

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA

MURILO COSTA DA ROSA

TRANSIÇÃO DA TURBULÊNCIA NA CAMADA LIMITE ESTÁVEL

**Alegrete
2025**

MURILO COSTA DA ROSA

TRANSIÇÃO DA TURBULÊNCIA NA CAMADA LIMITE ESTÁVEL

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de (Nome do Curso) da Universidade Federal do Pampa, como requisito parcial para obtenção do Título de Bacharel em (Área do curso).

Orientador: Prof. Dr. Felipe Denardin Costa

**Alegrete
2025**

MURILO COSTA DA ROSA

TRANSIÇÃO DA TURBULÊNCIA NA CAMADA LIMITE ESTÁVEL

Monografia apresentada ao Curso de Engenharia Mecânica da Universidade Federal do Pampa, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Engenharia Mecânica.

Monografia defendida e aprovada em 12 de dezembro de 2025.

Banca examinadora:

Prof. Dr. Felipe Denardin Costa
Orientador
(UNIPAMPA)

Prof. Dr. Maicon Fonseca Andrades
(UNIPAMPA)

Prof. Dr. Rafael Maroneze
(UNIPAMPA)



Assinado eletronicamente por **FELIPE DENARDIN COSTA, PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR**, em 16/12/2025, às 16:43, conforme horário oficial de Brasília, de acordo com as normativas legais aplicáveis.



Assinado eletronicamente por **MAICON FONSECA ANDRADES, PROFESSOR MAGISTERIO SUPERIOR - SUBSTITUTO**, em 16/12/2025, às 18:50, conforme horário oficial de Brasília, de acordo com as normativas legais aplicáveis.



Assinado eletronicamente por **RAFAEL MARONEZE, PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR**, em 16/12/2025, às 18:54, conforme horário oficial de Brasília, de acordo com as normativas legais aplicáveis.



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site https://sei.unipampa.edu.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **1922287** e o código CRC **9901D11E**.

AGRADECIMENTO

Agradeço aos meus pais e familiares que me deram todo suporte e incentivo durante toda minha caminhada durante a graduação.

Ao meu orientador Prof. Dr. Felipe Denardin pelo tempo disponibilizado, ensinamentos e paciência ao decorrer deste estudo.

Aos colegas que me ajudaram direta e indiretamente durante minha graduação.

À UNIPAMPA pela oportunidade de aprender com o curso de graduação, contribuindo para o meu desenvolvimento profissional e pessoal.

RESUMO

A Camada Limite Atmosférica (CLA) apresenta comportamentos complexos em função da estratificação presente, o que pode levar à supressão da turbulência e ao desacoplamento entre os níveis atmosféricos. Para melhor entendimento sobre a transição entre os diferentes regimes da Camada Limite Estável (CLE), a simulação de um modelo numérico é um grande desafio na modelagem atmosférica, devido à dificuldade de representação dos processos envolvidos. Neste trabalho, emprega-se tal Modelo de Coluna Simples buscando analisar e compreender como transições de regime se manifestam por meio do balanço de energia realiza na superfície. O modelo resolve prognosticamente as equações de momento e de temperatura potencial em diversos níveis entre a superfície e o topo do domínio, definido em 50 metros. A temperatura da superfície do solo foi obtida a partir de uma equação de balanço de energia. Os fluxos turbulentos são parametrizados por meio da teoria-K, utilizando as funções de estabilidade cauda curta (FECC) e cauda longa (FECL), que modulam o transporte turbulento de momento e calor. Os parâmetros externos que variaram para cada simulação são: a rugosidade do solo, capacidade térmica por unidade de área, temperatura do solo profundo e velocidade do vento geostrófico. Os resultados mostram que a mudança de regime na Camada Limite Estável decorre do balanço entre a perda radiativa da superfície e a capacidade do escoamento em sustentar mistura turbulenta por cisalhamento. Superfícies com baixa capacidade térmica intensificam o resfriamento noturno, favorecendo a transição para estados fortemente estáveis, enquanto superfícies com maior inércia térmica mantêm o acoplamento superfície-atmosfera por períodos mais longos. Verifica-se também que a velocidade associada à transição apresenta dependência sistemática do saldo de radiação em superfície, modulada pelas características físicas da superfície e pela parametrização de estabilidade utilizada.

Palavras-chave: camada limite estável; função de estabilidade; estratificação.

ABSTRACT

The Atmospheric Boundary Layer (ABL) exhibits complex behavior as a result of the prevailing stratification, which may lead to the suppression of turbulence and to the decoupling between atmospheric levels. To achieve a better understanding of the transition between different regimes of the Stable Boundary Layer (SBL), the simulation of numerical models represents a major challenge in atmospheric modeling, due to the difficulty in accurately representing the involved processes. In this study, a Simple Column Model is employed to analyze and investigate how regime transitions manifest through the surface energy balance. The model prognostically solves the momentum and potential temperature equations at several vertical levels between the surface and the top of the domain, defined at 50 meters. The surface soil temperature is obtained from an energy balance equation. Turbulent fluxes are parameterized using K-theory, employing short-tail (FECC) and long-tail (FECL) stability functions, which modulate the turbulent transport of momentum and heat. The external parameters varied in each simulation include surface roughness, thermal capacity per unit area, deep soil temperature, and geostrophic wind speed. The results indicate that regime transitions in the Stable Boundary Layer arise from the balance between surface radiative cooling and the ability of the flow to sustain turbulent mixing through wind shear. Surfaces with low thermal capacity intensify nocturnal cooling, favoring transitions to strongly stable states, whereas surfaces with higher thermal inertia maintain surface–atmosphere coupling for longer periods. It is also observed that the velocity associated with the transition exhibits a systematic dependence on the surface radiation balance, modulated by the physical characteristics of the surface and by the stability parameterization employed.

Keywords: stable boundary layer; stability function; stratification

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Esquema conceitual da evolução diária da camada limite planetária.	
Figura 2 – Perfil vertical das principais variáveis atmosféricas em condições convectivas.....	18
Figura 3 – Perfil vertical das variáveis atmosféricas para o período noturno.....	21
Figura 4 – Comportamento do fluxo de calor sensível em função do parâmetro de estabilidade z/L	22
Figura 5 – Evidência observacional da relação entre velocidade crítica de transição e forçantes radiativas.....	30
Figura 7 – Evolução temporal da temperatura superficial sobre solo turfoso sob fechamento turbulento de cauda curta.....	37
Figura 8 – Evolução temporal da temperatura superficial sobre solo arenoso sob fechamento turbulento de cauda curta.....	38
Figura 9 – Evolução temporal da temperatura superficial sobre solo argiloso sob fechamento turbulento de cauda curta.....	39
Figura 10 – Evolução temporal da temperatura superficial sobre solo turfoso sob fechamento turbulento de cauda longa.....	41
Figura 11 – Evolução temporal da temperatura superficial sobre solo arenoso sob fechamento turbulento de cauda longa.....	42
Figura 12 – Evolução temporal da temperatura superficial sobre solo argiloso sob fechamento turbulento de cauda longa.....	43
Figura 13 – Velocidade crítica do escoamento às variações radiativas em solo turfoso utilizando FECC.....	47
Figura 14 – Velocidade crítica do escoamento às variações radiativas em solo arenoso utilizando FECC.....	48
Figura 15 – Velocidade crítica do escoamento às variações radiativas em solo argiloso utilizando FECC.....	49

Figura 16 – Velocidade crítica do escoamento às variações radiativas em solo turfoso utilizando FECL.....	51
Figura 17 – Velocidade crítica do escoamento às variações radiativas em solo arenoso utilizando FECL.....	52
Figura 18 – Velocidade crítica do escoamento às variações radiativas em solo argiloso utilizando FECL.....	52

LISTA DE SIGLAS

<i>CLP</i>	Camada limite planetária
<i>CLA</i>	Camada limite atmosférica
<i>CLE</i>	Camada limite estável
<i>CLC</i>	Camada limite convectiva
<i>AL</i>	Atmosfera Livre
<i>ZE</i>	Zona de Entranhamento
<i>IT</i>	Inversão térmica
<i>CS</i>	Camada superficial
<i>FECL</i>	Função de estabilidade cauda-longa
<i>FECC</i>	Função de estabilidade cauda-curta
<i>SCM</i>	Modelo de coluna simples
<i>SCMs</i>	Modelo de coluna simples
<i>ECT</i>	Energia Cinética Turbulenta
<i>TKE</i>	Energia Cinética Turbulenta
<i>WSBL</i>	Weakly Stable Boundary Layer
<i>VSBL</i>	Very Stable Boundary Layer

LISTA DE SIMBOLOS

G	Fluxo de calor no solo
Rn	Saldo de radiação
Ri	Número de Richardson
Ri_c	Número de Richardson Crítico
$\Delta\theta$	Intensidade da inversão térmica
θ_r	Temperatura do ar
θ_{sub}	Temperatura do solo profundo
V_r	Velocidade do vento na transição
u_g	Velocidade do vento geostrófico
z	Altura do nível atmosférico
θ_s	Temperatura da superfície
H	Fluxo turbulento de energia na forma de calor sensível próximo a superfície
C_g	Capacidade calorífica por unidade de área da superfície
K_h	Difusividade turbulenta de energia na forma de calor
K_m	Difusividade turbulenta de energia na forma de momentum
θ	Temperatura do ar camada superficial
u_*	Velocidade de fricção
θ_*	Escala de temperatura
g	Aceleração da gravidade
ρ	Massa específica de ar seco à pressão constante
L_{down}	Radiação de onda longa
L_{up}	Radiação de onda curta
C_s	Capacidade térmica volumétrica do solo
c_s	Calos específico

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	11
2	REVISÃO TEÓRICA.....	13
2.1	Ciclo diurno da camada limite planetária.....	14
2.1.1	Camada Limite Convectiva.....	14
2.1.2	Camada Limite Estável.....	16
2.2	Regimes da camada limite estável	21
2.2.1	Transição de regimes da CLE.....	23
2.2.2	Modelagem da transição de regimes da CLE.....	25
3	METODOLOGIA.....	29
3.1	Descrição do modelo numérico.....	29
3.2	Funções de Estabilidade.....	31
3.3	Condições de contorno.....	32
3.4	Configuração de simulações.....	33
4	RESULTADOS.....	33
3.4	Determinação dos regime de escoamento.....	33
3.4	Relação $V_r \times R_n$	43
4	CONCLUSÃO.....	51
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	53

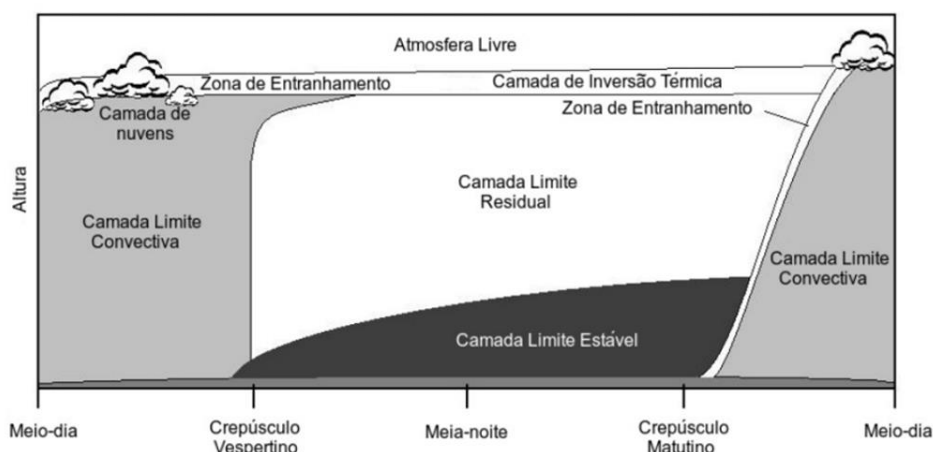
1. INTRODUÇÃO

As intensificações das mudanças recorrentes no clima impõem desafios urgentes à sociedade moderna, exigindo ações e ferramentas capazes de compreender e mitigar seus efeitos. Nesse contexto, a modelagem da atmosfera é ferramenta científica fundamental para interpretar e compreender os processos físicos que governam o sistema climático. Modelos computacionais permitem a simulação de cenários futuros sob diferentes condições, sendo amplamente utilizados em aplicações como a previsão do clima, a avaliação de impactos climáticos sobre a economia, a análise de eventos extremos, a estimativa de emissões de gases de efeito estufa, o estudo da evolução da temperatura da superfície, a avaliação da qualidade do ar em áreas urbanas e a investigação do potencial energético eólico.

