

**Universidade de Brasília
Faculdade de Tecnologia
Departamento de Engenharia Mecânica**

**CARACTERIZAÇÃO DE TROCAS DE ENERGIA E
EVOLUÇÃO DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA NO
CERRADO**

Luis Aramis dos Reis Pinheiro

Orientador: Mario Benjamim Baptista de Siqueira

Dissertação de Mestrado em Ciências Mecânicas

Publicação: ENM.DM-190A/2013

Brasília-DF: 07/2013

**Universidade de Brasília
Faculdade de Tecnologia
Departamento de Engenharia Mecânica**

**CARACTERIZAÇÃO DE TROCAS DE ENERGIA E EVOLUÇÃO DA
CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA NO CERRADO**

Luis Aramis dos Reis Pinheiro

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA MECÂNICA DA FACULDADE DE TECNOLOGIA DA UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS MECÂNICAS.

Aprovada por:

**Mario Benjamim Baptista de Siqueira , Prof. Dr., UnB
(Orientador)**

**Antonio Pinho Brasil Jr, Prof. Dr., UnB
(Examinador Interno)**

**Alan Cavalcanti da Cunha, Prof. Dr., UNIFAP
(Examinador Externo)**

**Taygoara Felamingo de Oliveira, Prof. Dr., UnB
(Examinador Interno Suplente)**

Brasília-DF, 03 de Julho de 2013.

FICHA CATALOGRÁFICA

PINHEIRO, LUIS ARAMIS DOS REIS

Caracterização de Trocas de Energia e Evolução da Camada Limite Atmosférica no Cerrado [Distrito Federal] 2013.

xix, 87p., 297 mm (EnM/FT/UnB, Mestre, Ciência Mecânicas, 2013).

Dissertação de Mestrado - Universidade de Brasília.

Faculdade de Tecnologia.

Departamento de Engenharia Mecânica.

1. Camada Limite Atmosférica

2. Transferência de Calor

3. Simulação

4. Cerrado

I. EnM/FT/UnB

II. Título (série)

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

PINHEIRO, L. A. R (2013). Caracterização de Trocas de Energia e Evolução da Camada Limite Atmosférica no Cerrado. Dissertação de Mestrado em Ciências Mecânicas, Publicação ENM.DM - 190A/2013, Departamento de Engenharia Mecânica, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 87p.

CESSÃO DE DIREITOS

NOME DO AUTOR: Luis Aramis dos Reis dos Reis Pinheiro.

TÍTULO DA DISSERTAÇÃO DE MESTRADO: Caracterização de Trocas de Energia e Evolução da Camada Limite Atmosférica no Cerrado.

GRAU/ANO: Mestre/2013

É concedida à Universidade de Brasília permissão para reproduzir cópias desta tese de doutorado e para emprestar ou vender tais cópias somente para propósitos acadêmicos e científicos. O autor reserva outros direitos de publicação e nenhuma parte desta dissertação de mestrado pode ser reproduzida sem a autorização por escrito do autor.

Luis Aramis dos Reis Pinheiro
Rua Pedro Peticov, 909 - Infraero I
68.908-870 Macapá - AP - Brasil
aramisrp@gmail.com

Para meu Pai José Osmar e minha Mãe Maria Luiza.

Für meine Liebste Stefanie Schwarz.

“Os poetas reclamam que a ciência retira a beleza das estrelas. Mas eu posso vê-las de noite no deserto, e senti-las. Vejo menos ou mais?” - Richard Feynman

Agradecimentos

Aos projetos Eucaliptos-CNPq e Tucunaré-Eletronorte pelas bolsas concedidas, sem as quais a realização desta dissertação não teria sido possível.

À Universidade de Brasília – UnB, ao programa de Pós-Graduação em Engenharia Mecânica, ao Laboratório de Energia e Ambiente-LEA pela infra-estrutura.

À Fazenda Água Limpa e seus funcionários pela disponibilidade na implantação do laboratório de campo.

À Reserva IBGE e ao projeto LBA pela concessão de dados de sua estação de coleta de dados excenciais para o estudo.

Aos professores Mário Siqueira, Antônio Brasil e Alan Cunha por acreditarem e abrirem portas para minha formação acadêmica e científica. .

À minha família, minha mãe dona Maria Luiza, irmãos Fábio e Amaro, tios e primos que apoiam e acreditam no caminho que estou seguindo.

Aos meus colegas e amigos de Laboratório: Marcelo Moura, Paulo, José Gustavo, Ana Paula, Nela, Rubéria, Luciano Noletto, Tiago Cabecinha, Felipe, Mestre Eurípedes, Marcelo Pereira.

Aos Meus amigos que foram muitos em Brasília. Porém, alguns merecem ser citados pelo grande apoio: Linda Otero, Jenny Lemos, Lauro Maycon, Luimar, Paulo Cesar, Clerismar, Robinson, Sabrina, Alex (Teló), Fabio, Verônica, M'batha, Eduardo, Jonh, Diego, Nuno, Sergio, Laércio.

Resumo

CARACTERIZAÇÃO DE TROCAS DE ENERGIA E EVOLUÇÃO DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA NO CERRADO

Autor: Luis Aramis dos Reis Pinheiro

Orientador: Mario Benjamim Baptista de Siqueira

Programa de Pós-graduação em Ciências Mecânicas

Brasília, Julho de 2013

O bioma Cerrado ocupa toda a região do Brasil Central e é o ecossistema do tipo savana mais rico do mundo em biodiversidade. Consiste de um mosaico de habitats variados, compreendendo campos abertos, florestas densas e florestas secas. Entretanto, o processo de ocupação humana também o transformou em um dos biomas mais ameaçados com crescentes taxas anuais de desmatamento da ordem de 0,7 % ao ano de 2002 a 2008. Dentre as perturbações ao cerrado destaca-se a cultura do Eucalyptus para fins energéticos e demais usos como aplicações na construção civil, que vem crescendo nos últimos anos, inclusive com incentivos governamentais. No entanto, esses usos causam impactos sobre os fluxos hídricos e de calor dos ambientes alterados. Este trabalho tem por objetivo a caracterização dos fluxos de energia e da evolução da Camada Limite Atmosférica (CLA) para capturar *feedbacks* entre solo-vegetação-atmosfera. A metodologia se baseou na implementação de estudos de laboratório e campo para estudar os efeitos da substituição da floresta de cerrado por Eucalyptus na dinâmica de trocas de energia entre biosfera e atmosfera a partir da medição de fluxos turbulentos de calor sensível e latente. Foram utilizados para estudos de correlações da resistência estomática, estimada pela equação combinada para cálculo de fluxo de calor latente, com o déficit de vapor de pressão (VPD). Modelos de camadas foram utilizados pra estudar o desencadeamento de chuvas convectivas com análise do cruzamento da altura da CLA (h_{BL}) e do nível de condensação de vapor (h_{LCL}), e da evolução da CLA sobre as florestas. No que concerne a regulação estomática da transpiração notou-se forte correlação entre resistência estomática e VPD nas estações seca e úmida estudadas, especialmente nesta última. Para estação seca, foram observados os maiores valores

de resistência ao fluxo devido a estresse hídrico. Observou-se que a evolução e o cruzamentos de h_{BL} e h_{LCL} seguidas de precipitação, caracterizando precipitação do tipo convectiva (com maior influência das condições da superfície), ocorreram nos períodos de transição entre estações de maneira mais consistente que nas estações bem estabelecidas. Sendo assim, fases de transição são mais suscetíveis a serem afetadas a alterações do uso da terra de cerrado para Eucalyptus. Resultados preliminares do modelo indicam que a implantação de Eucalyptus tem efeito na redução da temperatura e altura da CLA e um aumento da razão de mistura de vapor de água na mesma. De modo geral, os modelos apresentaram-se promissores no estudo da evolução da CLA e nos fluxos de calor. Os resultados dos modelos sugerem que a mudança do uso da terra na região com a substituição de cerrado nativo por silviculturas, no caso por Eucalyptus, pode ter influência relevante no comportamento da Camada Limite Atmosférica e na micro-meteorologia local, alterações estas que devem ser consideradas na elaboração de políticas públicas a respeito do tema.

Abstract

CHARACTERIZATION OF ENERGY EXCHANGE AND EVOLUTION OF ATMOSPHERIC BOUNDARY LAYER DEVELOPMENT IN SAVANNAH CERRADO

Author: Luis Aramis dos Reis Pinheiro

Supervisor: Mario Bejamim Baptista de Siqueira

Programa de Pós-graduação em Ciências Mecânicas

Brasília, July of 2013

The Cerrado biome occupies the entire region of Central Brazil. It is the richest savanna type ecosystem in terms of biodiversity in the world. Consists of a mosaic of different habitats, including open grasslands, dense forests and dry forests. However, due to human occupation process, it also became one of the most threatened biomes with increasing annual deforestation rates of 0.7 % per year from 2002 to 2008. Among the disturbances to cerrado, the culture of Eucalyptus for energy and other uses such as construction, is increasing rapidly even with government incentives. Nonetheless, these uses have impacts on the hydrology and energy exchange of the area. This study aims to characterize the energy flows and the evolution of Atmospheric Boundary Layer (CLA) to capture textit feedbacks between soil-vegetation-atmosphere. The methodology was based on the implementation of laboratory and field studies to investigate the effects of the displacement savanna in favor of Eucalyptus forest in the dynamics of energy exchange between the biosphere and atmosphere from the measurement of turbulent fluxes of sensible and latent heat. The data was used to study correlations of stomatal resistance to latent heat flux (estimate with the use of the combination equation) to the vapor pressure deficit (VPD) through a textit big leaf model. Atmospheric Boudary Layer slab model were used to study the onset of convective rainfall with an analysis of the intersection of the height of CLA (h_{BL}) and the lifting condensation level (h_{LCL}), and evolution of CLA in the forests. Regarding the stomatal regulation of transpiration, it was noted strong correlation between stomatal resistance and VPD in dry and rainy seasons studied, especially for the latter. For the dry season, stomatal

resistance was greater due to water stress. It was observed that the evolution and crossings h_{BL} and h_{LCL} , followed by precipitation, characteristic of convective precipitation (with more influence from surface condition), occurred more consistently during transitions between seasons than the well established seasons. So, transitions would be more prone to be affected by the replacement of cerrado to Eucaliptus. Preliminary model results suggest that the implementation of Eucalyptus have the effect of reducing the temperature and height of CLA and an increase in CLA water-vapor mixing ratio. In general, the models have shown to be promising in the study of the evolution of CLA and energy and mass exchange. Model results suggest that the land-use change with the replacement of native cerrado for Eucalyptus, can have a significant impact in the Atmospheric Boundary Layer behavior and in the local micro-meteorology, which should be accounted in elaborating public policies in this field.

Sumário

Lista de Figuras

Lista de Tabelas

Lista de Símbolos, Nomenclatura e Abreviações

Letras Latinas

\overline{S}_q	Fonte sumidouro da concentração de vapor
\overline{S}_{T_v}	Fonte sumidouro temperatura virtual
\mathbf{u}	Vetor velocidade de escoamento nas três direções do eixo cartesiano u,v e w [m/s]
C	Constante de conversão de unidades
g	Aceleração da gravidade [m/s ²]
H	Fluxo de calor latente
L	Escala de comprimento de Monin-Obukhov
P	Pressão escalar [Pa]
P_0	Pressão de referência [Pa]
Q	razão de mistura de vapor de água na atmosfera [m ³ /m ³]
q	Concentração do vapor de água
S_c	Termo fonte ou sumidouro de um escalar genérico
T	Temperatura absoluta [K]
T_v	Temperatura virtual [K]
u, v, w	Velocidade do escoamento na direção longitudinal, latitudinal e vertical [m/s]
u_*	Velocidade de fricção [m/s]
x, y, z	Direção longitudinal, latitudinal e vertical em coordenadas cartesianas

t Tempo [s]

Letras Gregas

α_s Condutividade térmica do solo

$\beta_{1,2,\dots}$ Coeficientes da série de potências da função de similaridade

γ_d Fração do calor específico para o ar seco a pressão constante para que se tenha um volume constante

γ_Q Taxa de lapso - variação de da razão de mistura Q com a altura na região da atmosfera livre.

γ_r Fração de calor específico do ar úmido a pressão constante para que o volume matenha-se constante

γ_Θ Taxa de lapso - variação da temperatura Θ_m com a altura na região da atmosfera livre.

∇ Operador diferencial nas três direções em coordenadas cartesianas

∇^2 Operador diferencial laplaciano

ν Viscosidade cinemática [m^2/s]

ν_s Coeficiente de difusividade

Ω Velocidade Angular [rad/s]

$\phi_{M,H,Q}$ Função de similaridade de Mounin-Obukhov para gradientes de velocidade, temperatura e razão de mistura.

ρ Densidade do fluido [Kg/m^3]

ρ_a Densidade do ar na atmosfera da CLA

τ_0 Tensão de cisalhamento do escoamento.

Θ Temperatura Potencial [K]

Θ_v Temperatura potencial virtual [K]

Θ_{v*} Escala de temperatura potencial virtual

φ Escalar genérico

P Operador diferencial nas três direções em coordenadas cartesianas

Q_* Escala de razão de mistura de vapor de água

Sobrescrito

$\bar{\varphi}$ Barra Superior - Média de um escalar

φ' Aspa simples - Flutuação do escalar

Subscrito

$\overline{\Theta'w'_s}$ s - Fluxo de calor turbulento na camada superficial

c_a Calor específico a pressão constante

Siglas

CLM Camada Limite de Mistura

CLS Camada Limite Superficial

CR Camada Residual

ECT Energia cinética turbulenta

FAL Fazenda Água Limpa

IBGE Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

LES Large Eddy Simulation (Simulação de Grande Escala)

CLA Camada Limite Atmosférica

CLC Camada Limite Convectiva

CLN Camada Limite Noturna

Capítulo 1

INTRODUÇÃO

O bioma Cerrado estende-se por uma área de 2.045.064 Km², sendo sua área de vegetação remanescente em 2008 igual a 1.051.446 km² segundo ??). Tais características o torna o segundo maior bioma do Brasil, menor apenas que a Floresta Amazônica. O bioma Cerrado é o ecossistema do tipo savana mais rico do mundo e consiste de um mosaico de tipos de habitats diferentes, que variam desde campos abertos até florestas densas e florestas secas (?). Em relação às unidades federativas do Brasil, o cerrado se distribui nos estados do Maranhão, Piauí, Tocantins, Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Minas Gerais, São Paulo, Goiás, Distrito Federal, Rondônia e algumas "manchas" de cerrado no Paraná, Amapá e Pará(?). Entretanto o processo de intensa ocupação humana nesses estados, também o transformou em um dos biomas mais ameaçados com taxas anuais de área desmatada de 14.200 km²/ano entre 2002 a 2008, 7.637 km²/ano entre 2008 a 2009, e 6469 km²/ano entre 2009 a 2010 (?). Apesar da redução demonstrar um cenário otimista para o cerrado neste ritmo o bioma pode desaparecer do mapa até 2030 (?).

O processo de redução da área da vegetação remanescente em relação ao bioma provém desde as incursões dos bandeirantes no século XVI e XVII que deram origem aos grandes centros urbanos, até a construção de Brasília que desencadeou intensos fluxos migratórios, abertura de estradas e políticas agrícolas (?). Segundo ??), mais da metade da área original de Cerrado foi transformada em pastagens e agricultura, além de outros usos, nos últimos 35 anos. Dentre tais ocupações do cerrado destaca-se nos últimos anos a cultura do Eucalyptus, considerada uma floresta energética onde sua produção tem finalidade como fonte de biomassa, madeira para serraria ou construção civil, de tal forma que o manejo e produção ocorram ordenados e planejados. Graças a melhorias genéticas e investimento no modo de produção otimizando

seu tempo de crescimento e sua adaptação ao clima do Cerrado, a espécie tornou-se de grande valor econômico no Brasil. O Eucalyptus é a espécie mais plantada no ramo da silvicultura e indústria de celulose que chega a representar 4 % do PIB brasileiro, sua área plantada no Brasil é a maior do mundo (três milhões e quinhentos mil hectares), colocando o Brasil como maior produtor mundial de celulose (cerca de 6,3 milhões de toneladas por ano), o que mostra excelentes perspectivas para o desenvolvimento econômico do setor (??).

A produção de madeira de Eucalyptus no Brasil representa atualmente 76% da produção sustentada de madeira no país, com um crescimento médio anual de 3,9% ao ano entre 2000 e 2011 (??). A produção de madeira está concentrada nas regiões sudeste e sul do Brasil. No sudeste, há predomínio do Eucalyptus (102,7 milhões de m³/ano) em relação ao Pinus (4,9 milhões de m³/ano). No sul, o Pinus predomina com uma produção sustentada de 42,2 milhões de m³/ano, enquanto o Eucalyptus representa 18,3 milhões de m³/ano. É importante ressaltar que a região centro-oeste produz 0,7 milhões de m³/ano de teca (??). Segundo o IBGE, em 2011, a produção anual de toras de plantios florestais totalizou 179 milhões de m³. Desse total, 67,3% (120,7 milhões de m³) foram direcionados ao uso industrial, 28,8% (51,7 milhões de m³) à produção de lenha e 3,9% (6,9 milhões de m³) ao carvoejamento.

Um ponto positivo da cultura do Eucalyptus seria a sua contribuição a climatologia global, pois seria uma fonte de energia renovável (biomassa) alternativa à matriz fóssil. Contudo, a substituição de uma floresta nativa que guarda o mais perfeito equilíbrio de seus ecossistemas tem suas funções insubstituíveis por uma floresta plantada energética como a de Eucalyptus. As principais consequências da extração desordenada da floresta nativa são as alterações no clima, aumento dos riscos de erosão, assoreamento dos cursos d'água e redução gradativa dos recursos hídricos, perda da biodiversidade microbiológica do solo, da flora e da fauna, da diversidade genética, redução da densidade ou abundância e alteração da estrutura da vegetação. Essa extração, no entanto, é necessária para produzir fontes de energia e alimentos em geral, ou seja, o desenvolvimento quando o mesmo se faz de forma sustentável. Para evitar que a exploração do Cerrado não seja de forma desordenada e de forma sustentável, são necessárias políticas públicas subsidiadas por estudos que abrangem todos os problemas gerados pela sua extração, visto que tais estudos devam ser realizados *in-locu* devido a grande variabilidade de climas, solos e vegetação que o bioma cerrado abrange.

Dentro das perspectivas para implantação da cultura do Eucalyptus na região do Cerrado, a caracterização dos efeitos da ocupação dessa cultura em áreas de vegetação nativa precisa ser estabelecida para que políticas de desenvolvimento das atividades econômicas ligadas ao setor florestal possam ser elaboradas de forma a atender a sustentabilidade do ambiente. Esses efeitos

não podem ser extrapolados de outras regiões já que as condições locais são relevantes para funcionamento vegetativo, fazendo com que a produtividade seja função das condições edáficas e climáticas locais e da capacidade de aproveitamento de tais recursos, ou seja, parâmetros ecofisiológicos das espécies em questão (??). Dessa maneira percebe-se que a caracterização de efeitos de substituição de áreas naturais de Cerrado por plantações de Eucalyptus requer estudos micrometeorológicos e hidro climáticos. Para isto é necessário uma investigação que envolva as interações entre solo-vegetação-atmosfera, ou seja, as respostas que cada um tem sobre o outro quando há alterações nas características edáficas, fitofisiológicas e micrometeorológicas.

A região do planeta em que ocorrem tais processos, a maioria das atividades antrópicas e onde o cotidiano do ser humano impactam diretamente os ecossistemas é chamada de Camada Limite Atmosférica (CLA) ou Camada Limite Planetária. A CLA está localizada dentro da troposfera e apresenta uma escala de altura de 1 a 2 Km, e acima desta existe a camada de inversão e a Atmosfera Livre que vai até o topo da troposfera, as quais tem influência no crescimento da CLA ao longo do dia. Esta evolução pode ser analisada a partir do escoamento atmosférico e das trocas de calor de forma turbulenta com a superfície terrestre em escala local, o que mostra que seja pela rugosidade da geografia da região ou pela disponibilidade de energia fornecida pela superfície, esta exerce grande influência sobre o comportamento da CLA. Logo, as alterações na superfície podem provocar mudanças na dinâmica da camada limite que por sua vez responde com alterações no microclima como deslocamento de regimes sazonais de chuva e seca durante o ano, o que afeta o uso do solo e da vegetação por uma comunidade de uma dada região. Em ??) foi estabelecido o papel relevante da hidrodinâmica da vegetação - da água absorvida do solo até a disponibilidade na atmosfera através da transpiração - e seus efeitos na partição da radiação solar entre calor latente e sensível (razão de Bowen) reguladas pela vegetação que responde a quantidade de água no solo na atmosfera e no desenvolvimento da CLA com possíveis consequências na formação de nuvens convectivas, caracterizando assim o *feedback* negativo entre a quantidade de água do solo e a demanda de vapor de água e sua condensação na atmosfera.

Neste sentido, apesar dos benefícios climáticos de escala global já citados, tendo em vista que as características hidráulicas de plantações de Eucalyptus são distintas do Cerrado natural, é de se esperar que alterações da cobertura vegetal promovam consequências na meteorologia local. Se por um lado o aumento da transpiração esperada com o Eucalyptus disponibiliza vapor d'água na atmosfera para a formação de nuvens convectivas, por outro a diminuição do calor sensível dificulta a geração das mesmas pois a camada limite atmosférica terá um crescimento limitado. Assim sendo, o estabelecimento dessas diferenças na dinâmica dos fluxos turbulentos de energia e massa se torna relevante para uma avaliação de possíveis consequências micrometeorológicas,

feedbacks e interações com as mudanças climáticas globais, de uma substituição significativa de Cerrado por *Eucalyptus*.

Para responder a este questionamento, no presente trabalho, foram desenvolvidos estudos preliminares de modelagem e simulação computacional, onde são utilizadas os modelos de camadas (*slab-models*) para estudar a evolução da camada limite, e também a montagem de um laboratório de campo para comparação posteriores dos resultados da simulação. A ideia foi analisar a regulação estomática da vegetação ao estresse hídrico e as implicações desse processo no crescimento da Camada Limite e no desencadeamento de precipitações, já que um dos fatores cruciais para esse desencadeamento é o cruzamento do nível de condensação com a altura da camada limite.

Segundo ??) a vantagem do uso de modelos de camadas ou integrais são claras:(i)possuem formulações matemáticas relativamente simples; (ii) não dependem de resolução no sentido vertical e (iii) eles são fisicamente realísticos para casos simplificados como no caso específico desse trabalho em que considera-se a Camada Limite de Mistura ou convectiva, onde acontece o transporte de calor e formação das nuvens. Entretanto possui algumas dificuldades como: (i) a modelagem torna-se difícil de implementar para casos de condições de contorno dinâmicas (turbulência topo da camada limite); (ii) a definição dos perfis de similaridade é menos direta quando se considera uma camada limite cujo o tempo é nublado (no caso deste trabalho são assumidas condições de um dia claro sem nuvens) e (iii) a transição entre os regimes de escoamento (estável para para instável por exemplo) são difíceis de se trabalhar.

A caracterização dessa dinâmica de fluxos turbulentos é realizada por meio de medições (Covariância de Vórtices) das trocas de energia e massa em torres de fluxos além de variáveis meteorológicas e edáficas auxiliares. Isto é necessário para efeito de comparação com modelos computacionais e caracterização do microclima local ao identificar os regimes sazonais, como no caso de Brasília um período seco e um chuvoso. Assim sendo, a Fazenda Água Limpa (FAL), devido a sua vocação para a pesquisa e a existência de outros projetos que envolve o sequestro de carbono pelo cerrado *sensu-stricto*(??), e estudo de ciclo de vida da plantação de *Eucalyptus* submetido a Fundação de Apoio a Pesquisa do Distrito Federal (FAP-DF), se apresenta como uma área ideal para o estabelecimento de um laboratório de campo, com instalações de torres e instrumentações adicionais em áreas adjacentes de Cerrado nativo e plantações de manejo de *Eucalyptus*. Os dados gerados nas medições de fluxos turbulentos, entre outros, poderão ser usados para avaliar as consequências ambientais da plantação de *Eucalyptus* do início ao fim do seu ciclo de vida. Até então neste trabalho serão utilizados dados de torres apenas instaladas na área de cerrado, tendo em vista que em trabalhos futuros já estarão instaladas torres em áreas de

Eucalyptus. Tendo isso em vista a caracterização da dinâmica da evolução da CLA e dos fluxos que ocorrem entre a superfície e a CLA dará subsídio no estudo nos processos de formação de nuvens convectivas em períodos de transição climáticos, em que o regime de precipitações pode estar sujeito as condições de transpiração da vegetação e quantidade de água no solo.

Este trabalho segue as linhas de pesquisa de ??) e ??) desenvolvidos na floresta de pinho de Duke, próxima a Durham, Carolina do Norte. O primeiro trata da resposta estomática ao estresse hídrico do solo e os efeitos da transpiração na razão de Bowen. Busca-se estudar a regulação estomática da partição da radiação absorvida pela superfície em fluxo de calor sensível e latente, caracterizada pela floresta do cerrado, assim como resposta da resistência estomática à demanda de vapor de água na atmosfera avaliada pelo déficit de vapor de pressão. Em seguida, caracterizar os efeitos da substituição do cerrado pela floresta de Eucalyptus, analisando a evolução da altura da CLA e conseqüentemente as condições necessárias para a formação de nuvens e precipitações convectivas. Segundo ??) uma condição necessária para o desencadeamento para formação de nuvens e conseqüentemente precipitações convectivas é que aja o encontro entre o nível de condensação e a altura da CLA, conseqüentemente verificar se nesses casos a ocorrência de precipitação. Através desse encontro é possível caracterizar os períodos de transição entre o período seco para o chuvoso e vice versa, onde a demanda de vapor d'água supõem-se que só dependa do solo e da vegetação. A ideia é implementar um laboratório de campo em que os dados sejam utilizados para alimentar modelos de camadas para o estudo de cada caso.

A estratégia utilizada para a abordagem do assunto consiste na organização de quatro capítulos.

Capítulo 1 – Introdução: são expostos a motivação da realização do trabalho, a contextualização do problema, as hipóteses a serem alcançadas do trabalho e as justificativas para a abordagem do problema. São apresentados os objetivos gerais e os objetivos específicos a serem alcançados com a modelagem da CLA e as interações com o solo e vegetação.

Capítulo 2 – Referencial Teórico: Primeiramente são apresentadas as características da camada limite, suas subdivisões e classificações, e variáveis importantes para seu estudo. E na segunda parte é apresentada a teoria por trás dos fluxos turbulentos ou as equações governantes dos modelos de camadas necessárias para o estudo dos fluxos na Camada superficial (CLS), contribuições do solo e da vegetação e o ar envoltório desta, os modelos para de partição de radiação solar e a modelagem do balanço de energia na Camada Convectiva logo acima o qual se calcula a altura da camada limite através do fechamento turbulento de ordem zero.

Capítulo 3 – Material e Métodos: neste é apresentada a descrição da área de estudo, os sensores de fluxos e medição de variáveis meteorológicas, os princípios físicos atrás desses e as especificações da modelagem, tais como o *spin-up* cujo objetivo é a estabilidade das variáveis de estado da camada limite e gerar uma condição inicial de equilíbrio para a simulação. Um resumo de como foram utilizadas equações governantes da evolução da CLA são apresentadas neste capítulo.

Capítulo 4 – Resultados: neste capítulo serão apresentados os resultados referentes a análise do fluxo de calor através do estudo do comportamento da regulação estomática em resposta ao déficit de vapor de pressão. Serão apresentados em seguida os resultados do estudo do desencadeamento da precipitação convectiva logo após as ocorrências do encontro da altura do nível de condensação de vapor de água e a altura da camada limite atmosférica, onde estas deverão acontecer no fim da tarde quando a CLA estiver em pleno desenvolvimento. Por fim será apresentada a modelagem do comportamento da camada limite ao substituir a floresta do cerrado por uma floresta de Eucalyptus. Neste caso foram utilizados parâmetros encontrados na literatura das duas florestas.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Objetivos Gerais

Caracterizar os possíveis impactos nas trocas de energia (latente e sensível) entre vegetação e camada limite atmosférica devido mudança de uso da terra com deslocamento do cerrado nativo por eucalipto e possíveis consequências para a meteorologia local, com uso de componentes experimentais e numéricas.

1.1.2 Objetivos Específicos

- Monitorar os fluxos turbulentos de calor sensível, latente em uma área de cerrado sensu stricto;
- Verificar as correlações de resistência estomática, parâmetro ecofisiológico de controle de fluxos de energia, com as variáveis de estado do ecossistema;

- Estudar a relação das precipitações convectivas a partir do cruzamento da altura nível de condensação e altura da Camada Limite Atmosférica;
- Verificar, a partir dos modelos solo-vegetação-atmosfera, os efeitos da ocupação em grande escala de áreas cobertas por vegetação nativa de cerrado por plantações de Eucalyptus nas características no estado da camada limite atmosférica.

Capítulo 2

FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA

Todos os biomas ou conjunto de ecossistemas neste planeta estão localizados em regiões próximas à superfície terrestre, lugar onde também está localizada quase que totalmente a massa atmosférica. Nesta região é onde toda civilização humana vive e desenvolve suas atividades nos diversos níveis da sociedade em que cada grupo vive. É notável a heterogeneidade do clima em diferentes locais da Terra, o qual possui alterações de escalas locais a globais. É possível que em sítios geograficamente próximos se sinta muito calor e no outro sentir muito frio na mesma época do ano, ao mesmo tempo que é possível perceber características diferentes do solo, da vegetação e da radiação solar incidente. Isso mostra que essas estruturas estão intimamente ligadas as camadas mais baixas de ar e conseqüentemente ao micro-clima de uma dada região.

