICO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Clima e Ambiente do Convênio INPA/UEA como parte dos requisitos para obtenção do título de mestre em Clima e Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. Cléo Quaresma Dias Júnior

Coorientador: Prof. Dr. Luca Mortarini

MANAUS

2022

Catálogo na Publicação (CIP-Brasil)

N469e Serra-Neto, Edivaldo Meninea

Simulação do transporte de escalares dentro e acima de um dossel florestal amazônico / Edivaldo Meninea Serra Neto ; orientador Cléo Quaresma Dias Júnior; coorientador Luca Mortarini. - Manaus:[s. l.], 2022.

8.9 KB

92 p. : il. color.

Dissertação (Mestrado - Programa de Pós-Graduação em Clima e Ambiente - Cliamb.) - Coordenação do Programa de Pós-Graduação, INPA, 2022.

1. Troca turbulenta. 2. Large-Eddy Simulation. I. Júnior, Cléo Quaresma Dias. II. Mortarini, Luca. III. Título

CDD 551.65

Agradecimentos

À minha família, em especial minha mãezinha, pai e irmãos por se fazerem presentes sempre que precisei de forças para continuar, foram indispensáveis para a conclusão deste ciclo.

Ao orientador Prof. Dr. Cléo Quaresma pela paciência, atenção e esforço nos longos anos desta parceria. Desde o projeto que iniciou em 2017, os primeiros resultados relevantes e a conclusão de mais esta etapa, foi um longo caminho até aqui, deixo registrado meu muito obrigado.

Ao Prof. Dr. Hardiney Martins, dotado de uma paciência sem limites, sempre esteve disponível para tirar dúvidas, discutir resultados ou guiar ideias, mesmo as ideias que partiram de premissas nada ortodoxas.

Ao co-orientador Prof. Dr. Luca Mortarini, pelo empenho no avanço e melhoria desta pesquisa.

Ao Observatório da Torre Alta da Amazônia e a todos os pesquisadores que tornaram este trabalho possível, disponibilizando dados imprescindíveis acerca da dinâmica da turbulência na floresta Amazônica.

Ao Prof. Dr. Raoni Santana, pelo apoio durante o desenvolvimento deste trabalho e auxílio no tratamento de dados de ambos os sítios experimentais.

À CAPES pela concessão da Bolsa.

Aos alunos e professores do Cliamb, pela troca de conhecimento e amparo durante a realização desta pesquisa.

Aos membros do grupo de Investigação Teórica e Experimental em Física Atmosférica do IFPA, em especial aos Doutorandos Di Angelo Pinheiro, Leandro de Biase e aos Futuros Mestrandos, Gilmar Henrique, Nicole Gomes, Camila Pinho e Carla Alves, por todo apoio e celebração a cada avanço desta pesquisa.

A todos que direta ou indiretamente fizeram parte da minha formação, o meu muito obrigado.

“Isto não é voar. Isto é cair, com estilo!”

(Buzz Lightyear)

Resumo

O modelo paralelizado de simulação de grande vórtices (PALM) foi usado para entender melhor as trocas turbulentas de um escalar passivo acima e dentro de uma região florestal localizada na Amazônia central. Um conjunto de simulações foram implementadas em condições de vento fraco e forte, no desenvolvimento de uma camada limite atmosférica diurna e noturna, totalizando quatro simulações ao todo. Uma fonte escalar passiva foi introduzida no chão da floresta. As simulações reproduziram as principais características do fluxo turbulento e do transporte escalar passivo entre a floresta e a atmosfera. Notavelmente, as condições de vento fortes e fracas apresentaram diferentes estruturas de turbulência que conduziram a diferentes padrões de troca escalar tanto dentro como fora da floresta. Estes resultados mostram como a concentração escalar passiva é influenciada pela velocidade do vento no topo da copa das árvores e de que forma as condições de estabilidade influenciam na eficiência do transporte turbulento de escalares em regiões de floresta. Além disso, maiores velocidades de vento estão relacionadas a regimes mais fortes de varredura e ejeção, gerando plumas mais intensas que são capazes de reduzir a concentração escalar passiva dentro da copa da floresta.

Palavras-chaves: : Floresta Amazônica; Troca Turbulenta; Large-Eddy Simulation; Escalar Passivo; Camada Limite Noturna.

Abstract

The Parallelized Large-Eddy Simulation Model (PALM) was used to better understand the turbulent exchanges of a passive scalar above and within a forest region located in central Amazonia. A set of simulations were implemented in weak and strong wind conditions, in the development of a diurnal and nocturnal boundary layer, totaling four simulations. A passive scalar source has been introduced into the forest floor. The simulations reproduced the main characteristics of turbulent flow and passive scalar transport between the forest and the atmosphere. Notably, strong and weak wind conditions presented different turbulence structures that led to different scalar exchange patterns both inside and outside the forest. These results show how the passive scalar concentration is influenced by the wind speed at the top of the tree canopy and how the stability conditions influence the efficiency of turbulent transport of scalars in forest regions. Furthermore, higher wind speeds are related to stronger sweep and ejection regimes, generating more intense plumes that are capable of reducing passive scalar concentration within the forest canopy.

Keywords: Amazon Forest; Turbulent Exchange; Large-Eddy Simulation; Passive Scalar; Nocturnal Boundary Layer

Lista de figuras

- Figura 1 – Evolução Diária da Camada Limite Atmosférica
Fonte: Adaptado de Stull (1988) 24
- Figura 2 – Esquema de subdivisão da CLS para uma cobertura florestal.
Fonte: Adaptado de Raupach e Legg (1984) 26
- Figura 3 – **(a)** Localização dos sítios experimentais da ZF2 e ATTO; **(b)** Vista do solo da torre do ATTO de 325 m; **(c)** Vista do topo da torre da ZF2; **(d)** Vista do solo da torre do ATTO de 80 m. 40
- Figura 4 – Perfis iniciais para uma camada convectiva de: **(a)** Velocidade do vento médio (U); **(b)** Temperatura potencial virtual (θ_v); **(c)** Umidade (q). FT LES WW e FT LES SW são os perfis médios da primeira hora simulada para as condições WW and SW, respectivamente. LT LES WW e LT LES SW são os perfis médios da última hora de simulação para as condições WW and SW, respectivamente 46
- Figura 5 – Perfis iniciais sob condições noturnas de: **(a)** Velocidade do vento médio (U); **(b)** Temperatura potencial virtual (θ_v); **(c)** Umidade (q). FT LES WW e FT LES SW são os perfis médios da primeira hora simulada para as condições WW and SW, respectivamente. LT LES WW e LT LES SW são os perfis médios da última hora de simulação para as condições WW and SW, respectivamente . 48

- Figura 6 – Perfis normalizados de: **(a)** Velocidade do vento médio (U/U_h); **(b)** O desvio padrão do vento na direção do fluxo (σ_u/u_*); **(c)** O desvio padrão da velocidade do vento vertical (σ_w/u_*); **(d)** O fluxo de momento cinemático ($\langle u'w' \rangle / u_*^2$). U_h é a velocidade do vento calculada no topo do dossel, onde h é a altura do dossel florestal, u_* é a velocidade de fricção, calculada na altura do dossel. A linha preta em $z/h = 1$ indica a altura normalizada do dossel 51
- Figura 7 – Perfis verticais de: **(a)** Variância da velocidade do vento vertical (σ_w^2) **(b)** Concentração de escalar passivo (s). A linha horizontal em $z/h = 1$ representa a altura da copa das árvores. 53
- Figura 8 – Plano xz da temperatura potencial virtual (θ_v): **(a)** para a condição de vento fraco; **(b)** para a condição de vento forte. A escala de cores representa os valores de θ_v em Kelvin. A linha horizontal representa a altura da copa florestal. As alturas (z) são normalizadas pela altura da copa (h). A posição de corte é no centro do domínio horizontal, em 2000 m. 55
- Figura 9 – Plano xz da concentração de escalar passivo simulado (s): **(a)** para a condição de vento fraco; **(b)** para a condição de vento forte. A escala de cores representa os valores de $s^{1/3}$ em ppm. A linha horizontal representa a altura da copa florestal. As alturas (z) são normalizadas pela altura da copa (h). A posição de corte é no centro do domínio horizontal, em 2000 m. 57

Figura 10 – Perfis noturnos normalizados de: **(a)** Velocidade do vento médio (U/U_h); **(b)** O desvio padrão do vento na direção do fluxo (σ_u/u_*); **(c)** O desvio padrão da velocidade do vento vertical (σ_w/u_*); **(d)** O fluxo de momento cinemático ($\langle u'w' \rangle / u_*^2$). U_h é a velocidade do vento calculada no topo do dossel, onde h é a altura do dossel florestal, u_* é a velocidade de fricção, calculada na altura do dossel. A linha preta em $z/h = 1$ indica a altura normalizada do dossel 60

Figura 11 – Perfis verticais noturnos de: **(a)** Variância da velocidade do vento vertical (σ_w^2) **(b)** Concentração de escalar passivo (s). A linha horizontal em $z/h = 1$ representa a altura da copa das árvores. 61

Figura 12 – Plano xz da concentração de escalar passivo (s): **(a)** para a condição de vento fraco; **(b)** para a condição de vento forte. A escala de cores representa os valores de $s^{1/3}$ em ppm. A linha horizontal representa a altura da copa florestal. As alturas (z) são normalizadas pela altura da copa (h). A posição de corte é no centro do domínio horizontal, em 300 m. 63

Figura 13 – Plano xz da temperatura potencial virtual (θ_v): **(a)** para a condição de vento fraco; **(b)** para a condição de vento forte. A escala de cores representa os valores de θ_v em Kelvin. A linha horizontal representa a altura da copa florestal. As alturas (z) são normalizadas pela altura da copa (h). A posição de corte é no centro do domínio horizontal, em 300 m. 64

Lista de tabelas

Tabela 1 – Variáveis, alturas de medição, instrumentos e frequência de medida usados nos sítios experimentais da ZF2 e do ATTO. . .	42
Tabela 2 – Parâmetros de entrada do modelo.	44

Lista de abreviaturas e siglas

AL	Atmosfera Livre
ATTO	Observatório de Torre Alta da Amazônia
ATTO-IOP-II	Campanha no ATTO outubro/novembro de 2015
CHEM	Modelo de Química
CLA	Camada Limite Atmosférica
CLC	Camada Limite Convectiva
CLE	Camada Limite Estável
CLS	Camada Limite Superficial
CM	Camada De Mistura
CR	Camada Residual
CVT	Covariância de Vórtices Turbulentos
DNS	Simulação Numérica Direta
HL	Hora Local
ICM	Modelo de Clima Interno
LAD	Densidade de Área Foliar
LAI	Índice de Área Foliar
LCM	Modelo de Nuvem Lagrangiana
LES	Large-Eddy Simulation Model
LSM	Modelo de Superfície
MPI	Message Passing Interface
O ₃	Ozônio
OH	Hidroxila
PALM	Modelo de Simulação Paralela Dos Grandes Vórtices
PCM	Modelo de Dossel Florestal
RANS	Equações de Navier-Stokes com Média de Reynolds
RRTMG	Modelos de Radiação
SALSA	Modelo de Aerosol
SGS	Escala de Sub-Grade
SGS-TKE	Energia Cinética Turbulenta na Escala de Sub-Grade
SI	Subcamada Inercial
SR	Subcamada Rugosa

TKE	Energia Cinética Turbulenta
TSMO	Teoria Da Similaridade de Monin-Obukhov
USM	Modelo de Superfície Urbana
WTM	Modelo de Turbina Eólica
ZE	Zona de Entranhamento

Lista de símbolos

g	Aceleração Gravitacional, m/s ²
α	ângulo entre a direção x e a direção do vento
e	Energia Cinética Turbulenta de Subgrade, m ² /s ²
C_d	Coefficiente de Arrasto
x_{ijk}	Componentes da Grade Cartesiana
u_{ijk}	Componentes da Velocidade
ρ_0	Densidade do Ar Seco na Superfície, kg/m ³
ρ	Densidade do Ar seco, kg/m ³
s	Escalar Passivo, ppm
Π	Função de Exner
f_i	Parâmetro de Coriolis, s ⁻¹
p^*	Pressão de Perturbação, hPa
p	Pressão Hidrostática, hPa
δ	Simbolo da Delta de Kronecker
ϵ	Simbolo de Levi-Civita
θ	Temperatura Potencial, K
θ_v	Temperatura Virtual, K
t	Tempo, s
Ψ_s	Termo de Fonte ou Sumidouro de Escalares
Ψ_{qv}	Termo de Fonte ou Sumidouro de Umidade Específica
q_v	Umidade Específica, kg/kg
\bar{u}	Velocidade Instantânea do vento médio

Sumário

	Introdução e Justificativa	18
	Objetivo Geral	22
	Objetivos Específicos	22
1	Elementos Teóricos	23
1.1	Camada Limite Atmosférica (CLA)	23
1.1.1	Camada Limite Convectiva	24
1.1.2	Camada Limite Estável (CLE)	27
1.1.3	Camada Residual	28
1.2	Organização da turbulência na subcamada rugosa	28
1.3	Modelagem da Turbulência	31
1.3.1	Large-Eddy Simulation (LES)	33
1.3.2	Parallelized Large-Eddy Simulation Model (PALM)	34
1.3.3	Implementação do Dossel Florestal no PALM	36
2	Materiais e Métodos	39
2.1	Sítios e Dados Experimentais	39
2.2	Estrutura da Copa Florestal e Descrição do Modelo	42
2.3	Condições Iniciais e de Contorno	44
3	Resultados e Discussão	49
3.1	Simulações Diurnas	49
3.2	Simulações Noturnas	58
4	Conclusão	65

Artigo Publicado 67

Referências 78

Introdução e Justificativa

O transporte turbulento de energia e matéria que ocorre dentro e logo acima do dossel florestal é bastante complexo, de tal forma que a Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov (TSMO), uma das teorias mais bem sucedidas no estudo de fluxos turbulentos próximos da superfície, falha ao estimar os fluxos na subcamada rugosa (THOM *et al.*, 1975; HÖGSTRÖM; BERGSTRÖM, 1996; SIMPSON *et al.*, 1997; ZAHN *et al.*, 2016; CHOR *et al.*, 2017).

Nas últimas décadas, a comunidade científica tem trabalhado intensamente para compreender melhor estes transportes na interface floresta-atmosfera, tanto através de estudos experimentais (TAJCHMAN, 1981; BLANKEN *et al.*, 1998; ARAÚJO *et al.*, 2002; TÓTA *et al.*, 2008; KATUL *et al.*, 2012; DIAS-JÚNIOR *et al.*, 2017a) quanto por simulações numéricas (DUPONT; BRUNET, 2008; PATTON; KATUL, 2009; DIAS-JÚNIOR *et al.*, 2015; KANANI-SÜHRING; RAASCH, 2017; LIU *et al.*, 2016; CHEN *et al.*, 2019; CHEN *et al.*, 2020). A partir destes trabalhos, algumas das principais características dos escoamentos acima das florestas, tais como a floresta amazônica, já são conhecidas: a presença de um ponto de inflexão no perfil vertical do vento (RAUPACH *et al.*, 1996; SOUZA *et al.*, 2016); a existência de estruturas coerentes em forma de rolos na interface floresta-atmosfera (DIAS-JÚNIOR *et al.*, 2015; ROBINSON, 1991); a troca turbulenta é dominada por movimentos de intrusão no interior da copa das árvores e por movimentos de ejeção para cima da mesma (KATUL *et al.*, 1997). Estudos recentes apontam para a inexistência de uma subcamada inercial, onde a TSMO seria válida (DIAS-JÚNIOR *et al.*, 2019; CHAMECKI *et al.*, 2020).

De fato, os mecanismos de troca de escalares, incluindo escalares passivos, na interface floresta-atmosfera precisam de ser melhor compreendidos. De acordo com Warhaft (2000) o escalar passivo, pode ser definido como contaminante difuso

de concentração tão baixa que não tem influência sobre a flutuabilidade ou qualquer efeito dinâmico do fluido que está inserido.

Na interface florestal, o transporte de escalar é muito complexo. No interior das copas das árvores estão presentes fontes e sumidouros de escalares, enquanto o escoamento turbulento que desenvolve-se em regiões de florestas densas é influenciado pela topografia (ARAÚJO *et al.*, 2002) e por rajadas intermitentes de vento forte. Chamecki *et al.* (2020) utilizaram dados experimentais da Amazônia Central e detectaram que a presença de topografia suave em conjunto com a copa da floresta cria condições adversas para a existência de uma camada inercial. É importante ressaltar que é de conhecimento da comunidade científica que na região amazônica há uma ocorrência frequente de nuvens convectivas e fortes downdrafts que produzem situações intermitentes de ventos fortes na interface floresta-atmosfera (BETTS, 2002; GERKEN *et al.*, 2016; DIAS-JÚNIOR *et al.*, 2017b; MELO *et al.*, 2019).

Recentemente, Chen *et al.* (2019, 2020) trouxeram importantes contribuições para uma melhor compreensão do papel da topografia no transporte escalar dentro e fora das regiões florestadas. Utilizando simulação dos grandes turbilhões (LES) mostraram que os dois principais caminhos percorridos pelas parcelas de ar liberadas dentro da copa das árvores em direção à região superior são: **i**) um caminho “local”, semelhante ao encontrado em terreno plano e transportado principalmente por eventos de ejeção e **ii**) um caminho “advectivo” correspondente a parcelas que viajam horizontalmente em direção à zona de recirculação e são transportadas para fora da copa das árvores por turbulência (efeito “chaminé”).

Entretanto, poucos trabalhos investigaram o papel dos ventos fortes no transporte de escalares dentro de um dossel florestal e na região imediatamente acima. Zhuang e Amiro (1994) apontaram o papel relevante das flutuações de pressão associadas a movimentos coerentes dentro de um dossel em Camp Borden, Canadá. Mostraram que essas flutuações resultam de episódios de vento forte

próximo ao topo do dossel florestal, tendo uma alta correlação com o transporte de energia cinética turbulenta e o fluxo de momento no interior do dossel. Por outro lado, embasados em medidas de cinco torres altas e abrangendo uma ampla gama de densidades de copa das árvores, tomadas nas montanhas do Colorado (EUA), Burns *et al.* (2011) mostraram que em florestas de copas densas a respiração do solo juntamente com a ação do dossel como sumidouro de momento, resultou em concentrações de CO₂ perto do solo de 5–7 $\mu\text{mol mol}^{-1}$ maiores do que no alto, mesmo com ventos fortes acima da copa das árvores.

De acordo com Baldocchi *et al.* (2001) a técnica amplamente utilizada pela comunidade científica e responsável por grande parte do entendimento do transporte de escalares na interface floresta-atmosfera é o covariância de vórtices turbulentos (CVT) em torres micrometeorológicas. Experimentalmente, este estudo dá-se de duas formas, a primeira embasa-se na estimativa do perfil vertical dos fluxos de escalares com metodologias co-espectrais (CAVA; KATUL, 2012) e por meio da covariância de vórtices (FOKEN *et al.*, 2012).

É importante ressaltar que a validade desta abordagem dependerá da representatividade do ponto em que a torre está localizada. Afinal, as medidas de CVT (medidas Eulerianas) acima das copas das florestas podem funcionar bem em condições quase estacionárias, ou seja, na ausência de subsidência, advecção, entre outros mecanismos. Essas condições, no entanto, dificilmente são observadas na ocorrência de ventos fortes na floresta amazônica, muitas vezes associados à presença de nuvens convectivas. Em situações de vento muito fraco, as técnicas de CVT tem problemas para estimar corretamente os fluxos turbulentos (AUBINET, 2008). Assim, para tais condições a aplicação de técnicas de CVT pode levar a estimativas tendenciosas de fluxos escalares (TÓTA *et al.*, 2008; KATUL *et al.*, 2006; BELCHER *et al.*, 2012).

Para contornar as dificuldades inerentes às medidas CVT, o transporte escalar na camada limite atmosférica (CLA) acima de uma área florestada pode ser simulado através de modelos LES. Vale ressaltar que o uso do LES para simular o escoamento turbulento dentro e acima das copas florestais tem sido amplamente utilizado na literatura (SHAW; SCHUMANN, 1992; KANDA; HINO, 1994; FINNIGAN *et al.*, 2009; DUPONT; BRUNET, 2009; SHAW *et al.*, 2013; DIAS-JÚNIOR *et al.*, 2015; PATTON *et al.*, 2016; CHEN *et al.*, 2019; CHEN *et al.*, 2020). De acordo com Warhaft (2000), uma compreensão adequada do comportamento de um escalar passivo em um escoamento turbulento resulta em uma melhor interpretação de como este escalar interage com o campo de velocidade.

O modelo paralelo de simulação dos grandes turbilhões (PALM, sigla em inglês para Parallelized Large-Eddy Simulation Model) foi usado recentemente para simular o transporte de escalares passivos em regiões florestadas. Por exemplo, Kanani-Sühring e Raasch (2015, 2017) utilizaram o PALM para simular o transporte de um escalar passivo em região de floresta interrompida. Eles observaram um aumento importante na concentração e no fluxo de escalar passivo região com cobertura florestal. Observaram também que a densidade da floresta implica diretamente no transporte e no fluxo de escalares. Neves *et al.* (2018) utilizaram o PALM para estimar a altura da CLA acima de pastagens e sítios florestais durante as estações seca e chuvosa na região amazônica. Carneiro *et al.* (2021) utilizaram o PALM para investigar a erosão noturna da camada limite na Amazônia central.

Neste trabalho, foram realizadas simulações do PALM para representar o escoamento turbulento dentro e fora da floresta amazônica. As simulações do PALM são comparadas com os dados experimentais coletados em dois sítios experimentais na região amazônica. As fontes escalares foram mantidas constantes nas simulações, a aerodinâmica e fisiologia da copa das árvores foram consideradas horizontalmente

uniformes. Portanto, toda a variabilidade espacial das concentrações escalares é causada pelas diferentes condições de estabilidade e regimes de vento distintos.

A partir do levantamento bibliográfico foi possível constatar que este trabalho é o pioneiro na utilização do PALM para investigar o transporte de um escalar passivo na interface floresta-atmosfera amazônica. Independente do regime de estabilidade, os fluxos de copa são fortemente influenciados pela dinâmica dos ventos na interface floresta-atmosfera. Além disso, a floresta amazônica é frequentemente caracterizada pela baixa velocidade do vento, mas durante eventos de convecção profunda, desenvolve-se um vento forte. Portanto, é crucial entender como os regimes de vento influenciam o transporte escalares passivos.

Objetivo Geral

O objetivo principal é compreender melhor a influência de diferentes regimes de vento e diferentes condições de estabilidade (Camada Limite Convectiva e Camada Limite Noturna) no transporte de escalar na interface floresta-atmosfera de uma floresta horizontalmente homogênea.

Objetivos Específicos

1 Elementos Teóricos

1.1 Camada Limite Atmosférica (CLA)

A atmosfera terrestre é dividida em camadas, começando pela camada externa, temos: Exosfera, Termosfera, Mesosfera, Estratosfera e Troposfera. A Troposfera é a camada inferior da Atmosfera e está em contato direto com a superfície terrestre. Para fins didáticos, podemos subdividir a Troposfera em duas camadas menores: a Camada Limite Atmosférica (CLA) e a Atmosfera Livre (AL). A CLA é intimamente influenciada pelos fenômenos que ocorrem na superfície terrestre, a dinâmica temporal e espacial desta camada é um grande exemplo desta influência.