Por esses motivos, é necessário compreender a Camada Limite Planetária, pois a mesma representa uma interação importante que acontece entre o solo e a atmosfera terrestre. Segundo Stull (1998) A troposfera se estende desde a superfície até uma altitude média de 11 km, mas frequentemente apenas os primeiros quilômetros inferiores são diretamente modificados pela superfície subjacente. Podemos definir a camada limite como a parte da troposfera que é diretamente influenciada pela presença da superfície da Terra e que responde às forçantes de superfície para uma escala de tempo de cerca de uma hora ou menos. Essas forçantes incluem o arrasto por atrito, evaporação e transpiração, transferência de calor, emissão de poluentes e a modificação do escoamento induzida pelo relevo. A espessura da camada limite é bastante variável no tempo e no espaço, variando de centenas de metros a alguns poucos quilômetros.

Durante o dia, quando o sol aquece o solo, a Camada Limite Convectiva que é formada em resposta ao aquecimento do solo ao longo do dia, esse aquecimento eleva a temperatura das massas de ar próximas favorecendo sua ascensão e a geração de turbulência, o que intensifica a mistura do ar e resulta em uma camada limite mais espessa.

Figura 1 – Esquema conceitual da evolução diária da camada limite planetária.



Fonte: Adaptado de Stull (1998).

Quando anoitece, a perda de calor do solo diminui a quantidade de turbulência que existe no meio, levando a uma camada limite mais baixa e estratificada, à medida que as massas de ar mais quentes ficam acima e, em contrapartida, as massas de ar frias permanecem abaixo, próximas ao solo. O que se forma é conhecido como Camada Limite Estável, que é um dos maiores e mais complexos desafios da modelagem numérica. Causa disso é a complexidade de sua estrutura, tal como a turbulência intermitente, que dificulta tal representação de forma precisa por modelos numéricos. Na literatura, observa-se que muitos modelos apresentam erros ao tentar simular a variação diária da temperatura. Muitos desses erros estão associadas à limitação das parametrizações utilizadas para representar este fenômeno (MCNIDER et al., 2012).

Nesse caso, a quantidade de turbulência é reduzida devido à estratificação, a qual provoca o desacoplamento dos níveis da atmosfera, em situação de ventos fracos. Esse fenômeno pode resultar em temperaturas artificialmente baixas na superfície e também nos níveis inferiores simulados pelos modelos (DERBYSHIRE, 1999). Isso ocorre porque o modelo utilizado que subestima temperaturas próximas à superfície, pois a parametrização turbulenta reduz severamente a intensidade da turbulência. Quando a intensidade do vento cresce, o cisalhamento associado ao escoamento é suficiente para restabelecer o acoplamento térmico entre os diferentes níveis, equilibrando as temperaturas (MCNIDER et al., 1995).

São necessários parâmetros que são externos da camada, como u_g , rugosidade e outros, pois (ACEVEDO et al., 2021) demonstrou a existência de relação entre u e o saldo de radiação na superfície R_n , e isso facilita o entendimento do fenômeno.

Por isso, o presente trabalho possui como objetivo utilizar uma espécie modelo numérico simples que busca representar a transição de regime da CLE, baseado na proposta de van de Wiel et al. (2017), que busca compreender o balanço de energia para a superfície nesse processo. A partir das simulações, será analisada a relação que existe entre os diferentes parâmetros externos junto à transição, testar tal modelo e verificar sua resposta para a relação entre a velocidade de transição (V_r) e o saldo de radiação (R_n). O trabalho está estruturado da seguinte forma: Capítulo 2 mostra a revisão teórica; Capítulo 3 descreve a metodologia; Capítulo 4 é dedicado à apresentação e análise dos resultados; Capítulo 5 traz as considerações finais.

2. REVISÃO TEÓRICA

Em mecânica dos fluidos, a camada limite é definida como a região do escoamento próxima a uma superfície sólida onde os efeitos viscosos são relevantes e os gradientes de velocidade são significativos. No contexto atmosférico, esse conceito é estendido à Camada Limite Planetária, que corresponde à porção inferior da atmosfera diretamente influenciada pela superfície terrestre, onde predominam os processos turbulentos e as trocas de momento, calor e massa.

A parte da atmosfera que está próxima ao solo é diretamente afetada pelas condições da superfície, devido a atuação de forças referentes ao atrito e o empuxo. Nessa região a turbulência está presente de maneira muito intensa, tal fenômeno promove o transporte de calor, momento e outros quantificadores (como vapor d'água e contaminantes), conectando os processos que ocorrem na superfície terrestre com aqueles da atmosfera livre (STULL, 1988). Essa região é denominada como a Camada Limite Planetária, também denominada como Camada Limite Planetária.

2.1 Camada limite planetária

A dinâmica da CLA é modulada por forçantes externos, principalmente de natureza térmica e mecânica. Os quais influenciam diretamente o escoamento atmosférico em sua estrutura, estão próximos da superfície e provocam na CLA padrões distintos ao longo do dia. Dessa forma, é possível descrever a CLA segundo seu ciclo diurno típico, no qual diferentes regimes se formam em resposta à variação da radiação solar juntamente das condições atmosféricas.

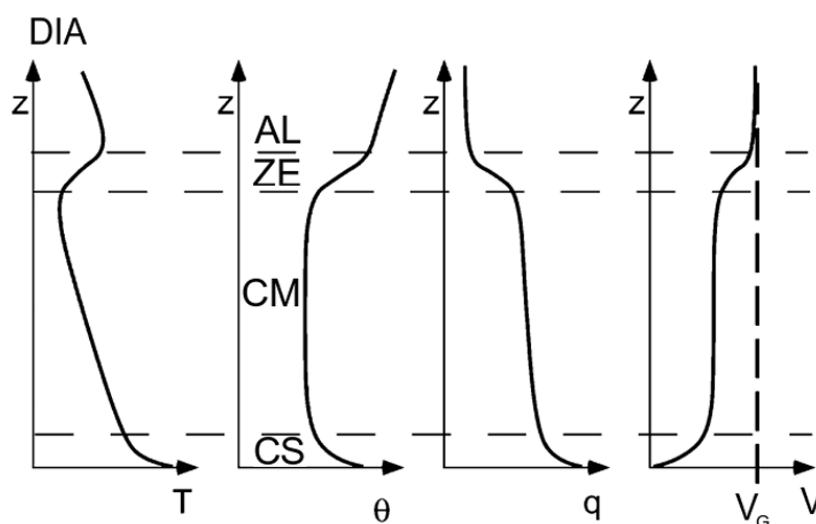
2.1.1 Camada limite convectiva

Todo o ciclo da CLP tem início com o “nascer” do Sol, quando a superfície terrestre se torna aquecida pela luz solar. Esse fenômeno aquece o ar em contato com o solo, promovendo sua expansão, reduz sua densidade e suba, iniciando movimentos convectivos verticais. Esse processo favorece o transporte de calor da superfície no sentido das camadas superiores, estabelecendo uma intensa atividade turbulenta. A camada bem misturada que se forma nesse processo é chamada de Camada Limite Convectiva e tem-se dividida em três regiões distintas: Camada Superficial (CS), situada junto ao solo na qual, para o

acréscimo da altura, observa-se o decréscimo da temperatura potencial; Camada de Mistura (CM), localizada acima da CS, onde a turbulência promovida pela convecção gera temperatura potencial que apresenta tendência a ser uniforme; Zona de Entranhamento (ZE), localizada acima da CM e abaixo da AL, na qual reside uma barreira à continuidade do movimento ascendente promovida pela IT.

O desenvolvimento da CLC está relacionado principalmente ao calor emitido pela superfície e $\theta\Delta$ no topo da camada. No início da manhã, a CLC cresce rapidamente, atingindo seu auge geralmente no meio da tarde. Em dias com céu limpo e intensa radiação solar, essa camada pode ultrapassar os 2 km de espessura.

Figura 2 – Estrutura vertical das principais variáveis atmosféricas em condições convectivas.



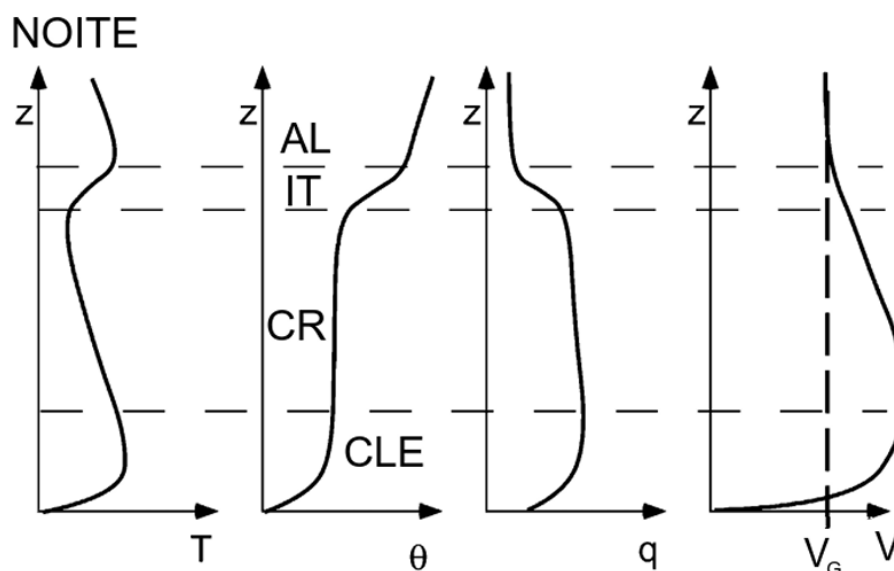
Fonte: Adaptado de Holtslag e Steeneveld (2009).

2.1.2 Camada Limite Estável

Enquanto a tarde avança, a radiação solar que incide sobre o solo vai diminuindo, o que implica na redução gradual da turbulência presente próxima ao sol e dá início à chamada transição da tarde. Quando o Sol se põe, a superfície vai aumentando seu resfriamento se intensifica quando o calor é emitido por radiação, em decorrência disso, estabelece-se a formação da Camada Limite Estável, e acima criando um ambiente estavelmente estratificado. A propensão ocorrer deslocamento do ar verticalmente por diferença de densidade provocada pela convecção não existe, considerando que

a mesma não é mais ativa por causa do solo frio. Sobre a CLE tem-se a camada residual que conserva características da turbulência do dia anterior, e sob a ela tem uma inversão térmica mais elevada, a qual dificulta a transferência de massa e energia entre as camadas, mantendo CR relativamente isolada durante a noite segundo STULL (1989).

Figura 3 – Perfis vertical das variáveis atmosféricas para o período noturno.



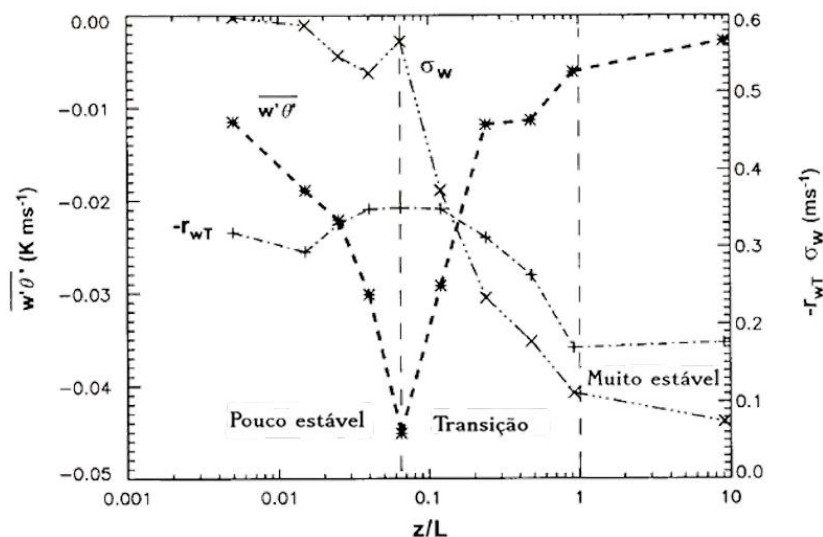
Fonte: Adaptado de Holtslag e Steeneveld (2009).

