

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

ÉDRIA VALDENICE SANTOS DE SOUSA

**CARACTERIZAÇÃO DA TRANSIÇÃO DE REGIMES DE
ESCOAMENTO NA CAMADA LIMITE NOTURNA SOBRE
DIFERENTES SUPERFÍCIES**

Santa Maria, RS
2022

ÉDRIA VALDENICE SANTOS DE SOUSA

**CARACTERIZAÇÃO DA TRANSIÇÃO DE REGIMES DE ESCOAMENTO NA
CAMADA LIMITE NOTURNA SOBRE DIFERENTES SUPERFÍCIES**

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

ORIENTADOR: Prof. Felipe Dernadin Costa

COORIENTADOR: Prof. Otávio Costa Acevedo

Santa Maria, RS
2022

This study was financed in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Finance Code 001

Sousa, Édria Valdenice Santos de
CARACTERIZAÇÃO DA TRANSIÇÃO DE REGIMES DE ESCOAMENTO
NA CAMADA LIMITE NOTURNA SOBRE DIFERENTES SUPERFÍCIES /
Édria Valdenice Santos de Sousa.- 2022.
60 f.; 30 cm

Orientador: Felipe Dernadin Costa
Coorientador: Otávio Costa Acevedo
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa
Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de
Pós-Graduação em Meteorologia, RS, 2022

1. Saldo de radiação. 2. Velocidade do vento
horizontal. 3. Camada limite estável 4. Transição de
regimes I. Costa, Felipe Dernadin II. Acevedo, Otávio
Costa III. Título.

Sistema de geração automática de ficha catalográfica da UFSM. Dados fornecidos pelo autor(a). Sob supervisão da Direção da Divisão de Processos Técnicos da Biblioteca Central. Bibliotecária responsável Paula Schoenfeldt Patta CRB 10/1728.

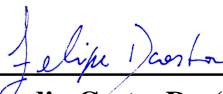
Declaro, ÉDRIA VALDENICE SANTOS DE SOUSA, para os devidos fins e sob as penas da lei, que a pesquisa constante neste trabalho de conclusão de curso (Dissertação) foi por mim elaborada e que as informações necessárias objeto de consulta em literatura e outras fontes estão devidamente referenciadas. Declaro, ainda, que este trabalho ou parte dele não foi apresentado anteriormente para obtenção de qualquer outro grau acadêmico, estando ciente de que a inveracidade da presente declaração poderá resultar na anulação da titulação pela Universidade, entre outras consequências legais.

ÉDRIA VALDENICE SANTOS DE SOUSA

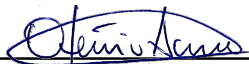
**CARACTERIZAÇÃO DA TRANSIÇÃO DE REGIMES DE ESCOAMENTO NA
CAMADA LIMITE NOTURNA SOBRE DIFERENTES SUPERFÍCIES**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Micrometeorologia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre em Meteorologia**.

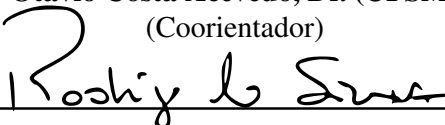
Aprovado em 23 de dezembro de 2022:



Felipe Dernadin Costa, Dr. (UNIPAMPA)
(Presidente/Orientador)



Otávio Costa Acevedo, Dr. (UFSM)
(Coorientador)



Rodrigo da Silva, Dr. (UFOPA)



Luis Gustavo Nogueira Martins, Dr. (UFSM)

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus, pelo dom da vida.

À minha família que sempre esteve do meu lado com seu apoio e ajuda em todos os momentos. Em especial meus pais Maria Valenice e Edimilson que amo muito, agradeço pela educação, zelo, amor e confiança, pretendo retribuir tudo o que fizeram por mim. Aos meus irmãos Evandro, Evandria e Erison, que sempre estiveram do meu lado, sempre me apoiando, que foi fundamental para superar todos os momentos de dificuldades.

Ao meu orientador Professor Dr. Felipe Dernadin pela orientação, paciência e disponibilidade empregadas para que este trabalho se concretizasse, e por seus conhecimentos compartilhados, sobretudo por sua amizade. Se fez um amigo e parceiro, dando sempre seu apoio, ensinamentos. Obrigado pelas oportunidades, lições e pela confiança em mim, que contribuíram para meu desenvolvimento como pessoa. Que não mediu esforços para auxiliar em que precisei. Sou muito grata por tudo.

E ao professor Dr. Otávio Acevedo, que fez parte do desenvolvimento desse trabalho, através de seus ensinamentos e ideias compartilhadas tive oportunidade de obter e aprender conhecimento.

Agradeço à Universidade Federal de Santa Maria e ao Curso de Pós-Graduação em Meteorologia pela oportunidade oferecida garantindo uma educação e desenvolvimento pessoal e profissional de qualidade.

RESUMO

CARACTERIZAÇÃO DA TRANSIÇÃO DE REGIMES DE ESCOAMENTO NA CAMADA LIMITE NOTURNA SOBRE DIFERENTES SUPERFÍCIES

AUTORA: ÉDRIA VALDENICE SANTOS DE SOUSA

ORIENTADOR: Felipe Dernadin Costa

COORIENTADOR: Otávio Costa Acevedo

No presente trabalho, a proposta de Acevedo et al. (2021) foi aplicada a um conjunto de dados de 63 sítios da rede AmeriFlux, instalados em regiões com 6 diferentes classificações de superfície. A partir da aplicação da metodologia, que considera a relação entre a velocidade média do vento local e o saldo de radiação, os resultados mostram que esse comportamento ocorre sobre diferentes superfícies. A presença da relação linear, entre a velocidade do vento médio horizontal (V) e o saldo de radiação (R_n) foi observada na maioria dos sítios, ainda que essa dependência linear não ter sido observada em aproximadamente 30% dos sítios analisados. As análises mostraram que, na média, sítios com superfícies caracterizadas como florestas e mangue possuem os maiores forçantes de acoplamento (CS), respectivamente. E quando há o agrupamento dos sítios pela mesma classificação superficial, e quando os sítios estão na mesma região, o CS é o mesmo devido às propriedades térmicas do solo serem iguais ou similares. Uma vez que as propriedades térmicas do solo e a topografia dos sítios sejam conhecidas, pode ser possível determinar uma relação universal para o CS , e essa relação possa ser utilizada pelos modelos numéricos de previsão de tempo e clima para determinar a transição de regimes da CLE. Apesar do presente trabalho trazer contribuições importantes para o entendimento da dinâmica entre V_r e R_n , ainda é necessário entender alguns aspectos. Nos próximos passos desse estudo, pretende-se utilizar as informações do uso de superfície utilizadas pelo modelo WRF, para o cálculo do CS , no conjunto de dados estudado. Além disso, buscar outros conjuntos de dados, que tenham a descrição da superfície completa, para determinar se é possível definir uma equação para $V \times R_n$, tendo como constante angular o forçante de acoplamento superficial.

Palavras-chave: Saldo de radiação. Velocidade do vento horizontal. Camada limite estável. transição de regimes

ABSTRACT

CHARACTERIZATION OF THE NOCTURNAL BOUNDARY LAYER REGIME TRANSITION OVER DIFFERENT SURFACES

AUTHOR: ÉDRIA VALDENICE SANTOS DE SOUSA

ADVISOR: Felipe Dernadin Costa

CO-ADVISOR: Otávio Costa Acevedo

In the present study, the proposal of Acevedo et al. (2021) was applied to a dataset of 63 sites of the AmeriFlux network, installed in regions with 6 different surface classifications. From the application of the methodology, which considers the relationship between local average wind speed and radiation balance, the results show that this behavior occurs over different surfaces. The presence of a linear relationship, between the mean horizontal wind speed (V) and the radiation balance (R_n) was presented in most of the sites, even though, this linear dependence was not observed in approximately 30% of the sites analyzed. The analyses showed that, on average, sites with surfaces characterized as forest and mangrove have the highest coupling strength (CS), respectively. And when sites are grouped by the same surface classification, and when sites are in the same region, the CS is the same due to the soil thermal properties being the same or similar. Once the soil thermal properties and the topography of the sites are known, it may be possible to determine a universal relationship for the CS , and this relationship can be used by numerical weather and climate prediction models to determine the regime transition of the CLE. Although the present work brings important contributions to the understanding of the dynamics between V_r and R_n , some aspects still need to be understood. In the next steps of this study, it is intended to use the surface use information used by the WRF model, for the calculation of the CS , in the studied dataset. In addition, search for other data sets, which have the full surface description, to determine if it is possible to define an equation for $V \times R_n$, having as angular constant the surface coupling forcing.

Keywords: Radiation balance. Horizontal wind speed. Stable boundary layer. Regime transition

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 – Perfil da Temperatura Potencial Virtual ao longo da CLA diurna e a Estabilidade Atmosférica.	14
Figura 2.2 – Perfil da temperatura potencial virtual ao longo da CLA noturna e a estabilidade atmosférica.	15
Figura 2.3 – Perfil da Temperatura Potencial Virtual ao longo da CLE e a Estabilidade Atmosférica.	15
Figura 2.4 – Esquema idealizado contrastando a estrutura vertical das camadas limite fracamente estáveis e muito estáveis.	17
Figura 2.5 – Regimes de estabilidade em função do fluxo de calor sensível na CLN.	18
Figura 2.6 – Relação entre V_{TKE} e V em diferentes alturas indicadas na legenda. Os triângulos, na parte inferior, indicam a velocidade do vento médio na qual ocorre a transição.	19
Figura 2.7 – Esquema representativo dos três regimes de turbulência observados na CLN.	20
Figura 2.8 – Dependência média de V_r a 30 m com o saldo de radiação, para a direção predominante do vento em casa um dos sítios indicados pela legenda.	21
Figura 3.1 – Mapa de localização dos Sítios da Ameriflux em estudo. AMERIFLUX, 2022)	24
Figura 3.2 – Frequência de distribuição do vento de alguns sítios, indicando a direção dominante.	27
Figura 3.3 – Determinação de V_r , para o sítio US-LS2 (Fig. 3.3a). A linha pontilhada representa os valores de V_r , determinados através do ajuste da relação média de $V \times R_n$. Os pontos vermelhos representam os valores de V (Fig. 3.3a), H (Fig. 3.3b) e u_* (Fig. 3.3c) no regime muito estável da CLE. Enquanto que os pontos azuis representam os valores de V (Fig. 3.3a), H (Fig. 3.3b) e u_* (Fig. 3.3c) no regime fracamente estável da CLE. O sítio US-LS2 é classificado como tendo uma cobertura superficial de Savana. As médias de bloco para a determinação de V_r e nas relações de $H \times V$ e $u_* \times V$ foram feitas utilizando 500 amostras	29
Figura 3.4 – Mesmo que Fig. 3.3, porém para o sítio US-Wkg, cuja cobertura superficial é pastagem.	29
Figura 3.5 – Mesmo que Fig. 3.3, porém para o sítio US-RO2, cuja cobertura superficial é caracterizada por terras agrícolas.	30
Figura 3.6 – Mesmo que Fig. 3.3, porém para o sítio CA-OBS, cuja cobertura superficial é floresta.	31
Figura 3.7 – Mesmo que Fig. 3.3, porém para o sítio US-Ich, cuja cobertura superficial é arbustos.	31
Figura 3.8 – Mesmo que Fig. 3.3, porém para o sítio US-Los, cuja cobertura superficial é mangue.	32
Figura 4.1 – Instrumentos de medida da torre micrometeorológica do sítio US-SRM. De acordo com a classificação os Sítios, US-LS2 e BR-Npw são sítios classificados como savanas florestais.	34
Figura 4.2 – Dependência da velocidade do vento com o saldo de radiação nos sítios de savanas florestais. A linha preta o valor de V_r determinado através do método descrito na Seção 3.1.2.1. Os pontos pretos representam a média de blocos, com 500 amostras, de V em função de R_n , a partir da qual é realizado o ajuste para encontrar V_r	35

Figura 4.3 – Torre micrometeorológica do sítio US-WKg. De acordo com a a classificação os Sítios US-FPe, US-Seg,e US-Let são sítios classificados como Pastagem.	36
Figura 4.4 – Mesmo que Fig. 4.2, porém para os sítios de pastagem indicados nos títulos de cada painel.	37
Figura 4.5 – Torre micrometeorológica triangular de 2m do sítio US-CRT, no centro de uma área de cultivo de soja.	38
Figura 4.6 – Mesmo que Fig. 4.2, porém para os sítios indicados nos títulos de cada painel. Todos os sítios possuem superfície caracterizada como terras agrícolas. ...	39
Figura 4.7 – Torre micrometeorológica em superfície de floresta sítio US-WCr (Fig. 4.7 lado esquerdo). Instrumentos de medida da torre micrometeorológica do sítio US-Bar.(Fig. 4.7 lado direito)	40
Figura 4.8 – Mesmo que Fig. 4.2, porém para os sítios indicados nos títulos de cada painel. Todos os sítios possuem superfície caracterizada como floresta.	41
Figura 4.9 – Mesmo que Fig. 4.2, porém para os sítios indicados nos títulos de cada painel. Todos os sítios possuem superfície caracterizada como floresta.	42
Figura 4.10 – Torre micrometeorológica em superfície arbustiva no sítio US-SRC (Fig. 4.11 lado esquerdo). Superfície estrato arbustivo relativamente denso .(Fig. 4.11 lado direito)	43
Figura 4.11 – Mesmo que Fig. 4.2, porém para os sítios indicados nos títulos de cada painel. Todos os sítios possuem superfície caracterizada como arbustos. ...	43
Figura 4.12 – Torre micrometeorológica em superfície de mangue no sítio US-Esm.	44
Figura 4.13 – Mesmo que Fig. 4.2, porém para os sítios indicados nos títulos de cada painel. Todos os sítios possuem superfície caracterizada como mangue. ...	45
Figura 4.14 – Sítios com seus respectivos valores de forçante de acoplamento da superfície (CS).	47
Figura 4.15 – Determinação de V_r para diferentes quadrantes, a partir da direção predominante do vento médio no sítio US-SRM. Os painéis da esquerda apresentam os histogramas de frequência da direção do vento para cada quadrante. Os painéis centrais apresentam a determinação de z_0 para cada um dos quadrantes e os painéis da direita apresentam a relação média entre $V/\ln[(z-d)/z_0]$ com o saldo de radiação para os dois níveis do sítio (7,8 m, pontos azuis, e 2 m, pontos pretos).	48
Figura 4.16 – Mesmo que Fig 4.15 para o sítio US-Wkg. Os pontos azuis representam o nível de 6,4 m e os pontos pretos representam o nível de 3,5 m.	49
Figura 4.17 – Comparação entre as relação $V \times R_n$ (Fig. 4.17a) e entre $V/\ln[(z-d)/z_0] \times R_n$ (Fig. 4.17b) para os sítios US-Kfs e US-Wkg. A classificação superficial de ambos os sítios é pastagem e foram utilizados 500 ponto para calcular as médias de blocos das relações apresentadas.	50
Figura 4.18 – Mesmo que Fig. 4.17, porém para os sítios US-Ro1 e US-Ro2, que possuem uma superfície caracterizada como terras agrícolas.	51
Figura 4.19 – Mesmo que Fig. 4.17, porém para os sítios US-Me2 e US-Me6, que possuem uma superfície caracterizada como florestas.	52
Figura 4.20 – Mesmo que Fig. 4.17, porém para os sítios US-Tw1 e US-Tw4, que possuem uma superfície caracterizada como mangue.	53

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – Tipo de ecossistema, altura dos equipamentos, informação geográfica para os sítios utilizados no presente estudo.	25
Tabela 3.2 – Tipo de ecossistema, altura dos equipamentos, informação geográfica para os sítios utilizados no presente estudo.	26
Tabela 4.1 – Coeficiente angular da relação $V = \alpha R_n$, obtido em cada sítio analisado no presente estudo.	46
Tabela 4.2 – Quantidade de sítios onde foi possível determinar, ou não, V_r para cada tipo de superfície. A tabela também apresenta os valores médios de $\alpha/\ln[(z - d)/z_0]$, os quais fornecem uma estimativa de qual tipo de superfície possui maior forçante de acoplamento.	47

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

CLA Camada Limite Atmosférica

CLC Camada Limite Convectiva

CLN Camada Limite Noturna

CLS Camada Limite Superficial

WSBL Weakly Stable Boundary Layer

VSBL Very Stable Boundary Layer

TKE Turbulent Kinetic Energy

CS Forçante de Acoplamento

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	11
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	13
2.1	CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA	13
2.2	CAMADA LIMITE ESTÁVEL	14
2.2.1	Comprimento de Obukhov	16
2.2.2	Regimes de Escoamento e Transição na Camada Limite Estável	16
3	METODOLOGIA	23
3.1	CONJUNTO DE DADOS	23
3.1.1	Descrição dos Sítios Experimentais	23
3.1.2	Análise e Processamento de dados	26
<i>3.1.2.1</i>	<i>Determinação da transição a partir da relação entre a velocidade do vento e a perda radiativa</i>	<i>27</i>
4	RESULTADOS	33
4.1	DETERMINAÇÃO DA VELOCIDADE DE TRANSIÇÃO DE ACORDO COM A CLASSIFICAÇÃO SUPERFICIAL	33
4.1.1	Savanas Florestais	33
4.1.2	Pastagem	35
4.1.3	Terras Agrícolas	38
4.1.4	Florestas	39
4.1.5	Arbustos	42
4.1.6	Mangue	44
4.1.7	Dependência do forçante de acoplamento com o tipo de superfície	45
5	CONSIDERAÇÕES FINAIS	54
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	56

1 INTRODUÇÃO

A parte mais baixa da camada limite planetária (CLP) em que os fluxos turbulentos variam menos de 10% de sua magnitude é conhecida como a camada superficial atmosférica (STULL, 1988). As variáveis meteorológicas sofrem uma forte variação com a altura dentro desta camada que exibe a trocas mais significativas de momento, calor e umidade (ARYA, 2001). A camada superficial determina a interação terra-atmosfera e, portanto, sua formulação precisa é fundamental para proporcionar uma evolução atmosférica adequada por meio de modelos numéricos.

A camada limite atmosférica (CLA) é a camada da troposfera que está diretamente influenciada pela superfície da Terra. Tendo uma variação no tempo, da profundidade desta camada, variando em profundidade de dezenas de metros a quilômetros. Sobre a superfície da terra experimenta um ciclo diurno impulsionado pela radiação solar incidente. Durante o período de transição noturno, o balanço de radiação da superfície da Terra torna-se negativo devido à perda radiativa de ondas longas e, portanto, a superfície esfria a uma temperatura inferior à do ar acima.

