



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-16566-TDI/1562

**ESTUDO DA CAMADA LIMITE INTERNA
DESENVOLVIDA EM FALÉSIAS COM APLICAÇÃO
PARA O CENTRO DE LANÇAMENTO DE
ALCÂNTARA**

Luciana Bassi Marinho Pires

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos
Drs. Ralf Gielow e Gilberto Fisch, aprovada em 20 de julho de 2009.

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/06.22.18.27>>

INPE
São José dos Campos
2009

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3945-6911/6923

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO:**Presidente:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Membros:

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Haroldo Fraga de Campos Velho - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Jefferson Andrade Ancelmo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Simone A. Del-Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Marilúcia Santos Melo Cid - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Viveca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-16566-TDI/1562

**ESTUDO DA CAMADA LIMITE INTERNA
DESENVOLVIDA EM FALÉSIAS COM APLICAÇÃO
PARA O CENTRO DE LANÇAMENTO DE
ALCÂNTARA**

Luciana Bassi Marinho Pires

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos
Drs. Ralf Gielow e Gilberto Fisch, aprovada em 20 de julho de 2009.

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/06.22.18.27>>

INPE
São José dos Campos
2009

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Pires, Luciana Bassi Marinho.

P663e Estudo da camada limite interna desenvolvida em falésias com aplicação para o Centro de Lançamento de Alcântara / Luciana Bassi Marinho Pires. – São José dos Campos : INPE, 2009.
165p. ; (INPE-16566-TDI/1562)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009.

Orientador : Drs. Ralf Gielow e Gilberto Fisch.

1. Camada limite interna. 2. Centro de Lançamento de Alcântara (CLA). 3. Túnel de vento. 4. Fronteiras imersas. 5. Falésias.
I.Título.

CDU 551.435.31

Copyright © 2009 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita da Editora, com exceção de qualquer material fornecido especificamente no propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2009 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming or otherwise, without written permission from the Publisher, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de Doutor(a) em
Meteorologia

Dra. Regina Célia dos Santos Alvalá



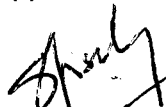
Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Ralf Gielow



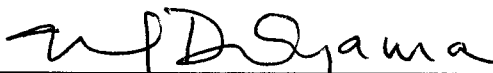
Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Gilberto Fernando Fisch



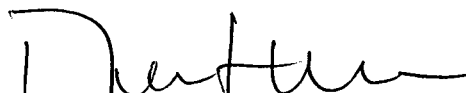
Orientador(a) / IAE/CTA / SJCampos - SP

Dr. Marcos Daisuke Oyama



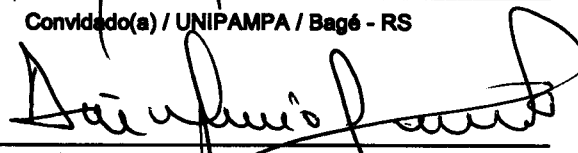
Membro da Banca / IAE/CTA / SJCampos - SP

Dr. Davidson Martins Moreira



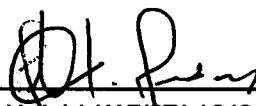
Convidado(a) / UNIPAMPA / Bagé - RS

Dr. Acir Mércio Loredo-Souza



Convidado(a) / UFRGS / Porto Alegre - RS

Dr. Marcio Teixeira de Mendonça



Convidado(a) / IAE/CTA / SJCampos - SP

Aluno (a): Luciana Bassi Marinho Pires

São José dos Campos, 20 de julho de 2009

“Uma mente que se abre a uma nova idéia, jamais retorna ao seu tamanho original”.

Albert Einstein

À minha mãe, Shirley Bassi, exemplo de vida e minha maior incentivadora, com todo o meu amor (in memoriam).

AGRADECIMENTOS

- A meu amado pai, Ovídio, pelo amor e apoio incondicional, pela força e pela palavra carinhosa quando tudo parecia tão escuro.
- A meus irmãos, Bruno e André, pelo apoio na hora mais dolorosa de nossas vidas e por terem sempre me dado a força necessária para seguir em frente.
- A meus tios, José, Arlete, Laís e Ângela, por me apoiarem sempre, acreditarem no meu sonho e tentarem sempre preencher o vazio enorme que ficou dentro de mim.
- Às minhas amigas, verdadeiras irmãs, e uma das grandes felicidades que essa época me trouxe: Ludimila, Ana, Kellen, Suelen e Luciana e ao meu amigo Cláudio Moisés. Vocês tornaram a minha caminhada mais agradável!
- Aos amigos de sempre, presentes em todas as etapas da minha vida: Ricardo e Andréia. Vocês têm a virtude de tornar meus problemas muito pequenos!
- Aos queridos amigos: Leandro, Igor e Ana Cristina, pelas horas de trabalho em equipe. Nós realmente formamos uma família!
- Aos meus orientadores, Fisch, um exemplo de profissionalismo e sensatez e Ralf, um exemplo de ser humano e generosidade, por toda a paciência e disposição em sempre me ajudar.
- Aos Professores Regina, Marley e Nelsinho, pela amizade e força nos momentos difíceis. Eu não teria palavras para expressar como a amizade de vocês foi importante nessa etapa da minha vida.

- As nossas queridas secretárias Liliam e Simone, por sempre facilitarem o meu trabalho.

- Aos queridos amigos César, Rafael e Felipe, pelo suporte computacional e constante incentivo.

- Aos companheiros das simulações em túnel de vento, Banhara, Ricardinho, Rondinele e Sr. Guedes, por todo o suporte e dedicação.

Os anos mais duros que passei em minha vida foram esses, com: separações, perdas, crises de stress, incertezas, preocupações, noites mal dormidas, muitas tristezas, mas também muitas alegrias. Dedico essa vitória a todas as pessoas que fizeram parte da minha história, acreditando no meu sonho, me ajudando a crescer e a superar todos esses obstáculos. O sonho de se tornar uma cientista agora é realidade! O meu mais sincero agradecimento a todos!

RESUMO

Estudou-se o desenvolvimento da Camada-Limite Interna (CLI) gerada no interior da Camada-Limite Atmosférica (PBL), formada por vento neutro incidente a 90° em falésia, e causada pelo desnível da superfície e a alteração abrupta da rugosidade. Utilizaram-se dados observacionais, simulação numérica e ensaios em túnel de vento. Numericamente, realizaram-se simulações DNS bidimensionais (2D) com a metodologia de fronteiras imersas para falésias de diversas alturas e formas geométricas. O código foi validado com perfis de vento observados em torre anemométrica (TA) de 70 m e velocidades pontuais medidas em mastros até 15 m. Validado o código, efetuaram-se simulações para diversas alturas de falésias e velocidade do vento. Realizou-se um estudo de caso para falésia de 40 m, representando o Centro de Lançamento de Alcântara ($2^\circ 19' S$; $44^\circ 22' O$). Os valores do número de Reynolds (Re) variaram entre 10^2 e 10^7 , sendo que as situações da atmosfera são os maiores que 10^6 . Realizaram-se, também, ensaios em um túnel de vento (TV) adaptado para emular a PBL sobre falésias e limitados a Re igual a $7,5 \times 10^4$. Estas emulações experimentais foram numericamente bem simuladas, no que concerne à altura da CLI e à ocorrência de bolhas de recirculação junto à borda da falésia, visualizadas pela técnica Velocimetria por Imagem de Partículas (PIV). Os ensaios, incluindo modelo da Torre Móvel de Integração (TMI) a 150 m da borda citada, mostraram mais uma bolha de recirculação no topo da TMI, além de uma menos intensa a barlavento, afetando o escoamento a partir de 125 m da borda. Em adição, realizaram-se no TV ensaios com incidência do vento com os ângulos de 55° e 45° , com os quais se pôde verificar a tridimensionalidade do escoamento, com resultados semelhantes, mas menos severos que os causados pela incidência do vento a 90° . Logo, as simulações 2D realizadas com o código numérico, na realidade constituem a situação mais extrema no que concerne à incidência do vento em falésias. Os resultados obtidos neste estudo são, portanto, de grande utilidade para determinar cenários extremos causados pelos ventos a sotavento de falésias. Outrossim, este é o primeiro estudo numérico de CLI mecânica gerada por desnível topográfico, combinando ensaios em TV e observações micrometeorológicas, o qual também apresenta expressões empíricas dos resultados.

**STUDY OF THE DEVELOPED INTERNAL BOUNDARY LAYER DOWNWIND
OF COASTAL CLIFFS WITH APPLICATION TO THE BRAZILIAN
LAUNCHING CENTER OF ALCÂNTARA**

ABSTRACT

The development of the Internal Boundary-Layer (IBL) generated inside the Atmospheric Boundary-Layer (ABL), due to a neutral wind incident at 90° on a coastal cliff, and caused by step changes of both the surface level and roughness. Observational data, numerical simulations and wind tunnel experiments were used. Numerically, two-dimensional DNS simulations with the immersed boundaries method for ocean-cliffs of diverse heights and geometric forms were effected. The code was validated with wind profiles observed on a 70 m anemometric tower (AT) and punctual velocities measures on masts up to 15 m. With the code validated, simulations for various cliff heights and wind velocities, plus a case study for the 40 m ocean-cliff of the Alcantara Launching Center ($2^\circ 19' S$; $44^\circ 22' W$) were carried out. The Reynolds number (Re) varied from 10^2 to 10^7 , and for the atmospheric cases it is greater than 10^6 . Also, experiments in a wind tunnel (WT) adapted to emulate the ABL over coastal-cliffs were made, limited to Re equal to 7.5×10^4 . These emulations were numerically well simulated, concerning the height of the IBL, and the occurrence of a re-circulation bubble (RB) near the edge of the cliff, as visualized with the Particle Imaging Velocimetry (PIV) technique. The experiments including a model of the Mobile Integration Tower (TMI) at 150 m from the edge mentioned, showed another RB at the top of the TMI, plus a less intense one upwind, which affected the flow starting at 125 m from the edge. In addition, experiments were carried out in the WT with wind incidences of 55° e 45° , which showed the 3D nature of the flow, with results similar, but less severe, than the ones due to the 90° incidence. Thus, this demonstrates that the 2D simulations with the numeric code actually constitute the most extreme case concerning the wind incidence on ocean-cliffs. So, the results of this study are of great value to determine extreme scenarios caused by winds downwind of ocean-cliffs. Finally, this is the first numerical study of the mechanical IBL generated by a topographic step change, which combines WT experiments and micrometeorological observations, and also presents empirical expressions for the results.