A Camada Limite Estável se caracteriza por apresentar um regime estável de escoamento atmosférico, onde motivo pela formação da turbulência ocorre predominantemente por mecanismos especialmente o cisalhamento do vento, em contraposição com a produção convectiva observada a atuação solar. O perfil vertical de temperatura passa a atuar governado principalmente pela divergência do fluxo radiativo (OKE et al., 2017). Em vista disso, em noites com céu limpo, sem cobertura de nuvens, e ventos com intensidades relativamente baixas, a perda de calor da superfície por radiação é acentuada. Nestas condições, a turbulência atmosférica apresenta comportamento no sentido se enfraquecer consideravelmente, podendo inclusive ser quase completamente eliminada para tal escoamento (MAHRT, 1999).

Mahrt (1998), com base em dados obtidos através de medições micrometeorológicas, evidenciou que a turbulência atuava referente a reduzir os gradientes de temperatura, limitando o transporte de calor. Para esse caso as parcelas de ar eram severamente restringidas pelo empuxo negativo. Esse

enfraquecimento dos movimentos verticais também levava à redução do fluxo de calor sensível, que novamente se aproximava de zero, mas desta vez não por homogeneização, e sim por supressão dos mecanismos turbulentos (ver Fig. 4).

Figura 4 – Fluxo de calor sensível em função do parâmetro de estabilidade z/L .



Fonte: Adaptado de Mahrt (1998).

Quando a razão z/L aumenta, indicando intensificação da estabilidade atmosférica, observa-se uma redução progressiva da intensidade da turbulência, evidenciada pela diminuição das flutuações verticais de velocidade. Paralelamente, o aumento do gradiente térmico próximo à superfície favorece o crescimento das flutuações de temperatura, refletindo a menor eficiência da mistura turbulenta. Tal combinação de processos vincula-se a uma reorganização do escoamento, onde o fluxo de calor sensível pode apresentar um máximo local, sinalizando a transição entre um estado bem misturado e um regime mais estratificado, ainda com atividade turbulenta residual, comumente identificado como regime pouco estável.

Com o desenvolvimento da estabilidade, os movimentos verticais tornam-se cada vez mais limitados pelo empuxo negativo, culminando em uma redução acentuada tanto das flutuações verticais de velocidade quanto do fluxo de calor sensível. Nesse regime fortemente estável, o transporte turbulento de calor torna-se ineficaz, caracterizando uma condição para a qual a turbulência é severamente suprimida. Resultados observacionais e numéricos indicam que

tal dinâmica não é exclusiva de situações reais, sendo também reproduzida por modelos que simulam a dinâmica da Camada Limite Estável. McNider et al. (1995) validam que as respostas térmicas do ar e do solo são altamente sensíveis à intensidade do forçante mecânico.

McNider et al. (2012) associaram erros sistemáticos na simulação da amplitude térmica diária às limitações das parametrizações turbulentas, reforçando a necessidade de representações capazes de capturar adequadamente os diferentes regimes da CLE e a transição entre eles.

2.2 Regimes da camada limite estável

Após as contribuições de Mahrt (1998), tornou-se comum na literatura a separação dos regimes de escoamento observados na Camada Limite Estável em dois tipos principais: o regime pouco estável e o regime muito estável. Essa distinção baseia-se em características observacionais, principalmente na forma pela qual a turbulência se comporta, em decorrência da estratificação térmica e do cisalhamento do vento.

Embora o máximo de fluxo de calor sensível ocorra em situações pouco estáveis, esse ponto não representa uma transição de regime. Isso porque, quando outras variáveis são analisadas, observa-se que tal mudança de comportamento do escoamento não se dá de forma contínua, mas sim abrupta. Justamente por isso, não se costuma definir um regime intermediário entre WSBL e VSBL, embora tal transição exista fisicamente.

Acevedo et al. (2016) complementaram essa análise ao demonstrar que existe uma velocidade crítica do vento em cada nível vertical da camada limite, a partir da qual tal escoamento passa a ser acoplado em toda a sua profundidade. Essa velocidade de transição (V_r) surge quando a intensidade da turbulência em um dado nível ultrapassa a do nível imediatamente superior, indicando que o acoplamento se propagou de baixo para cima.

No estado desacoplado, o ar mais quente das camadas superiores não consegue ser transportado para os níveis inferiores devido à insuficiência de mistura turbulenta. Isso leva à formação de inversões térmicas intensas e ao isolamento da superfície. Já no estado acoplado, o cisalhamento induzido pelo

vento gera turbulência suficiente para quebrar a estratificação, promovendo mistura vertical e reduzindo os gradientes de temperatura.

2.2.1 transição de regimes da CLE

Das análises conduzidas por Sun et al. (2012), variados estudos subsequentes identificaram, através de observações de campo, evidências claras da existência de transições entre regimes dentro da Camada Limite Estável. A identificação dessa transição pode ser realizada com base em diferentes parâmetros atmosféricos, tanto dinâmicos quanto termodinâmicos.

Os mais utilizados estão: a relação entre a intensidade da turbulência junto a velocidade média do vento, parâmetros de estabilidade como o número de Richardson (R_i), e variáveis térmicas, como o gradiente vertical de temperatura ou a intensidade da inversão térmica.

Apesar de os regimes da CLE já serem bem descritos do ponto de vista conceitual, a identificação exata do momento da transição entre eles trata-se de uma tarefa muito complexa e subjetiva. Tal fato decorre de que a maioria das análises utiliza variáveis internas da camada limite, como vento ou temperatura em níveis específicos, para determinar a mudança de estado. Mesmo os parâmetros de estabilidade normalmente utilizados, como z/L e R_i , são sensíveis às propriedades internas do escoamento tendo a potencialidade de apresentar problemas, como autocorrelação, principalmente sob condições muito estáveis (MAHRT & VICKERS, 2006).

Buscando superar essas limitações, Hooijdonk et al. (2015) propôs um novo parâmetro chamado shear capacity (SC), que avalia se o cisalhamento presente é suficiente para sustentar a turbulência para um dado nível. Esse critério apresentou-se mais eficaz que os parâmetros tradicionais, pois é baseado em um valor mínimo de cisalhamento que é necessário para manter mais ativa a turbulência, conceito derivado dos trabalhos de van de Wiel et al. (2012). De todo modo, o SC não é sempre externo à CLE, pois depende de características locais da camada.

Tentativas de caracterização da transição por variáveis puramente externas também foram feitas. Linden et al. (2017), onde analisaram uma longa série temporal de dados, buscando identificar onde se dá a transição de regime

com base no u_g . Todavia, os autores não conseguiram encontrar valores de u_g que indicasse claramente uma transição abrupta. Um dos motivos apontados para esse resultado foi o fato de que a média para muitos eventos pode mascarar mudanças bruscas que seriam visíveis em eventos individuais.

Acevedo et al. (2021) empregaram uma abordagem inovadora ao analisarem observações de três diferentes locais com características contrastantes. Eles evidenciaram que existe uma relação linear entre o saldo de radiação líquida na superfície (R_n) e a velocidade do vento necessária para que ocorra a transição de regimes (V_r). Esse resultado tem grande importância, pois demonstra que mesmo sob ventos intensos pode haver forte perda radiativa da superfície, o que inicialmente pode parecer contraintuitivo. A explicação decorre do fato de que, quando o escoamento está acoplado, há maior transporte de calor da superfície para a atmosfera, tornando a superfície mais quente e, portanto, mais emissiva.

Somado a isso, os autores apresentados demonstraram que, em condições de saldo de radiação nulo, a velocidade necessária para a transição também se anula. Isso implica que a relação entre V_r e R_n pode ser descrita por uma reta com coeficiente linear igual a zero, e cuja inclinação depende das propriedades físicas do local, como tipo de solo, rugosidade e características atmosféricas. Esse coeficiente angular está associado ao chamado "acoplamento superficial", conceito introduzido por van de Wiel et al. (2017), que sintetiza os efeitos combinados do balanço de energia e das propriedades físicas do sistema superfície-atmosfera. Assim, desenvolver parametrizações capazes de prever a transição de regime com base em variáveis externas pode constituir um avanço significativo na modelagem da CLE.

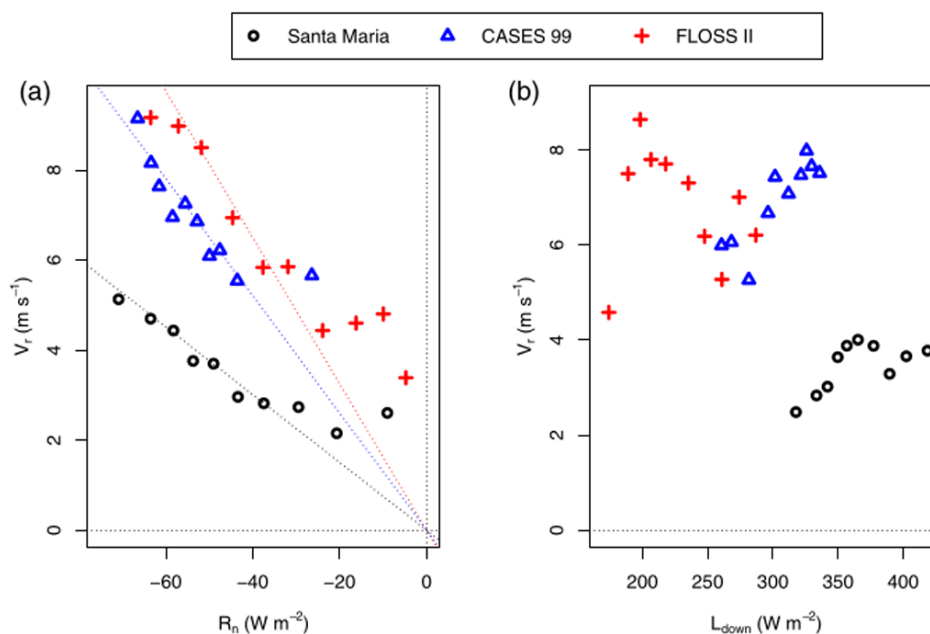
2.2.2 Modelagem da transição de regimes da CLE

A simulação do comportamento noturno da atmosfera, em especial da CLE, mostra dos maiores desafios enfrentados por modelos atmosféricos. A maioria destes modelos utiliza parametrizações fundamentadas na Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov (MONIN & OBUKHOV, 1954), que, embora eficazes em condições neutras ou instáveis, apresentam limitações significativas

quando aplicadas em ambientes fortemente estáveis, como é o caso das noites com fraca turbulência.

As premissas da teoria de similaridade partem da concepção de que, em uma camada de escoamento próxima à superfície, é possível descrever os perfis de velocidade, temperatura e outros campos utilizando um número reduzido de variáveis de referência, como o comprimento de Obukhov (L), a velocidade de fricção (u^*) e a escala de temperatura (θ^*). Entretanto, em situações de forte estabilidade, fenômenos como escoamentos de drenagem, ondas internas e descontinuidades térmicas podem se manifestar e invalidar as hipóteses dessa teoria (MAHRT, 1999). Nessas condições, a turbulência ela está restrita a uma faixa rasa da CLE, tornando inviável o uso direto das relações clássicas de similaridade.

Figura 5 – Evidência observacional da relação entre velocidade crítica de transição e forçantes.



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

Sandu et al. (2013) observaram que, ao utilizar parametrizações das quais permitem maior persistência de turbulência em ambientes estáveis, os modelos tendem a representar com mais precisão fenômenos de grande escala. De outro modo, quando se utilizam parametrizações mais restritivas à geração de turbulência, os modelos simulam com maior fidelidade as características internas da CLE. Esses resultados sugerem que não existe uma única abordagem ideal,

e sim diferentes estratégias que favorecem certos aspectos da simulação em ao invés de outros.

Somado a isso disso, Baas et al. (2018) conseguiram reproduzir transições entre regimes utilizando modelos de coluna única, o que corrobora com a ideia de que esses modelos, mesmo com estrutura simplificada, são úteis para o estudo detalhado da CLE. A vantagem dos SCMs é que, por isolarem o problema da interação com outras partes do modelo global, permitem investigar com mais clareza os efeitos de diferentes parametrizações e forçantes sobre a evolução da camada.

Modelos os modelos mais simplificados e conceituais, quando bem construídos, conseguem reproduzir comportamentos essenciais da CLE. Modelos como os apresentados por McNider et al. (1995), van de Wiel et al. (2002) mostram que é possível capturar dois estados de equilíbrio distintos: um regime acoplado, caracterizado por forte turbulência e fraca inversão térmica, e um regime desacoplado, com baixa ou nenhuma turbulência e inversões intensas.