Após o pôr do sol com céu claro, a superfície começa a esfriar devido à emissão de radiação de ondas longas e, conseqüentemente, a camada limite atmosférica (CLA) torna-se estratificada de forma estável. Compreender a física da camada limite estável (CLE) é relevante para a previsão do tempo (VITERBO et al., 1999), modelagem climática

Segundo Steeneveld (2014) as CLEs prevalecem à noite, mas também durante o dia no inverno em latitudes médias, em regiões polares e durante o dia em regiões irrigadas com advecção. A CLE é governada por uma multiplicidade de processos como a turbulência, resfriamento radiativo, interação com a superfície terrestre, ondas de gravidade, fluxos catabáticos, neblina e formação de orvalho.

Estudos evidenciam que a camada limite estável (CLE) apresenta dois regimes distintos. Frequentemente a CLE é classificada em regime pouco estável e muito estável, podendo ter outras denominações entre estudos. O regime pouco estável apresenta como características em relação ao vento, ocorre em condições de ventos intensos, ou com presença de cobertura de nuvens significativa, deixando a camada pouco estratificada, apresenta também uma turbulência bem desenvolvida e contínua. E de acordo com MAHRT (1998a), o regime muito estável geralmente tem ocorrência em ventos fracos e céu limpo, fazendo com que desta forma a perda de radiação da superfície seja acentuada, em vista disso, se tem uma estratificação térmica intensa.

Alguns estudos de observações como Sun et al. (2012) constataram que esses dois regimes da CLE são separados por um valor limite de velocidade do vento (V_r), onde seu valor depende de outras características de fluxo. VAN DE WIEL et al. (2012), também alcançou o resultado, utilizando modelo para relacionar o fluxo de calor sensível à velocidade do vento e

a perda de radiação na superfície, onde para um determinado forçamento mecânico, a quantidade de calor turbulento que pode ser transportada para baixo é limitada a um certo máximo. Onde, no caso de ventos fracos e céu limpo, o máximo pode ser menor do que a perda radiativa líquida. No caso em que a superfície tem baixa capacidade calorífica, esse desequilíbrio gera um resfriamento rápido da superfície que suprime ainda mais o transporte turbulento de calor, cessando a turbulência.

Dessa forma, o presente trabalho tem como objetivo determinar o valor da velocidade do vento limite (V_r) que ocorre a transição de regimes na CLE sobre diferentes superfícies. A partir da caracterização de cada superfície será verificado se existem padrões que evidenciem a relação entre as características de parâmetros superficiais de cada sítio com os respectivos valores de V_r . Essa dissertação está apresentada na forma de capítulos, de forma que no Cap. 2 é apresentada a revisão teórica sobre o objeto de estudo desse trabalho. No Cap. 3 são apresentados a base de dados utilizada e a metodologia empregada nas análises, já o Cap. 4 apresenta os resultados, enquanto que o Cap. 5 trás as conclusões e apresenta uma proposta de continuidade para o presente estudo.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

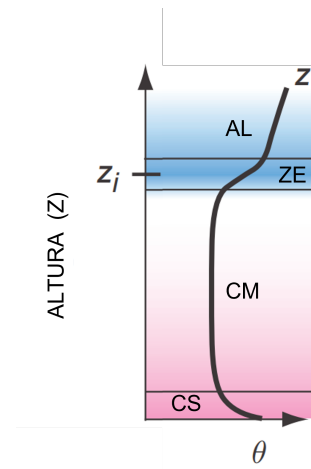
Neste capítulo se apresenta a revisão teórica da presente pesquisa, enfatizando uma revisão dos trabalhos já existentes sobre o tema. Apresentam-se os conceitos, caracterizações e processos que definem a camada limite noturna, a classificação dos regimes turbulentos nesta camada.

2.1 CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA

A camada limite atmosférica (CLA) é a camada mais baixa da atmosfera (baixa troposfera), diretamente influenciada pela superfície da Terra (STULL, 1988). Tem sua forma definida pela interação com as propriedades da superfície terrestre como a fricção, transferência de calor, evapotranspiração, emissão de poluentes e modificação do escoamento. Apresenta uma altura que varia de algumas dezenas de metros até cerca de 2 km e tem um tempo de resposta nas interações com a superfície de, aproximadamente, 1 hora (ou menos) (STULL, 1988).

A CLA apresenta um ciclo diário que está dividido em duas fases ao longo do dia. Na fase diurna, se forma a Camada Limite Convectiva (CLC), é caracterizada por uma forte turbulência causada principalmente pelo fluxo de calor advindo da superfície se tornando uma camada instável (Fedorovich et al. 2004). Podendo ser dividida em três camadas, sendo a primeira a mais próxima da superfície, conhecida como Camada Limite Superficial (CLS). A CLS é a região onde o cisalhamento com a superfície exerce a maior influência e o efeito de flutuabilidade diminui com a altura. A segunda camada é caracterizada por uma atmosfera onde a concentração de escalares é aproximadamente constante verticalmente, devido à mistura turbulenta, dando assim origem ao nome Camada de Mistura (CM). Ela atinge sua altura máxima durante à tarde, momento de maior aquecimento da superfície. A última camada da CLC é chamada de Zona de Entranhamento (ZE), devido ao entranhamento do ar frio e seco da Atmosfera Livre (AL) na CM, o efeito de flutuabilidade volta a aumentar significativamente com a altura. (Fig.2.1).

Figura 2.1 – Perfil da Temperatura Potencial Virtual ao longo da CLA diurna e a Estabilidade Atmosférica.



Fonte: Adaptado de Stull, Ahrens et al. (2000).

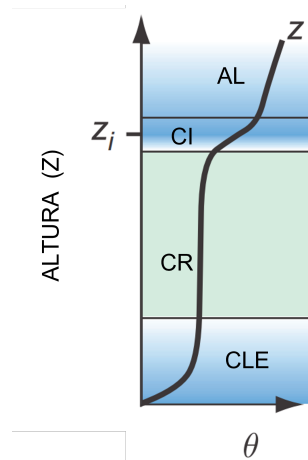
O ciclo da CLA apresenta uma segunda fase, a qual ocorre com o pôr do Sol, onde a temperatura da superfície começa a diminuir, tornando-se mais fria que o ar adjacente, em resposta a perda de calor para a atmosfera. Nessas condições a atmosfera começa a apresentar um estado de estratificação térmica estável (ARYA, 2001; STULL, 1988), surgindo assim uma Camada Limite Estável (CLE) ou Camada Limite Noturna (CLN) próximo ao solo em resposta ao resfriamento do ar. Na CLN a turbulência é suprimida pela estratificação térmica, porém, ainda pode existir turbulência mecânica gerada pelo cisalhamento do vento próximo a superfície (MAHRT, 1999). Logo acima da CLE, surge uma Camada Residual (CR) que conserva as características da CM, mas sem a turbulência térmica. Entre a CR e AL, existe a Camada de Inversão (CI), onde a temperatura tende a aumentar com a altura (Fig.2.2). Essa condição pode impedir a dispersão de poluentes para atmosfera livre, aprisionando-os dentro da CLA (ARYA, 2001).

2.2 CAMADA LIMITE ESTÁVEL

Na ausência de radiação de onda curta oriunda do Sol, que ocorre tipicamente durante os períodos noturnos, o resfriamento radiativo da superfície origina uma estratificação térmica estável dentro da camada limite atmosférica, surgindo assim uma Camada Limite Estável (CLE), também conhecida como Camada Limite Noturna (CLN).

Sobre o continente, a CLE ocorre em resposta ao resfriamento da superfície devido à emissão de radiação de onda longa para o espaço, sendo caracterizada pela presença de uma camada de inversão térmica próxima à superfície. Na CLE os processos atmosféricos possuem uma escala de tempo que pode variar de poucos segundos até a ordem de algumas horas, com

Figura 2.2 – Perfil da temperatura potencial virtual ao longo da CLA noturna e a estabilidade atmosférica.

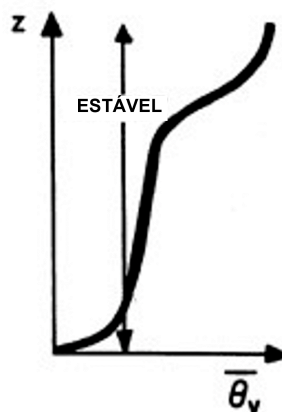


Fonte: Adaptado de Stull, Ahrens et al. (2000).

extensão vertical máxima em torno de 500 m (STULL, 1988). Quando o saldo de radiação se torna negativo, o solo começa a se resfriar mais rapidamente que o ar adjacente, tornando o fluxo de calor sensível negativo (ou seja, da atmosfera para a superfície) (OLIVEIRA, 1999).

Para representar a estabilidade desta camada, utiliza o perfil da temperatura potencial virtual (θ_v) (Fig.2.3) (STULL, 1988) .

Figura 2.3 – Perfil da Temperatura Potencial Virtual ao longo da CLE e a Estabilidade Atmosférica.



Fonte: Adaptado de Stull (1988).

As observações mostram que a temperatura potencial virtual (θ_v) aumenta com a altura, assim como na Fig. 2.3, em acordo com a definição de estabilidade atmosférica que corresponde com a tendência de movimentação vertical de uma parcela de ar. Nesta condição de estabilidade, a atmosfera cede energia na forma de calor para a superfície, gerando um fluxo

de energia na forma de calor negativo (para baixo). Por isso, a CLE é frequentemente formada no período noturno, todavia, é importante destacar que uma camada limite estavelmente estratificada também pode se formar como resultado da advecção de ar quente sobre uma superfície fria.

MAHRT (1998a) caracterizou o escoamento na CLN em função da estabilidade atmosférica, através do parâmetro de estabilidade ζ , definido pela Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov (TSMO). Esse parâmetro de estabilidade é definido como a razão entre a altura acima da superfície e o comprimento de Obukhov ($\zeta = z/L$). Eles mostraram que após um valor máximo do fluxo de calor sensível, a intensidade do fluxo decrescia rapidamente, até que chegava a valores próximos a zero, em condições de forte estabilidade, caracterizando os regimes de escoamento da CLE como fracamente estável; um regime de transição, onde o fluxo de calor decrescia rapidamente; e um regime muito estável, onde o fluxo de calor sensível é praticamente nulo, apesar dos intensos gradientes verticais de temperatura.

2.2.1 Comprimento de Obukhov

O comprimento de Obukhov é definido como:

$$L = -\frac{\Theta}{g} \frac{u_*^3}{\kappa(\overline{w'\theta'})}. \quad (2.1)$$

onde u_* a velocidade de fricção, κ é a constante de von Kàrmàn, $\overline{w'\theta'}$ é o fluxo cinemático de calor sensível, g é a aceleração da gravidade e Θ é a temperatura de referência. Fisicamente a quantidade L fornece informações sobre até que altura os mecanismos de geração mecânica de turbulência são relativamente importantes comparados aos mecanismos térmicos. Portanto, quando $z > L$, com L negativo, a convecção está sendo mantida principalmente termicamente (o que caracteriza a condição de convecção livre) e quando $z < L$, com L positivo, a convecção está sendo forçada por mecanismos predominantemente mecânicos (convecção forçada). O comprimento de Obukhov dá uma informação sobre a importância relativa dos processos de flutuabilidade e dinâmicos na camada superficial (STULL, 1988).

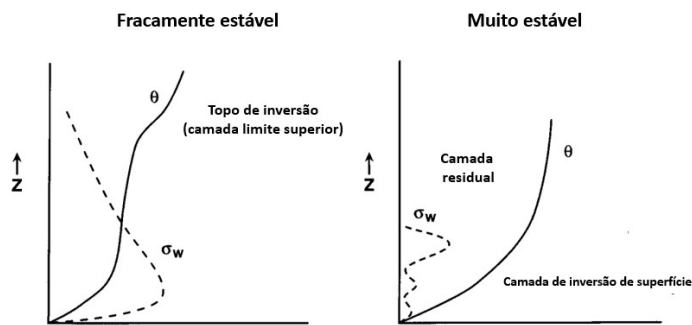
2.2.2 Regimes de Escoamento e Transição na Camada Limite Estável

A complexidade do escoamento na CLE tem origem em parte devido à diversidade de processos físicos envolvidos no controle do escoamento, sendo a turbulência um desses processos. Na CLE a turbulência gerada apenas por cisalhamento, e atua no transporte de energia na forma de calor para baixo, em direção à superfície resfriada. Esse processo leva ao desenvolvimento de uma camada de inversão térmica onde o resfriamento é devido à divergência vertical

do fluxo de calor turbulento (NAKAMURA; MAHRT, 2006).

MAHRT (1998b) idealizou dois esquemas de camadas limites estáveis: a camada limite muito estável e a camada limite fracamente estável. Essas duas camadas idealizadas possuíam diferenças significativas entre si, como pode ser visto através dos perfis de temperatura potencial (Fig.2.4). A principal diferença visual é que a CLE pouco estável possui uma fraca inversão térmica e o topo da camada limite bem definido, enquanto que a CLE muito estável apresenta um intenso gradiente de temperatura e não é possível identificar o topo da CLE (MAHRT, 1998b). Além disso, é possível observar na Fig 2.4, que a quando a camada é fracamente estável a turbulência diminui com a altura, enquanto que em condições muito estáveis a turbulência é mais intensa na porção superior da CLE, como mostram os perfis de σ_w .

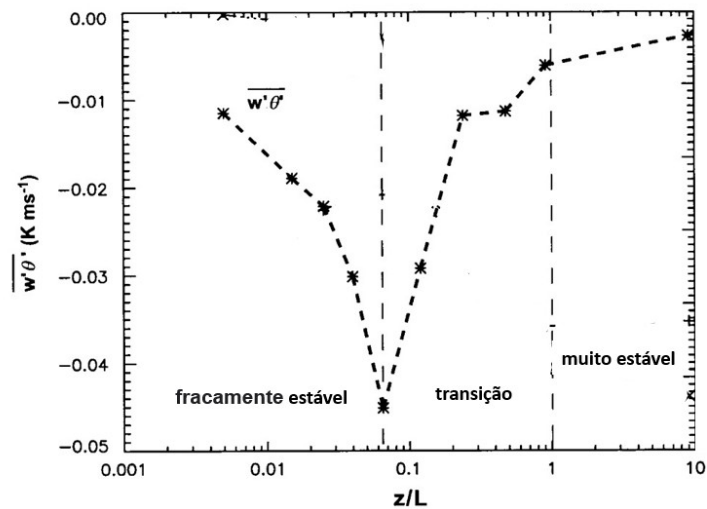
Figura 2.4 – Esquema idealizado contrastando a estrutura vertical das camadas limite fracamente estáveis e muito estáveis.



Fonte: Adaptado de MAHRT (1998b).

A classificação dos regimes de escoamento na CLE pela dependência do fluxo de calor (turbulento) com a estabilidade, se baseia na quantidade de energia que está sendo transferida pela turbulência para a superfície, em função da estabilidade (z/L) (Fig.2.5). Analisando de forma simplificada, em termos do gradiente vertical de temperatura, quando está mais estável mais se tem destruição da turbulência por empuxo. Porém, inicialmente, o fluxo de calor negativo (para baixo) aumenta (em módulo) com a estabilidade, devido ao aumento do gradiente de temperatura e por ainda haver turbulência sustentável no escoamento. Por outro lado, chega um momento que a estabilidade é tão grande, que mesmo que o gradiente de temperatura continue aumentando, a turbulência não é mais sustentável e isso faz com que o fluxo de calor turbulento reduza sua magnitude rapidamente até que valores muito grandes de z/L o fluxo de calor é muito próximo de zero, e as escalas da turbulência foram reduzidas em várias ordens de magnitude (MAHRT, 1998a; MAHRT; VICKERS, 2006). Assim, MAHRT (1998a) define que quando o módulo do fluxo aumenta com a estabilidade o regime é fracamente estável, e a partir do momento que o fluxo diminui com a estabilidade se tem inicialmente o regime de transição e depois um regime muito estável.

Figura 2.5 – Regimes de estabilidade em função do fluxo de calor sensível na CLN.



Fonte: Adaptado de MAHRT (1998b).

A partir de MAHRT (1998a) a CLE passou a ser amplamente classificada em regimes turbulentos distintos. Além disso, diferentes características foram utilizadas para caracterizar a transição de regimes em termos de diferentes variáveis do escoamento noturno. VAN DE WIEL et al. (2003) constataram que a turbulência noturna estaria dividida em regime turbulento, regime intermitente e regime radiativo. Além disso, VAN DE WIEL et al. (2007) mostraram, através de um modelo idealizado analítico, que o colapso da turbulência depende tanto da estabilidade atmosférica quanto da espessura da camada limite, pois os valores de z/L nos quais ocorrem o colapso da turbulência são dependentes da profundidade do canal onde ocorre o escoamento.

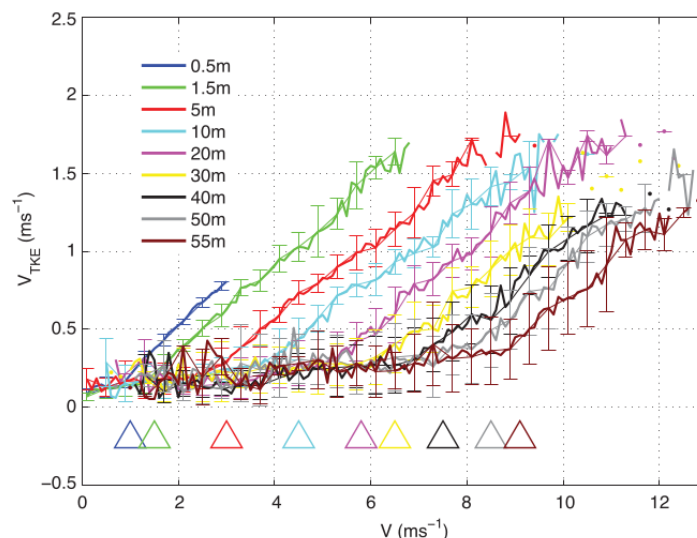
VAN DE WIEL et al. (2012) utilizando um modelo bulk simplificado, previram um valor mínimo para o vento manter a turbulência sustentável em uma dada altura. Esse valor de vento coincide com o mínimo valor de fluxo para o qual a turbulência é sustentável, proposto por VAN DE WIEL, Moene e Jonker (2012). VAN HOOIJDONK et al. (2015) baseando-se em ambos conceitos do vento mínimo e do máximo fluxo para manter a turbulência do escoamento estratificado sustentável, propuseram um parâmetro adimensional de estabilidade, externo ao escoamento, dado pela razão do cisalhamento no início da noite e a do cisalhamento no colapso da turbulência sustentável, chamado “*shear capacity*” (SC). Apesar de em sua gênese o SC ser capaz de prever o colapso da turbulência, Costa et al. (2020) mostraram, utilizando simulações com um modelo de coluna simples, que nem o SC e nem o número de Richardson gradiente (Ri) foram capazes de prever a transição de regimes de escoamento, e que esta foi identificada com precisão pela velocidade do vento médio. Todavia, isso pode ser devido ao modelos utilizarem funções de estabilidade, que influenciam na determinação de ambos parâmetros.