A camada troposférica possui espessura da ordem de 1 a 11 km aproximadamente, mas uma pequena parcela dessa camada sofre influência direta da superfície terrestre (Figura ??). Segundo ??) essa pequena parte da troposfera que sofre influência da superfície terrestre e que responde as forçantes da superfície é definida como Camada Limite Atmosférica (CLA). Tais forçantes incluem atrito do vento, evapotranspiração, transporte de calor e massa no solo e vegetação, e emissão de poluentes. Esses processos de transporte podem gerar CLAs com espessuras entre 100 à 3000 m de altitude, sendo que esta espessura pode variar bastante no tempo e no espaço.

A massa de ar logo acima da CLA é chamada de Atmosfera Livre e o que a difere da CLA

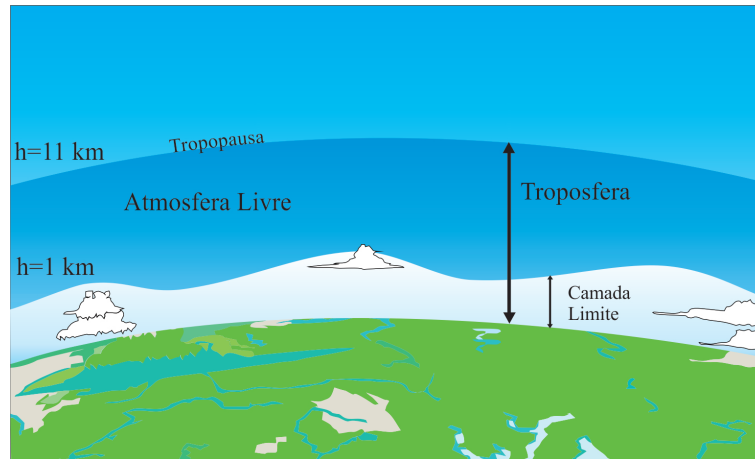


Figura 2.1: Divisão da troposfera em atmosfera livre e camada limite. Observa-se que a formação de nuvens ocorre dentro da camada limite e a atmosfera livre é a camada logo acima cujo limite é a tropopausa.

é a variação da temperatura diurna em cada uma. Na primeira, a variação de temperatura é mais intensa enquanto que na outra a temperatura diurna pouco varia. Na Figura ?? observa-se que a temperatura medida próxima a superfície (97,75 kPa) sofre grandes oscilações e tende a aumentar com a altura e o tempo, enquanto que em altitudes maiores (ou seja na atmosfera livre, 85 kPa) não ocorre oscilação diurna e a variação tem aspecto linear.

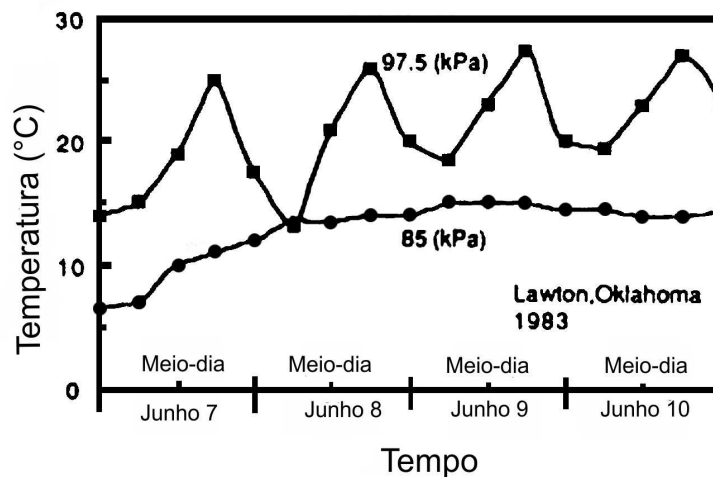


Figura 2.2: Radiossondagens na baixa troposfera que mostram a variação diurna da temperatura feitas em Lawton Oklahoma em 1983. Fonte: (??).

Segundo (??) essa variação diurna não é causada por influência direta da radiação global solar na CLA. Só uma pequena parte desta radiação é absorvida pela CLA. A maior parcela é transmitida pelo solo onde a absorvidade é da ordem de 90 % o que resulta na absorção da maior parte da radiação solar. O processo de resfriamento e aquecimento do solo somado a processos

de evapotranspiração da vegetação forçam mudanças na CLA através de transporte de calor, que ocorrem em turbulenta.

2.1.1 Turbulência na CLA

Os transportes na CLA de quantidades como calor, umidade e momentum são caracterizados através da análise dos fluxos atmosféricos ou vento (ventos médios, turbulentos e ondas). Os transportes na horizontal são dominados pela velocidade média do vento nesta direção e os na vertical pela turbulência. A velocidade média do vento na horizontal é responsável pela advecção na superfície e sua velocidade diminui ao se aproximar do solo devido ao atrito. As velocidades médias verticais são desprezíveis. Ondas são observadas na CLA noturna (CLN) e transportam pouco calor e umidade.

A turbulência é observada na aleatoriedade da velocidade e da vorticidade do escoamento na CLA. No escoamento turbulento observa-se vórtices em diferentes escalas de tamanhos que vai de escalas de milímetros até escalas da ordem da espessura da CLA. A maior parte dos vórtices da CLA variam entre 100 m a 3000 m de diâmetro. Os vórtices maiores são os mais intensos, pois são produzidos pelo aquecimento do solo pela radiação solar, pelo cisalhamento do vento e a rugosidade da superfície. Os vórtices são observados pela movimentação das folhas e não se sobrepõem ao efeito dissipativo da viscosidade molecular.

Turbulência é em diversas ordens de magnitudes mais efetiva em transportar quantidades do que a difusividade molecular. É essa turbulência que permite a CLA responder a mudanças de forçantes superficiais. A ausência de turbulência logo acima da CLA significa a atmosfera livre que não pode responder a mudanças na superfície.

Método de Covariância de Vórtices

As trocas de calor sensível e latente entre biosfera e atmosfera são regidas pelas equações de transporte dos escalares de temperatura e vapor d'água, respectivamente (princípios de conservação de energia e massa). As equações de Navier-Stokes são as equações governantes que regem esse escoamento. A equação da conservação do momento na forma vetorial pode ser

apresentada como

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \mathbf{u} = \underbrace{-gz}_{II} - \underbrace{2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{u}}_I - \underbrace{\rho_a^{-1} \nabla P + \nu \nabla^2 \mathbf{u}}_{III}, \quad (2.1)$$

onde I é a força de coriolis, II forças de campo e III as forças de superfície, \mathbf{u} é o vetor velocidade (u, v, w) , $\nabla = (\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z})$ é o operador diferencial nas três direções em coordenadas cartesianas, $\nabla^2 = (\frac{\partial^2}{\partial x^2}, \frac{\partial^2}{\partial y^2}, \frac{\partial^2}{\partial z^2})$ é o laplaciano, t o tempo, z é o eixo vertical, g a aceleração da gravidade, $\boldsymbol{\Omega}$ é a velocidade angular, ρ é a densidade do fluido, P é a pressão e $\nu = \mu/\rho$ é a viscosidade cinemática. No caso de um escalar genérico φ a equação de transporte é dada por

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} + \underbrace{\mathbf{u} \cdot \nabla \varphi}_I = \underbrace{\nu_s \nabla^2 \varphi}_{II} + S_c, \quad (2.2)$$

onde I é o termo de transporte advectivo e II é o termo de difusão molecular, ν_s é a coeficiente de difusividade e S_c é um termo fonte ou sumidouro do escalar genérico. O estudo dos fluxos de calor entre a superfície e a atmosfera torna-se impossível de se tratar quando as equações acima não são simplificadas, devido as quais serem fortemente não lineares e assim não possuírem solução analítica. Além disso, esse escoamento é turbulento caracterizado por vórtices de diversas escalas de comprimento. A medida eficaz neste caso é utilizar a formulação estatística chamada de decomposição de reynolds para o tratamento das equações, onde cada componente instantânea da velocidade ou escalar do escoamento é igual a soma da sua média temporal e sua flutuação em torno dessa média, em ??) encontram-se a média de Reynolds aplicadas nas equações de Navier-Stokes de forma mais detalhada. Para fins práticos, a aplicação a uma variável escalar genérica instantânea é da seguinte forma

$$\varphi = \bar{\varphi} + \varphi' \quad (2.3)$$

em que φ' é a flutuação do escalar genérico e $\bar{\varphi}$ é a média temporal dada por

$$\bar{\varphi} = \lim_{\Gamma \rightarrow \infty} \frac{1}{\Gamma} \int_{t_0}^{t_0 + \Gamma} \varphi dt, \quad (2.4)$$

onde Γ é o intervalo de tempo em que o escalar varia. Considerando a Equação (?? na direção x para efeito de simplificação e substituindo as variáveis instantâneas pelas suas formulações estatísticas

$$\frac{\partial(\bar{\varphi} + \varphi')}{\partial t} + (\bar{u} + u') \frac{\partial(\bar{\varphi} + \varphi')}{\partial x} = \nu_s \frac{\partial^2(\bar{\varphi} + \varphi')}{\partial x^2} + \bar{S}_c + S'_c, \quad (2.5)$$

reorganizando a equação e aplicando a média temporal nos termos

$$\frac{\partial \overline{\varphi}}{\partial t} + \frac{\partial \overline{\varphi'}}{\partial t} + \underbrace{(\overline{u + u'}) \left(\frac{\partial \overline{\varphi}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{\varphi'}}{\partial x} \right)}_I = \overline{v_s} \frac{\partial^2 \overline{\varphi}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \overline{\varphi'}}{\partial x^2} + \overline{(S_c + S'_c)}, \quad (2.6)$$

desenvolvendo o produto notável I e sabendo que $\overline{\overline{\varphi}} = \overline{\varphi}$ e $\overline{\overline{\varphi'}}} = 0$, válido para todas as outras variáveis, a Equação (2.6) torna-se da forma

$$\frac{\partial \overline{\varphi}}{\partial t} + \overline{u} \frac{\partial \overline{\varphi}}{\partial x} = - \frac{\partial \overline{u' \varphi'}}{\partial x} + \overline{v_s} \frac{\partial^2 \overline{\varphi}}{\partial x^2} + \overline{S_c}. \quad (2.7)$$

Tendo isto em mão, a formulação estatística das variáveis que constituem as equações governantes de transferência de momento podem ser escritas através da decomposição de Reynolds como

$$u = \overline{u} + u', \quad (2.8)$$

$$v = \overline{v} + v', \quad (2.9)$$

$$w = \overline{w} + w', \quad (2.10)$$

$$P = \overline{P} + P', \quad (2.11)$$

e as formulações referentes ao fluxo de calor sensível e latente: temperatura e vapor de água, respectivamente como

$$T = \overline{T} + T', \quad (2.12)$$

$$q = \overline{q} + q', \quad (2.13)$$

onde T é a temperatura virtual e q é a concentração de vapor de água no ar. Aplicando o método de decomposição de Reynolds à Equação (2.7) analogamente às equações constitutivas de transporte de momento e fluxo de calor com simplificações, tais como: efeitos viscosos e de difusão molecular, componente vertical da velocidade $\overline{w} = 0$ e homogeneidade horizontal $\frac{\partial}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial y} = 0$ são dadas por

$$z : \quad \frac{\partial \overline{P}}{\partial z} = -\rho g \quad (2.14)$$

$$x : \quad \frac{\partial \overline{u}}{\partial t} = -\rho^{-1} \frac{\partial \overline{P}}{\partial x} + 2\Omega \sin(\Phi) \overline{v} - \frac{\partial \overline{u' w'}}{\partial z} \quad (2.15)$$

$$y: \quad \frac{\partial \bar{v}}{\partial t} = -\rho^{-1} \frac{\partial \bar{P}}{\partial y} - 2\Omega \text{sen}(\Phi) \bar{u} - \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z} \quad (2.16)$$

$$\frac{\partial \bar{T}_v}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{T'_v w'}}{\partial z} + \overline{S_{T_v}} \quad (2.17)$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{q' w'}}{\partial z} + \overline{S_q} \quad (2.18)$$

Sob condições de homogeneidade horizontal da vegetação (derivadas nulas em relação as coordenadas horizontais), assumindo regime permanente (derivadas nulas em relação ao tempo), desprezando os fluxos difusivos moleculares, mediante a aplicação da média de Reynolds nas equações com velocidade média vertical zero (efeitos advectivos de velocidade vertical finita devido a flutuações de densidade serão introduzidas por meio de correções - vide cálculo de fluxos abaixo) e desprezando as flutuações de pressão essas trocas se reduzem ao fluxo turbulento vertical: $\overline{u'w'}$, $\overline{v'w'}$, $\overline{T'w'}$ e $\overline{q'w'}$. Na sua forma genérica é dado por

$$F_\varphi = C \overline{w'\varphi'} = C \lim_{\Gamma \rightarrow \infty} \frac{1}{\Gamma} \int_{t_0}^{t_0+\Gamma} \overline{w'\varphi'} dt, \quad (2.19)$$

onde F_φ fluxo turbulento do escalar genérico φ , w' flutuação da velocidade vertical instantânea, φ' é a flutuação de um escalar qualquer e C é uma constante de conversão de unidades, sendo então $\overline{w'\varphi'}$ a covariância das variáveis w e φ .

O método de Covariância de Vórtices se torna uma escolha adequada para a estimativa de fluxos turbulento e da dinâmica da Camada Limite Atmosférica, pois consiste em utilizar valores de medição direta em alta frequência das variáveis aleatórias “instantâneas”, ou seja, caracterizadas pelo comportamento turbulento. Ao aplicar a metodologia de decomposição resumida nesta seção, o tratamento das equações torna-se viável em uma determinada modelagem pela simplificação do problema em questão.

2.1.2 Temperatura Potencial Virtual

A temperatura potencial de uma parcela de ar é definida como a temperatura que a parcela teria se fosse expandida ou comprimida adiabaticamente de seu estado real de pressão e temperatura para uma pressão padrão (geralmente 100 kPa), a qual é dada por

$$\Theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{0,286}. \quad (2.20)$$

A temperatura T_v é a chamada temperatura virtual. Com ela, a lei dos gases ideais vale para o ar úmido com a constante do gás para o ar seco. Portanto, a temperatura virtual é a temperatura que o ar seco deveria ter para ter a mesma densidade que o ar úmido, com a mesma pressão. O ar úmido é menos denso que o ar seco; portanto, a temperatura virtual é sempre maior que a temperatura real. A temperatura virtual é dada por

$$T_v = T(1 + 0,61Q). \quad (2.21)$$

A temperatura potencial virtual é análoga a temperatura potencial Θ no sentido em que elimina a mudança de temperatura em função da variação da pressão. A temperatura potencial virtual Θ_v é uma variável popular para vários estudos porque representa a temperatura que o ar seco pode ter com relação a uma parcela de igual densidade de ar úmido, à mesma pressão. Então, as variações de temperatura virtual podem ser estudadas no lugar das variações de densidade (??). A turbulência inclui os movimentos verticais do ar fazendo com que a temperatura potencial virtual não seja uma variável difícil de lidar, porém necessária. A temperatura virtual do ar não saturado é, no entanto sempre maior que a temperatura absoluta T (K), esta é dada pela seguinte equação

$$\Theta_v = \Theta(1 + 0,61Q). \quad (2.22)$$

A diferença entre Θ e Θ_v entre a temperatura virtual é pequena, porém esse valor não é desprezível. Somente em condições muito secas é possível desconsiderar essa diferença (??).

2.1.3 Estrutura da Camada Limite Atmosférica

Sobre a superfície em regiões de alta pressão a CLA tem uma espessura bem definida no que envolve o ciclo diurno (Figura ??). Os três principais componentes dessa estrutura são a camada limite de mistura (CLM), a camada residual (CR), e a CLA estável que também é chamada de camada limite noturna (CLN). Quando nuvens estão presentes na camada de mistura, ela é subdividida em uma camada de nuvens e a camada de sub-nuvem. A camada limite superficial (CLS) é a parte mais baixa da CLA onde os fluxos turbulentos e pressão variam de menos do que 10 % de sua magnitude (??).

Na Figura ?? outras subcamadas são observadas como a zona de entranhamento e a camada de inversão térmica que se formam no decorrer da evolução da CLA, estas são caracterizadas como regiões limitantes da camada limite e a atmosfera livre.

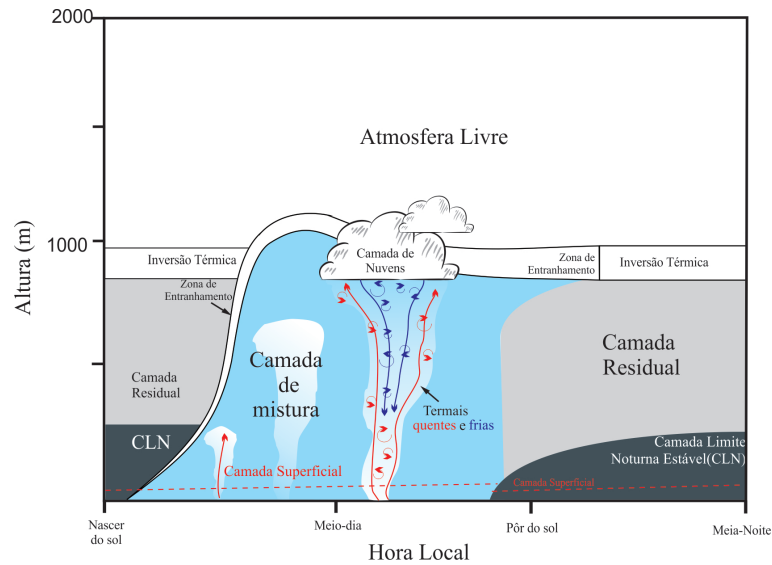


Figura 2.3: Crescimento da CLA durante um dia e suas subcamadas em uma região de alta pressão sobre a superfície do solo. Observa-se as camadas de mistura, residual e noturna estável. A primeira caracteriza-se pela turbulência elevada, a segunda por ser menos turbulenta e conter traços da CLM e a noturna com turbulência intermitente ocorrido por atrito do vento sob a rugosidade da superfície.

Camada Limite de Mistura

O transporte turbulento na CLM é guiado pela convecção. Através da convecção turbulenta o calor da superfície quente é transportado até o topo da camada o que caracteriza as termais de ar quente. Através do transporte convectivo ocorre o resfriamento no topo da camada de nuvens o que cria termais de ar frio descendente a partir das nuvens.

Em condições de céu claro o crescimento da CLA é vinculado ao aquecimento da superfície. Ao observar a Figura ?? nota-se que a CLM começa a crescer pouco depois do nascer do sol e desenvolver sobre um regime turbulento a sua espessura. E, no fim da tarde, atinge sua altura máxima. No seu início ocorre intensos processos de mistura que desencadeiam em um estado de instabilidade dando origem às termais de ar quente próximo a superfície. Esses processos misturam calor, umidade e momentum de forma uniforme na vertical de tal modo que os perfis de temperatura potencial virtual, razão de mistura e velocidade do vento podem ser pré estabelecidos como mostrado na Figura ??(??).

Na Figura ?? nota-se que a temperatura potencial virtual pouco varia na CLM e permanece assim até a altura da camada de inversão térmica onde começa a crescer, visto que é maior na atmosfera livre e na camada superficial. A razão de mistura decresce de acordo com a altura

Camada Residual e Camada Noturna

Antes do pôr do sol as termas de ar quente e frio deixam de se formar devido a ausência de transporte por advecção de ar quente, o que permite a turbulência decair. O resultado disso é a camada residual chamada assim devido os valores medidos serem semelhantes aos medidos na CLM. Na camada residual a turbulência ocorre em escalas menores e de maneira esporádica.

A CR não tem contato direto com a superfície. Durante a noite, a CLN aumenta gradualmente a espessura através da suspensão da base da CR. Assim, a permanência da CR não é afetada pelo transporte turbulento ligado a propriedades da superfície e, portanto não se enquadra realmente na definição de CLA(?).

Com os processos noturnos, a base da CR é transformada por contato com a superfície numa camada limite estável (também chamada de CLA noturna ou simplesmente camada limite noturna (CLN)). Ela é a caracterizada por uma atmosfera estável e por uma turbulência fraca e esporádica. Embora o vento na superfície geralmente se tornar moderado ou calmo à noite, na parte superior ele pode acelerar para velocidades super geostroficas em um fenômeno que é chamado jato de baixo nível ou jato noturno.

2.2 TEORIA DA SIMILARIDADE E FLUXO DE SUPERFÍCIE

O comportamento turbulento da CLA faz com que esta se torne muito difícil de ser estudada. As derivações de seus processos físicos a partir de conceitos fundamentais da mecânica dos fluidos são bastante complicados, tanto que uma solução analítica para as equações governantes do escoamento turbulento ainda não é viável. Isto se deve ao comportamento caótico e a escala de tempo muito pequena em que as grandezas que governam a camada assumem.

Dessa maneira é necessário o estudo do escoamento através de métodos estatísticos de tais variáveis. Assim, é comum tais variáveis serem representadas por suas médias no tempo sempre e o estudo da CLA através de relações empíricas baseadas em suas observações.

A Teoria da Similaridade fornece a estrutura para organizar e agrupar os dados experimentais dessas observações. Esta inicia com a identificação dos parâmetros físicos relevantes, então

grupos adimensionais são formados a partir desses parâmetros e por fim os dados experimentais são utilizados para encontrar as relações práticas entre os grupos adimensionais. O número de grupos adimensionais deve ser limitado, isto se deve ao fato dos dados experimentais sempre conterem ruído e mostrarem grande número de dispersões, onde a flutuação da velocidade do vento nas três direções cartesianas é um exemplo (??). A vantagem de utilizar tais grupos vem da necessidade de abordar a CLA de forma mais simplificada. Esta metodologia permite dividir a camada limite em subcamadas e tratá-la separadamente utilizando os mesmo grupos de variáveis relevantes ao mesmo tempo. Desse modo, garante o acoplamento entre os modelos para cada parte. O procedimento para criação dos grupos é chamado de Método de Análise Dimensional Pi Buckingham, uma aplicação detalhada deste método no estudo da dinâmica da atmosfera pode ser visto em ??). Neste item será apresentada de maneira expositiva a formulação matemática para a modelagem de maneira qualitativa dos fluxos e perfis das variáveis relevantes da CLS. Visto que não é o objetivo deste trabalho o estudo minucioso da CLS.

2.2.1 Similaridade da Camada Superficial

Os processos físicos na região da camada superficial tem comportamento bastante complexo devido aos elevados gradientes locais. O primeiro a utilizar o método da teoria da similaridade para estudar o comportamento da CLS foi A.M. Obukhov em 1946, o qual teve seus resultados desenvolvidos por A. S. Monin em 1950. Os referidos autores forneceram a base para a teoria de similaridade de Monin e Obukhov (??), a qual é o ponto de partida para modelagem do fenômeno da turbulência na CLS, tanto instável quanto estável. Eles se utilizaram da então teoria da similaridade bastante difundida na aerodinâmica para o estudo dos processos de mistura da turbulência da CLS. A camada superficial é uma pequena fração da CLA que está próxima à superfície terrestre onde os fluxos na camada são praticamente iguais aos fluxos da superfície terrestre. A partir desta definição implica-se que a relação da altura da CLA e a altura da Camada Superficial é $h_s/h_{BL} \ll 1$, usualmente a relação assume o valor $h_s/h_{BL} = 0,1$ (??). Os parâmetros relevantes da CLS para o perfil de vento, fluxo de momentum e de calor flutuante são respectivamente

$$\frac{1}{\rho_a} |\tau_0| = (\overline{u'w_s'^2} + \overline{v'w_s'^2})^{1/2}, \quad (2.23)$$

$$\frac{g}{\rho_a} \overline{\rho'_a w_s'} = \frac{g}{T_v} \overline{\Theta'_v w_s'}, \quad (2.24)$$

onde h_s é o comprimento de escala turbulenta e corresponde a altura da CLS. Nas equações ρ_a é a densidade do ar, τ_0 é a tensão cisalhante, $\overline{u'w_s'}$ e $\overline{v'w_s'}$ são as componentes horizontal e transversal do fluxo de momentum na direção vertical respectivamente, g é a aceleração gravita-

cional, T_v a temperatura virtual e Θ' a temperatura potencial virtual. A partir desses parâmetros escalas são definidas

$$u_* = \left| \frac{\tau_0}{\rho_a} \right|^{1/2}, \quad (2.25)$$

$$L = \frac{-u_*^3}{k \frac{g}{T_v} \overline{\Theta' w'_s}}, \quad (2.26)$$

$$\Theta_{v*} = \frac{-\overline{\Theta' w'_s}}{u_*}, \quad (2.27)$$

$$Q_* = \frac{-\overline{Q' w'_s}}{u_*}. \quad (2.28)$$

Nas equações acima são apresentadas as escalas turbulentas: comprimento de Monin - Obukhov L , Velocidade de fricção u_* , de temperatura potencial virtual Θ_{v*} e de razão de mistura de vapor d'água Q_* . k é a constante de Von Karmma. O estudo da camada CLS sem as escalas acima, de acordo com a teoria de Monin - Obukhov, só é possível com uma teoria universal que independa dessas variáveis (??). Como tal teoria ainda não está disponível, os gradientes e variâncias adimensionais podem ser escritos com base nas escalas de velocidade, comprimento, calor sensível e vapor d'água, Equações(??)-(??) respectivamente. Tendo isto em mente, as relações dos gradientes de temperatura e razão de mistura de vapor d'água podem ser escritas como

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*}{kz} \phi_M \left(\frac{z}{L} \right), \quad (2.29)$$

$$\frac{\partial \Theta_v}{\partial z} = \frac{\Theta_{v*}}{kz} \phi_H \left(\frac{z}{L} \right), \quad (2.30)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial z} = \frac{kz}{Q_*} \phi_Q \left(\frac{z}{L} \right). \quad (2.31)$$

As funções $\phi_{M,H,Q}$ são chamadas de funções de similaridade de Monin-Obukhov, onde são igualadas aos gradientes nas Equações (??)-(??) que podem ser integradas de ambos os lados no que resulta em perfis logarítmicos dependentes de z/L , sendo que a parametrização das equações depende da análise de dados experimentais, na qual diversos trabalhos ao longo da história já obtiveram vários resultados que qualificam o estudo em questão (????????). Em ??, p.347) encontram-se listas das relações de similaridade para a CLA neutra, estável e instável, onde são apresentados perfis logarítmicos para CLS e seus respectivos estados. ??) mostra que a lei logarítmica de perfil de vento que estima a velocidade do vento a uma altura z é dada a partir da integração da Equação (??), assim tem-se

$$u_z = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \right], \quad (2.32)$$

$$u_z = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) - \Psi_M \left(\frac{z}{L} \right) \right]. \quad (2.33)$$

Observa-se que para a Equação (??) representar o estado neutro da CLS é necessário que $\phi_M(z/L \ll 1) = 1$ e $\Psi = 0$ (Equação (??)). No caso instável é esperado um aumento da taxa de mistura do ar, onde a geração de Energia Cinética Turbulenta (ECT) está relacionada com a intensidade das flutuações, logo para esta condições $0 < \phi < 1$ e $\Psi > 0$. Por outro lado, sob condições estáveis, tem-se $\phi > 1$ e $\Psi < 0$. Nota-se que na Equação (??) o termo Ψ assume o papel de variância sob a velocidade do vento ou sob a condição de neutralidade da CLS. O comportamento da função ϕ pode ser determinado através de análise assintótica, que necessitam de validação experimental, dentro da qual se destacam-se três limites assintóticos de interesse (??).

- Limite neutro: sob condições de neutralidade $z/L \rightarrow 0$ e ϕ se aproxima de 1. Neste caso a função de similaridade pode ser expandida em uma série de potência de z/L :

$$\begin{aligned} \phi \left(\frac{z}{L} \right) &= 1 + \beta_1 \left(\frac{z}{L} \right) + \beta_2 \left(\frac{z}{L} \right)^2 + \dots \\ &\approx 1 + \beta_1 \left(\frac{z}{L} \right). \end{aligned} \quad (2.34)$$

Para $z/L \rightarrow 0$, a Equação (??) reduz-se a $\phi = 1$, tal resultado é comprovado em vários trabalhos da literatura que tratam das relações de perfil de velocidade e fluxos da CLS.

- Limite estável: em alta condição de estabilidade $z/L \rightarrow \infty$, os grupos adimensionais são independentes da altura. Neste caso não há acoplamento entre as várias camadas do escoamento turbulento. O que leva a considerar que o tamanho dos vórtices não são limitados pela distancia da CLS e sim pela estabilidade. Os vórtices serão adimensionalizados por L em vez da altura da CLS z como no caso neutro.
- Limite instável: sob condições de instabilidade $z/L \rightarrow -\infty$, onde a velocidade do vento é baixa e ocorre convecção livre. Isto torna a velocidade de fricção pouco interessante para o estudo, neste caso é mais utilizada a velocidade convectiva w_* , definida como o desvio padrão da velocidade do vento na direção vertical.