SUMÁRIO

Pág.

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

LISTA DE SÍMBOLOS

1	INTRODUÇÃO	31
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	35
2.1	Camada Limite (CL).....	35
2.2	Camada Limite Atmosférica.....	39
2.3	Camada Limite Interna.....	42
2.4	Estruturas coerentes e vorticidade.....	44
2.5	Ventos no Centro de Lançamento de Alcântara.....	46
3	METODOLOGIA	49
3.1	Localização da região das observações.....	49
3.2	Metodologia observacional.....	51
3.2.1	. Torre Anemométrica (TA).....	51
3.2.2	Campanhas ECLICLA.....	53
3.3	Metodologia Experimental.....	56
3.3.1	Formação da Camada Limite Atmosférica (PBL) em túnel de vento aerodinâmico.....	59
3.3.2	...Simulação das Falésias e do Centro de Lançamento de Alcântara (CLA).....	65
3.3.3	Velocimetria por Imagem de Partícula (PIV do inglês “Particle Image Velocimetry”).....	68
3.4	Metodologia Numérica.....	70
3.4.1	Modelo Matemático.....	71
3.4.2	Configuração do domínio de cálculo.....	71
3.4.3	Equações do movimento.....	72
3.4.4	Condições de Contorno.....	74

3.4.5 Método Numérico.....	75
3.4.6 Fronteiras Imersas	76
3.4.7 Esquema de Discretização Temporal.....	77
3.4.8 Esquema de Discretização Espacial	79
3.4.9 Cálculo da Derivada Primeira.....	79
3.4.10 Cálculo da Derivada Segunda.....	80
3.4.11 Equação de Poisson.....	82
4 RESULTADOS	87
4.1 Determinação da altura da Camada Limite Oceânica (CLO)	87
4.2 Formação da Camada Limite Atmosférica (PBL) no túnel de vento (TV)...	92
4.3 Comparação entre as simulações numéricas 2D com medidas <i>in situ</i> e ensaios em TV	103
4.4 Falésias	105
4.4.1 Evolução da altura da CLI nas falésias retas	105
4.4.2 Campos de vorticidade e altura da CLI numérica nas falésias retas.....	107
4.4.3 Campos de vorticidade e altura da CLI em túnel de vento – Falésias retas	118
4.4.4 Campos de vorticidade e alturas da CLI numéricas para falésias com inclinações entre 45° e 135°	120
4.5 Estudo de Caso – Centro de Lançamento de Alcântara (CLA)	124
4.5.1 Ventos e altura da CLI observada (Campanhas ECLICLA 1 e 2).....	124
4.5.2 Experimentos piloto em túnel de vento.....	127
4.5.3 Simulações numéricas	129
4.5.4 Comparação de resultados para a altura da CLI.....	132
4.5.5 Perfis de velocidade e intensidade turbulenta em TV para falésia reta de 50 mm	133
4.5.6 Experimentos no TV com falésia reta e ângulos de incidência do vento de 90°, 55° e 45°.....	135
5 CONCLUSÕES.....	139
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	143

APÊNDICE A – VELOCIDADE, DIREÇÃO DO VENTO E RE OBTIDOS NA TORRE ANEMOMÉTRICA (TA).....	149
APÊNDICE B – SIMULAÇÕES NUMÉRICAS E EXPERIMENTOS EM TÚNEL DE VENTO REALIZADOS.....	163

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 - Falésias.....	32
2.1 – escoamento da Camada Limite (CL) com gradiente de pressão adverso, onde U_{∞} é a velocidade; δ_{CL} , a altura da CL; D , o ponto de separação; p , a pressão; s , o deslocamento; v , a velocidade; ρ , a massa específica do fluido; g , a gravidade e h , a altura.....	38
2.2 - Estrutura esquemática da Camada Limite Atmosférica (PBL) em condições neutras, ou seja, sem estratificações.....	40
2.3 - Desenvolvimento da Camada Limite Interna (δ_{CLI}) sobre a falésia e perfis de vento (U_0 , U_1 e U_2) sobre as posições, oceânica (x_0) e continental (x_1 e x_2).....	42
2.4 - Trajetória de elementos fluidos em torno de um eixo comum: (a) Vórtice circular concêntrico; (b) Vórtice assimétrico	45
2.5 – Falésia de Alcântara.....	46
3.1 - Localização do Centro de Lançamento de Alcântara (CLA).....	50
3.2 – Torre Anemométrica e sensores de velocidade do Centro de Lançamento de Alcântara (CLA).....	52
3.3 – Localização da torre anemométrica (TA) e da torre móvel de integração (TMI) no Centro de Lançamento de Alcântara (CLA).....	52
3.4 - Anemômetros B – 4,5 e 9,0 m de altura, a 50 m da falésia.....	54
3.5 - Anemômetro C – 15 m de altura a 97 m da falésia	54
3.6 - Representação esquemática do posicionamento dos anemômetros durante as campanhas ECLICLA; na ECLICLA 2 acrescentou-se o B2. ..	55
3.7 - Túnel de vento do laboratório Prof. Kwein Lien Feng (ITA) utilizado nos experimentos da tese.....	58
3.8 - Expoente α da lei de potência para a velocidade do vento e altura z_g da Camada Limite Atmosférica (PBL) para diversas superfícies.....	58

3.9 - Aparato canal acoplado ao túnel de vento do laboratório Prof. Kwein Lien Feng (ITA).....	59
3.10 - Posicionador automático, acoplado ao computador.....	60
3.11 - Dispositivos acoplados – agulhas, tela e tapete.....	60
3.12 - Telas utilizadas para a formação da Camada Limite Atmosférica (PBL) no túnel de vento aerodinâmico do laboratório Prof. Kwein Lien Feng (ITA), com malhas respectivamente: fina (2 x 2 mm ² – diâmetro 0,4 mm - plástico); média (5,5 x 5,5 mm ² – diâmetro 1,0 mm - ferro); e a grossa (19,0 x 17,0 mm ² - – diâmetro 0,5 mm - ferro).....	61
3.13 - Vista superior do esquema de montagem do aparato experimental com o sistema de coordenadas x (longitudinal) e y (lateral).....	64
3.14 - Vista superior da malha em que foram realizadas as medidas.....	64
3.15 - Esquema do aparato experimental usado para o ensaio da região do Centro de Lançamento de Alcântara (CLA).	66
3.16 - Dimensões e representação esquemática dos modelos ensaiados no túnel de vento.....	67
3.17 - Vistas lateral e superior dos modelos ensaiados para representar a direção do vento.....	68
3.18 - Arranjo experimental para PIV em um canal.....	69
3.19 - Aparato experimental usado nas medidas com o PIV.....	70
3.20 - Representação do domínio de cálculo, onde CLO é a camada Limite oceânica; H, a altura da falésia; ϕ , o ângulo de inclinação da falésia e x_0 , x_3 , x_4 e x_{max} , as posições na direção do escoamento.....	72
3.21 – Ilustração do ciclo V utilizado.....	86
4.1 - Campo de vorticidade para CLOs de 200 a 300 m.	88
4.2 - Perfis de u e w numéricos para alturas da CLO de 200 a 300 m até 100 m de altura, a sotavento de falésia reta de 50 m.	90
4.3 - Evolução da CLI conforme a altura da CLO.....	91
4.4 – Velocidades médias e intensidades turbulentas obtidas com os dispositivos no TV.....	94

4.5 - Velocidade e DMQ da tela fina com diferentes posições de agulhas no TV	95
4.6 - Perfil de velocidade e intensidade turbulenta variando em y para x = 1120 mm com diferentes posições de agulhas no TV.....	96
4.7 - Velocidade e DMQ da tela média com diferentes posições de agulhas no TV.....	97
4.8 - Perfil de velocidade e intensidade turbulenta variando em y para x = 1420 mm com diferentes posições de agulhas no TV.....	98
4.9 - Velocidade e DMQ da tela grossa com diferentes posições de agulhas no TV.....	99
4.10 - Perfil de velocidade em x = 1420 mm com a tela média em diferentes posições das agulhas no TV.....	101
4.11 - Perfil de velocidade e Intensidade turbulenta no ponto x = 1420 mm com a tela média e o tapete no TV.....	101
4.12 - Perfis de velocidade obtidos no TV com a tela média a 300 ou 150 mm das agulhas mais o tapete	102
4.13 - Comparação entre os perfis de vento observados na TA e os simulados numericamente ($Re = 2 \times 10^7$).	103
4.14 - Comparação entre as alturas da CLI obtidas nos experimentos em túnel de vento e com as simulações numéricas ($Re = 7,5 \times 10^4$).	105
4.15 - Constantes a e b para a altura numérica da CLI para uma falésia reta de 50 m (SN 8, 9 e 10).....	106
4.16 - Campos de vorticidade numéricos para V até 10 m s^{-1} incidindo em falésia de 50 m com Re entre 3×10^2 e 3×10^7 (SN 1, 2, 8, 9, 10, 26). ..	108
4.17 - Campos de vorticidade numérica para o mesmo Re ($6,67 \times 10^6$) e diversas H e V (SN 22, 17 e 15).....	110
4.18 - Altura da CLI numérica sobre falésias de 10 a 25 m com Re igual a $6,67$ $\times 10^6$ (SN 22, 17 e 15).....	111
4.19 - Campos de vorticidade numérica sobre falésias retas com H de 10 a 50 m e V igual a 1 m s^{-1} (SN 11 a 14).	113