VAN DE WIEL et al. (2017) utilizaram um modelo conceitual simples para entender e

prever transições de regime de inversões de temperatura próximas à superfície na camada limite atmosférica noturna e polar. Eles mostraram através de um modelo conceitual, que combina a equação de balanço de energia superficial com uma parametrização bulk para os fluxos turbulentos, que a transferência de energia na superfície pelo fluxo de calor no solo e pela radiação podem ser representadas por um parâmetro que representa o forçante de acoplamento (*CS*, do inglês “*coupling strength*”).

Sun et al. (2012) analisaram a relação entre uma escala de velocidade turbulenta, dada pela raiz quadrada da energia cinética turbulenta média ($V_{TKE} = \sqrt{\bar{e}}$) e a velocidade média do vento para identificar os regimes de turbulência na CLE. Comparando a turbulência com o vento, observaram que quando o vento é o mecanismo que produz a turbulência, eles se correlacionam. Que para valores menores da velocidade do vento a turbulência tende a aumentar pouco, até um limite definido ela começa a aumentar bastante com o vento (turbulência deve aumentar com o vento), deixando claro a existência dos regimes nessa ocasião de mudança. Dessa forma, em condições de vento fraco V_{TKE} aumenta suavemente com o vento até que de forma abrupta V_{TKE} passa a aumentar rapidamente com o vento (Fig. 2.6). Como os regimes de escoamento propostos por MAHRT (1998a) coincidem com situações de vento fraco, regime pouco estável, e vento forte, regime muito estável, pode-se classificar como o regime fortemente estável como aquele no qual V_{TKE} cresce lentamente com o vento, enquanto que o regime pouco estável é aquele no qual a turbulência aumenta rapidamente com o vento (Fig. 2.6).

Figura 2.6 – Relação entre V_{TKE} e V em diferentes alturas indicadas na legenda. Os triângulos, na parte inferior, indicam a velocidade do vento médio na qual ocorre a transição.

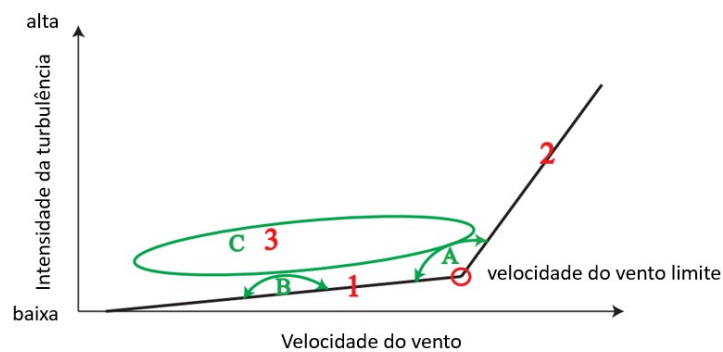


Fonte: Adaptado de Sun et al. (2012).

Além dos regimes mostrados na Fig. 2.6, Sun et al. (2012) identificaram um terceiro regime de escoamento associado a fenômenos externos à CLE. Assim, desenvolveram um esquema representativo para os três regimes de turbulência observados, quando a a relação entre

a turbulência e a velocidade média do vento é utilizada (Fig. 2.7). Em condições de vento fraco a reta com pequena inclinação (regime 1) corresponde a um regime de turbulência fraca. A medida que o vento aumenta e chega na transição, a reta passa a ter uma inclinação maior (regime 2) e está associada ao regime de turbulência forte. A transição ocorre a partir do momento que V excede o valor da velocidade necessária para a transição do vento (V_r). Desta forma, o V_r apresenta-se como ponto de transição entre os regimes 1 e 2, transição entre os regimes de turbulência fraca para forte. É importante que no regime 3 a turbulência é mais intensa que nos regimes 1 e 2, para os mesmos valores de V , e V_{TKE} não apresenta dependência com V (Fig. 2.7).

Figura 2.7 – Esquema representativo dos três regimes de turbulência observados na CLN.



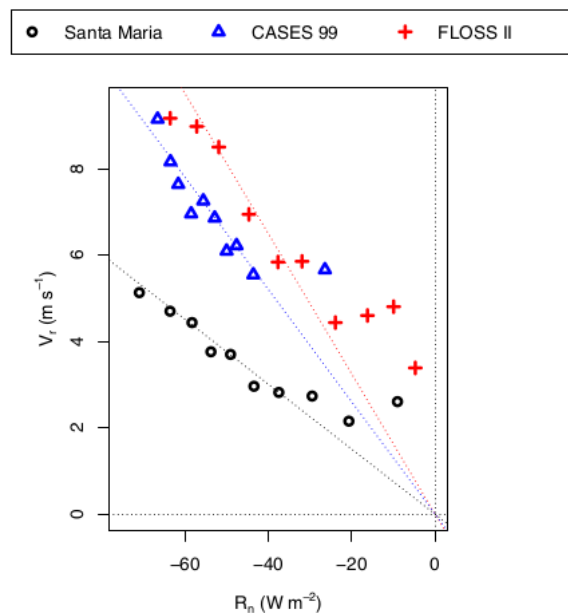
Fonte: Adaptado de Sun et al. (2012).

A partir da proposta de Sun et al. (2012) estudos como Acevedo et al. (2016), identificaram também a existência de diferentes regimes de turbulência. Seus resultados mostram que o gradiente vertical de V_{TKE} muda de sinal quando ocorre a transição de regimes em um dado nível. Consequentemente, quando V excede a velocidade de transição (V_r), toda CLE torna-se verticalmente acoplada à superfície (regime 2, turbulência forte), enquanto que quando V é menor que V_r , tem-se o estado desacoplado (regime 1, turbulência fraca), e o dado nível atmosfera está desacoplado da superfície. Utilizando dados do experimento FLOSS II, eles mostraram que V_{TKE} inverte o seu sinal quando ocorre a transição entre os dois regimes. Entretanto, apesar de levar em conta a contribuição dos processos de baixa frequência, tais como os fenômenos de submeso, a determinação da mudança de regime é muito dependente do sítio. Pois somente em sítios com grande atividade de submeso essa transição ocorrerá de forma sistemática. Isso é observado quando o desvio padrão de V_{TKE} diminui no regime fracamente estável, logo, a ocorrência da grande variabilidade de V_{TKE} no regime muito estável implica que a ocorrência do aumento de V_{TKE} com a altura, o que é mais comum em condições de forte estratificação do que no regime fracamente estável, quando V_{TKE} diminui sistematicamente com a altura seguindo a teoria de similaridade de Monin-Obukhov. Por esse motivo, Acevedo et al. (2021) propõem realizar a média da velocidade do vento V em termos do gradiente vertical de V_{TKE} ,

entre dois níveis fixo, ΔV_{TKE} . Para valores positivos de ΔV_{TKE} o regime de escoamento é fortemente estável e V é independente do gradiente de V_{TKE} . Por outro lado, quando ΔV_{TKE} é menor que zero, o vento aumenta. Logo, o valor do vento local para o qual ocorre a transição (V_r), é quando $\Delta V_{TKE} = 0$ (ACEVEDO et al., 2021). É importante destacar que esse é um método objetivo e fácil, no qual o valor de V_r é dado diretamente, que pode ser aplicável a qualquer conjunto de dados, visto que depende apenas da mudança de sinal do gradiente vertical de V_{TKE} , enquanto que outros métodos dependem da mudança da inclinação da reta de V_{TKE} (SUN et al., 2012), ou da inflexão do gradiente de temperatura (VIGNON et al., 2017).

As análises de Acevedo et al. (2021) mostraram que ainda que a transição de regimes seja identificada utilizando ΔV_{TKE} , essa velocidade é dependente do sítio, conforme estudos anteriores já haviam discutido, mas também é dependente do Saldo de Radiação (Fig. 2.8). Além disso, os autores mostraram que a que V_r é dependente da direção do vento, o que sugere a dependência com a rugosidade superficial (que pode ser expressa por z_0), pois quanto maior for z_0 mais turbulência será gerada e consecutivamente V_r diminuirá. Por outro lado, quanto maior for a capacidade térmica do solo (C_v), maior será a velocidade do vento para que ocorra a transição, logo, V_r aumenta com C_v (ACEVEDO et al., 2021). Dessa forma, as propriedades da superfície influenciam diretamente na relação entre R_n e V_r , estando presentes no coeficiente angular dessa relação. Como o coeficiente angular de $V_r \times R_n$ é dependente de cada sítio, ele representa o forçante de acoplamento, similar ao proposto por VAN DE WIEL et al. (2017), necessário para que ocorra a transição.

Figura 2.8 – Dependência média de V_r a 30 m com o saldo de radiação, para a direção predominante do vento em casa um dos sítios indicados pela legenda.



Fonte: Adaptado de Acevedo et al. (2021).

Outro aspecto importante dos resultados Acevedo et al. (2021) é que a determinação de V_r pode ser feita de forma direta utilizando apenas duas variáveis: V e R_n . É importante destacar que ambas variáveis não são turbulentas, e podem ser obtidas facilmente em estações meteorológicas, por exemplo. Dessa forma, é possível determinar V_r para diferentes superfícies, com diferentes coberturas. Este é um resultado muito relevante, pois os modelos numéricos de previsão de tempo e clima têm grande dificuldade em simular o escoamento na CLE (CUXART et al., 2006), principalmente devido ao desacoplamento entre a superfície e a atmosfera causado pela estratificação (DERBYSHIRE, 1999). Nessas condições as parametrizações de turbulência, utilizadas nos modelos atmosféricos, suprimem toda a turbulência do escoamento levando a problemas como o resfriamento excessivo da superfície (LOUIS, 1979). Assim, através da verificação da universalidade da relação entre V_r e R_n , para qualquer superfícies, será possível propor novas parametrizações de turbulência que sejam capazes de melhorar a qualidade do desempenho dos modelos numéricos de previsão de tempo, mesmo em condições de fortemente estável.

3 METODOLOGIA

Neste capítulo serão descritos o conjunto de dados utilizado no presente estudo e a metodologia utilizada para a separação dos regimes da CLE.

3.1 CONJUNTO DE DADOS

As redes globais e regionais de torres de covariância de vórtices turbulentos, como aquelas dentro do FLUXNET e do AmeriFlux, fornecem os maiores conjuntos de dados in situ sintetizados de fluxos de energia, água, carbono e momentum entre a superfície da Terra e a atmosfera (CHU et al., 2021).

Neste estudo foram utilizados dados de 63 sítios pertencentes a rede da AmeriFlux, localizados em diferentes regiões do Canadá, México, Estados Unidos da América e da América do Sul (Fig. 3.1). A rede AmeriFlux (mais informações em: <<https://ameriflux.lbl.gov/>>) disponibiliza micrometeorológicos apresentados com uma taxa de amostragem de meia hora, já processados, onde foram retirados dados espúrios e “*spikes*”, preenchimento de falhas, o cálculo das variáveis médias e dos fluxos turbulento também já foi efetuado. Ademais, a AmeriFlux disponibiliza uma base de dados completa, ou seja, com características micrometeorológicas e da superfície da terra e metadados, como por exemplo, altura do instrumento.

Com o objetivo de analisar a relação entre V e R_n sobre diferentes superfícies, as análises foram realizadas para uma diversidade de biomas. Os locais selecionados abrangeram classes de vegetação do Programa Internacional da Geosfera e Biosfera (IGBP) (LOVELAND et al., 1999). Os sítios usados neste estudo abrangem uma ampla gama de tipos de vegetação, incluindo: florestas maduras (folhas perenes, folhosa decídua e mista); florestas juvenis; terras de cultivo; pastagens; zonas úmidas; savana; e matagais. Para maior clareza de visualização, agrupamos as classes de vegetação IGBP, incluindo superfícies com características aproximadas.

3.1.1 Descrição dos Sítios Experimentais

As superfícies de savanas florestais (WSA, SAV) (US-SRM, US-LS2, US-Ton) apresentam em sua superfície pastagens semidesérticas, cercadas por árvores de algaroba, é um ecossistema de grama arbustiva de densidade média (SCOTT et al., 2009). O clima da região é caracterizado como semiárido com chuvas de monções.

Os sítios que apresentam superfícies de pastagem (GRA), os terrenos apresentam tipos de cobertura herbáceas. A cobertura arbórea e arbustiva é inferior a 10%. Zonas úmidas perma-

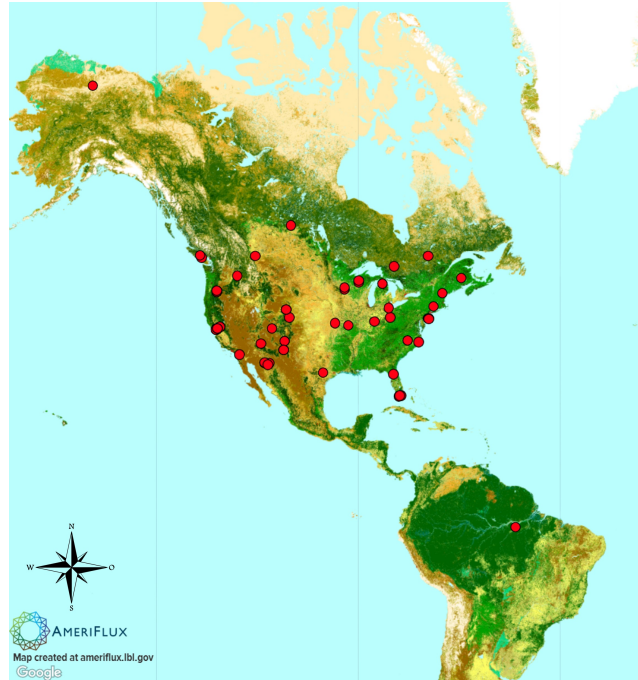


Figura 3.1 – Mapa de localização dos Sítios da Ameriflux em estudo. AMERIFLUX, 2022)

nentes com uma mistura permanente de água e vegetação herbácea ou lenhosa. A região que se encontram os sítios apresenta um clima semi-árido frio (estepe) (Bsk), os climas de estepe são intermediários entre climas desérticos e climas úmidos em características ecológicas e potencial agrícola. E o clima continental úmido de verão quente (Dfb).

As superfícies de terras agrícolas (CRO) são terras cobertas com culturas temporárias seguidas de colheita e um período de solo nu, por exemplo, sistemas de cultivo único e múltiplo. As superfícies de arbustos abertos (CSH; OSH), apresentam um bioma do tipo tundra. O local de estudo está situado em uma deriva de depósitos glaciais do rio Sagavanirktok (HAMILTON, 2003), com solos orgânicos turfosos sobrepostos a lodo. Já a superfície de mangue (WET), são terras com uma mistura permanente de água e vegetação herbácea ou lenhosa que cobrem áreas extensas. A vegetação pode estar presente em água salgada, salobra ou doce. A relação de todos os sítios, que tiveram dados utilizados nesse trabalho estão presentes nas Tabs. 3.1 e 3.2. As Tabs. 3.1 e 3.2 apresentam a relação dos 63 sítios utilizados, a sua localização, o tipo de superfície, a posição dos sensores de onde foi medido V e a altura onde foi calculada o saldo de radiação R_n . Além disso, ambas as tabelas apresentam os valores do coeficiente de rugosidade z_0 para cada um dos sítios. É importante destacar que os valores de z_0 apresentados são os valores tabelados utilizados pelo modelo de previsão do tempo Weather Research & Forecasting Model (WRF), baseados no tipo de uso da superfície.

Tabela 3.1 – Tipo de ecossistema, altura dos equipamentos, informação geográfica para os sítios utilizados no presente estudo.

Sítio	z_{Rn} (m)	z_V (m)	Latitude	Longitude	Superfície	z_0 (m)
US-SRM	7,1	7,8	31,8214	-110,1344	WSA	0,06
US-LS2	6	6,4	31,5659	-110,1344	SAV	0,12
US-Ton	23,5	23,5	38,4309	-120,9660	SAV	0,5
US-Seg	2,9	3,1	34,3623	-106,7019	GRA	0,06
US-Wkg	3	3,5	31,7365	-109,9419	GRA	0,12
US-Cop	3	3	41,0680	-106,1187	GRA	0,6
US-Dk1	1,9	2,8	39,9712	-74,4346	GRA	1
US-Fwf	2,0	2,0	35,4454	-111,7718	GRA	0,12
US-Let	3	6	49,7093	-112,9402	GRA	n.i
US-KFS	3	3	39,0561	-95,1907	GRA	0,12
US-Snd	2,55	3,16	38,0366	-121,7540	GRA	0,15
US-Snf	2,75	3,49	38,0402	-121,7272	GRA	0,3
US-Var	2,5	2	38,4133	-120,9508	GRA	0,12
US-CRT	2	2	41,6285	-83,3471	CRO	0,15
US-Ro1	3,7	2,1	44,7143	-93,0898	CRO	0,15
US-Ro2	3,7	1,93	44,7288	-93,0888	CRO	0,15
US-CF1	2	2	46,7815	-117,0821	CRO	0,15
US-Bi1	2,76	3,9	38,0992	-121,4993	CRO	0,15
US-Bi2	4,42	5,11	38,1091	-121,5351	CRO	0,15
US-Twt	2,45	3,18	38,1087	-121,6531	CRO	0,15
US-Dk3	20	20	35,9782	-79,0942	ENF	0,8
CA-Ca2	8	2,5	49,8705	-125,2909	ENF	n.i
CA-Ca3	18	212	49,5346	-124,9004	ENF	n.i
BR-Sa3	64	64	-3,0180	-54,9714	EBF	n.i
US-NC2	26,9	22,4	35,803	-76,6685	ENF	0,8
US-Bar	25	24,5	44,0646	-71,2881	DBF	0,8
US-Na1	15,8	21	46,4722	-67,1000	ENF	n.i
US-Gro	37	43	48,2167	-82,1556	MF	n.i
US-Qc2	15	15	49,7598	-74,5711	MF	n.i
US-Dix	15	15	39,9712	-74,4346	MF	1
US-GMF	26,5	30,4	41,9667	-73,2333	MF	0,8
US-Obs	25	26	53,9872	-105,1178	ENF	n.i
US-GBT	28.7	30.2	41,3658	-106,2397	ENF	0,12
US-GLE	24.4	25.8	41,3665	-106,2399	ENF	0,12
US-Me2	32	32	44,4523	-121,5574	ENF	1,09
US-Me3	12	12	44,3154	-121,6078	ENF	0,6
US-Me4	47	47	44,4992	-121,6224	ENF	1,09

Tabela 3.2 – Tipo de ecossistema, altura dos equipamentos, informação geográfica para os sítios utilizados no presente estudo.