Segundo Stull (1988), a CLA é a parte da Troposfera que é diretamente influenciada pela superfície planetária, respondendo aos forçantes desta superfície em uma escala de tempo menor ou igual a uma hora. Dentre tais fatores que influenciam diretamente ou indiretamente o ciclo diário da CLA, são importantes de citar: latitude, longitude, evaporação, transpiração, arrasto aerodinâmico, umidade do solo, tipo de vegetação, transferência de calor, emissão de poluentes e topografia.

Ao longo do dia, a espessura da CLA tem grandes variações em função do tempo e espaço, devido às alterações provocadas na superfície. Existe pouca influência direta da radiação solar na temperatura da CLA, pois a atmosfera é praticamente transparente a radiação solar (ARYA, 2001), entretanto a radiação aquece o solo e é retransmitida à Atmosfera, tal fluxo de calor gera processos turbulentos e, conseqüentemente, intensas trocas de energia turbulenta, massa e quantidade de movimento. A evolução ao longo do dia da CLA é apresentada de acordo com a Figura 1.

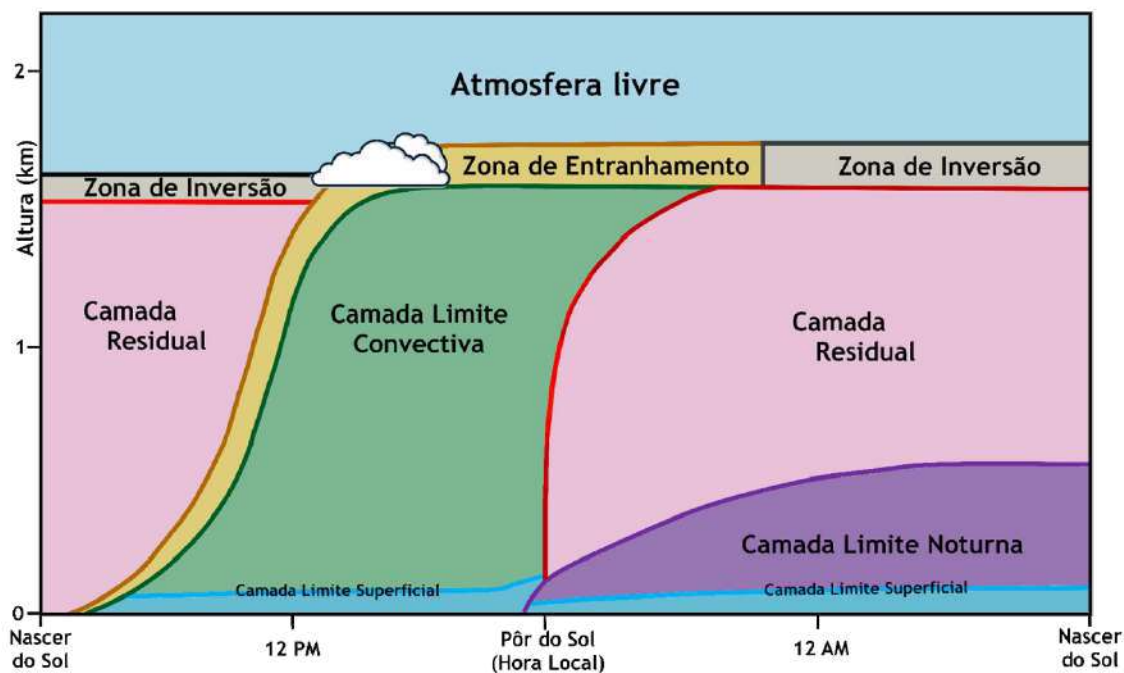


Figura 1 – Evolução Diária da Camada Limite Atmosférica
 Fonte: Adaptado de Stull (1988)

1.1.1 Camada Limite Convectiva

A CLC inicia-se aproximadamente trinta minutos após o nascer do Sol, quando o fluxo de calor sensível se torna positivo, este tempo é necessário para que a radiação solar aqueça o solo e esta radiação seja retransmitida para a atmosfera (STULL, 1988). É uma camada que apresenta forte influência de correntes de convecção. Sendo que a formação destas correntes é influenciada por vários fatores relacionados ao solo como: emissividade, topografia, cobertura vegetal, composição do solo etc. A CLC apresenta fluxos turbulentos mais intensos devido ao aquecimento da superfície e as forças de empuxo (FEDOROVICH *et al.*, 2004).

Segundo Kaimal *et al.* (1976), a CLC pode ser dividida em três camadas: a Camada Limite Superficial (CLS) que representa aproximadamente 10% da CLC e apresenta forte cisalhamento do vento desde a superfície; Camada de Mistura (CM) onde a concentração de gases é praticamente constante com a altura devido a ação de mistura promovida pela atividade turbulenta e a Zona de Entranhamento (ZE) ou Camada de Entranhamento, região de transição entre a CLA e a Atmosfera livre (AL), apresentando características médias da camada limite, características laminares da AL e a formação de uma região de inversão térmica.

A CLS está em contato direto com a superfície, podendo chegar a 100 m de altura (SHUTTLEWORTH, 2012), apresenta fortes gradientes verticais de temperatura, vapor d'água e momento. Nesta camada a rugosidade da superfície, velocidade de fricção do vento são forçantes responsáveis pelo comportamento do perfil de vento, acima desta camada é dominado por parâmetros como Coriolis, baroclinicidade, cisalhamento do vento (BRÜMMER, 1991).

A CLS pode ser dividida em 2 subcamadas: **1)** Subcamada Inercial (SI) onde aplica-se a Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov (TSMO), localizada na altura de $3h$, onde h é altura do dossel florestal. **2)** Subcamada Rugosa (SR) região mais baixa da CLS e fortemente influenciada pelo dossel florestal (CELLIER; BRUNET, 1992; GARRATT, 1994). O esquema da subdivisão da CLS é apresentado na figura 2, onde d é o deslocamento do plano zero, z_0 a rugosidade aerodinâmica e z_* é a altura da SR obtida de forma empírica.

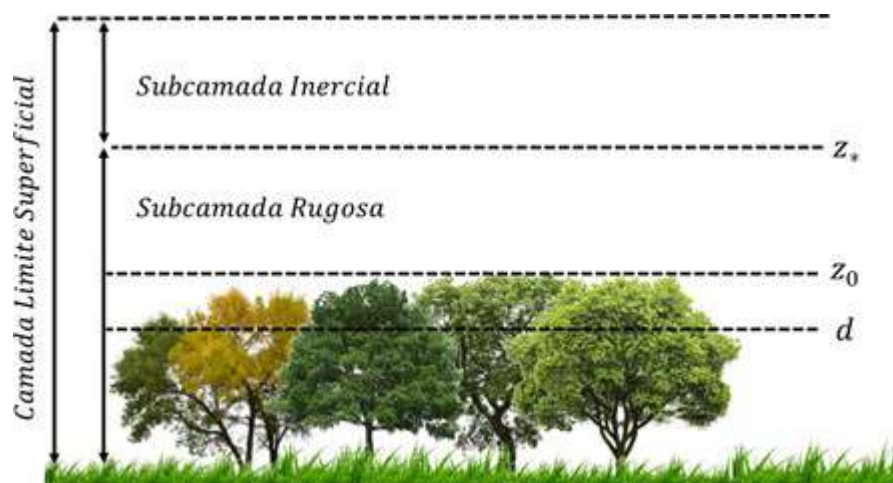


Figura 2 – Esquema de subdivisão da CLS para uma cobertura florestal.
 Fonte: Adaptado de Raupach e Legg (1984)

Na parte inferior da CLS, sobre uma camada florestal ou urbana, pode ocorrer o aparecimento de uma subcamada rugosa tendo influência predominante do arrasto aerodinâmico. Sua existência está intimamente ligada aos elementos rugosos existentes na superfície quando ocorre sobre uma camada homogênea, tal região é ignorada (ARYA, 2001).

O escoamento que se desenvolve dentro e acima de uma camada florestal é de elevada complexidade e configura a caracterização da turbulência na SR como um problema bastante atual da micrometeorologia. A presença do dossel modifica diretamente a estrutura da turbulência (SHAW; PEREIRA, 1982; CELLIER; BRUNET, 1992; FINNIGAN, 2000).

A turbulência na SR é caracterizada pela presença de estruturas coerentes próximas ao dossel (FINNIGAN; SHAW, 2000; SHAW *et al.*, 2006), diferindo bastante das características de uma camada inercial. De acordo com Raupach *et al.* (1996) Na SR a maioria das relações da TSMO falham, pois além das variáveis clássicas, existem variáveis difíceis de prever como a disposição espacial das árvores, distribuição das folhagens, até a flexibilidade dos caules e copas influenciarão no

desenvolvimento da SR (GARRATT, 1980; SÁ; PACHÊCO, 2006; FOKEN *et al.*, 2012; DIAS-JÚNIOR *et al.*, 2013; ARNQVIST; BERGSTRÖM, 2015; SANTANA *et al.*, 2018), De acordo com Högström (1996) as relações fluxo-gradiente da TSMO seriam válidas para regiões bem acima de regiões rugosas.

A ZE é uma camada com turbulência intermitente localizada no topo da CLA, nesta região encontramos uma transição entre as condições médias da CLA e da AL, segundo Nieuwstadt e Duynkerke (1996) existem intensos gradientes verticais da velocidade do vento, temperatura e umidade na ZE. A profundidade da ZE é inversamente proporcional a amplitude da inversão térmica, ou seja, é mais “fina” na presença de uma forte inversão térmica que cobre a camada limite.

A CM é caracterizada por uma forte turbulência que contribui na mistura das parcelas de ar, isso se aplica a grandezas como temperatura potencial, momento e velocidade do vento. Uma camada de ar bem misturada tem propriedades uniformes e na CM não é diferente, principalmente na direção vertical

1.1.2 Camada Limite Estável (CLE)

A formação da CLE ocorre devido ao resfriamento radiativo (infravermelho) da superfície terrestre que se inicia pouco antes do pôr-do-sol, evidenciado pelo fluxo negativo de calor sensível e o resfriamento ocasionado pelo transporte turbulento de calor. A CLE é menor e menos difusiva comparada a CLC (GARRATT, 1994). O saldo positivo de Energia Cinética Turbulenta (TKE) da CLE é influenciado apenas pela produção de cisalhamento, logo a turbulência é bastante sensível à estratificação estável (WYNGAARD, 2010), apresentando um desenvolvimento de turbulência intermitente, ou seja, que não apresenta continuidade no espaço e nem no tempo.

A CLE pode ser classificada de duas formas (MALHI, 1995; OHYA *et al.*, 1997; MAHRT, 1998): **1)** Fracamente Estável que ocorre na presença de ventos intensos e/ou quando o resfriamento da superfície é mais lento devido a uma cobertura de nuvens, **2)** Fortemente Estável, que ocorre na presença de ventos de menor intensidade, sem a presença de nuvens.

1.1.3 Camada Residual

A Camada Residual (CR) se estabelece acima da CLE e nem sempre é possível definir com exatidão a localização da interface entre elas (STULL, 1988), proveniente da dissipação térmica da CLC e ocorre aproximadamente meia hora antes do pôr-do-sol, originando um decaimento da convecção e redução do fluxo de calor sensível. Apresenta características convectivas, remanescentes da camada diurna. Por não existir uma fonte de alimentação para a convecção residual, a CR configura-se como uma camada neutramente estratificada, retendo boa parte dos poluentes liberados durante a fase diurna (CHEMEL; CHOLLET, 2006) podendo influenciar a concentração superficial do ciclo seguinte.

1.2 Organização da turbulência na subcamada rugosa

Na natureza grande parte dos escoamentos são turbulentos e estão presentes em atividades do cotidiano, por exemplo, a fumaça de uma chaminé, surf, rajada de vento, na água de um rio ou cachoeira. A turbulência pode ser descrita como um distúrbio caracterizado por mudanças irregulares na velocidade, direção e magnitude do vento resultante das alterações nos campos de pressão e temperatura. Vale ressaltar que a turbulência é uma característica do escoamento e não do fluido.

Até o presente momento, não existe um conceito fechado acerca da turbulência, todavia, é possível elencar algumas características comuns no escoamento de fluidos em regime turbulento. Segundo Tennekes e Lumley. (1972), as características comuns entre escoamentos turbulentos são:

- Irregularidade (o escoamento é irregular, contando com uma imprevisibilidade espacial. É necessário salientar que, apesar desta imprevisibilidade, a turbulência conta com uma parcela determinística. Por isso não é algo caótico ou aleatório);
- Difusividade (conceito ligado a rápida mistura, elevados índices de transferência de massa, calor e momento);
- Altos números de Reynolds (na transição de um escoamento laminar para turbulento, nota-se um aumento significativo no número de Reynolds, superando o valor crítico onde as instabilidades são o prelúdio da transição entre regimes);
- Dissipação (os escoamentos turbulentos são altamente dissipativos, necessitando de abastecimento de energia para o balanço das perdas viscosas);
- A turbulência é um fenômeno contínuo, de forma que, mesmo ocorrendo em escalas menores é regido pelas equações da mecânica dos fluidos.

De acordo com Stull (1988) a turbulência pode ser visualizada como vários redemoinhos de tamanhos diferentes sobrepostos uns aos outros e as forças relativas a estes redemoinhos, em diferentes escalas, definem o espectro turbulento. É fato que elementos presentes na superfície como, tipo de solo, tipos de vegetação ou topografia modificam a estrutura da CLA e a própria turbulência é a responsável pela resposta à alteração dos forçantes da superfície.

O estudo da turbulência e de escoamentos turbulentos é de suma importância, justamente pela variedade de aplicações em engenharia e a recorrência deste tipo

de escoamento na natureza, está ligada a processos de transporte de matéria, de momento, processos de troca de calor, dispersão de poluentes, transporte de fluidos por dutos, combustão, dentre outros. Se a turbulência fosse completamente aleatória, provavelmente os métodos estatísticos apresentariam uma solução completa, se fosse puramente determinística, os métodos computacionais alcançariam a solução final (FERZIGER, 1996).

A floresta tem forte influência sobre a turbulência desenvolvida em camadas próximas, principalmente na SR e mesmo contando com vastos estudos, existe uma questão importante acerca do papel da floresta amazônica na transferência de momento da atmosfera para superfície nas trocas que ocorrem na interface floresta-atmosfera. Segundo Robinson (1991) a instabilidade em escoamentos turbulentos é evidenciada no aparecimento de um ponto de inflexão nos perfis de vento, tal instabilidade está relacionada a estruturas coerentes semelhantes a rolos com baixa dissipação. De acordo com Dias-Júnior *et al.* (2013) estruturas coerentes estão intimamente ligadas a rajadas de vento que penetram o dossel de florestas altas que ocorrem com frequência específica.

A necessidade de compreender as trocas que ocorrem na interface floresta-atmosfera fomentou diversos estudos nas últimas décadas (THOM *et al.*, 1975; RAUPACH; THOM, 1981; ANDREAE *et al.*, 1988; RAUPACH, 1988; GARSTANG *et al.*, 1990; VISWANADHAM *et al.*, 1990; KAIMAL; FINNIGAN, 1994; FISCH, 1996; CULF *et al.*, 1999; SÁ; PACHÊCO, 2006; ZERI; Sá L., 2011; WANG *et al.*, 2016; DIAS-JÚNIOR *et al.*, 2017b). O escoamento acima e abaixo de dosséis florestados, apresenta características complexas devido a existência de uma série de subcamadas nesta região (BOSVELD *et al.*, 1999; MAHRT *et al.*, 2000).

Segundo Raupach *et al.* (1996), os momentos estatísticos da turbulência que desenvolve-se imediatamente acima de florestas são diferentes de uma camada inercial. Em condições térmicas próximas da neutralidade o perfil da velocidade

média do vento tem caráter logarítmico com a altura, assim o escoamento em regiões bem acima da copa florestal ($z \geq 3h$) apresenta propriedades de uma subcamada inercial onde o desvio padrão da velocidade do vento horizontal (σ_u) e vertical (σ_w), normalizados pela velocidade de fricção (u_*) apresentam valores em torno de 2.5 e 1.5, respectivamente (GARRATT, 1994). O valor do coeficiente de correlação entre a velocidade horizontal e vertical do vento (r_{uw}) na camada inercial gira em torno de - 0.32. Entretanto, próximo à copa das árvores, os valores de σ_u diminui de 2,5 para 2, σ_w apresenta valores próximos de 1,1 e r_{uw} gira em torno de - 0,5. As Skewness de u e w (Sk_u e Sk_w , respectivamente) são modificadas pela profundidade do dossel, onde os valores de Sk_u são frequentemente positivos e Sk_w são frequentemente negativos, indicando que os eventos turbulentos mais fortes que ocorrem dentro do dossel florestal são dominados por intrusões de ar.

1.3 Modelagem da Turbulência

Inicialmente o estudo dos escoamentos turbulentos era puramente experimental, utilizando túneis de vento (DRYDEN, 1939; SILVERSTEIN; BECKER, 1939; CLAUSER, 1954) ou em campanhas experimentais (KAIMAL *et al.*, 1972; CHAMPAGNE *et al.*, 1977; CUXART *et al.*, 2000; CUXART *et al.*, 2002; BANTA *et al.*, 2002). Contudo, dado ao elevado custo financeiro e as dificuldades operacionais para obtenção de um grande volume de dados, além da confiabilidade dos dados medidos, os métodos computacionais se tornaram grandes aliados no estudo da turbulência. Segundo Stull (1988), é possível estudar a turbulência utilizando um modelo matemático, porém este modelo precisa simular o escoamento turbulento de uma atmosfera real além de fornecer amostras satisfatórias das estatísticas da turbulência. De acordo com Bardina *et al.* (1980) existem seis categorias de abordagens para a previsão da evolução de um regime turbulento:

- A Primeira é aplicada a regimes de escoamentos mais simples, tais quais podem ser representados por alguns parâmetros apenas. Utiliza correlações semelhantes às utilizadas para obtenção do fator de atrito em função do número de Reynold ou o número de Nusselt. Não é um método computacional;
- A Segunda busca a redução do problema a uma ou mais equações ordinárias, utilizando equações integrais que podem ser derivadas das equações que descrevem o movimento quando integradas em uma ou mais coordenadas;
- A Terceira é conhecida como fechamento de um ponto que produz um conjunto de equações diferenciais parciais conhecidas como equações de Navier-Stokes com média de Reynolds ou, simplesmente, RANS;
- A Quarta é utilizada para turbulência homogênea, é conhecida como fechamento de dois pontos. Utiliza equações para a correlação das componentes da velocidade do vento em dois pontos espaciais ou, de forma mais acentuada, a transformada de Fourier destas equações;
- A Quinta é a Simulação Numérica Direta (em inglês Direct Numerical Simulation - DNS), neste método todas as equações que descrevem o escoamento turbulento são resolvidas, para todas as escalas do escoamento;
- A Sexta é a Simulação de Grandes Turbilhões (em inglês Large Eddy Simulation - LES) é um método intermediário, resolve as maiores escalas e parametriza as menores escalas do escoamento turbulento.

Segundo Ferziger *et al.* (2002) a abordagem mais precisa para a simulação da turbulência seria o DNS, afinal as equações de Navier-Stokes são resolvidas na íntegra sem médias ou aproximações, salvo discretizações numéricas em que os erros podem ser estimados e controlados. Para garantir que todas as escalas sejam resolvidas o domínio computacional deve englobar o maior vórtice presente no escoamento e a grade necessita ter resolução suficiente para resolver o menor vórtice. O custo computacional para a utilização do DNS é altíssimo e quanto maior o

domínio computacional, maior esse custo. Assim, dada a limitação computacional e a complexidade dos escoamentos atmosféricos, o LES aparece como uma alternativa interessante no estudo de escoamentos mais complexos, pois apenas uma parte das escalas é resolvida e o restante é parametrizada (MOENG; SULLIVAN, 2015).

1.3.1 Large-Eddy Simulation (LES)

O escoamento turbulento é composto por vórtices com uma ampla escala de comprimento e tempo, geralmente os movimentos em maiores escalas são mais energéticos se comparados com escalas menores. É plausível inferir que resolvendo as maiores escalas seria possível resolver parte importante do escoamento. De acordo com Kolmogorov (1941) para números de Reynolds suficientemente altos, o escoamento turbulento nas menores escalas é estatisticamente isotrópico, ou seja, tem uma maior universalidade e isto é conhecido como hipótese de isotropia local de Kolmogorov.

Desde a década de 1970, o modelo LES tem sido cada vez mais empregado no estudo da CLA a elevados números de Reynolds. O modelo LES foi proposto inicialmente por Smagorinsky *et al.* (1965) e os primeiros estudos foram realizados por Lilly (1967) e Deardorff (1970, 1974) que contavam com uma grade “grosseira”, com resolução do ponto de grade em torno de 100 m. Com o avanço do poderio computacional, os trabalhos passaram a contar com maior resolução em suas grades, na faixa de 1 a 10 m (RAASCH; FRANKE, 2011; SULLIVAN; PATTON, 2011), ou ainda menores (DAVIDSON, 2009; SULLIVAN *et al.*, 2016; MARONGA; BOSVELD, 2017; MARONGA; REUDER, 2017).

A escolha da grade computacional é de suma importância, afinal qualquer vórtice menor que o filtro escolhido não será resolvido e sim parametrizado, por exemplo, para uma CLE, onde os vórtices dominantes são menores, a escolha de um

domínio com alta resolução na grade é a melhor abordagem a se seguir. (MOENG; SULLIVAN, 2015).

Os modelos LES resolvem as equações tridimensionais prognósticas, ou seja, traçam a evolução temporal de temperatura, umidade, momento e de grandezas escalares. Por princípio, este tipo de simulação é regido por uma separação de escalas onde tudo que for maior que a grade escolhida será resolvido de forma implícita e o que for menor será totalmente parametrizado de acordo com um modelo de escala sub-grade (SGS). De acordo com Heus *et al.* (2010), a escolha da largura do filtro deve ser feita de forma que 90% da energia da turbulência seja resolvida.