Formas analíticas da função ϕ foram extensivamente estudadas usando observações da CLS a partir da experimentação. Muitas considerando a superfície do solo coberto com vegetação

rasteira ou não. Desses estudos pode-se obter relações empíricas através de fórmulas de interpolação para diferentes valores de z/L . Para valores moderados de z/L (positivos e negativos), observações sugerem que

$$\phi_M \left(\frac{z}{L} \right) = \left(1 + \gamma_1 \left(\frac{z}{L} \right) \right)^{-1/4} \quad (2.35)$$

$$\phi_H \left(\frac{z}{L} \right) = \phi_Q \left(\frac{z}{L} \right) = \left(1 + \gamma_2 \left(\frac{z}{L} \right) \right)^{-1/2} \quad (2.36)$$

para o intervalo $-5 < z/L < 0$, as funções igualam-se a Equação (??)

$$\phi_M = \phi_H = \phi_Q = 1 + \beta_1 \left(\frac{z}{L} \right) \quad (2.37)$$

para $0 < z/L < 1$, as constantes $\gamma_1 \approx \gamma_2 \approx 16$ e $\beta_1 \approx 5$ são valores tabelados (??). A determinação de ϕ_H é geralmente baseada em observações dos perfis de Θ . Entretanto ao determinar a função ϕ a partir dos perfis da temperatura potencial Θ e virtual Θ_v formalmente é exigido que $\phi_H = \phi_Q$. Como nesta dissertação não será modelado o perfil de velocidade do vento da CLA, a forma da função Ψ_M não será apresentada, mas pode ser encontrada em ??, p.53). Sendo o interesse a modelagem dos perfis de temperatura e razão de mistura de vapor d'água, estas podem ser obtidas de maneira análoga à velocidade do vento. Então, tal como feito anteriormente integrando-se a Equação (??) obtem-se o perfil de temperatura

$$\frac{k(\Theta_v - \Theta_s)}{\Theta_{v*}} = \ln \left(\frac{z}{z_T} \right) - \Psi_H \left(\frac{z}{L} \right), \quad (2.38)$$

onde Θ_s é a temperatura potencial superficial e z_T é o comprimento de escala para a temperatura na superfície. Sob superfícies irregulares, o comprimento de escala da rugosidade z_0 é quase sempre uma ordem de magnitude maior que z_T . Para valores de $z/L < 0$, a função Ψ_H pode ser avaliada usando $y^+ = (1 + \gamma_2(z/L))^{1/2} = \phi_H(z/L)^{-1}$ como

$$\Psi_H \left(\frac{z}{L} \right) = 2 \ln \left[\frac{(1 + y^+)}{2} \right], \quad (2.39)$$

por outro lado para $z/L > 0$

$$\Psi_H \left(\frac{z}{L} \right) = -\beta_1 \left(\frac{z}{L} \right) \quad (2.40)$$

Da mesma maneira que foi encontrado o perfil de Θ_v , o gradiente de Q dado pela Equação (??) integrada resulta

$$\frac{k(Q - Q_s)}{Q_*} = \ln \left(\frac{z}{z_Q} \right) - \Psi_Q \left(\frac{z}{L} \right), \quad (2.41)$$

onde Q_0 é a umidade específica na superfície em $z = z_T$. Segundo ??) observações e teoria sugerem que $\phi_Q = \phi_H$, $\Psi_Q = \Psi_H$, $z_Q \approx z_T$, o ultimo sendo válido somente se fontes e sumidouros de calor e vapor d'água são coincidentes ou muito próximos.

As funções de estabilidade aplicam correções nas mudanças de estado da CLA de estável para instável no início da manhã e instável para estável no fim da tarde. Essas funções são aplicadas aos fluxos de calor na camada superficial e também à resistência da CLA a estes fluxos. Na subseção a seguir será mostrado os fluxos de calor com as funções adicionadas às suas expressões.

2.2.2 Fluxos Superficiais

A energia proveniente dos raios solares na superfície é particionada nos fluxos de calor latente λE , onde λ é o calor latente de vaporização e E a evapotranspiração, e de calor sensível H relacionado a variação de temperatura. Considerando que essa energia se conserva na interface da atmosfera na camada superficial, que é uma função do tempo e uma camada vegetativa com altura do dossel h_c , o balanço de energia na superfície pode ser escrita como (????)

$$R_{nv} - G = \underbrace{H_s + \lambda E}_I + \underbrace{\frac{\partial W_c}{\partial t}}_{II} \quad (2.42)$$

onde R_{nv} é a radiação líquida trocada com a camada de mistura logo acima, G é o fluxo de calor no solo. O Termo I do lado direito da Equação ?? representa o particionamento do que é conhecido como energia disponível na superfície e o termo II é a taxa com que a energia é armazenada por unidade de área na camada de ar dossel vegetativo, onde $W_c = \rho_a h_c c_p T_{av} = 0$ pois neste caso é considerado um estado estacionário. Os fluxos turbulentos (termo I) são interpretados como fluxos superficiais e ocorrem no topo do dossel vegetativo, sua razão é representada pela razão de Bowen (????)

$$B_0 = \frac{H_s}{\lambda E} \quad (2.43)$$

A razão de Bowen relaciona os fluxos de calor sensível e latente entre a camada superficial e a camada de mistura. Por meio desta razão é possível saber que tipo de energia a superfície está trocando com a atmosfera logo acima (??????). O fluxo da camada superficial é resultado do balanço entre as trocas de calor entre o solo, a vegetação e o ar entre essa vegetação.

As trocas estacionárias de energia e matéria entre dois ambientes, tal como a troca entre a CLS e a CLM, podem ser expressas através da diferença de concentração ou potencial dessas. Com base nesse conceito simples e bem difundido no estudo de fluxos entre superfícies e o meio

externo, é possível escrever tais fluxos como (??)

$$F = g_c(\psi_{sup} - \psi_{ar}) \quad (2.44)$$

Onde F é o fluxo de um escalar, ψ_{sup} e ψ_{ar} são os potenciais ou concentrações de escalar de uma superfície e do ar ao seu redor, e g_c é a condutância ou coeficiente de transferência de energia e matéria desse escalar. Dessa forma percebe-se que os fluxos são uma analogia à lei de Ohm. Desta maneira, na equação acima, a diferença de potencial elétrico pode ser interpretada como a diferença de temperatura ou umidade específica, e a corrente elétrica é o fluxo da grandeza que se quer estimar. De outra forma a Eq. ?? pode ser expressa em termos da resistência ao fluxo como (??).

$$g = \frac{1}{r} = \frac{F}{\psi_{sup} - \psi_{ar}} \quad (2.45)$$

onde $r = 1/g$ é a resistência ao fluxo entre a superfície e a atmosfera. Tais formulações expressam a transferência turbulenta e molecular de forma simplificada relacionado-as a lei de Ohm, como por exemplo a adição de resistências em séries e/ou em paralelo, no caso da transferência de calor entre vários ambientes, onde cada um pode manifestar diferentes resistências ao fluxo de calor em questão.

Fluxo de calor entre ar do dossel e a atmosfera

A modelagem do fluxo calor superficial, onde são considerados constantes, obtidos através de relações caracterizadas por coeficientes de transferência de calor médios, e também por relações de resistências aerodinâmicas são bastante difundidos por serem uma proposta prática para os estudos dos perfis de fluxos médios na camada limite superficial. Segundo ??) estas relações são utilizadas em quase todos os modelos numéricos, direta ou indiretamente em conjunto com outras relações, tais como aproximações de Penman-Montieth e múltiplas-fontes que envolvem uma ou mais resistências adicionais de transferência de calor. Tendo isto em mãos o fluxo de calor superficial por unidade de massa pode ser escrito como

$$\frac{H_a}{\rho_a c_p} = \overline{\Theta' w'_a} = C_H u (T_{av} - \Theta_m), \quad (2.46)$$

onde C_H é o coeficiente de transferência de calor definido pela Equação ??). Este pode ser derivado da manipulação algébrica das Equações ?? e ?? resultando em (??)

$$C_H = \frac{k^2}{\left[\ln \left(\frac{z-d}{z_T} \right) - \Psi_{H_a} \left(\frac{z}{L} \right) \right] \left[\ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right) - \Psi_M \left(\frac{z-d}{L} \right) \right]} \quad (2.47)$$

O fluxo de calor sensível entre a superfície (ar que envolve o dossel vegetal) e a atmosfera $\overline{w'\Theta'_s}$ é calculado de acordo com os perfis logarítmicos já apresentados. O fluxo neste caso é caracterizado pela diferença de temperatura do ar do dossel vegetativo T_{av} e a temperatura potencial da CLA Θ , este pode ser obtido a partir da combinação das Equações (??) e (??) e possui a seguinte forma

$$\overline{\Theta'w'_a} = ku^*(T_{av} - \Theta_m) \frac{1}{\ln\left(\frac{z-d}{z_T}\right) - \Psi_{H_a}\left(\frac{z-d}{L}\right)} \quad (2.48)$$

Na equação acima $d = 2h_c/3$ uma fração da altura do dossel h_c e z a altura da CLS tal que assume o mínimo valor absoluto do comprimento característico de Obhukov L . Esse valor mínimo evita instabilidades numéricas durante as transições de estados da atmosfera, isto é, da fase instável para estável ou estável para instável(??). Analogamente a relação de transferência mássica de calor latente pode ser escrita em função da diferença entre a razão de mistura de vapor de água do ar do dossel e da CLC. Logo, pode ser escrito como

$$\frac{\lambda E_a}{\rho_a \lambda} = \overline{Q'w'_a} = C_{\lambda E} u \left(\frac{\rho_{av}}{\rho_a} - Q \right), \quad (2.49)$$

O coeficiente $C_{\lambda E}$ pode ser obtido da mesma forma C_H , resultando em uma equação semelhante a Equação (??). O fluxo de umidade que corresponde ao fluxo de calor latente entre o ar do dossel e a CLC é da seguinte forma

$$\overline{Q'w'_a} = ku^*(Q_a - Q) \frac{1}{\ln\left(\frac{z-d}{z_q}\right) - \Psi_{\lambda E_a}\left(\frac{z-d}{L}\right)}, \quad (2.50)$$

em que $Q_a = \rho_{av}/\rho_a$ é a razão de mistura do ar e ρ_{av} concentração de vapor d'água no dossel vegetal ($z = z_q$). Os coeficientes de transferência de calor contabilizam as transferências turbulentas e moleculares juntas, seja na forma de calor sensível ou latente, entre o dossel vegetal e um ponto de referência a uma altura z da CLS. O balanço de energia para o ar do dossel é dada pela seguinte expressão

$$\rho_a h_c c_p \frac{dT_{av}}{dt} = H_s + H_v - H_a \quad (2.51)$$

onde H_s é o fluxo de calor sensível entre o solo e o ar do dossel, H_v é o fluxo de calor sensível das folhas para o dossel e H_a é o calor sensível trocado com a atmosfera da CLM.

Fluxo de Calor entre as folhas e o ar do dossel

Os processos envolvidos nas trocas de energia e massa entre o dossel vegetativo e o meio externo tais como temperatura, balanço hídrico e fotossíntese podem ser tratados de maneira simplificada utilizando os chamados Modelos "big leaf". As equações desse modelo são similares às utilizadas para uma folha individual com especificações próprias para os termos de condutância ou resistência. Para isto primeiramente deve-se deduzir uma equação para a temperatura aerodinâmica do dossel. Em ??) tal dedução é realizada através da equação de balanço de energia

$$\begin{aligned} & \underbrace{R_{abs} - L_{oe}}_{Rn_v} - G - H_v - \lambda E_v \\ & = R_{abs} - \underbrace{\epsilon_s \sigma T_{sv}^4}_I - c_p g_{Ha} (T_{sv} - T_{av}) - \underbrace{\lambda g_v \frac{e_s(T_{sv}) - e_{av}}{P_a}}_{II} = 0 \end{aligned} \quad (2.52)$$

onde R_{abs} é a radiação de onda curta e longa absorvida, L_{oe} é a radiação térmica emitida pelo dossel que somadas resultam no balanço de radiação absorvida pela vegetação Rn_v discutida mais a frente. No caso do dossel acrescenta-se a energia perdida para o solo, onde G é o fluxo de calor no solo. A caracterização do fluxo se dá pela diferença entre T_{sv} que é a temperatura do dossel e T_{av} que é a temperatura do ar em volta do dossel, e pela diferença de pressão, onde e_a é a pressão de vapor do ar, e_s é a pressão de vapor do ar saturado no dossel que depende da temperatura do ar. A condutância de calor da camada limite $g_{Ha} = 1/r_{bv}$ é calculada pela Eq. ?? expressa em termos do coeficiente de calor e velocidade de fricção. A condutância de vapor do dossel g_v será estimada com base na equação da Evapotranspiração do ar.

$$r_{bv} = \frac{C_H}{\sqrt{u^*}} \quad (2.53)$$

A resistência ao transporte turbulento de calor sensível pode ser obtido através da manipulação de uma equação análoga a Equação (?). Sob condições estáveis ($L < 0$) é necessário que a aplicação de uma correção de estabilidade multiplicando neste caso a Eq. ?? pela função ??

$$r_{bv} = r_{bv} \left(1 + \gamma_2 \left(\frac{z}{L} \right) \right)^{-1/2} \quad (2.54)$$

O segundo passo para encontrar a temperatura do dossel é linearizar o termo I . Considerando que a diferença de temperatura do dossel é dada por $T_{sv} = T_{av} + \Delta T$, substituindo no termo

$I = \varepsilon_s \sigma (T_{av} + \Delta T)^4$, fazendo uma expansão binomial e eliminando os termos que se tornam desprezíveis, tem-se

$$\begin{aligned} \varepsilon_s \sigma T_{sv}^4 &\cong \varepsilon_s \sigma T_{av}^4 + 4\varepsilon_s \sigma T_{av}^3 (T_{sv} - T_{av}) \\ &= \varepsilon_s \sigma T_{av}^4 + c_p g_r T_{av}^3 (T_{sv} - T_{av}), \end{aligned} \quad (2.55)$$

onde $g_r = 4\varepsilon_s \sigma T_{av}^3 / c_p$ é a condutância radiativa. Feito isto também é necessário linearizar o termo II , logo

$$\begin{aligned} \lambda g_v \frac{e_s(T_{sv} - e_{av})}{P_a} &= \lambda g_v \frac{\overbrace{e_s(T_{sv}) - e_{av}}^{\Delta}}{P_a} + \lambda g_v \frac{\overbrace{e_s(T_{av}) - e_{av}}^{VPD}}{P_a} \\ &\simeq \lambda g_v s (T_{sv} - T_{av}) + \lambda g_v \frac{VPD}{P_a} \end{aligned} \quad (2.56)$$

onde $VPD = e_s(T_{sv}) - e_{av}$ é o deficit de vapor de pressão da atmosfera, $s = \Delta/P_a$, e $\Delta = de_s(T)/dT$ que é a variação de pressão de vapor com a temperatura. Esta linearização foi usada pela primeira vez por Penman em 1948 para derivar a equação de Penman para evapotranspiração (????). Substituindo as Eqs. ?? e ?? na Eq. ?? resulta

$$R_{abs} - \varepsilon_s \sigma T_{av}^4 - \lambda g_v \frac{VPD}{P_a} - (c_p g_{hr} + \lambda s g_v)(T_{sv} - T_{av}) = 0. \quad (2.57)$$

No caso é conveniente usar a condutância convectiva-radiativa $g_{hr} = g_{ha} + g_r$. Fazendo simples manipulações algébricas na Eq. ?? é possível encontrar uma equação para temperatura do dossel

$$\begin{aligned} T_{sv} - T_{av} &= \frac{R_{abs} - \varepsilon_s \sigma T_{av}^4 - G - \lambda g_v VPD / P_a}{c_p g_{hr} + \lambda s g_v} \\ &= T_{av} + \frac{\gamma^*}{s + \gamma^*} \left(\frac{R_{abs} - \varepsilon_s \sigma T_{av}^4}{g_{hr} c_p} - \frac{VPD}{P_a \gamma^*} \right) \end{aligned} \quad (2.58)$$

onde $\gamma^* = \gamma g_{hr} / g_v$ é a constante psicométrica e $\gamma = c_p / \lambda$ é a constante psicométrica termodinâmica. Assim é possível escrever formulações que só dependem da temperatura do ar em volta do dossel. Uma equação para o fluxo de calor sensível pode ser escrita a partir da Eq. ??

$$\begin{aligned} H_{sv} &= c_p g_{Ha} (T_{sv} - T_{av}) \\ &= c_p g_{Ha} \left(\frac{R_{abs} - \varepsilon_s \sigma T_{av}^4 - G - \lambda g_v VPD / P_a}{c_p g_{hr} + \lambda s g_v} \right) \end{aligned} \quad (2.59)$$

O fluxo de calor latente é determinado através da diferença de potenciais de razão de mistura de vapor de água contido no estômato das folhas e o ar em volta destas. A perda de calor através da

evapotranspiração corresponde a parte de calor latente perdida pela vegetação para o ambiente. Utilizando o que foi mostrado acima, neste caso substitui-se a Eq. ?? na Eq.?? no que resulta em uma equação para evapotranspiração independente da temperatura da folha

$$\begin{aligned}\lambda E_v &= \lambda g_v \frac{e_s(T_{av} - e_{av})}{P_a} \\ &= \frac{s(R_{abs} - \epsilon_s \sigma T_{av}^4 - G) - \gamma^* \lambda g_v VPD/P_a}{s + \gamma^*}.\end{aligned}\quad (2.60)$$

A Eq. ?? é conhecida como a equação de Penman-Monteith para estimar a evapotranspiração para uma comunidade de plantas (????).

Além das temperaturas os potenciais são expressos em função de e_{sv} e e_{av} que são a pressão saturada do vapor no estômato e a pressão atmosférica. Como e_{sv} depende da temperatura da folha logo é evitada. Entretanto poderia seguir a equação correspondente ao ar ao redor do dossel apenas substituindo a temperatura correspondente

$$e_s(T_{av}) = 6,112 \cdot 10^3 \exp\left(\frac{17,67T_{av}}{T_{av} + 243,5}\right) \quad (2.61)$$

$$e_{av} = \frac{\rho_{av} R_g T_{av}}{M_v}. \quad (2.62)$$

Nas equações acima e_s é a pressão de vaporização saturada e M_v é a massa molar da água.

O fluxo de calor entre o dossel e o ar em sua volta possui duas resistências consideradas em séries e por isto são somadas, sendo a resistência já conhecida do ar do dossel e a resistência estomática r_{sv} (Figura ??). Esta última se deve a regulação estomática, uma característica fisiológica necessária para sobrevivência da planta. Segundo ??) em resposta ao estresse hídrico a planta controla sua transpiração diminuindo sua condutância estomática, ou seja, fechando o estômato para diminuir a perda de água para o meio externo em períodos de seca. Em outros períodos a regulação estomática é necessária devido o diferencial de pressão entre a folha e a raiz que se forma durante a condutância hidráulica do vegetal torna-se um risco a sua sobrevivência. Isto é, a planta exige uma diminuição de pressão entre o solo e a raiz para que haja absorção de água, conseqüentemente para que a água seja transportada até as folhas esta deve diminuir a pressão em seus estômatos mais ainda para que o transporte se realize. Esta queda de pressão pode ser perigosa ao se tornar demasiadamente negativa e isto pode acabar comprometendo o sistema hidráulico do vegetal, por o amassamento de seu caule. Dessa maneira a regulação

é de fundamental importância para evitar essas pressões, fechando e abrindo os estômatos no processo de transpiração.

$$g_s = \frac{\beta}{r_{sv}} = g_0 + (g_{max} - g_0)f_{\psi}, \quad (2.63)$$

Nota-se que a condutância estomática g_s é inversamente proporcional a resistência multiplicada por um fator de conversão de unidade molar para unidade de resistências físicas $\beta = P_a/R_gT_a$, onde P_a e T_a são a pressão e a temperatura da atmosfera. A função f_{ψ} é a chamada função de redução e representa a sensibilidade do estômato em relação a umidade do solo e do ar (????).

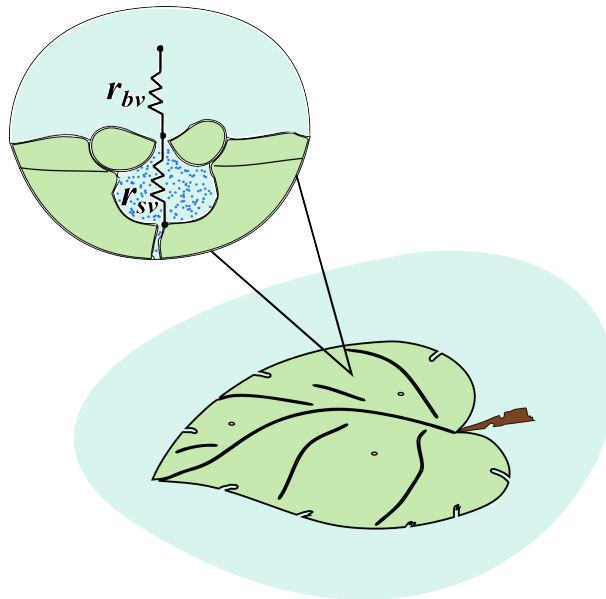


Figura 2.5: Resistências estomática e em série ao fluxo de calor entre a folha e a atmosfera do dossel. Os pontos azuis na representação do corte transversal representam o vapor de água contido nos estômatos

Com o uso das equações desta seção é possível fechar balanço de energia para a vegetação, o qual é dada por

$$Rn_v - H_v - \lambda E_v = 0 \quad (2.64)$$

Neste caso é considerado um regime estacionário definido pela equação de combinação do modelo *big leaf*, logo a temperatura não varia no tempo e assume um valor único distribuído no dossel vegetativo. Rn_v é a radiação absorvida pela folha dada pela Equação (??).

Fluxo de calor entre o solo e o ar do dossel

A modelagem do fluxo de calor entre o solo e o ar do dossel foi realizada de maneira análoga ao que foi exposto no item anterior, através de diferenças de potências que caracterizam o fluxo. Assim, o fluxo de calor sensível pode ser calculado como

$$\frac{H_s}{\rho_a c_p} = \frac{T_s|_{z=0} - T_{av}}{r_{ss}}, \quad (2.65)$$

onde $T_s|_{z=0}$ é a temperatura do solo na superfície, z é a profundidade do solo e r_{ss} é a resistência aerodinâmica entre a superfície do solo e o ar entre o dossel, a qual pode ser escrita em termos da integração da difusividade turbulenta ao longo da altura do dossel

$$r_{ss} = \int_{z_{0g}}^{h_s} \frac{dz}{K(z)} \quad (2.66)$$

$$K(z') = K(h_c) \exp \left[\eta \left(\frac{z}{h_c} - 1 \right) \right], \quad (2.67)$$

$$K(h_c) = u^* k (h_c - d). \quad (2.68)$$

Na Equação (??) os limites z_{0g} e h_s são comprimentos característicos da rugosidade do solo e nível fonte/sorvedouro do dossel respectivamente. A difusividade turbulenta é calculado através de uma função de decaimento exponencial cujo os termos que a definem são a difusividade turbulenta no topo da camada vegetativa $K(h_c)$ sendo h_c a altura deste, e um fator de extinção η dado por

$$\eta = h_c \left(\frac{c_d L_{AI} / h_c}{2l_c} \right)^{1/3}, \quad (2.69)$$

onde c_d é o coeficiente de arrasto da folhagem, L_{AI} é o índice de área foliar e l_c é o comprimento de mistura na região do dossel. A distribuição de calor no solo determinada através da equação de difusão de calor que pode ser escrita da seguinte forma (??)

$$\rho_s c_s \frac{\partial T_s}{\partial t} = k_T \frac{\partial^2 T_s}{\partial z^2}, \quad (2.70)$$

onde $\rho_s c_s$ são densidade e calor específico médios do solo úmido, k_T é condutividade térmica média entre o solo, água e atmosfera. As condições de fronteira da Equação (??) são

$$k_T \frac{\partial T_s}{\partial z} \Big|_{z=0} = G = Rn_s - H_s \quad (2.71)$$

$$k_T \frac{\partial T_s}{\partial z} \Big|_{z=0} = 0, \quad (2.72)$$

$$k_T \frac{\partial T_s}{\partial z} \Big|_{z=Z} = 0, \quad (2.73)$$

em que G é o fluxo de calor no solo, Z é o tamanho do domínio e Rn_s é a radiação líquida absorvida pelo solo, cujo modelo de balanço de energia de natureza radiante será descrito mais adiante pela Equação (??).

2.3 RADIAÇÃO LÍQUIDA ABSORVIDA PELA SUPERFÍCIE

Para o fechamento do balanço de energia na camada de mistura é preciso o fluxo de Radiação, além do fluxo de calor na camada de mistura. Toda essa radiação tem origem nos raios solares que desencadeia diversas trocas de radiação entre o solo, a vegetação e o ar da CLM, relevantes para o ajuste do estado da camada limite ao longo do tempo (????). O modelo aqui apresentado é semelhante ao de ??) e ??), e é o mesmo aplicado em ????) onde foram utilizadas equações de emissividade de ??). As trocas radiativas são particionadas em radiações de ondas longas LW e radiações de ondas curtas SW e estas dependem da localização, período do ano e condições atmosféricas da área de estudo. No caso das radiações SW quando não houver dados medidos usa-se o conceito bastante difundido de radiação de ondas curtas de céu claro, ou para todo caso, condições de dias de céu limpo (Figura ??).

Partindo dessas considerações é possível expressar os fluxos radiativos no topo e na parte mais próxima a superfície da atmosfera devido a radiação na CLM. Estas podem ser dadas em termos da temperatura potencial como

$$R_{sd}(\Theta_m) = \sigma \varepsilon_d \Theta_m^4, \quad (2.74)$$

$$R_{su}(\Theta_m) = \sigma \varepsilon_u \Theta_m^4, \quad (2.75)$$

onde R_{sd} e R_{su} são o fluxo descendente e ascendente de radiação na CLM e σ é a constante de Stefan-Boltzmann; ε_d e ε_u são as emissividades descendente e ascendente respectivamente. Como já mencionado, as emissividades são expressas de acordo com as equações de ??). As radiações de ondas longas emitidas pela CLM, vegetação e solo são escritas respectivamente como

$$LWO_a = R_{sd} + R_{su}, \quad (2.76)$$

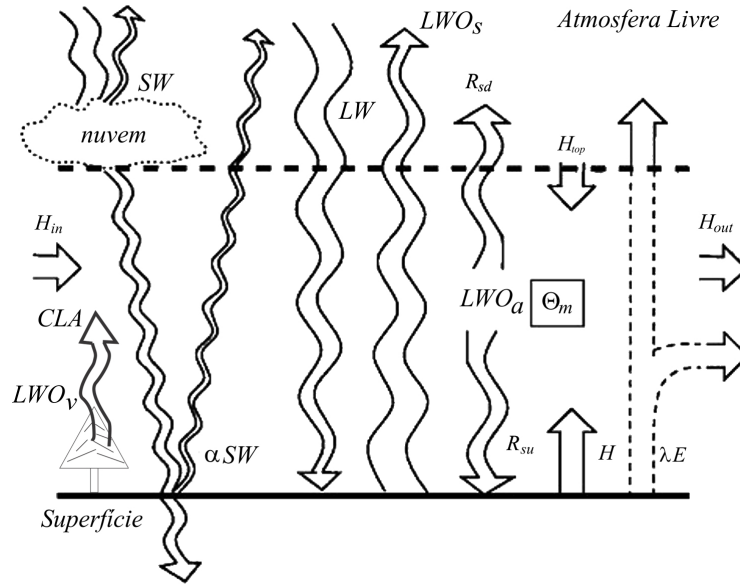


Figura 2.6: Fluxo de radiação em toda a região de camada limite. Adaptado de ??)

$$LWO_v = 2\sigma T_{sv}^4 [1 - \exp(-k \cdot LAI)], \quad (2.77)$$

$$LWO_s = \epsilon_s \sigma T_{ss}^4, \quad (2.78)$$

onde σ é a constante de Stefan-Boltzmann, k é o fator de extinção, ϵ_s é emissividade do solo. As equações que descrevem a absorção de radiação de ondas longas líquida pela CLM, folhagem e solo são dadas pelas expressões respectivamente

$$Rn_a = LW \epsilon_{ad} + \frac{1}{2} LWO_v \epsilon_{au} + LWO_s \epsilon_{au} \exp(-kLAI) - LWO_a, \quad (2.79)$$

$$Rn_v = (1 - a_v) SW [1 - \exp(-k \cdot LAI)] + (LW + LWO_s) [1 - \exp(-k \cdot LAI)] - LWO_v, \quad (2.80)$$

$$Rn_s = [(1 - a_v) SW + LW] [1 - \exp(-k \cdot LAI)] + \frac{1}{2} LWO_v - LWO_s. \quad (2.81)$$

Nas equações acima LW e SW são as radiações de ondas longas e ondas curtas provenientes da atmosfera livre, são forçantes climáticas. ϵ_{ad} e ϵ_{au} são as emissividades descendente e ascendente da atmosfera acima da camada limite respectivamente e a_v é o albedo médio da vegetação. Na Equação (??) nota-se que há contribuições para o aquecimento da CLM de radiações de ondas longas LW , LWO_v e LWO_s e esta resfria liberando radiação LWO_{CLM} da atmosfera livre e solo. No balanço da vegetação, Equação (??), as contribuições para o aquecimento são caracterizadas por absorção de SW pela vegetação e de LW e LWO_s e resfriamento ocasionado pela liberação no ambiente de LWO_v e pela razão refletida do albedo de SW . Por fim, Na Equação (??) o solo absorve radiações SW , LW da atmosfera livre e LWO_v da vegetação e libera radiação LWO_s e também reflete radiação SW e LW relacionado ao albedo vegetativo. Na Figura (??)

pode-se observar esses intercâmbios de radiações em toda a CLA.

2.4 MODELAGEM MATEMÁTICA DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA

Os modelos de multicamadas que descrevem a estrutura de campos turbulentos na direção vertical, tais como Simulação de Grandes Escalas de escoamento (LES) ou modelos de Ordem Elevada das Equações Médias de Reynolds e Navier-Stokes (RANS), retêm elevados custos computacionais e financeiros para estudos das sazonalidades do clima de uma determinada região. Tais dificuldades estão associadas, por exemplo, no longo período que deverá ser simulado para o caso de uma estação chuvosa que prolonga-se por vários meses. Para o estudo da CLA neste trabalho foi utilizado os chamados Modelos de Uma Camada, deduzidos através da observação do comportamento da CLC (Figura ?? e ??) que assumem as seguintes considerações:

- a distribuição vertical da temperatura potencial, umidade específica e momentum são independentes da altura da CLA;
- no topo da CLA existe uma descontinuidade (chamada aqui de Jump Figura ?? e ??) que representa a zona de inversão, cuja espessura é desprezível em relação a altura da CLA e desempenha o papel de transição para a Atmosfera Livre;
- a capacidade calorífica da camada superficial é desprezível em comparação a totalidade da CLA;
- a turbulência é suficiente para manter boas condições de mistura.