4.20 - Campos de vorticidade numérica sobre falésias de 10 a 50 m e V igual a 5 m s ⁻¹ (SN 16 a 20).....	114
4.21 - Campos de vorticidade numérica sobre falésias de 10 a 50 m e V igual a 10 m s ⁻¹ (SN 22 a 26).....	116
4.22 - Vorticidade máxima numérica como função de H e V em falésia reta .	116
4.23 - Altura da CLI numérica como função de H e V.	118
4.24 - Campos de vorticidade e de velocidade em TV para falésias de 10, 20, 30, 40 e 50 mm, V = 28 m s ⁻¹ e Re = 7,5 x 10 ⁴ (E1, E2, E3, E6 e E19) ..	120
4.25 - Campos de vorticidade numéricos para falésias com H igual a 10 m e inclinações entre 45° e 135°, com V igual a 5 m s ⁻¹ (SN 31 a 34).....	121
4.26 - Campos de vorticidade numéricos para falésias com H igual a 20 m e inclinações entre 45° e 135°, com V igual a 5 m s ⁻¹ (SN 35 a 38).....	122
4.27 - Campos de vorticidade numéricos para falésias com H igual a 30 m e inclinações entre 45° e 135°, com V igual a 5 m s ⁻¹ (SN 39 a 42).....	122
4.28 - Campos de vorticidade numérico para falésias com H igual a 20 m e inclinações entre 45° e 135°, com V igual a 10 m s ⁻¹ (SN 47 a 50).....	123
4.29 - Campos de vorticidade numéricos para falésias com H igual a 50 m e inclinações entre 45° e 135°, com V igual a 1 m s ⁻¹ (SN 27 a 30).....	124
4.30 - Dados diários, diurnos e noturnos das campanhas ECLICLA 1 e 2.....	126
4.31 - Campos de vorticidade e de velocidade no TV para falésia de 40 m (com TMI) e inclinações de 45° a 135° (E4 a E8)	129
4.32 - Campo de vorticidade e perfis de vento numéricos em falésia reta de 40 m, com V igual a 7,6 m s ⁻¹ (SN 21).	130
4.33 - Campos de vorticidade numéricos para inclinações entre 45° e 135° em falésia de 40 m (SN 43 a 46).....	131
4.34 - Comparação entre os dados observacionais, numéricos e experimentais para a altura da CLI em falésia reta de 40 m. (SN 6 e 21 e E6).....	132
4.35 - Perfil médio de velocidade (a) e desvio médio quadrático (b) ao longo da linha central obtido com anemometria a fio quente.....	133
4.36 - Campos de velocidade e de vorticidade em TV para falésia reta de 50 mm, correspondendo a 50 m na atmosfera (E19).....	134

4.37 - Campos de velocidade e de vorticidade em TV para falésia reta de 40 mm, com ventos incidentes de 90°, 55° e 45°.....	136
A.1 - Velocidades e direções do vento para os 6 níveis da TA em janeiro de 2005 (verão).....	151
A.2 - Velocidades e direções do vento para os 6 níveis da TA em agosto de 2005 (inverno).....	152
A.3 - Velocidades e direções do vento para os 6 níveis da TA em outubro de 2005 (primavera).....	154
A.4 - Velocidades e direções do vento para os 6 níveis da TA em abril de 1998 (outono).....	155
A.5 - Valores diários da velocidade nos níveis 1 e 2 da TA entre 21 e 24 de janeiro de 2005).....	156
A.6 - Valores diários da velocidade nos níveis 1 e 2 da TA entre os dias 01 e 04 de agosto de 2005.....	157
A.7 - Perfis sucessivos da velocidade e direção do vento na TA, a cada 10 minutos, entre os níveis 1 e 6, para o dia 02 de agosto de 2005.....	158
A.8 - Valores diários de velocidade dos dias 05 a 08 de outubro de 2005 na TA (níveis 1 e 2).....	159
A.9 - Valores diários de velocidade dos dias 21 a 24 de outubro de 1998 na TA (níveis 1 e 2).....	159
A.10 - Distribuição na TA da direção do vento dos perfis utilizados.....	161

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 – Valores de h_a e δ_{CL} em função do número de agulhas (n)	63
3.2 – Experimentos para emular a Camada Limite Atmosférica no TV	65
4.1 - Valores locais de α e do Re para os dispositivos isoladamente.....	95
4.2 – Comparação dos valores de α e do Re para as agulhas combinadas com as telas fina e média no TV	100
4.3 – Comparação dos valores de α e Re para as simulações com tapete....	102
4.4 – Altura da CLI numérica: valores de a, b e R2	107
4.5 – Resultados da ECLICLA 1 – período chuvoso – 14 a 24 de abril de 1998	125
4.6 – Resultados da ECLICLA 2 – período seco – 6 a 16 de outubro de 1998	125
4.7 – Ajuste ax^b da altura da CLI no túnel de vento (E4 a E8)	128
4.8 – Ajuste ax^b da altura da CLI simulada - $x > 1$ m (SN 21 e 43 a 46)	131
A.1 – Dados médios mensais de direção e velocidade do vento na TA no período de 1995 a 2005.	149
A.2 – Valores de velocidade e Re nos níveis 1 e 2	160
B.1 – Simulações numéricas	163
B.2 – Experimentos no túnel de vento.....	165

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ACA	Divisão de Ciências Atmosféricas
CAPES	Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior
CLA	Centro de Lançamento de Alcântara
PBL	Camada Limite Atmosférica
CLI	Camada Limite Interna
CLO	Camada Limite Oceânica
CNPq	Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico
CTA	Centro Técnico Aeroespacial
DMQ	Desvio médio quadrático
DNS	“Direct Numerical Simulation”
DP	Desvio Padrão
ECLICLA	Estudos da Camada Limite Interna no Centro de Lançamento de Alcântara
FAS	“Full Approximation Scheme”
IAE	Instituto de Aeronáutica e Espaço
ICMC	Instituto de Ciências Matemáticas e de Computação
ITA	Instituto Tecnológico de Aeronáutica
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
PIV	“Particle Image Velocimetry”
SE	Simulações Experimentais
SID	Serviço de Informação e Documentação
SN	Simulações Numéricas
SPL	Setor de Preparação de Lançamento
TA	Torre Anemométrica
TMI	Torre Móvel de Integração
TV	Túnel de Vento

LISTA DE SÍMBOLOS

A	Amplitude de rajadas (m s^{-1})
a	Constante que depende da rugosidade da superfície
b_a	Base das agulhas (mm)
b	Constante que depende da rugosidade da superfície
B	Amplitude máxima das rajadas (m s^{-1})
d_s	Distância entre as agulhas (mm)
E	Largura do túnel de vento (mm)
fr	Termo de relaxação
F_x	Forçante da fronteira imersa na direção x (m s^{-2})
F_z	Forçante da fronteira imersa na direção z (m s^{-2})
G	Fator de rajadas ($V_{\text{máx}} V_{\text{média}}^{-1}$)
h	Altura (m)
h_a	Altura das agulhas (mm)
H	Altura da falésia (m)
H_{TV}	Altura do túnel de vento (mm)
I	Intensidade turbulenta ($\sigma_{\text{vel}} V_{\text{média}}^{-1}$)
L	Comprimento do degrau (m)
L_x	Comprimento na direção x (m)
L_z	Comprimento na direção z (m)
n	Número de agulhas
P	Pressão (Pa)
R^2	Coeficiente de correlação
Re	Número de Reynolds ($V H \nu^{-1}$)
U	Velocidade média do vento (m s^{-1})
u	Componente x da velocidade (m s^{-1})
w	Componente z da velocidade (m s^{-1})
V	Velocidade no topo da camada limite (m s^{-1})
\vec{V}	Vetor velocidade de componentes (u, v, w)
$V_{\text{máx}}$	Velocidade máxima (m s^{-1})

x	Coordenada longitudinal (m)
y	Coordenada lateral (m)
z	Coordenada vertical (m)
z_0	Comprimento da rugosidade aerodinâmica
α	Expoente da equação da Lei da Potência
δ_{CLI}	Altura da CLI (m)
∇	Operador nabla
ν	Viscosidade cinemática do ar ($m^2 s^{-1}$)
σ_{vel}	Desvio padrão da velocidade ($m s^{-1}$)
ρ	Massa específica do fluido ($g m^{-3}$)
ω	Vorticidade (s^{-1})

1 INTRODUÇÃO

As falésias, que são uma forma geográfica existente no litoral, caracterizada por um encontro com desnível abrupto da terra com o mar, ainda são pouco estudadas sob o ponto de vista micrometeorológico. Elas se encontram espalhadas pelos litorais do mundo com as mais diversas formas e tamanhos. No Brasil elas ocorrem desde o Rio Grande do Sul até o Maranhão (Fig. 1.1). A existência dessas falésias causa a alteração dos campos de vento sobre elas, gerando uma Camada Limite Interna (CLI), situada na parte junto à superfície da Camada Limite Atmosférica (PBL do inglês “Planetary Boundary Layer”) local, quando o vento sopra do oceano. É importante conhecer características da CLI, para entender as influências que ela pode ocasionar quando há, a sotavento* das falésias: cidades (por ex: as “falésias brancas de Dover”, na costa litorânea do Reino Unido), balneários, fábricas, usinas eólicas, aeroportos e outros. No caso do Centro de Lançamento de Alcântara (CLA), localizado junto a uma falésia, as atividades de lançamento de foguetes requerem um conhecimento apropriado das condições meteorológicas, em especial, do vento e da turbulência atmosférica junto à superfície, tanto para o projeto e desenvolvimento de foguetes, quanto para procedimentos durante o lançamento. Também é utilizado na análise das condições ambientais quando da ocorrência de lançamentos fracassados, como mostram, por exemplo, Uccellini et al. (1986) e Fichtl et al. (1988) quanto à explosão do ônibus espacial Challenger em 1986, e Kingwell et al. (1991) no que se refere às condições atmosféricas que afetam as operações de foguetes. Os dados de perfil de vento também são necessários para determinação da trajetória dos foguetes, pois segundo dados do Saturno 5, até a altitude de 1000 m, 88% das correções são devidas ao vento, enquanto que, acima de 5000 m, isto se reduz a apenas 3% (Fisch, 1999). No caso de plataformas de lançamento próximas de falésia, como ocorre no CLA, que é o portal brasileiro para o espaço, as condições micrometeorológicas se tornam ainda mais complexas, devido à presença de falésia de 40 m de altura em relação ao oceano.