1.3.2 Parallelized Large-Eddy Simulation Model (PALM)

PALM é um modelo meteorológico baseado nas equações de Navier-Stokes em sua forma não hidrostática, filtrada e aproximada de Boussinesq (MARONGA *et al.*, 2015). O modelo conta com seis quantidades prognósticas: as componentes espaciais da velocidade (u , v e w), temperatura potencial (θ), conteúdo total de água (q_{ve}), energia cinética turbulenta na escala de sub-grade (SGS-TKE) e escalares passivos (s). As equações de Navier-Stokes para conservação da massa, energia e umidade aproximadas na forma de Boussinesq e filtradas para a aplicação sobre a grade computacional são:

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} = -\frac{\partial u_i u_j}{\partial x_j} - \varepsilon_{ijk} f_j u_k + \varepsilon_{i3j} f_3 u_{g,j} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \pi^*}{\partial x_i} + g \frac{\theta_v - \langle \theta_v \rangle}{\langle \theta_v \rangle} \delta_{i3} - \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\overline{u_i'' u_j''} - \frac{2}{3} e \delta_{ij} \right), \quad (1)$$

$$\frac{\partial u_j}{\partial x_j} = 0, \quad (2)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial u_j \theta}{\partial x_j} - \frac{\partial}{\partial x_j} (\overline{u_j'' \theta''}) - \frac{L_V}{c_p \Pi} \Psi_{q_v}, \quad (3)$$

$$\frac{\partial q_v}{\partial t} = -\frac{\partial u_j q_v}{\partial x_j} - \frac{\partial}{\partial x_j} (\overline{u_j'' q_v''}) + \Psi_{q_v}, \quad (4)$$

$$\frac{\partial s}{\partial t} = -\frac{\partial u_j s}{\partial x_j} - \frac{\partial}{\partial x_j} (\overline{u_j'' s''}) + \Psi_s, \quad (5)$$

os índices i, j, k podem assumir os valores de 1 a 3, u_i representa as três componentes da velocidade (u, v e w , respectivamente) localizadas no espaço x_i (x, y e z , respectivamente), t é o tempo. f_i é o parâmetro de Coriolis, $u_{g,k}$ são as componentes geostróficas da velocidade do vento, θ_v é a temperatura potencial virtual ρ_o é a densidade do ar seco C_p é o calor específico do ar seco a pressão constante, p^* é a pressão de perturbação, a modificação da pressão de perturbação é dada por: $\Pi^* = p^* + 2/3 \rho_o e$, a energia cinética turbulenta de sub-grade (SGS-TKE) é representada por: ' e ', Ψ_s e Ψ_{q_v} são os termos de fonte/sumidouro para o escalar passivo e a umidade específica, respectivamente, L_v é o calor latente de vaporização.

Como o nome sugere, o PALM opera em modo paralelo e divide o domínio em subdomínios atribuindo-os a cada núcleo de processamento (cores). Cada core resolve todas as equações para o subdomínio designado, a divisão ocorre horizontalmente e de forma igual (eixos x e y). Para a solução de problemas com dependência de dados locais existe a necessidade da utilização do método das diferenças finitas nas laterais dos subdomínios (MARONGA *et al.*, 2015), onde são adicionados pontos fantasmas e desta forma é possível garantir que todos os subdomínios tenham propriedades idênticas (RAASCH; SCHRÖTER, 2001).

O PALM é um modelo de código aberto baseado em Fortran construído para sistemas UNIX, um ambiente computacional mínimo faz-se necessário para utilizá-lo (mais informações: <https://palm.muk.uni-hannover.de/trac/wiki/doc/install>). A comunicação dos cores ocorre com o MPI (Message Passing Interface) (GROPP *et*

al., 1999), de forma didática é "construída" uma malha virtual de processadores que se comunicam entre si e são instruídos de acordo com a subdivisão do domínio, as instruções abrangem até a forma de compartilhamento de pontos fantasmas, permitindo uma estrutura paralela mais simples. As componentes de velocidade são resolvidas na grade de Arakawa-C escalonada, vale a pena ressaltar que no PALM 4.0 descrito em Maronga *et al.* (2015), o vapor d'água e o escalar passivo compartilhavam a mesma equação prognóstica e era vetado seu uso simultâneo, a partir de Maronga *et al.* (2020) o modelo passa a contar com equações distintas para serem adicionadas às equações de Navier-Stokes.

O modelo PALM no modo LES opera com um fechamento de ordem 1.5 pós Deardorff (1980) numa versão modificada de Moeng e Wyngaard (1988) e Saiki *et al.* (2000), por padrão um fechamento dinâmico SGS é aplicado para o fechamento da turbulência de acordo com os trabalhos de Heinz (2008) e Mokhtarpoor e Heinz (2017), assumindo que o transporte de energia dos vórtices de escalas de sub-grade é proporcional aos gradientes locais de quantidades médias resolvidas.

Uma série de modelos, que serão tratados como módulos a partir deste ponto, podem ser incorporados ao PALM e estão disponíveis para utilização nas simulações, dentre eles: modelo de aerossol (SALSA), modelo de acoplamento atmosfera-oceano, modelo de química (CHEM), modelo de clima interno (ICM), modelo de nuvem Lagrangiana (LCM), modelo de superfície (LSM), modelo de dossel florestal (PCM), modelos de radiação (RRTMG), modelo de superfície urbana (USM) e modelo de turbina eólica (WTM).

1.3.3 Implementação do Dossel Florestal no PALM

Entender o fluxo turbulento acima de florestas densas é um grande desafio, pois a vegetação influencia nas trocas de momento, energia e massa além

de acrescentar complexidade na estrutura da camada limite, principalmente na parte inferior (RAUPACH *et al.*, 1996). De acordo com Maronga *et al.* (2020) as principais características do escoamento acima de dosséis florestais não podem ser expressas simplesmente por meio do comprimento de rugosidade e fluxos de calor. O módulo de dossel florestal (do inglês, Plant Canopy Model - PCM) foi desenvolvido considerando que o arrasto, fluxos de calor, evaporação e interações floresta atmosfera são funções da altura dentro da subcamada rugosa.

O dossel atua como um sumidouro de momento devido a forças viscosas e foi modelado de acordo com Shaw e Schumann (1992) e Watanabe (2004). Esta abordagem assume que a energia cinética turbulenta de sub-grade (SGS-TKE) se dissipa no dossel (SHAW; PATTON, 2003). A força de arrasto é adicionada às equações governantes, podendo ser calculada a partir de valores de C_d , LAD e o valor da velocidade média instantânea do vento (PATTON *et al.*, 2003):

$$\bar{\mathbf{F}} = -C_d \text{LAD} |\bar{\mathbf{u}}| \bar{\mathbf{u}}, \quad (6)$$

$\bar{\mathbf{F}}$ é o efeito dinâmico resolvido líquido do dossel médio sobre o volume de grade que a floresta ocupa. Neste trabalho os 10 primeiros pontos de grade do domínio inferior corresponderão à altura do dossel florestal, C_d é o coeficiente de arrasto do dossel, LAD é a densidade de área foliar por unidade de volume. O dossel florestal atua como de fonte de calor e a radiação solar incidente é atenuada conforme interage com camadas do dossel, logo a intensidade da radiação que chegará em camadas inferiores depende do LAD (BROWN; COVEY, 1966), o cálculo do LAD em cada ponto de grade obedece a Equação 7:

$$\text{LAD}(k) = \text{LAD}(k-1) + d_z(k) * \text{LAD_vertical_gradient}, \quad (7)$$

k é o nível acima do solo e assume valores de 1 a 10 ($k=1$ simboliza parte inferior onde o LAD (em m^2/m^4) é aproximadamente zero e $k=10$ o topo do dossel),

representa gradiente da densidade de área foliar e d_z é a diferença em metros entre o níveis consecutivos. Para as simulações diurnas o d_z tem valor constante de 4 m e para simulações noturnas 2 m.

2 Materiais e Métodos

2.1 Sítios e Dados Experimentais

Os dados experimentais, coletados nas torres micrometeorológicas, utilizados tanto para a inicialização quanto para a validação das simulações serão listados na Tabela 1. Além disso, os dados de radiossonda do site do ATTO (DIAS-JÚNIOR *et al.*, 2019) também foram utilizados para inicializar as simulações.

Os dados experimentais do site da ATTO foram coletados em novembro de 2015 como parte da IOP-I (campanha intensiva) na Reserva de Desenvolvimento Sustentável Uatumã (RDSU) (DIAS-JÚNIOR *et al.*, 2019). O Projeto de pesquisa ATTO é uma cooperação entre pesquisadores do Brasil e da Alemanha (<https://www.attoproject.org/>). O Projeto foi concebido em prol de um melhor entendimento das questões climáticas, ecológicas, biogeoquímicas e hidrológicas da Amazônia como uma entidade regional, mas sob a perspectiva da mudança climática global. O site da ATTO está localizado 150 km ao nordeste de Manaus, AM, Brasil, entre $2^{\circ}27' - 2^{\circ}4'S$ e $54^{\circ}10' - 58^{\circ}4'W$ (DIAS-JÚNIOR *et al.*, 2019). Desde 2011, uma torre de 80 m ($02^{\circ}08.647'S$, $58^{\circ}59.992'W$) tem sido utilizada para medições dentro e acima da copa das árvores. Em 2015, a torre principal de 325 m ($02^{\circ}08.752'S$, $59^{\circ}00.335'W$) foi erguida (ANDREAE *et al.*, 2015). As torres estão a 670 m de distância. Descrições completas da instrumentação micrometeorológica podem ser encontradas em Dias-Júnior *et al.* (2019). A figura 3 mostra a localização do local da ATTO e das duas torres sobre as quais os instrumentos micrometeorológicos foram instalados.

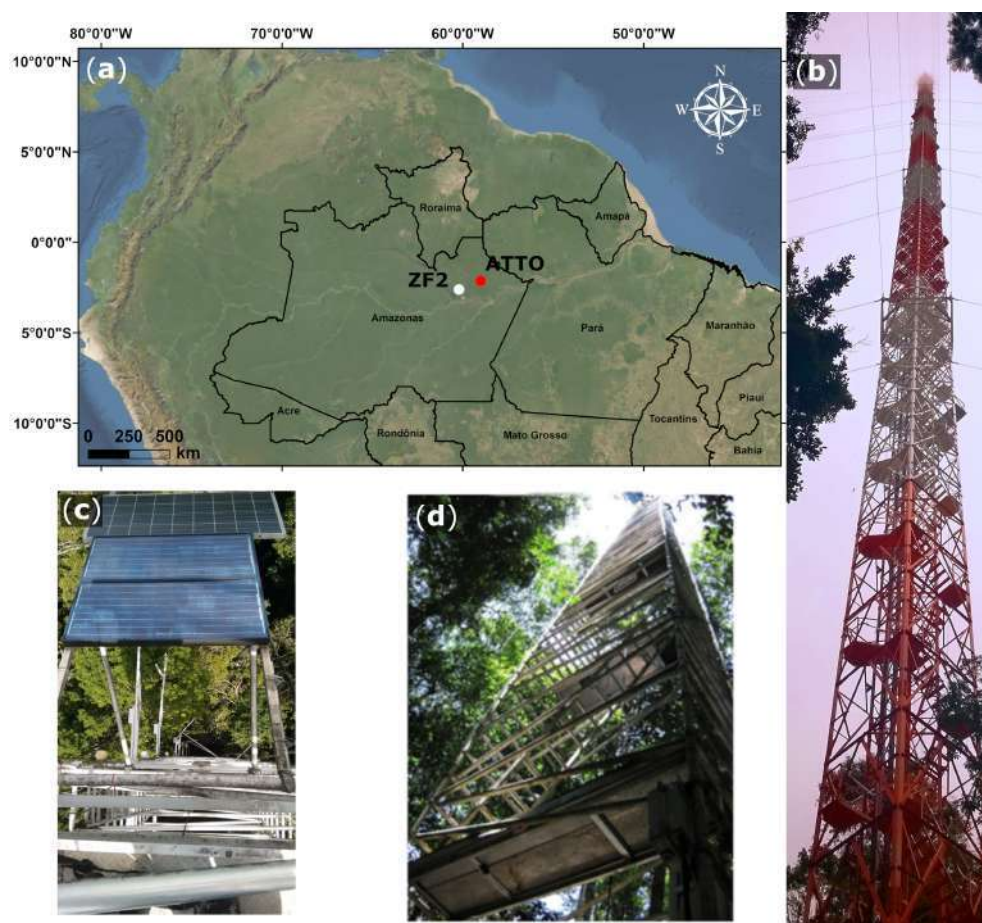


Figura 3 – (a) Localização dos sítios experimentais da ZF2 e ATTO; (b) Vista do solo da torre do ATTO de 325 m; (c) Vista do topo da torre da ZF2; (d) Vista do solo da torre do ATTO de 80 m.

Até à data, não há perfil de densidade de área foliar (LAD) disponível para o site da ATTO. Portanto, neste trabalho, o perfil médio da LAD mostrado em Marques-Filho *et al.* (2005) para a Reserva de Cuieiras (ZF2) foi utilizado. A ZF2 está localizada 60 km a noroeste da cidade de Manaus (02.36° S, 60.12° W) e aproximadamente 140 km das torres da ATTO, cobrindo uma área de aproximadamente 22.700 ha de floresta tropical densa, terra firme e úmida, típica da Amazônia central (MARQUES-FILHO *et al.*, 2005). Os dados ZF2 utilizados

aqui foram coletados durante o projeto GoAmazon 2014/15 (FUENTES *et al.*, 2016).

Como tanto a ZF2 quanto a ATTO estão localizadas no Estado do Amazonas e apresentam florestas com características aerodinâmicas semelhantes e espacialmente homogêneas, utilizou-se um índice de área foliar igual a $LAI = 6,1 \text{ m}^2/\text{m}^2$ para representar a cobertura florestal da região (MARQUES-FILHO *et al.*, 2005). A altura média da copa foi definida com base no local onde o LAD, $a(z)$, se aproxima de zero, $h_c = 40 \text{ m}$ (ver Tabela 1).

Para assegurar a confiabilidade das simulações, os perfis estatísticos obtidos com o PALM foram confrontados com dados experimentais coletados nas instalações da ATTO e ZF2. Os dados oriundos da ZF2 apresentam maior número de medições dentro do dossel florestal (Tabela 1), enquanto dados do sítio do ATTO dispõem de mais níveis acima do dossel. Para traçarmos um quadro comparativo mais completo acerca das estatísticas nas regiões florestais amazônicas no interior e na interface floresta-atmosfera os dados dos dois locais foram utilizados. Sabe-se que ambos os sítios experimentais estão localizados em planaltos. A torre ZF2 fica em uma colina com 50 m de altura. As torres ATTO estão localizadas em uma colina com 70 m de altura (CHAMECKI *et al.*, 2020). A altura do dossel nos locais ZF2 e ATTO foi estimada em 35 m (FUENTES *et al.*, 2016) e 37 m (OLIVEIRA *et al.*, 2018), respectivamente.

Tabela 1 – Variáveis, alturas de medição, instrumentos e frequência de medida usados nos sítios experimentais da ZF2 e do ATTO.

Variáveis	Altura a.g.l. (m) e Instrumentos	Frequência de Medida (Hz)
	Torre ZF2	
	1.5, 7.0, 13.5, 18.4, 21.1, 24.5, 31.6, 34.9, 40.4 and 48.2 (CSAT3, Campbell Scientific Inc.)	20
	Torre do ATTO - 80 m	
	14, 40 and 55 (CSAT3, Campbell Scientific Inc.)	
velocidade do vento componentes (u, v, w)	21 (Irgason, Campbell Scientific Inc.)	10
	81 (Windmaster, Gill Instruments Limited)	
	Torre do ATTO - 325 m	
	150 (CSAT3, Campbell Scientific Inc.)	10 and 20
	325 (Irgason, Campbell Scientific Inc.)	
	Torre do ATTO - 80 m	
Temperatura do ar e umidade relativa	0.4, 1.5, 4.0, 12.0, 26.0, 36.0, 40.0, 55.0, 73.0 and 81.0 Termohygrometer (CS215, Rotronic Measurement Solutions, UK)	1/60

2.2 Estrutura da Copa Florestal e Descrição do Modelo

A versão do PALM utilizada nas simulações foi desenvolvida por Raasch e Schröter (2001) e modificada por Maronga *et al.* (2015, 2020). O modelo foi desenvolvido pelo Instituto de Meteorologia e Climatologia da Universidade Leibniz, Hannover, Alemanha. De forma geral, os modelos LES são baseados na média espacial das flutuações turbulentas, que podem ser divididas em grandes e pequenos

vórtices utilizando uma função de filtro especificada (POPE; POPE, 2000). Os vórtices de grande escala são então resolvidos diretamente, enquanto os de pequena escala são parametrizados (para mais detalhes sobre as equações básicas de governo do PALM, ver Maronga *et al.* (2015, 2020)). As equações para a conservação de massa, energia e umidade são filtradas no tamanho da grade, e os processos de difusão molecular e radiação são negligenciados. A discretização no tempo é obtida através do esquema Runge-Kutta de terceira ordem (WILLIAMSON, 1980). Os passos de tempo das simulações foram fixados em 1,0 s.

A força de arrasto implementada no PALM é semelhante à executada por Shaw e Schumann (SHAW; SCHUMANN, 1992) e foi calculada através dos C_d , LAD, velocidade do vento escalar resolvida ($|\bar{\mathbf{u}}|$) e vetor de velocidade resolvida ($\bar{\mathbf{u}}$) nas direções x, y, z (PATTON *et al.*, 2003):

$$\bar{\mathbf{F}} = -C_d LA |\bar{\mathbf{u}}|\bar{\mathbf{u}}. \quad (8)$$

Esta força é implementada no módulo dossel florestal (PCM, sigla em inglês para Plant Canopy Model) do PALM. O módulo PCM trata as árvores como um sumidouro de momento devido à ação de forças viscosas, como proposto por Shaw e Schumann (1992) e Watanabe (2004). Esta abordagem pressupõe que a Energia Cinética Turbulenta de Sub-grade (SGS-TKE, sigla em inglês para SubGrid-Scale Turbulent Kinetic Energy) é dissipada no interior do dossel florestal (SHAW; PATTON, 2003), outras parametrizações para estimar a força de arrasto imposta pela copa das árvores podem ser encontradas em Chen *et al.* (2019).

Sabe-se que a radiação solar é atenuada ao adentrar a copa das árvores, a intensidade desta atenuação dependerá da LAD e o dossel atuará como fonte de calor (BROWN; COVEY, 1966). Os parâmetros relacionados à implementação do dossel e do domínio computacional para as simulações diurnas e noturnas são mostrados na Tabela 2.

Tabela 2 – Parâmetros de entrada do modelo.

Variável	Símbolo	Diurna	Noturna
		Valor	Valor
Domínio horizontal (km)	Lx, Ly	4.0×4.0	0.6×0.6
Altura do domínio (km)	Lz	1.6	0.6
Resolução da grade (m)	dx, dy, dz	$20 \times 20 \times 4$	$4 \times 4 \times 4$
Time step (s)	dt	1.0	1.0
Altura da copa (m)	h	40	40
Índice de área foliar	LAI	6.1	6.1
Temperatura da superfície (K)	θ	302.38	302.92
Umidade (g/kg)	q	18.45	20.13
Fluxo de calor sensível na copa (K/s)	$cthf$	0.1	-0.0287
Fonte de escalar na superfície (ppm/s)	Qs_0	2	2
tempo de spin up (s)	-	10,800	10,800
Tempo total de simulação (s)	-	14,400	14,400
Coefficiente de arrasto do dossel	C_d	0.15	0.0201

Foram realizadas duas simulações diurnas e duas simulações noturnas, divididas em diferentes condições de vento, uma condição de vento fraco e outra de vento forte. Sabe-se que condições de vento fracas são muito comuns acima da floresta amazônica (SANTANA *et al.*, 2018), enquanto na presença de sistemas convectivos a velocidade do vento aumenta (DIAS-JÚNIOR *et al.*, 2017b). Devido ao objetivo do trabalho, uma fonte de escalar passivo foi implementada na região inferior do domínio computacional, no interior da floresta. Foi implementado um fluxo semelhante ao realizado por Kanani-Sühring e Raasch (2015).

2.3 Condições Iniciais e de Contorno

- Simulações Diurnas

Nesta condição, limites e os forçantes externos foram escolhidos para gerar uma camada limite característica de um período de convecção matinal amazônica. Geralmente, o sensível fluxo turbulento de calor é baixo e a estabilidade é próxima

à neutralidade. Para este fim, foram utilizados perfis médios experimentais, correspondentes à hora local 0800-0900, obtidos através de anemômetros sônicos e radiossondas no período de 11 a 25 de novembro de 2015 (ATTO IOP-I). Estes dados foram introduzidos no modelo como condições iniciais (Tabela 1). Os perfis verticais iniciais dos componentes horizontais de velocidade do vento foram considerados iguais aos valores dos componentes geostróficos do vento. Os perfis verticais iniciais da temperatura potencial virtual (θ_v) e do vapor de água (q) foram desenvolvidos para criar uma camada mista (CM). A figura 4 mostra a primeira e última hora dos perfis verticais simulados de velocidade do vento horizontal (U); θ_v e q .

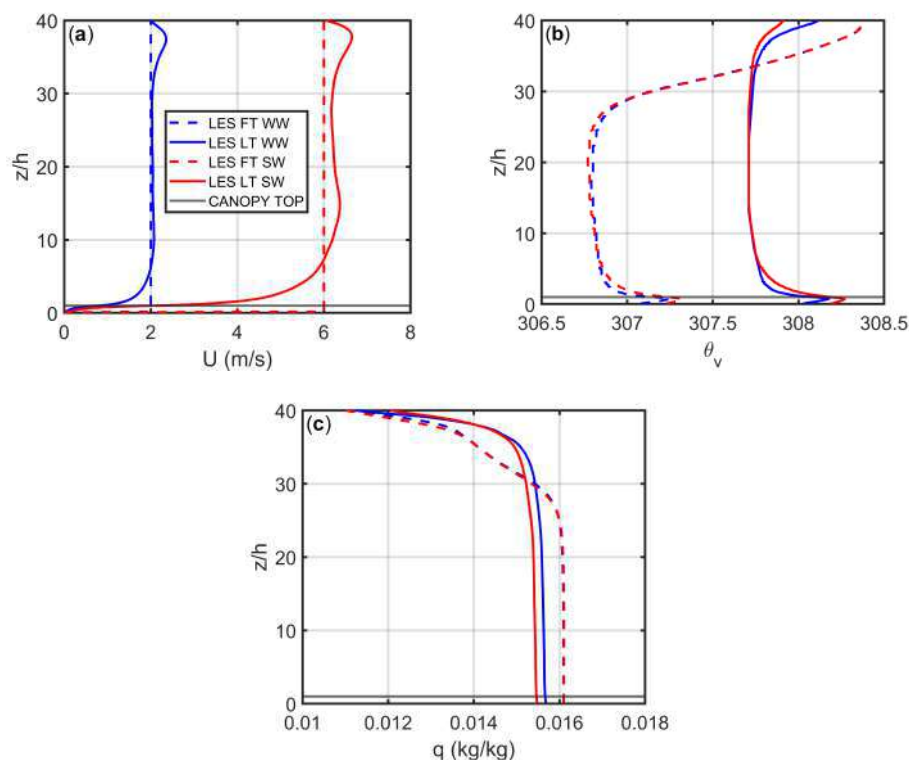


Figura 4 – Perfis iniciais para uma camada convectiva de: **(a)** Velocidade do vento médio (U); **(b)** Temperatura potencial virtual (θ_v); **(c)** Umidade (q). FT LES WW e FT LES SW são os perfis médios da primeira hora simulada para as condições WW and SW, respectivamente. LT LES WW e LT LES SW são os perfis médios da última hora de simulação para as condições WW and SW, respectivamente

- Simulações Noturnas

Semelhantemente às simulações diurnas, foram realizadas simulações noturnas para os regimes de vento forte e fraco. Devido a complexidade para simular uma camada limite noturna, para distinção entre regimes de vento utilizou-se do valor da velocidade do vento média na interface floresta-atmosfera (U_{h*}), desta forma o regime de vento fraco foi implementado com a compilação de perfis de ventos inferiores a $U_{h*} = 1.52m/s$ e o regime de vento forte, as noites que apresentaram valores superiores na altura da copa florestal. Os perfis verticais iniciais

da temperatura potencial virtual (θ_v) e do vapor de água (q) foram desenvolvidos para criar uma camada mista (CM). A Figura 5 mostra a primeira e última hora dos perfis verticais simulados de velocidade do vento horizontal (U); θ_v e q . Nota-se que os perfis de U , θ_v e q da primeira e última hora para a simulação WW (linhas azuis) são bastante similares. Contudo, para a simulação SW esses perfis foram relativamente diferentes, ou seja, a maior velocidade do vento para a simulação SW (Fig. 5a) produz uma camada mais misturada, onde os gradientes de θ_v e q são menores (Fig. 5b,c). No entanto, chama-se atenção para a dificuldade que o LES apresenta em simular um adequado perfil de temperatura para a CLN. Para essas condições espera-se que o valor mínimo de temperatura esteja próximo da interface floresta-atmosfera.