Partindo dessas considerações a modelagem da estrutura da CLA é demonstrada na Figura ?? em que os perfis de temperatura potencial Θ (K) e a razão de mistura de vapor d'água Q ($KgKg^{-1}$) são relacionadas com a altura da camada limite, assim como o fluxo de calor sensível $\overline{\Theta'w'}$ (Kms^{-1}) e o fluxo de vapor d'água ou calor latente $\overline{Q'w'}$ (ms^{-1}) através da CLA. Dados pela covariância das flutuações Θ' e Q' com a flutuação da velocidade do vento na direção vertical w' (ms^{-1}) os fluxos de calor sensível e latente são provenientes do particionamento da energia solar incidente na superfície. Segundo ??) as relações entre esses dois fluxos definem o fluxo de calor líquido e a CLC, onde Θ e Q são constantes. Em conjunto com os perfis do

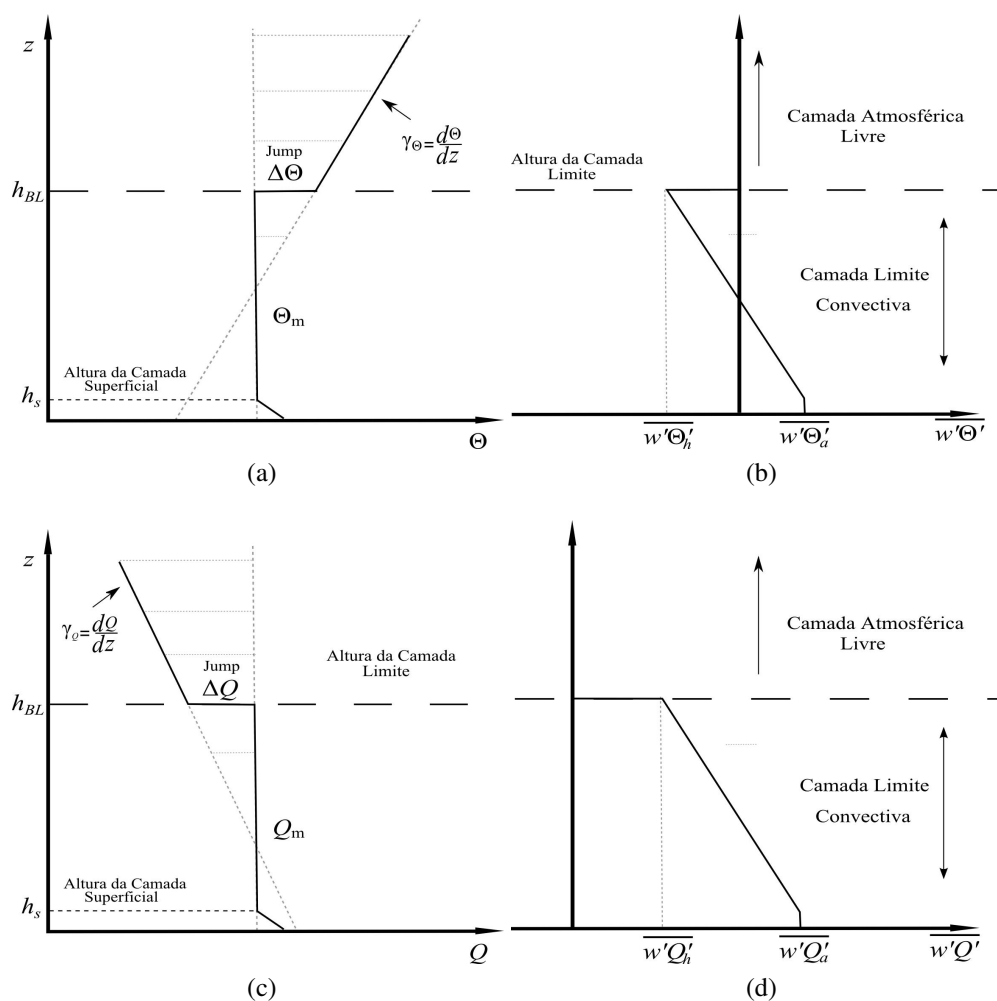


Figura 2.7: Esboço do modelo do crescimento da CLA através da representação dos perfis: (a) da Temperatura Potencial; (b) do Fluxo de Calor na direção vertical; (c) Perfil da razão de mistura de vapor d'água e (d) Fluxo de vapor.

modelo, médias de temperatura potencial e perfis de razão de mistura de vapor d'água, provenientes de medições de um fim de tarde de um dia claro da CLA, são normalizados pela altura da camada limite h_{BL} e referenciados para as médias Θ_m e Q_m . Como observa-se nas Figuras ?? e ?? as formas assumidas pelos perfis das variáveis de estado entram em conformidade com o conjunto de dados obtidos pela sondagem da CLA. Desse modo a forma canônica de estado e perfis de fluxo dentro da CLA estão implicitamente ligadas a derivação dos perfis modelados. A derivação do modelo de camada inicialmente se dá através da análise da primeira lei da termodinâmica em relação às características assumidas pelos perfis da CLC. De acordo com ??) o aquecimento da CLA é governado pela equação de Entalpia dada por

$$c_p \rho \frac{d}{dt}(\Theta_m) = -\frac{d}{dz}(c_p \rho \overline{\Theta' w'}). \quad (2.82)$$

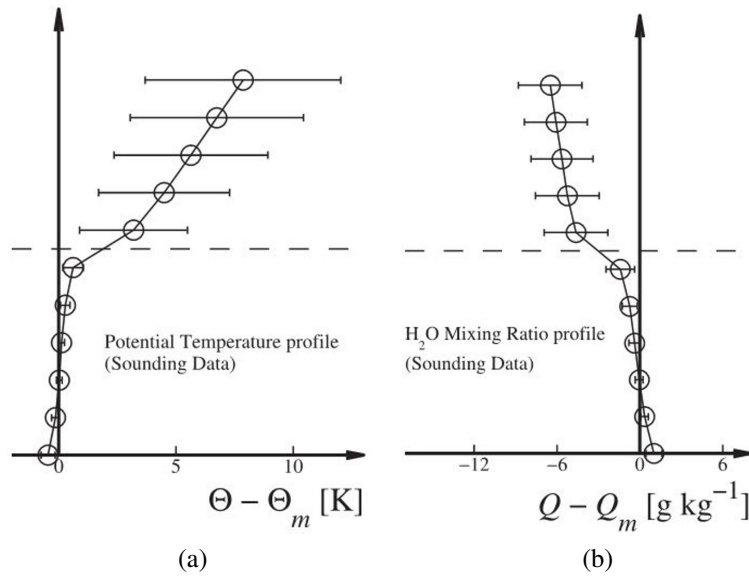


Figura 2.8: Sondagem da temperatura potencial e vapor d'água na direção vertical da CLA em um dia claro e fim de tarde no Aeroporto Internacional Piedmont Triad International de Greensboro, Carolina do Norte (??) - (a) Perfil temperatura virtual média e (b) da razão de mistura de vapor d'água. A metodologia e as sondagens junto com as simplificações físicas formam a base para a modelagem da CLA.

Entretanto segundo a dedução do modelo da CLC dada pela Figura ?? e (?? o gradiente $\overline{\Theta'w'}$ é independente da altura. Dessa maneira a derivação das equações governantes da modelagem da CLA para o calor sensível possui forma bastante simplificada (?????????)

$$\frac{d}{dt}(\Theta_m) = \frac{1}{h_{BL}} \left(\overline{\Theta'w'_s} - \overline{\Theta'w'_h} \right) + Rn_a, \quad (2.83)$$

onde $\overline{\Theta'w'_s} = H_s/\rho C_p$ (Kms^{-1}) é fluxo de calor sensível proveniente da superfície e $\overline{\Theta'w'_h}$ (Kms^{-1}) é o fluxo de calor sensível na base de inversão trocado entre a atmosfera livre e a CLC dado por

$$-\overline{\Theta'w'_h} = \Delta\Theta \frac{d}{dt}(h_{BL}). \quad (2.84)$$

Na Equação (??) observa-se que os efeitos de radiação são considerados adicionando-se ao balanço a troca líquida de radiação de ondas longas da CLC Rn_a (Wm^2). A troca de ondas longas é relevante para ajuste de longo prazo do estado da camada limite (??). De acordo com ??) isto pode ser um importante efeito de resfriamento no final da tarde, quando começa haver a transição para a camada limite noturna. Com base na Figura ?? a Equação (??) representa o aumento da taxa de variação de Θ_m ocasionado pelo entranhamento de ar quente advindo da camada superior à CLA, caracterizando o fluxo descendente de calor. Tal fluxo é turbulento e ocorre devido ao momentum de inércia trocado entre o topo da camada e a atmosfera livre durante o crescimento da CLA (penetração convectiva). O gradiente do Jump na zona que ocorre

o entranhamento é relacionado com a variação de h_{BL} (m) e Θ_m , de modo que este cresce com a evolução da camada e decresce com o aquecimento da camada limite. Esta consideração geométrica é dada por

$$\frac{d}{dt}(\Delta\Theta) = \gamma_{\Theta} \frac{d}{dt}(h_{BL}) - \frac{d}{dt}(\Theta_m). \quad (2.85)$$

Na Equação (??) γ_{Θ} (Km^{-1}) é a variação de Θ_m com a altura na região da atmosfera livre. As equações para Q são semelhantes às equações já apresentadas neste item e são expressas como (??):

$$\frac{d}{dt}(Q) = \frac{1}{h_{BL}} \left(\overline{Q'w'_s} - \overline{Q'w'_h} \right), \quad (2.86)$$

$$-\overline{Q'w'_h} = \Delta Q \frac{d}{dt}(h_{BL}), \quad (2.87)$$

$$\frac{d}{dt}(\Delta Q) = \gamma_Q \frac{d}{dt}(h_{BL}) - \frac{d}{dt}(Q). \quad (2.88)$$

Nas equações acima os subscritos a e h tem o mesmo significado que nas equações para temperatura potencial, com $\overline{Q'w'_s} = \lambda E_a / \rho l_v$ sendo correspondente ao fluxo de vapor d'água vindo da superfície, onde λE_a é o calor latente superficial e l_v é o calor latente de vaporização e $\overline{Q'w'_h}$ o fluxo de vapor na zona de entranhamento com γ_Q que é variação da razão de mistura de vapor d'água com a altura da atmosfera livre. O fluxo de Θ e Q no topo da CLC é turbulento. Logo, as equações governantes (??) - (??) demandam fechamento turbulento. Dessa maneira assume-se que a equação evolutiva da Energia Cinética Turbulenta (ECT) é formada pelos seguintes termos (????)

$$\frac{d}{dt}(\bar{e}) = \underbrace{\overline{b'w'_h}}_I - \underbrace{\frac{d}{dz}(\overline{ew'})}_{III} - \underbrace{\varepsilon}_{IV}, \quad (2.89)$$

onde $e = \frac{\sqrt{u'^2 + v'^2 + w'^3}}{2}$; I é o termo transiente; II é o termo fluxo flutuante de entranhamento ($\overline{b'w'_h}$ ($m^2 s^{-3}$)); III é o termo de fluxo de convergência da ECT; e IV é a dissipação da ECT, neste trabalho ε não será considerado. Tal parametrização foi realizada por ??), na qual inferiu que o aumento da ECT próximo a $z = h_{BL}$ é associado ao entranhamento de mistura do ar de modo que o termo I da equação da ECT pode ser estimado, assim considerando as parametrizações

$$\frac{d}{dz}(\overline{ew'}) \sim \frac{c_F}{h} \sigma_w^3 \quad (2.90)$$

$$\frac{d}{dt}(\bar{e}) \sim \frac{\bar{e}}{h_{BL}} \frac{d}{dt}(h_{BL}) \sim \frac{\sigma_w^2}{h_{BL}} \frac{d}{dt}(h_{BL})$$

$$\frac{d}{dt}(\bar{e}) \sim c_T \frac{\sigma_w^2}{h_{BL}} \frac{d}{dt}(h_{BL}), \quad (2.91)$$

a parametrização dos termos *I* e *II* definem a proporcionalidade entre variação temporal da ECT com a variação da altura da camada limite. Com tais análises de escala, foi possível escrever uma equação para a taxa temporal da altura da camada CLC h_{BL} substituindo as Equações (??) - (??) na Equação (??). Dessa maneira, tem-se

$$c_T \frac{\sigma_w^2}{h_{BL}} \frac{d}{dt}(h_{BL}) = c_F \frac{\sigma_w^3}{h_{BL}} + \overline{b'w'_h},$$

no que resulta

$$\frac{d}{dt}(h_{BL}) = \frac{c_F}{c_T} \sigma_w + \frac{h_{BL} \overline{b'w'_h}}{\sigma_w^2 c_T}, \quad (2.92)$$

com

$$\overline{b'w'_h} = \frac{g}{T_v} \overline{\Theta'_v w'_v} = \frac{g}{T_v} (\overline{\Theta'_v w'_v} + 0,61T \overline{Q'_v w'_v}) \quad (2.93)$$

onde Θ_v é a temperatura virtual potencial (K), g (ms^{-2}) a aceleração da gravidade, T_v (K) é a temperatura virtual e T (K) a temperatura termodinâmica. Nas equações acima c_F e c_T são constantes empíricas tabeladas, cujos valores são calculados em ??). σ_w é a escala adimensional de velocidade turbulenta que é proporcional às escalas de velocidade de fricção u_* e da velocidade convectiva w_* que é o desvio padrão da velocidade do vento na direção vertical. A escala turbulenta de velocidade pode expressa como

$$\sigma_w^3 = w_*^3 + \frac{A}{c_F} u_*, \quad (2.94)$$

onde

$$w_*^3 = h_{BL} \overline{b'w'_h}. \quad (2.95)$$

A constante empírica A é derivada do crescimento mecânico da CLC guiado pelo entranhamento no topo da camada.

Tabela 2.1: Valores da altura do dossel e índice de área foliar para região do cerrado da FAL. Devido a ausência de dados na FAL foram utilizados valores de outras áreas de cerrado do bioma Cerrado.

Parâmetros do modelo da CLA		
Parâmetro	Valor	Fonte
c_F	0,2	(??)
c_T	1,5	(??)
A	2,5	(??)
h_e [m]	300	Estimado

Altura do nível de condensação

Uma condição de desencadeamento da precipitação convectiva é o encontro h_{BL} com a altura do nível de elevação da condensação (h_{LCL}) determinada por (??)

$$h_{LCL} = \frac{R_g \Theta_m}{M_v g} \log \left(\frac{P_s}{P_{LCL}} \right), \quad (2.96)$$

onde P_{LCL} é a pressão na altura h_{LCL} . O valor de P_{LCL} pode ser aproximadamente determinada a partir da suposição hidrostática, dada por

$$P_{LCL} = P_s \left(\frac{T_{LCL}}{\Theta_m} \right)^{3,5}, \quad (2.97)$$

onde T_{LCL} é a temperatura de saturação em h_{LCL} . O valor de T_{LCL} pode ser derivada a a partir da equação de Clausius-Clapeyron como (??)

$$T_{LCL} = \frac{2840}{3,5 \ln \Theta_m - \ln \frac{P_s Q}{0,622+r} - 7,8108} + 55, \quad (2.98)$$

o parâmetro 3,5 é a constante de poisson inversa. A altura h_{LCL} é aquela em que o nível de pressão que uma parcela de ar chega a saturação pela elevação a partir de um nível particular de pressão. Uma parcela de ar ascendente esfria, assim a umidade relativa aumenta dentro de uma parcela de ar ascendente. Uma vez que RH chega a 100% na parcela, condensação por elevação ocorre.

Camada limite noturna estável

A Camada Limite Noturna estável cresce logo após a transição ocorrida no fimda da tarde da camada limite instável convectiva (Figura ??) Devido a simulação ser continua, ou seja, para vários dias ininterruptos a Camada Limite Noturna (CLN) deve ser modelada. Esta camada suprime o fornecimento de energia apenas para TKE, na qual decai na camada residual logo acima da CLN, o que invalida a aplicação do modelo aqui apresentado (??). A razão disto é que as forças de flutuabilidade atuam suprimindo a turbulência, tanto que a camada limite é menos espessa, e o nível de turbulência menor (??). Em adição, ondas de momentum coexistentes com a turbulência tornam complicada a estrutura e a interpretação de dados da CLN. ??) através de simulação numérica mostraram que os efeitos radiativos são relativamente mais importantes na presença de turbulência. Os referidos autores mostraram que o resfriamento a uma dada altura

da camada pode representar uma fração significativa da taxa de resfriamento da superfície. Dessa maneira um modelo simples será apresentado neste trabalho, pois não é o objetivo a descrição com detalhe da dinâmica da CLN, dado que o interesse é predizer de forma simples a taxa de lapso da temperatura potencial que a CLA precisa superar no início da manhã. Segundo ??) a CLN raramente é encontrada em um estado estacionário e sim em uma evolução muito lenta no tempo. O desenvolvimento da CLN pode ser descrita pela seguinte equação

$$\frac{d\Theta_n}{dt} = \frac{d\Theta_m}{dt} + \frac{2}{h_e - z} ku^* (T_{av} - \Theta_m) \frac{1}{\ln\left(\frac{z-d}{z_T}\right)} \quad (2.99)$$

onde Θ_n é a temperatura potencial média da camada superficial a noite, a qual é utilizada nas Eqs. de fluxo da sessão ?? neste período. O modelo considera a altura da CLN h_e logo após a transição de instável para estável da estabilidade da CLA. Esta altura permanece constante no tempo durante o período noturno. A temperatura potencial então é assumida como constante e distribuída seguindo a Eq. ?? linearmente na CLN.

2.4.1 Altura da CLC a partir de fluxos superficiais

Outra alternativa mais simples do tratamento turbulento no topo da CLA é a representação desta como uma fração do fluxo superficial. Tal proposta foi apresentada por ??) a qual foi base para o modelo proposto anteriormente apresentado. A vantagem do seu uso é que este trabalha com um fechamento mais simples da turbulência, dependente apenas de uma constante de proporcionalidade parametrizada. Sua demonstração parte da equação de balanço de energia apresentada por ??)

$$\frac{g}{T_v} \overline{\Theta'_v w'} = \underbrace{\frac{\partial}{\partial z} (\overline{e^2 w'})}_I + \varepsilon, \quad (2.100)$$

Como já visto a taxa de dissipação da ECT é desprezível aqui, assim pode ser desconsiderada da Equação ?? . Neste caso ??) postulou que o termo I é a razão da escala de velocidade convectiva e a altura da da CLA. Feito isto, o fluxo no topo passa a ter a seguinte forma

$$-\overline{\Theta'_v w'} = \frac{T_v}{g} \frac{w_*^3}{h_{BL}} \quad (2.101)$$

No estado de convecção livre a ECT é mantida quase que exclusivamente pelas forças de flutuação (??), como mostrado na Equação ?? . Nesta situação a velocidade convectiva pode ser escrita em termos do fluxo superficial e da altura da CLA, a qual diversos trabalhos apresentam

boas aproximações (????)

$$w_*^3 = \beta^* \overline{\Theta w'}_s \frac{g h_{BL}}{T_v} \quad (2.102)$$

substituindo a Equação ?? em ?? tem-se

$$-\overline{\Theta' w'} = \beta^* \overline{\Theta w'}_s \quad (2.103)$$

Segundo ??) diversos trabalhos experimentais sugerem que a constante β^* muda com a hora do dia e que medições indicam que seu valor está entre 0,2 e 0,4(????). Sendo assim, neste trabalho foi utilizado o valor de 0,3 que foi o mesmo utilizado por ??) e ??).

Para determinar a evolução temporal da altura da CLC são consideradas as mesmas condições que no caso anterior, sendo que para este caso são ignoradas os termos fontes/sumidouros de calor dentro da camada limite e adotado o fluxo de entranhamento no topo. Dessa maneira é possível escrever a equação através do seguinte balanço de energia

$$\frac{dh_{BL}}{dt} = \frac{\overline{\Theta w'}_s - \overline{\Theta' w'}}{\gamma_{\Theta} h_{BL}} s \quad (2.104)$$

substituindo a Equação ?? na equação ??, assim esta pode ser reescrita como

$$\frac{dh_{BL}}{dt} = \frac{\overline{\Theta w'}_s (1 + \beta^*)}{\gamma_{\Theta} h_{BL}}. \quad (2.105)$$

Com esse tipo de modelagem da altura CLA comparada a altura h_{LCL} ??) observou que estatísticas para eventuais precipitações convectivas são estatisticamente diferentes da precipitação gerada pelas condições de solo seco e úmido, porém mais robustas. Usando como entradas do modelo os fluxos de calor medidos em um sistema de covariância de vórtices o autor mostrou que uma linha de fronteira emerge tal que para uma dado estado de umidade do solo e relativa do ar deve exceder um limiar mínimo definido antes da precipitação ser iniciada.

Capítulo 3

MATERIAL E MÉTODOS

3.1 ESPECIFICAÇÕES DOS MODELOS

3.1.1 Visão Geral do Modelo de Camada Limite Atmosférica

O conjunto de modelos acoplados descritos anteriormente foi parametrizado para região que compreende a reserva ecológica da fazenda água limpa e a reserva ecológica do IBGE, onde em cada uma existe uma plataforma de coleta de dados instalada para o estudo de fluxo de calor entre solo-vegetação-atmosfera. A parametrização do modelo se dá através dos dados fornecidos pela estação do IBGE devido esta ter uma maior série temporal medida (2011-2012). Os dados da estação instalada na FAL(ago/2012-dias atuais) serão para fins de implementação da metodologia covariância de vórtices, de comparação com o modelo e com os dados coletados pela estação da reserva do IBGE.

Foi utilizado modelagem diagnóstica para simular o efeito da substituição do cerrado por Eucalipto. As diferenças entre as vegetações são referentes às propriedades físicas e ecofisiológicas de cada tipologia de vegetação. Os resultados são referentes do último dia de uma simulação de 30 dias. Para cada tipologia de vegetação foram consideradas as estações chuvosa e seca, regime típico da região de cerrado. Tais estações são caracterizadas pela radiação incidente solar e térmica, velocidade de fricção, temperatura e vapor d'água e seus gradientes na atmosfera livre. Os dados de entrada para os 30 dias de simulação são repetições cíclicas de um dia típico

para cada estação. Isto caracteriza a rodada de *spin-up* com que se garante condições iniciais estáveis para uma modelagem em regime estacionário (Figura ??).

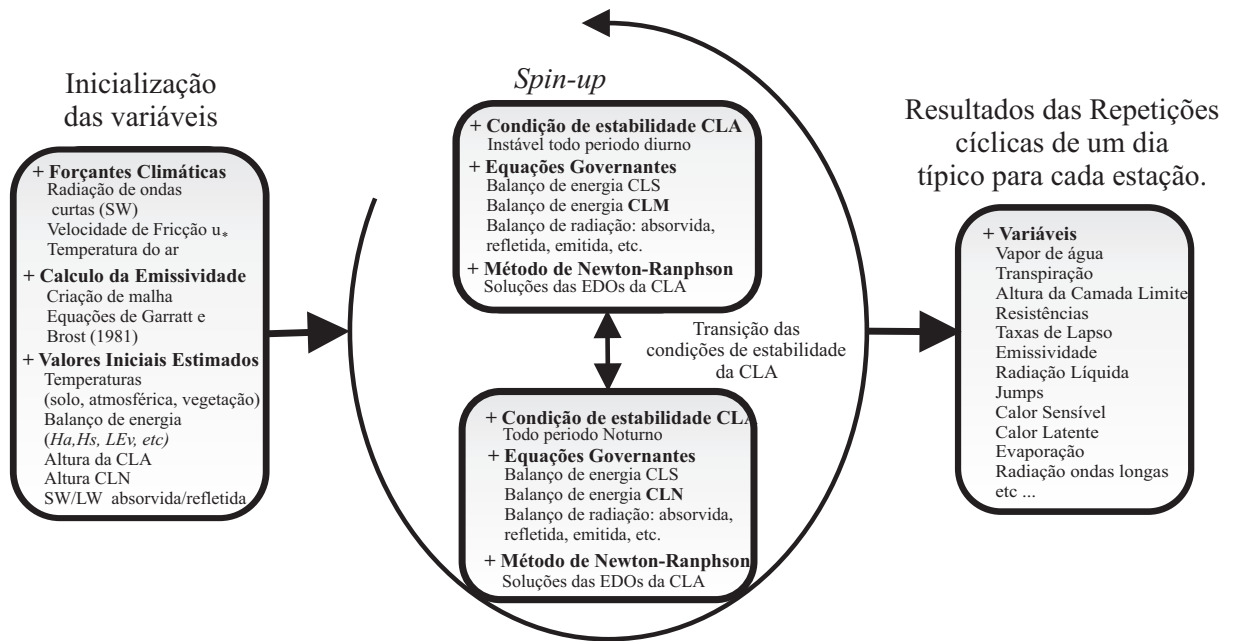


Figura 3.1: Esquema utilizado no *spin-up* que prepara as condições iniciais da simulação da evolução da CLA.

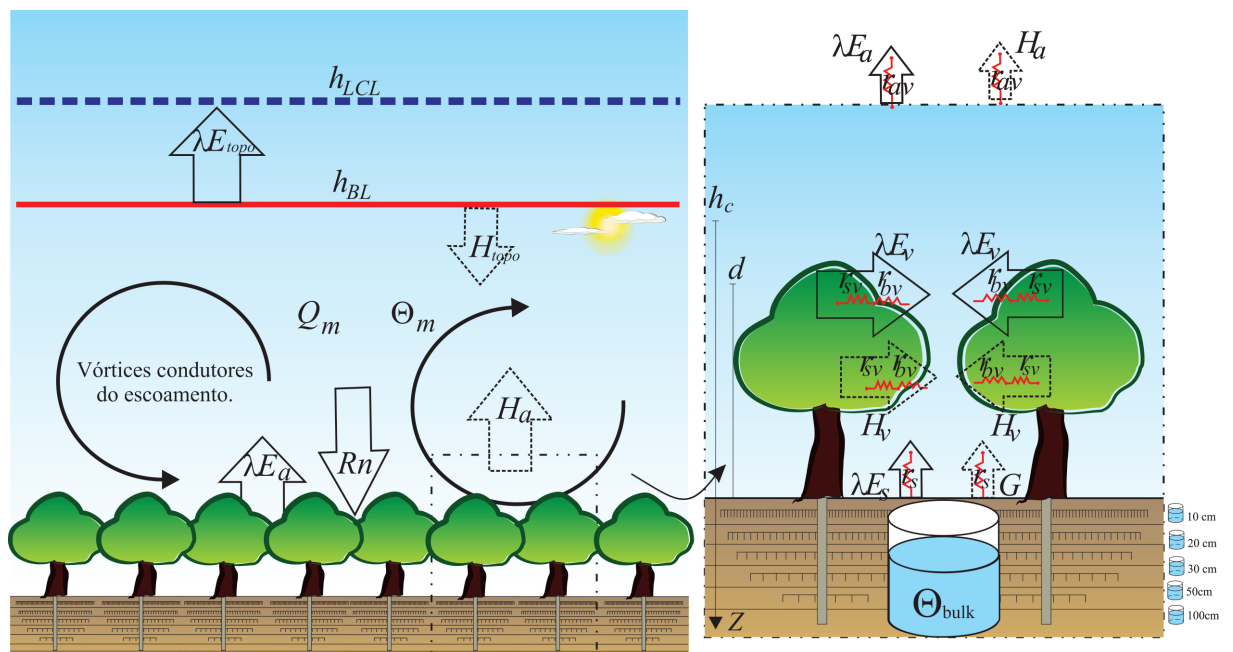


Figura 3.2: Esquema do modelo de camadas. Destaque para as setas que indicam os fluxos de calor e suas respectivas resistências

Todo a energia que chega a superfície terrestre é proveniente dos raios solares, ou seja, na forma de radiação solar global R_n . Essa radiação é particionada em ondas curtas e longas (SW e LW) que são refletidas, absorvidas e emitidas pelo solo, vegetação e pela CLA, como

visto na sessão 2.3. Outra consequência é que essa radiação fornece energia para variação de temperatura e pela evaporação de água contida nesses substratos citados, o que configura o fluxo de calor particionado pelos fluxos de calor sensível H_a , H_v e G e fluxo de calor latente λE_a , λE_v (evapotranspiração da vegetação) e λE_s . Os fluxos na CLS e na CLM são calculados através de dois modelos acoplados pelas variáveis de estado da atmosfera (Q e Θ_m).

Na CLS é utilizada a teoria de similaridade de Monin-Obukhov onde os fluxos são resolvidos através de equações logarítmicas parametrizadas com funções de estabilidade e escalas de comprimentos característicos da CLS (sessão ??). Nesta etapa é utilizado o modelo *big-leaf* em que o cálculo da evapotranspiração não depende da temperatura do dossel o que seria um problema do fechamento de balanço de energia ocasionado pela ausência de dados da temperatura do dossel vegetativo para o cálculo de λE_v . Outras características da CLS são calculadas através das relações entre a quantidade de água no solo, na atmosfera e a transpiração das plantas através da regulação estomática da folha do vegetal. No caso, o estômato reage a baixa quantidade de água no solo ou no ar através de potenciais de concentração de água no solo e do Déficit de Vapor de Pressão (VPD). Segundo ?? quando existe resposta estomática ao VPD, o mecanismo que causa esta resposta também não é bem entendido. Há duas hipóteses propostas para este mecanismo. Segundo o autor a hipótese de “feedforward” é de que a condutância estomática ($g_s = 1/r_{sv}$) diminui diretamente com o aumento do VPD, com o ácido abscísico sendo o sinal para a resposta. Na hipótese de “feedback” ou retroalimentação, g_s diminui com o aumento do VPD devido ao aumento na transpiração foliar, o que reduz o potencial de água na folha. Estes dois mecanismos têm sido objeto de debates na comunidade científica, pois existem resultados publicados na literatura que suportam ambas as hipóteses. Dessa forma foi utilizada a resposta ao VPD para avaliar o comportamento da CLA e a quantidade de água no solo devido a demanda de dados na referida pesquisa ser mais adequada a esta proposta.