* *sotavento significa após a falésia e barlavento antes da falésia, quando o vento sopra do oceano*



Torres, RS - Brasil



Pipa Clássico, RN - Brasil



Falésias brancas de Dover - Inglaterra



Falésias sete irmãs - Inglaterra



Inishmor - Irlanda



Falésias de Moher - Irlanda



Victória - Austrália



Sorrento - Itália

Figura 1.1 - Falésias

Embora os dados de vento sejam usualmente medidos por estações meteorológicas, medições adicionais ou estimativas são requeridas para dados detalhados do vento em certas localizações. Em geral, as características do vento são divididas em quatro grupos: os perfis verticais, a velocidade, a intensidade e espectro da turbulência (Liu, 1990). Johnson (1993), por exemplo, faz uma compilação completa nos principais elementos climáticos dos campos de lançamentos de foguetes nos Estados Unidos. Kwon et al (2003) realizaram estudos experimentais num túnel de vento para estudar as condições atmosféricas da ilha de Oenaro-Do, local do Centro Espacial da Coreia do Sul (Naro Space Center).

Finalmente, como as falésias existem em muitas regiões do mundo, inclusive ao longo do litoral do Brasil, e são ocupadas de modos os mais diversos possíveis (urbanos, recreativos, industriais, rampas de lançamento, geração eólica etc.), e ainda são pouco estudadas sob o ponto de vista meteorológico, justifica-se plenamente este estudo. A turbulência e as condições ambientais junto a falésias interferem nas condições de lançamento de foguetes, aeroportos (decolagem e aterrissagem de aeronaves), usinas termoelétricas (caso da dispersão atmosférica), “resorts” (maior turbulência causa a queda da temperatura), construção de pontes e edifícios, etc.; já no caso de usinas eólicas, tem-se que o efeito das falésias é benéfico pela sua contribuição para a geração de turbulência.

O objetivo desse trabalho é estudar através de observações, simulações numéricas e experimentos em túnel de vento, o escoamento atmosférico modificado pelo surgimento de uma falésia. Foram analisados os campos de vento e de vorticidade e as CLIs a sotavento de falésias litorâneas de diversas alturas e ângulos de inclinação, formadas pela incidência de ventos provindos do oceano com diferentes velocidades. Validaram-se também os resultados com dados observacionais do CLA, seguindo-se, também de uma aplicação à falésia existente em Alcântara.

A primeira parte consta da análise de dados observacionais coletados no CLA (i) em Torre Anemométrica (TA), (ii) nos mastros micrometeorológicos instalados nas Campanhas ECLICLA 1 e 2. A segunda trata da simulação numérica do escoamento atmosférico realizada para diversas alturas e ângulos de inclinação de falésias, inclusive para a falésia existente no CLA, enquanto a terceira trata da simulação em túnel de vento do escoamento atmosférico na falésia do CLA, realizada no Instituto Tecnológico de Aeronáutica (ITA). Os resultados obtidos nas simulações numéricas são então comparados com os observacionais, e como o túnel de vento apresenta certas limitações, como por exemplo o baixo número de Reynolds, seus resultados são comparados com casos semelhantes simulados numericamente, correspondentes a ventos bem menores que os do CLA.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Este capítulo consta de breves explicações sobre a Camada Limite (CL), seguida pela Camada Limite Atmosférica (PBL) e a Camada Limite Interna (CLI). Apresentam-se também uma noção sobre vorticidade, muito utilizada no presente trabalho, e os ventos no Centro de Lançamento de Alcântara (CLA).

2.1 Camada Limite (CL)

O escoamento de fluidos, líquidos e gases, objeto da mecânica dos fluidos, é uma presença praticamente universal, tanto naturalmente no meio ambiente, quanto nas atividades mecânico-industriais e urbanas, assim como na sustentação da vida, entre muitas outras. O seu estudo mais formal iniciou-se com a hidrodinâmica teórica, extensamente abordada em Lamb (1932), que evoluiu das equações do movimento de Euler para fluidos invíscidos estabelecidas no Século 18. Entretanto, suas soluções matemáticas são contraditas pelas observações experimentais, pois os fluidos reais são viscosos, isto é, possuem atrito e aderem a paredes sólidas. Apesar de as equações de Navier-Stokes para fluidos viscosos terem sido estabelecidas em meados do Século 19, sua solução matemática, salvo para casos muito simples como o escoamento laminar em tubos cilíndricos (problema de Hagen-Poiseuille), ou o induzido pelo deslocamento de uma superfície sólida (escoamento de Couette), era impossível. Assim, os engenheiros desenvolveram expressões empíricas, constituindo o campo da hidráulica, que se baseava em dados experimentais, diferindo significativamente do enfoque puramente matemático da hidrodinâmica teórica.

Este quadro foi modificado radicalmente em 1904 por Ludwig Prandtl, considerado o pai da aerodinâmica moderna, com a introdução do conceito de camada-limite. Prandtl mostrou que na parte afastada de superfícies, o escoamento dos fluidos reais pode ser considerado invíscido, valendo as soluções da hidrodinâmica teórica, enquanto que próximo às superfícies a viscosidade não pode ser desprezada, constituindo a camada-limite. Esta

camada, na maioria das situações, é bem delgada relativamente à extensão total do campo do escoamento, mas é nela que se sentem todos os efeitos devidos à presença da superfície limitante, que pode ser tanto externa ao escoamento, como o vento soprando sobre o solo ou a água numa tubulação, quanto imersa no fluido, como uma aeronave voando, um submarino navegando, ou um paraquedista saltando no ar. Para dentro da camada limite, desenvolveram-se tanto simplificações das equações baseadas na análise de escala entre seus termos— entre as quais a clássica de Prandtl sobre placa plana, quanto metodologias empíricas dos mais diversos tipos. Matematicamente, suas soluções são por agregação de variáveis (ditas por similaridade), como a de Blasius em 1908 para a placa plana (SLATTERY, 1972), ou, na maior parte dos casos, numéricas. O conceito de camada-limite forneceu o elo que faltava entre a teoria e a prática, marcando o início da era moderna da mecânica dos fluidos. Uma referência clássica sobre o assunto é, por exemplo, Schlichting e Gersten (2000). O conceito também foi estendido para o transporte, no fluido, de calor e de massa, este tanto para uma só espécie, como a umidade no ar, quanto multicomponente, como poluentes na água ou no ar, considerando-se até que distância das superfícies em contato com o fluido se sente a influência destes escalares quando em troca com elas. Evidentemente, num mesmo escoamento, as camadas limites de quantidade de movimento (mecânica), calor e massa, apesar de simultâneas, usualmente têm espessuras diferentes, em razão das diferenças dos mecanismos de transporte envolvidos, como mostram, por exemplo, Bird et al. (1960). Esta referência, por sinal, é um marcante exemplo do uso da metodologia de similaridade entre fenômenos, ou seja, a mesma equação para os três transportes considerados. Finalmente, cumpre lembrar que o conceito de camada limite, que se iniciou no campo da aerodinâmica de superfícies lisas, abrangeu posteriormente superfícies rugosas, e estendeu-se então para as mais diversas situações, entre as quais se destaca a Camada Limite Atmosférica (PBL) (GARRATT, 1992), na qual se insere o problema objeto do presente trabalho.

A Figura 2.1 mostra a estrutura da camada limite mecânica (CL) de um escoamento viscoso incompressível de velocidade constante U_∞ acima de uma superfície estacionária no início plana, a qual se curva mais adiante. A velocidade, sobre a parte plana, varia de zero junto à superfície, devido à condição de aderência (ou não deslizamento) causada pela viscosidade, até U_∞ na altura que corresponde à altura da camada limite (δ_{CL}), ou seja, até onde se sente no escoamento a influência da superfície; esta situação faz com que no interior da CL as componentes longitudinal e vertical da velocidade sejam não nulas. Ao atingir a convexidade, a pressão decresce ao longo do escoamento até o ponto mais alto da superfície, resultando um gradiente adverso (MONIN e YAGLOM, 1971), o qual se reverte em seguida. Assim, após este ponto mais alto, o fluido movimenta-se na direção de pressões crescentes, o que leva ao retardamento do escoamento, o qual é maior mais próximo à superfície, até atingir um ponto a sotavento em que o perfil da velocidade se inverte relativamente aos valores em alturas maiores relativamente à superfície. A partir deste ponto de inversão, forma-se uma região em que o movimento do fluido é oposto ao dos níveis mais acima. A formação desta região de contrafluxo afasta da superfície as linhas de corrente acima dela, enquanto em seu interior elas se fecham, ocorrendo a chamada *separação ou descolamento (D) da CL* da superfície, com ou sem o desprendimento de vórtices. Deve-se frisar que para haver separação, a superfície deve ser curva como a mostrada na Figura 2.1; sobre superfícies planas, não ocorrem descolamentos da CL. Por outro lado, em torno de superfícies fechadas imersas num fluido em movimento, os descolamentos originam as esteiras vorticiais de von Karman, visualizadas pelas fotos em Hinze (1960); Prandtl e Tietjens (1934), também visualizam diversos escoamentos vorticiais, utilizando as técnicas da época. Um resumo das técnicas clássicas de visualização de escoamentos encontra-se em Monin e Yaglom (1971), técnicas estas que evoluíram no presente para, por exemplo, a PIV (do inglês “Particle Image Velocimetry”), que envolve equipamentos a laser, fotos digitais e procedimentos numéricos, conforme mostra Azevedo e Almeida (2002).