Entretanto, realizar análises mais abrangentes com modelos mais sofisticados, mesmo em sua versão de coluna única, exige esforço computacional elevado, tanto em tempo quanto armazenamento. Isso porque, para investigar os efeitos de diferentes conjuntos de parâmetros diferentes se faz necessário executar dezenas ou centenas de simulações distintas. Cada simulação, por sua vez, envolve a solução de múltiplas equações prognósticas, normalmente para as componentes horizontais do vento (u, v) e para a temperatura potencial (θ), o que aumenta significativamente o custo computacional.

Do ponto de vista da idealização, os modelos mais simples, por dispensarem a resolução vertical detalhada da atmosfera, permitem uma exploração mais ampla do espaço de parâmetros. Um exemplo disso é o modelo conceitual do qual foi proposto por van de Wiel et al. (2017), onde combina uma equação de balanço de energia superficial junta a uma parametrização simplificada aplicada nos fluxos turbulentos. Esse modelo conseguiu reproduzir a característica forma em “S” da curva que relaciona IT e u , fenômeno observado

em diversos sítios reais, como os estudados por Vignon et al. (2017) e Kaiser et al. (2020).

Resumindo, modelos conceituais, ainda que simplificados são essenciais na compreensão dos processos físicos que governam a transição de regimes na CLE. Por possibilitarem uma análise sistemática e de baixo custo, são ferramentas valiosas tanto para a formulação de hipóteses quanto para o desenvolvimento de novas parametrizações aplicáveis em modelos mais sofisticados, portanto complexos.

3 METODOLOGIA

A metodologia adotada neste estudo fundamenta-se na aplicação de um Modelo de Coluna Simples cuja formulação numérica permite representar, de forma prognóstica, a evolução temporal da CLE. O objetivo central consiste em analisar como a estratificação térmica e o cisalhamento do vento interagem ao longo do período noturno, levando à ocorrência de transições entre regimes turbulentos acoplados e desacoplados. Para isso, o modelo resolve explicitamente as equações de momento, temperatura potencial e temperatura superficial do solo, incorporando parametrizações de turbulência dependentes da estabilidade e um balanço de energia que determina a taxa de resfriamento da superfície.

O SCM utilizado neste trabalho difere de modelos conceituais simplificados, como o de Van de Wiel et al. (2017), por representar diretamente o perfil vertical da atmosfera através diversas camadas distribuídas entre a superfície e 50 metros de altura. Essa estrutura permite capturar gradientes verticais de temperatura junta a velocidade, essenciais para descrever tanto a manutenção da turbulência mecânica quanto o eventual colapso da mistura em condições de forte estabilidade. Logo, tal numérico proporciona uma visão mais completa e detalhada dos processos físicos que controlam a evolução da CLE no processo.

A evolução temporal das variáveis atmosféricas é dada pela solução das equações diferenciais ordinárias resultantes, integradas por meio do método de Runge–Kutta de quarta ordem, o qual assegura estabilidade e precisão numérica. A representação da força de Coriolis é incluída nos termos de momento, de modo que as componentes geostróficas U_g e V_g atuam como forçantes mecânicos no topo da coluna. Assim, a produção de cisalhamento e, portanto, de turbulência mecânica, depende diretamente da intensidade do vento geostrófico imposto.

3.1 Descrição do Modelo Numérico

O modelo considera 9 níveis atmosféricos entre 5 m e 50 m de altura, igualmente espaçados, totalizando 10 pontos de grade incluindo o topo. As colunas são resolvidas as equações prognósticas para as componentes

horizontais do vento, $u(z, t)$ e $v(z, t)$, bem como para a temperatura potencial do ar, $\theta(z, t)$. A superfície é representada por uma camada de solo cuja temperatura superficial $\theta_g(t)$ evolui no tempo segundo um balanço de energia que inclui radiação líquida, fluxo turbulento de calor sensível e fluxo de calor no solo.

A temperatura superficial do solo, $\theta_g(t)$, obtida através de um balanço de energia que considera os principais processos responsáveis pelo resfriamento noturno da superfície. A equação que governa sua evolução é dada por

$$\frac{d\theta_s}{dt} = \frac{1}{C_g} (R_n - H_0 - G) \quad (1)$$

onde R_n sendo o saldo de radiação líquida prescrito, H_0 fluxo turbulento de calor sensível entre a atmosfera e a superfície, e G é o fluxo de calor no solo profundo. H_0 é calculado a partir da teoria de camada superficial, considerando a velocidade de fricção u_* , a escala térmica θ_* e as correções de estabilidade. Fluxo no solo sendo parametrizado por:

$$G = C_g k_m (\theta_s - \theta_{sub}) \quad (2)$$

em que C_g representa a capacidade térmica superficial do solo e k_m está associado ao amortecimento térmico imposto pelo substrato.

O transporte vertical turbulento de momento e calor é descrito por meio dos fluxos $\overline{w'u'}$, $\overline{w'v'}$ e $\overline{w'\theta'}$, representados na forma difusiva clássica, como

$$\overline{w'u'} = -k_m \frac{\partial u}{\partial z}, \quad \overline{w'v'} = -k_m \frac{\partial v}{\partial z}, \quad \overline{w'\theta'} = -k_h \frac{\partial \theta}{\partial x}, \quad (3), (4) \text{ e } (5)$$

onde k_m e k_h são os coeficientes de difusão turbulenta para momento e calor, respectivamente. A formulação aceita que intensidade da mistura vertical diminua quando a estratificação térmica aumenta, reproduzindo o comportamento observado em condições estáveis intensas.

A turbulência é modulada pela razão entre o cisalhamento mecânico e a estratificação térmica, quantificada com número Richardson local R_i . A formulação baseada na mistura turbulenta clássica, em que os coeficientes de difusão são definidos como

$$k_m = f_m(R_i)(kz)^2 S, \quad k_h = \frac{k_m}{Pr}, \quad (6) \text{ e } (7)$$

com $k_m = 0,4$ representando a constante de von Kármán, $Pr = 0,85$ é o número de Prandtl turbulento e S o cisalhamento vertical do vento. A função $f_m(R_i)$ controla a intensidade da turbulência.

3.2 Funções de Estabilidade

Neste estudo, foram empregadas duas formas distintas de função de estabilidade:

- Função de Estabilidade de Cauda Longa: Essa função mante quantidade mínima de turbulência mesmo quando R_i ultrapassa um valor crítico, ou seja, mesmo sob condições de forte estratificação térmica, $f(R_i) \neq 0$ para $R_i > Ri_c$. A presença residual de turbulência nessas condições evita que o modelo atinja um resfriamento superficial irreal.
- Função de Estabilidade de Cauda Curta: Esta abordagem, por sua vez, considera que não há qualquer mistura turbulenta quando R_i atinge ou supera o valor crítico, ou seja, $f(R_i) = 0$ para $R_i \geq Ri_c$. Isso significa que, sob intensa estratificação, a turbulência torna-se muito fraca.

A aplicação de funções com cauda longa foi inicialmente proposta por Louis (1979), onde buscava de evitar que modelos atmosféricos simulassem um resfriamento superficial excessivo em cenários onde a turbulência desaparece por completo. Esse problema, conhecido como resfriamento descontrolado da superfície, foi discutido também por Derbyshire (1999). A proposta de Louis foi posteriormente refinada por Delage (1997), resultando na função adotada neste trabalho:

$$f(Ri) = \frac{1}{1 + 12Ri} \quad (8)$$

A função de estabilidade de cauda curta, originalmente proposta por England e McNider (1995), dada por

$$(Ri) = \begin{cases} (1 - Ri/Ri_c)^2 & \text{se } Ri < Ri_c, \\ 0 & \text{se } Ri \geq Ri_c, \end{cases} \quad (9)$$

onde $R_c = 0,20$ corresponde ao valor crítico do Ri acima do qual ocorre colapso completo da turbulência. Essa formulação é central para a simulação das transições não lineares entre regimes acoplados e desacoplados, dado que

estabelece uma condição-limite para a manutenção da turbulência mecânica. Estudos como McNider et al. (1995) e Derbyshire (1999) destacam que a supressão abrupta da mistura vertical desempenha papel fundamental no comportamento intermitente e na forte variabilidade observada na CLE. O modelo também inclui a função de cauda longa proposta em trabalhos clássicos, a qual permite mistura residual mesmo sob forte estabilidade, e essa alternativa foi utilizada neste estudo para comparação com a função de cauda curta.

3.3 Condições de Contorno

As condições necessárias que desempenham papel essencial na determinação da dinâmica da CLE. Na parte superior da coluna, as componentes geostróficas impostas de modo constante, estabelecendo o forçamento mecânico responsável pela geração de cisalhamento vertical. Essa abordagem segue trabalhos anteriores que destacam a importância do vento geostrófico como principal agente de produção turbulenta noturna (McNider et al., 1995)

A temperatura do topo é mantida constante, assumindo-se que o ar acima da camada limite é um reservatório de energia. Já a temperatura do solo profundo é prescrita de modo a representar o amortecimento térmico característico do solo. Essas condições garantem que o modelo represente adequadamente a interação entre o R_n e a dinâmica turbulenta da atmosfera. Na superfície, os fluxos turbulentos são calculados com base na teoria de camada superficial, utilizando-se expressões logarítmicas corrigidas pela estabilidade para calcular a velocidade de fricção junto a escala térmica.

3.4 Configuração das Simulações

O foco da simulação é na análise da transição que acontece nos regimes turbulentos da CLE. Para isso, variaram-se u e o R_n , o qual assumiu valores entre 1 m s^{-1} e 15 m s^{-1} , representando desde condições de fraco cisalhamento até situações favoráveis à manutenção da turbulência mecânica. O R_n foi definido entre valores próximos de zero e valores negativos intensos, compatíveis com noites claras e secas.

As condições iniciais foram estabelecidas fazendo que a temperatura potencial do ar se mantivesse uniforme para toda coluna, com valor de 300 K. Foi assumida 300k a temperatura inicial do solo, permitindo observar o

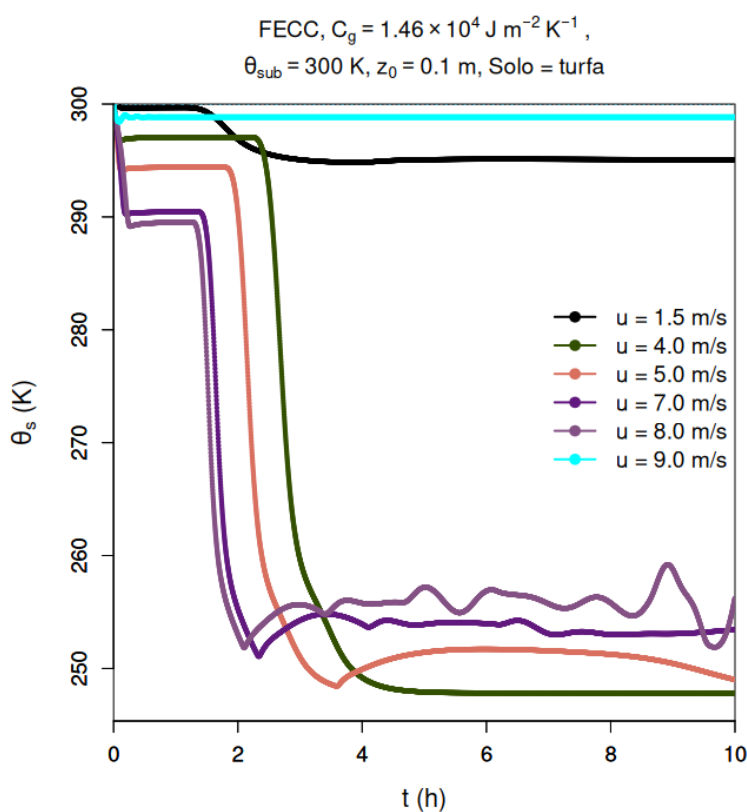
resfriamento superficial progressivo. A integração do modelo deu-se por 36.000 segundos de tempo físico, aproximadamente dez horas, utilizando passo temporal reduzido.