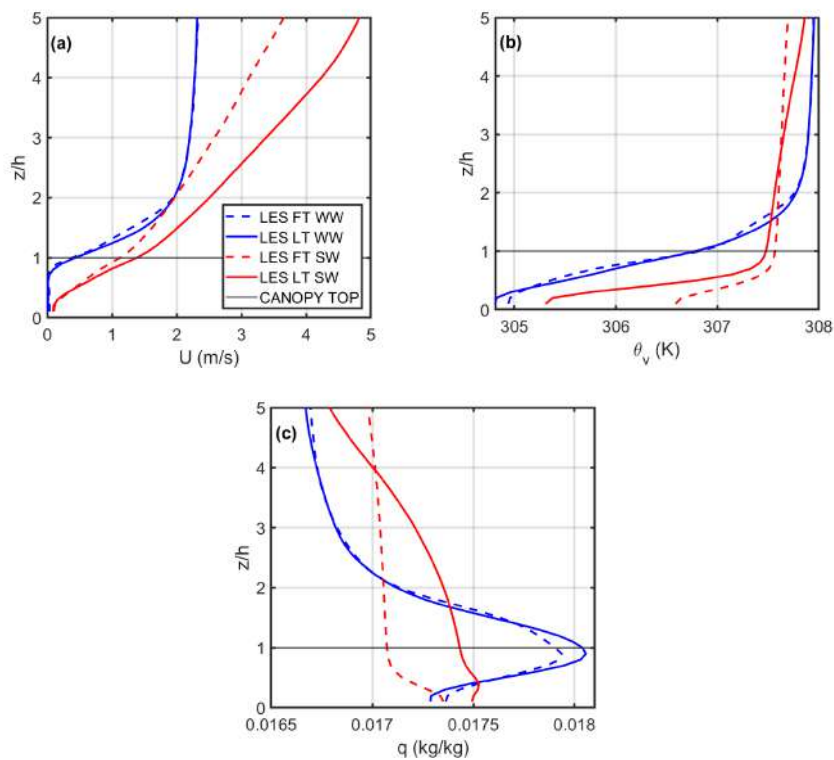


Figura 5 – Perfis iniciais sob condições noturnas de: **(a)** Velocidade do vento médio (U); **(b)** Temperatura potencial virtual (θ_v); **(c)** Umidade (q). FT LES WW e FT LES SW são os perfis médios da primeira hora simulada para as condições WW and SW, respectivamente. LT LES WW e LT LES SW são os perfis médios da última hora de simulação para as condições WW and SW, respectivamente

3 Resultados e Discussão

De forma didática, separaremos a sessão de resultados em duas partes menores, simulações diurnas e noturnas. Serão analisados perfis verticais da velocidade do vento, bem como faremos um comparativo das estatísticas da turbulência dos dados experimentais e dados provenientes das simulações computacionais. Em seguida, será apresentada a concentração do escalar dentro e acima da copa das árvores para as duas condições simuladas.

3.1 Simulações Diurnas

A comparação dos perfis simulados com os perfis experimentais de Santana *et al.* (2018) obtidos nos sítios experimentais amazônicos (ATTO e ZF2), descritos na seção 2, é mostrada nas Figuras 6a-d. Os valores U simulados pelo PALM na copa das árvores (não mostrados) são $0,7$ e $2,5 \text{ ms}^{-1}$ nas condições WW e SW, respectivamente.

- *Perfis Simulados e Experimentais*

Os perfis U medidos e simulados foram normalizados pela velocidade do vento na copa das árvores, U_h e são apresentados na Figura 6a. O desvio padrão da componente de velocidade do vento no sentido do fluxo (σ_u) e o desvio padrão do componente de velocidade do vento vertical (σ_w), ambos normalizado pela velocidade de atrito (u_*) calculado no topo da copa das árvores foram representados na Figura 6b,c. O fluxos de momento cinemático ($\langle u'w' \rangle$) normalizados por u_*^2 foram representados na Figura 6d. A altura de medição (z) foi normalizada pela altura da copa das árvores (h). As principais características observadas tanto para

perfis experimentais como simulados foram: (i) perfis de velocidade do vento U/U_h mostraram um ponto de inflexão próximo à interface floresta-atmosfera, com forte atenuação na intensidade do vento abaixo de $1,0 h$. Os pontos de inflexão são uma característica peculiar dos perfis de vento nas regiões florestais (RAUPACH *et al.*, 1996; FINNIGAN, 2000; DIAS-JÚNIOR *et al.*, 2013; SOUZA *et al.*, 2016); (ii) σ_u/u_* , σ_w/u_{*w} e $\langle u'w' \rangle / u_*^2$ perfis também diminuem rapidamente com o aumento da profundidade do dossel. Raupach *et al.* (1996) também observou que os valores de $\langle u'w' \rangle / u_*^2$ tendem a zero perto do solo em resposta à absorção quase completa do momento horizontal pela copa das árvores (DIAS-JÚNIOR *et al.*, 2015; RAUPACH *et al.*, 1996; SANTANA *et al.*, 2018).

Observa-se também que os perfis experimentais e simulados U/U_h (Figura 6a) apresentam um comportamento semelhante entre as alturas $0,6$ e $1,0 z/h$ e ligeiras diferenças nas regiões acima e abaixo desta faixa de altura. O mesmo é válido para perfis de $\langle u'w'w' \rangle / u_*^2$. Acima da floresta, o comportamento dos perfis de vento normalizados simulados e medidos são diferentes. Na copa das árvores, os perfis medidos mostram gradientes de velocidade mais acentuados na condição WW, enquanto os perfis LES são mais acentuados em perfis SW. A diferença no gradiente de velocidade do vento no topo da copa das árvores pode sugerir diferenças na escala de comprimento de corte no topo da copa das árvores e a característica das estruturas coerentes geradas na interface floresta-atmosfera.

O perfil normalizado do fluxo de momento experimental e simulado próximo ao solo, $z/h < 0,5$, mostra uma pequena diferença para os casos SW e uma grande diferença para os casos WW. A diferença nos casos de WW pode ser explicada com a influência da estrutura submesa na estrutura de turbulência dentro da copa das árvores (OLIVEIRA *et al.*, 2018). Acima do dossel, os perfis do PALM são semelhantes para as condições de WW e SW. Os perfis medidos de $(\langle u'w' \rangle / u_*^2)$ mostram um comportamento decrescente com altura no caso SW e

um comportamento crescente com altura no caso WW. O primeiro é explicado com o enfraquecimento dos vórtices coerentes que se afastam da copa das árvores, enquanto o segundo é explicado considerando a influência dos processos de baixa frequência no fluxo.

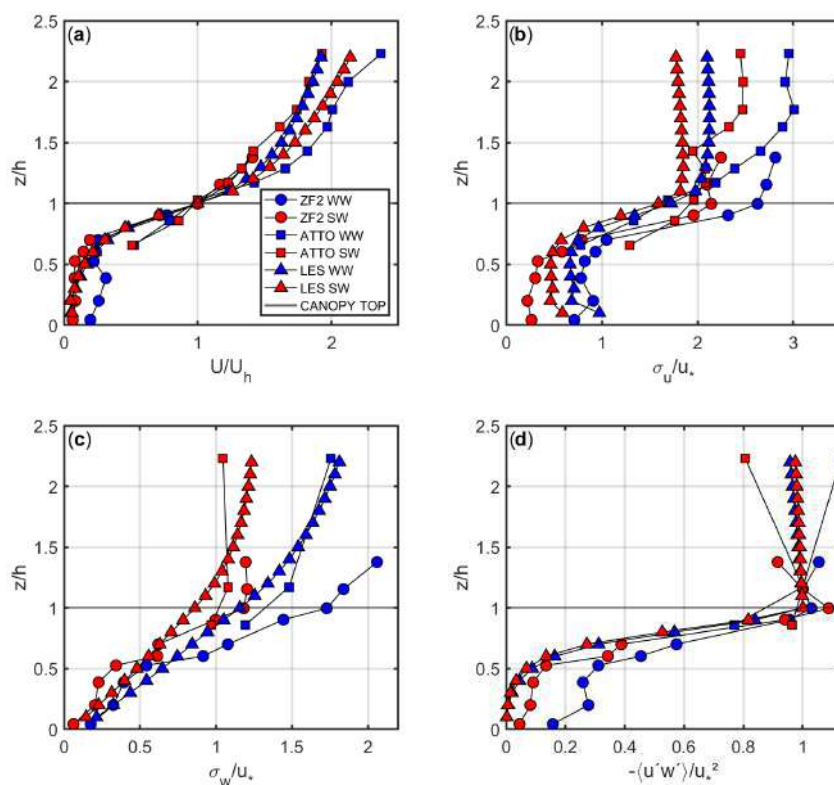


Figura 6 – Perfis normalizados de: **a)** Velocidade do vento médio (U/U_h); **b)** O desvio padrão do vento na direção do fluxo (σ_u/u_*); **c)** O desvio padrão da velocidade do vento vertical (σ_w/u_*); **d)** O fluxo de momento cinemático ($\langle u'w' \rangle / u_*^2$). U_h é a velocidade do vento calculada no topo do dossel, onde h é a altura do dossel florestal, u_* é a velocidade de fricção, calculada na altura do dossel. A linha preta em $z/h = 1$ indica a altura normalizada do dossel

Os perfis experimentais e simulados de σ_u e σ_w mostram um bom acordo na região compreendida entre o solo e $0,6 z/h$. Acima desta altura, os valores

simulados de σ_w/u_* são ligeiramente subestimados em comparação com os valores experimentais. Sendo evidente tanto na condição WW quanto em SW.

O comportamento semelhante entre os perfis simulados e experimentais demonstra que o modelo é capaz de representar bem as características do fluxo dentro e acima do dossel da floresta. Santana *et al.* (2018) observaram que os redemoinhos raramente penetram em regiões mais profundas da floresta. Desta forma, uma camada de ar é formada do solo até uma altura de $0,5 z/h$ que se comporta de forma desacoplada das porções superiores, dentro e acima da copa das árvores. Este resultado da segmentação do comportamento do perfil parece bem representado nos resultados simulados, especialmente para as simulações em condições de WW.

A Figura 7a,b mostra os perfis da variância da componente de velocidade do vento vertical (σ_w^2) e a concentração escalar passiva (s), respectivamente. Observa-se que para a condição SW, os valores do perfil σ_w^2 dentro e acima da floresta são maiores do que para a condição WW, ou seja, valores mais altos de valores mais altos de σ_w^2 estão associados com a intensidade da turbulência. Além disso, o perfil escalar para o estado SW mostra um gradiente menor entre as regiões dentro e acima da floresta da copa das árvores em comparação com o estado WW, o que denota uma maior capacidade de remoção de escalares do interior da floresta durante a condição SW. Entre o solo e aproximadamente $0,4 z/h$, a maior concentração escalar está associada à condição WW. Entretanto, a $0,4 z/h$ para cima, ocorreu uma inversão, ou seja, a maior concentração escalar foi associada com a condição SW. Este resultado indica que a maior turbulência (ventos fortes) estava associada à maior eficiência na remoção do escalar do solo para níveis mais altos. Kanani-Sühring e Raasch (2015), usando PALM, mostraram que o LAI e a velocidade do vento influenciam a concentração escalar dentro da floresta. Seus resultados mostraram que o aumento do LAI e a diminuição da velocidade do vento

tendem a aumentar a concentração de escalar dentro da floresta devido ao fraco cisalhamento vertical do vento e, conseqüentemente, a menor eficiência de mistura turbulenta. Os resultados aqui apresentados também mostram que em condições de menor velocidade do vento o escalar tende a acumular-se em porções inferiores do dossel florestal.

O perfil σ_w^2 mostra que a intensidade turbulenta dentro da floresta é maior para a condição SW. Esta diferença é mais pronunciada acima de $0,4 z/h$, demonstrando a presença de uma camada de ar com comportamento distinto da porção inferior (SANTANA *et al.*, 2018) e a menor eficiência na mistura turbulenta para a condição WW.

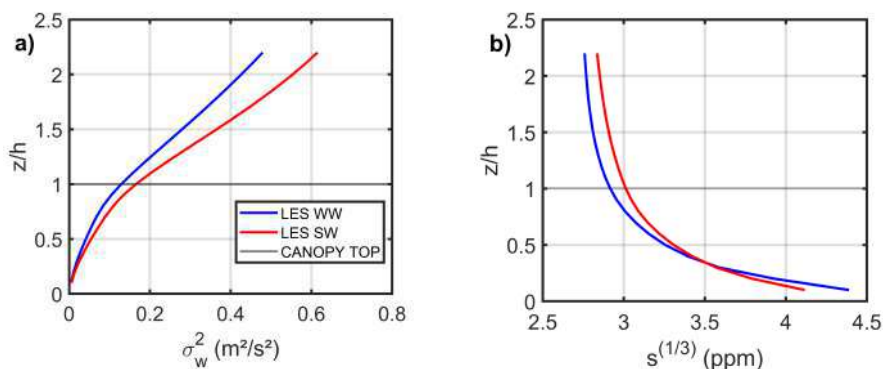


Figura 7 – Perfis verticais de: (a) Variância da velocidade do vento vertical (σ_w^2) (b) Concentração de escalar passivo (s). A linha horizontal em $z/h = 1$ representa a altura da copa das árvores.

- Temperatura e Escalar Passivo, Dentro e Acima do Dossel Florestal

A Figura 8a,b mostra as seções verticais do campo instantâneo de θ_v para as condições WW e SW, respectivamente. Observe que os valores mais altos de temperatura são encontrados próximo da copa das árvores em ambas as condições de vento, onde o LAD é maior. Pode-se observar que a região dentro da copa das

árvores apresenta um valor de temperatura maior e mais uniforme na condição SW comparado à condição WW. Acima da copa das árvores, a condição SW apresenta "plumas" com temperaturas mais altas. Estas plumas são responsáveis pela presença de uma atividade turbulenta mais significativa acima da copa das árvores, tornando a mistura turbulenta mais eficiente.

Poggi *et al.* (2004) demonstraram que a região mais baixa da floresta é dominada por pequenos e fracos redemoinhos. Ao mesmo tempo, eles enfatizaram que a copa das árvores é bastante influenciada pela turbulenta atividade acima dela (DWYER *et al.*, 1997). Em ambas as simulações realizadas neste trabalho, o modelo foi capaz de reproduzir a penetração dos redemoinhos turbulentos dentro da copa das árvores, especialmente para a condição SW. Outra questão destacada é a recirculação dentro da floresta, como descrito por Cassiani *et al.* (2008). O fluxo dentro da copa das árvores, promovido pela drenagem (TOTA *et al.*, 2012), tende a uniformizar o campo de temperatura.

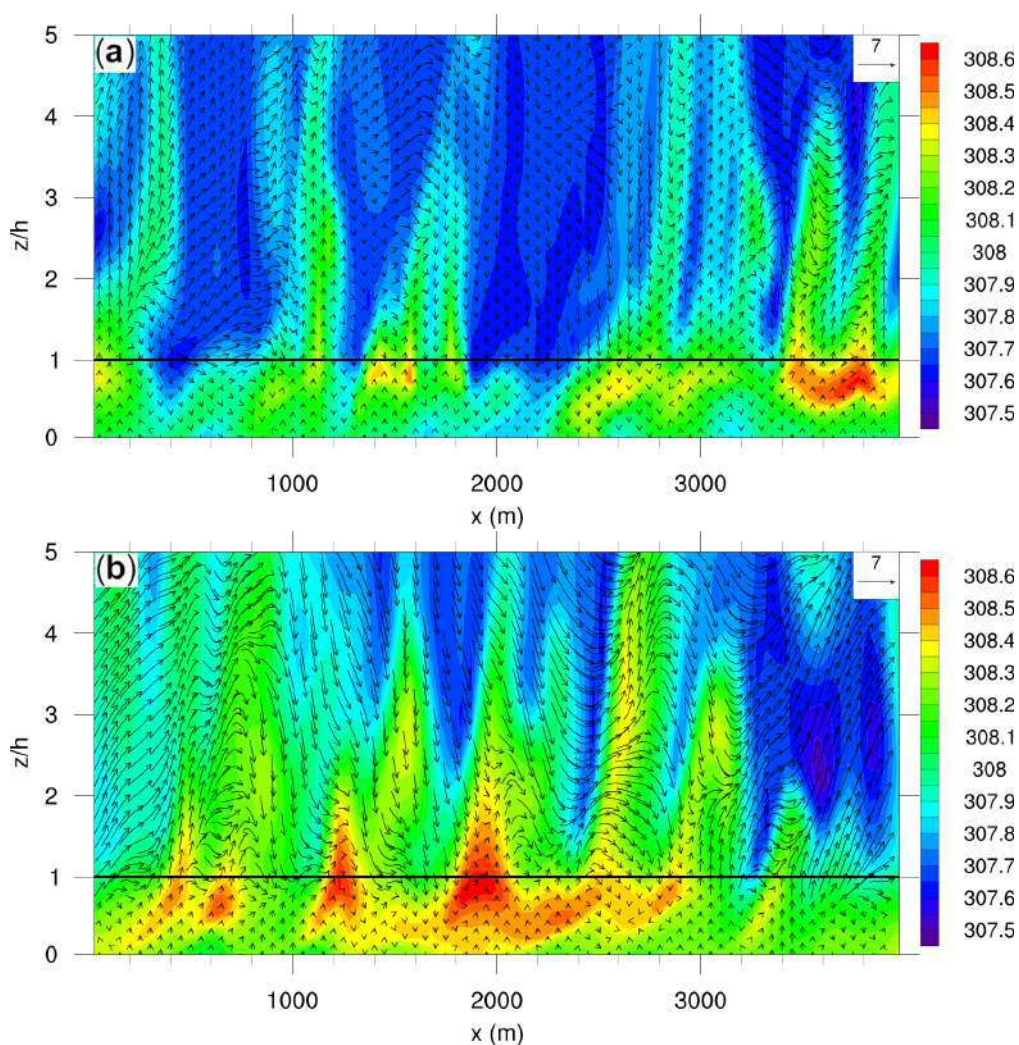


Figura 8 – Plano xz da temperatura potencial virtual (θ_v): (a) para a condição de vento fraco; (b) para a condição de vento forte. A escala de cores representa os valores de θ_v em Kelvin. A linha horizontal representa a altura da copa florestal. As alturas (z) são normalizadas pela altura da copa (h). A posição de corte é no centro do domínio horizontal, em 2000 m.

A figura 9a,b mostra o plano zx do campo de concentração escalar passivo para as condições WW e SW, respectivamente. Observe que as maiores concentrações do escalar estão localizadas na região inferior da floresta, para ambas as condições de vento, um resultado já esperado, afinal uma fonte de escalar passivo

foi implementada nesta região. Comparando os resultados para ambas as condições de vento, pode-se observar que a região dentro da copa das árvores apresenta uma menor concentração de escalares na condição de SW. Também, para o caso do vento forte, pode-se observar na região acima da copa das árvores ocorrem plumas com maiores concentrações escalares em comparação com a condição WW. Além disso, pode-se observar que as plumas formadas na condição de vento forte são mais eficientes tanto na promoção de maior mistura quanto na remoção da escalar do interior da floresta. Esta eficiência promove uma diminuição no gradiente entre as regiões dentro e acima da copa das árvores, como mostrado na Figura 9b.

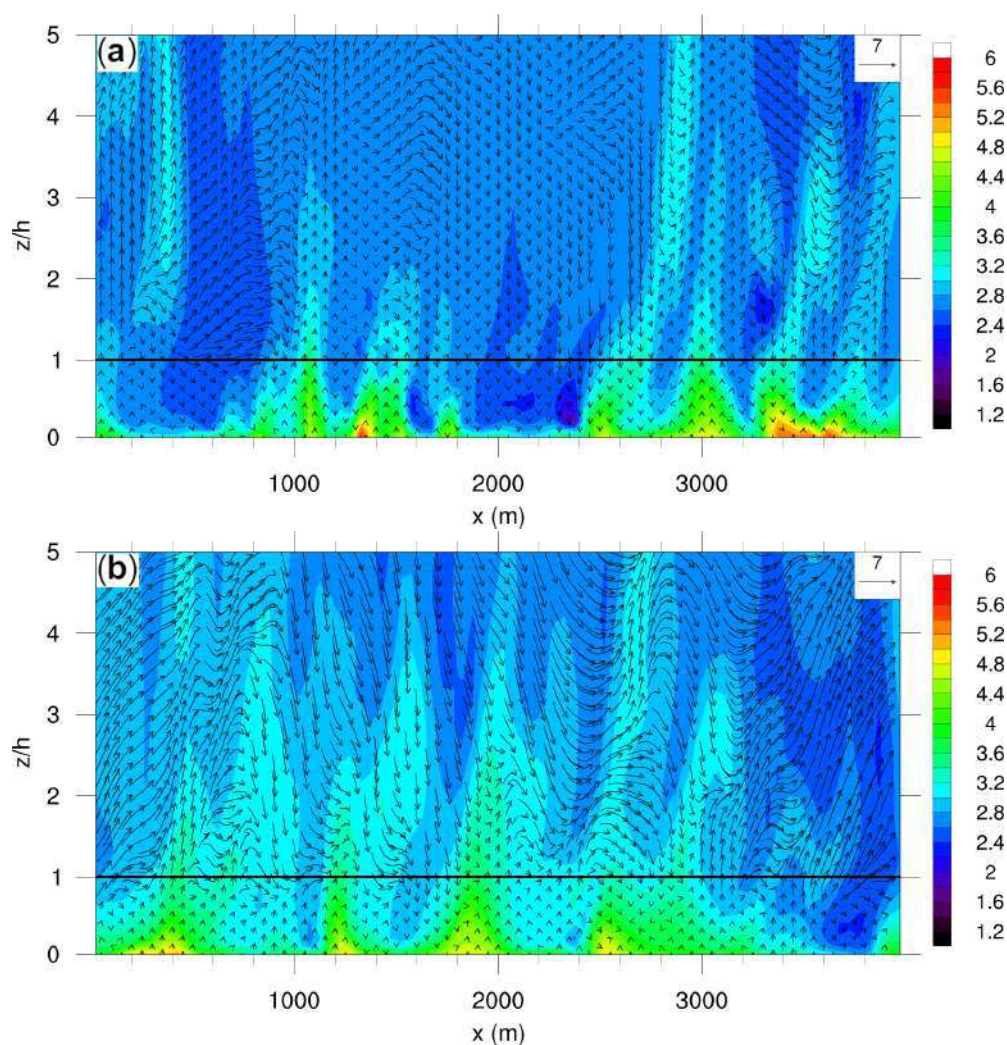


Figura 9 – Plano xz da concentração de escalar passivo simulado (s): (a) para a condição de vento fraco; (b) para a condição de vento forte. A escala de cores representa os valores de $s^{1/3}$ em ppm. A linha horizontal representa a altura da copa florestal. As alturas (z) são normalizadas pela altura da copa (h). A posição de corte é no centro do domínio horizontal, em 2000 m.