Sítio	z_{Rn} (m)	z_V (m)	Latitude	Longitude	Superfície	z_0 (m)
US-Me6	17,5	14,5	44,3233	-121,6078	ENF	0,6
US-MMS	46	46	39,3232	-86,4131	DBF	0,8
US-MOz	30	30	38,7441	-92,2000	DBF	0,8
US-NR1	25,5	21,5	40,0329	-105,5464	ENF	1,09
US-Skr	27	27	25,3629	-81,0776	EBF	0,3
US-Slt	17	17	39,9138	-74,5960	DBF	0,8
US-SP1	32	32	29,7381	-82,2188	ENF	0,5
US-UMB	48	48	45,5598	-84,7138	DBF	0,8
US-UMd	32	32	45,5625	-84,6975	DBF	0,8
US-Vcm	23,9	23,9	358884	-1065321	ENF	0,6
US-Vcp	28,2	28,2	358642	-1065967	ENF	0,6
US-WCr	29,6	29,6	45,8059	-90,0799	DBF	0,8
US-ICH	1,95	3,18	68,6068	-149,2958	OSH	0
US-Ced	15	15	39,8379	-74,3791	OSH	0,6
US-FR3	14	14	29,9400	-97,9900	OSH	0,5
US-Ses	3,2	3,1	34,3349	-106,7442	OSH	0,06
US-SO2	2	4,5	33,3738	-116,6228	OSH	0,5
US-SRC	2,75	3,3	31,9083	-110,8395	OSH	0,06
US-Elm	3,3	3,3	25,5519	-80,7826	WET	0,3
US-Esm	3,3	3,3	25,4379	-80,5946	WET	0,12
US-KUT	2	1,35	44,9950	-93,1863	WET	0,5
US-Tw1	4,0	4,64	38,1074	-121,6469	WET	0,15
US-Los	10,2	10,2	46,0827	-89,9792	WET	0,6
US-Myb	3,3	3,7	38,0499	-121,7650	WET	0,12
US-ORv	15	15	40,0201	-83,0183	WET	1
US-Tw4	4,5	5,36	38,1027	-121,6413	WET	0,15

3.1.2 Análise e Processamento de dados

Os dados micrometeorológicos para cada sítio foram obtidos a partir do produto de dados AmeriFlux BASE (<<https://ameriflux.lbl.gov/>>) incluindo velocidade do vento horizontal (m s^{-1}), direção do vento (Azimute) e saldo de radiação (W m^{-2}). A maioria dos sítios utilizam anemômetros sônicos CSAT-3 (Campbell) para fornecer os dados de vento. E as observações do saldo de radiação foram fornecidas por um radiômetro de rede Kipp I & Zonen CNR4. Esses

dados dos sites apresentam uma resolução de meia hora. Todas as análises a seguir usaram os dados em sua resolução temporal original (ou seja, meia hora).

Inicialmente, foi identificada a direção predominante do vento médio de cada sítio, por meio de histogramas (Fig. 3.2). A partir da determinação do quadrante predominante, as análises foram realizadas apenas para situações nas quais o vento estava nessa direção. Os valores de saldo de radiação utilizados nas análises compreenderam o intervalo entre -150 W m^{-2} (escolhido por ser o máximo, absoluto, do saldo de radiação de grande parte dos sítios) e -10 W m^{-2} , seguindo Acevedo et al. (2021). Esses critérios de filtragem garantiram que apenas os dados/períodos que satisfizessem o estudo. Aplicou a média de blocos do vento em termos do saldo de radiação, essa função agrupa por número de pontos as velocidades do vento para cada ponto de saldo de radiação. Essa média foi realizada para observar a separação entre um regime e outro, conforme será descrito em detalhes na Seção 3.1.2.1.

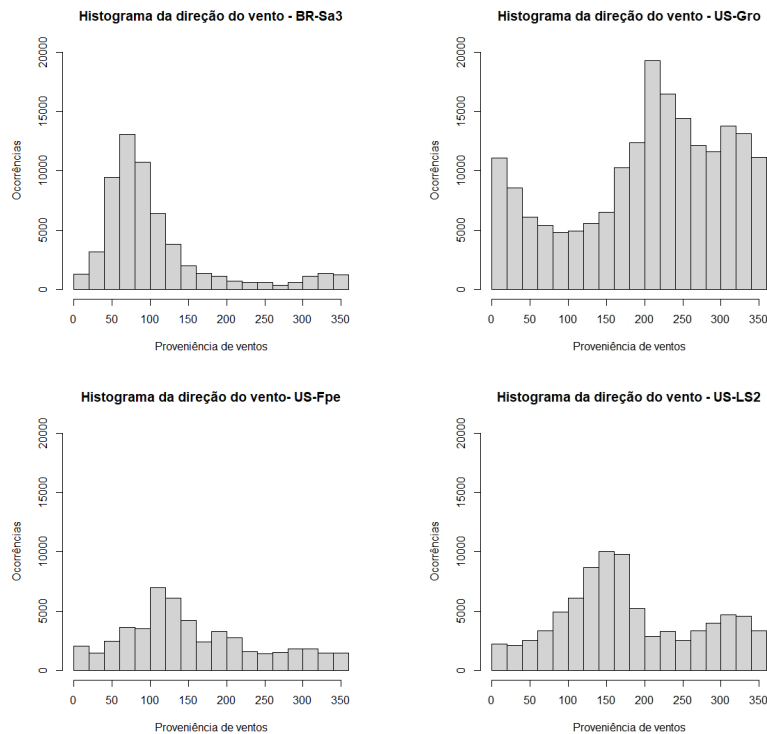


Figura 3.2 – Frequência de distribuição do vento de alguns sítios, indicando a direção dominante.

3.1.2.1 Determinação da transição a partir da relação entre a velocidade do vento e a perda radiativa

Acevedo et al. (2021) mostraram que a relação entre V_r e R_n é linear. Além disso, eles mostraram de grande perda radiativa o regime de vento forte é predominante. Portanto, o vento

médio nessa situação representara o valor mínimo para a transição. Logo, a reta que passa por esses valores e pela origem representará o valor mínimo de vento para a transição e será dada por:

$$V_r = \alpha R_n. \quad (3.1)$$

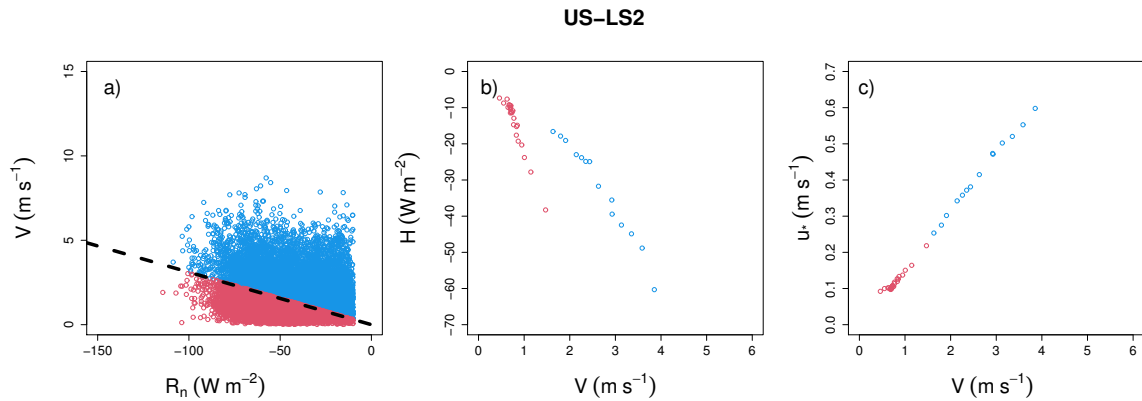
Onde α é o coeficiente angular da reta que representa a relação média entre V e R_n .

Esse comportamento acontece porque a grande perda radiativa não é apenas considerada a variável que está dividindo ou controlando o processo, e também é considerada como uma resposta à dinâmica do sistema. Pois para se ter muita perda radiativa, tem que ter muita emissão radiativa da superfície. E isso só ocorre quando a superfície está suficientemente quente, e para estar quente o vento deve ser razoavelmente forte. Só que nesse momento a grande perda radiativa também. Ela também é forçante (vento forte e perdendo radiação). Então para se manter com grande perda radiativa a superfície deve estar quente. Mas a grande perda radiativa está buscando manter frio. Em geral essas condições de grande perda radiativa são no regime de vento forte, mas no limite do regime, por ter o mesmo forçante.

Dessa forma, seguindo Acevedo et al. (2021), após a aplicação dos critérios de filtragem, foram calculada a relação média de V em função de R_n , cabe destacar que o ajuste considera que quando $R_n = 0$ o vento será zero, e a partir de $R_n > -80 \text{ W m}^{-2}$ ou $R_n > -60 \text{ W m}^{-2}$ a média de bloco de V para cada valor de saldo de radiação, apresentará dependência linear com R_n , que informará o valor de V_r .

A Fig. 3.3 mostra a aplicação do método no conjunto de dados do sítio US-LS2. A linha pontilhada na Fig. 3.3a mostra o ajuste para a relação média entre V e R_n , ou seja, os valores de V_r , dessa forma todos os pontos acima da linha estão no regime fracamente estável (pontos azuis) e os pontos abaixo da linha pontilhada estão no regime muito estável (pontos vermelhos). Para verificar a validade da separação entre os regimes, foi analisada a dependência do fluxo de calor sensível (H , Fig. 3.3b) de da velocidade de fricção (u_* , Fig. 3.3c) com V . Na Fig. 3.3b é possível observar que ocorre a clara separação de H para cada um dos regimes da CLE, sendo que no regime de vento forte a fluxo de calor absoluto aumenta linearmente com o vento, em concordância com outros estudos. Já quando a velocidade de fricção, que é uma escala de velocidade turbulenta assim como V_{TKE} , é analisada pode-se observar uma relação similar a apresentada por Sun et al. (2012), com dois regimes representados pelas diferentes inclinações de u_* em função de V .

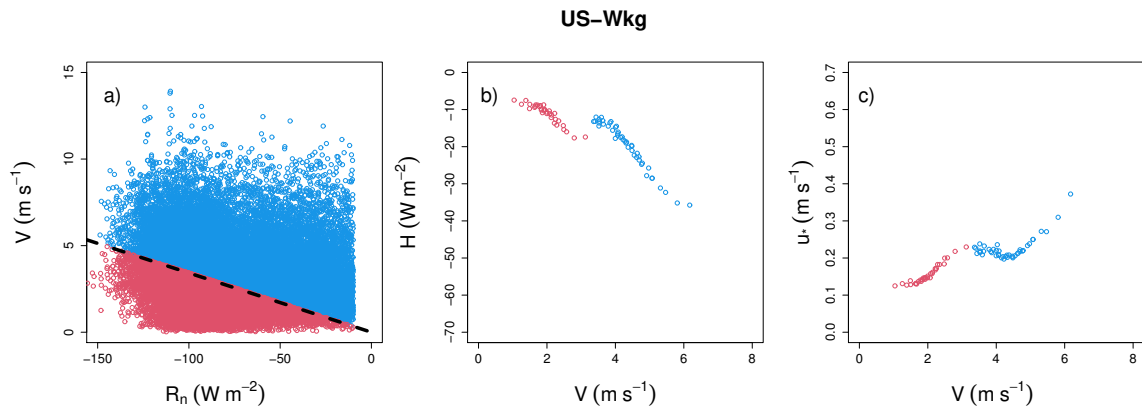
Figura 3.3 – Determinação de V_r , para o sítio US-LS2 (Fig. 3.3a). A linha pontilhada representa os valores de V_r , determinados através do ajuste da relação média de $V \times R_n$. Os pontos vermelhos representam os valores de V (Fig. 3.3a), H (Fig. 3.3b) e u_* (Fig. 3.3c) no regime muito estável da CLE. Enquanto que os pontos azuis representam os valores de V (Fig. 3.3a), H (Fig. 3.3b) e u_* (Fig. 3.3c) no regime fracamente estável da CLE. O sítio US-LS2 é classificado como tendo uma cobertura superficial de Savana. As médias de bloco para a determinação de V_r e nas relações de $H \times V$ e $u_* \times V$ foram feitas utilizando 500 amostras



Fonte: A autora.

Quando o métodos é aplicado ao sítio US-Wkg, caracterizado por uma cobertura superficial de pastagem, também foi possível determinar os valores de V_r em termos de R_n (Fig. 3.4a), todavia, é interessante notar que tanto a dependência do fluxo de calor sensível, quanto de u_* apresentam ambos regimes, todavia, a transição não ocorre através de uma separação clara (Fig. 3.4c).

Figura 3.4 – Mesmo que Fig. 3.3, porém para o sítio US-Wkg, cuja cobertura superficial é pastagem.

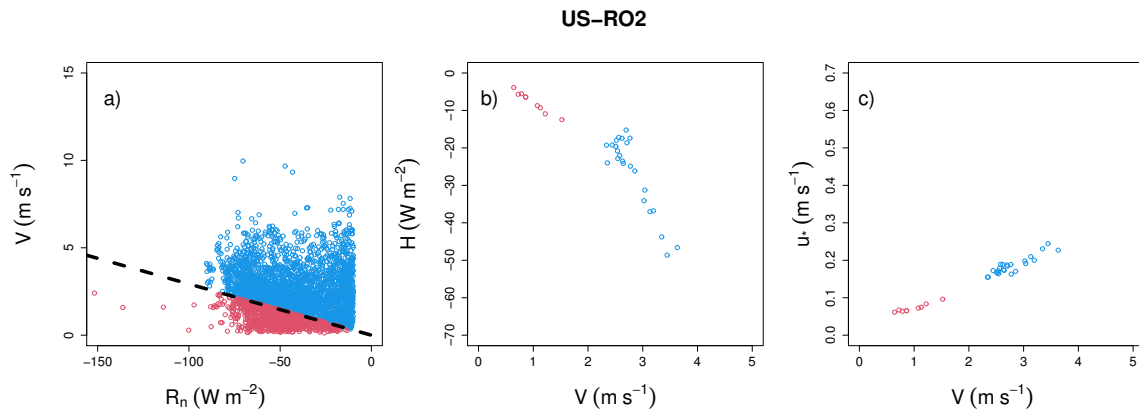


Fonte: A autora.

Para sítios com superfícies de terras agrícolas, tais como o US-RO2, também é possível

determinar V_r utilizando o método proposto por Acevedo et al. (2021) (Fig. 3.5a). Além disso, a dependência de H e u_* com V mostra que o método consegue identificar claramente os regimes da CLE (Figs. 3.5b e 3.5c).

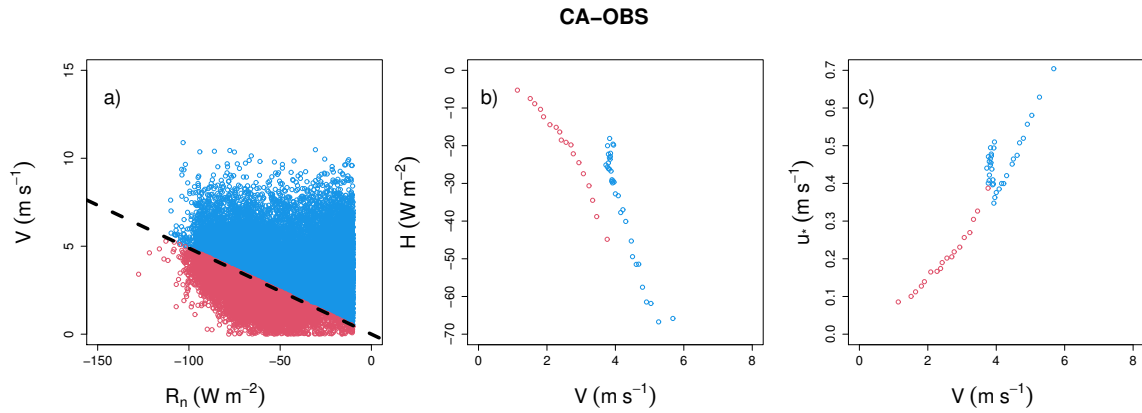
Figura 3.5 – Mesmo que Fig. 3.3, porém para o sítio US-RO2, cuja cobertura superficial é caracterizada por terras agrícolas.



Fonte: A autora.

Oliveira et al. (2017) e Dias-Júnior et al. (2017) mostraram que mesmo sobre Floresta Amazônica, que possui grande rugosidade superficial, é possível identificar os regimes de escoamento da CLE. Grande parte dos sítios analisados neste trabalho são sítios com superfície caracterizada pela presença de florestas. Ainda que seja possível identificar os regimes de escoamento utilizando o método da determinação de V_r pela relação $V \times R_n$ (Fig. 3.6a), para uma grande parcela dos sítios de floresta isso não foi possível, como será mostrado no Cap. 4. A aplicação do método no sítio CA-OBS (Fig. 3.6) mostra que a separação dos regimes também acontece para H e u_* , todavia, a velocidade de fricção apresenta um “terceiro” regime, para $V \approx 4 \text{ m s}^{-1}$. Apesar de não ser realizada nenhuma investigação a respeito deste regime, pode ser que este esteja associado a presença de turbulência intermitente, que pode fazer que ocorra o surgimento de um terceiro regime de escoamento da CLE (DIAS-JÚNIOR et al., 2017).