As equações governantes dos modelos de camada são discutidas com detalhe em ??), ??), ??) e apresentadas na sessão ??. A dinâmica da CLA é descrita pelas equações diferenciais Eq. ??, ?? e ?? e pelas equações algébricas da sessão ??. A modelagem consiste no balanço de energia entre o fluxo na interface CLS e CLM, correspondente ao balanço de energia na camada superficial e o fluxo no topo da camada (Figura ??). Entretanto o fluxo no topo é turbulento devido ao intenso processo de mistura que ocorre no topo da camada ocasionada pelo transporte convectivo de momento e calor de ar aquecido durante o crescimento da CLA. Desta maneira tem-se um problema de fechamento turbulento e foi utilizado um modelo de zero equação para o tratamento do escoamento. A evolução temporal do modelo é apenas observada no desenvolvimento da altura da CLA que é encontrada através da relação linear com as variáveis de estado da CLA, Θ_m e Q (Eq. ?? e ??). Tais variáveis de estado são responsáveis pelo acoplamento

entre a CLS e a CLA e são controladas pelo fluxo de superfície (??).

O intervalo de tempo simulado da evolução da CLA vai do amanhecer até o fim da tarde, aqui a espessura da camada de inversão é desprezível e parametrizada pelas taxas de lapsos e fluxo de entranhamento no topo de calor sensível e latente. No fim da tarde o modelo da CLN prescreve a altura h_e imediatamente após a transição de instável para estável da CLA(????). Esta altura permanece constante no tempo sob as condições da CLN até a transição no amanhecer. Próximo a transição no amanhecer, a altura h_{BL} é inicializada para um valor prescrito. A temperatura potencial segue uma distribuição linear na CLN como já mencionado e não há troca de calor entre a CLN e a camada residual localizada logo acima durante a simulação noturna. No amanhecer essa temperatura potencial é inicializada com uma taxa de lapso estimada pelo modelo da CLN. O vapor de água acumulado durante a noite resultante da evaporação e pela transpiração é liberado na transição do estado estável para instável no amanhecer, desse modo conservando a quantidade de água no sistema.

Na modelagem da evolução da CLA sob a floresta de Eucalyptus foram utilizados parâmetros ecofisiológicos encontrados na literatura requeridas pelo modelo. A simulação segue a metodologia empregada por (????).

Para a modelagem que segue os trabalhos de ??) os fluxos medidos pela estação devem capturar as transições do tempo chuvoso para um dado ciclo do ano e serão utilizados como entrada para simulação da evolução da altura da camada limite. Em seguida os resultados serão comparados com a evolução de h_{LCL} . As estatísticas dos encontros das duas alturas são comparadas com a quantidade de água no solo e, se houve ocorrência de precipitação nesse momento. Dessa forma espera-se avaliar o *feedback* negativo entre a quantidade de água no solo e a formação de nuvens convectivas e conseqüentemente as ocorrências de precipitação.

3.1.2 Dados do Solo e da Vegetação

Os dados de umidade do solo são provenientes da estação do projeto LBA(The Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia) na reserva do IBGE referentes ao ano de 2011. Tais medições são realizadas em 5 níveis: a 10 cm, 20 cm, 30 cm, 50 cm e 100 cm de profundidade. São realizadas 1 medição a cada 10 minutos nos 5 níveis e para realização dos cálculos foram realizadas médias entre os níveis e depois a cada 30 minutos medidos. Isto se deve a frequência de medições dos fluxos de calor serem realizados a cada 30 minutos (??).

Os dados correlacionados serão a quantidade de água no solo, ou umidade do solo, a resistência estomática e o déficit de pressão de vapor (VPD). Os dois últimos são relacionados através da Eq. ???. Definiu-se que a resistência varia com o inverso da quantidade de água no solo. A quantidade de água é estimada considerando o solo como um reservatório cheio de água (Figura ??).

A umidade *bulk* é usada para estimar a média da umidade do solo em uma porção de terra em que existe medições em determinados níveis de profundidade e que formam um perfil de umidade do solo. A umidade bulk pode ser calculada pela seguinte integração

$$\theta_{bulk} = \frac{1}{Z} \int_{z_0}^{z_0+z} \theta dz \quad (3.1)$$

Considerando que esta variação ocorre de maneira linear entre os pontos de medição é possível escrever que a umidade do solo medida θ varia com o nível de medição, tal como

$$\theta = az + b \quad (3.2)$$

onde o coeficiente que a umidade aumenta ou decai a é dado por

$$a = \frac{\theta - \theta_0}{z - z_0} \quad (3.3)$$

e seu limitante b por

$$b = \theta - az \quad (3.4)$$

Calculando-se esses parâmetros é possível calcular θ_{bulk} substituindo Eq. ?? em Eq. ??. Fez-se necessária o uso dessa metodologia devido não haver dados suficientes para o estudo do escoamento da água no solo tal como realizado em (??) e (??).

3.2 ÁREA DE ESTUDO

O laboratório de Campo foi instalado na Fazenda Água Limpa (FAL) da Universidade de Brasília-DF. A Reserva Ecológica e Experimental da UNB está situada entre as coordenadas 15°56' e 15°59' S e 47°55' e 47°58'W, ocupando uma área total de 4.500 ha (Figura ??). A FAL limita-se ao norte com o Núcleo Rural de Vargem Bonita, o Setor de Mansões Park Way – SMPW e o Catetinho; ao sul, com a BR-251; a leste, com a Reserva Ecológica do IBGE, e o Jardim Botânico de Brasília; e a oeste com a Estrada de Ferro REFESA. Cerca de 50% da

FAL tem sido utilizada como Estação Experimental e a outra metade compreende a Área de Relevante Interesse Ecológico Capetinga-Taquara, para fins de conservação e preservação (??). Na reserva do IBGE se encontra outra plataforma de coleta de dados semelhante à que foi instalada na fazenda água limpa. Esta estação possui dados medidos desde 2011 os quais foram utilizados neste trabalho para fins de validação do modelo.

Segundo (??) deve-se ter cuidado com a utilização do termo bioma Cerrado pois este não pode ser utilizado em todos os casos. De acordo com o autor há três acepções de usos gerais corrente que se diferenciam. A Primeira é o termo bioma Cerrado que está relacionado pela área geográfica ocupada pelo conjunto de fitofisionomias na região do Brasil central. A segunda acepção é chamada de cerrado sentido amplo (lato-sensu) que reúne formações savânicas e campestres (??). A terceira acepção cerrado sentido restrito (sensu-stricto) é a que melhor caracteriza o bioma Cerrado pois designa um dos tipos fisionômicos que ocorrem na formação savânica, definido pela composição florística e pela fisionomia, considerando tanto a estrutura quanto as formas de crescimento dominante (??).

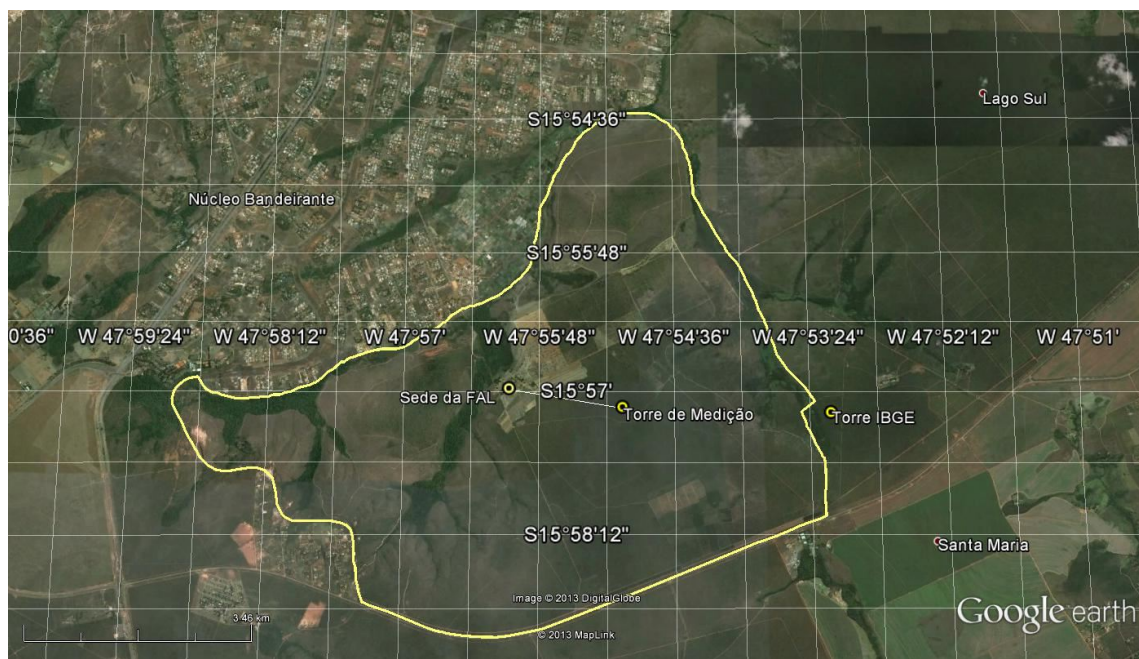


Figura 3.3: A linha em amarelo representa toda área da FAL da Universidade de Brasília, destaque para a localização da torre de medição de fluxos implantada na fazenda.

O cerrado *sensu-stricto* é a vegetação predominante e ocupa uma área de 148 ha. Registros indicam que cerca de 1.100 espécies de plantas distribuídas entre 135 famílias botânicas já foram identificadas na área. As famílias mais comuns são Leguminosae, Myrtaceae, Rubiaceae, Vochysiaceae, Gramineae, Compositae. Um número de espécies raras também está presente na

composição florística e o endemismo é comum.

O Cerrado *sensu-stricto* caracteriza-se pela presença de árvores baixas, inclinadas, tortuosas com ramificações irregulares e retorcidas, e geralmente com evidências de queimadas. A vegetação encontra-se espalhada com espécies que possuem órgãos subterrâneos que permitem a rebrota após queimadas ou cortes. Em épocas chuvosas a vegetação pode desenvolver rápido crescimento (??). A vegetação possui formação de seus troncos, galhos, folhas e sementes bastante robusta, e tais características fornecem aspectos de adaptação às condições de seca (xeromorfismo) (??). A existência de estruturas que conservam água, como os xilopódios, ou de um sistema radicular bem desenvolvido, que muitas vezes pode alcançar camadas mais profundas do solo, onde há água disponível (????????).

O Cerrado *sensu-stricto* ainda pode ser classificado em 4 subdivisões: o Cerrado Denso, o Cerrado Típico, o Cerrado e o Cerrado Rupestre. De acordo com (??) os três primeiros tipos representam variações na forma de agrupamento e espaçamento entre os grupos lenhosos, seguindo um gradiente de densidade decrescente da cobertura e altura, enquanto que o cerrado Rupestre diferencia-se dos outros três pelo substrato e por apresentar espécies características desse ambiente.

Na Figura ?? observa-se as características de cobertura e altura que diferenciam cada subtipo. Nota-se que o Cerrado Denso possui vegetação arbórea, com cobertura de 50 % a 70% com altura de cinco a oito metros e é a forma mais densa de Cerrado *stricto – sensu* (Figura ??). No Cerrado Típico a vegetação é arbórea-arbustiva com cobertura de 20% a 50% e altura média de três a seis metros o que lhe caracteriza como um subtipo intermediário (Figura ??). O Cerrado Possui cobertura arbórea de 5% a 20% e a altura média de dois a três metros, sendo sua vegetação caracterizada como arbóreo-arbustiva. Porém, seu estrato arbustivo-herbáceo é mais destacados que nos outros subtipos. Suas características o torna a forma mais baixa do Cerrado *stricto – sensu* (Figura ??). O Cerrado rupestre é um subtipo arbóreo-arbustivo que ocorre em ambientes litolíticos ou rochosos, possui cobertura variável de 5% a 20% e altura média de 2 a 4 metros. Ele pode ocorrer em trechos contínuos mas geralmente aparece incluído em outros tipos de vegetação (Figura ??). Os valores utilizados para altura do dossel e índice de área foliar (LAI) são apresentados na Tabela ??

Segundo ??) utiliza-se a classificação brasileira de solos para caracterizar as ocorrências de classes de solo no bioma Cerrado e as classes estimadas predominantes são os Latossolos 46 %, Areias quartzos 15 %, Podzólico 15,1 %, Plintossolo 9 % , Litolíticos 7,3 % e Terra Roxa 1,7 % . O solo predominante na área de estudo é o Latossolo Vermelho-Amarelo, pobre em nutrientes

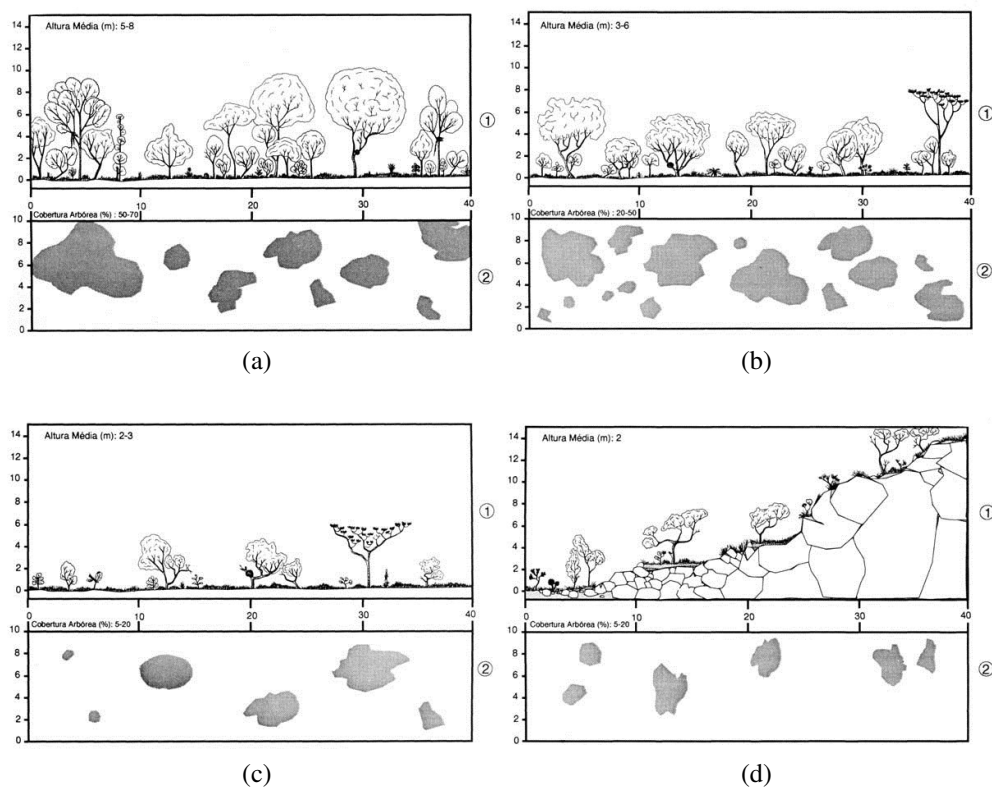


Figura 3.4: Subdivisões fisionômicas distintas do Cerrado *stricto-sensu*: (a) Cerrado Denso; (b) Cerrado Típico; (c) Cerrado ralo e (d) Cerrado Rupestre. O número ① indica o diagrama de perfil e ② a cobertura arbórea de cada em uma área de 40 × 10 m Fonte: (??)

e com teor mais elevado de alumínio (??).

No Distrito Federal, o mapeamento de solos disponível foi realizado pela Embrapa (1978) em escala 1:100.000. (??) estabeleceu as relações entre o domínio de vegetação nativa com classes de solo, juntamente com classes de relevo e material de origem, com apoio de campanhas de campo e mapas da Embrapa. Com estes dados, foi gerado o mapa de pedoambientes da Fazenda Água Limpa, DF (Figura ??).

Segundo ??) utiliza-se a classificação brasileira de solos para caracterizar as ocorrências de classes de solo no bioma Cerrado e as classes estimadas predominantes são os Latossolos 46 %, Areias quartzos 15 %, Podzólico 15,1 %, Plintossolo 9 %, Litolíticos 7,3 % e Terra Roxa 1,7 %.

O clima predominante da região, segundo a classificação de Köppen é “tropical de Savana” ou Aw, com a concentração da precipitação pluviométrica no Verão. A estação chuvosa começa em outubro e termina em abril, representando 84% do total anual. O trimestre mais chuvoso

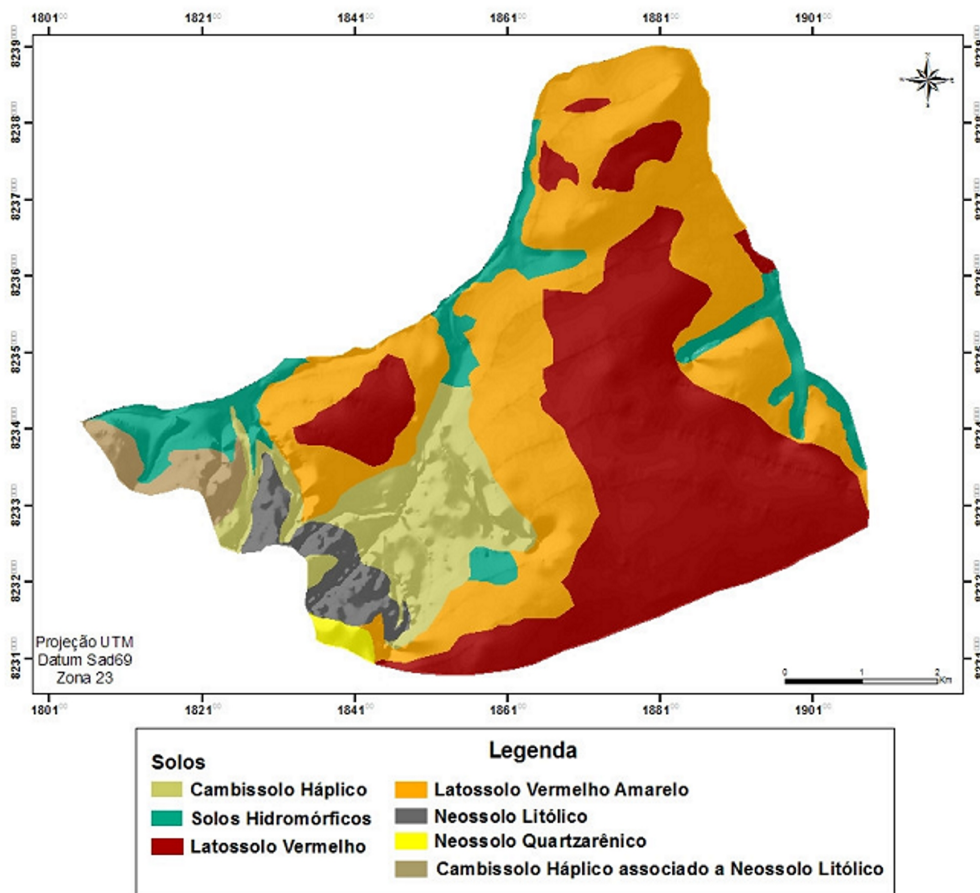


Figura 3.5: Tipos de solos predominantemente na área da fazenda água limpa. Fonte: (??).

é de novembro a janeiro, sendo dezembro o mês de maior precipitação do ano. A estação seca se estende de maio a setembro, sendo que, no trimestre mais seco (junho/julho/agosto), a precipitação representa somente 2% do total anual. Em termos de totais anuais, a precipitação média interanual, no Distrito Federal, varia entre 1.200 mm a 1.700 mm (????). O regime sazonal do clima do DF é controlado por massas de ar provenientes da zona tropical, com ventos dominantes da componente Nordeste a Leste, responsáveis pelo tempo seco no Inverno (??).

Os Gráficos da Figura ?? foram obtidos utilizando o *freeware* WRPLOT View™, onde é mostrado a predominância da direção do vento Nordeste no trimestre de out-nov-dez de 2011. Nota-se que as classes predominante de velocidades do vento nesse período estão entre 2,1 a 5,7 m/s. Esses dados são importantes para o posicionamento da torre que foi instalada na FAL, de maneira que se escolhe o ponto a partir de onde o "vento sopra" para que seja estimada a área de pegada dos sensores acoplados a torre de medição na FAL.

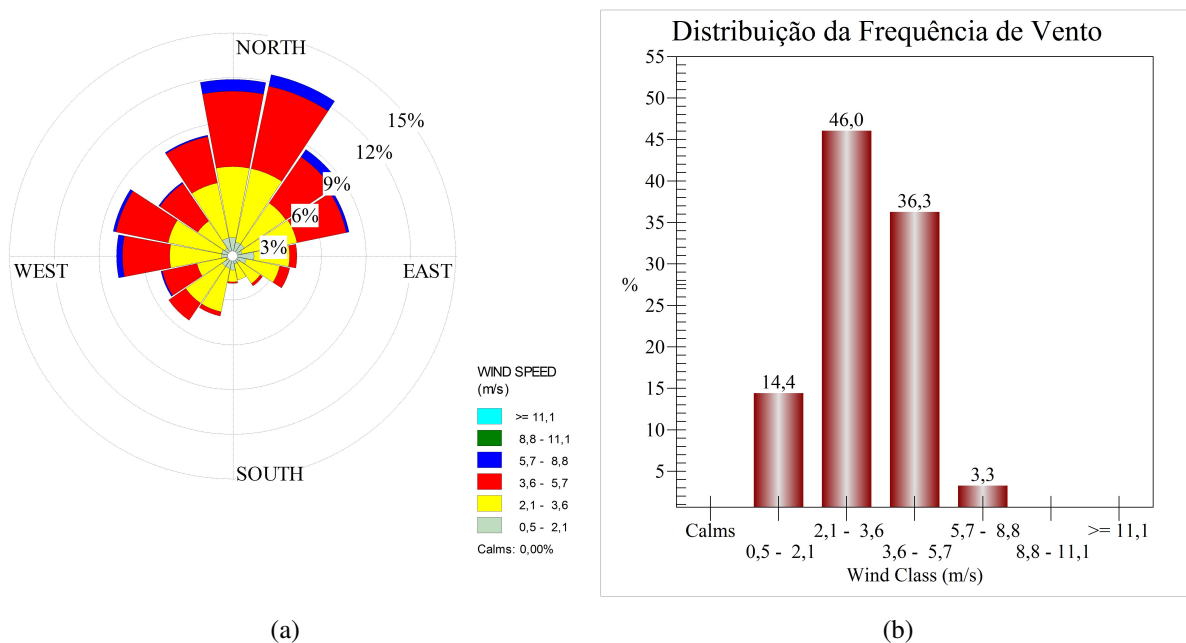


Figura 3.6: (a) é a rosa-dos-ventos que mostra as predominâncias vindas do norte e do leste de ventos mais fortes e (b) as distribuições de classes e seus respectivos valores. Os dados de vento foram coletados na Estação Experimental da FAL referente aos meses de outubro, novembro e dezembro.

Cerca de 800 ha da área da FAL está destinada a projetos de silvicultura e manejo, com espécies florestais exóticas e nativas. O Departamento de Engenharia Florestal da Universidade de Brasília iniciou em 2005 um projeto de implantação e condução de plantios de *Eucalyptus* na Fazenda Água Limpa, da Universidade de Brasília, com o objetivo de contribuir para uma melhor formação dos seus estudantes quanto ao manejo deste recurso florestal aliado a responsabilidade social e ambiental.

Os projetos envolvendo plantações de eucaliptos na FAL são de longo prazo e cobrem, aproximadamente, 100 ha. Nestes plantios estão sendo testadas diferentes espécies, espaçamentos e tratamentos silviculturais, com a adoção de técnicas, procedimentos e recursos aprimorados do ponto de vista técnico ambiental, visando atender diferentes pesquisas e difundir no meio rural da região a silvicultura voltada à produção de madeira como uma alternativa tanto de uso da terra de maneira sustentável quanto de geração de renda, com benefícios para o proprietário rural, para a região e para o meio ambiente. Atualmente, existem talhões ocupados por plantios de várias espécies (*Eucalyptus grandis*, *Eucalyptus urophylla* e híbrido *Eucalyptus grandis* e *Eucalyptus urophylla*) e várias idades. Os plantios mais antigos estão com 12 anos e os mais jovens com 4 meses. Na Tabela ?? são mostrados parâmetros das características ecofisiologias utilizados na modelagem da evolução da CLA sob a floresta de Eucalipto..

3.3 COLETA DE FLUXOS E VARIÁVEIS MICRO METEOROLÓGICAS

3.3.1 Instalação dos Sistemas de Medição

A área para a medição dos fluxos de calor sensível e latente, foi em um meio de Cerrado *sensu-stricto* natural que nunca foi utilizada para qualquer tipo de cultura. A localização exata para a implantação da torre que mede os fluxos de calor sensível e latente, foi definida por um estudo de pegadas dos sistemas de medições instalados (??). Tal estudo avalia a área que os sensores de fluxo estão sob a influência de acordo com condições locais predominantes de intensidade e direção do vento, relevo (Figura ??) e características de distribuição do dossel vegetativo.

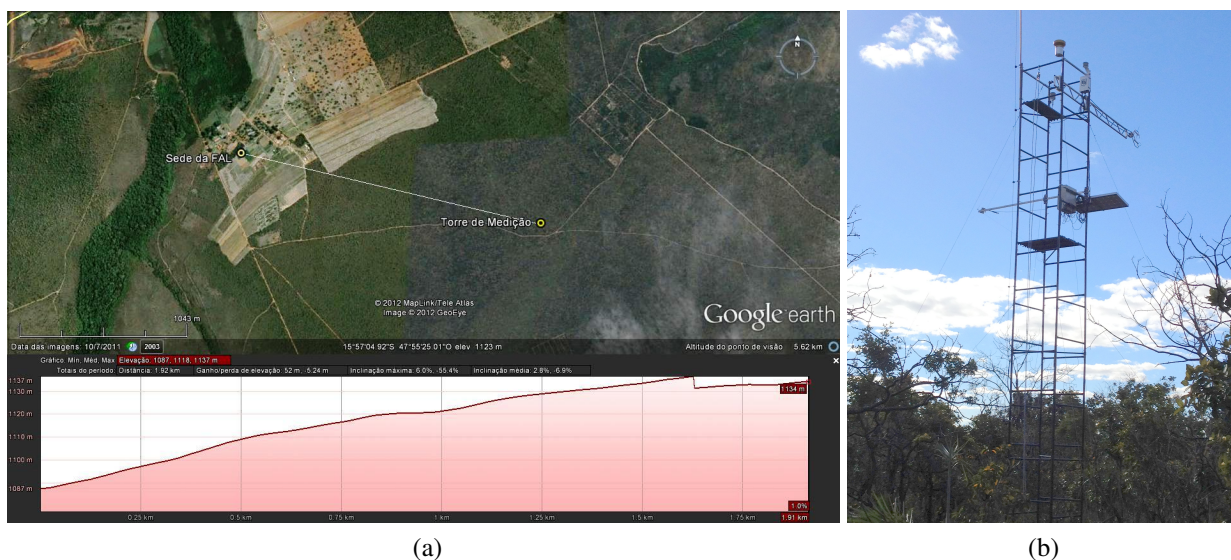


Figura 3.7: (a) Linha que demonstra de maneira elucidativa a visada do local em que foi instalada a torre de medição e a sede da FAL. Na figura pode ser observada a declividade na direção da linha traçada entre os dois pontos, sendo o ponto mais baixo correspondente a marcação que representa a sede; (b) Andaime/torre de medição de variáveis micro meteorológicas.

A torre de fluxo instalada é um andaime de 12 metros metálico de 1 x 1 m de secção transversal, o qual é estabilizado por cabos de aços presos ao solo (Figura??). A secção de 1 m possibilita que no topo se tenha uma base de operação, acesso até duas pessoas, de sensores que necessitam de posicionamento acima do dossel vegetativo, tais como analisador de gases, anemômetro sônico e saldo-radiômetro. O suporte para cada um desses sensores foram confeccionados na oficina do Departamento de Engenharia Mecânica na UnB. Os sensores de solo foram posicionados a uma distância de 6 m para minimização dos efeitos causados pela presença da torre.

3.3.2 Estimativa dos fluxos de energia e massa

No caso específico do calor sensível e latente (desprezando flutuações de densidade do ar), os fluxos turbulentos são estimados por

$$H = (c_a \bar{\rho}_a + c_v \bar{\rho}_v) \overline{w'T'}, \quad (3.5)$$

$$L = \lambda \overline{w'\rho_a'^F}, \quad (3.6)$$

em que H e L são o calor sensível e latente medidos, T é a temperatura do ar, ρ_v é a densidade do vapor de água, ρ_a é a densidade do ar, c_a e c_v são calores específicos à pressão constante do ar e do vapor de água e λ é o calor latente de vaporização, o superescrito F denota fluxos corrigidos devido a flutuações de densidade. Como a temperatura medida pelo anemômetro sônico T_s é obtida pela velocidade do som no meio, transporta a influência do vapor de água (uma aproximação da temperatura virtual). Como consequência, correções têm que ser aplicadas nas covariâncias das variáveis medidas w e T_s para obtenção do calor sensível (????)

$$\overline{w'T'} = \bar{T} \left[\frac{1}{1 + \bar{\gamma}_v} \frac{\overline{w'T_s'}}{\bar{T}_s} - \frac{\bar{\alpha}_v (1 + \bar{\chi}_v)}{1 + \bar{\gamma}_v} \frac{\overline{w'\rho'}}{\bar{\rho}_a} \right], \quad (3.7)$$

onde χ_v é a razão de mistura volumétrica. Para simplificação da equação usou-se algumas expressões que foram substituídas por

$$\gamma_v = \beta_v (1 + \bar{\chi}_v) \quad (3.8)$$

com

$$\beta_v = \frac{0,32\bar{\chi}_v}{1 + 1,32\bar{\chi}_v} \quad (3.9)$$

e

$$\alpha_v = \frac{0,32\mu_v}{1 + 1,32\bar{\chi}_v} \quad (3.10)$$

em que μ é a razão entre as massas moleculares do ar seco e do vapor de água $\mu = M_a/M_v$.