3.2 Simulações Noturnas

Para simulações noturnas, os resultados dos perfis experimentais de Santana *et al.* (2018) foram comparados com a média dos perfis de torres igualmente espaçadas no domínio computacional (MEAN LES) para maior representatividade das estruturas observadas, nas condições WW e SW (Fig 10).

- *Perfis Simulados e Experimentais*

A Figura 10a mostra os perfis experimentais e simulados de U para o período noturno para as condições WW e SW, ambos normalizados pela velocidade do vento na copa das árvores (U_h). O desvio padrão da componente horizontal e vertical da velocidade do vento (σ_u) e (σ_w), são mostrados na Figura 10b,c. Ambos σ_u e σ_w foram normalizados pela velocidade de fricção (u_*), calculada no topo do dossel florestal. Os fluxos de momento cinemático ($\langle u'w' \rangle$), normalizados por u_*^2 são apresentados na Figura 10d. A altura de medição (z) foi normalizada pela altura do dossel florestal (h).

Na Figura 10a observa-se que os perfis de U/U_h simulado e experimental apresentam características semelhantes dentro e acima da floresta para ambas as simulações (SW e WW). Como era de se esperar a velocidade do vento sofre uma acentuada redução no interior do dossel florestal, apresentando um ponto de inflexão na interface floresta atmosfera, característica comum para perfis de vento em regiões de floresta, similar ao observado para a simulação diurna (Fig. 4a). Para a simulação de vento forte o ponto de inflexão não é tão nítido quanto para a simulação de vento fraco, talvez a escala U_h , não seja adequada para essa condição.

Os valores de σ_u , σ_w e $\langle u'w' \rangle$, simulados para ambas as condições de vento fraco e forte, diminuem a medida que o escoamento adentra o interior do

dossel, similar ao observado experimentalmente. Para a simulação SW os valores de σ_u , σ_w giraram em torno de 1,7 e 1,2, respectivamente, dentro da subcamada rugosa (entre 1h e 1,5 h para a CLN, Mortarini *et al.* (2022)). Esses valores foram próximos dos obtidos experimentalmente. Nota-se ainda que os perfis simulados de σ_u/u^* , σ_w/u^* apresentam uma forma similar aos experimentais, mas estão levemente superestimado para SW. Para a simulação WS os perfis simulados são mais complexos, ou seja, em algumas regiões eles estão superestimados em outras subestimados. Foi possível constatar que os valores experimentais foram bastante similares aos valores simulados.

De forma geral, Diferente do que foi observado para a camada diurna, é possível notar que para a CLN as grandezas turbulentas simuladas não apresentaram valores tão próximos dos valores obtidos experimentalmente. Contudo, a forma/padrão dos perfis simulados são muito similares a forma dos perfis experimentais.

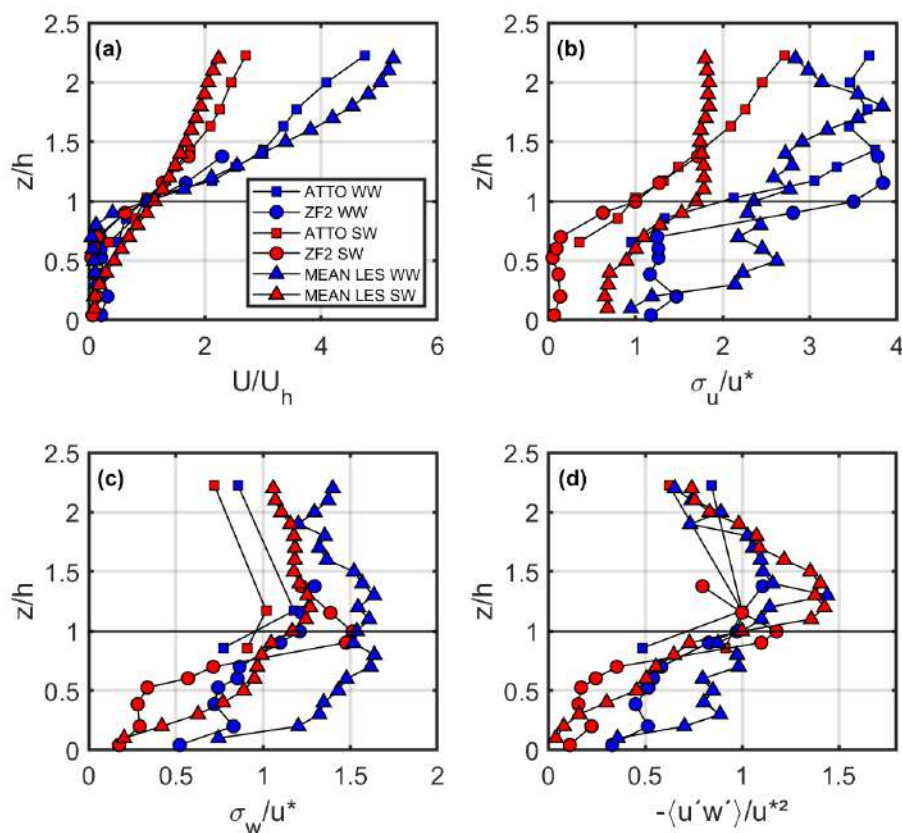


Figura 10 – Perfis noturnos normalizados de: **a)** Velocidade do vento médio (U/U_h); **b)** O desvio padrão do vento na direção do fluxo (σ_u/u_*); **c)** O desvio padrão da velocidade do vento vertical (σ_w/u_*); **d)** O fluxo de momento cinemático ($\langle u'w' \rangle / u_*^2$). U_h é a velocidade do vento calculada no topo do dossel, onde h é a altura do dossel florestal, u_* é a velocidade de fricção, calculada na altura do dossel. A linha preta em $z/h = 1$ indica a altura normalizada do dossel

De forma análoga às simulações diurnas, na Fig. 11a temos o perfil de σ_w^2 . Para a condição SW há uma maior intensidade turbulenta no interior e nas camadas acima da floresta, como era de se esperar. Esta diferença é mais pronunciada acima de $0.3 z/h$ de forma semelhante a condição SW diurna. Na condição WW ocorre algo semelhante a condição diurna, observando-se uma menor eficiência na mistura

turbulenta. Como resposta ao comportamento do perfil de σ_w^2 , os dados provenientes das simulações apontam uma menor concentração de escalar passivo para a condição de SW no interior do dossel (Fig. 11b), a partir $0.7 z/h$ há uma inversão das curvas. Contudo, diferentemente da condição diurna, durante a noite a diferença entre os valores de σ_w^2 e $s^{(1/3)}$ entre as duas simulações foram bem maiores. Provavelmente essas diferenças estão associadas a situações de uma camada fortemente estável (vento fraco) e uma camada fracamente estável (vento forte), conforme também observado no trabalho de Cava *et al.* (2022).

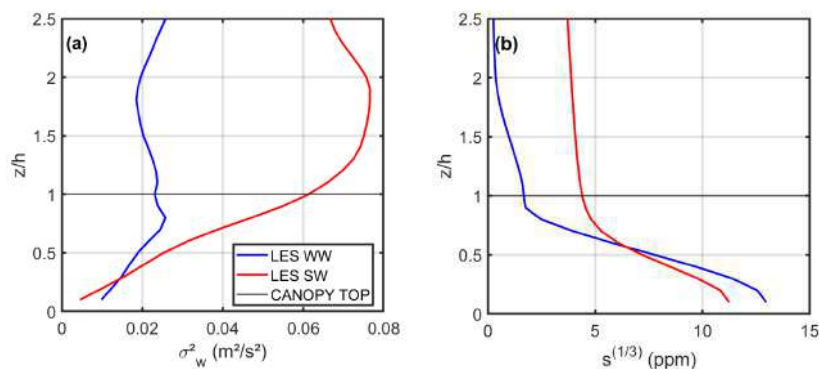


Figura 11 – Perfis verticais noturnos de: (a) Variância da velocidade do vento vertical (σ_w^2) (b) Concentração de escalar passivo (s). A linha horizontal em $z/h = 1$ representa a altura da copa das árvores.

- Temperatura e Escalar Passivo, Dentro e Acima do Dossel Florestal Durante a Noite

As figuras 12a,b mostram os planos zx da concentração de escalar passivo para as condições noturnas de WW e SW, respectivamente. Observe que, semelhantemente às simulações diurnas, as maiores concentrações de escalar passivo foram encontradas na região inferior da floresta, independente do regime de vento. Ao compararmos as simulações diurnas e noturnas, apesar de comportamento semelhante entre elas, as simulações noturnas detêm maior concentração de escalar

passivo próximo ao chão. Isso é explicado pela maior estabilidade atmosférica e pelo vento mais fraco. Independentemente do regime de vento, a maior eficiência na retirada do escalar passivo do interior da floresta ocorre quando simulamos uma camada limite convectiva e uma eficiência inferior numa camada limite noturna.

Na Figura 13 temos as seções verticais do campo instantâneo da temperatura virtual para simulação noturna de vento fraco (Fig. 13a) e vento forte (Fig. 13b). Como esperado, observamos que para o regime de vento forte estruturas que denotam maior mistura e menores gradientes ao compararmos com a simulação de vento fraco. Na Fig 13a podemos notar a formação de uma camada limite estável bem definida onde a temperatura tem valores crescentes conforme afasta-se do solo. Vale a pena ressaltar que o modelo apresentou problemas em simular o campo de temperatura para as simulações noturnas, pois espera-se que os menores valores sejam observados na interface floresta-atmosfera devido a perda radiativa ou inversão do fluxo de calor na copa florestal e não próximo ao chão.

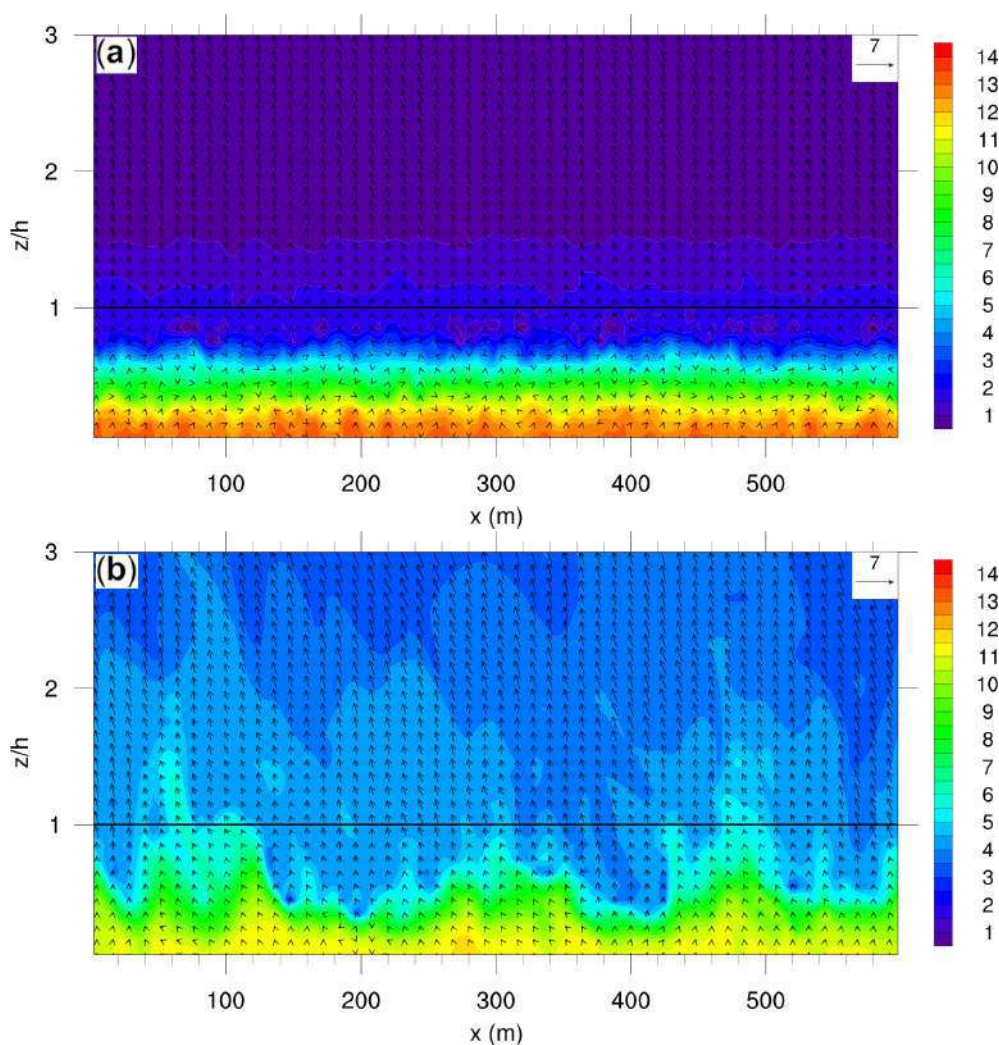


Figura 12 – Plano xz da concentração de escalar passivo (s): (a) para a condição de vento fraco; (b) para a condição de vento forte. A escala de cores representa os valores de $s^{1/3}$ em ppm. A linha horizontal representa a altura da copa florestal. As alturas (z) são normalizadas pela altura da copa (h). A posição de corte é no centro do domínio horizontal, em 300 m.

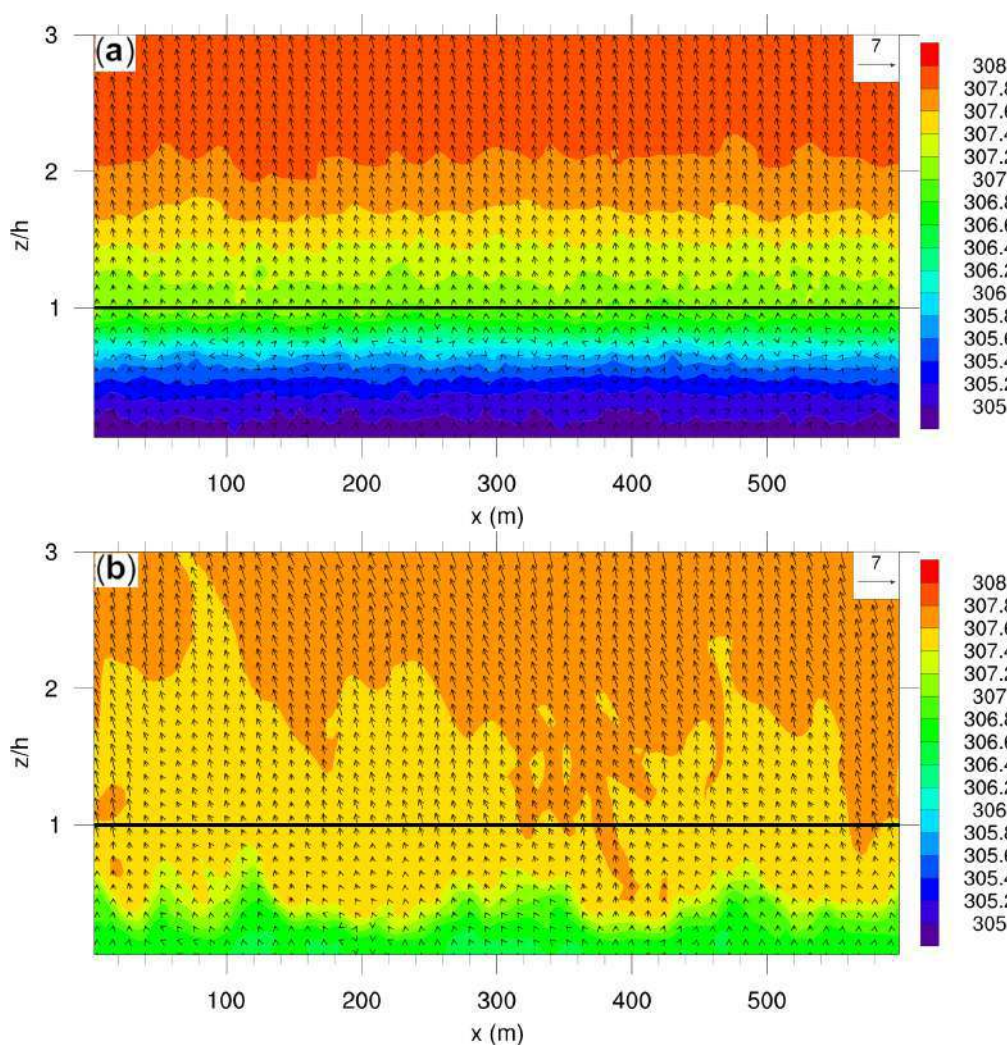


Figura 13 – Plano xz da temperatura potencial virtual (θ_v): (a) para a condição de vento fraco; (b) para a condição de vento forte. A escala de cores representa os valores de θ_v em Kelvin. A linha horizontal representa a altura da copa florestal. As alturas (z) são normalizadas pela altura da copa (h). A posição de corte é no centro do domínio horizontal, em 300 m.

4 Conclusão

Neste trabalho, investigou-se o transporte de um escalar passivo através do modelo PALM para a floresta amazônica sob duas condições de vento: fraco e forte em uma camada convectiva e uma camada noturna. Os resultados mostraram que o modelo foi capaz de reproduzir bem o comportamento do fluxo dentro e acima de um dossel da floresta. Para as simulações diurnas, os perfis médios de vento, desvio padrão e fluxo cinemático apresentaram uma comparação satisfatória com os respectivos resultados experimentais aproximando-se bastante dos dados experimentais. Nas simulações noturnas, foi possível obter características e comportamento próximos dos dados experimentais, mas faz-se necessário uma investigação mais aprofundada acerca do modelo para afinar tais resultados, afinal o modelo apresentou dificuldade em representar os campos instantâneos de temperatura para uma camada noturna .

As características similares dos perfis de σ_w^2 diurnos e noturnos, sob a mesma condição de vento, mostram que o desenvolvimento da turbulência, apesar de ser afetado pelo regime de estabilidade empregado, mantém uma das principais características investigadas nesse trabalho: a sua eficiência na retirada do escalar passivo das camadas inferiores do dossel florestal. De forma mais geral, para simulações diurnas e noturnas, é bem verdade que o aumento do cisalhamento vertical do vento promove a diminuição do gradiente escalar entre as regiões dentro e acima da copa das árvores.

Para situações de vento fraco e baixa intensidade de turbulência, as simulações destacaram a dissociação da parte inferior da copa da floresta amazônica da atmosfera imediatamente acima. Este resultado é confirmado por vários estudos experimentais. Entretanto, para situações de ventos fortes e intensa atividade turbulenta, uma situação muito comum na presença de nuvens convectivas, o transporte


escalar do interior para o topo da copa das árvores aumenta consideravelmente, indicando um acoplamento efetivo entre o fluxo dentro e acima da copa das árvores acima, e assim reduzindo o gradiente escalar.

Como recomendações de trabalhos futuros, propomos:

- Um estudo aprofundado das funcionalidades e código fonte do modelo PALM para o desenvolvimento de uma abordagem mais precisa no estudo da camada limite noturna, com melhor representação espacial e temporal das estatísticas da turbulência;
- Investigar qual a influencia da evapotranspiração, chuva e savanização da floresta Amazônica, bem como outros agentes externos no transporte de escalares;
- Implementar o transporte de escalares ativos, bem como o estudo de BVOCs na região amazônica.

Article

Simulation of the Scalar Transport above and within the Amazon Forest Canopy

Edivaldo M. Serra-Neto ¹, Hardiney S. Martins ², Cléo Q. Dias-Júnior ^{1,2,*}, Raoni A. Santana ³,
Daiane V. Brondani ⁴, Antônio O. Manzi ⁵, Alessandro C. de Araújo ⁶, Paulo R. Teixeira ⁷,
Matthias Sörgel ⁸ and Luca Mortarini ⁹

¹ National Institute for Amazonian Research (INPA)—CLIAMB, Manaus 69067-375, AM, Brazil; emsn.mcl20@uea.edu.br

² Department of Physics, Federal Institute of Pará (IFPA), Belém 66093-020, PA, Brazil; hardiney.martins@ifpa.edu.br

³ Institute of Engineering and Geosciences, Federal University of Western Pará (UFOPA), Santarém 68040-255, PA, Brazil; raoni.santana@ufopa.edu.br

⁴ National Institute for Amazonian Research (INPA)—ATTO Project, Manaus 69067-375, AM, Brazil; daiane.brondani@inpa.gov.br

⁵ National Institute for Space Research (INPE), São José dos Campos 12630-000, SP, Brazil; antonio.manzi@inpe.br

⁶ EMBRAPA Amazônia Oriental, Belém 66095-903, PA, Brazil; alessandro.araujo@embrapa.br

⁷ National Institute for Amazonian Research (INPA)—LBA, Manaus 69067-375, AM, Brazil; paulo.ricardo.teixeira@gmail.com

⁸ Atmospheric Chemistry Department, Max Planck Institute for Chemistry, 55128 Mainz, Germany; m.soergel@mpic.de

⁹ Institute of Atmospheric Sciences and Climate—CNR, 10133 Torino, Italy; l.mortarini@isac.cnr.it

* Correspondence: cleo.quaresma@ifpa.edu.br



Citation: Serra-Neto, E.M.; Martins, H.S.; Dias-Júnior, C.Q.; Santana, R.A.; Brondani, D.V.; Manzi, A.O.; de Araújo, A.C.; Teixeira, P.R.; Sörgel, M.; Mortarini, L. Simulation of the Scalar Transport above and within the Amazon Forest Canopy. *Atmosphere* **2021**, *12*, 1631. <https://doi.org/10.3390/atmos12121631>

Academic Editor: Jan-Peter Schulz

Received: 30 October 2021

Accepted: 30 November 2021

Published: 7 December 2021

Publisher's Note: MDPI stays neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.



Copyright: © 2021 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

Abstract: The parallelized large-eddy simulation model (PALM) was used to understand better the turbulent exchanges of a passive scalar above and within a forested region located in the central Amazon. Weak (2 ms^{-1}) and strong (6 ms^{-1}) wind conditions were simulated. A passive scalar source was introduced to the forest floor for both simulations. The simulations reproduced the main characteristics of the turbulent flow and of the passive scalar transport between the forest and the atmosphere. Noteworthy, strong and weak wind conditions presented different turbulence structures that drove different patterns of scalar exchange both within and above the forest. These results show how passive scalar concentration is influenced by the wind speed at the canopy top. Additionally, higher wind speeds are related to stronger sweep and ejection regimes, generating more intense plumes that are able to reduce the passive scalar concentration inside the forest canopy. This work was the first that used PALM to investigate scalar transport between the Amazon rainforest and the atmosphere.