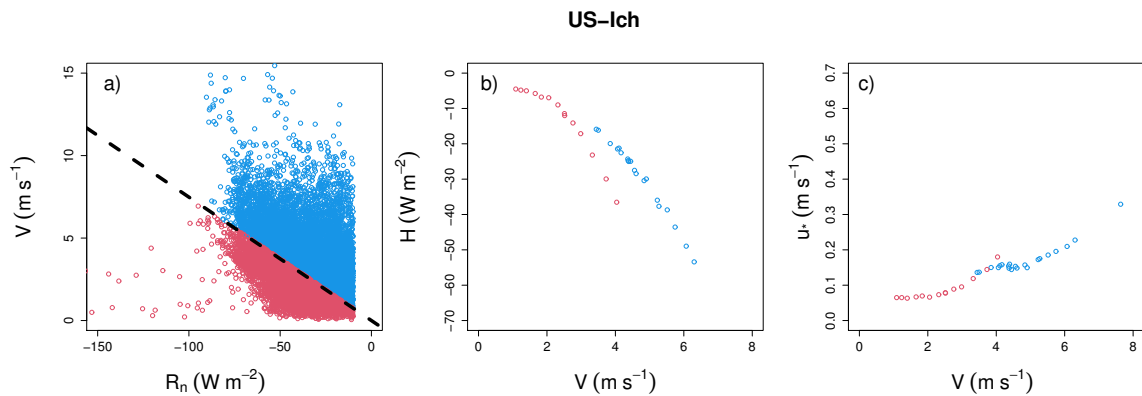
Figura 3.6 – Mesmo que Fig. 3.3, porém para o sítio CA-OBS, cuja cobertura superficial é floresta.



Fonte: A autora.

Para sítios com cobertura superficial caracterizados pela presença de pequenos arbustos o método também consegue identificar ambos regimes de escoamento da CLE (Fig. 3.7). Todavia, para velocidades em torno de 4 m s^{-1} ocorre a superposição dos regimes.

Figura 3.7 – Mesmo que Fig. 3.3, porém para o sítio US-Ich, cuja cobertura superficial é arbustos.

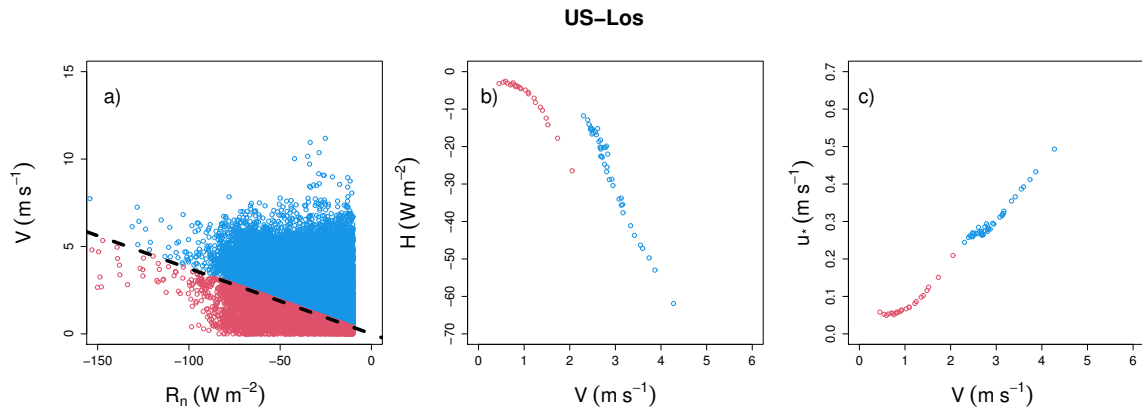


Fonte: A autora.

Sobre uma superfície de mangue a classificação dos regimes da CLE, utilizando a relação média $V \times R_n$ apresenta bom resultado (Fig. 3.8), é interessante notar a grande distinção dos valores de H e u_* entre o regime muito estável e o regime fracamente estável.

As Figs 3.3 a 3.8 apresentam a aplicação do método proposto por Acevedo et al. (2021) em sítios com diferentes coberturas superficiais, até o presente momento há apenas o interesse em validar o método e mostrar que os valores encontrados para V_r são compatíveis com a separação dos regimes de escoamento da CLE. No Cap. 4 será visto que para alguns sítios a relação

Figura 3.8 – Mesmo que Fig. 3.3, porém para o sítio US-Los, cuja cobertura superficial é mangue.



Fonte: A autora.

entre V e R_n não permite determinar o valor de V_r . Entretanto, isso não depende do tipo de cobertura superficial, pois praticamente todos os tipos de superfície apresentaram um ou mais sítios onde não foi possível determinar V_r .

4 RESULTADOS

Acevedo et al. (2021) analisaram quais variáveis externas ao escoamento, tais como o saldo de radiação, rugosidade e propriedades do solo, para verificar quais controles elas exercem sobre a transição de regimes na CLE, ou seja, como seu comportamento influencia nos valores de V_r . Encontraram resultados em que velocidade média do vento (V_r) aumenta com a perda radiativa líquida na superfície (R_n) a uma taxa que depende do local. Ele também aumenta para comprimentos de rugosidade menores, conforme indicado por sua dependência da direção do vento.

Neste capítulo serão apresentados os resultados que buscarão validar o método, discutir as particularidades de cada tipo de superfície e identificar a influência dos parâmetros superficiais conhecidos, nos valores de V_r .

4.1 DETERMINAÇÃO DA VELOCIDADE DE TRANSIÇÃO DE ACORDO COM A CLASSIFICAÇÃO SUPERFICIAL

Para a análise, os sítios foram agrupados de acordo com sua caracterização superficial (apresentadas no Cap. 3) de cada um. Dessa forma, os resultados serão apresentados de acordo com a classificação da superfície.

4.1.1 Savanas Florestais

As savanas Florestais, possuem como característica a presença de vegetação que cobre de 30% a 60% da superfície, cuja altura excede 2 metros, como mostra a Fig. 4.1. De acordo com a classificação proposta anteriormente, dos 30 sítios analisados, 3 se enquadram como sítios de savanas florestais.

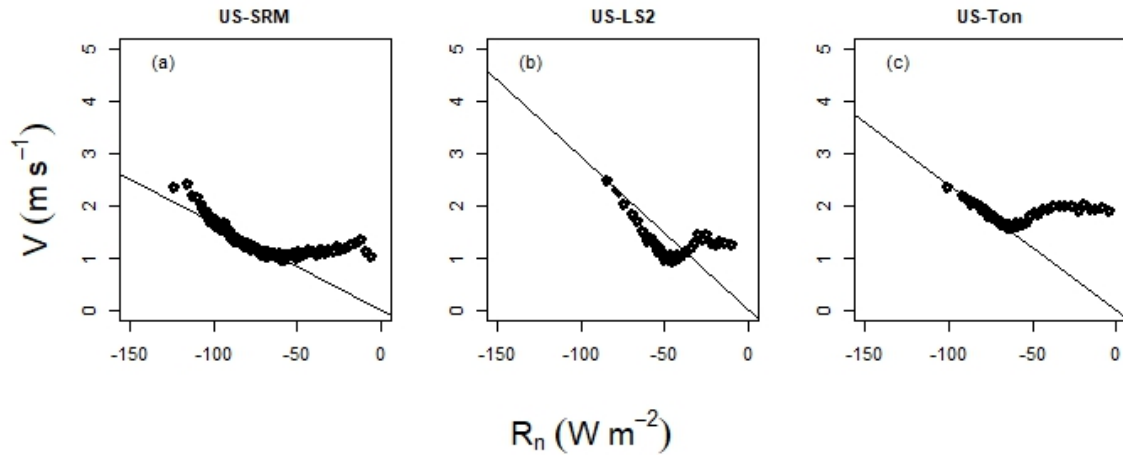
Figura 4.1 – Instrumentos de medida da torre micrometeorológica do sítio US-SRM. De acordo com a classificação os Sítios , US-LS2 e BR-Npw são sítios classificados como savanas florestais.



Fonte: <<https://ameriflux.lbl.gov/sites/siteinfo/US-SRM-image-gallery>>.

Quando a dependência do vento com o saldo de radiação é analisado é possível observar que em ambos os sítios, mesmo com grande perda radiativa, o vento não é muito intenso. Na figura Fig. 4.2a observamos que para perda radiativa intensa, é clara a relação entre o saldo de radiação e a velocidade do vento. Todavia, para $R_n < -100 \text{ W m}^{-2}$, o vento passa a aumentar suavemente com a redução do saldo de radiação, mas essa dependência, de acordo com o ajuste proposto por Acevedo et al. (2021). Por outro lado, no sítio US-LS2, que possui a mesma classificação superficial, um pequena relação entre a velocidade do vento e o saldo de radiação só é observada para $R_n < -80 \text{ W m}^{-2}$ (Fig.4.2b). E por fim o sítio US-Ton mostra que com a perda radiativa intensa, a relação com do saldo de radiação e a velocidade do vento se torna presente. Pois, quando o $R_n < 50 \text{ W m}^2$, o vento passa a aumentar e aumenta juntamente o saldo de radiação (Fig. 4.2). Ainda que em ambos os sítios é possível observar que os valores de vento para grandes perdas radiativas são similares, porém quando R_n é próximo à zero a velocidade é quase 1 m s^{-1} maior.

Figura 4.2 – Dependência da velocidade do vento com o saldo de radiação nos sítios de savanas florestais. A linha preta o valor de V_r determinado através do método descrito na Seção 3.1.2.1. Os pontos pretos representam a média de blocos, com 500 amostras, de V em função de R_n , a partir da qual é realizado o ajuste para encontrar V_r .



Fonte: A autora.

4.1.2 Pastagem

As superfícies de pastagem possuem vegetações compostas por gramíneas, que ocorrem predominantemente em zonas de relevo de planícies e terras áridas. A cobertura arbórea e arbustiva é inferior a 10%, como mostra a figura Fig. 4.3. Com essa classificação estão descritos 10 sítios (ver Tabs. 3.1 e 3.2).

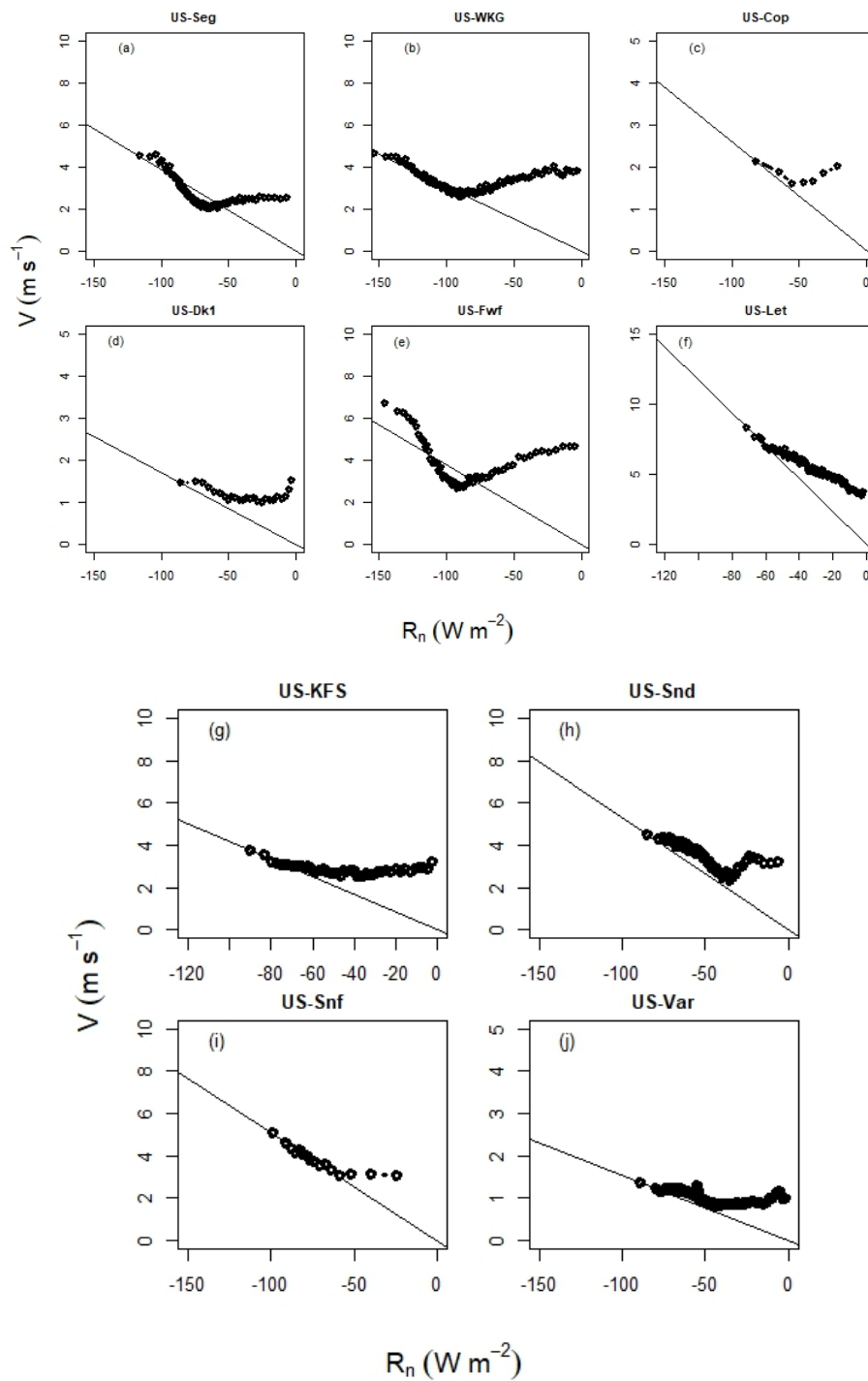
Figura 4.3 – Torre micrometeorológica do sítio US-WKg. De acordo com a a classificação os Sítios US-FPe, US-Seg,e US-Let são sítios classificados como Pastagem.



Fonte: <<https://ameriflux.lbl.gov/sites/siteinfo/US-Wkg-image-gallery>>.

Os sítios com superfícies de pastagem, tanto a perda radiativa quanto o velocidade do vento apresentam uma variação, com grande perda radiativa e vento moderado (Fig.4.4). Os sítios (US-Seg,US-WKG,e US-Snf) (Fig. 4.4a,b,c,i) mostra que com a perda radiativa intensa a velocidade do vento, se torna dependente. Pois, quando o $R_n < -90 \text{ W m}^{-2}$, o vento passa a aumentar e aumenta juntamente o saldo de radiação. E para os demais sítios (US-Cop, Dk1,Fwf, Let e Snd), a relação entre a velocidade do vento e o saldo de radiação (Fig. 4.4c,d,e,f,h) apresenta um comportamento não evidente. Pois mesmo que tenha um aumento na velocidade do vento e uma grande perda radiativa, não apresenta-se uma relação entre eles e sim acompanha a reta. E os sítios US-KFS e US-Var apresentaram um comportamento bem parecidos, com a perda radiativa desde inicio mantida, de forma horizontal. E a velocidade do vento variando suavemente, mostrando a independência com a perda radiativa. Uma pequena relação é observada em ambos os sítios a partir de $R_n < -60 \text{ W m}^{-2}$

Figura 4.4 – Mesmo que Fig. 4.2, porém para os sítios de pastagem indicados nos títulos de cada painel.



Fonte: A autora.

4.1.3 Terras Agrícolas

As superfícies de terras agrícolas (CRO) apresentam uma área plana extensa, conhecidas também como uma áreas de cultivo. Podendo ter terras cobertas com culturas temporárias seguidas de colheita e um período de solo nu (por exemplo, sistemas de cultivo único e múltiplo) (Fig. 4.5).

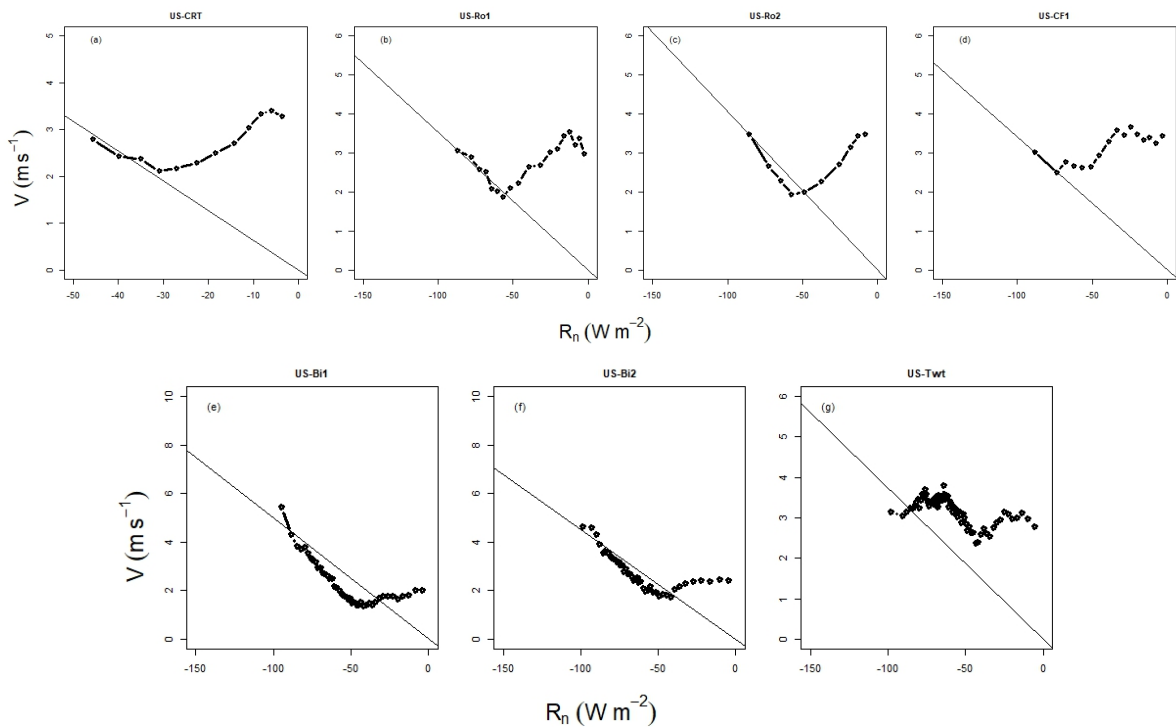
Figura 4.5 – Torre micrometeorológica triangular de 2m do sítio US-CRT, no centro de uma área de cultivo de soja.



Fonte: <<https://ameriflux.lbl.gov/sites/siteinfo/US-CRT-image-gallery>>.