A existência de fluxo de calor promove flutuações de densidade e por consequência uma velocidade vertical finita para obedecer a conservação de massa. Essa velocidade é mínima e não detectável pelos instrumentos de medição, mas seus efeitos podem ser da ordem de grandeza dos próprios fluxos turbulentos medidos (caso de gases traços como CO_2), sendo necessário a

correção desses fluxos (??)

$$\overline{w'\rho'^F} = (1 + \overline{\chi_v})\overline{w'\rho'} + \overline{\rho_v}(1 + \overline{\chi_v})\frac{\overline{w'T'}}{\overline{T}} \quad (3.11)$$

Além desses, é de interesse sob ponto de vista de interação biosfera-atmosfera, as estimativas de fluxo de momento dado por

$$\tau_0 = \overline{\rho_a} \sqrt{\overline{w'u'^2} + \overline{w'v'^2}} \quad (3.12)$$

onde τ_0 é a tensão cisalhante, u e v são as componentes horizontais de velocidade.

3.3.3 Medições de variáveis micro-meteorológicas

Anemômetro sônico Campbell Scientific CSAT3: velocidade do vento e temperatura virtual aproximada

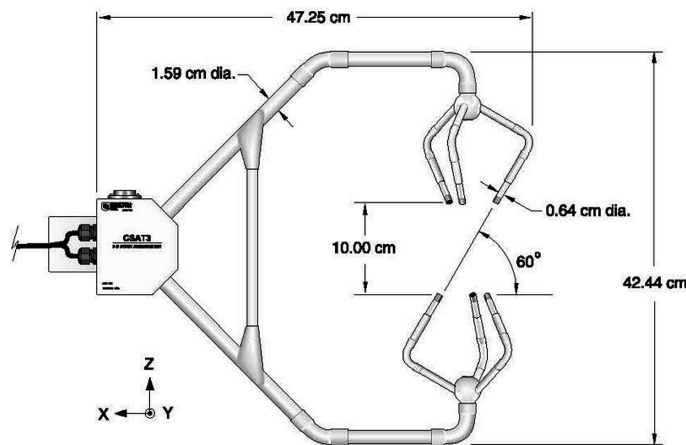


Figura 3.8: Anemômetro sônico 3D utilizado para medição de vento nas 03 direções e temperatura virtual aproximada. Fonte: (??)

O sensor CSAT3 é um anemômetro ultrassônico para medidas de velocidade de vento nas três direções. Ele é composto de três pares de transdutores não ortogonais que "sentem" o vento na horizontal (Figura ??). Cada par de transdutor emite e recebe dois pulsos ultrassônicos. O tempo que o sinal viaja é diretamente relacionado à velocidade do vento ao longo do eixo do transdutor sônico. O tempo do sinal emitido é dado por

$$t_o = \frac{d_t}{c_s + u_a}, \quad (3.13)$$

e o tempo que o sinal recebido viaja pode é expressado como

$$t_b = \frac{d_t}{c_s - u_a}. \quad (3.14)$$

As Equações ?? e ?? são os tempos de ida e volta respectivamente que os sinais viajam ao longo do eixo do transdutor em direções opostas, onde u_a é a velocidade do vento ao longo do eixo do transdutor, d_t é a distância entre os transdutores e c_s é a velocidade do som no vácuo, o qual é diretamente relacionada com a densidade do ar. Subtraindo a Equação (??) da Equação (??) e resolvendo para u_a tem-se

$$u_a = \frac{d_t}{2} \left(\frac{1}{t_o} - \frac{1}{t_b} \right). \quad (3.15)$$

A velocidade do vento é medida nos três eixos não ortogonais dadas por u_a , u_b e u_c . As componentes não ortogonais medidas são transformadas em componentes ortogonais (x, y, z) através da seguinte matriz

$$\begin{bmatrix} u_x \\ u_y \\ u_z \end{bmatrix} = \Lambda \begin{bmatrix} u_a \\ u_b \\ u_c \end{bmatrix}, \quad (3.16)$$

onde Λ é um matriz transformação de coordenadas 3×3 , que é armazenada na memória ROM e é única para cada CSAT3.

A temperatura virtual é determinada a partir da velocidade do som medida pelo CSAT3 somandp as Equações ?? e ??

$$c_s = \frac{d_t}{2} \left(\frac{1}{t_o} + \frac{1}{t_b} \right) \quad (3.17)$$

A velocidade do som no ar úmido é função da temperatura e da umidade e é dada por

$$c_s = \frac{\gamma_r P}{\rho_a} = \gamma_r R_d T_v = \gamma_r R_d (1 + 0,61q), \quad (3.18)$$

onde γ_r é a fração de calor específico do ar úmido à pressão constante para que o volume matenha-se constante, P é à pressão, R_d é a constante dos gases para o ar seco, T_v é a temperatura virtual, T é a temperatura do ar e q é a razão de mistura definida como a razão de massa de vapor de água e massa de de ar. Os calores específicos para o ar úmido à pressão constante e volume são expressados como

$$C_p = C_p d (1 + 0,84q) \quad (3.19)$$

$$C_v = C_v d (1 + 0,93q) \quad (3.20)$$

onde C_p e C_v são calores específicos do ar úmido à pressão e volume constantes, C_{pd} e C_{vd} é

Substituindo as Equações ?? e ?? na Equação (??) tem-se

$$c_s^2 = \gamma_d R_d T_{vs} = \gamma_d R_d T (1 + 0,51q) \quad (3.21)$$

onde T_{vs} é a temperatura virtual estimada pelo anemômetro sônico e γ_d é a razão do calor específico para o ar seco à pressão constante para que se tenha um volume constante. Com a Equação (??) o efeito de umidade na velocidade do som é incluído na temperatura virtual aproximada. Tal temperatura é dada em graus celcius por

$$T_{vs} = \frac{c_s^2}{\gamma_d R_d} - 273,15 \quad (3.22)$$

onde $\gamma_d = 1,4$ e $R_d = 287,04 JK^{-1} kg^{-1}$.

As variáveis micro-meteorológicas servirão para estabelecer correlações entre fluxos turbulentos de energia e massa e os forçamentos meteorológicos para estimativas de funções vegetativas de cada ecossistema em questão (??). Essas correlações são importantes não só para preenchimento de lacunas nas séries temporais das medições de fluxo, mas também para a parametrização/validação de modelos de ecossistemas (??), para simulações numéricas de longo-prazo e escalas espaciais mais relevantes. Além disso, uma análise de perturbação linear poderá se realizada para se conhecer a sensibilidade de cada vegetação a variações dos diversos forçamentos meteorológicos (??). As variáveis micro-meteorológicas e sensores que as medem são apresentados a seguir.

Analizador de gases Campbell Scientific EC150

O EC150 é um analisador de gases in-situ de caminho aberto por absorção de infravermelho médio (1,5 – 5,6 μm) que mede densidades absolutas de dióxido de carbono e vapor de água (Figura ??). Este sensor é utilizado para o cálculo de covariância de vórtices em conjunto com o anemômetro CSAT3 apresentado anteriormente. Como existem diversos gases no meio do caminho óptico, estes irão absorver radiação em cada frequência que os caracteriza. No braço inferior existe um detector de mercúrio cadmio telureto (MCT) que mede o decaimento da intensidade da radiação devido a absorção, a qual pode ser relacionada pela lei de Lambert-Beer

$$I = I_0 e^{-\epsilon Cl} \quad (3.23)$$

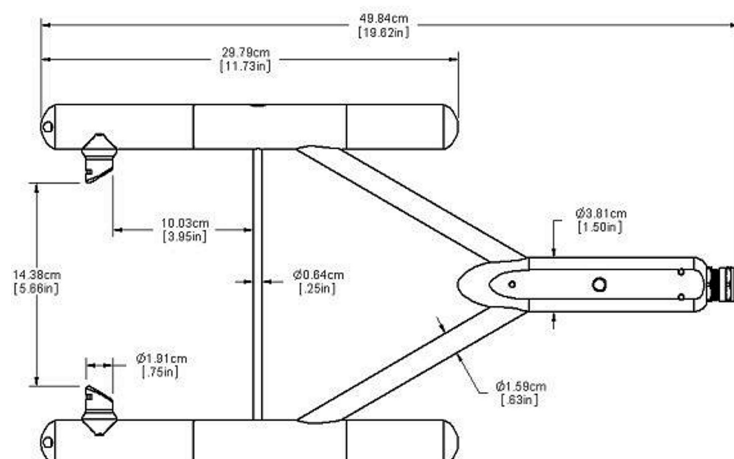


Figura 3.9: Analisador de gases CO_2 e H_2O ou vapor de água de caminho aberto, nota-se os dois braços em que o superior e inferior separados cerca de 15 cm de distância. Fonte: (??)

onde I é a irradiância detectada pelo braço inferior, I_0 é a irradiância inicial, ϵ absorvidade, índice que caracteriza a capacidade de absorção de radiação, C é a concentração do gás e l é o comprimento do caminho óptico. Sua operação consiste em disparar um sinal radiativo infravermelho do braço superior que se propaga ao longo de 15 cm até o outro braço. Este percurso é chamado de caminho óptico.

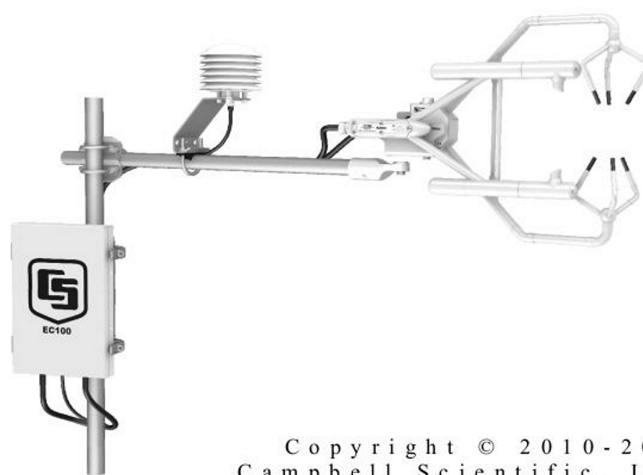


Figura 3.10: Analisador de gases EC150 e anemômetro CSAT3, montagem dos sensores para medição do fluxo de calor sensível e latente através do método de covariância de vórtices. Fonte: (??)

A radiação, no EC150, é gerada por uma lâmpada de tungstênio aquecida a 2200 K, a qual atua como uma fonte de radiação de banda larga. Os comprimentos de ondas são selecionadas

usando um filtro de interferência localizado. A seleção é realizada por um disco (chopper) motorizado no braço superior do sensor. No caso da detecção de H_2O o comprimento de onda característico do feixe usado é de $2,7 \mu m$, o que corresponde a banda vibracional de estiramento simétrico da água.

O CSAT3 pode ser usado para medir a velocidade do vento média, flutuações turbulentas ou direções do vento na horizontal e vertical. A partir dos dados de flutuações turbulentas de vento, o fluxo de momento pode ser calculado. Assim, é possível encontrar a covariância entre a velocidade do vento na direção vertical e escalares, calor sensível e latente medidos em conjunto com EC150(Figura ??).

O cálculo da covariância requer medidas de alta frequência das variáveis envolvidas exigindo sensores de resposta rápida. Para efeito prático, medições à frequência de 10 Hz são, de maneira geral, suficientes para tal.

Saldo-Radiômetro Kipp & Zonen CNR2 e CNR1: radiação solar, radiação térmica, radiação solar refletida e radiação solar emitida

O saldo radiômetro é destinado para a análise do balanço de radiação de ondas curtas e longas (SW e LW , respectivamente) infravermelhas. Sua aplicação mais comum é a medição total da radiação líquida na superfície da terra.

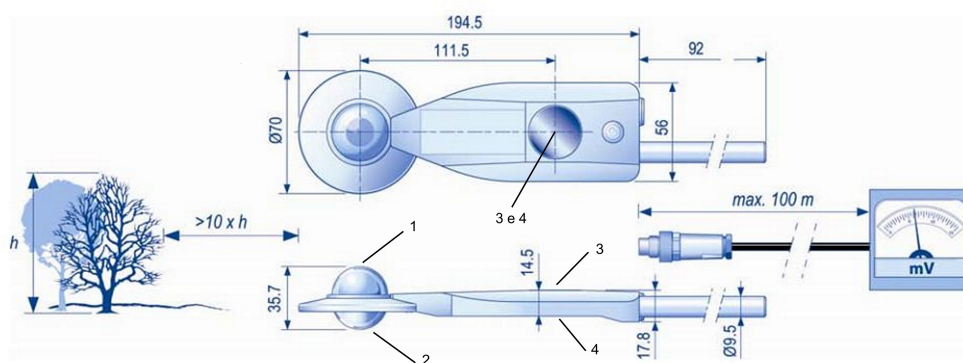


Figura 3.11: Sensor saldo-radiômetro CNR2 e suas dimensões em mm . O CNR2 é um conjunto de sensores de radiação onde (1) é o sensor de radiação solar (piranômetro), (2) radiação térmica (piranômetro) e (3) radiação refletida (pirgeômetro) e (4) radiação emitida (pirgeômetro). Fonte: (??)

O CNR2 engloba um conjunto de quatro sensores em sua face superior e inferior que recebem energia em cada hemisfério (Figura??). Os sensores *SW*, ou piranômetro, tem um campo de visão de 180 graus na parte superior e 150 graus no detector inferior. E os sensores *LW*, pirgeômetros, têm um campo de visão de 150 graus na parte inferior e superior do detector. Dentro desses campos de visões é necessário que não hajam materiais que sejam fontes de radiação. O espectro medido pelos sensores variam entre 0,3 a 40 μm , sendo que este cobre a banda de radiação solar (0,3 à 2,8 μm) e do infravermelho distante (FIR, 4,5 à 42 μm). O CNR1 possui especificações e está instalado na reserva do IBGE e a partir das mediadas de radiação é possível ele calcular a radiação líquida e albedo realizada pelo datalogger da estação. Dentre suas medidas específicas estão: radiação solar, radiação infra vermelha absorvidas e refletidas pelo aparelho. O CNR1 e CNR2 também medem suas próprias temperaturas para efeito de correções de cálculos.

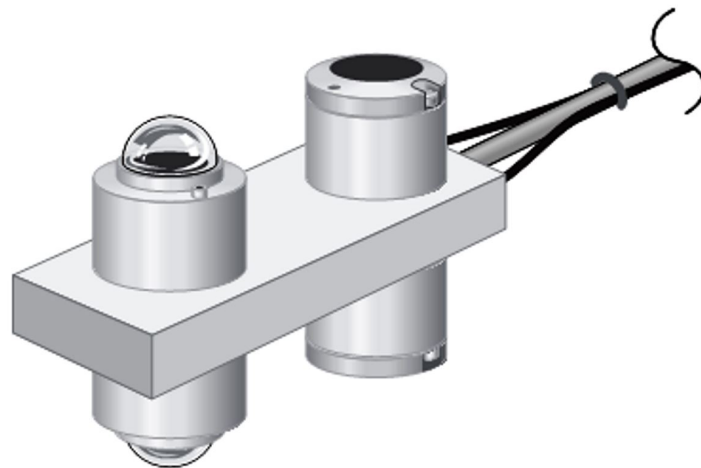


Figura 3.12: Sensor saldo-radiômetro CNR1 utilizado na estação da reserva do IBGE, possui as mesmas especificações do CNR2 porém é um modelo anterior e que possui configuração de cálculo da radiação global líquida na superfície terrestre. Fonte: (??)

O piranômetro superior mede radiação global solar, enquanto que o outro inferior mede ondas curtas refletidas pela superfície do solo. Entretanto, o CNR2 gera como resultado somente radiação de ondas curtas líquida. Desse modo, quando tal medição é realizada a radiação refletida é subtraída pela radiação global. Para encontrar a radiação líquida SW_{NET} , divide-se a radiação SW de saída do sensor por sua sensibilidade, o que fica da forma

$$E_{NETSW} = \frac{U_{SW}}{S_{SW}}, \quad (3.24)$$

onde E_{NETSW} é a radiação SW líquida, U_{SW} é a voltagem relacionada a radiação medida e S_{SW} é a sensibilidade.

De maneira análoga os pirgeômetros medem, em cada face, radiação infravermelha distante proveniente do céu e da terra. O sinal de saída do detector de LW infravermelha é a diferença entre radiação infravermelha que sai e que entra. A radiação líquida infravermelha é calculada como

$$E_{NETLW} = \frac{U_{LW}}{S_{LW}} \quad (3.25)$$

onde E_{NETLW} radiação de ondas longas, U_{LW} é a voltagem de saída do detector e S_{LW} é a sensibilidade.

Sensor Quântico Li-Cor LI190SB: radiação fotossinteticamente ativa



Figura 3.13: Sensor quântico LI190SB de radiação fotossinteticamente ativa. Fonte: (??)

O sensor quântico LI190SB mede radiação fotossinteticamente ativa (PAR) na banda de 400 à 700 nm . O sensor quântico é utilizado para medir PAR recebida por uma superfície plana. Ele é formado por um fotodiodo de silício que responde a comprimentos de ondas de luz visível que podem ser absorvidos pelas plantas. Um filtro passa-faixa, dispositivo que permite a passagem das frequências de uma certa faixa e rejeita (atenua) as frequências fora dessa faixa, em combinação com um filtro de vidro colorido montados em um suporte de correção cosseno, o qual é importante para eliminar erros de medição que podem aparecer quando a fonte de luz (sol) não é direcionado acima do sensor, mas em qualquer angulo dentro do hemisfério de medição.

Sensor de Temperatura/umidade Relativa Vaisala HMP45C

A sonda de temperatura e umidade relativa HMP45C contém uma termorresistência de platina e um sensor de umidade relativa capacitiva Vaisala *HUMICAP*[®] 180(Figura ??). A definição de umidade relativa é dada pela equação abaixo

$$RH = \frac{e}{e_s} 100, \quad (3.26)$$

onde *RH* é a umidade relativa, *e* é pressão do vapor em *kPa* e *e_s* é à pressão de vapor saturada em *kPa*. A pressão de vapor é uma medida absoluta da quantidade de vapor de água no ar e é relacionada ao temperatura do ponto de orvalho. à pressão de vapor de saturada é a quantidade máxima de vapor de água que o ar pode conter em uma dada temperatura.

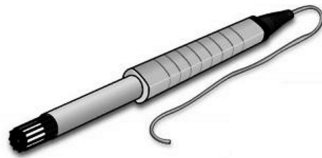


Figura 3.14: Sensor de temperatura e umidade relativa do ar HMP45C. Fonte: (??)

3.3.4 Medição de variáveis relativas ao solo

Uma das consequências diretas da implantação do eucalipto é o aumento da transpiração, pois o mesmo utiliza quantidades maiores de água para desempenho de suas funções ecofisiológicas. Sendo assim, a dinâmica da umidade do solo deve sofrer mudanças substanciais que por sua vez podem realimentar nas condições micro-meteorológicas locais (????). Então se faz necessária a medição das seguintes variáveis relativas ao solo.

Umidade do solo Sensor Campbell CS616

O reflectômetro de quantidade de água CS616 mede a quantidade volumétrica de água do solo ou em meio porosos. O valor da quantidade de água é derivada de sondas sensitivas a constante

dielétricas do meio que circunda as hastes da sonda (Figura ??). Desde que a água seja o único constituinte do solo que tenha um alto valor de permissividade dielétrica e é o único componente exceto o ar que tem alterações na concentração, dessa maneira um dispositivo sensível a permissividade dielétrica pode ser usado para estimar a quantidade volumétrica de água (??).



Figura 3.15: Umidade do solo CS616 será instalado em 5 locais próximos a cada torre. Fonte: (??)

O princípio fundamental da operação do CS616 é que um pulso eletromagnético se propaga ao longo da haste da sonda a uma velocidade que é dependente da permissividade dielétrica do material em sua volta. Com o aumento de água, a velocidade de propagação decresce por causa da polarização das moléculas de água no tempo. O tempo de viagem do sinal aplicado ao longo de duas vezes o comprimento da haste é essencial para a medição. O sinal aplicado percorre o comprimento da haste da sonda e é refletido na ponta da haste. A frequência do pulso no ar livre é cerca de 70 MHz. Esta frequência é reduzida no circuito de saída do reflectômetro a um valor facilmente medido pelo datalogger. A saída da frequência da sonda ou período é empiricamente relacionada a quantidade de água usando uma equação de calibração.

Fluxo de calor para o solo Placa de Fluxo de Calor no Solo Campbell HFP01

A placa de fluxo de calor no solo HFP01 usa uma termopilha para medir gradientes de temperatura através da placa. Opera de maneira passiva gerando um voltagem de saída que é proporcional a um diferença de temperatura. Assumindo que o fluxo de calor é estacionário, que a condutividade térmica é constante e que o sensor não perturba o fluxo de calor, o sinal é diretamente proporcional ao fluxo de calor local. A capacidade calorífica do solo é calculada adicionando o calor específico do solo seco ao solo úmido. A capacidade calorífica do solo úmido é dado por

$$C_s = \rho_b(C_d + \theta_m C_w) = \rho_b C_d + \theta_v \rho_w C_w \quad (3.27)$$



Figura 3.16: Sensor de fluxo de Calor no solo HFP01. Fonte: (??)

$$\theta_m = \frac{\rho_w}{\rho_b} \theta_v \quad (3.28)$$

onde C_s é capacidade calorífica do solo úmido, ρ_b é a densidade aparente, ρ_w é a densidade da água, C_d é a capacidade calorífica de um mineral do solo, θ_m é quantidade de água no solo em uma massa base, θ_v é quantidade de água no solo em um volume base e C_w é a capacidade calorífica da água. O fluxo de calor na superfície é a soma de um termo de armazenamento e do fluxo de calor medido pelo sensor

$$S = \frac{\Delta T_s C_s d}{t} \quad (3.29)$$

$$G_{sfc} = G_{8cm} + S \quad (3.30)$$

onde S é o termo de armazenamento ΔT_s é a variação de temperatura que pode ser medida por termopares, G_{sfc} é o fluxo de calor na superfície, G_{8cm} é o fluxo medido pelo HFP01.

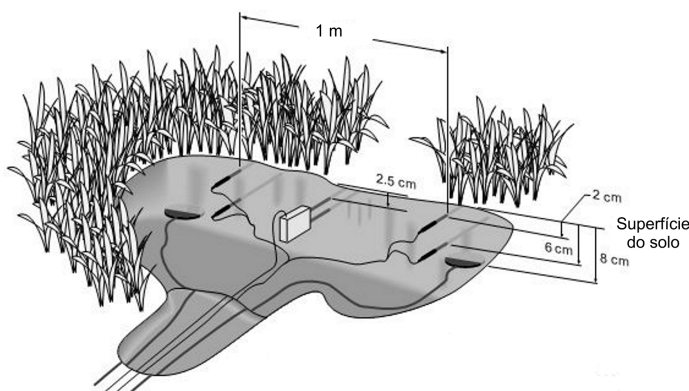


Figura 3.17: Instalação dos sensores de solo: HFP01, CS616 e Termopares de solo. Fonte: (??)

Os sensores de solo devem ser instalados próximos um dos outros para que as medições tenham

representatividade das mesmas características do solo, tais valores medidos são extrapolados para toda área de pegada do experimento. É necessário que não ocorra perturbações na estrutura vertical do solo, então faz-se um pequeno buraco onde uma das suas paredes os sensores possam ser inseridos (Figura ??)

3.3.5 Análise de dados micro-meteorológicos

Uma análise preliminar de pegadas será realizada para a otimização do posicionamento das torres. A metodologia de análise de pegadas será a apresentada em (?). Os dados coletados serão avaliados e condicionados quanto a sua qualidade e serão aumentados através de técnicas padrão de preenchimento de lacunas (????). Isso é particularmente importante para as estimativas de fluxos noturnos em que há um calapso das considerações que permitem estimar as trocas de calor e massa pelas covariâncias da velocidade vertical com os escalares (?). Sendo assim espera-se obter uma série temporal contínua de fluxos de energia e massa.

Os dados experimentais serão submetidos as seguintes análises:

- correções de Webb;
- preenchimento de lacunas nas séries temporais;
- termo de acúmulo (pelos perfis);
- razão de Bowen;
- similaridade entre os fluxos dos escalares;
- fechamento de energia;
- contabilização anual de fluxos;
- correlações entre fluxos e forçamentos meteorológicos.

Capítulo 4

RESULTADOS

4.1 CARACTERIZAÇÃO EXPERIMENTAL DA RESISTÊNCIA ESTOMÁTICA

Os dados utilizados são referentes ao ano de 2011 obtidas pela torre instalada na reserva ecológica do IBGE. Também é apresentada a correlação entre a resistência estomática calculada e o inverso da quantidade de água no solo, com o objetivo de avaliar a viabilidade do estudo das respostas estomáticas ao estresse hídrico. Para verificação dos dados foi realizada o estudo de correlação entre o fluxo de energia absorvido pela superfície ($G + Rn$) e o fluxo de calor particionado para atmosfera ($\lambda E + H$) a partir da superfície (Figura ??).

Nota-se um desvio entre a reta de ajuste dos dados e a relação 1x1 (reta azul) que representa a balanço de energia correto. Este desvio é típico de medições de fluxo por correlação de vórtices. Os dados então estão consistentes garantindo a sua qualidade para o estudo. A boa correlação observado demonstra a qualidade dos dados utilizados para o cálculo e assim permite o prosseguimento das análises deste trabalho a seguir.

Nesta seção são apresentadas os resultados da parametrização da modelagem da evolução da CLA derivadas da equação de combinação que determina a transpiração do dossel vegetativo (Equação ??). Tais parametrizações são derivadas da correlação entre a resistência estomática do vegetal (r_{sv}) e o déficit de vapor de pressão (VPD), as quais foram realizadas entre o período úmido e seco. As correlações demonstram a resistência do fluxo de calor latente (Vapor de

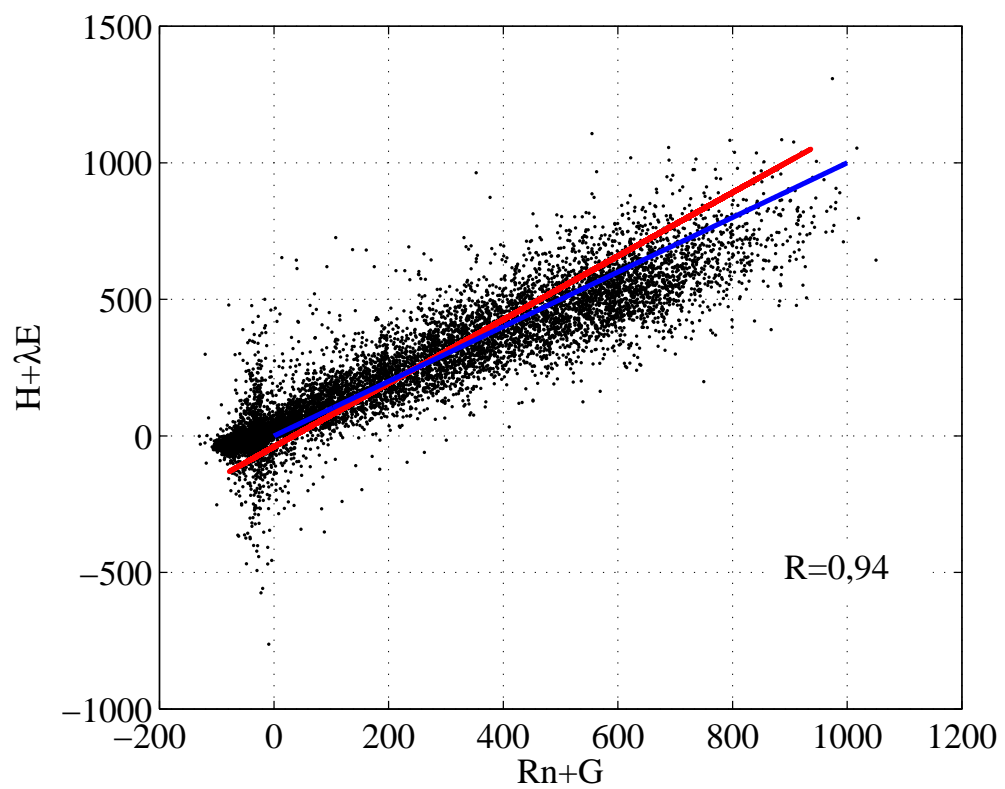


Figura 4.1: Correlação da resistência estomática e o déficit de vapor de pressão referente ao período úmido.

água) regulado pelo estômato da folha do vegetal em função do déficit de vapor de pressão. Manipulando a Eq. ?? resulta

$$r_{sv} = \beta \frac{1}{g_v} = \beta \frac{s}{\gamma^* g_{Hr}} \left(\frac{(R_{abs} + \epsilon_s \sigma T_{av}^4 - G) + (\gamma^* \lambda g_{Hr} VPD) \frac{1}{P_a}}{\lambda E_v} - 1 \right), \quad (4.1)$$

onde $\beta = P_a/Rg285$ é um fator de conversão de unidades. Com uso da Eq. ?? foram correlacionados com VPD os valores de resistência para as estações chuvosa e seca. Como seguem nas análises a seguir.