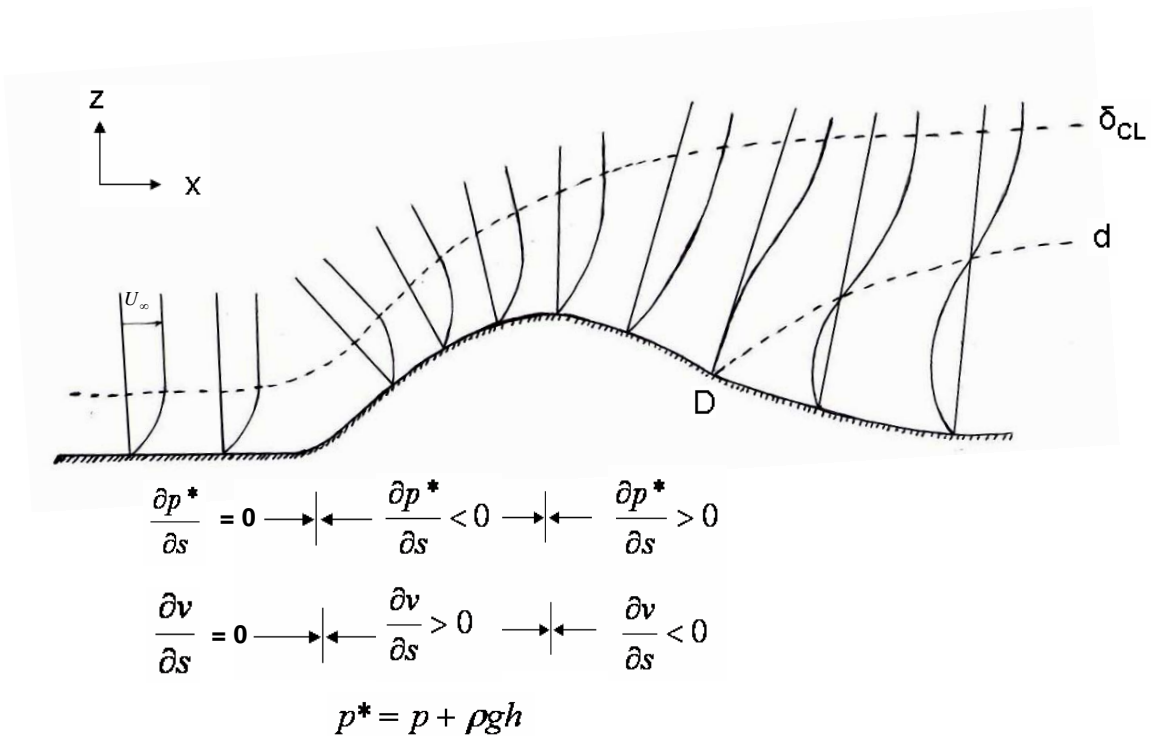


Figura. 2.1- Escoamento da Camada Limite (CL) com gradiente de pressão adverso, onde U_∞ é a velocidade; δ_{CL} , a altura da CL; D, o ponto de separação; p , a pressão; s , o deslocamento; v , a velocidade; ρ , a massa específica do fluido; g , a gravidade e h , a altura.

Na camada limite mecânica, tanto as forças de inércia quanto as viscosas são importantes, e como o número de Reynolds (Re) representa a razão entre estas forças, ele é um parâmetro significativo na caracterização dos escoamentos de camada limite, sendo definido por:

$$Re = \frac{U_\infty L}{\nu},$$

em que U_∞ é uma velocidade característica; L um comprimento característico e ν a viscosidade cinemática do fluido. Entretanto, como a maioria dos escoamentos é turbulento, os quais dependem da escala considerada, Re nestes casos não é suficiente para determinar todas as características deles, como também se mostrará no presente trabalho.

2.2 Camada Limite Atmosférica

No contexto atmosférico, a CL não é fácil de ser definida. Entretanto, uma definição identifica a CL como a camada de ar diretamente acima da superfície da Terra em que os efeitos da superfície (atrito, aquecimento e resfriamento) são sentidos diretamente em escalas de tempo menores que um dia, e em que fluxos significantes de momentum, calor ou massa são realizados por movimentos turbulentos sob uma escala da ordem de profundidade da CL ou menor (GARRATT, 1992).

A natureza turbulenta da camada limite atmosférica é uma de suas características mais importantes. Entretanto, a turbulência na atmosfera mais baixa difere daquela estudada nos túneis de vento em dois aspectos:

- A turbulência associada com convecção térmica coexiste com a turbulência mecânica;
- A camada limite turbulenta interage com um fluxo médio que é influenciado pela rotação da Terra.

A estrutura da PBL mostra muitas similaridades com a CL turbulenta bi-dimensional gerada em um túnel de vento, em que ambos têm uma distinta região interna e externa (Fig. 2.2). Na região externa, o fluxo mostra uma pequena dependência com a natureza da superfície e, na atmosfera, a força de Coriolis devida à rotação da Terra também é importante. Como Ekman (1905) foi o primeiro a tratar os efeitos de rotação sobre o fluxo da camada limite no oceano, esta região ficou conhecida como camada de Ekman. O fluxo na camada interna (também chamada de parede ou camada de superfície) é principalmente dependente das características da superfície e é pouco afetado pela rotação. A transição entre as camadas interna e a externa não é abrupta, mas é caracterizada por uma região sobreposta. A influência da superfície é diretamente sentida na subcamada interfacial, que é a camada de ar acima dos elementos rugosos, como sejam as superfícies do continente ou do oceano.

Nesta camada, a difusão molecular é um importante processo para que o calor e a massa sejam transferidos entre a superfície e o ar.

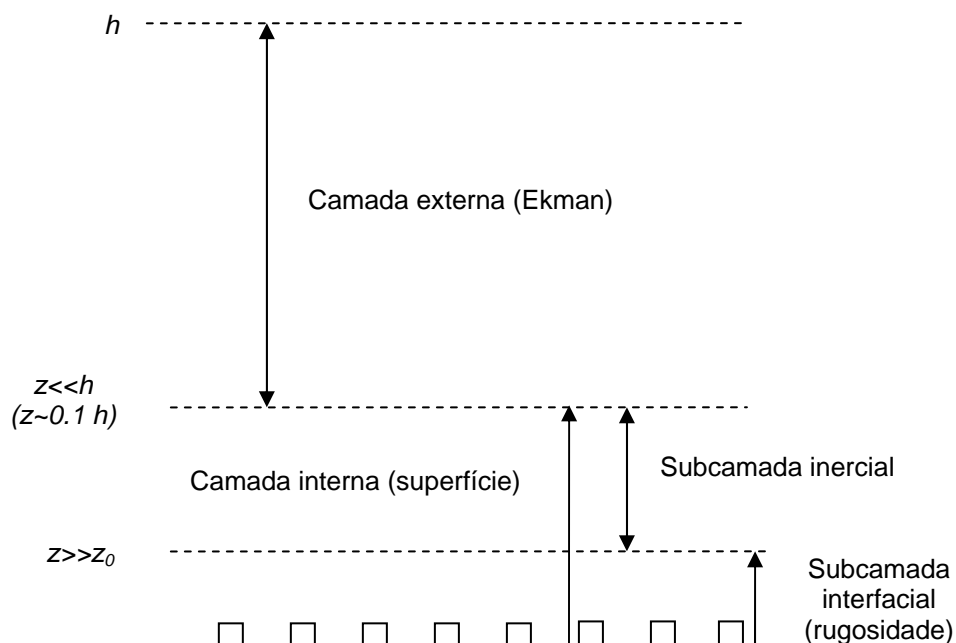


Figura 2.2 – Estrutura esquemática da Camada Limite Atmosférica (PBL) em condições neutras, ou seja, sem estratificações.
Fonte: Garrat (1992)

Várias regiões são identificadas, incluindo a subcamada interfacial (ou rugosa), a camada interna (ou de superfície) e a camada externa (ou de Ekman). Dentro da subcamada rugosa, a turbulência e os perfis médios são fortemente afetados pela estrutura dos elementos rugosos. Na camada da superfície, o vento e o cisalhamento exibidos desprezam a rotação com a altura. A subcamada inercial é a região em que o perfil de velocidade nas condições de neutralidade é logarítmico. No diagrama, h é a altura da camada limite, z é a coordenada vertical e z_0 é o comprimento da rugosidade aerodinâmica.