É possível observar que todos os sítios apresentam uma perda radiativa e intensidade da velocidade do vento significativa Fig. 4.6. Analisando a relação (perda radiativa e velocidade do vento), respectivamente os sítios (US-CRT,US-Ro2 ,US-CF1) (Fig. 4.6 a,b,d) de início apresenta uma perda radiativa intensa, mas o vento passa a ter um aumento no a partir do $R_n < -80 \text{ W m}^{-2}$. Para os demais sítios(US-Ro2,US-Bi1,US-Bi2 e US-Tw1) (Fig. 4.6 c,e,f,g) não é notório essa relação, mesmo com o aumento da velocidade do vento. Observa-se que a velocidade do vento se torna independente da perda radiativa.

Figura 4.6 – Mesmo que Fig. 4.2, porém para os sítios indicados nos títulos de cada painel. Todos os sítios possuem superfície caracterizada como terras agrícolas.



Fonte: A autora.

4.1.4 Florestas

Os sítios de florestas (ENF,DBF, EBF, MF) como classificados no Cap. 3. Caracterizam-se por terras dominadas por vegetação lenhosa com uma porcentagem de cobertura >60% e altura superior a 2 metros. Com comunidades arbóreas com misturas de outros tipos de florestas, como as florestas de terra firme.

Para os sítios florestais em análise, observa-se que os sítios apresentam desempenho distintos, mesmo com características semelhantes. Nos sítios CA-Ca2,US-Dk3, BR-Sa3,US-Me4, US-MMS,US-UMd e US-WCr (Fig. 4.8a,b,d,q,s,aa,ac) mesmo com a velocidade média do vento pouco intensa, apresentam um comportamento quase horizontais, cruzando a reta sem apresentar a relação do vento com a perda radiativa. No entanto, se observa que uma pequena relação estabelece-se (alguns pontos sobre a reta), mas não seria uma relação significativa entre o saldo de radiação e a velocidade do vento.

Fatores que podem determinar esse comportamento, abordado por outros autores, as propriedades térmicas de superfície, terreno local e proximidade de obstruções. Pois as propriedades térmicas da superfície, afetam a transferência de calor dentro do solo, influenciando também o aquecimento e resfriamento da camada de ar mais baixa e impactando a velocidade

Figura 4.7 – Torre micrometeorológica em superfície de floresta sítio US-WCr (Fig. 4.7 lado esquerdo). Instrumentos de medida da torre micrometeorológica do sítio US-Bar.(Fig. 4.7 lado direito)



Fonte: <<https://ameriflux.lbl.gov/sites/siteinfo/US-CRT=image-gallery>>.

do vento de acordo com Acevedo et al. (2021).

Em outras condições a os sítios (CA-Ca3,CA-Gro,CA-Obs,US-GBT,US-Me2, US-Me6, US-MOZ,US-NR1, US-Skr, US-SP1 e US-UMB), a velocidade do vento passa a ser mais acentuado assim como a perda radiativa (Fig. 4.8c,h,l,m,o,r,t,u,v,w,y). Estabelecendo assim, a dependência da velocidade do vento com o saldo de radiação, a partir de $R_n < -60 \text{ W m}^{-2}$, em ambos.

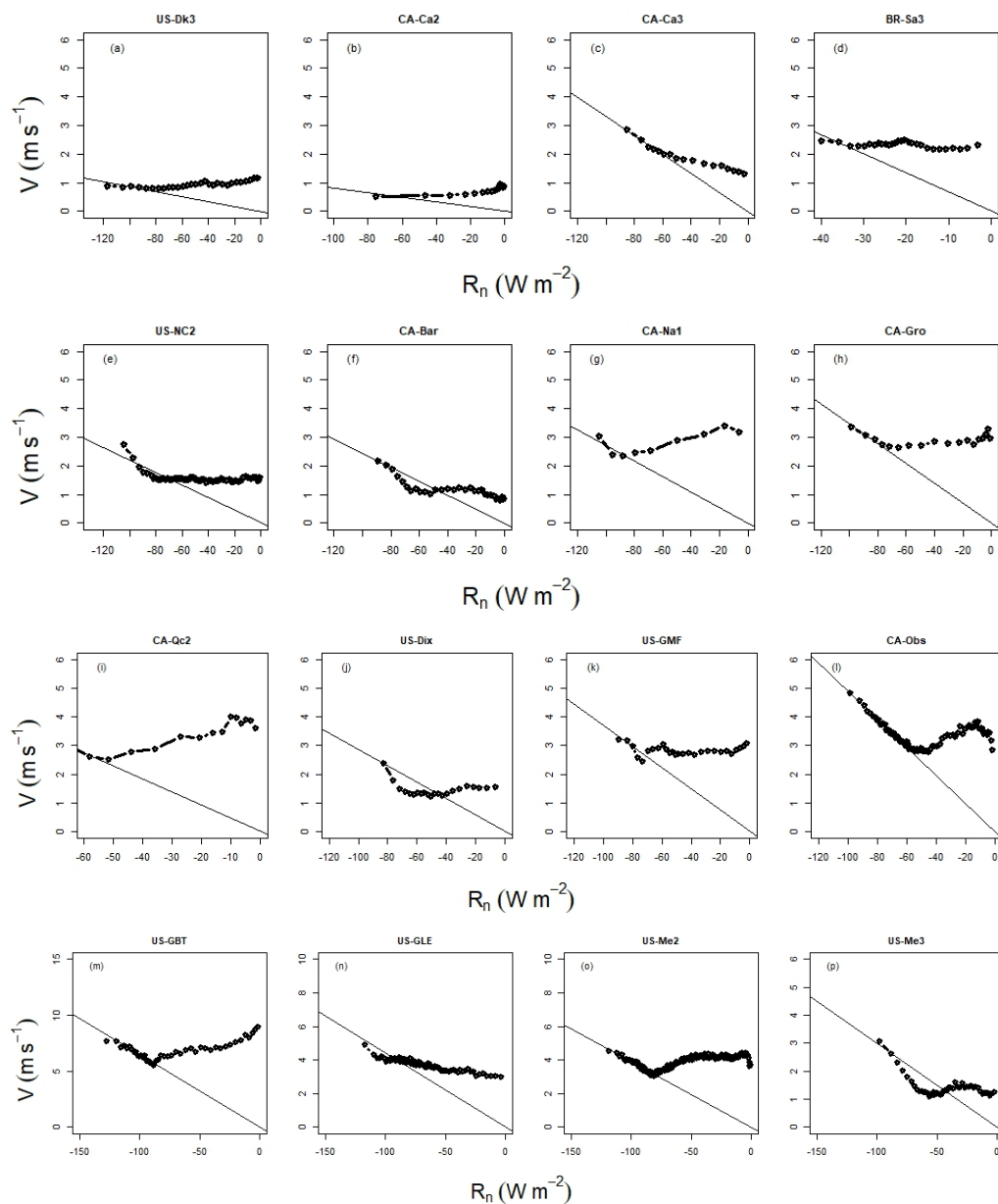
Nestes sítios a ocorrência de grandes intensidades da velocidade do vento e perdas radiativas são observadas. O vento passa a aumentar a medida que a perda radiativa aumenta. Deixando clara essa dependência da velocidade do vento com o saldo de radiação no sitio. A medida que a perda radiativa em superfície aumenta, os valores de V_r , aumentam progressivamente, indicando que a velocidade necessária para a transição de regimes aumenta com a perda radiativa em superfície. Esse resultado está em concordância com estudos utilizando modelos, que mostram que velocidade de vento mais elevadas são necessárias para manter o fluxo de calor crítico quando a superfície perde mais energia (VAN DE WIEL et al., 2017).

Por outro lado, nos demais sítios, respectivamente se apresentam um relação fraca, mesmo que os pontos acompanham a reta na perda radiativa. Inicialmente se observa que os sítios de floresta apresentam comportamento diferente mesmo com características semelhantes, em relação da dependência linear com R_n a princípio a maioria dos sítios apresentaram a relação, com exceção quando o saldo radiativo se aproxima de zero. Nesse caso, a velocidade do vento se torna praticamente independente do saldo radiativo. Mostrando que a perda radiativa em superfície exerce um controle dominante na transição de regimes de escoamento na CLE,

quando ela é grande.

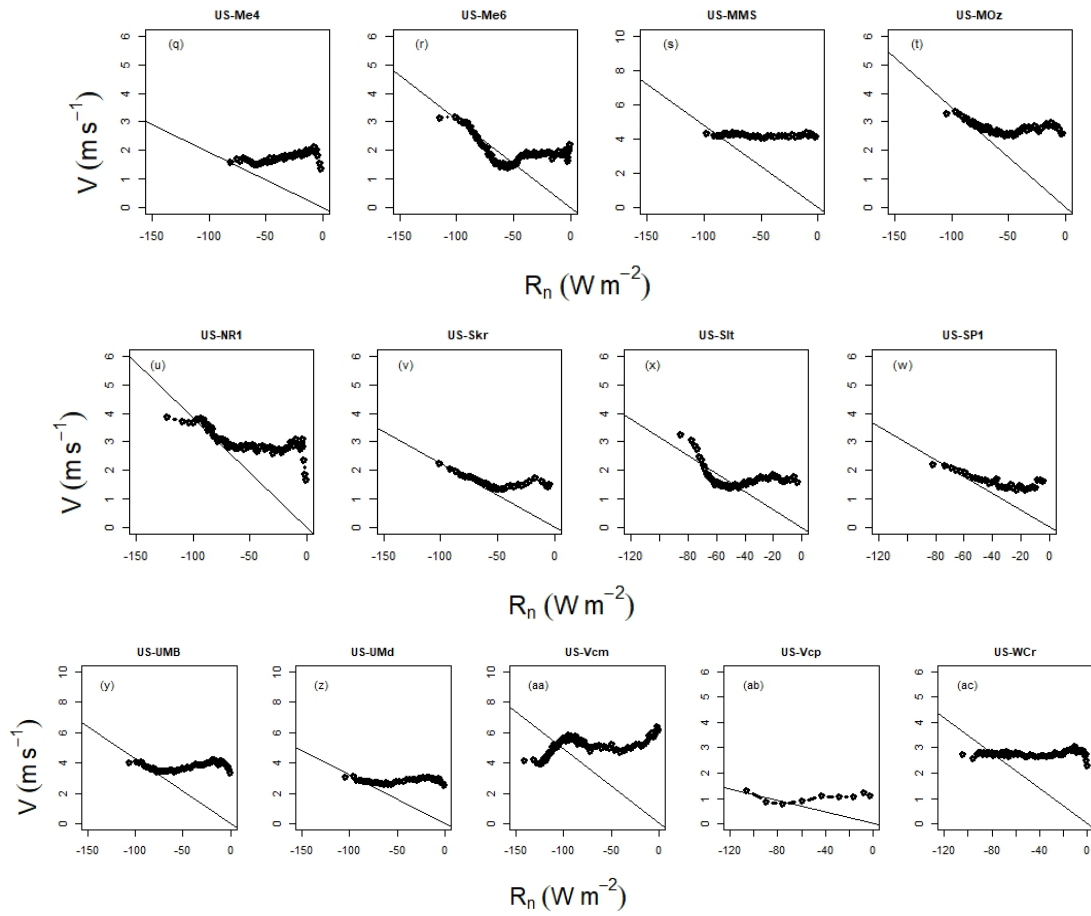
De acordo com Junior et al. (2020), o fato dessa inclinação ser dependente do sítio pode fornecer uma informação crucial de como toda a configuração do sítio influencia na transição de regimes na camada limite noturna. Essa relação é análoga ao coupling strength (CS) definido por VAN DE WIEL et al. (2017). Dentre os fatores, característicos de cada sítio, que podem influenciar nessa relação estão a rugosidade superficial, as propriedades térmicas do solo, a topografia e a proximidade de obstruções (ressaltado anteriormente).

Figura 4.8 – Mesmo que Fig. 4.2, porém para os sítios indicados nos títulos de cada painel. Todos os sítios possuem superfície caracterizada como floresta.



Fonte: Autora

Figura 4.9 – Mesmo que Fig. 4.2, porém para os sítios indicados nos títulos de cada painel. Todos os sítios possuem superfície caracterizada como floresta.



Fonte: A autora.

4.1.5 Arbustos

As superfícies de arbustos, apresentam terras com vegetação lenhosa com menos de 2 metros de altura e com cobertura arbustiva entre 10-60%. A folhagem arbustiva pode ser perene ou caducifólia. A vegetação chaparral, associada ao clima mediterrânico, cobre quase metade do terreno acidentado e rochoso, com um estrato arbustivo relativamente denso.

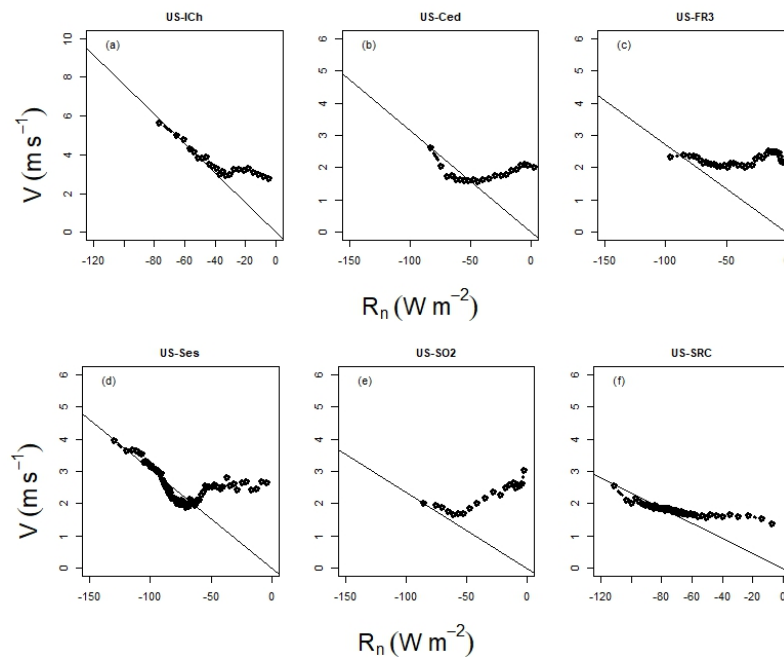
Figura 4.10 – Torre micrometeorológica em superfície arbustiva no sítio US-SRC (Fig. 4.11 lado esquerdo). Superfície estrato arbustivo relativamente denso .(Fig. 4.11 lado direito)



Fonte: <<https://ameriflux.lbl.gov/sites/siteinfo/US-SRC-image-gallery>> e <<https://ameriflux.lbl.gov/sites/siteinfo/US-SO2-image-gallery>>.

É possível observar na Fig. 4.11 que a grande maioria dos sítios apresenta a dependência de V com R_n , sendo que apenas no sítio US-FR3 o vento parecer ser independente do saldo de radiação, mesmo para situações de grande perda radiativa.

Figura 4.11 – Mesmo que Fig. 4.2, porém para os sítios indicados nos títulos de cada painel. Todos os sítios possuem superfície caracterizada como arbustos.



Fonte: A autora.

4.1.6 Mangue

As superfícies de mangue (manguezal), aplica-se a zonas úmidas características de regiões tropicais e subtropicais. Onde a vegetação superficial desenvolvendo-se na zona litorânea, com uma mistura permanente de água e vegetação herbácea ou lenhosa.

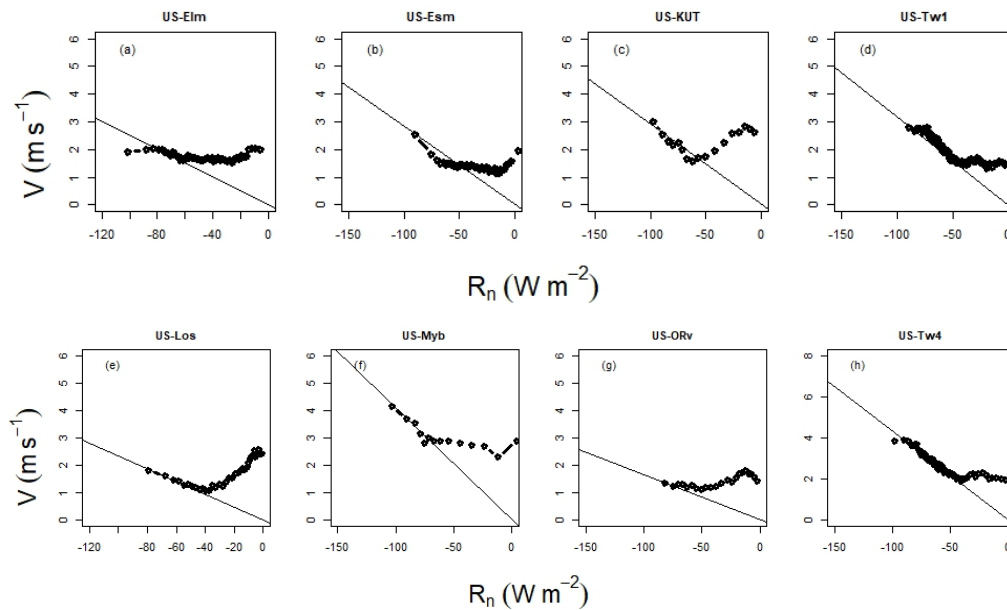
Figura 4.12 – Torre micrometeorológica em superfície de mangue no sítio US-Esm.



Fonte: <<https://ameriflux.lbl.gov/sites/siteinfo/US-Esm-image-gallery>>.

Conforme mostrado anteriormente, foi possível determinar o V_r da maioria dos sítios, utilizando o método proposto por Acevedo et al. (2021) e nos sítios com superfície caracterizada como mangue não é diferente. A Fig. 4.13 mostra que V_r pode ser determinado para todos os sítios de mangue utilizando a relação média de $V \times R_n$. Os únicos dois sítios analisados, com este tipo de superfície, são o sítio US-Elm, onde V passa a ser independente do saldo de radiação para $R_n < -90 \text{ W m}^{-2}$; e o sítio US-ORv, que apresenta apenas valores de R_n maiores que -80 W m^{-2} , todavia, no limite mais intenso de perda radiativa $V \times R_n$ é linear.

Figura 4.13 – Mesmo que Fig. 4.2, porém para os sítios indicados nos títulos de cada painel. Todos os sítios possuem superfície caracterizada como mangue.



Fonte: A autora.