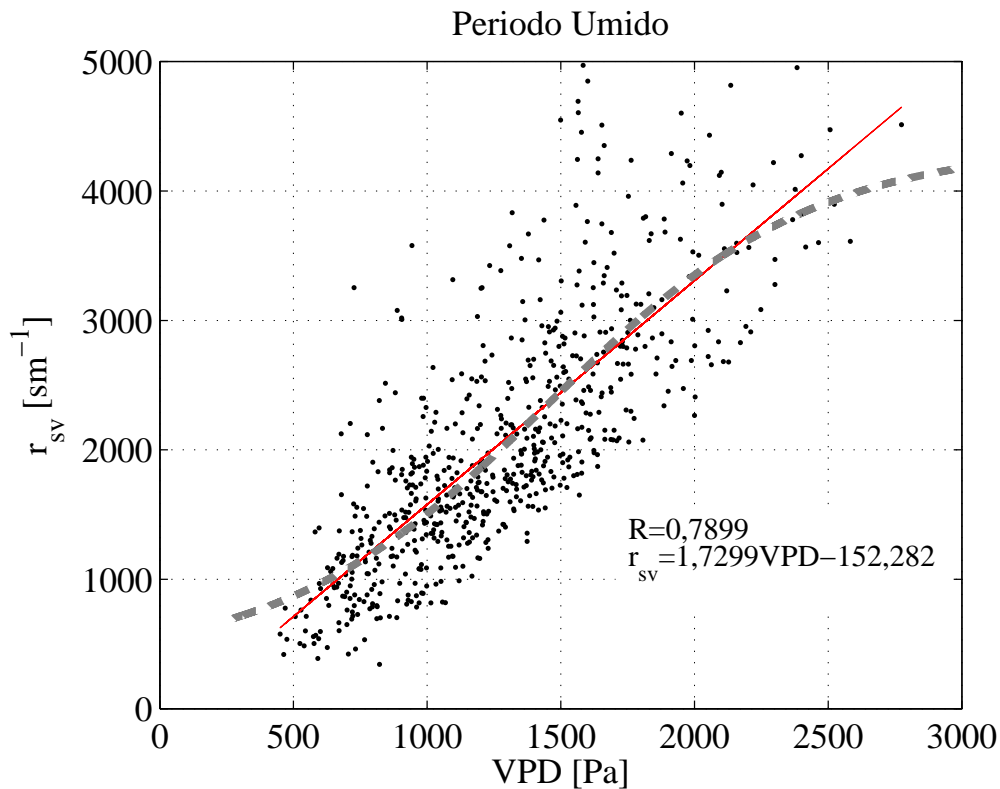


Figura 4.2: Fluxo de calor particionado para atmosfera: correlação da resistência estomática e o déficit de vapor de pressão referente ao período úmido.

No período úmido analisado a correlação linear de r_{sv} e VPD mostrou-se razoável em torno de 0,8, onde é possível observar o aumento da resistência estomática com o crescimento do VPD(Figura ??). No período úmido a resistência mínima apresentada foi negativa em torno de $557,1 \text{ ms}^{-1}$ e de VPD cerca de 449,7 Pa. O valor máximo, o qual serve de limite na modelagem para controlar o *feedback* positivo entre as variáveis, é cerca de 4500 ms^{-1} e VPD aproximadamente 2700 Pa.

Em um estudo de modelagem da evolução da CLA em que se considera r_{sv} dependente do VPD

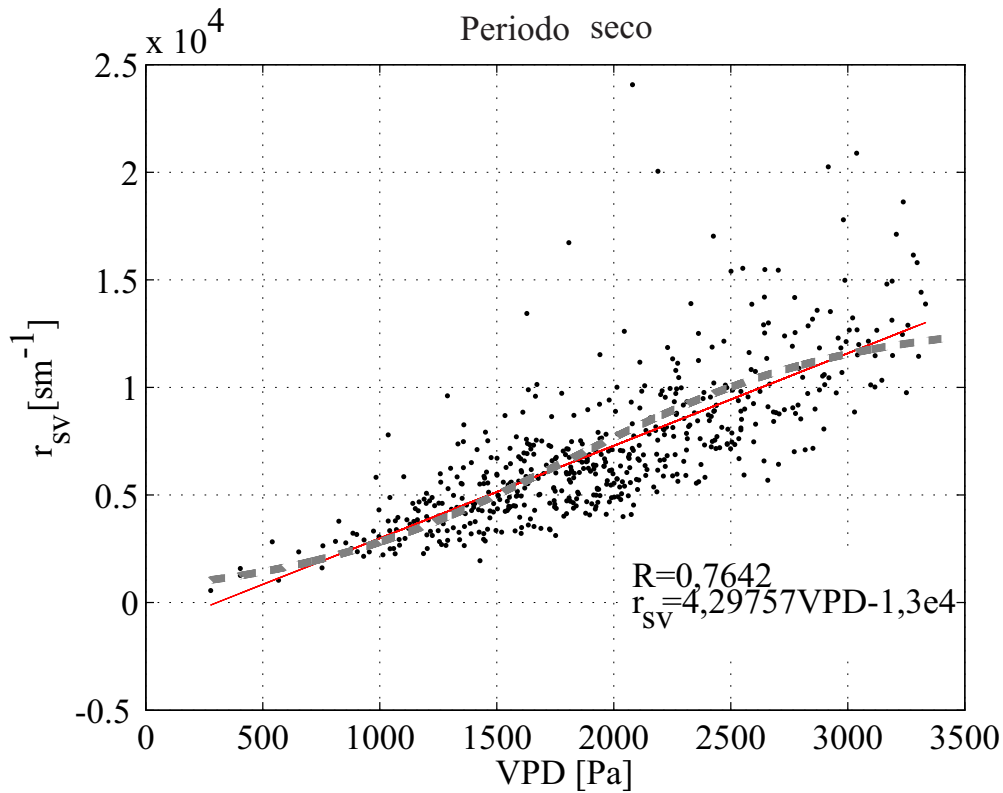


Figura 4.3: Correlação entre r_{sv} e VPD referente ao período seco.

é necessário que haja o controle do *feedback* positivo entre as duas variáveis, pois uma relação linear nesse caso não é suficiente para controlar a retroalimentação de r_{sv} em VPD e vice-versa, o que pode causar instabilidades numéricas na simulação. A curva tracejada da Figura ?? foi obtida utilizando uma equação logística, a qual funciona como limitante do crescimento ou decrescimento de VPD e r_{sv} , desse modo evita o surgimento de instabilidades numéricas. A equação logística para o período úmido é dada pela seguinte forma

$$r_{sv} = \frac{a}{1 + e^{\left(\frac{-VPD}{d} + b\right)}} + c \quad (4.2)$$

onde a é o parâmetro que expande a curva no eixo y , b é o que translada a curva na direção x , c é a translação no eixo y e d a expansão em x . Os valores de cada parâmetro para a estação chuvosa e seca é dada pela Tabela ??.

Para o período seco houve uma redução da correlação para 0,76, e o valor mínimo da resistência é cerca de $563,5 \text{ sm}^{-1}$ (Figura ??) quando VPD é aproximadamente 277,1 Pa. Neste período, como visto em ??), a planta é mais suscetível a mudanças da quantidade de vapor de água no ar devido a baixa umidade do solo de maneira que a regulação estomática é fundamental para sua sobrevivência. Neste caso, percebe-se que os valores de resistência são bem maiores do que no

período úmido, com máximos de $1,5 \cdot 10^4 \text{ sm}^{-1}$, desconsiderando pontos mais dispersos. Valores de VPD semelhantes ao período chuvoso correspondem a resistências maiores numa ordem de 10 vezes deste. Do mesmo que no período úmido a curva tracejada no resultado referente ao período seco foi obtida a partir da seguinte equação ajustada.

Tabela 4.1: Parâmetros da função logística para controle de VPD e r_{sv} .

Parâmetro	seco	úmido
a	$1,3 \cdot 10^4$	4000
b	3	2,9
c	100	350
d	600	500

Observou-se que existem algumas inconsistências nas medições expostas na Figura ??, tal como os valores medidos da superfície serem mais elevados que os medidos nos níveis mais profundos durante todo o intervalo de tempo, onde o esperado é que na região próxima a superfície os valores sejam menores devido a transpiração do solo e da absorção da água pelas raízes das plantas. Outro possível problema são os indicados pelas flechas na figura. Nota-se que não variam por um longo período na estação seca e na estação chuvosa, para medição de 30 cm, possui um comportamento totalmente diferente dos outros níveis medidos. A má qualidade das medições pode gerar resultados nas correlações entre os escalares e consequente na validação do modelo. Para mitigar esses efeitos, foi escolhido o intervalo entre o dia 140 e o dia 170 (meses de maio e junho), o qual foram analisadas as correlações necessárias para o tratamento dos dados.

Para análise de r_{sv} em um período de ocorrência de estresse hídrico a correlação com o inverso da quantidade de água no solo foi baixa, em torno de 0,4(Figura ??). A baixa correlação pode ser resultado da qualidade das medições da umidade do solo como já visto. Nota-se pela linha tracejada que para um determinado θ a resistência tende a seguir um crescimento constante, o que pode ser influência do estresse hídrico e do aumento do VPD .

Outro fator determinante para a baixa correlação é a própria dinâmica dos fluxos de água no solo. O movimento de água no solo obedece as equações de Richards que resolvem o escoamento em meios porosos por meio de diferenciais de potenciais hidrostáticas. Por meio destas é possível modelar o efeito da absorção e transporte da água pelas raízes das plantas (?????). Para tal é necessário o conhecimento das propriedades de retenção de água no solo (curvas de retenção) que não estão disponíveis para o solo da área estudada.

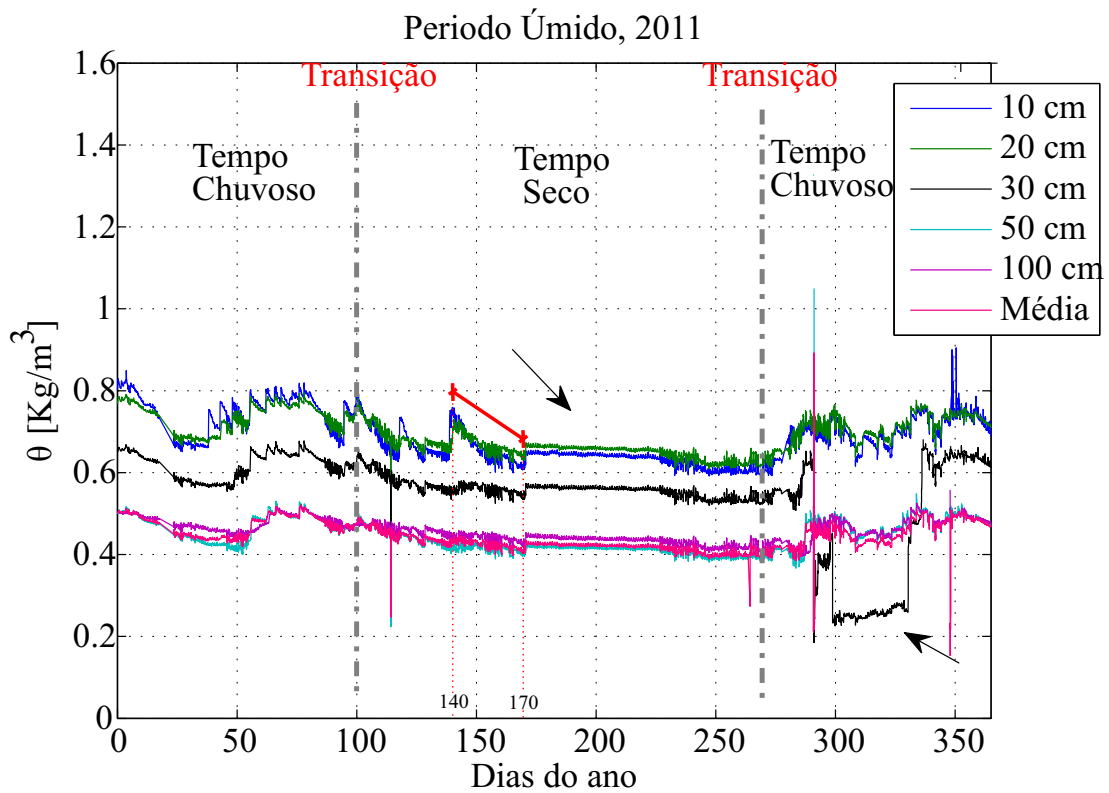


Figura 4.4: Série temporal da quantidade de água no solo no ano de 2011. Os períodos de transição separam a estação seca da chuvosa.

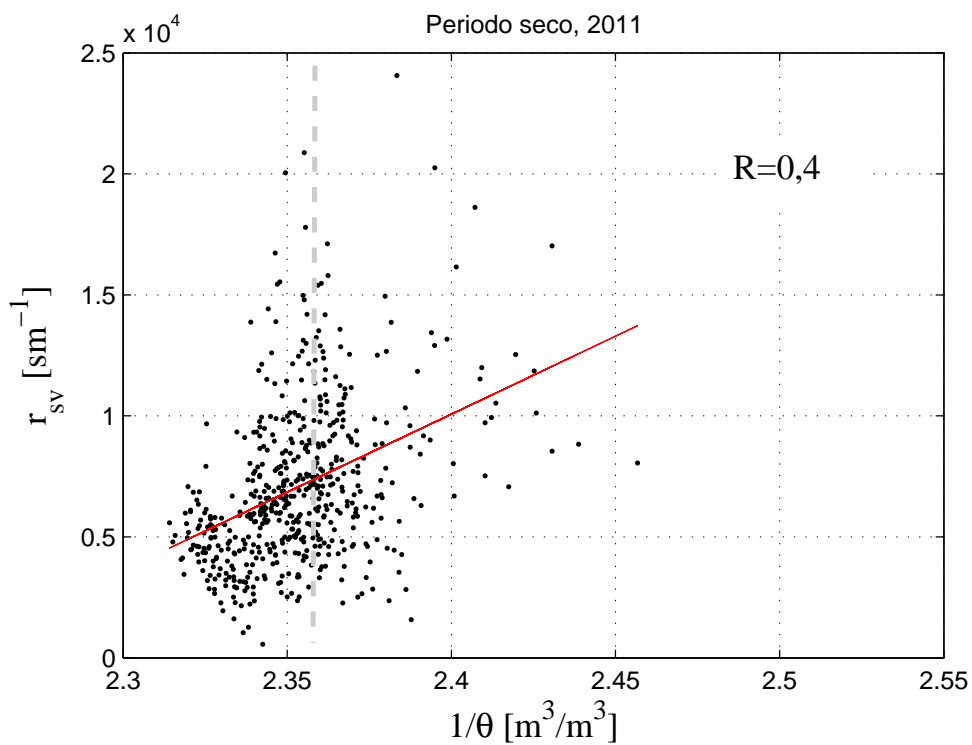


Figura 4.5: Correlação entre quantidade de água no solo e a resistência estomática.

4.2 PRECIPITAÇÃO CONVECTIVA

Nesta seção serão apresentados resultados referentes aos dados coletados entre os meses de agosto de 2012 à maio de 2013 da estação instalada na FAL. Os dados confrontam a altura da CLA e a altura do Nível de condensação de vapor de água. O objetivo é capturar dias que caracterizam precipitações convectivas no período de transição através da ocorrência do encontro entre as duas alturas e logo após o cruzamento a ocorrência de precipitação. O foco do estudo se deu neste tipo de precipitação pois ela deve ser mais diretamente influenciada pelas características da superfície, pois grande parte da fonte de água para que ela ocorra é da evapotranspiração (??). Ou seja, alterações de vegetação, por exemplo cerrado para eucalipto, devem afetar este fenômeno com mais relevância.

Foi escolhido o período de transição devido neste não está mais sob influências de precipitações trazidas por massas de ar úmidas de outras regiões fora do cerrado. Dessa forma busca-se entender a dinâmica do desencadeamento de precipitações convectivas onde a demanda de umidade é proveniente apenas da reserva de água contida no solo e transpirada pela vegetação. Esta seção segue a metodologia empregada em ??), os quais realizou um estudo hidrológico sob o efeito da inicialização de precipitações convectivas através da análise do estresse hídrico do solo e o encontro do nível de condensação e da altura da CLA.

Analisando a climatologia da região do Distrito Federal percebe-se que as primeiras incidências de precipitação após o período seco (junho-julho-agosto) ocorre no mês de setembro. Na Figura ?? é mostrado o cruzamento para o único dia (26/09/2012) de chuva no mês de setembro que pode ser considerado um mês de transição entre o período seco para o chuvoso. Percebe-se que a ocorrência de chuva, às 18:00 horas, 2 h depois do cruzamento, que foi às 16:00 horas. Neste caso é possível inferir que o cruzamento proporcionou a condição necessária para formação de nuvens na região e assim, a partir daí, os outros fatores necessários para precipitação podem ter dado início à precipitação. Considerado neste caso como período seco a demanda de água é de origem exclusivamente do vapor transpirado pela superfície (dossel vegetativo e solo).

No mês de outubro as ocorrências de chuva passam a ser mais frequentes e observam-se 6 dias com cruzamento entre h_{BL} e h_{LCL} . Porém, algumas foram descartadas pela ocorrência de chuva antes do cruzamento ou que possuíam uma variação de h_{LCL} inconstante no intervalo de tempo. Os cruzamentos ocorreram no fim da tarde quando a camada limite está no ápice e h_{LCL} possui uma queda repentina no mesmo instante analisado (figura ??).

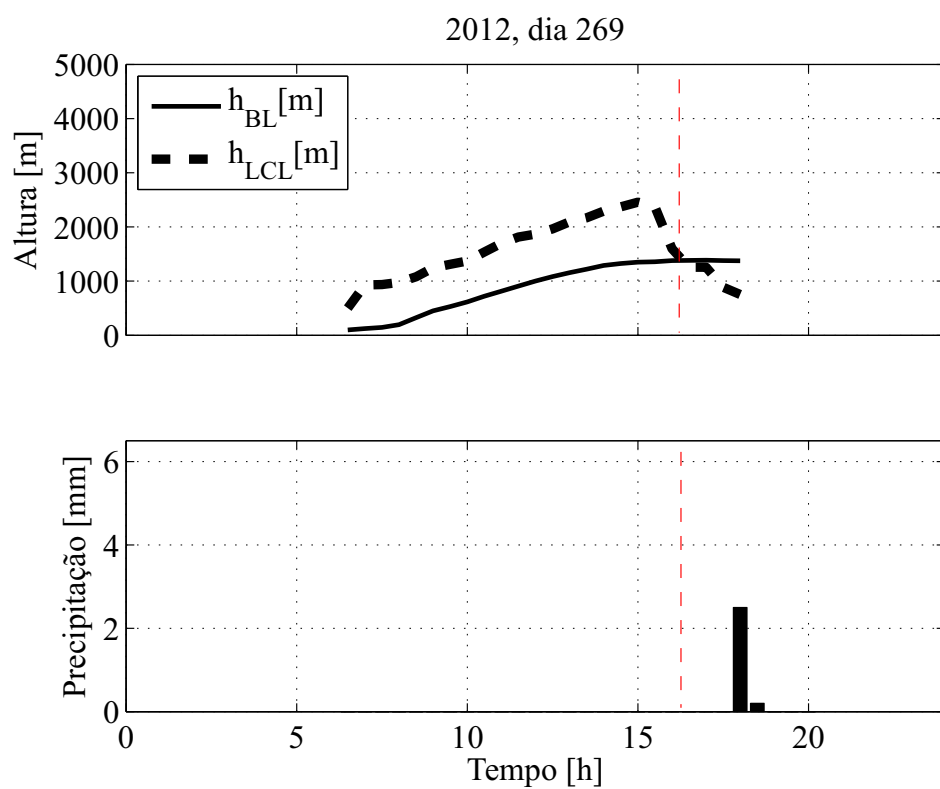


Figura 4.6: Evolução da altura da CLA(h_{BL}) e da altura do nível de condensação(h_{LCL}) para o unico dia de ocorrência de chuva do mês. Observa-se o encontro na linha tracejada vermelha.

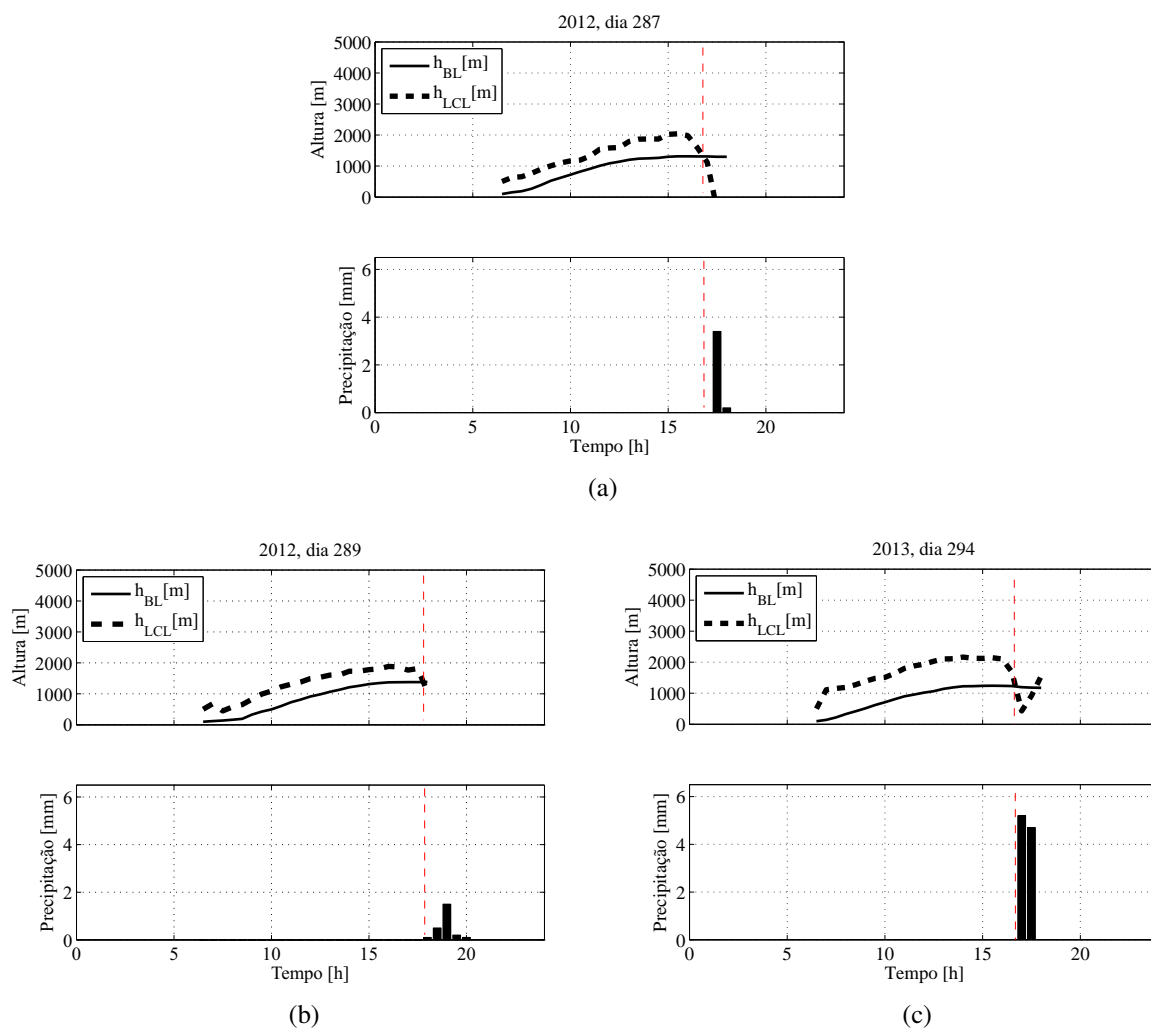


Figura 4.7: Ocorrências de cruzamento entre as alturas e logo após início de precipitação: (a) dia referente a 11 de outubro; (b) 14 de outubro; (c) 16 de outubro (d) 21 de outubro.

Nota-se que os cruzamentos ocorrem quando a CLA está completamente desenvolvida, quando h_{BL} está entre 1000 m e 2000 m, e a queda repentina de h_{LCL} ocorre, no horário entre 17:00 horas e 18:30 horas. A precipitação ocorre sempre após às 17:00 horas. Neste caso a diferença de tempo entre o encontro e o início da precipitação é menor que no mês de setembro, em torno de 30 minutos a 1,5 h.

No período chuvoso de Novembro ao mês de Março, há ocorrência de cruzamentos e precipitação em seguida, mas estes não entram na análise por causa do interesse em avaliar as precipitações convectivas que dependem somente da transpiração de vapor de água proveniente da superfície. Outro motivo é a evolução de h_{LCL} que mostra-se fora das condições exigidas para o estudo (encontram-se valores negativos e a variabilidade maior no decorrer do tempo).

Dentre os fatores que excluíram resultados nesse período foram: valores negativos de h_{LCL} antes do cruzamento, variabilidade alta da mesma, ocorrência de chuva antes do cruzamento e a alturas baixas em horários mais próximos ao meio dia.

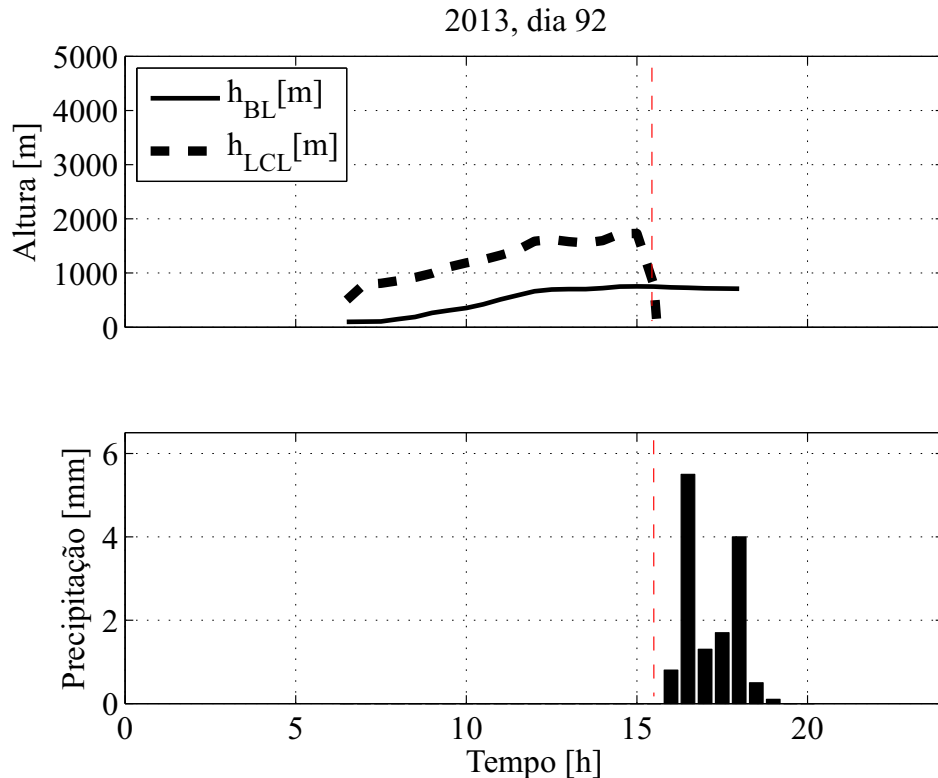


Figura 4.8: Evolução para o mês de Abril. Nota-se a ocorrência de precipitações mais intensas que nos outros períodos analisados.

No mês de Abril, considerado como período de transição de seco para chuvoso, começam a ser percebidos uma redução de cruzamentos em relação aos meses anteriores. O dia 94 foi o que teve características mais satisfatórias nesse mês. Observa-se o comportamento da evolução de h_{BL} e h_{LCL} esperado como nos outros casos e o desencadeamento da precipitação ocorre logo em seguida do cruzamento das duas alturas no fim da tarde, após às 16:00 horas, neste caso a quantidade de precipitação mostrou-se maior quantidade e em intervalo de tempo que nos outros meses analisados (Figura ??).

Apesar da amostragem limitada, a análise sugere que a precipitação convectiva tende a ocorrer nos períodos de transição. Como o regime de precipitação teoricamente é o mais correlacionado com os fluxos superficiais é de se esperar que uma substituição de cerrado por Eucalyptus tenha sua maior influência neste período. Na seção a seguir, simulações numéricas de crescimento da CLA sob a floresta de cerrado e Eucalyptus são apresentadas.

4.3 EVOLUÇÃO DA CAMADA LIMITE COM A SUBSTITUIÇÃO DE CERRADO POR UMA FLORESTA DA EUCALYPTUS

Para a simulação da evolução da CLA é necessário dados ecofisiológicos da vegetação em questão, tanto do cerrado quanto do eucalipto. Na falta de dados específicos para área de estudo utilizamos dados da literatura descritos nas tabelas abaixo.

Tabela 4.2: Parâmetros ecofisiológicos para floresta de cerrado sensu-stricto e de floresta de Eucalyptus.

Parâmetro	Valor	Fonte
Cerrado sentido restrito		
h_{can} [m]	3,7	??)
LAI	3.2 (Per. úmi.) 2.0 (Per. sec.)	??)
SLA [m^2Kg^{-1}]	8 (Per. úmi.) 6 (Per. sec.)	??)
g_{sMax} [$mmolm^{-2}s^{-1}$]	340 (Per. umi.) 200 (Per. sec.)	??)
Eucalyptus		
h_{can} [m]	25	estimado
LAI	5.4 (Per. umi.) 3.0 (Per. sec.)	??)
SLA [m^2Kg^{-1}]	25	??)
g_{sMax} [$mmolm^{-2}s^{-1}$]	340 (Per. umi.) 200 (Per. sec.)	??)

4.3.1 Forçantes Climáticas

As forçantes climáticas são a radiação de ondas curtas que incide no topo da atmosfera (SW) e de ondas longas (LW) (Figura ??a) , e a velocidade de fricção u_* . Considerou-se que estas não variam ao longo dos dias em um ciclo diurno e representam um dia claro sem nuvens no período seco entreos meses de maio e setembro(Figura ??b). A aquisição de dados se dá em 10 em 10 minutos. Porém, para que tenha compatibilidade com as medidas de fluxo de calor e vapor, foram tiradas médias de 30 minutos dos valores medidos. LW foi considerado constante

igual a 300 W no período seco e 400 w no período úmido. A velocidade de fricção é utilizada devido a consistência com as estimativas de fluxos utilizadas nos modelos superficiais e com a rugosidade da floresta, em contraposição do uso de campos de pressão e ventos geostróficos (??).