4 RESULTADOS

4.2 Determinação dos regimes de escoamento

Como discutido anteriormente, para se saber o regime de escoamento presente na CLE esse balanço é particularmente sensível ao tipo de superfície e ao tratamento da estabilidade atmosférica presente no modelo. Nesta seção, analisamos a evolução temporal da temperatura superficial obtida nas simulações com a FECC, a qual desempenha papel central na limitação da turbulência sob estratificação intensa. Os resultados abaixo na Figura 7, que reúne três cenários distintos: solo turfoso (Fig. 7), solo arenoso (Fig. 8) e solo argiloso (Fig. 9).

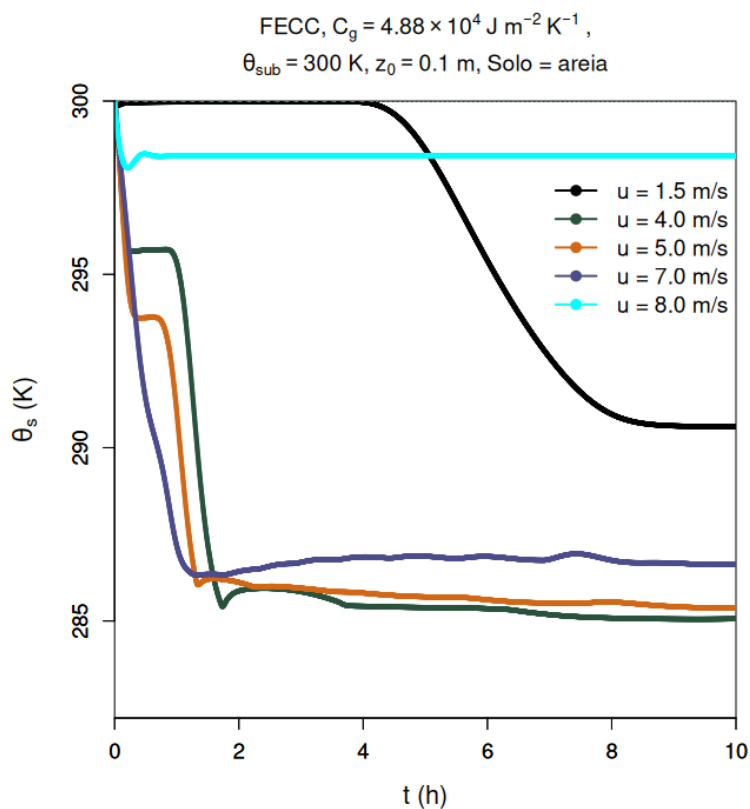
Figura 7 – Evolução temporal da temperatura superficial sobre solo turfoso sob fechamento turbulento de cauda curta.



A Figura 7, referente ao solo turfoso, mostra que o resfriamento superficial ocorre de maneira muito acentuada nas primeiras horas de simulação. Como a turfa tem baixa C_g favorece uma queda rápida de temperatura, o que aumenta significativamente o gradiente térmico vertical, logo intensifica R_i . Esse é um dos caminhos mais diretos para o regime alcançar VSBL, considerando que a

turbulência se torna incapaz de fornecer a energia para contrabalançar a perda radiativa. A atuação da FECC reforça esse processo, pois, ao ser acionada por estratificação muito forte presente, reduz de maneira expressiva a difusividade turbulenta disponível. Essa limitação produz oscilações e ajustes intermitentes em θ_s , visíveis na Fig. 7 principalmente para ventos moderados e fortes, comportamento semelhante ao relatado nos estudos conceituais apresentados antes, onde o colapso da turbulência alterna com episódios curtos de mistura residual.

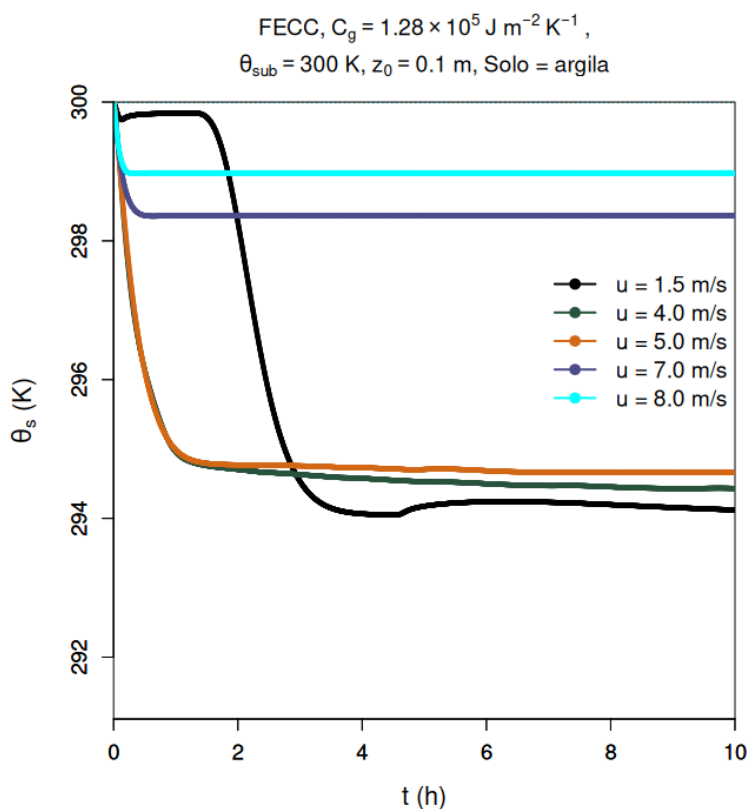
Figura 8 – Evolução temporal da temperatura superficial sobre solo arenoso sob fechamento turbulento de cauda curta.



A Figura 8, correspondente ao solo arenoso, apresenta um comportamento intermediário entre os casos da turfa e da argila. Embora o resfriamento inicial ainda seja evidente, sua profundidade é substancialmente menor. A C_g mais elevada da areia resulta no solo liberar calor para a superfície, reduzindo a intensidade do gradiente térmico vertical e, conseqüentemente, a estratificação. Nessas condições, a FECC ainda atua limitando a turbulência para momentos de maior resfriamento, porém não impõe uma supressão

completa da mistura. Assim, o escoamento tende a permanecer no regime fracamente estável (WSBL) com tendência ao equilíbrio térmico após as primeiras horas. Esse padrão está válido a interpretação de Van de Wiel et al. (2012), segundo a qual o regime fracamente estável caracteriza-se por um balanço entre o resfriamento radiativo e um nível reduzido, porém contínuo, de produção turbulenta pelo cisalhamento.

Figura 9 – Evolução temporal da temperatura superficial sobre solo argiloso sob fechamento turbulento de cauda curta.



A Figura 9, apresenta caso do solo argiloso, evidencia o extremo oposto em relação ao solo turfoso. A argila apresenta elevada capacidade térmica, o que confere ao solo grande inércia térmica e reduz drasticamente a amplitude do resfriamento superficial. Como resultado, a temperatura permanece próxima ao valor inicial durante toda a simulação e o gradiente térmico vertical não se intensifica a ponto de acionar a limitação mais severa da FECC. Nessas condições R_i mantém-se baixo e a turbulência, embora fraca, permanece operacional. Consequentemente, o escoamento permanece integralmente no regime fracamente estável. Esse comportamento é coerente com as

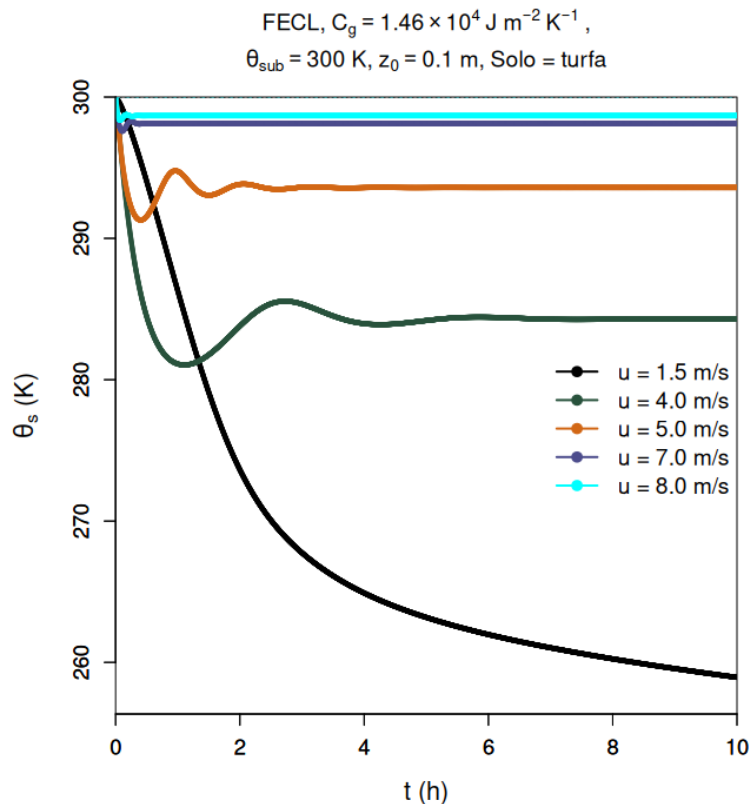
observações de Vignon et al. (2017), no qual relatam que superfícies com elevada capacidade térmica tendem a permanecer acopladas à atmosfera, evitando o colapso turbulento.

A comparação entre as três Figura 7, 8 e 9 evidenciam com clareza que a determinação dos regimes de escoamento é controlada principalmente pela C_g do solo e pela forma como o modelo, através da FECC, responde às condições de estratificação. No solo turfoso (Fig. 7), a combinação de baixa capacidade térmica e forte resfriamento favorece com maior estabilidade. No solo arenoso (Fig. 8), a maior capacidade térmica permite que se mantenha uma turbulência residual suficiente para sustentar o regime fracamente estável. Já no solo argiloso (Fig. 9), a grande inércia térmica impede que o resfriamento superficial se intensifique, resultando em um escoamento que permanece completamente acoplado à atmosfera durante toda a noite.

Esses resultados demonstram que a FECC desempenha papel decisivo na forma como os regimes presentes na CLE emergem no modelo, mas sua atuação depende diretamente da intensidade do resfriamento que cada tipo de solo pode sustentar. Assim, a Figura 7 resume de maneira clara a transição que acontece para diferentes regimes turbulentos e ressalta a importância das características térmicas da superfície na organização do escoamento noturno, em concordância com os referenciais teóricos discutidos por Van de Wiel et al. (2017).

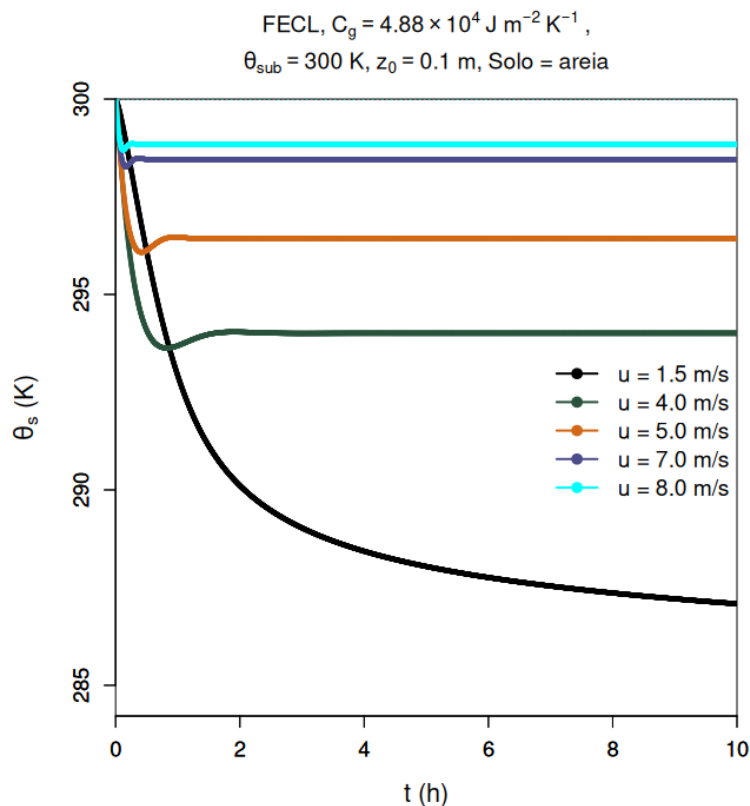
Buscando complementar a análise foi realizada simulações usando para a FECL, apresentam-se agora os resultados obtidos quando o fechamento turbulento para esse caso. As Figuras 10, 11 e 12 ilustram, respectivamente, a evolução temporal de θ_s para os solos de turfa, areia e argila, mantendo-se idênticas todas as demais condições e parâmetros atmosféricos. A comparação direta entre FECC e FECL permite avaliar de que forma as mesmas modificam o equilíbrio entre o resfriamento radiativo e a produção turbulenta, influenciando a determinação do regime de escoamento.