Keywords: Amazon forest; turbulent exchange; large-eddy simulation; passive scalar

1. Introduction

The turbulent transport of energy and matter, within and just above forest canopies (roughness sublayer), is very complex in such a way that Monin–Obukhov’s similarity theory (MOST), one of the most successful theories for the estimation of the near-surface turbulent flows, fails within the forest roughness sublayer [1–5].

In recent decades, the scientific community has been working intensively to better understand such transport at the forest–atmosphere interface, through both experimental studies [6–11] and numerical simulations [12–18]. As a result of these works, some of the main characteristics of flows above forests, such as the Amazon forest, are already known: the presence of an inflection point in the vertical wind profile [19,20]; the existence of coherent structures in the rolls form at the forest–atmosphere interface [14,21]; the

turbulent exchange is dominated by downward sweep motions inside the canopy and by upward ejection motions above it [22]. In addition, recent studies have pointed out the non-existence of an inertial layer, where MOST is valid [23,24].

However, the scalars' exchange mechanisms (including those of passive scalars) at the forest–atmosphere interface need to be better understood. According to Warhaft's [25] definition: "A passive scalar is a diffusive contaminant in a fluid flow that is present in such a low concentration that it has no dynamical effect (such as buoyancy) on the fluid motion itself." At the forest interface, the scalar transport is very complex. Sources and sinks of scalars are present inside the canopy. The turbulent flow is influenced by topography in regions of dense forest [8], and by intermittent gusts of strong wind. Chamencki et al. [24] used data from experimental sites in central Amazonia and showed that the presence of gentle topography together with the canopy creates adverse conditions for the existence of an inertial layer. Furthermore, it is known that in the Amazon region, there are frequently convective clouds and strong downdrafts that produce intermittent situations of strong winds at the forest–atmosphere interface [26–29].

Recently, Chen et al. [17,18] made important contributions to the understanding of the role of topography in scalar transportation within and above forested regions. Chen et al. [17] used large-eddy simulations (LES) and showed that the two main paths taken by the air plots released inside the canopy towards the upper region are: (i) a "local" pathway, similar to that found on flat terrain and transported mainly by ejection events, and (ii) an "advective" pathway corresponding to parcels that travel horizontally towards the recirculation zone in the lee side of the hill, and they are transported out of the canopy by turbulence ("chimney" effect).

However, to our knowledge, few studies have taken into account the role of strong winds in the transportation of scalars inside a forest canopy and the region immediately above. Zhuang and Amiro [30] pointed out the relevant role of pressure fluctuations associated with coherent movements within a forest canopy in Camp Borden, Canada. They showed that these fluctuations result from episodes of strong wind near the top of the forest canopy and have a high correlation with the transportation of turbulent kinetic energy and momentum flux within the canopy. On the other hand, using measurements taken in the Colorado (US) mountains at five tall towers and encompassing a wide range of canopy densities, Burns et al. [31] showed as at the dense-canopy sites, soil respiration coupled with wind-sheltering resulted in CO₂ concentrations near the ground being 5–7 μmol mol⁻¹ larger than aloft, even with strong above-canopy winds.

From an experimental point of view, scalar transport has been studied by estimating the vertical profiles of scalar fluxes using cospectral [32] and eddy-covariance (EC) methodologies [33]. While the former is more precise, it cannot be operatively applied to continuous measurements at the forest–atmosphere interface. As a matter of fact, most of the knowledge about the transport of scalars over vegetated canopies comes from measurements carried out with EC in micrometeorological towers [30]. Nonetheless, the validity of this approach will depend on the representativeness of the point where the tower is located. Usually, single-point EC measurements (Eulerian measurements) above forest canopies can perform well for situations with near stationary conditions, in the absence of subsidence and advection, among other mechanisms. These conditions, however, are hardly observed during strong winds in the Amazon, and are often associated with the presence of convective clouds [26–28,34]. We also know that for very weak wind conditions, the EC technique has problems with correctly estimating turbulent fluxes [35]. Thus, for these conditions, the application of the EC technique may lead to biased estimates of scalar flows [9,36,37].

To overcome the difficulties inherent to EC measures, the scalar transport in the atmospheric boundary layer (ABL) above a forested area can be simulated through LES models. It is worth noting that using LES to simulate turbulent flow within and above forest canopies has been widely performed [14,17,18,38–43]. The parallelized large-eddy simulation model (PALM) was recently used to simulate the transport of passive scalars in

forested regions. For example, Kanani-Sühring and Raasch [15,44] used PALM to simulate the transport of a passive scalar in forest fragments. They observed an important increase in the concentration and flux of passive scalar in the lee zone of the forest, whereas further downstream above the unforested surface, scalar transport came into balance with the underlying surface conditions. They also noted that the forest density plays an important role in scalar transport and flux. Neves et al. [45] used the PALM to estimate the height of ABL above pastures and forested sites during the dry and wet seasons in the Amazon region. Carneiro et al. [46] used PALM to investigate the nocturnal boundary layer erosion in the central Amazon.

An adequate understanding of the behavior of a passive scalar in turbulent flow results in a better interpretation of how this scalar interacts with the velocity field [25]. In this work, PALM simulations were performed to represent turbulent flow within and above the Amazon forest. The main objective was to better understand the influences of different wind regimes (strong = 6 ms^{-1} and weak = 2 ms^{-1}) on scalar transport at the canopy–atmosphere interface of a horizontally homogeneous forest. The PALM simulations are compared with field data collected in two experimental sites in the Amazon region. Scalar sources or sinks were kept constant in the simulations, and the canopy aerodynamics and physiology were considered horizontally uniform. Hence, all the spatial variability of scalar concentrations was caused by the different wind regimes.

To the best of our knowledge, this was the first time that the PALM was used to investigate the transport of a passive scalar at the Amazonian forest–atmosphere interface. The novelty of this work resides in investigating the effects of wind regimes regardless of stability. Canopy flows are strongly influenced by the wind dynamics at the forest–atmosphere interface. Further, the Amazon forest is often characterized by low wind speed, but during deep convection events, strong winds develop. Hence, it is crucial to understand how the wind regimes influence the scalar transport.

2. Materials and Methods

2.1. Experimental Site and Data

The experimental data, collected in micrometeorological towers, used both for the initialization and for the validation of the simulations, are shown in Table 1. In addition, radiosonde data from ATTO site [23] were also used to initialize the simulations. The experimental data from the ATTO site were collected during November 2015 as part of the IOP-I (intensive campaign) of ATTO Project in the Uatumã Sustainable Development Reserve (USDR) [23]. The ATTO research Project is a cooperative effort between researchers from Brazil and Germany (<https://www.attoproject.org/>, accessed on 29 November 2021). The Project was designed to realize a better understanding of the climatological, ecological, biogeochemical and hydrological issues of the Amazon as a regional entity, but from the perspective of global climate change. The ATTO site is located 150 km northeast of Manaus, AM, Brazil, between $2^{\circ}27'–2^{\circ}4' \text{ S}$ and $54^{\circ}10'–58^{\circ}4' \text{ W}$ [23]. Since 2011, an 80-m scaffolding tower ($02^{\circ}08.647' \text{ S}$, $58^{\circ}59.992' \text{ W}$) at the site has been used for measurements inside and above the canopy. In 2015, the main 325-m steel lattice tower ($02^{\circ}08.752' \text{ S}$, $59^{\circ}00.335' \text{ W}$) was erected [47]. The towers are 670 m apart. Full descriptions of the micrometeorological instrumentation can be found in Dias-Junior et al. [23]. Figure 1 shows the locations of the ATTO site and both towers upon which the micrometeorological instruments were installed. ATTO data were used for both the initializations and validations of the simulations.

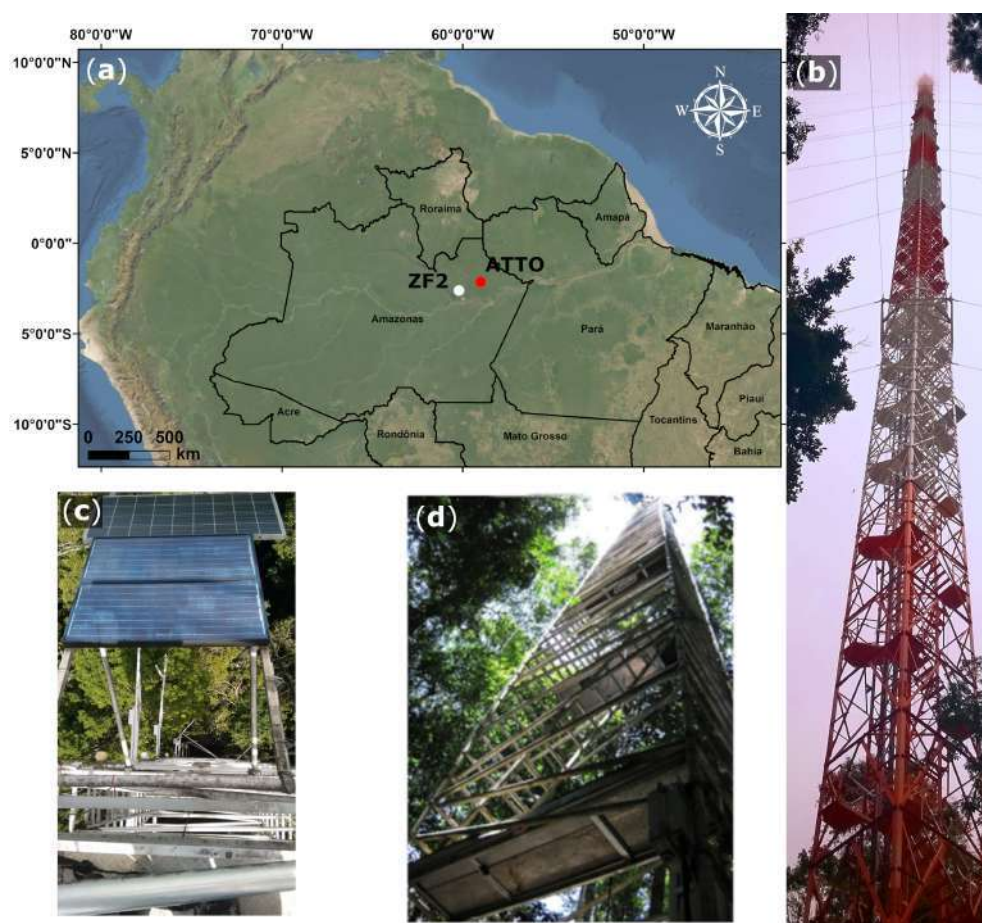


Figure 1. (a) Localizations of the ZF2 and ATTO sites. (b) Ground view of the 325 m ATTO tower. (c) View from the top of the ZF2 site tower. (d) Ground view of the 80 m ATTO tower.

To date, no leaf area density profile (LAD) is available for the ATTO site. Therefore, in this work the mean LAD profile showed in Marques-Filho et al. [48] (see their Figure 4) for the Cuieiras Reserve (ZF2) was used (02.36° S, 60.12° W). Since both the ZF2 and the ATTO site are located in the State of Amazonas and have forests with similar and spatially homogeneous aerodynamic characteristics [48,49] using LAD obtained by Marques-Filho et al. [48] was considered a reasonable choice. The total leaf area index used here was $LAI = 6.1 \text{ m}^2/\text{m}^2$, and the canopy mean height $h_c = 40 \text{ m}$ (see Table 1) was defined based on the location where the LAD, $a(z)$, approached zero. A canopy drag coefficient $C_d = 0.15$ was used. This value is inside the frequently used C_d range for the forest $\approx 0.1\text{--}0.4$ [14,50,51].

PALM simulations were validated against vertical profiles of turbulence statistics obtained at the ATTO and ZF2 sites. The latter is located approximately 60 km northwest of the city of Manaus and approximately 140 km from the ATTO towers. ZF2 covers an area of approximately 22,700 ha of dense, terra firme, humid tropical forest, typical of central Amazonia [48]. The ZF2 data used here was collected during the GoAmazon 2014–15 project [52]. At ZF2, most measurements occurred inside the canopy (Table 1), whereas at the ATTO site, most measurement levels are above the canopy. To maximize the number of data above and within the forest, experimental profiles from the two sites were used. Both sites are located on plateaus. ZF2 tower sits on a hill 50 m high. The ATTO towers are located on a hill 70 m high [24]. The canopy heights at the ZF2 and ATTO sites were estimated to be 35 m [52] and 37 m [53], respectively.

Table 1. Variables, measurement levels, instrument models and sampling rates used for the ZF2 and ATTO experimental sites.

Variables	Height a.g.l. (m) and Instruments Models	Sampling Rate (Hz)
wind speed components (u, v, w)	ZF2 Tower 1.5, 7.0, 13.5, 18.4, 21.1, 24.5, 31.6, 34.9, 40.4 and 48.2 (CSAT3, Campbell Scientific Inc, Logan, UT.)	20
	ATTO Tower 80 m 14, 40 and 55 (CSAT3, Campbell Scientific Inc, Logan, UT.) 21 (Irgason, Campbell Scientific Inc, Logan, UT.) 81 Windmaster, Gill Instruments Limited, Lymington, UK	10
	ATTO Tower 325 m 150 (CSAT3, Campbell Scientific Inc, Logan, UT.) 325 (Irgason, Campbell Scientific Inc, Logan, UT.)	10 and 20
Air temperature and relative humidity	ATTO Tower 80 m 0.4, 1.5, 4.0, 12.0, 26.0, 36.0, 40.0, 55.0, 73.0 and 81.0 Termohygrometer (CS215, Rotronic Measurement Solutions, Switzerland)	1/60

2.2. Canopy Structure/Model Description

The PALM version used in our simulations was developed by Raasch and Schröter [54] and modified by Maronga et al. [55,56]. It was developed by the Institute of Meteorology and Climatology of Leibniz University, Hannover, Germany. In general, LES models are based on the spatial average of the turbulent fluctuations, which are divided into large scale and small-scale eddies using a specified filter function [57]. The large-scale eddies are then directly simulated, while the small-scale eddies are parameterized (for more details on the basic governing equations for the PALM, see Maronga et al. [55,56]. Equations for the conservation of mass, energy, and humidity are filtered on the grid size, and the processes of molecular diffusion and radiation are neglected. Discretization in time is achieved using the third-order Runge–Kutta time-stepping scheme [58]. The time steps for both simulations was 1.0 s.

The drag force implemented in PALM is similar to performed by Shaw and Schumann [38] and it was calculated through the C_d , LAD, resolved scalar wind speed ($|\bar{\mathbf{u}}|$) and resolved velocity vector in the (x, y, z) directions ($\bar{\mathbf{u}}$) [59]:

$$\bar{\mathbf{F}} = -C_d LAD |\bar{\mathbf{u}}|\bar{\mathbf{u}}, \quad (1)$$

This force is implemented in the plant canopy model (PCM) module of PALM. The PCM module treats trees as a sink for the momentum due to the action of viscous forces, as proposed by Shaw and Schumann [38] and Watanabe [60]. This approach assumes that the turbulent kinetic energy sub-grid (SGS-TKE) is dissipated inside the canopy [61]. Other parameterizations to estimate the drag force imposed by the forest canopy can be found in the work carried out by Chen et al. [17].

Another aspect of the canopy is its performance as a heat source. It is known that solar radiation is attenuated as it penetrates the interior of the canopy, with little radiation reaching the ground. The intensity of this attenuation will depend on the LAD [62].

The parameters related to the implementation of the canopy and the computational domain are shown in Table 2. The heat flux and surface temperature values correspond to average values from an early morning obtained experimentally during the ATTO IOP-I in November 2015.

Table 2. Model input parameters.

Variable	Símbolo	Value
Horizontal domain size (km)	L_x, L_y	4.0×4.0
Domain height (km)	L_z	1.6
Grid resolution (m)	dx, dy, dz	$20 \times 20 \times 4$
Time step (s)	dt	1.0
Canopy height (m)	h	40
Leaf area index	LAI	6.1
Surface temperature (K)	θ	302.38
Surface water vapor (g/kg)	q	18.45
Canopy top heat flux (K/s)	$cthf$	0.1
Surface scalar flux (ppm/s)	Q_{s0}	2
Spin up time (s)	-	10,800
Total Simulation time (s)	-	14,400
Canopy drag coefficient	C_d	0.15

Two simulations with the same initial conditions and with different geostrophic wind intensities were performed. In the first simulation, a weak wind (WW, geostrophic wind speed = 2 ms^{-1}) condition was simulated. In the second simulation a strong wind (SW, geostrophic wind speed = 6 ms^{-1}) condition was simulated. Weak wind conditions are very common above the Amazon forest [49], but in the presence of convective systems, the wind speeds increase [28]. Due to the objective of the work, a source of passive scalar was implemented in the lower domain of the simulation inside the canopy. A surface scalar flux was implemented similarly to how Kanani-Shring and Raasch [44] did.

2.3. Initial and Boundary Conditions

The initial and boundary conditions and the external forcings were chosen to generate a planetary boundary layer corresponding to the one characterizing an Amazonian morning convective period. Generally, the sensible turbulent heat flux is low and stability is close to neutrality. For this purpose, experimental mean profiles, corresponding to 0800–0900 local time and obtained through sonic anemometers and radiosonde, were used for the period from 11 to 25 November 2015 (ATTO IOP-I). These data were input into the model as initial conditions (Table 2). The initial vertical profiles of the horizontal wind speed components were considered equal to the values of the geostrophic wind components. The initial vertical profiles of the virtual potential temperature (θ_v) and water vapor (q) were developed to create a mixed layer (ML). Figure 2 shows the first and last hour of the simulated vertical profiles of horizontal wind speed (U): θ_v and q .

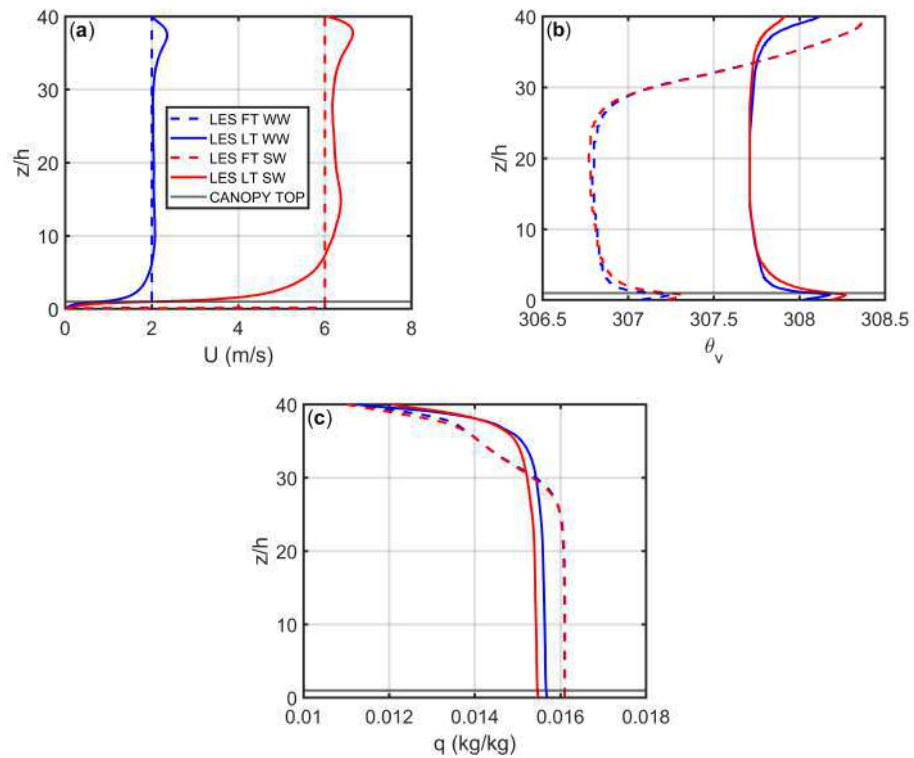


Figure 2. Initial vertical profiles of: (a) horizontal wind speed (U); (b) virtual potential temperature (θ_v); (c) water vapor (q). FT LES WW and FT LES SW are the mean profiles of the first hour of the simulation for WW and SW conditions, respectively. LT LES WW and LT LES SW are the mean profiles of the last hour of the simulation for WW and SW conditions, respectively.

3. Results and Discussion

Initially, the profiles of the wind speed and the turbulent fluxes simulated and obtained experimentally will be compared. Then the concentrations of the scalar within and above the forest canopy for the two simulated conditions will be presented. The experimental profiles used in this work are shown in Figure 3 of Santana et al. [49], which were obtained at the two experimental Amazonian sites (ATTO and ZF2) described in Section 2. The U values simulated by PALM at the canopy top (not shown) were 0.7 and 2.5 ms^{-1} for WW and SW conditions, respectively. Hence, to be compared with the model outputs, the measured data were divided into two classes, U (for the WW comparison) and U (for the SW comparison).

3.1. Simulated and Measured Profiles

The measured and simulated U profiles normalized with the wind speed at the canopy top U_h are depicted in Figure 3a. The standard deviation of the streamwise wind velocity component (σ_u) and the standard deviation of the vertical wind velocity component (σ_w) normalized by the friction velocity (u_*), calculated for the canopy top, are depicted in Figure 3b,c. The kinematic momentum fluxes $\langle u'w' \rangle$ normalized by u_*^2 are depicted in Figure 3d. The measurement height (z) was normalized by the height of the canopy top (h). The main characteristics observed for both experimental and simulated profiles are: (i) wind speed profiles U/U_h show an inflection point near the forest–atmosphere interface, with strong attenuation in the wind intensity below $1.0 h$. Inflection points are a peculiar characteristic of wind profiles in the forest regions [19,20,63,64]. (ii) σ_u/u_* , σ_w/u_* and $\langle u'w' \rangle/u_*^2$ profiles also rapidly decrease with increasing canopy depth. Raupach et al. [19] also noted that $\langle u'w' \rangle/u_*^2$ values tend towards zero close to the ground in response to almost complete horizontal momentum absorption by the canopy [14,19,49].

It is also observed that the experimental and simulated U/U_h profiles (Figure 3a) present very similar behavior (variation/behavior of the curve) between heights 0.6 and 1.0 z/h , and slight differences in the regions above and below this height range. The same is valid for $\langle u'w' \rangle / u_*^2$ profiles. Above the forest, the behavior of the simulated and measured normalized wind profiles are different. At the canopy, the measured profiles show steeper velocity gradients in WW conditions, whereas the LES profiles are steeper in SW profiles. The difference in the wind speed gradient at the canopy top might hint to differences in the shear length scale at the canopy top and to the characteristic of the coherent structures generated at the forest atmosphere interface. The normalized measured and simulated momentum flux profiles close to the ground, $z/h < 0.5$, show small differences in SW cases and large differences in WW cases. The large differences in the WW cases can be explained by the influence of submeso-structure on the turbulence structure inside the canopy [53]. Above the canopy, the PALM profiles are similar for WW and SW conditions. The measured $\langle u'w' \rangle / u_*^2$ profiles show a tendency to decrease with height in the SW case and to increase with height in the WW case. The former is explained with the weakening of coherent vortices moving away from the canopy top, and the latter is explained by the influence of low frequency processes on the flow.