Sobre o continente em particular, a estrutura da PBL turbulenta é fortemente influenciada pelo ciclo diurno de aquecimento e resfriamento da superfície e pela presença de nuvens. Fluxos neutros são facilmente produzidos em um túnel de vento. A PBL instavelmente estratificada, ou Camada Limite

Convectiva (CLC), ocorre quando forte aquecimento da superfície (devido ao sol) produz instabilidade térmica ou convecção na forma de térmicas e de plumas, e quando convecção invertida é gerada por resfriamento radiativo de topo de nuvens. Em condições fortemente instáveis induzidas pelo aquecimento da superfície, a camada externa em particular é dominada por movimentos convectivos e é freqüentemente referida como camada de mistura. Em contraste, a PBL estavelmente estratificada ocorre mais à noite, embora não exclusivamente, em resposta ao resfriamento da superfície pela emissão de onda longa para o espaço. A PBL instável é caracterizada por uma camada super-adiabática próxima à superfície e a PBL estável pela presença de inversão na superfície.

O topo da CL em condições convectivas é freqüentemente bem definida pela existência de uma camada estável (“capping inversion”) em que movimentos de baixo são geralmente incapazes de penetrar muito, embora eles possam continuamente desgastá-la, particularmente onde o calor latente é liberado em elementos do ar ascendentes. A altura desta elevada camada estável é igualmente variável, mas é geralmente de 2-3 km. Sobre o deserto no meio do verão sob forte aquecimento da superfície, a PBL deve estar com 5 km de profundidade, e igualmente mais profundas em condições de convecção de cumulonimbus vigorosas. Em condições estáveis, a CL não é tão facilmente identificada, pois a turbulência é muito mais fraca do que no caso instável e conseqüentemente a profundidade é não mais do que alguns metros, da ordem de 100 a 120 m, no máximo. A noite sobre o continente, sob céu claro e ventos fracos, ela pode ser igualmente menor, talvez não mais do que 50-100 m, e fortemente influenciado pelo movimentos de ondas internas.

Sobre oceanos abertos, onde a camada baixa de nuvens (stratus e stratocumulus) é predominante, a profundidade da PBL não deve ser maior do que poucas centenas de metros e, em latitudes extratropicais, deve ter uma estrutura igualmente similar àquela sobre o continente. Sob circunstâncias especiais, a profundidade da PBL sobre o oceano pode ser comparável àquela

sobre o continente no meio do dia. Isto pode ocorrer durante intensas explosões de ar frio sobre o oceano, quando a ampla descontinuidade da temperatura e umidade que identificam o topo da PBL são particularmente notados como resultado do ar frio e seco fluindo para fora do continente sobre uma costa relativamente quente.

2.3 Camada Limite Interna

A Camada Limite Interna (CLI) se forma na parte inferior da Camada Limite Atmosférica (PBL) em consequência de mudanças abruptas (descontinuidades) nas condições da superfície, tais como a topografia, rugosidade, e temperatura e/ou umidade (JEGEDE e FOKEN, 1998), incluindo na primeira o caso das falésias. A Fig. 3.1 mostra o desenvolvimento esquemático da CLI numa falésia, causada por um vento oriundo do oceano (superfície lisa) ao encontrar o continente (superfície rugosa).

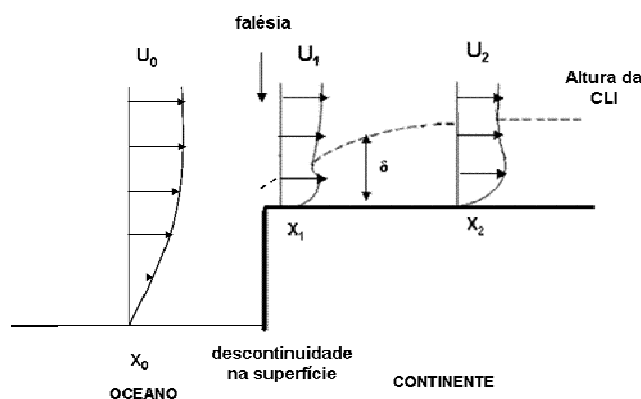


Figura 2.3 – Desenvolvimento da Camada Limite Interna (δ_{CLI}) sobre a falésia e perfis de vento (U_0 , U_1 e U_2) sobre as posições, oceânica (x_0) e continental (x_1 e x_2).

Vários estudos teóricos e experimentais, como os de Elliot (1958), Pendergrass e Arya (1984), Sempreviva et al. (1990), Sugita e Brutsaert (1990), Källstrand e Smedman (1997), Jegede e Foken (1998) e Savelyev e Taylor (2005), focam principalmente o problema do escoamento neutro sobre uma mudança em degrau na rugosidade de superfície plana, concentrando-se no

desenvolvimento do perfil de vento modificado, a resposta do campo turbulento e o próprio crescimento da CLI. Savelyev e Taylor (2005) apresentam uma tabela com as expressões para a altura da CLI apresentadas em 20 trabalhos desde Elliot (1958). Situações não neutras, que consideram a convecção, segundo Jegede and Foken (1998), podem ser cobertas com ajustes nos coeficientes empíricos das neutras. Posteriormente as atenções se voltaram para os efeitos da estratificação térmica sobre o escoamento, o crescimento e a estrutura da CLI térmica convectiva relacionada às mudanças em degrau da temperatura e fluxo de calor na superfície (GARRATT, 1989), como mostram Batchvarova e Gryning (1998), Liu et al (2000), e Hara et al. (2009). Todos os estudos acima mencionados tratam de mudanças de características em superfícies planas, não se tendo encontrado nenhum que aborde descontinuidades no nível da superfície, que é o objetivo do presente trabalho, concernente a falésias com a incidência de ventos suficientemente fortes para desprezar os efeitos térmico-convectivos no escoamento. Em todos os casos a CLI a sotavento da descontinuidade na superfície está inserida na PBL existente a barlavento, cujas características são mantidas acima da CLI. A altura da CLI é zero sobre a descontinuidade, exceto no caso de falésias (devido a recirculações por elas causadas) e evolui para um valor assintótico a sotavento, quando com o campo de velocidade está em equilíbrio com a nova condição da superfície.

De acordo com dados observacionais e experimentais obtidos sob condições de estabilidade neutra, sem degrau topográfico na superfície, o crescimento da altura da CLI, δ_{CLI} , segue uma lei de potência, do tipo inicialmente proposto por Elliot (1958):

$$\delta_{CLI} = ax^b \quad (2.1)$$

onde x (em m) é a distância do ponto de descontinuidade e a e b são constantes que dependem da rugosidade da superfície. Valores de a estão entre 0,35 e 0,75 e de b variam de 0,1 (superfície lisa) a 0,4 (áreas urbanas),

sendo válidas até 1 ou 2 km da costa, quando δ_{CLI} se torna constante (KALLSTRAND e SMEDMAN, 1997). A constante a depende também da definição de δ_{CLI} , que pode ser a altura onde a velocidade média local do vento, o escoamento turbulento do momentum ou uma das variâncias de velocidade alcançam uma fração especificada (0,90 – 0,99) de seu valor de equilíbrio a barlavento da corrente (ARYA 2001). Entretanto, no presente trabalho, define-se δ_{CLI} como a altura em que a derivada vertical (z) da vorticidade ω torna-se praticamente nula, o que corresponde a um perfil de ω praticamente constante, e velocidade variando quase linearmente com a altura, como é o caso da PBL acima da CLI.

2.4 Estruturas coerentes e vorticidade

Nos escoamentos turbulentos, podem ser identificadas estruturas conhecidas como coerentes. Elas apresentam alto grau de organização, com preservação de forma e imprevisibilidade.

Para que uma estrutura coerente seja classificada como vórtice coerente necessariamente as três condições abaixo devem ocorrer (LESIEUR, 1997):

- Vorticidade concentrada o suficiente para que as trajetórias das partículas do fluido possam girar ao redor;
- Conservação das características de forma durante um tempo de existência maior do que o seu tempo de giro total, da ordem de ω^{-1} ; e
- Que as estruturas sejam imprevisíveis no sentido de que sua dinâmica possua alta sensibilidade às condições iniciais do escoamento, tornando impossível repetir o mesmo experimento e obter os mesmos resultados.

Da primeira condição de existência de vórtices coerentes, observa-se que a existência do vórtice sempre está associada à existência de vorticidade. A vorticidade $\vec{\omega}$ é uma grandeza vetorial definida por (LESIEUR, 1997):

$$\vec{\omega} = \nabla \times \vec{V}, \quad (2.2)$$

Sendo, ∇ o operador nabla e \vec{V} o vetor velocidade de componentes (u, v, w). Ela representa o movimento de rotação, com ou sem deformação, de um elemento de fluido, gerado a partir do gradiente das componentes da velocidade sobre as faces do elemento de fluido. Sendo assim, a vorticidade é utilizada para descrever as características rotacionais do fluido.

Entretanto, a existência de vorticidade no escoamento nem sempre está associada a um vórtice. Por exemplo, em um escoamento próximo a uma placa plana, onde há gradiente de velocidade na camada limite, há vorticidade; todavia, não necessariamente existe um vórtice na região.

O vórtice pode ser descrito como uma estrutura na qual os elementos de fluido que a compõem giram ao redor de um centro comum, podendo o mesmo ser simétrico ou assimétrico (Fig. 2.4). Conjuntamente ao movimento de rotação do elemento em torno do eixo comum, ele também poderá transladar e/ou se deformar.

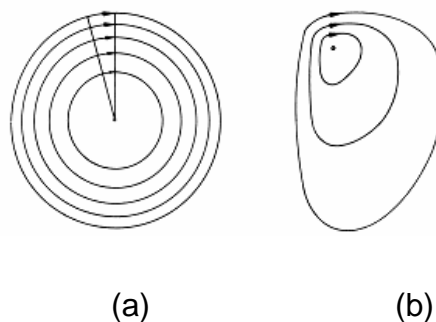


Figura 2.4: Trajetória de elementos fluidos em torno de um eixo comum: (a) Vórtice circular concêntrico; (b) Vórtice assimétrico
Fonte: Lugt (1996).