Figura 10 – Evolução temporal da temperatura superficial sobre solo turfoso sob fechamento turbulento de cauda longa.



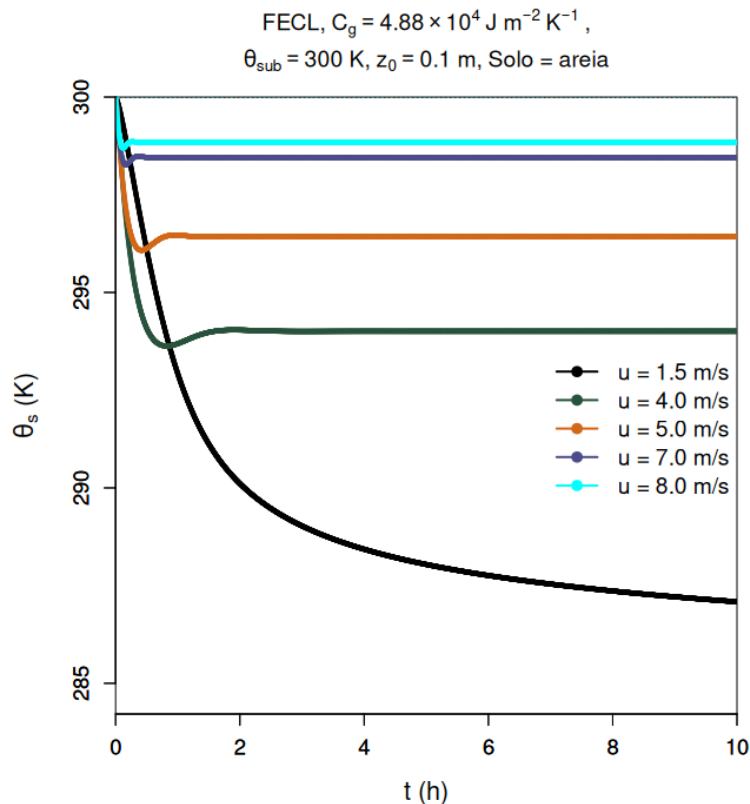
A Figura 10 apresenta o solo turfoso e seu comportamento sob FECL, difere-se sensivelmente daquele obtido utilizando FECC. Mesmo que o resfriamento inicial seja pronunciado, a queda de temperatura ocorre de modo mais gradual, refletindo o fato de que a FECL reduz a difusividade turbulenta de maneira mais suave ao intensificar-se a estratificação. Em vez de ocorrer um colapso abrupto da mistura turbulenta, tal sistema mantém uma fração de turbulência residual por mais tempo, retardando a entrada plena no regime muito estável. Esse efeito é coerente com a interpretação física de que funções de estabilidade menos restritivas fazem com que o cisalhamento continue a produzir turbulência para valores elevados R_i , mitigando o desacoplamento entre a superfície e o escoamento acima dela.

Figura 11 – Evolução temporal da temperatura superficial sobre solo arenoso sob fechamento turbulento de cauda longa.



A Fig. 11, correspondente ao solo arenoso, reforça esse comportamento intermediário. Para esse tipo de solo, o resfriamento inicial já é naturalmente menos intenso, e a utilização da FECL acentua a tendência de manutenção do regime fracamente estável. A curva de θ_s tende rapidamente a uma condição quase estacionária, indicando que a turbulência presente é suficiente para compensar o resfriamento radiativo mesmo para valores moderados de velocidade. Assim, a estratificação não se intensifica a ponto de reduzir drasticamente a difusividade turbulenta, e o sistema permanece longe do colapso turbulento que caracterizaria o regime muito estável. Essa resposta corrobora a interpretação de Acevedo et al. (2021), segundo a qual a combinação entre C_g e a forma funcional da estabilidade determina a taxa a qual o escoamento converge para o regime final.

Figura 10 – Evolução temporal da temperatura superficial sobre solo argiloso sob fechamento turbulento de cauda longa.



A Figura 12, referente ao solo argiloso, evidencia de forma ainda mais clara o papel amortecedor da FECL. Nesse caso, o alto valor de capacidade térmica (C_g) impede que o resfriamento superficial adquira a intensidade necessária para fortalecer a estratificação. Assim, mesmo com progressão da noite, observa-se que permanece acoplada ao escoamento sobrejacente a superfície, mantendo o regime fracamente estável durante toda a simulação. O efeito da FECL torna-se particularmente evidente nesse cenário: como a função não impõe uma redução abrupta da difusividade turbulenta, a produção por cisalhamento permanece suficiente para evitar o estabelecimento do regime muito estável. Esse comportamento é consistente com observações reportadas em ambientes de alta inércia térmica, na qual a turbulência fraca, porém persistente, impede o desacoplamento completo da superfície (VIGNON et al., 2017).

Analisando conjunta das Figuras 10, 11 e 12, referentes à aplicação da FECL para os solos de turfa, areia e argila, respectivamente, revela um padrão

consistente quanto sua influência sobre a evolução noturna da temperatura presente na superfície. Observa-se que a FECL age como um mecanismo suavizador, reduzindo a intensidade do resfriamento superficial e prolongando a turbulência residual, ainda que o grau desse efeito seja modulável pela C_g do solo. Para a turfa (Fig. 10), cuja baixa inércia térmica favorece o resfriamento acentuado, a FECL retarda a transição permitindo que parte da turbulência seja mantida mesmo sob estratificação crescente, de acordo com Van de Wiel et al. (2017), descrevem a sensibilidade desse regime a pequenas variações na limitação turbulenta. Já para os solos de areia e argila (Fig. 11 e Fig. 12), a FECL reforça o acoplamento superfície-atmosfera, impedindo que a estratificação alcance valores suficientes para promover o colapso turbulento. Assim, as três figuras evidenciam que, sob a FECL, os regimes turbulentos tornam-se mais homogêneos entre si, com predominância do regime fracamente estável, e com menor dependência explícita de C_g quando comparado ao que ocorreu sob FECC (Fig. 7–9). Esse comportamento ressalta relevância da FECL como um amortecedor dinâmico do resfriamento noturno, diminuindo a sensibilidade do sistema às variações superficiais e reduzindo a amplitude da variabilidade.

A comparação solo a solo torna essa diferença ainda mais evidente. No caso da turfa, a discrepância entre a Figura 7 e Figura 10 observa-se particularmente expressiva. Sob a FECC, a forte queda de temperatura (θ_s) intensifica rapidamente a estratificação e conduz o sistema ao regime muito estável, caracterizado pelo colapso turbulento e oscilações associadas à intermitência da mistura. Sob a FECL, contudo, a redução da difusividade turbulenta ocorre de maneira gradual, permitindo que a produção por cisalhamento se mantenha ativa por mais tempo, o que suaviza a trajetória de θ_s e retarda a aproximação ao regime muito estável. Tal comportamento é mostrado por Acevedo et al. (2021), onde destacam a importância do balanço entre produção e destruição turbulenta na definição da trajetória temporal do regime noturno.

Para o solo arenoso, a comparação entre as Figuras 8 (FECC) e 11 (FECL) revela contrastes menos dramáticos, mas não menos importantes. A FECC promove uma queda inicial relativamente maior em θ_s , seguida de uma estabilização sugerindo a permanência da turbulência, embora limitada. Já sob

FECL, a estabilização acontece de forma mais suave, apontando que a estratificação não se intensifica a ponto de reduzir substancialmente a turbulência. Assim, o regime fracamente estável mantém-se mais robusto e menos sensível às variações de vento. Para solos de capacidade térmica intermediária, como a areia, a FECL reduz a probabilidade de evolução para um estado de forte estratificação, modulando a resposta superficial de forma mais eficiente que a FECC.

No caso da argila, ilustrado pelas Figuras 9 (FECC) e 12 (FECL), o comportamento do sistema é amplamente condicionado pelo elevado valor de C_g , que limita drasticamente o resfriamento superficial e impede formar-se gradientes térmicos suficientemente intensos para acionar a limitação turbulenta severa. Tanto a FECC quanto a FECL mantêm o escoamento no regime fracamente estável durante toda a noite. Ainda assim, a FECL acentua esse comportamento, reforçando o acoplamento superfície-atmosfera e reduzindo ainda mais a amplitude das variações de θ_s . Apesar da diferença entre FECC e FECL seja menor nesse caso, ela evidencia que mesmo em superfícies de alta inércia térmica o fechamento turbulento exerce influência sobre o grau de estratificação permitido pelo modelo.

Por fim, a comparação entre as Figuras apresentadas, aliada à análise integrada das Figuras 10–12, demonstra que a determinação do regime final não depende exclusivamente de (C_g) , mas também da forma funcional com a qual a turbulência é limitada sob estratificação. Enquanto a FECC atua de modo mais agressivo, antecipando e intensificando a transição, a FECL suaviza essa resposta, permitindo maior presença da turbulência, e somado a isso reduzindo a probabilidade de colapso turbulento. Logo, confirma-se que a organização da CLE noturna apresenta forte sensibilidade ao fechamento turbulento utilizado.

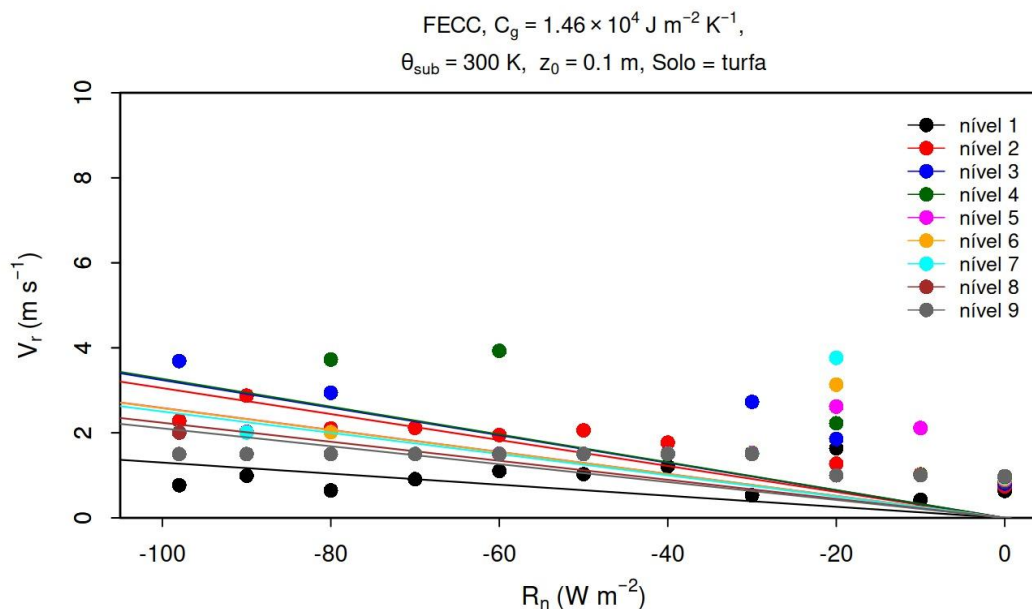
4.2 Relação $R_n \times V_r$

É um dos elementos fundamentais compreender V_r e sua relação com R_n para compreender a organização da CLE, sobretudo porque esses dois mecanismos atuam de forma simultânea e frequentemente concorrente na determinação do regime turbulento noturno. R_n negativo intensifica o resfriamento superficial, favorecendo um forte gradiente térmico vertical sendo

formado, e reflexo disso, o crescimento da estratificação estável; diferente disso, o aumento de V_r reforça a produção turbulenta associada ao cisalhamento, mecanismo capaz de contrabalançar parcialmente esse resfriamento e retardar a intensificação da estabilidade (ACEVEDO et al., 2021). Esses processos e suas interações determinam não apenas a taxa com a qual a temperatura da superfície evolui, mas também a tendência do escoamento em permanecer acoplado ou evoluir para um estado de fraco acoplamento, característico do regime muito estável, frequentemente observado em ambientes de forte resfriamento radiativo (VIGNON et al., 2017).