4.1.7 Dependência do forçante de acoplamento com o tipo de superfície

Na seção anterior, foram apresentadas as relações de $V \times R_n$ para todos os 63 sítios estudados. Em apenas 20 sítios não foi possível determinar o valor V_r através da dependência do vento médio com o saldo de radiação, o que dá um total de aproximadamente 31% dos casos analisados. É importante destacar que não foi feita filtragem dos sítios por topografia, já que não há essa informação na base de dados. Entretanto, acredita-se, ainda que seja necessário a comprovação, que o sítio possuir uma topografia suave seja um fator determinante na aplicação do método utilizado. A Tab. 4.1 apresenta os valores obtidos de todos os coeficientes angulares da relação $V \times R_n$, nos sítios analisados.

Tabela 4.1 – Coeficiente angular da relação $V = \alpha R_n$, obtido em cada sítio analisado no presente estudo.

Sítio	α	Sítio	α	Sítio	α
US-SRM	-0.01374279	US-LS2	-0.02584588	US-Ton	-0.02413836
US-Seg	-0.03853209	US-Wkg	-0.03009934	US-Cop	-0.02607936
US-Dk1	-0.01714257	US-Fwf	inconclusivo	US-Let	-0.1176249
US-KFS	-0.04208701	US-Snd	-0.05279297	US-Snf	-0.05024382
US-Var	-0.01556752	US-CRT	inconclusivo	US-Ro1	-0.03526504
US-Ro2	-0.0406028	US-CF1	inconclusivo	US-Bi1	-0.04977854
US-Bi2	-0.04524889	US-Twt	inconclusivo	US-Dk3	inconclusivo
CA-Ca2	inconclusivo	CA-Ca3	-0.03337385	BR-Sa3	inconclusivo
US-NC2	-0.02179497	US-Bar	-0.02436239	US-Na1	inconclusivo
US-Gro	-0.03459606	US-Qc2	inconclusivo	US-Dix	-0.02870151
US-GMF	inconclusivo	US-Obs	-0.04917786	US-GBT	-0,06467106
US-GLE	-0,04404872	US-Me2	-0,03903392	US-Me3	-0,02991589
US-Me4	inconclusivo	US-Me6	-0.03073417	US-MMS	inconclusivo
US-MOz	-0.03498931	US-NR1	-0.03838635	US-Skr	-0.02243977
US-Slt	-0.03173035	US-SP1	-0.02938216	US-UMB	-0.04250121
US-UMd	-0.03217907	US-Vcm	-0.04928538	US-Vcp	inconclusivo
US-WCr	inconclusivo	US-ICH	-0.07608352	US-Ced	-0.03143688
US-FR3	inconclusivo	US-Ses	-0.03057955	US-SO2	-0.02355201
US-SRC	-0.02320002	US-Elm	inconclusivo	US-Esm	-0.02849071
US-KUT	-0.02911464	US-Tw1	-0.03198474	US-Los	-0.02332063
US-Myb	-0.04103344	US-ORv	inconclusivo	US-Tw4	-0.04332854

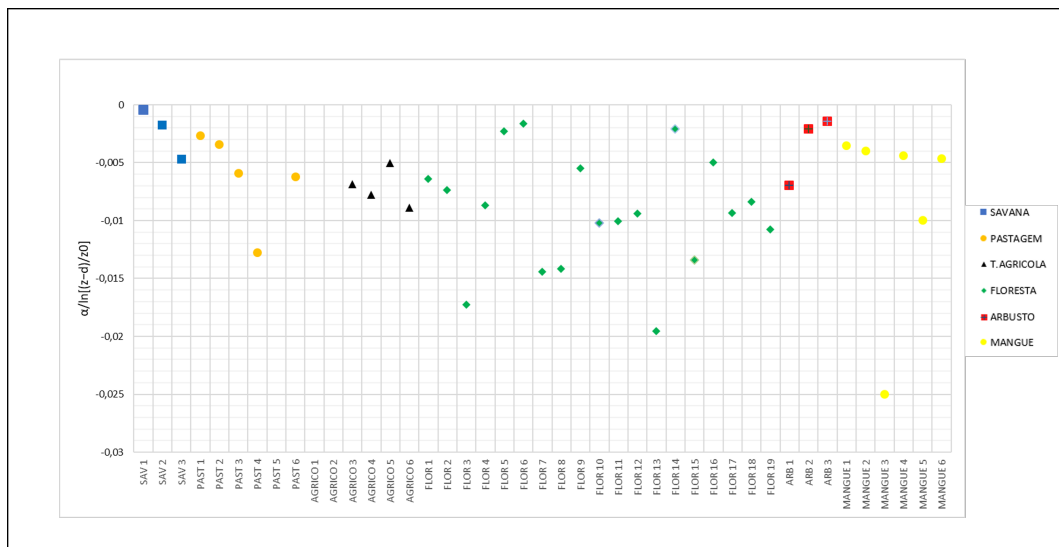
Para verificar se algum tipo de superfície possui o maior CS , os valores de α mostrados na Tab. 4.1 foram divididos por $\ln[(z-d)/z_0]$, para excluir a diferença de altura. Onde z é a altura da medida de V e d é a altura do plano zero. Os valores médios de $\alpha/\ln[(z-d)/z_0]$ fornecem uma estimativa de quais são as superfícies que possuem maior CS . É importante destacar que, ainda que a classificação superficial seja a mesma, os sítios podem estar localizados em regiões distintas, e dessa forma, as propriedades térmicas do solo, tais como a capacidade calorífica, podem levar a valores distintos de CS . Na Tab. 4.2 também mostra a quantidade sítios onde foi possível determinar V_r e também o número de sítios de cada superfície onde a relação não é válida. Assim como na Fig. 4.14 que mostra os valores CS de cada tipo de superfície. A partir dos valores médios obtidos de $\alpha/\ln[(z-d)/z_0]$, pode-se sugerir que sítios com superfície de florestas possuem maior CS , enquanto que sítios com superfície classificada como terras agrícolas possuem menor força de acoplamento. O fato de florestas terem o maior CS pode estar associado às florestas atuarem como uma camada isolante, com alta capacidade térmica

(De Frenne et al., 2019). Analogamente, os manguezais são caracterizados pela presença de água em suas superfícies, como a água tem alta capacidade térmica, é necessário mais energia para mudar o regime de escoamento da CLE e, portanto, o CS também é elevado.

Tabela 4.2 – Quantidade de sítios onde foi possível determinar, ou não, V_r para cada tipo de superfície. A tabela também apresenta os valores médios de $\alpha/\ln[(z-d)/z_0]$, os quais fornecem uma estimativa de qual tipo de superfície possui maior forçante de acoplamento.

Superfície	Com V_r	Sem V_r	$\alpha/\ln[(z-d)/z_0]$
SAVANA	3	0	-0,002295214
PASTAGEM	9	1	-0,003248325
TERRAS AGRÍCOLAS	4	3	-0,001367321
FLORESTA	16	13	-0,009276011
ARBUSTO	5	1	-0,003513924
MANGUE	6	2	-0,006558273

Figura 4.14 – Sítios com seus respectivos valores de forçante de acoplamento da superfície (CS).

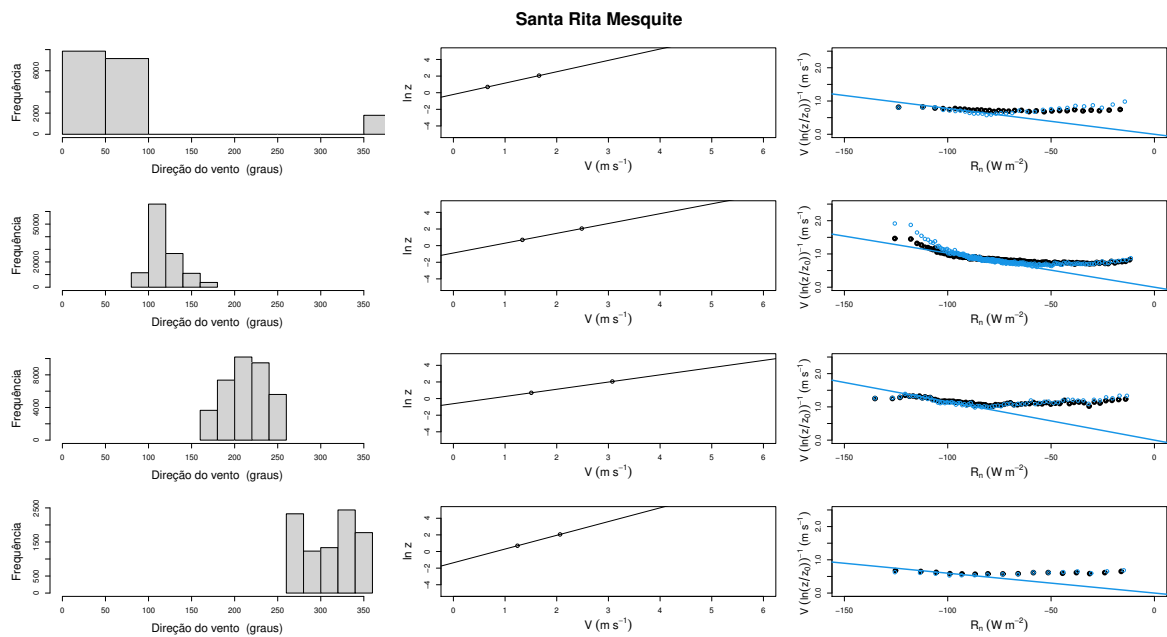


Fonte: A autora.

Para verificar se o forçante de acoplamento pode ser um parâmetro universal na relação V_r e R_n , inicialmente foram feitas análises para sítios que possuíam dois níveis de medição de V (US-SRM, Fig. 4.15 e US-Wkg, Fig. 4.16). A Fig. 4.15 mostra variação de z_0 , determinados a partir do perfil logarítmico do vento médio (Fig. 4.15 painéis centrais), para cada um dos quadrantes da direção do vento determinados a partir da direção predominante do vento (Fig. 4.15 painéis da esquerda). Nos painéis da direita são mostradas as relações médias de $V/\ln[(z-d)/z_0]$ em função do saldo de radiação para as alturas de 7,8 m (pontos azuis) e 2 m (pontos pretos). Ainda que os coeficientes angulares das para cada um dos níveis seja

distintos, quando analisados separadamente, ambas as curvas colapsam quando divididas por $\ln[(z-d)/z_0]$, pois as propriedades térmicas do solo são as mesmas e a dependência com a altura foi desconsiderada.

Figura 4.15 – Determinação de V_r para diferentes quadrantes, a partir da direção predominante do vento médio no sítio US-SRM. Os painéis da esquerda apresentam os histogramas de frequência da direção do vento para cada quadrante. Os painéis centrais apresentam a determinação de z_0 para cada um dos quadrantes e os painéis da direita apresentam a relação média entre $V/\ln[(z-d)/z_0]$ com o saldo de radiação para os dois níveis do sítio (7,8 m, pontos azuis, e 2 m, pontos pretos).



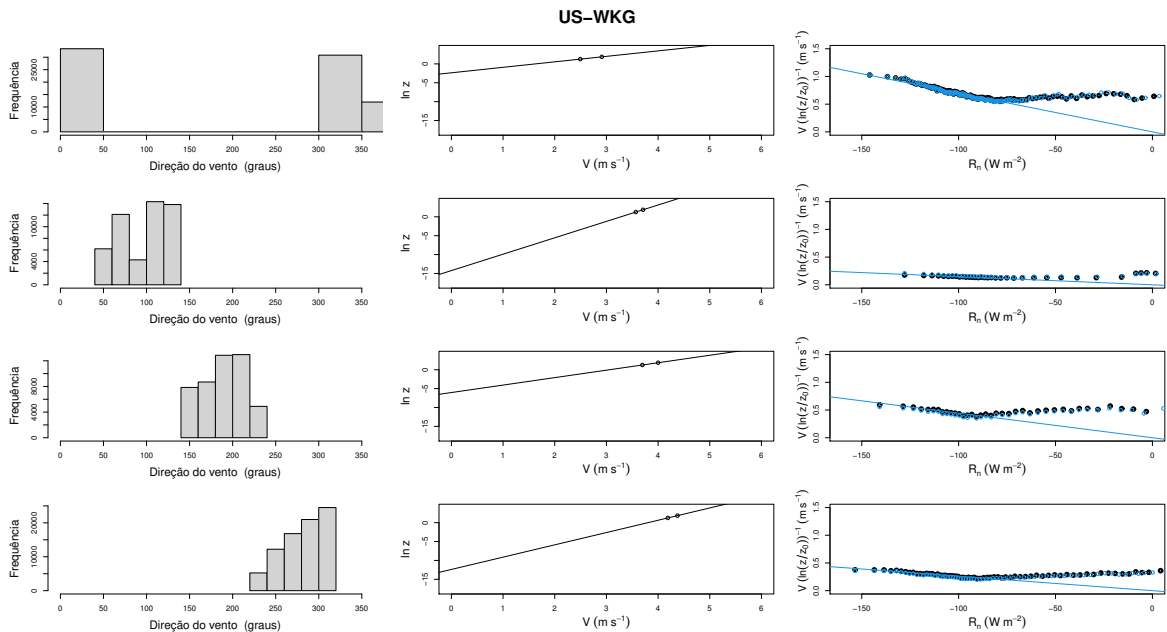
Fonte: A autora.

Dos 63 sítios analisados, apenas 9 possuíam pelo menos dois níveis de medida de V . As análises mostraram que desses 9 sítios, em apenas 2 foi possível determinar V_r utilizando o método da relação de $V \times R_n$, que são os sítios apresentados nas Figs. 4.15 e 4.16. É importante destacar que os demais 7 sítios apresentavam duas características em comum: 1) estavam localizados em florestas; 2) a topografia do sítio era complexa. Ainda que não se tenham informações objetivas a cerca da topografia dos sítios, a inspeção visual das fotos dos sítios disponíveis no site da AmeriFlux, permite concluir a respeito da topografia destes. Entretanto, é necessário aprofundar o entendimento de porque há problemas na determinação de V_r em sítios com superfície caracterizada como floresta e também qual o papel da topografia na relação média de $V_r \times R_n$.

Enquanto o sítio US-SRM possui uma superfície caracterizada como Savana, o sítio US-Wkg tem superfície classificada como pastagem. O sítio US-Wkg possui dois níveis de medida de vento (3,5 m e 6,4 m) e em ambos os níveis V_r pode ser determinado através da relação

média entre V e R_n (Fig. 4.16). A Fig. 4.16 mostra ainda que z_0 influencia nos valores de V_r uma vez que cada quadrante possui um z_0 distinto e consecutivamente α também varia.

Figura 4.16 – Mesmo que Fig 4.15 para o sítio US-Wkg. Os pontos azuis representam o nível de 6,4 m e os pontos pretos representam o nível de 3,5 m.

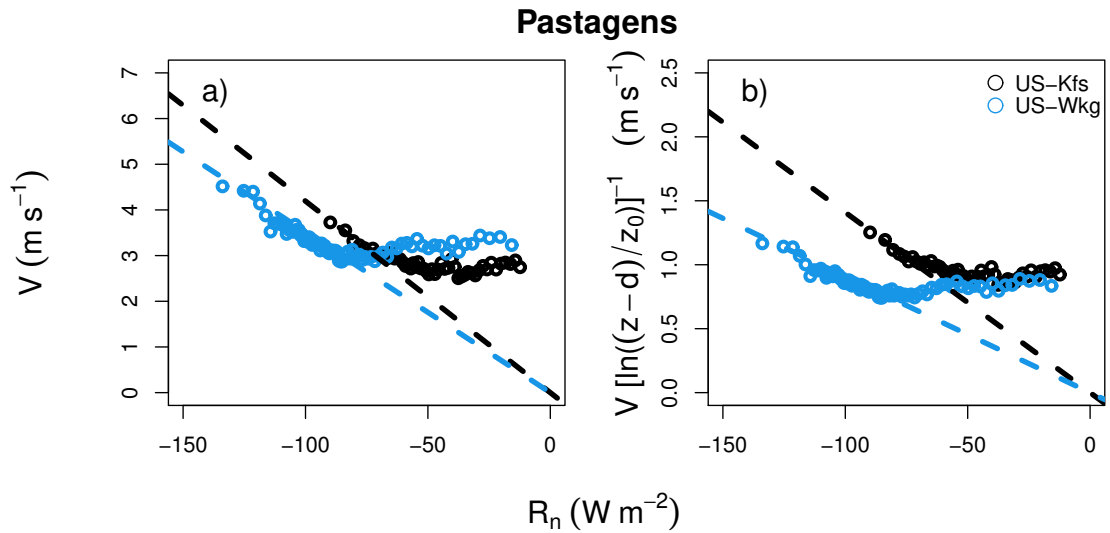


Fonte: A autora.

Assim, como mostrado na Tab. 4.2, foram estimados os valores médios do CS relativo a cada cobertura superficial. É importante notar que os valores de CS foram estimados apenas levando em consideração os valores de z_0 e da altura do plano zero d utilizados pelo modelo WRF, os quais são tabelados para a mesma classificação de cobertura superficial. As Figs. 4.16 e 4.16 mostram que, em um mesmo sítio, quando os parâmetros superficiais são conhecidos é possível estimar o CS , não considerando a capacidade térmica do solo, e a relação $V \times R_n$ irá colapsar quando mais níveis forem analisados.

No presente estudo foram analisados uma variedade de sítios, com 6 classificações superficiais distintas, e ainda que os CS dos sítios dentro de uma classe sejam diferentes (Fig. 4.17), isso pode estar associado às propriedades térmicas do solo. As quais provavelmente serão distintas entre sítios de regiões diferentes. A Fig. 4.17 mostra a comparação da relação entre $V \times R_n$ (Fig. 4.17a) e entre $V/\ln[(z-d)/z_0] \times R_n$ (Fig. 4.17b), para os sítios US-Kfs e US-Wkg. Ainda que, por inspeção rápida, as curvas de $V \times R_n$ para ambos os sítios estejam próxima, a diferença de altura entre os níveis de medida é de 3,4 m (como pode ser visto na Tab. 3.1). Quando $V/\ln[(z-d)/z_0] \times R_n$ é analisado, fica mais clara a separação entre as curvas, e essa diferença nos valores de CS provavelmente está associada às propriedades térmicas do solo.