O vórtice pode ser classificado como plano ou espacial. Para ser considerado plano, os padrões das linhas das trajetórias dos elementos fluidos devem ser os mesmos em diferentes planos transversais ao eixo de rotação do vórtice. E

para ser considerado espacial, os padrões são distintos nos diferentes planos transversais. Exemplos cotidianos de vórtices espaciais podem ser encontrados na água que escoar de uma pia e nos ciclones na atmosfera (SILVA, 2006).

2.5 Ventos no Centro de Lançamento de Alcântara

A área do Centro de Lançamento de Alcântara (CLA) apresenta características típicas, pois possui uma região de mudança de rugosidade abrupta: superfície lisa do oceano à superfície rugosa do continente, com uma simultânea variação topográfica nessa descontinuidade, causada por uma falésia com desnível em torno de 40 a 50 m, conforme a Figura 2.6. Distante cerca de 150 m desta falésia, numa altitude de 49 m, encontra-se a rampa de lançamento de foguetes do CLA, a qual é influenciada pelas características acima citadas. O vento, inicialmente em equilíbrio com a superfície oceânica, interage com a vegetação arbustiva, de altura média igual a 4 m existente a sotavento da falésia, e é influenciado pelo deslocamento vertical da superfície, formando uma Camada Limite Interna (CLI) (FISCH, 1999).



Figura 2.5 - Falésia de Alcântara

O conhecimento da estrutura vertical do vento (perfis médios e rajadas de vento) é importante, pois os foguetes são projetados e construídos para

suportarem uma determinada carga pela ação do vento, além do fato de que a trajetória, controle e guiagem dos mesmos são determinados pelo perfil de vento próximo à superfície (FISCH, 1999). Um levantamento preliminar no CLA, utilizando uma torre anemométrica de 70 m de altura, com sensores de velocidade e direção do vento em seis níveis, respectivamente, 6,0, 10,0, 16,3, 28,5, 43,0 e 70,0 m, foi realizado por Fisch (1999), e mostra que os ventos são mais intensos na época seca, com valores típicos entre $5,0 \text{ m s}^{-1}$ na altura de 6 m e $9,0 \text{ m s}^{-1}$ na de 70 m, pois ocorre o acoplamento dos ventos alísios com a circulação de brisa marítima. Já na época chuvosa, em que a posição da Zona de Convergência Intertropical é predominante na caracterização do clima local, o vento no CLA varia tipicamente de $3,0 \text{ m s}^{-1}$ em 6 m de altura a $5,0 \text{ m.s}^{-1}$ em 70 m. Fisch (2003) utilizou um anemômetro sônico tridimensional, instalado em um mastro de 9 m próximo à plataforma de lançamento de foguetes, nos períodos de 4 a 27 de agosto em 1999, característicos da estação seca, e de 11 de abril a 19 de junho em 2003, que são representativos da estação úmida, e constatou que os ventos são mais intensos na época seca, sendo aproximadamente $1,0 \text{ m s}^{-1}$ mais fortes do que durante a estação chuvosa, sem dependência com a estabilidade, exceto para o vento máximo, o qual ocorre na transição estabilidade-instabilidade na estação seca e na transição oposta durante a chuvosa.

Fisch (2005) analisou o comportamento do perfil do vento no CLA para condições neutras, com dados coletados como descrito em Fisch (1999). A velocidade de atrito u^* foi bem característica, em razão da variação sazonal do vento, o qual é mais forte em setembro do que em março. Em março u^* apresentou o valor de $0,21 \text{ m s}^{-1}$ e para setembro, $0,43 \text{ m s}^{-1}$. O comprimento de rugosidade z_0 ficou entre 0,66 m (março) e 0,77 m (setembro). O perfil do vento observado variou entre $1,2 \text{ m s}^{-1}$ (nível 1 de 6 m) a $2,5 \text{ m s}^{-1}$ (nível 6 de 70 m) para março, e entre $2,2 \text{ m s}^{-1}$ (nível 1) e $4,8 \text{ m s}^{-1}$ (nível 6) no mês de setembro. Estes resultados foram inferiores àqueles normalmente obtidos para o CLA para estes meses, como os mostrados em Fisch (1999).

Roballo e Fisch (2008) determinaram, a partir de observações na torre anemométrica de 70 m do CLA, que a velocidade de atrito u^* é igual a $0,32 \pm 0,13 \text{ m s}^{-1}$ (período chuvoso) e $0,46 \pm 0,11 \text{ m s}^{-1}$ (seco), enquanto o comprimento de rugosidade z_0 igual a $0,19 \pm 0,32 \text{ m}$ (chuvoso) e $0,06 \pm 0,05 \text{ m}$ (seco). Deste modo, demonstraram a sazonalidade dos perfis do vento. Roballo e Fisch (2008), obtiveram também o expoente α da lei de potência para a velocidade variando de 0,19 a 0,27, ao longo dos meses do ano, com coeficientes de correlação (R^2) entre 0,88 e 0,99, decrescendo com a altura z . A validação de α com dados de vento de 2004 a 2005 mostrou, em mês chuvoso, velocidades locais estimadas maiores que as observadas, talvez devido à neutralidade atmosférica menos forte; entretanto, em mês seco, elas foram equivalentes, demonstrando condições neutras da atmosfera. Loredou-Souza et al. (2004) sugeriram que para velocidades do vento maiores que 10 m/s, o escoamento é turbulento o suficiente para desprezar os efeitos térmicos. Este é, segundo Roballo e Fisch (2008), o caso do CLA onde a velocidade do vento durante a estação seca é de aproximadamente 10 a 15 m s^{-1} na parte mais baixa da atmosfera, podendo ela ser tratada como neutra na maior parte do tempo.

Reuter et al. (2004), realizaram um estudo observacional da Camada Limite Planetária Marinha com a realização simultânea, no período de 13 a 15 de junho de 1999, de radiossondagens no Navio Oceanográfico Antares cerca de 100 km ao Norte do CLA, e no próprio CLA, constatando diferenças entre as CLs e as direções do vento, certamente devidas à distância entre os pontos de lançamento, e a presença do litoral; relevante para o presente estudo foi a observação de um perfil de vento (mostrado na Fig. 7b do trabalho) indicando que a altura da Camada Limite Oceânica mecânica no CLA tem uma altura próxima a 300 m.

3 METODOLOGIA

Neste capítulo apresentam-se a localização da região em estudo, assim como metodologias observacional, experimental e numérica utilizadas.

As fontes de dados observacionais foram duas:

- torre anemométrica localizada no SPL/CLA;
- mastros anemométricos das campanhas de “Estudo da Camada Limite Interna no Centro de Lançamento de Alcântara” (ECLICLA 1 e 2).

Esses dados foram usados para a análise do vento e da CLI, e comparações com as partes: experimental e numérica.

A metodologia experimental foi dividida em 2 partes, sendo que na primeira, utilizou-se um anemômetro de fio quente para o estudo da Camada Limite Atmosférica no túnel de vento (TV) do Instituto Tecnológico de Aeronáutica (ITA), e na segunda, a técnica PIV (do inglês “Particle Image Velocimetry”), para o estudo da simulação no TV do escoamento nas falésias e no CLA.

A metodologia numérica apresenta o modelo matemático, as equações utilizadas, o método numérico e os esquemas de discretização temporal e espacial.

3.1 Localização da região das observações

O Centro de Lançamento de Alcântara localiza-se no litoral do Maranhão (2°19' S; 44°22' O), distante 30 km em linha reta de São Luiz, com altitude entre 40 e 50 m. Nele são lançados os foguetes brasileiros, tais como o Veículo Lançador de Satélite (VLS) e os de Sondagens (SONDA II, SONDA III, VSB30 e VS40). A Figura 3.1 mostra sua localização.