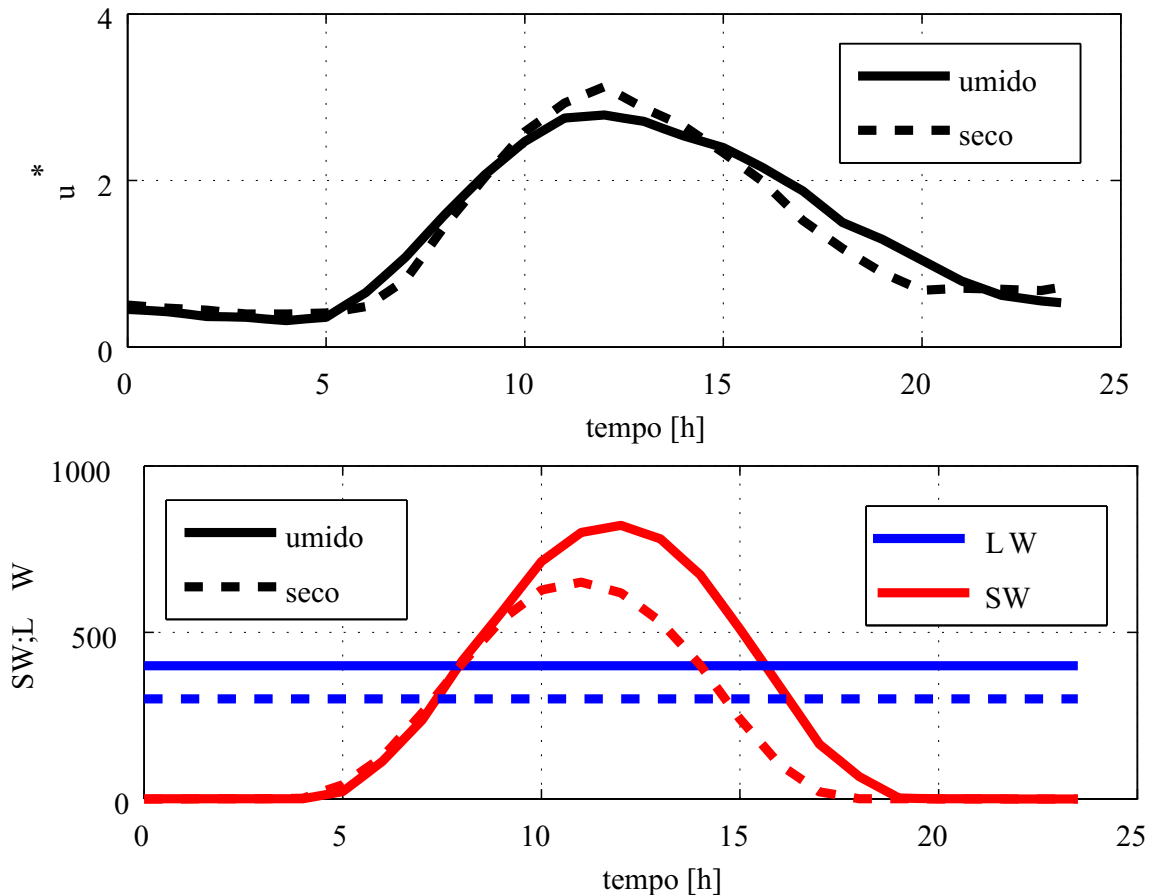


Figura 4.9: Forçantes climáticas para um dia típico claro sem nuvens - (a) Radiações de ondas curtas e longas b) velocidade de fricção para os dias claros encontrados. Dados estação IBGE

Para as taxas de lapso de temperatura potencial e razão de mistura de vapor de água na atmosfera livre foram utilizadas sondagens mantidas e realizadas pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) da Estação Climatológica Principal de Aeroporto de Brasília, localizada nas coordenadas Lat. $15^{\circ}51'$ e Lon. $47^{\circ}75'$ localizado aproximadamente 9 km das reservas e 60 m abaixo destas. A sondagem é realizada diariamente e as medições são realizadas em diferentes alturas até a altitude de 1000 m, sendo realizada 1 medição para cada nível. A taxa de lapso para os escalares são estimadas através de médias de perfis para o ano de 2012, sendo o valor de $0,005 \text{ K m}^{-1}$ para γ_{Θ} e $0,005 \text{ K m}^{-1}$ e para γ_Q $0.14510-5 \text{ kg kg}^{-1} \text{ m}^{-1}$.

O uso dos mesmo valores de forçantes climáticas para os dias da simulação não reflete a dinâmica turbulenta da atmosfera, entretanto o uso dessas é útil para filtrar o comportamento

transiente da CLM, como resultado da limitação de água no solo.

4.3.2 Efeitos da substituição o cerrado por Florestas de Eucalyptus

Os resultados referentes a esta seção seguem a comparação da evolução da altura, temperatura e razão de mistura de vapor de água da camada limite em uma floresta cerrado com a floresta de Eucalipto. O processo de *Spin-up* (30 dias) foi realizado para os dois cenários e a simulação posterior também. Os dados referentes ao Eucalipto foram retirados da literatura, e os dados de entrada para modelagem foram os utilizados referentes a um dia típico sem nuvens, como apresentados na metodologia desse trabalho.

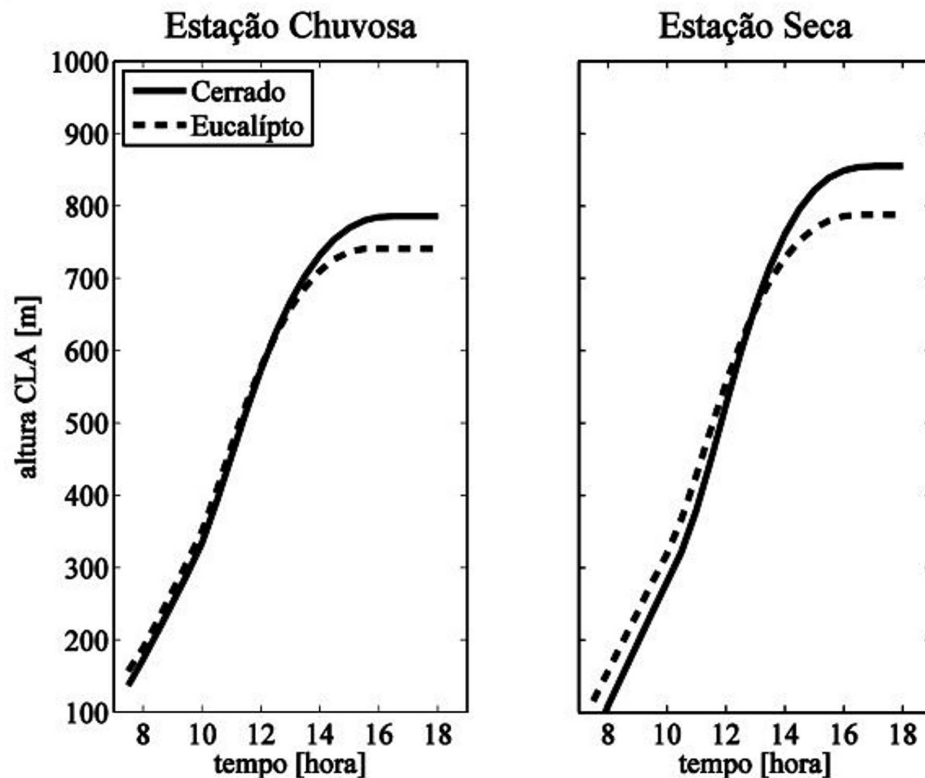


Figura 4.10: Evolução da altura da CLA para uma floresta de cerrado e Eucalipto.

Ao longo do dia a camada que mais se desenvolveu foi a do cerrado atingido níveis de 800 m e 900 m no período chuvoso e seco, respectivamente. Isso mostra que a demanda de calor sensível da floresta do cerrado para o crescimento da CLA é maior que a floresta de Eucalipto.

Isto está relacionado com a maior demanda de calor latente do Eucalipto que deixa a CLA mais fria e assim se desenvolve menos que no caso do cerrado.

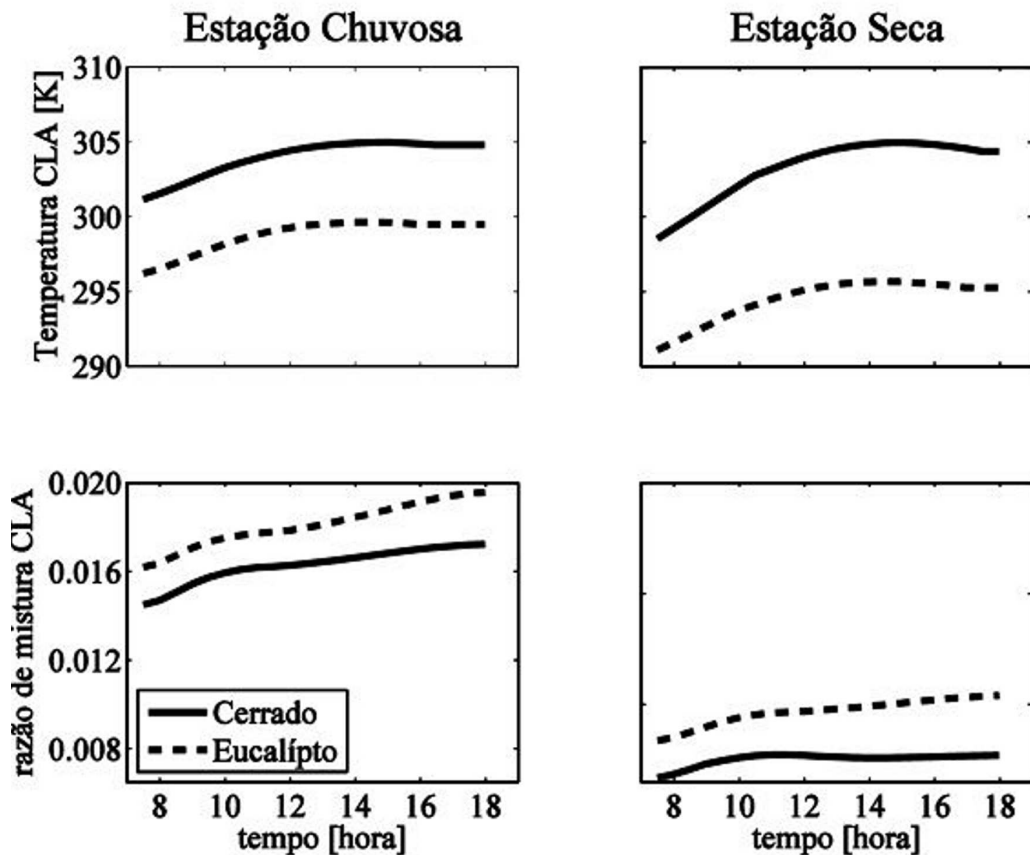


Figura 4.11: Variação da temperatura e razão de mistura da CLA para as estações chuvosa e seca das florestas de Eucalipto e cerrado.

A diferença de altura da CLA para floresta de cerrado e Eucalipto podem ser explicadas observando a Figura ???. Na estação chuvosa a temperatura do cerrado e do Eucalipto varia em torno de 5 K. Entretanto a temperatura da CLA no cerrado varia em uma grandeza maior do que na outra floresta. Observa-se que para o período seco essa variação ainda é maior para cerrado, enquanto o eucalipto apresenta pouca diferença. Neste caso a maior demanda de calor sensível e evidente assim tem-se um valor maior para CLA. Como nessas simulações não estão considerados os estresses hídricos, espera-se que as temperaturas sejam maiores com diferenças menores entre o Eucalipto e o cerrado.

No caso da razão de mistura a razão de mistura de vapor de água possui valores mais elevados que no tempo seco, isso é devido a maior demanda de água do solo e vegetação ocasionada pela chuva. Aqui a floresta de Eucalyptus é a que mais transpira. Esta devido ser mais densa e ter maior cobertura vegetal(LAI) que o cerrado pode transpirar mais e assim contribuir para o

aumento de calor sensível da CLA. No período seco os valores de razão de mistura caem para as duas florestas. Neste caso, ocorrido devido as limitações correlacionadas ao estresse hídrico do solo, onde as plantas passam transpirar menos regulando a abertura de seus estômatos (??).

Capítulo 5

CONCLUSÕES

O presente trabalho apresentou uma caracterização experimental dos agentes ecofisiológicos da vegetação que controlam fluxos de calor latente e sensível entre ecossistemas e a camada limite atmosférica na escala local. O intuito de tal estudo é para a determinação de possíveis alterações micrometeorológicas quando do deslocamento do cerrado nativo por atividades silviculturais, no caso específico, uma floresta de eucalipto. Nesta caracterização fez-se uso de dados de medições de fluxos de energia por correlações de vórtices em torres de fluxo instaladas na Fazenda Água Limpa e no reserva ecológica do IBGE no DF, juntamente com a medição de variáveis micrometeorológicas (temperatura, umidade relativa, radiação) e de solo (temperatura, umidade relativa e fluxo de calor) para encontrar correlações de resistência estomática e variáveis de estado. Além disso, fez-se um estudo sobre ocorrências de precipitação convectiva, pois essas seriam o tipo de precipitação mais afetadas por possíveis alterações de uso da terra.

Para completar, realizou-se simulações numéricas de evolução de camada limite por meio de um modelo de solo-vegetação-atmosfera tanto para o cerrado nativo quanto para o eucalipto para se avaliar o impacto dessa mudança de uso da terra nas propriedades da camada limite atmosférica (temperatura, concentração de vapor d'água e altura). As seguintes conclusões foram observadas:

- O uso de equação de combinação e a modelagem *big leaf* mostrou-se satisfatória no estudo da correlação da resistência aos fluxos de vapor de água e a demanda desse vapor na atmosfera. Percebeu-se que a regulação estomática acompanha a variação do déficit de vapor de pressão para cada estação estudada de forma linear. Entretanto, ainda é neces-

sário um estudo mais detalhado sobre a relação da resistência estomática e a quantidade de água do solo, pois a modelagem, quando considerado o estresse hídrico, necessita de parâmetros que caracterizam a hidrodinâmica do solo e que possam ser utilizados nas equações de Richards para o estudo da infiltração da água no mesmo(??????).

- O estudo do desencadeamento de precipitações convectivas mostra-se satisfatório ao apresentar dias típicos em que ocorreram precipitações com o comportamento esperado da evolução da CLA e do nível de condensação de vapor de água nos períodos de transição da estação seca para chuvosa (meses de Agosto setembro e outubro de 2012). A transição da estação chuvosa para seca para 2013 carece de uma série de dados mais completa. Entretanto foi possível encontrar dias em que houveram encontros no mês de Abril de 2013. Isto sugere, mesmo que em caráter especulativo, que uma conversão massiva do cerrado por eucalipto pode ter consequências diretas nestes períodos de transição, alterando o início e/ou final dos mesmos.
- Uma das principais características da substituição do cerrado foi o aumento da quantidade de vapor de água na CLA e conseqüentemente a redução de temperatura da mesma. Isto pode representar um deslocamento das estações chuvosa e seca durante o ano. Tal evolução é essencial para que haja o encontro com o nível de condensação e assim a formação de nuvens.
- O estudo torna-se promissor em razão do baixo custo dos modelos de camadas e a representatividade dos seus resultados para o cerrado. Vale lembrar que a implantação de experimentos em plantações de *Eucalyptus*, com os dados estabelecidos de solo-vegetação-atmosfera, poderá ser realizado o estudo da substituição do cerrado por uma floresta plantada de forma mais acurada.

Referências Bibliográficas

- ABRAF. *Anuário estatístico da ABRAF 2012 ano base 2011*. Brasília, 2012. 150p.
- ALMEIDA, J. et al. Índice de área foliar de *Eucalyptus grandis* em resposta à adubação com potássio e sódio. In: IPABHI (Ed.). *Anais I Seminário de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica do Paraíba do Sul: o Eucalipto e o Ciclo Hidrológico*. [S.l.: s.n.], 2007.
- BELJAARS, A. *The parametrization of the planetary boundary layer*. [S.l.], mai 1992.
- BETTS, A. K.; DESJARDINS, R. L.; MACPHERSON, J. I. Budget analysis of the boundary layer grid flights during five 1987. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 97, p. 18533–18546, 1992.
- BOWEN, I. S. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physical Review*, v. 27, p. 779–787, 1926.
- BRUBAKER, K. L.; ENTEKHABI, D. An analytic approach to modeling land-atmosphere interaction: 1. construct and equilibrium behavior. *Water Resour. Res.*, v. 31, p. 619–632, 1995.
- BUSINGER, J. A. et al. Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, v. 28, mar 1971.
- CAMPBELL, G. S.; NORMAN, J. M. *An Introduction to Environmental Biophysics*. 2. ed. New York, NY: Springer New York, 1998. 286 p. Disponível em: <<http://www.springerlink.com/index/10.1007/978-1-4612-1626-1>>.
- CAMPBELL SCIENTIFIC, INC. *CS616 and CS625 Water content Reflectometers*. Logan, Utah, 2011. 48 p.
- DEARDORFF, J. W. Parameterization of the planetary boundary layer for use in general circulation models. *Monthly Weather Review*, v. 100, p. 93 – 106, fev 1970.
- DINIZ, J. A. F. et al. Agriculture, habitat loss and spatial patterns of human occupation in a biodiversity hotspot. *Scientia Agricola*, v. 66, n. 6, p. 764–771, 2009.
- DRIEDONKS, A. G. M. Models and observations of the growth of the atmospheric boundary layer. *Boundary Layer meteorology*, v. 23, p. 283–306, mar 1982.
- DYER, A. J.; HICKS, B. B. Flux-gradient relationships in the constant flux layer. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, v. 96, p. 715–721, out 1970.

- EITEN, G. Vegetação do cerrado. In: PINTO, M. N. (Ed.). *Cerrado: caracterização, ocupação e perspectivas*. Brasília: Universidade de Brasília, 1993. p. 17–73.
- FALGE, E. Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. *Agricultural and Forest Meteorology*, Elsevier Inc., v. 107, n. 1, p. 43–69, 2001.
- FALGE, E. et al. Gap filling strategies for long term energy flux data sets. *Agricultural and Forest Meteorology*, Elsevier Science B.V., v. 107, n. 1, p. 71–77, 2001.
- FERRANTE, J.; RANCAN, L.; NETTO, P. Meio físico. In: FONSECA, F. O.; SEMARH (Ed.). *Olhares sobre o Lago Paranoá*. 1. ed. Brasília: [s.n.], 2001.
- FIEDLER, N. C. et al. Efeito de incêndios florestais na estrutura e composição florística de uma área de cerrado sensu stricto na fazenda Áua limpa-df. *Revista Ávore*, v. 28, p. 129–138, 2004.
- FONTOURA RODRIGUES, J. L. A. Transferência de calor em escoamentos turbulentos parietais dilatáveis. In: FREIRE, A. P. S. (Org.). *Turbulência*. 3. ed. [s.n.], 2006. v. 3, p. 1–63. Disponível em: <<http://e-groups.unb.br/ft/enm/vortex/ftp/ZeLuiz/P21EPTT2006.pdf>>.
- GANEM, S. R.; DRUMMOND, J. A.; FRANCO, A. J. L. Ocupação humana e impactos ambientais no bioma cerrado: dos bandeirantes à política de biocombustíveis. In: IV ENANPPAS - ENCONTRO DA ASSOCIAÇÃO NACIONAL DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO EM AMBIENTE E SOCIEDADE, IV., 2008, Brasília. *História, sociedade e meio ambiente no Brasil*. Brasília, DF: ANPAS, 2008.
- GARRATT, J. R. *The Atmospheric Boundary Layer*. [S.l.]: Cambridge, 1994. 316 p. (Cambridge Atmospheric and Space Science Series).
- GARRATT, J. R.; BROST, R. A. Radiative cooling effects within and above the nocturnal boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, v. 38, p. 2730–2746, dec 1981.
- GOODLAND, R. J. A.; FERRI, M. G. *Ecologia do cerrado*. São Paulo: EdUSP, 1979. 193p p.
- HØSTRUP, J. Velocity spectra in the unstable planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, v. 39, p. 2239–2248, out 1982.
- HSIEH, C.-I.; KATUL, G.; CHI, T.-w. An approximate analytical model for footprint estimation of scalar fluxes in thermally stratified atmospheric flows. *Advances in Water Resources*, v. 23, n. 7, p. 765–772, jun 2000.
- IBAMA; MMA. *Monitoramento do Desmatamento nos Biomas Brasileiros por Satélite Acordo de Cooperação Técnica MMA/IBAMA: Monitoramento Do Bioma Cerrado 2009-2010*. [S.l.], 2011.
- JUANG, J.-Y. et al. Hydrologic and atmospheric controls on initiation of convective precipitation events. *Water Resources Research*, v. 43, n. 3, p. 1–10, 2007.
- _____. _____. *Water Resources Research*, v. 43, n. 3, p. n/a–n/a, 2007.

- JUNIOR, B. H. M.; HARIDASAN, M. Comparação da vegetação arbórea e características edáficas de um cerradão e um cerrado sensu stricto em áreas adjacentes sobre solo distrófico no leste de mato grosso, brasil. *Acta Botanica Brasilica*, v. 19, p. 913 – 926, 12 2005.
- KAIMAL, J. C. et al. Turbulence structure in the convective boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, v. 33, p. 2152–2169, nov 1976.
- KIM, C. P.; ENTEKHABI, D. Feedbacks in the land-surface and mixed-layer energy budgets. *Boundary Layer Meteorology*, v. 88, p. 1 – 21, fev 1998.
- KLINK, C. A.; MACHADO, R. B. Conservation of the brazilian cerrado. *Conservation Biology*, v. 19, p. 707–712, 2005.
- LACERDA, M. P. C. Utilização de sensoriamento remoto para o estabelecimento de relações entre vegetação nativa e classes de solos em mapeamento pedológico, distrito federal. In: INPE. *Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*. Florianópolis, 2007. p. 3991–3936.
- LEMOS-FILHO, J. P. et al. Spatial and temporal variability of canopy cover and understory light in a cerrado of southern brazil. *Brazilian journal of biology Revista brasleira de biologia*, v. 70, n. 1, p. 19–24, 2010.
- LENZA, E.; KLINK, C. A. Comportamento fenológico de espécies lenhosas em um cerrado sentido restrito de brasília, df. *Brazilian Journal of Botany*, v. 29, p. 627–638, 2006. ISSN 0100-8404.
- LUMLEY, J.; PANOFSKY, H. *The structure of atmospheric turbulence*. [S.l.]: Interscience Publishers, 1964. (Interscience monographs and texts in physics and astronomy, v 12).
- MACHADO, R. B. et al. *Estimativas de perda da área do Cerrado brasileiro*. [S.l.], 2004.
- MAHRT, L.; VICKERS, D. Bulk formulation of the surface heat flux. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 110, p. 357–379, mar 2004.
- MASSMAN, W.; LEE, X. Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long-term studies of carbon and energy exchanges. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 113, p. 121–144, dez 2002.
- MONIN, A.; OBUKHOV, A. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Tr. Akad. Nauk SSSR Geophys. Inst.*, v. 24(151), p. 163–187, 1954. [traduzido em inglês por John Miller, 1959]. Disponível em: <http://www.mcnaughty.com/keith/papers/Monin_and_Obukhov_1954.pdf>.
- MONTEITH, J. *Evaporation and environment*. 1965. 205–234 p. Disponível em: <<http://www.unc.edu/courses/2007fall/geog/801/001/www/ET/Monteith65.pdf>>.
- MORAIS, F. M. *Análise de atributos da vegetação e do solo em cerrado sensu stricto, 20 anos após distúrbios antrópicos*. Jul 2009.

- MORRIS, J. I. M.; MANN, L.; COLLOPY, J. Transpiration and canopy conductance in a eucalypt plantation using shallow saline groundwater. *Tree Physiology*, v. 18, n. 8-9, p. 547–555, 1998.
- PAIVA, A. O.; REZENDE, A. V.; PEREIRA, R. S. Estoque de carbono em cerrado sensu stricto do distrito federal. *Revista Árvore*, v. 35, p. 527–538, 2011.
- PAULSON, C. A. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *J. Appl. Meteor.*, v. 9, p. 857–861, dez 1970.
- PAW U, K. T. et al. Correction of eddy-covariance measurements incorporating both advective effects and density fluxes. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 97, n. 3, p. 487–511, dez 2000.
- PELTIER, L. J. et al. Spectra in the unstable surface layer. *J. Atmos. Sci.*, v. 53, p. 49–61, jan 1996.
- PENMAN, H. L. Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass. *Proceedings of the Royal Society of London Series A Mathematical and Physical Sciences*, The Royal Society, v. 193, n. 1032, p. 120–145, 1948.
- PEREIRA, J. S. et al. Photosynthetic capacity of leaves of *Eucalyptus globulus* (Labill.) growing in the field with different nutrient and water supplies. *Tree Physiology*, v. 11, n. 4, p. 381–389, 1992.
- PORPORATO, A. Atmospheric boundary-layer dynamics with constant bowen ratio. *Boundary Layer meteorology*, v. 132, p. 227–240, jun 2009.
- REATTO, A.; CORREIA, J. R.; SPERA, S. T. Solos do bioma cerrado: aspectos pedagógicos. In: SANO, S. M.; ALMEIDA, S. P. (Ed.). *Cerrado: Ambiente e FLora*. [S.l.]: EMBRAPA, 1998. p. 47–86.
- REZENDE, A. V. *Estimativa do estoque, fluxo e taxa de seqüestro de carbono e em áreas de cerrado sensu stricto, naturais e submetidas a distúrbios silviculturais ou antrópicos*. Brasília-DF: Fundação de Apoio a Pesquisa do Distrito Federal (FAP-DF), 2009.
- RIBEIRO, J. F.; WALTER, B. M. T. Fitofisionomias do cerrado. In: SANO, S. M.; ALMEIDA, S. P. (Ed.). *Cerrado: Ambiente e FLora*. Planaltina: EMBRAPA, 1998. p. 556p.
- RICHARDS, L. A. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, v. 1, n. 5, p. 318–333, 1931.
- ROSSATTO, D. R. *Padrões anatômicos, fenológicos, fotossintéticos e de crescimento em espécies arbóreas do cerrado sensu stricto e de mata de galeria*. Tese (Doutorado) — Universidade de Brasília, 2008.
- SARMIENTO, G. *The Ecology of Neotropical Savannas*. [S.l.]: Harvard University Press, 1984.
- SIQUEIRA, M.; KATUL, G.; PORPORATO, A. Onset of water stress, hysteresis in plant conductance, and hydraulic lift: Scaling soil water dynamics from millimeters to meters. *Water Resources Research*, v. 44, jan 2008.

- _____. Soil moisture feedbacks on convection triggers: The role of soil–plant hydrodynamics. *Journal of hydrometeorology*, v. 10, p. 96–111, fev 2009.
- SIQUEIRA, M. et al. Multi-scale Model Inter-comparisons of CO₂ and H₂O Exchange Rates in a Maturing Southeastern U.S. Pine Forest. *AGU Fall Meeting Abstracts*, p. D1066, dec 2006.
- SPERRY, J. S. Hydraulic constraints on plant gas exchange. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 104, p. 13–23, jul 2000.
- STAPE, J. L.; BINKLEY, D.; RYAN, M. G. Eucalyptus production and the supply, use and efficiency of use of water, light and nitrogen across a geographic gradient in brazil. *Forest Ecology and Management*, v. 193, p. 17–31, 2004.
- STOY, P. et al. Role of vegetation in determining carbon sequestration along ecological succession in the southeastern united states. *Global Change Biology*, v. 14, p. 1–19, 2008.
- STOY, P. C. et al. Separating the effects of climate and vegetation on evapotranspiration along a successional chronosequence in the southeastern us. *Global Change Biology*, v. 12, p. 1–21, jun 2006.
- STRECK, N. A. Stomatal response to water vapor pressure deficit : An unsolved issue - a review. *R bras Agrociência*, v. 9, n. 4, p. 317–322, 2003.
- STULL, R. B. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. [S.l.]: Kluwer Academic Publishers, 1988. 670 p. p. (Atmospheric and Oceanographic Sciences Library, Vol. 13, v. 13).
- TENNEKES, H. Free convections in the turbulent ekaman layer of the atmosphere. *Journal of the atmospheric Sciences*, v. 27, p. 1027 – 1034, jul 1970.
- _____. A model for the dynamics of the inversion above a convective boundary layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 30, p. 558–567, jun 1973.
- TENNEKES, H.; DRIEDONKS, A. G. M. Basic entrainment equations for the atmospheric boundary-layer. *Bondary Layer meteorology*, v. 20, p. 24–27, jun 1981.
- TUZET, A.; PERRIER, A.; LEUNING, R. A coupled model of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration. *Plant, Cell & Environment*, v. 26, n. 7, p. 1097–1116, 2003.
- WEBB, E. K.; PEARMAN, G. I.; LEUNING, R. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, v. 106, n. 447, p. 85–100, 1980.
- WHITEHEAD, D.; BEADLE, C. L. Physiological regulation of productivity and water use in Eucalyptus: a review. *Forest Ecology and Management*, v. 193, n. 1-2, p. 113–140, 2004.
- WILSON, J. D. Turbulent transport within the plant canopy. In: BLACK D.L SPITTLEHOUSE, M. N. T.; PRICE, D. (Ed.). *Estimation of Areal Evapotranspiration*. [S.l.]: Intl. Assoc. Hydrol. Sci. Public'n., 1989. p. 43–80.

ZEMAN, O.; TENNEKES, H. Parameterization of the turbulent energy budget at the top of the daytime atmospheric boundary layer. *journal of the atmospheric Sciences*, v. 34, p. 111–123, jan 1977.

ZILITINKEVICH, S. S. Comments on "a model for the dynamics of the inversion above a convective boundary layer". *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 32, p. 991–992, mai 1975. Notes and correspondence.