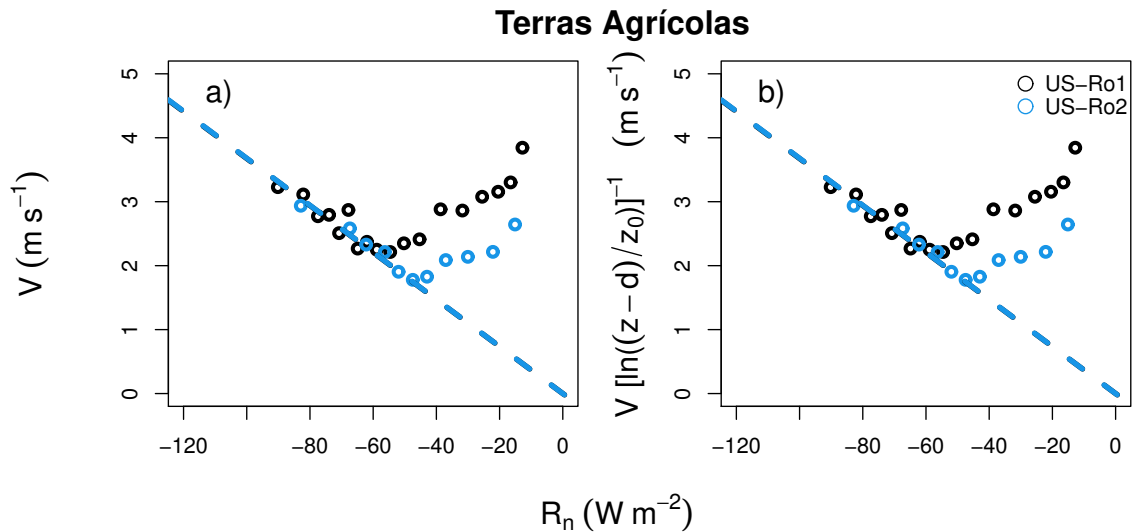
Figura 4.17 – Comparação entre as relação $V \times R_n$ (Fig. 4.17a) e entre $V/\ln[(z-d)/z_0] \times R_n$ (Fig. 4.17b) para os sítios US-Kfs e US-Wkg. A classificação superficial de ambos os sítios é pastagem e foram utilizados 500 ponto para calcular as médias de blocos das relações apresentadas.



Fonte: A autora.

Por outro lados, quando sítios localizados em regiões bem próximos, ou na mesma região, é possível observar que o CS de ambos os sítios é o mesmo (Fig. 4.18). As torres de observação dos sítios US-Ro1 e US-Ro2, estão instaladas na mesma região separadas por uma distância inferior a dois quilômetros. Portanto o CS em ambos os sítios deve ser o mesmo.

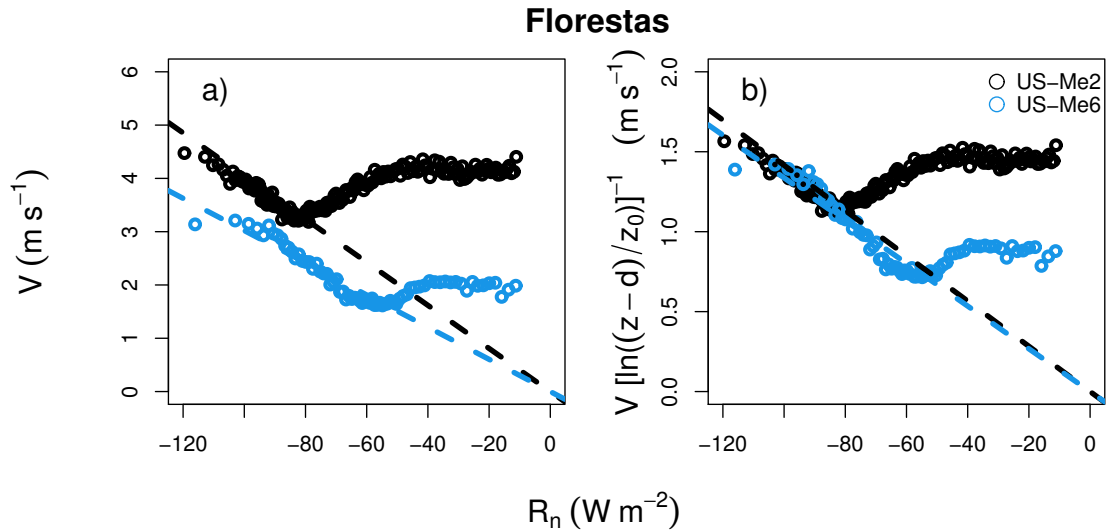
Figura 4.18 – Mesmo que Fig. 4.17, porém para os sítios US-Ro1 e US-Ro2, que possuem uma superfície caracterizada como terras agrícolas.



Fonte: A autora.

Os sítios US-Me2 e Me6, são sítios localizados na mesma floresta, no Oregon nos Estados Unidos da América, classificada como Floresta perene de folhas agulhadas (mais detalhes em <https://ameriflux.lbl.gov/sites/siteinfo/US-Me2> e <https://ameriflux.lbl.gov/sites/siteinfo/US-Me6>) (Fig. 4.19). É importante notar que, que as torres de cada um dos sítios esteja separada a uma distância de aproximadamente 16 km, e também a diferença de elevação entre ambos os sítios é de 255 m. Ainda assim, quando o forçante de acoplamento dos dois sítios é comparado, ambas as curvas colapsam no limite de grande perda radiativa (Fig. 4.19b). É importante destacar que existe uma grande diferença o saldo de radiação que a relação passa a ser válida, em cada um dos sítios. O vento no sítio US-Me2 é permanentemente mais intenso, o que pode estar associado a altura do sensor (32 m, enquanto no sítio US-Me6 o sensor está instalado a 14 m). Entretanto, quando a velocidade é dividida por $\ln[(z-d)/z_0]$, ainda assim o vento no sítio US-Me2 é maior, para valores de $R_n > -80 W m^{-2}$. Isso pode estar associado à diferença de altura entre os sítios, pois estando numa região mais elevada, o regime de ventos será mais intenso.

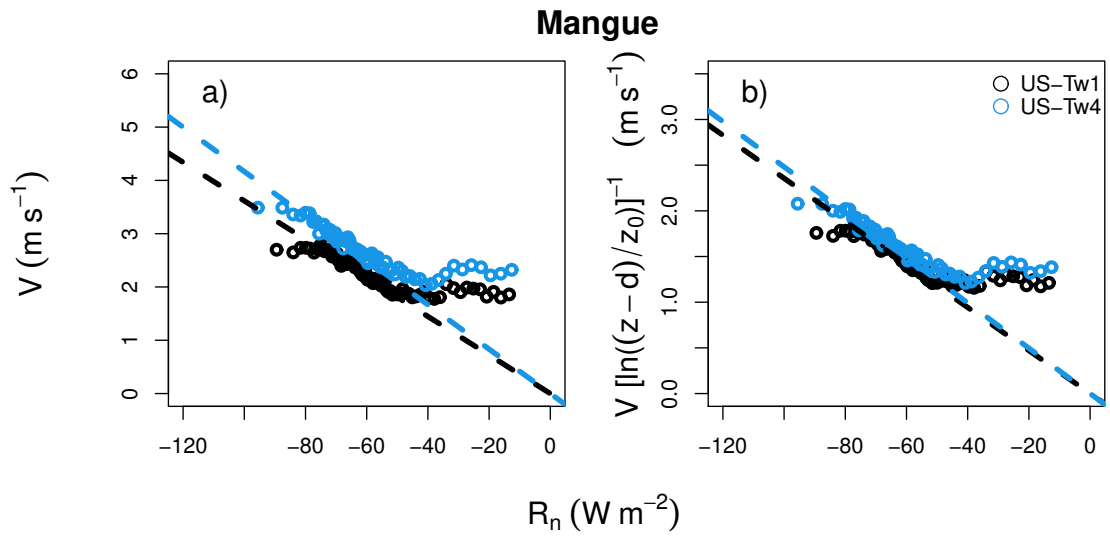
Figura 4.19 – Mesmo que Fig. 4.17, porém para os sítios US-Me2 e US-Me6, que possuem uma superfície caracterizada como florestas.



Fonte: A autora.

Quando dois sítios localizados na mesma região, aproximadamente 700 m separando as duas torres, e estão na mesma elevação se observa que as relações de $V \times R_n$ para ambos os sítios é bem próxima (Fig. 4.20a). Porém, quando analisa-se $V/\ln[(z-d)/z_0] \times R_n$ observa-se que as curvas para os dois sítios se aproximam ainda mais e o CS é bem próximo (Fig. 4.20b). É importante destacar que como os sítios US-Tw1 e US-Tw4 estão localizados em uma região de mangue, ainda que estejam próximos, a cobertura de água próximo a cada sítio pode ser diferente afetando na comparação de seus forçantes de acoplamento. Outro aspecto interessante é observada uma grande diferença no valor de V , entre os dois sítios, quando $R_n > -40 W m^{-2}$. Conforme discutido anteriormente, a hipótese do presente estudo está relacionada com a diferença de cada um dos sítios. E como os sítios US-Tw1 e US-Tw4 estão situados no mesmo nível, $V/\ln[(z-d)/z_0]$ é praticamente o mesmo para ambos (Fig. 4.20b), não apresentando a diferença mostrada anteriormente (Fig. 4.19).

Figura 4.20 – Mesmo que Fig. 4.17, porém para os sítios US-Tw1 e US-Tw4, que possuem uma superfície caracterizada como mangue.



Fonte: A autora.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O acoplamento superfície-atmosfera em modelos numéricos de previsão do tempo é um grande problema, principalmente na camada limite estável (CLE) em condições de forte estabilidade estável (CUXART et al., 2006). Um dos fatores responsáveis por isso é a utilização de funções de estabilidade baseadas na Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov (TSMO) (OPTIS; MONAHAN; BOSVELD, 2014). Em condições de forte estabilidade a TSMO deixa de ser válida devido ao desacoplamento que ocorre entre a superfície e a atmosfera. Dessa forma, determinar com precisão a ocorrência da transição entre os regimes da CLE, ainda é um desafio. Recentemente, Acevedo et al. (2021) mostram que a relação entre $V \times R_n$ é linear no limite de vento forte, e além disso, a média dessa relação representa a velocidade na qual acontece a transição entre os regimes (V_r). No presente trabalho, a proposta de Acevedo et al. (2021) foi aplicada a um conjunto de dados de 63 sítios da rede AmeriFlux, instalados em regiões com 6 diferentes classificações de superfície.

A partir da aplicação da metodologia, que considera a relação entre a velocidade média do vento local e o saldo de radiação, os resultados do presente trabalho mostram que esse comportamento ocorre sobre diferentes superfícies, mesmo que a taxa de amostragem dos dados seja pequena (30 min). A presença de uma relação linear, entre V e R_n , a partir de um determinado valor do saldo de radiação, apresentou evidências em que V_r cresce linearmente a medida que aumenta a perda radiativa em superfície, e no limite médio de situações de vento forte sempre ocorrerão com grande perda radiativa superficial, ao contrário do que se acreditava antes de Acevedo et al. (2021). Apesar dessa dependência linear não ter sido observada em aproximadamente 32% dos sítios analisados, em 43 sítios foi possível determinar o forçante de acoplamento do sítio (CS).

As análises mostraram que, na média, sítios com superfícies caracterizadas como florestas e mangue possuem os maiores CS , respectivamente. Isso pode estar associado ao papel das florestas em atuar como uma camada isolante (De Frenne et al., 2019), ou da cobertura de água sobre as superfícies dos manguezais. Dessa forma, ambas superfícies possuem grande capacidade térmica, que justifica os valores elevados de do forçante de acoplamento.

Outro aspecto importante mostrado no presente trabalho, é que quando é feito agrupamento dos sítios pela classificação superficial, e principalmente quando os sítios estão na mesma região, o forçante de acoplamento é o mesmo. Isso leva a acreditar que, uma vez que as propriedades térmicas do solo e a topografia do sítios sejam conhecidas, seja possível determinar uma relação universal para o CS , e essa relação possa ser utilizada pelos modelos numéricos de previsão de tempo e clima para determinar a transição de regimes da CLE.

Apesar do presente trabalho trazer contribuições importantes para o entendimento da dinâmica entre V_r e R_n , ainda é necessário ainda entender porque em alguns pontos: 1) por que em alguns casos a determinação de V_r não foi possível? Com alguns casos no qual o vento médio

é independente do saldo radiação. 2) por que é mais difícil determinar V_r em sítios de florestas? Cabe lembrar que em 13 sítios o método não funcionou; 3) por que em alguns casos, para sítios com a mesma caracterização superficial apresentam uma forma de histerese na relação média entre V e R_n ? Nesses casos, o vento médio com perda radiativa é maior e os valores absolutos de R_n , para os quais a relação $V \times R_n$ passa a ser válida, também são maiores.

Como próximos passos do presente estudo, pretende-se utilizar as informações do uso de superfície utilizadas pelo modelo WRF, para o cálculo do CS , no conjunto de dados estudado. Além disso, serão buscados outros conjuntos de dados, que tenham a descrição da superfície completa, para determinar se é possível definir uma equação para $V \times R_n$, tendo como constante angular o forçante de acoplamento superficial.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACEVEDO, O. C. et al. External controls on the transition between stable boundary-layer turbulence regimes. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, 2021.

_____. Contrasting structures between the decoupled and coupled states of the stable boundary layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 142, n. 695, p. 693–702, 2016.

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

CHU, H. et al. Representativeness of eddy-covariance flux footprints for areas surrounding ameriflux sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, Elsevier, v. 301, p. 108350, 2021.

COSTA, F. D. et al. Stable boundary layer regimes in single-column models. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 77, n. 6, p. 2039–2054, 2020.

CUXART, J. et al. Single-column model intercomparison for a stably stratified atmospheric boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 118, n. 2, p. 273–303, 2006.

De Frenne, P. et al. Global buffering of temperatures under forest canopies. **Nature Ecology & Evolution**, Nature Publishing Group, v. 3, n. 5, p. 744–749, 2019.

DERBYSHIRE, S. Boundary-layer decoupling over cold surfaces as a physical boundary-instability. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 90, n. 2, p. 297–325, 1999.

DIAS-JÚNIOR, C. Q. et al. Turbulence regimes in the stable boundary layer above and within the amazon forest. **Agricultural and forest meteorology**, Elsevier, v. 233, p. 122–132, 2017.

HAMILTON, T. D. **Glacial geology of the Toolik Lake and upper Kuparuk River regions**. [S.l.], 2003.

JUNIOR, A. D. C. et al. **Estudo da transição de regimes de escoamentos na camada limite atmosférica noturna em função de parâmetros externos**. 2020. Tese (Doutorado) — Universidade Federal de Santa Maria, 2020.

LOUIS, J.-F. A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 17, n. 2, p. 187–202, 1979.

LOVELAND, T. R. et al. An analysis of the igbp global land-cover characterization process. **Photogrammetric engineering and remote sensing**, ASPRS AMERICAN SOCIETY FOR PHOTOGRAMMETRY AND, v. 65, p. 1021–1032, 1999.

MAHRT, L. Nocturnal boundary-layer regimes. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 88, n. 2, p. 255–278, 1998.

_____. Stratified atmospheric boundary layers and breakdown of models. **Theoretical and computational fluid dynamics**, Springer, v. 11, n. 3, p. 263–279, 1998.

_____. Stratified atmospheric boundary layers. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 90, n. 3, p. 375–396, 1999.

- MAHRT, L.; VICKERS, D. Extremely weak mixing in stable conditions. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 119, n. 1, p. 19–39, 2006.
- NAKAMURA, R.; MAHRT, L. Vertically integrated sensible-heat budgets for stable nocturnal boundary layers. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography**, Wiley Online Library, v. 132, n. 615, p. 383–403, 2006.
- OLIVEIRA, P. d. Estudo do vento e da turbulência na camada limite atmosférica em áreas de floresta e pastagem na amazônia. **São José dos Campos: INPE, 108p.-(INPE-8350-TDI/769)**, 1999.
- OLIVEIRA, P. E. et al. Turbulent and non-turbulent exchange of scalars between the forest and the atmosphere at night in amazonia. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, n. July, p. 1–25, 2017.
- OPTIS, M.; MONAHAN, A.; BOSVELD, F. C. Moving beyond monin-obukhov similarity theory in modelling wind-speed profiles in the lower atmospheric boundary layer under stable stratification. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 153, n. 3, p. 497–514, 2014.
- SCOTT, R. L. et al. Effects of seasonal drought on net carbon dioxide exchange from a woody-plant-encroached semiarid grassland. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, Wiley Online Library, v. 114, n. G4, 2009.
- STEENEVELD, G.-J. Current challenges in understanding and forecasting stable boundary layers over land and ice. **Frontiers in Environmental Science**, Frontiers Media SA, v. 2, p. 41, 2014.
- STULL, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology**. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 1988. v. 13.
- STULL, R. B.; AHRENS, C. D. et al. **Meteorology for scientists and engineers**. [S.l.]: Brooks/Cole, 2000.
- SUN, J. et al. Turbulence regimes and turbulence intermittency in the stable boundary layer during cases-99. **Journal of Atmospheric Sciences**, American Meteorological Society, v. 69, n. 1, p. 338–351, 2012.
- VAN DE WIEL, B. et al. Intermittent turbulence in the stable boundary layer over land. part iii: A classification for observations during cases-99. **Journal of the atmospheric sciences**, American Meteorological Society, v. 60, n. 20, p. 2509–2522, 2003.
- VAN DE WIEL, B.; MOENE, A.; JONKER, H. The cessation of continuous turbulence as precursor of the very stable nocturnal boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 69, n. 11, p. 3097–3115, 2012.
- VAN DE WIEL, B. et al. The minimum wind speed for sustainable turbulence in the nocturnal boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 69, n. 11, p. 3116–3127, 2012.
- _____. Predicting the collapse of turbulence in stably stratified boundary layers. **Flow, Turbulence and Combustion**, Springer, v. 79, n. 3, p. 251–274, 2007.
- VAN DE WIEL, B. J. et al. Regime transitions in near-surface temperature inversions: A conceptual model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 74, n. 4, p. 1057–1073, 2017.
- VAN HOOIJDONK, I. G. et al. Shear capacity as prognostic for nocturnal boundary layer regimes. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 72, n. 4, p. 1518–1532, 2015.

VIGNON, E. et al. Stable boundary-layer regimes at dome c, antarctica: observation and analysis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 143, n. 704, p. 1241–1253, 2017.

VITERBO, P. et al. The representation of soil moisture freezing and its impact on the stable boundary layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 125, n. 559, p. 2401–2426, 1999.