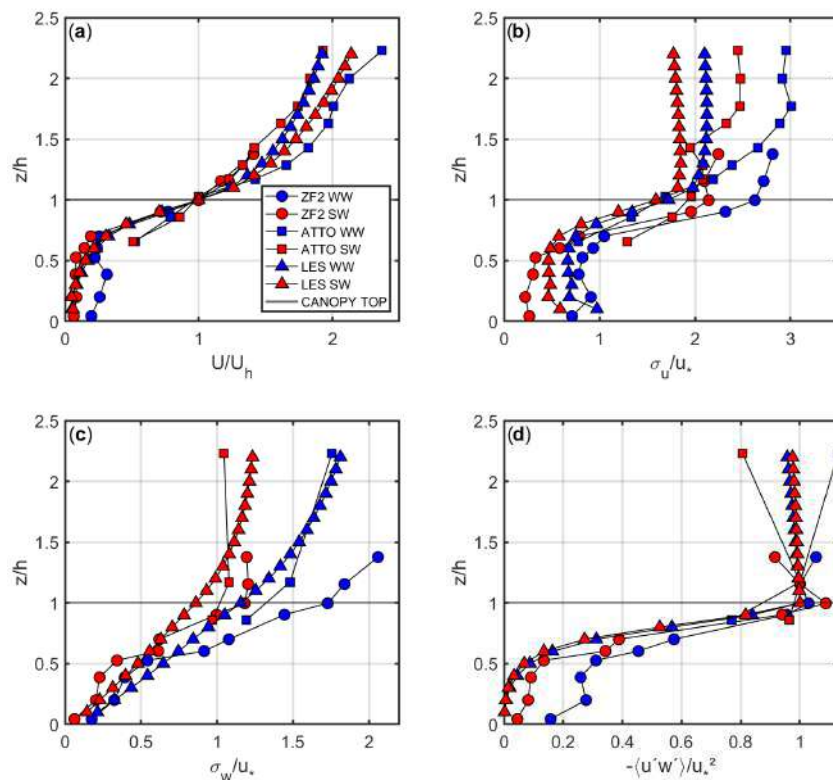


Figure 3. Normalized vertical profiles of: (a) the mean wind speed (U/U_h); (b) the standard deviation of the horizontal wind speed (σ_u/u_*); (c) the standard deviation of the vertical wind speed (σ_w/u_*); (d) kinematic momentum flux ($\langle u'w' \rangle / u_*^2$). U_h is the wind speed calculated at canopy top; h is the height of the canopy; u_* is the friction velocity calculated at the canopy top. The horizontal black line at $z/h = 1$ indicates the canopy top.

The experimental and simulated profiles of σ_u and σ_w show good agreement in the region comprised between the ground and 0.6 z/h . Above this height, the σ_w/u_* simulated values were slightly underestimated compared to the experimental ones. That is evident for both light and strong winds.

The good agreement between the simulated and experimental profiles demonstrates that the model is able to represent well the characteristics of the flow within and above

the forest canopy. Santana et al. [49] observed that eddies rarely penetrate deeper forest regions. In this way, an air layer is formed from the ground up to a height of $0.5 z/h$ that behaves in a decoupled manner from the upper portions, within and above the canopy. This result of segmentation of profile behavior appears well represented in the simulated results, especially for WW simulations.

Figure 4a,b shows the profiles of the variance of the vertical wind velocity component (σ_w^2) and the passive scalar concentration (s), respectively. Note that for SW condition, the values of σ_w^2 profile (associate with turbulence intensity) within and above the forest are stronger (higher values of σ_w^2) than for the WW condition. Besides that, the scalar profile for the SW condition shows a smaller gradient between the regions inside and above the canopy forest compared to the WW condition. In the condition of higher turbulence, a smaller gradient of a passive scalar can be observed between the ground and the region above the canopy, which denotes a greater capacity to remove the scalar from the interior of the forest during SW. Between the ground and approximately $0.4 z/h$, the highest scalar concentration is associated with WW. However, at $0.4 z/h$ upwards, a reversal occurred, i.e., the higher scalar concentration was associated with SW condition. This result indicates that higher turbulence (strong winds) was associated with higher efficiency in removing the scalar from the ground to higher levels. Kanani-Suhring and Raasch [44], using PALM, showed that LAI and wind velocity influence the scalar concentration inside the forest. Their results showed that the increase in the LAI and the decrease in the wind speed tend to increase the concentration of scalar inside the forest due to the weak vertical wind shear, and consequently the lower turbulent mixing efficiency. The results presented here also show that for lower wind speed the scalar tends to accumulate in lower portions within the forest canopy.

The σ_w^2 profile shows that the turbulent intensity inside the forest is greater for the SW condition. This difference is more pronounced above $0.4 z/h$, demonstrating the presence of an air layer with distinct behavior of the lower portion [49] and lower efficiency in turbulent mixing for the weak wind condition.

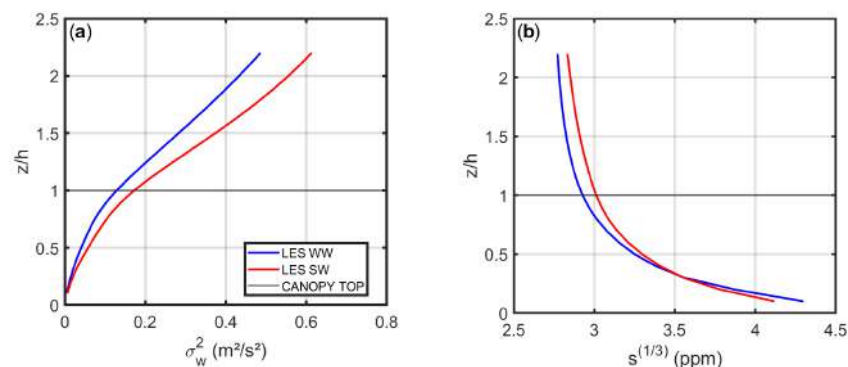


Figure 4. Vertical profiles of: (a) the variance of the vertical wind velocity (σ_w^2); (b) the passive scalar concentration (s). The horizontal black line at $z/h = 1$ marks the height of the canopy.

3.2. Temperature and Passive Scalar within and Above the Forest Canopy

Figure 5a,b shows the vertical cross-sections of the instantaneous θ_v field for WW and SW conditions, respectively. Note that the highest temperature values are concentrated near the canopy top for both wind conditions, where the LAD is greatest. It can be observed that the region within the canopy presents a more uniform and higher temperature value for SW condition compared to WW condition. Above the canopy, the SW condition shows “plumes” with higher temperatures than the WW condition. These plumes are responsible for the more significant turbulent activity above the canopy, making the turbulent mixing more efficient.

Poggi et al. [65] demonstrated that the lowest region of the forest is dominated by small and weak eddies. At the same time, they emphasized that the canopy top is quite

strongly influenced by the turbulent activity above it [66]. In both simulations carried out in this work, the model was able to reproduce the penetration of the turbulent eddies inside the canopy, especially for the strong wind condition. Another highlighted issue is recirculation inside the forest, as described by Cassiani et al. [67]. The flow inside the canopy, promoted by the drainage [68], tends to uniformize the temperature field.

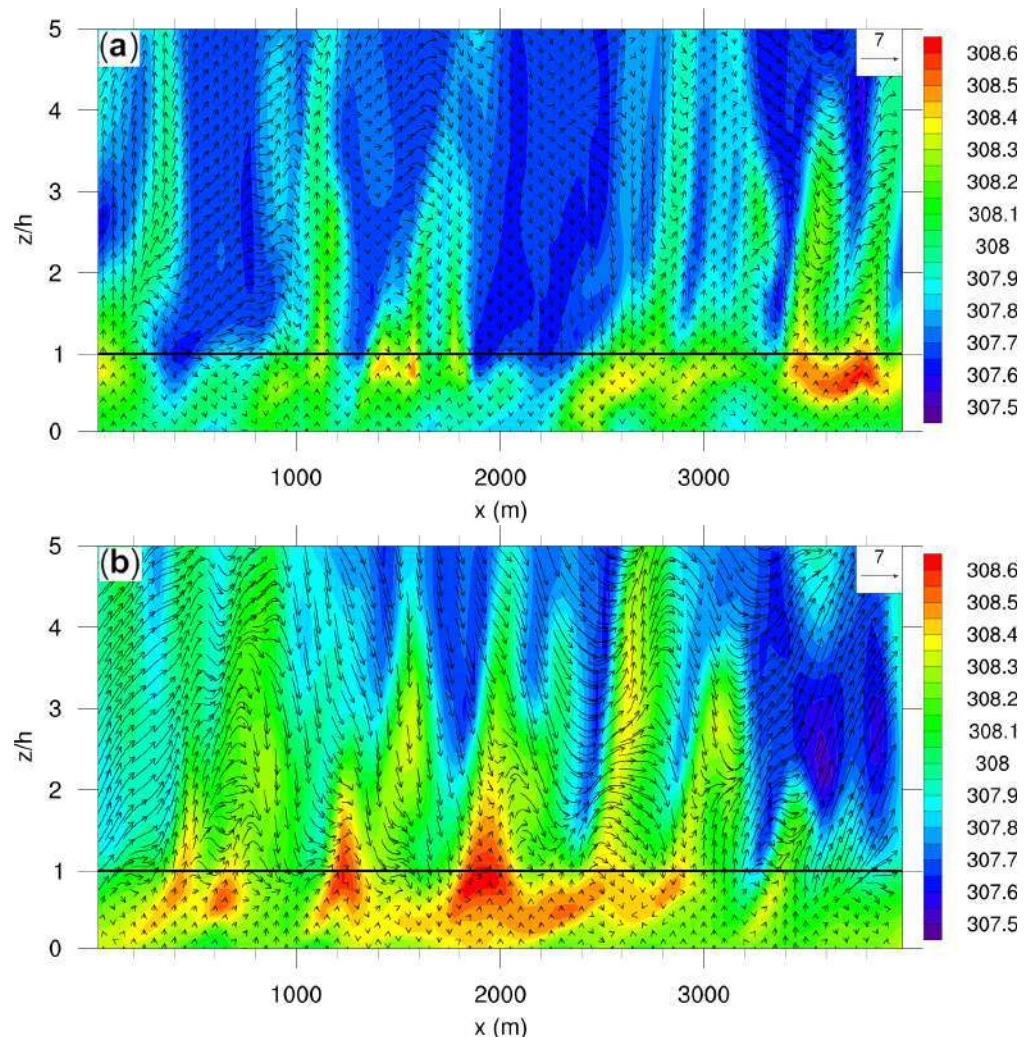


Figure 5. Virtual Potential Temperature simulated zx planes (θ_v): (a) weak wind condition; (b) strong wind condition. The color scale represents the values of θ_v in Kelvin. The horizontal black line represents the height of the canopy. The heights (z) were normalized by the height of the canopy (h). The y -position of the cutting plane is 2000 m.

Figure 6a,b shows the zx plane of the passive scalar concentration field for WW and SW conditions, respectively. Note that the highest concentrations of the scalar are located in the region close to the forest ground, for both wind conditions—a result already expected since, it is a region where the source of the scalar was introduced. Comparing the results for both wind conditions, it can be observed that the region inside the canopy presents a lower concentration of the scalar SW condition. Additionally, for the strong wind case, it can be observed that the region above the canopy presents plumes with higher scalar concentrations compared to the WW condition. It can be seen how the plumes formed in the strong wind condition promoted greater mixing and efficiency in removing the scalar from the inside of the forest. This efficiency promotes a decrease in the gradient between the regions within and above the canopy, as shown in Figure 6b.

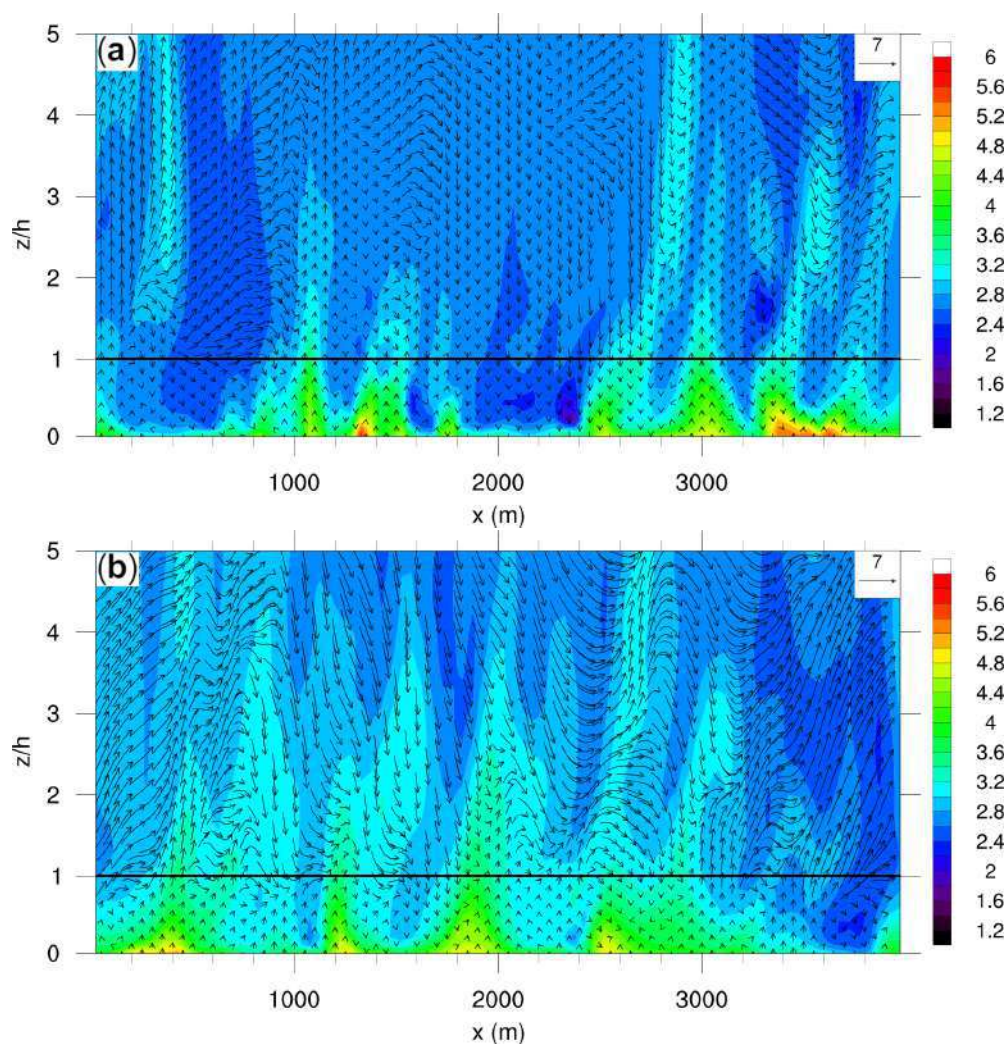


Figure 6. Passive scalar concentration simulated zx planes (s). (a) Weak wind condition; (b) Strong wind condition. The color scale represents the values of $s^{1/3}$ in ppm. The horizontal black line represents the height of the canopy. The heights (z) were normalized by the height of the canopy (h). The position in y of the cutting planes is 2000 m.

4. Conclusions

In this work, we investigated the transport of a passive scalar via the PALM model to the Amazon rainforest under two wind conditions: weak (2 ms^{-1}) and strong (6 ms^{-1}). The results showed that the model was able to well reproduce the flow behavior within and above a forest canopy. The average wind profiles, standard deviation and kinematic momentum flux presented a satisfactory comparison with the respective experimental results. The increase in wind speed intensifies the turbulent activity inside the forest and consequently allows more efficient scalar mixing. For situations of weak wind and low turbulence intensity, the simulations highlighted the decoupling of the lower part of the Amazon forest canopy from the atmosphere immediately above. This result was confirmed by several experimental studies. However, for situations of strong winds and intense turbulent activity, a very common situation in the presence of convective clouds, the scalar transport from the interior to the top of the canopy considerably increases, indicating an effective coupling between the flow inside and above the above canopy forest, thereby reducing the scalar gradient.

Referências

ANDREAE, M. O. *et al.* The amazon tall tower observatory (atto): overview of pilot measurements on ecosystem ecology, meteorology, trace gases, and aerosols. **Atmos. Chem. Phys.**, v. 15, n. 18, p. 10723–10776, 2015.

ANDREAE, M. O. *et al.* Biomass-burning emissions and associated haze layers over amazonia. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 93, n. D2, p. 1509–1527, 1988. Disponível em: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/JD093iD02p01509>.

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: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA 58–1–LBA 58–20, 2002. ISSN 2156-2202. 8090.

ARNQVIST, J.; BERGSTRÖM, H. Flux-profile relation with roughness sublayer correction. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 141, n. 689, p. 1191–1197, 2015. Disponível em: <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.2426>.

ARYA, P. S. **Introduction to micrometeorology**. [S.l.]: Elsevier, 2001. v. 79.

AUBINET, M. Eddy covariance co2 flux measurements in nocturnal conditions: an analysis of the problem. **Ecological applications**, Wiley Online Library, v. 18, n. 6, p. 1368–1378, 2008.

BALDOCCHI, D. *et al.* Fluxnet: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. **Bulletin of the American Meteorological Society**, American Meteorological Society, Boston MA, USA, v. 82, n. 11, p. 2415 – 2434, 2001.

BANTA, R. *et al.* Nocturnal low-level jet characteristics over kansas during cases-99. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 105, n. 2, p. 221–252, 2002.

BARDINA, J.; FERZIGER, J.; REYNOLDS, W. Improved subgrid-scale models for large-eddy simulation. In: _____. **13th Fluid and PlasmaDynamics Conference**. [s.n.], 1980. Disponível em: <https://arc.aiaa.org/doi/abs/10.2514/6.1980-1357>.

BELCHER, S. E.; HARMAN, I. N.; FINNIGAN, J. J. The wind in the willows: flows in forest canopies in complex terrain. **Annual Review of Fluid Mechanics**, Annual reviews, v. 44, p. 479–504, 2012.

BETTS, A. K. Transport of ozone to the surface by convective downdrafts at night. **Journal of Geophysical Research**, Wiley-Blackwell, v. 107, n. D20, 2002. ISSN 0148-0227. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1029/2000JD000158>.

BLANKEN, P. *et al.* Turbulent flux measurements above and below the overstory of a boreal aspen forest. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 89, n. 1, p. 109–140, 1998. ISSN 1573-1472. Disponível em: <https://doi.org/10.1023/A:1001557022310>.

BOSVELD, F. C.; HOLTSLAG, A.; HURK, B. V. D. Nighttime convection in the interior of a dense douglas fir forest. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 93, n. 2, p. 171–195, 1999.

BROWN, K. W.; COVEY, W. The energy-budget evaluation of the micrometeorological transfer processes within a cornfield. **Agricultural Meteorology**, v. 3, n. 1, p. 73–96, 1966. ISSN 0002-1571. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0002157166900069>.

BRÜMMER, B. Wind shear at tilted inversions. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 57, n. 3, p. 295–308, 1991.

BURNS, S. P. *et al.* Atmospheric stability effects on wind fields and scalar mixing within and just above a subalpine forest in sloping terrain. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 138, n. 2, p. 231–262, 2011.

CARNEIRO, R. *et al.* Nocturnal boundary layer erosion analysis in the amazon using large-eddy simulation during goamazon project 2014/5. **Atmosphere**, v. 12, n. 2, 2021. ISSN 2073-4433. Disponível em: <https://www.mdpi.com/2073-4433/12/2/240>.

CASSIANI, M.; KATUL, G.; ALBERTSON, J. The effects of canopy leaf area index on airflow across forest edges: large-eddy simulation and analytical results. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 126, n. 3, p. 433–460, 2008.

CAVA, D. *et al.* Vertical propagation of submeso and coherent structure in a tall and dense amazon forest in different stability conditions part i: Flow structure within and above the roughness sublayer. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 322, p. 108983, 2022. ISSN 0168-1923. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0168192322001733>.

CAVA, D.; KATUL, G. On the scaling laws of the velocity-scalar cospectra in the canopy sublayer above tall forests. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 145, n. 2, p. 351–367, 2012.

CELLIER, P.; BRUNET, Y. Flux-gradient relationships above tall plant canopies. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 58, n. 1, p. 93–117, 1992. ISSN 0168-1923. Disponível em: [⟨https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/016819239290113I⟩](https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/016819239290113I).

CHAMECKI, M. *et al.* Effects of vegetation and topography on the boundary layer structure above the amazon forest. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 77, n. 8, p. 2941–2957, 2020. Disponível em: [⟨https://journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/77/8/jasD200063.xml⟩](https://journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/77/8/jasD200063.xml).

CHAMPAGNE, F. H. *et al.* Flux measurements, flux estimation techniques, and fine-scale turbulence measurements in the unstable surface layer over land. **Journal of Atmospheric Sciences**, American Meteorological Society, Boston MA, USA, v. 34, n. 3, p. 515 – 530, 1977. Disponível em: [⟨https://journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/34/3/1520-0469_1977_034_0515_fmfta_2_0_co_2.xml⟩](https://journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/34/3/1520-0469_1977_034_0515_fmfta_2_0_co_2.xml).

CHEMEL, C.; CHOLLET, J.-P. Observations of the daytime boundary layer in deep alpine valleys. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 119, n. 2, p. 239–262, 2006.

CHEN, B.; CHAMECKI, M.; KATUL, G. G. Effects of topography on in-canopy transport of gases emitted within dense forests. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 145, n. 722, p. 2101–2114, 2019. Disponível em: [⟨https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.3546⟩](https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.3546).

CHEN, B.; CHAMECKI, M.; KATUL, G. G. Effects of gentle topography on forest-atmosphere gas exchanges and implications for eddy-covariance measurements. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 125, n. 11, 2020. Disponível em: [⟨https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2020JD032581⟩](https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2020JD032581).

CHOR, T. L. *et al.* Flux-variance and flux-gradient relationships in the roughness sublayer over the amazon forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 239, p. 213 – 222, 2017. ISSN 0168-1923. Disponível em: [⟨http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0168192317301144⟩](http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0168192317301144).

CLAUSER, F. H. Turbulent boundary layers in adverse pressure gradients. **Journal of the Aeronautical Sciences**, v. 21, n. 2, p. 91–108, 1954. Disponível em: [⟨https://doi.org/10.2514/8.2938⟩](https://doi.org/10.2514/8.2938).

CULF, A. D. *et al.* Carbon dioxide measurements in the nocturnal boundary layer over amazonian forest. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 3, n. 1, p. 39–53, 1999. Disponível em: [⟨https://hess.copernicus.org/articles/3/39/1999/⟩](https://hess.copernicus.org/articles/3/39/1999/).

CUXART, J. *et al.* Study of coherent structures and estimation of the pressure transport terms for the nocturnal stable boundary layer. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 105, n. 2, p. 305–328, 2002.

CUXART, J. *et al.* Stable atmospheric boundary-layer experiment in spain (sables 98): A report. **Boundary Layer Meteorol.**, v. 96, n. 3, p. 337–370, 2000. ISSN 1573-1472. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1023/A:1002609509707>.

DAVIDSON, L. Large eddy simulations: How to evaluate resolution. **International Journal of Heat and Fluid Flow**, v. 30, n. 5, p. 1016–1025, 2009. ISSN 0142-727X. The 3rd International Conference on Heat Transfer and Fluid Flow in Microscale. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0142727X09001039>.