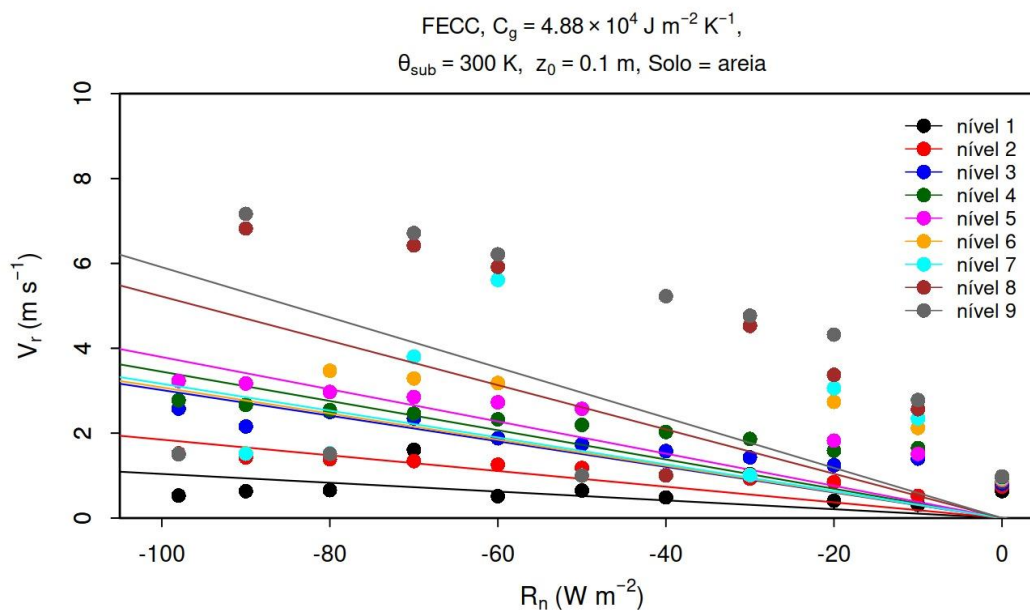
As Figuras 13, 14 e 15, que apresentam $R_n \times V_r$ para os três tipos de solo considerados, evidencia de forma clara como a interação entre resfriamento radiativo e produção turbulenta por cisalhamento depende das propriedades térmicas do solo. Todas as figuras, observa-se a tendência aproximadamente linear entre V_r e R_n , refletida na inclinação negativa das regressões obtidas para cada nível vertical. Essa relação indica que quando R_n se torna mais negativo a velocidade mínima necessária para sustentar a turbulência cresce proporcionalmente, resultado compatível com os mecanismos apresentados em ACEVEDO et al. (2021), qual destaca que o cisalhamento atmosférico precisa compensar a destruição turbulenta associada ao aumento de estabilidade. Assim, para valores muito negativos de R_n , apenas maiores valores de V_r conseguem manter o escoamento em um regime parcialmente acoplado.

Figura 13 – Velocidade crítica do escoamento às variações radiativas em solo turfoso utilizando FECC.



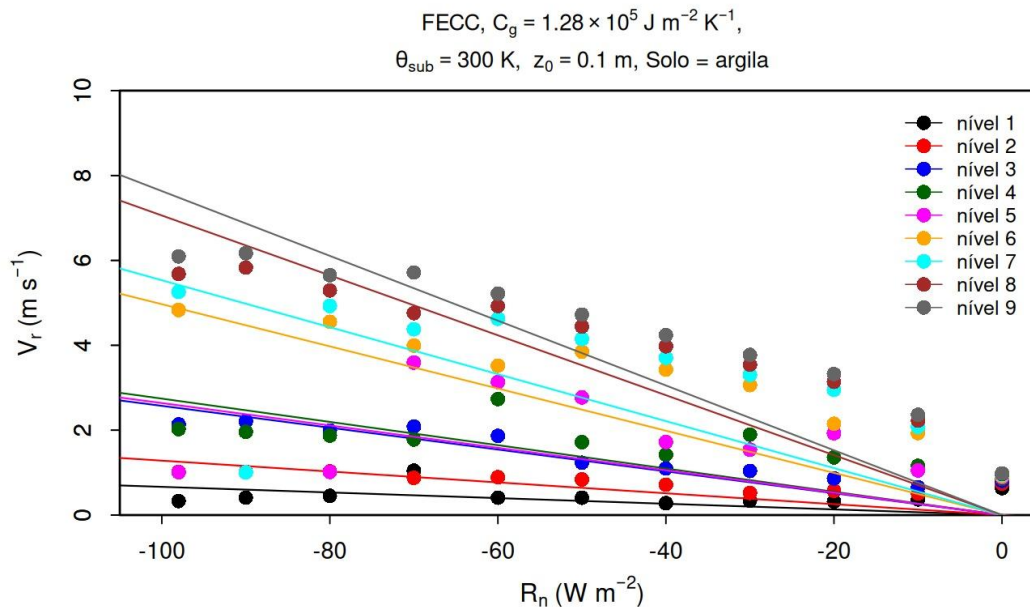
A Figura 13, correspondente ao solo de turfa, apresenta o conjunto mais inclinado de retas entre as três superfícies analisadas, evidenciando que a sensibilidade do vento ao R_n significativamente maior quando C_g assume valores reduzidos. A baixa C_g influencia para que θ_s responda de maneira muito rápida ao resfriamento noturno, o que intensifica a estratificação e aumenta prontamente R_i , reduzindo a produção turbulenta associada ao cisalhamento. Como consequência, pequenas variações do R_n levam a mudanças expressivas na velocidade resultante necessária para sustentar a turbulência, o que se reflete na maior magnitude absoluta da inclinação das curvas $\frac{dV_r}{dR_n} < 0$, observada na Figura 13. Tal característica é típica de superfícies de baixa inércia térmica e encontra respaldo nas análises de VIGNON et al. (2017), mostraram que ambientes altamente suscetíveis ao R_n apresentam forte dependência entre vento e estratificação.

Figura 14 – Velocidade crítica do escoamento às variações radiativas em solo arenoso utilizando FECC.



Na Figura 14, referente ao solo arenoso, verifica-se uma relação $V_r \times R_n$ menos sensível quando comparada àquela observada para a turfa. Embora a inclinação das regressões ainda seja negativa, indicando que R_n quando aumenta exige maior velocidade para sustentar a turbulência, as curvas tornam-se gradualmente menos íngremes. Esse comportamento decorre da C_g intermediária da areia, que modera a taxa de resfriamento e impede que θ_s responda de forma tão abrupta às variações de R_n . Como resultado, o sistema permanece por mais tempo em regimes fracamente estáveis, e a dependência entre vento e radiação torna-se menos acentuada. Em termos matemáticos, a magnitude de $\left| \frac{dV_r}{dR_n} \right|$ diminui, configurando uma relação mais suave entre os dois parâmetros. Esse efeito está em consonância com ACEVEDO et al. (2021), que argumentam que superfícies menos suscetíveis ao resfriamento promovem maior persistência da turbulência, reduzindo a importância relativa do cisalhamento mecânico.

Figura 15 – Velocidade crítica do escoamento às variações radiativas em solo argiloso utilizando FECC.



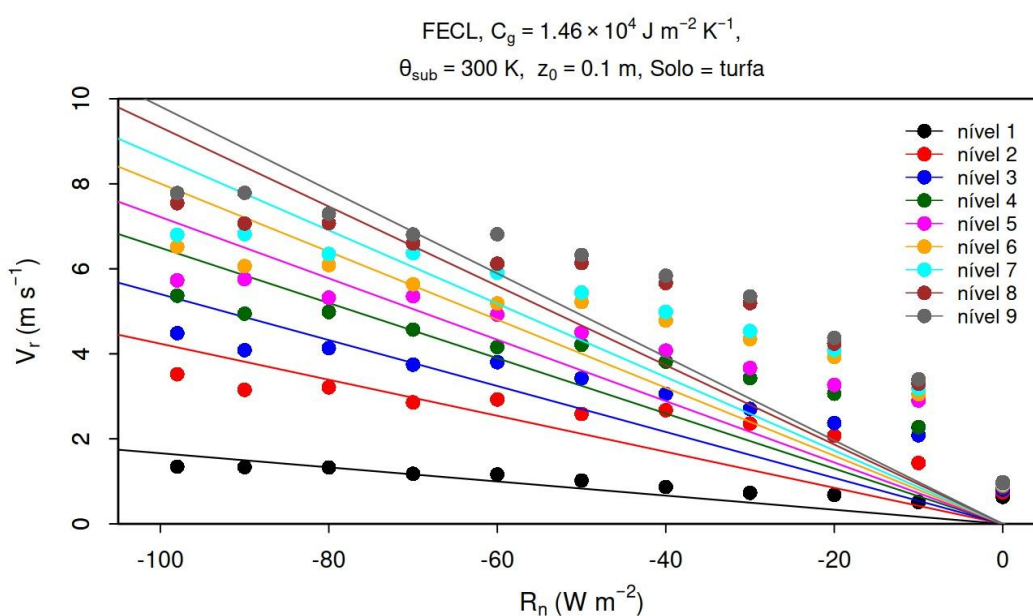
A Figura 15, referente ao solo de argila, confirma essa tendência ao apresentar as curvas mais horizontais entre as três superfícies analisadas. A elevada cC_g da argila dificulta o armazenamento de gradientes térmicos intensos na superfície, levando que o R_n resulte apenas em variações modestas de θ_s . Consequentemente, o crescimento de R_i é retardado e o sistema permanece predominantemente no regime fracamente estável, considerando valores relativamente intensos de R_n . A inclinação das regressões torna-se, portanto, muito menos pronunciada, mostrando que a V_r necessária para sustentar a turbulência depende pouco das mudanças no R_n . O módulo de $\frac{dV_r}{dR_n}$ aproxima-se de zero, sugerindo que, neste caso, a C_g da superfície controla mais fortemente a evolução do regime noturno que o próprio forçante radiativo — conclusão compatível com análises recentes apresentadas por VAN DE WIEL et al. (2017) sobre regimes de acoplamento superficial.

A comparação direta entre as Figuras 13, 14 e 15 reforça essa que a inclinação das regressões se reduz sistematicamente na ordem turfa, areia e posteriormente argila, acompanhando a sequência crescente de C_g . Isso indica que a habilidade da superfície de amortecer o resfriamento controla a

sensibilidade do sistema ao balanço radiativo, modulando a intensidade do cisalhamento para evitar o colapso turbulento. Em superfícies com baixa capacidade térmica, como a turfa, o vento desempenha papel crítico na sustentação da turbulência; já em superfícies de maior inércia térmica, como a argila, o sistema é naturalmente mais resistente ao estabelecimento do regime muito estável, que até mesmo valores reduzidos de V_r são suficientes para manter o escoamento acoplado.

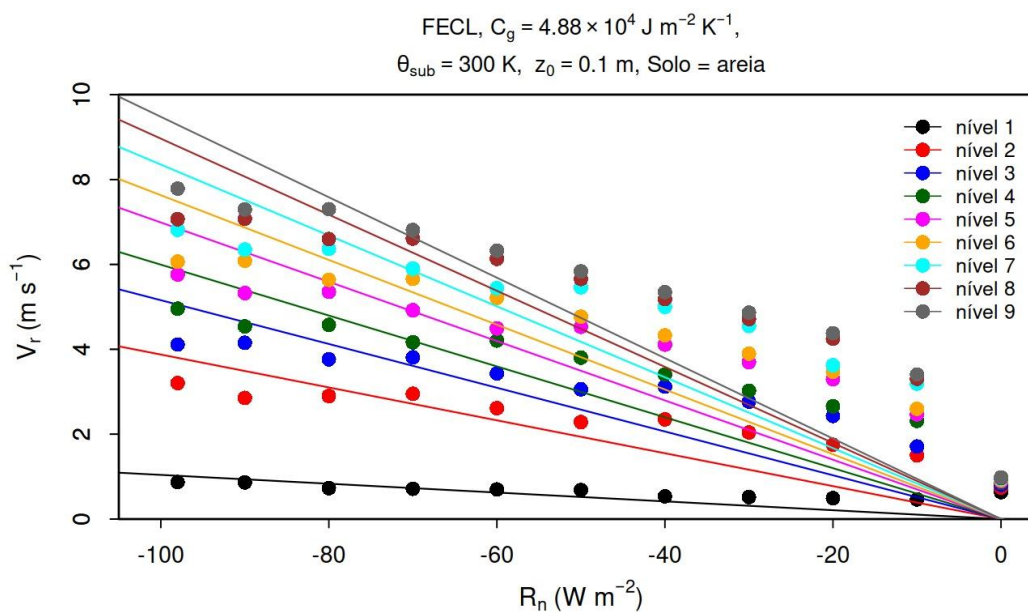
A análise das Figuras 16, 17 e 18, que apresentam a relação $V_r \times R_n$ para os três tipos de solo sob a FECL, revela mudanças sistemáticas em relação ao comportamento observado nas Figuras 13, 14 e 15, construídas com a FECC. De modo geral, a FECL reduz a sensibilidade do escoamento à intensificação do resfriamento radiativo, resultando em inclinações menos negativas ($|\frac{dV_r}{dR_n}|$ menores) demonstrando que a turbulência é mais facilmente sustentada sob essa função. Esse comportamento está de acordo com as discussões apresentadas em VAN DE WIEL et al. (2012) e ACEVEDO et al. (2021), que demonstram que parametrizações menos restritivas permitem que a produção por cisalhamento compense parcialmente a destruição turbulenta em regimes de estratificação moderada.

Figura 16 – Velocidade crítica do escoamento às variações radiativas em solo turfoso utilizando FECL.



A análise conjunta das Figuras 13 e 16, ambos referentes ao solo turfa, evidencia de forma clara como a escolha da função modifica a relação $V_r \times R_n$. Na Figura 13, observa-se que V_r diminui de maneira mais acentuada à medida que R_n se intensifica, refletindo a forte sensibilidade da turbulência ao resfriamento superficial típico de solos de baixa capacidade térmica. Já na Figura 16, V_r se mantêm sistematicamente maiores para todos os níveis, e a inclinação das curvas é menos pronunciada. Esse comportamento é consistente para a FECL que permite a manutenção de mistura turbulenta mesmo sob estratificação forte, suavizando o impacto do R_n sobre a desaceleração turbulenta, conforme discutido em trabalhos como Van de Wiel et al. (2012) e Acevedo et al. (2021). Em solos turfosos, portanto, a diferença entre FECC e FECL torna-se particularmente evidente, pois a capacidade reduzida de armazenar calor potencializa os efeitos da função de estabilidade na resposta do sistema.

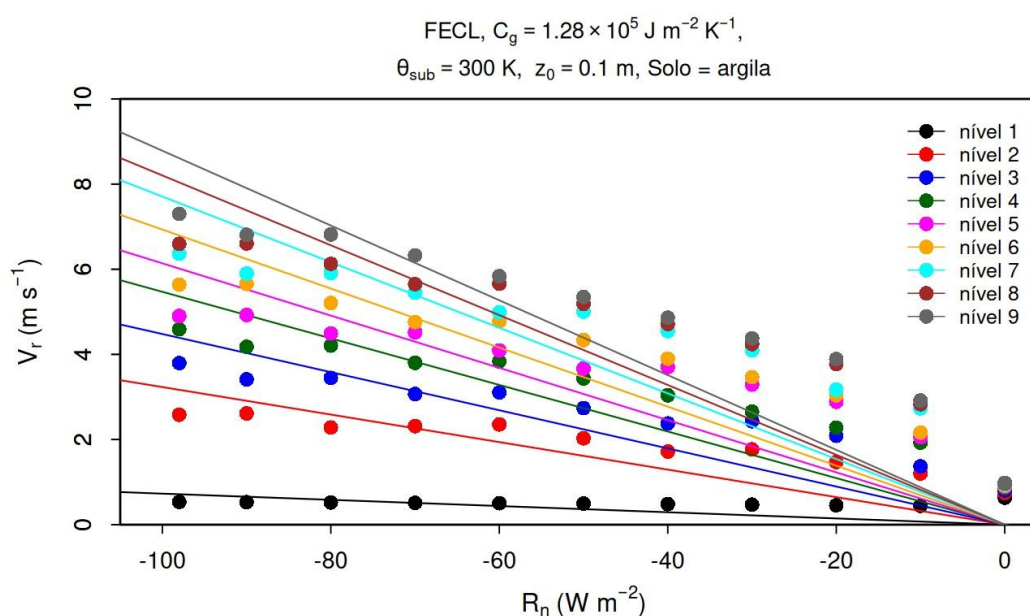
Figura 17 – Velocidade crítica do escoamento às variações radiativas em solo arenoso utilizando FECL.



A comparação entre as Figuras 14 e 17, referentes ao solo arenoso, confirma a mesma tendência geral observada no caso da turfa, porém com intensidade moderada. Na FECC (Fig. 14), o decaimento de V_r com o crescimento de resfriamento é perceptível, mas menos abrupto que no solo turfa devido ao maior valor de C_g . Quando a FECL é empregada (Fig. 17), V_r e seus valores permanecem elevados e organizados em faixas mais regulares entre os

níveis, mostrando que é mais persistentemente a mistura turbulenta e mantida ao longo de toda a faixa de R_n . Somado a isso, a diferença entre as retas ajustadas para cada nível aumenta sob FECL, refletindo o papel mais ativo da turbulência mecânica em contrabalançar o R_n , o que está alinhado com resultados apresentados por Costa et al. (2020). Dessa forma, a areia apresenta sensibilidade intermediária entre turfa e argila, destacando a interação entre capacidade térmica e parametrização turbulenta.

Figura 18 – Velocidade crítica do escoamento às variações radiativas em solo argiloso utilizando FECL.



Por fim, a comparação entre as Figuras 15 e 18, ambas relativas ao solo argiloso, enfatiza como a inércia térmica elevada reduz o contraste entre as duas funções utilizadas. Na Figura 15, $V_r \times R_n$ já mostra declives mais suaves, indicando menor resposta do sistema ao resfriamento superficial. Quando na Figura 18, as diferenças tornam-se ainda menos expressivas: as curvas mantêm valores elevados de V_r e apresentam inclinações semelhantes entre si, refletindo que a estratificação se fortalece mais lentamente nesses solos e é contrabalançada de modo eficiente pela turbulência mecânica. Assim como descrito por Acevedo et al. (2021), solos com alta C_g tendem a reduzir a probabilidade de transição de regime, que se vê no comportamento perfeitamente reproduzido nas simulações.

Em conjunto, esses resultados mostram que a diferença entre FECL e FECC é tão mais expressiva quanto menor a C_g do solo. Solos como turfa são mais sensíveis à escolha do fechamento de fechamento turbulento, enquanto solos como argila são menos sensíveis. Esse comportamento reforça que a determinação de V_r emerge da interação entre o balanço energético superficial, governado por C_g , e o fechamento turbulento, que define como a turbulência responde às variações de R_n .

4 CONCLUSÃO

Os regimes turbulentos e sua transição que ocorre na CLE constitui grande desafio da modelagem atmosférica, devido à forte não linearidade e à elevada sensibilidade às condições de superfície e ao tratamento da turbulência. Os resultados obtidos neste trabalho, através de simulações com um Modelo de Coluna simples aplicado a três tipos de solo com diferentes capacidades térmicas, evidenciam que a organização do escoamento noturno resulta de uma interação sutil entre R_n , V_r , C_g do solo.

As simulações demonstram que para cada tipo de solo desempenha-se diferentes resultados no θ_s , sendo assim, na determinação do regime turbulento predominante. No caso da turfa, cuja C_g é reduzida, o R_n aumenta mais rápido e com mais severidade, favorecendo a intensificação da estratificação e surgimento de VSBL. Esse comportamento é coerente com observações de Vignon et al. (2017), que identificaram maior suscetibilidade ao desacoplamento em superfícies altamente sensíveis ao R_n . Da mesma forma, solos com C_g moderada (areia) ou elevada (argila) apresentam resfriamento mais lento, permitindo maior persistência da turbulência residual e mantendo o escoamento predominantemente no regime fracamente estável (WSBL).

A comparação entre FECC e FECL revelou diferenças marcantes no comportamento do modelo. A FECC, por impor limitações mais severas à difusividade turbulenta quando R_i se aproxima de valores críticos, tende a antecipar o colapso turbulento e a intensificação da estabilidade, especialmente em solos de baixa inércia térmica. Já a FECL atua de maneira mais permissiva, reduzindo a rigidez do fechamento turbulento e permitindo que o cisalhamento mecânico sustente a mistura vertical mesmo sob estratificação moderada. Esse contraste reforça conclusões de van de Wiel et al. (2017) e Acevedo et al. (2021), que destacam o papel determinante da forma funcional das parametrizações na dinâmica da CLE.

A relação entre a velocidade de transição V_r e o saldo de radiação R_n complementa e sintetiza esses resultados. Nas simulações, observou-se uma dependência aproximadamente linear entre as duas variáveis, com declividades mais pronunciadas associadas à turfa e mais suaves associadas à argila. Esse

padrão indica que superfícies mais sensíveis ao resfriamento exigem valores maiores de V_r para evitar o colapso turbulento, enquanto superfícies termicamente mais inerciais permitem preservar a turbulência com velocidades significativamente menores. A FECL, por sua vez, reduz sistematicamente o módulo das inclinações, evidenciando que parametrizações menos restritivas diminuem a sensibilidade do escoamento às mudanças no resfriamento radiativo.

Tomados em conjunto, esses resultados demonstram como a CLE não pode ser atribuído a seu comportamento um único mecanismo isolado. Ele emerge da interação entre C_g do solo, que modula o ritmo de resfriamento; a parametrização turbulenta, que controla a eficiência da mistura vertical; e os forçantes externos, expressos pelo R_n e pelo u , os quais determinam as trocas energéticas presentes na superfície do solo. É justamente dessa combinação que resulta a configuração final da CLN e a tendência do escoamento em permanecer acoplado ou evoluir para um fortemente estável.

Por fim, este trabalho evidencia que modelos conceituais, como o utilizado aqui, são ferramentas capazes de capturar os mecanismos essenciais envolvidos na formação e transição da turbulência na CLE. Junto a isso a forte sensibilidade observada às propriedades da superfície junto às funções de estabilidade reforça a necessidade de aprimorar os fechamentos turbulentos para modelos atmosféricos, sobretudo sob condições muito estáveis. Os resultados apresentados contribuem para o entendimento físico da organização noturna presente na atmosfera e oferecem subsídios para o desenvolvimento de parametrizações mais robustas e adequadas a diferentes ambientes e aplicações operacionais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

STULL, R. B. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Dordrecht: Springer, 1988.

MAHRT, L. *Stratified atmospheric boundary layers*. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 90, n. 3, p. 375–396, 1998.

MAHRT, L. *Stratified atmospheric boundary layers and breakdown of models*. *Theoretical and Computational Fluid Dynamics*, v. 11, n. 3–4, p. 263–279, 1999.

MCNIDER, R. T. et al. *Revisiting night-time interactions between boundary layer turbulence and longwave radiation using large-eddy simulation*. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 138, n. 663, p. 1690–1703, 2012.

ACEVEDO, O. C.; COSTA, F. D.; MEDEIROS, L. E. *External controls on the transition between stable boundary-layer turbulence regimes*. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 147, n. 740, p. 3267–3281, 2021.

VAN DE WIEL, B. J. H. et al. *The cessation of continuous turbulence as precursor of the very stable boundary layer*. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 69, n. 11, p. 3097–3115, 2012.

HOOIJDONK, I. G. S.; BAAS, P.; VAN DE WIEL, B. J. H.; MOENE, A. F.; HOLTSLAG, A. A. M. *A concept for turbulence decay in stably stratified geophysical flows*. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 72, n. 4, p. 1514–1534, 2015.

BAAS, P.; BOSVELD, F. C.; VAN MEIJGAARD, E.; HOLTSLAG, A. A. M. *Transitions in the wintertime near-surface temperature inversion at Cabauw*. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 166, p. 1–23, 2018.

COSTA, F. D.; ACEVEDO, O. C.; MARONEZE, R. *Stable boundary layer regimes in single-column models*. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 77, n. 7, p. 2265–2284, 2020.

VAN DE WIEL, B. J. H. et al. *Regime transitions in the nocturnal boundary layer: A conceptual model*. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 74, n. 4, p. 1057–1073, 2017.

VIGNON, É.; TRAULLÉ, O.; BARRAL, H. et al. *Stable boundary-layer regimes at Dome C, Antarctica: Observation and analysis*. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 143, n. 704, p. 1241–1253, 2017.

PIELKE, R. A. *Mesoscale Meteorological Modeling*. San Diego: Academic Press, 2013.