DEARDORFF, J. W. A numerical study of three-dimensional turbulent channel flow at large reynolds numbers. **Journal of Fluid Mechanics**, Cambridge University Press, v. 41, n. 2, p. 453–480, 1970.

DEARDORFF, J. W. Three-dimensional numerical study of turbulence in an entraining mixed layer. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 7, n. 2, p. 199–226, 1974.

DEARDORFF, J. W. Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 18, n. 4, p. 495–527, 1980.

DIAS-JÚNIOR, C. *et al.* Coherent structures detected in the unstable atmospheric surface layer above the amazon forest. **Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics**, v. 115, n. Supplement C, p. 1 – 8, 2013. ISSN 0167-6105.

DIAS-JÚNIOR, C. Q. *et al.* Convective storms and non-classical low-level jets during high ozone level episodes in the amazon region: An arm/goamazon case study. **Atmospheric Environment**, v. 155, p. 199 – 209, 2017b. ISSN 1352-2310.

DIAS-JÚNIOR, C. Q. *et al.* Is there a classical inertial sublayer over the amazon forest? **Geophysical Research Letters**, Wiley Online Library, v. 46, n. 10, p. 5614–5622, 2019. Disponível em: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2019GL083237>.

DIAS-JÚNIOR, C. Q.; FILHO, E. P. M.; SÁ, L. D. A large eddy simulation model applied to analyze the turbulent flow above amazon forest. **J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.**, v. 147, p. 143 – 153, 2015. ISSN 0167-6105.

DIAS-JÚNIOR, C. Q. *et al.* Turbulence regimes in the stable boundary layer above and within the amazon forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 233, n. Supplement C, p. 122 – 132, 2017a. ISSN 0168-1923.

DRYDEN, H. L. Turbulence and the boundary layer. **Journal of the Aeronautical Sciences**, v. 6, n. 3, p. 85–100, 1939. Disponível em: [⟨https://doi.org/10.2514/8.777⟩](https://doi.org/10.2514/8.777).

DUPONT, S.; BRUNET, Y. Influence of foliar density profile on canopy flow: A large-eddy simulation study. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, n. 6, p. 976–990, 2008. ISSN 0168-1923. Disponível em: [⟨https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0168192308000336⟩](https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0168192308000336).

DUPONT, S.; BRUNET, Y. Coherent structures in canopy edge flow: a large-eddy simulation study. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 630, p. 93–128, 7 2009. ISSN 1469-7645.

DWYER, M. J.; PATTON, E. G.; SHAW, R. H. Turbulent kinetic energy budgets from a large-eddy simulation of airflow above and within a forest canopy. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 84, n. 1, p. 23–43, 1997.

FEDOROVICH, E.; CONZEMIUS, R.; MIRONOV, D. Convective entrainment into a shear-free, linearly stratified atmosphere: Bulk models reevaluated through large eddy simulations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, American Meteorological Society, Boston MA, USA, v. 61, n. 3, p. 281 – 295, 2004. Disponível em: [⟨https://journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/61/3/1520-0469_2004_061_0281_ceiasl_2.0.co_2.xml⟩](https://journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/61/3/1520-0469_2004_061_0281_ceiasl_2.0.co_2.xml).

FERZIGER, J. H. Large eddy simulation. In: **Simulation and modeling of turbulent flows**. [S.l.]: Oxford University Press, 1996.

FERZIGER, J. H.; PERIĆ, M.; STREET, R. L. **Computational methods for fluid dynamics**. [S.l.]: Springer, 2002. v. 3.

FINNIGAN, J. Turbulence in plant canopies. **Annu. Rev. Fluid Mech.**, v. 32, n. 1, p. 519–571, 2000.

FINNIGAN, J.; SHAW, R. A wind-tunnel study of airflow in waving wheat: an eof analysis of the structure of the large-eddy motion. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 96, n. 1, p. 211–255, 2000.

FINNIGAN, J. J.; SHAW, R. H.; PATTON, E. G. Turbulence structure above a vegetation canopy. **Journal of Fluid Mechanics**, Cambridge University Press, v. 637, p. 387–424, 2009.

- FISCH, G. Camadas limite amazônica: aspectos observacional e de modelagem. 1996.
- FOKEN, T.; AUBINET, M.; LEUNING, R. The eddy covariance method. In: **Eddy covariance**. [S.l.]: Springer, 2012. p. 1–19.
- FUENTES, J. D. *et al.* Linking meteorology, turbulence, and air chemistry in the amazon rain forest. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 97, n. 12, p. 2329–2342, 2016.
- GARRATT, J. **The atmospheric boundary layer**. [S.l.]: Cambridge University Press, U.K., 1994. 335 p. 316 pp.
- GARRATT, J. R. Surface influence upon vertical profiles in the atmospheric near-surface layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 106, n. 450, p. 803–819, 1980. Disponível em: <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.49710645011>.
- GARSTANG, M. *et al.* The amazon boundary-layer experiment (able 2b): A meteorological perspective. **Bulletin of the American Meteorological Society**, American Meteorological Society, Boston MA, USA, v. 71, n. 1, p. 19 – 32, 1990. Disponível em: https://journals.ametsoc.org/view/journals/bams/71/1/1520-0477_1990_071_0019_tablea_2_0_co_2.xml.
- GERKEN, T. *et al.* Downward transport of ozone rich air and implications for atmospheric chemistry in the amazon rainforest. **Atmospheric Environment**, v. 124, Part A, p. 64 – 76, 2016. ISSN 1352-2310.
- GROPP, W. *et al.* **Using MPI: portable parallel programming with the message-passing interface**. [S.l.]: MIT press, 1999. v. 1.
- HEINZ, S. Realizability of dynamic subgrid-scale stress models via stochastic analysis. v. 14, n. 4, p. 311–329, 2008. Disponível em: <https://doi.org/10.1515/MCMA.2008.014>.
- HEUS, T. *et al.* Formulation of the dutch atmospheric large-eddy simulation (dales) and overview of its applications. **Geoscientific Model Development**, v. 3, n. 2, p. 415–444, 2010. Disponível em: <https://gmd.copernicus.org/articles/3/415/2010/>.
- HÖGSTRÖM, U. Review of some basic characteristics of the atmospheric surface layer. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 78, n. 3, p. 215–246, 1996.
- HÖGSTRÖM, U.; BERGSTRÖM, H. Organized turbulence structures in the near-neutral atmospheric surface layer. **J. Atmos. Sci.**, v. 53, n. 17, p. 2452–2464, 1996.

KAIMAL, J. C.; FINNIGAN, J. J. **Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement**. New York: Oxford University Press, 1994.

KAIMAL, J. C. *et al.* Turbulence structure in the convective boundary layer. **Journal of Atmospheric Sciences**, American Meteorological Society, Boston MA, USA, v. 33, n. 11, p. 2152 – 2169, 1976.

KAIMAL, J. C. *et al.* Spectral characteristics of surface-layer turbulence. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, John Wiley I& Sons, Ltd, v. 98, n. 417, p. 563–589, 1972. ISSN 1477-870X.

KANANI-SÜHRING, F.; RAASCH, S. Spatial variability of scalar concentrations and fluxes downstream of a clearing-to-forest transition: a large-eddy simulation study. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 155, n. 1, p. 1–27, 2015.

KANANI-SÜHRING, F.; RAASCH, S. Enhanced scalar concentrations and fluxes in the lee of forest patches: a large-eddy simulation study. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 164, n. 1, p. 1–17, 2017.

KANDA, M.; HINO, M. Organized structures in developing turbulent flow within and above a plant canopy, using a large eddy simulation. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 68, n. 3, p. 237–257, 1994.

KATUL, G. *et al.* The influence of hilly terrain on canopy-atmosphere carbon dioxide exchange. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 118, n. 1, p. 189–216, 2006.

KATUL, G. *et al.* The ejection-sweep character of scalar fluxes in the unstable surface layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 83, n. 1, p. 1–26, Apr 1997.

KATUL, G. G. *et al.* Evapotranspiration: A process driving mass transport and energy exchange in the soil-plant-atmosphere-climate system. **Reviews of Geophysics**, v. 50, n. 3, 2012. Disponível em: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2011RG000366>.

Kolmogorov, A. The Local Structure of Turbulence in Incompressible Viscous Fluid for Very Large Reynolds' Numbers. **Akademiia Nauk SSSR Doklady**, v. 30, p. 301–305, jan. 1941.

LILLY, D. K. The representation of small-scale turbulence in numerical simulation experiments. **IBM Form**, p. 195–210, 1967. Disponível em: <https://ci.nii.ac.jp/naid/10010960539/en/>.

- LIU, Z. *et al.* Les study on the turbulent flow fields over complex terrain covered by vegetation canopy. **Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics**, v. 155, p. 60–73, 2016. ISSN 0167-6105. Disponível em: [⟨https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0167610515300453⟩](https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0167610515300453).
- MAHRT, L. Nocturnal boundary-layer regimes. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 88, n. 2, p. 255–278, 1998.
- MAHRT, L. *et al.* Nocturnal mixing in a forest subcanopy. **Agricultural and Forest Meteorology**, Elsevier, v. 101, n. 1, p. 67–78, 2000.
- MALHI, Y. S. The significance of the dual solutions for heat fluxes measured by the temperature fluctuation method in stable conditions. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 74, n. 4, p. 389–396, 1995.
- MARONGA, B. *et al.* Overview of the palm model system 6.0. **Geoscientific Model Development**, Copernicus GmbH, v. 13, n. 3, p. 1335–1372, 2020.
- MARONGA, B.; BOSVELD, F. C. Key parameters for the life cycle of nocturnal radiation fog: a comprehensive large-eddy simulation study. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 143, n. 707, p. 2463–2480, 2017. Disponível em: [⟨https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.3100⟩](https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.3100).
- MARONGA, B. *et al.* The parallelized large-eddy simulation model (palm) version 4.0 for atmospheric and oceanic flows: model formulation, recent developments, and future perspectives. **Geoscientific Model Development**, Copernicus GmbH, v. 8, n. 8, p. 2515–2551, 2015. Disponível em: [⟨https://gmd.copernicus.org/articles/8/2515/2015/⟩](https://gmd.copernicus.org/articles/8/2515/2015/).
- MARONGA, B.; REUDER, J. On the formulation and universality of monin–obukhov similarity functions for mean gradients and standard deviations in the unstable surface layer: Results from surface-layer-resolving large-eddy simulations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, American Meteorological Society, Boston MA, USA, v. 74, n. 4, p. 989 – 1010, 2017. Disponível em: [⟨https://journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/74/4/jas-d-16-0186.1.xml⟩](https://journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/74/4/jas-d-16-0186.1.xml).
- MARQUES-FILHO, A. d. O.; DALLAROSA, R. G.; PACHÊCO, V. B. Radiação solar e distribuição vertical de área foliar em floresta–reserva biológica do cuieiras–zf2, manaus. **Acta Amazon.**, v. 35, n. 4, p. 427–436, 2005.
- MELO, A. M. *et al.* Ozone transport and thermodynamics during the passage of squall line in central amazon. **Atmospheric Environment**, Elsevier, v. 206, p. 132–143, 2019. ISSN 1352-2310. Disponível em: [⟨http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1352231019301104⟩](http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1352231019301104).

- MOENG, C.-H.; SULLIVAN, P. Numerical models — large-eddy simulation. In: NORTH, G. R.; PYLE, J.; ZHANG, F. (Ed.). **Encyclopedia of Atmospheric Sciences (Second Edition)**. Second edition. Oxford: Academic Press, 2015. p. 232–240. ISBN 978-0-12-382225-3. Disponível em: [⟨https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780123822253002012⟩](https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780123822253002012).
- MOENG, C.-H.; WYNGAARD, J. C. Spectral analysis of large-eddy simulations of the convective boundary layer. **Journal of Atmospheric Sciences**, American Meteorological Society, Boston MA, USA, v. 45, n. 23, p. 3573 – 3587, 1988. Disponível em: [⟨https://journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/45/23/1520-0469_1988_045_3573_saoles_2_0_co_2.xml⟩](https://journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/45/23/1520-0469_1988_045_3573_saoles_2_0_co_2.xml).
- MOKHTARPOOR, R.; HEINZ, S. Dynamic large eddy simulation: Stability via realizability. **Physics of Fluids**, v. 29, n. 10, p. 105104, 2017. Disponível em: [⟨https://doi.org/10.1063/1.4986890⟩](https://doi.org/10.1063/1.4986890).
- MORTARINI, L. *et al.* Vertical propagation of submeso and coherent structure in a tall and dense amazon forest in different stability conditions. part ii: Coherent structures analysis. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 322, p. 108993, 2022. ISSN 0168-1923. Disponível em: [⟨https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0168192322001836⟩](https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0168192322001836).
- NEVES, T.; FISCH, G.; RAASCH, S. Local convection and turbulence in the amazonia using large eddy simulation model. **Atmosphere**, v. 9, n. 10, 2018. ISSN 2073-4433. Disponível em: [⟨https://www.mdpi.com/2073-4433/9/10/399⟩](https://www.mdpi.com/2073-4433/9/10/399).
- NIEUWSTADT, F.; DUYNKERKE, P. Turbulence in the atmospheric boundary layer. **Atmospheric Research**, v. 40, n. 2, p. 111–142, 1996. ISSN 0169-8095. Tropospheric turbulence. Disponível em: [⟨https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0169809595000348⟩](https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0169809595000348).
- OHYA, Y.; NEFF, D. E.; MERONEY, R. N. Turbulence structure in a stratified boundary layer under stable conditions. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 83, n. 1, p. 139–162, 1997.
- OLIVEIRA, P. E. S. *et al.* Nighttime wind and scalar variability within and above an amazonian canopy. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, n. 5, p. 3083–3099, 2018. Disponível em: [⟨https://acp.copernicus.org/articles/18/3083/2018/⟩](https://acp.copernicus.org/articles/18/3083/2018/).
- PATTON, E. G.; KATUL, G. G. Turbulent pressure and velocity perturbations induced by gentle hills covered with sparse and dense canopies. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 133, n. 2, p. 189–217, 2009.

- PATTON, E. G.; SULLIVAN, P. P.; DAVIS, K. J. The influence of a forest canopy on top-down and bottom-up diffusion in the planetary boundary layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 129, n. 590, p. 1415–1434, 2003. Disponível em: <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1256/qj.01.175>.
- PATTON, E. G. *et al.* Atmospheric stability influences on coupled boundary layer and canopy turbulence. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 73, n. 4, p. 1621–1647, 2016.
- POGGI, D. *et al.* The effect of vegetation density on canopy sub-layer turbulence. **Boundary Layer Meteorol.**, v. 111, n. 3, p. 565–587, 2004. ISSN 1573-1472.
- POPE, S. B.; POPE, S. B. **Turbulent flows**. [S.l.]: Cambridge university press, 2000.
- RAASCH, S.; FRANKE, T. Structure and formation of dust devil-like vortices in the atmospheric boundary layer: A high-resolution numerical study. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 116, n. D16, 2011. Disponível em: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2011JD016010>.
- RAASCH, S.; SCHRÖTER, M. Palm - a large-eddy simulation model performing on massively parallel computers. **Meteorologische Zeitschrift**, Schweizerbart Science Publishers, Stuttgart, Germany, v. 10, n. 5, p. 363–372, 10 2001. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1127/0941-2948/2001/0010-0363>.
- RAUPACH, M.; LEGG, B. The uses and limitations of flux-gradient relationships in micrometeorology. In: SHARMA, M. (Ed.). **Evapotranspiration from Plant Communities**. Elsevier, 1984, (Developments in Agricultural and Managed Forest Ecology, v. 13). p. 119–131. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780444422507500112>.
- RAUPACH, M. R. Canopy transport processes. In: STEFFEN, W. L.; DENMEAD, O. T. (Ed.). **Flow and Transport in the Natural Environment: Advances and Applications**. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 1988. p. 95–127. ISBN 978-3-642-73845-6.
- RAUPACH, M. R.; FINNIGAN, J. J.; BRUNEL, Y. Coherent eddies and turbulence in vegetation canopies: The mixing-layer analogy. **Boundary Layer Meteorol.**, v. 78, n. 3, p. 351–382, 1996. ISSN 1573-1472.
- RAUPACH, M. R.; THOM, A. S. Turbulence in and above plant canopies. **Annu. Rev. Fluid Mech.**, v. 13, n. 1, p. 97–129, 1981.

- ROBINSON, S. K. Coherent motions in the turbulent boundary layer. **Annu. Rev. Fluid Mech.**, v. 23, n. 1, p. 601–639, 1991.
- SÁ, L. D. d. A.; PACHÊCO, V. B. Wind velocity above and inside amazonian rain forest in rondônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3a, p. 50–58, 2006.
- SAIKI, E. M.; MOENG, C.-H.; SULLIVAN, P. P. Large-eddy simulation of the stably stratified planetary boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 95, n. 1, p. 1–30, 2000.
- SANTANA, R. A. *et al.* Air turbulence characteristics at multiple sites in and above the amazon rainforest canopy. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 260-261, p. 41 – 54, 2018. ISSN 0168-1923. Disponível em: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0168192318301850>.
- SHAW, R. H. *et al.* Eddy structure near the plant canopy interface. In: **17th Symposium on Boundary Layers and Turbulence J.** [S.l.: s.n.], 2006. v. 2.
- SHAW, R. H.; PATTON, E. G. Canopy element influences on resolved- and subgrid-scale energy within a large-eddy simulation. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 115, n. 1, p. 5–17, 2003. ISSN 0168-1923. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S016819230200165X>.
- SHAW, R. H.; PATTON, E. G.; FINNIGAN, J. J. Coherent eddy structures over plant canopies. In: _____. **Coherent Flow Structures at Earth's Surface**. John Wiley I& Sons, Ltd, 2013. cap. 10, p. 149–159. ISBN 9781118527221. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/9781118527221.ch10>.
- SHAW, R. H.; PEREIRA, A. Aerodynamic roughness of a plant canopy: A numerical experiment. **Agricultural Meteorology**, v. 26, n. 1, p. 51–65, 1982. ISSN 0002-1571. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0002157182900577>.
- SHAW, R. H.; SCHUMANN, U. Large-eddy simulation of turbulent flow above and within a forest. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 61, n. 1, p. 47–64, 1992.
- SHUTTLEWORTH, W. J. **Terrestrial Hydrometeorology**. [S.l.]: John Wiley and Sons, 2012. ISBN 9780470659380.
- SILVERSTEIN, A.; BECKER, J. V. **Determination of boundary-layer transition on three symmetrical airfoils in the NACA full-scale wind tunnel**. [S.l.]: NACA, 1939.

SIMPSON, I. *et al.* Micrometeorological measurements of methane and nitrous oxide exchange above a boreal aspen forest. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, Wiley Online Library, v. 102, n. D24, p. 29331–29341, 1997.

SMAGORINSKY, J.; MANABE, S.; HOLLOWAY, J. L. Numerical results from a nine-level general circulation model of the atmosphere. **Monthly Weather Review**, American Meteorological Society, Boston MA, USA, v. 93, n. 12, p. 727 – 768, 1965. Disponível em: https://journals.ametsoc.org/view/journals/mwre/93/12/1520-0493_1965_093_0727_nrfanl_2_3_co_2.xml.

SOUZA, C. M. de *et al.* An empirical-analytical model of the vertical wind speed profile above and within an amazon forest site. **Meteorol. Appl.**, John Wiley I& Sons, Ltd, v. 23, n. 1, p. 158–164, 2016. ISSN 1469-8080. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1002/met.1543>.

STULL, R. B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. [S.l.]: Springer Netherlands, 1988.

SULLIVAN, P. P.; PATTON, E. G. The effect of mesh resolution on convective boundary layer statistics and structures generated by large-eddy simulation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, American Meteorological Society, Boston MA, USA, v. 68, n. 10, p. 2395 – 2415, 2011. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/68/10/jas-d-10-05010.1.xml>.

SULLIVAN, P. P. *et al.* Turbulent winds and temperature fronts in large-eddy simulations of the stable atmospheric boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, American Meteorological Society, Boston MA, USA, v. 73, n. 4, p. 1815 – 1840, 2016. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/73/4/jas-d-15-0339.1.xml>.

TAJCHMAN, S. J. Comments on measuring turbulent exchange within and above forest canopy. **Bulletin of the American Meteorological Society**, American Meteorological Society, v. 62, n. 11, p. 1550–1559, 1981. Disponível em: https://journals.ametsoc.org/view/journals/bams/62/11/1520-0477_1981_062_1550_comtew_2_0_co_2.xml.

TENNEKES; LUMLEY., J. L. A first course in turbulence. **Journal of Fluid Mechanics**, Cambridge University Press, v. 58, n. 4, 1972.

THOM, A. *et al.* Comparison of aerodynamic and energy budget estimates of fluxes over a pine forest. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 101, n. 427, p. 93–105, 1975. Disponível em: <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.49710142708>.

TOTA, J.; FITZJARRALD, D. R.; DIAS, M. A. da S. Amazon rainforest exchange of carbon and subcanopy air flow: Manaus lba site—a complex terrain condition. **The Scientific World Journal**, Hindawi, v. 2012, 2012.

TÓTA, J. *et al.* Amazon rain forest subcanopy flow and the carbon budget: Santarém lba-eco site. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 113, n. G1, p. n/a–n/a, 2008. ISSN 2156-2202. G00B02.

VISWANADHAM, Y. *et al.* Micrometeorological measurements in amazon forest during gte/able 2a mission. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 95, n. D9, p. 13669–13682, 1990. Disponível em: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/JD095iD09p13669>.

WANG, J. *et al.* Amazon boundary layer aerosol concentration sustained by vertical transport during rainfall. **Nature**, Nature Publishing Group, v. 539, n. 7629, p. 416, 2016.

WARHAFT, Z. Passive scalars in turbulent flows. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 32, n. 1, p. 203–240, 2000.

WATANABE, T. Large-eddy simulation of coherent turbulence structures associated with scalar ramps over plant canopies. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 112, n. 2, p. 307–341, 2004.

WILLIAMSON, J. Low-storage runge-kutta schemes. **Journal of Computational Physics**, v. 35, n. 1, p. 48–56, 1980. ISSN 0021-9991. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0021999180900339>.

WYNGAARD, J. C. **Turbulence in the Atmosphere**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2010.

ZAHN, E. *et al.* Scalar turbulent behavior in the roughness sublayer of an amazonian forest. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 16, n. 17, p. 11349–11366, 2016. Disponível em: <https://www.atmos-chem-phys.net/16/11349/2016/>.

ZERI, M.; Sá L., L. D. A. Horizontal and vertical turbulent fluxes forced by a gravity wave event in the nocturnal atmospheric surface layer over the amazon forest. **Boundary Layer Meteorol.**, v. 138, n. 3, p. 413–431, 2011. ISSN 1573-1472.

ZHUANG, Y.; AMIRO, B. D. Pressure fluctuations during coherent motions and their effects on the budgets of turbulent kinetic energy and momentum flux within a forest canopy. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, American Meteorological Society, Boston MA, USA, v. 33, n. 6, p. 704 – 711,

1994. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/view/journals/apme/33/6/1520-0450_1994_033_0704_pfdcma_2_0_co_2.xml>.