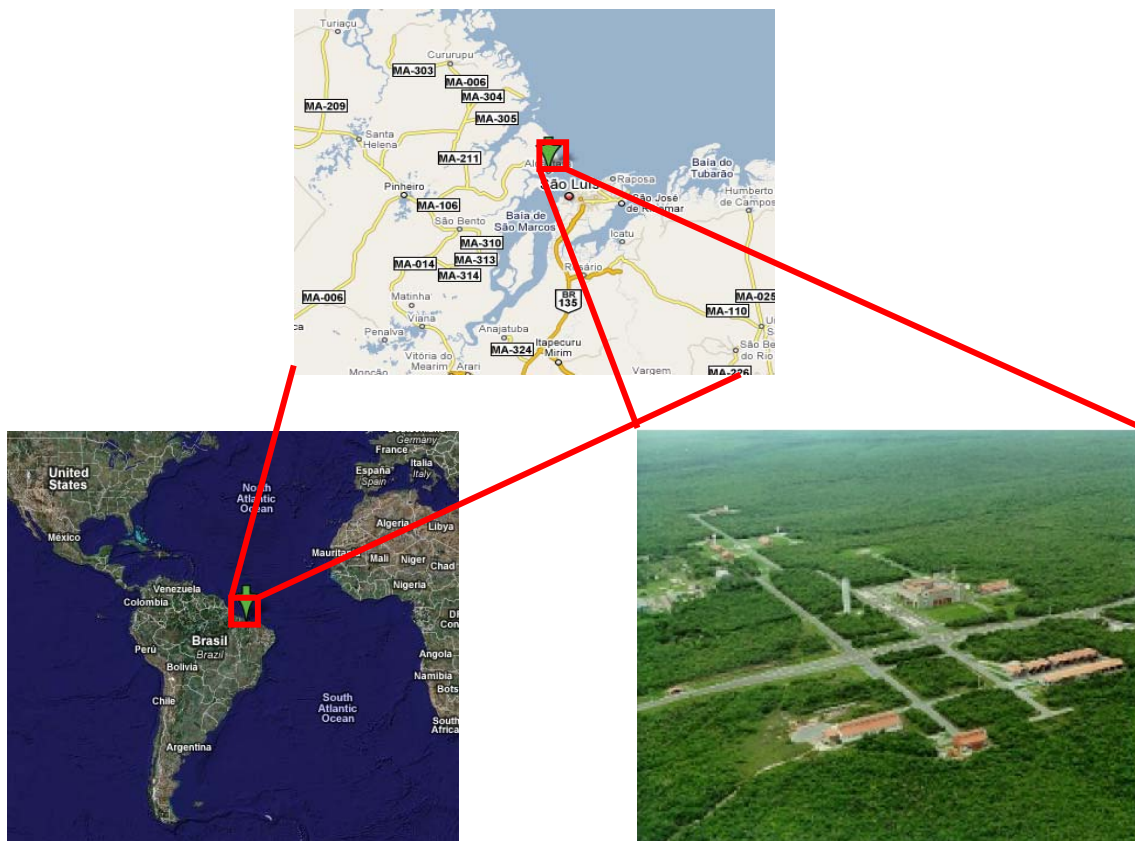


Figura 3.1 – Localização do Centro de Lançamento de Alcântara (CLA)

A vegetação na região do CLA é característica de região de restinga, com altura média da vegetação em torno de 4,0 metros. Esta vegetação é bem fechada do ponto de vista da arquitetura das plantas, sendo o dossel bem homogêneo em termos de altura (FISCH, 1999).

O clima de Alcântara apresenta um regime de precipitação dividido em dois períodos: chuvas intensas durante os meses de janeiro a junho, sendo os meses de março e abril os mais chuvosos, com total mensal superior a 300 mm; e período seco de julho a dezembro, com precipitação inferior a 15 mm por mês (FISCH, 1999). Os ventos possuem um comportamento bem distinto entre as épocas chuvosas e secas. Durante a estação chuvosa, o vento predominante é de leste até aproximadamente 5.000 m de altitude, com velocidades em torno de $7,0 - 8,0 \text{ m s}^{-1}$ nos níveis entre 1.000 e 3.000 m. Na estação seca, o vento é predominantemente de leste até aproximadamente

8.000 m de altitude, com velocidade em torno de $7,0 - 9,0 \text{ m s}^{-1}$. O vento é bem intenso na camada mais baixa (até 2000 m) com média entre $10,0$ e $10,5 \text{ m s}^{-1}$, apresentando uma pequena rotação para sudeste. Isto se deve à intensificação da brisa marítima, que possui sua influência máxima (contraste térmico oceano-continente) durante esta época, em particular nos meses de setembro a novembro (FISCH, 1999). A temperatura do ar e a umidade relativa não apresentam variações sazonais e seus valores são típicos da atmosfera tropical, com valores médios mensais de temperatura entre $26,7^\circ \text{ C}$ (março) e $28,1^\circ \text{ C}$ (novembro) e a umidade relativa entre 77% (março e abril) e 89% (outubro e novembro).

3.2 Metodologia observacional

Os conjuntos de dados observacionais obtidos no CLA e utilizados neste trabalho, são: (i) dados da torre anemométrica (TA) de 70 m existente no CLA, para a análise da velocidade e direção do vento, nas camadas mais próximas ao solo, e (ii) medidas anemométricas em duas torres com alturas de 9 e 15 m respectivamente, situadas na parte alta do CLA, para determinar a velocidade do vento na camada junto à superfície, assim como a CLI, constituindo as campanhas ECLICLA 1 e 2, realizadas nas estações seca e chuvosa de 1998.

3.2.1 Torre Anemométrica (TA)

No CLA encontra-se uma torre metálica de 70 m de altura equipada com sensores de velocidade tipo hélice (“propeller”) (Fig. 3.2) e direção do vento tipo “aerovane” da R.M Young (Traverse City, EUA). Estes sensores estão instalados em seis níveis, nas alturas de 6,0 m (nível $n=1$), 10,0 m ($n=2$), 16,3 m ($n=3$), 28,5 m ($n=4$), 43,0 m ($n=5$) e 70,0 m ($n=6$). A direção predominante do vento na TA nos níveis mais baixos é de NE (aproximadamente 45 graus), pois é uma superposição dos ventos alísios com a circulação de brisa marítima. A distância da TA até a falésia é de aproximadamente 200 m, considerando a direção preferencial do vento (Roballo e Fisch, 2008). A Figura 3.3 mostra uma

visão geral do CLA, onde é possível observar a localização da TA e, também da Torre Móvel de Integração (TMI) em relação à falésia litorânea.



Figura 3.2 – Torre Anemométrica e sensores de velocidade do Centro de Lançamento de Alcântara (CLA)

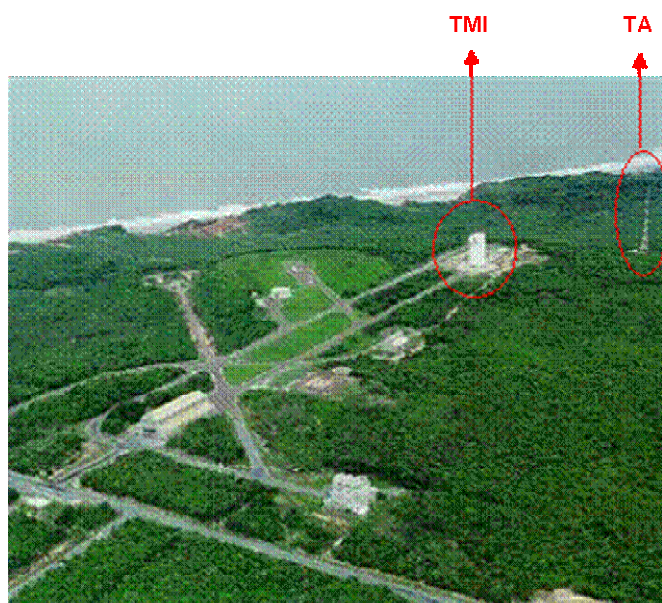


Figura 3.3 - Localização da torre anemométrica (TA) e da torre móvel de integração (TMI) no Centro de Lançamento de Alcântara (CLA).

Os anemômetros da TA foram ensaiados no Túnel de Vento do Centro Técnico Aeroespacial (CTA) em São José dos Campos – SP, antes e depois da coleta de dados, e as constantes de calibração de cada anemômetro tiveram uma

variação inferior a 2% do valor inicial, mostrando uma boa robustez do equipamento. Os dados foram coletados com um sistema automático de aquisição de dados CR-7 da Campbell Scientific Instrument (Logan, EUA) e transmitidos ao SMTCLA (Seção de Meteorologia do CLA) via fibra ótica através de uma programação apropriada. A taxa de amostragem dos sensores foi de 1 Hz, sendo que os valores médios e estatísticas são armazenados em intervalos de 10 minutos para cada nível da Torre. A constante de distância do aerovane é de 3,3 m (para uma recuperação de 63%), o que produz uma constante de tempo de 0,5 s para um vento típico de 6 m s^{-1} (Fisch, 1999).

Os dados referentes ao período de 1995 a 2005 foram utilizados para determinação das velocidades médias e do respectivo Re do local em função da altura da falésia. Os dados foram agrupados em níveis, com períodos de horas, dias e meses.

3.2.2 Campanhas ECLICLA

Os conjuntos de dados observacionais analisados foram medidas anemométricas em dois mastros com alturas de 9 e 15 m, respectivamente, próximo à falésia, para determinar a velocidade do vento na camada junto à superfície, assim como a CLI, constituindo as campanhas de “Estudo da Camada Limite Interna no Centro de Lançamento de Alcântara” (ECLICLA 1 e 2), realizadas nas estações seca e chuvosa de 1998;

Nestas campanhas, realizadas por equipe da ACA / IAE / CTA de 14 a 24 de abril (época chuvosa), e de 6 a 16 de outubro (seca) de 1998, respectivamente, utilizaram-se anemômetros do tipo Aerovane, marca Young, Modelo MA (Traverse City, MI, EUA), calibrados no túnel de vento do CTA, e instalados em dois mastros: B com 9 m de altura a 50 m da falésia e C com 15 m de altura a 97 m da falésia; na ECLICLA 2 acrescentou-se mais um na altura de 4,5 m do mastro B, conforme mostram as Figuras 3.4 e 3.5, além do esquema na Figura 3.6. A velocidade e a direção do vento foram coletadas continuamente a cada 20 s, sendo armazenadas a cada 10 minutos no instrumento de aquisição de

dados Campbell 21XL (Logan, UT, US) os seguintes parâmetros: velocidade média escalar (m s^{-1}), velocidade vetorial média (m s^{-1}), direção média (graus), desvios padrões da direção e da velocidade (m s^{-1}), velocidades máxima e mínima (m s^{-1}), e amplitudes das rajadas média e máxima (m s^{-1}).



Figura 3.4 - Anemômetros B – 4,5 e 9,0 m de altura, a 50 m da falésia



Figura 3.5 - Anemômetro C – 15 m de altura a 97 m da falésia

Os dados coletados foram analisados para o período integral e, depois, divididos em períodos diurno (6 às 18 HL) e noturno (18 às 6 HL), utilizando-se na análise apenas os dias com conjuntos completos sem falhas. No ECLICLA 1 foram 6 dias (16; 18 a 22 de abril de 1998), e no ECLICLA 2 foram 9 (7 a 15 de outubro de 1998).

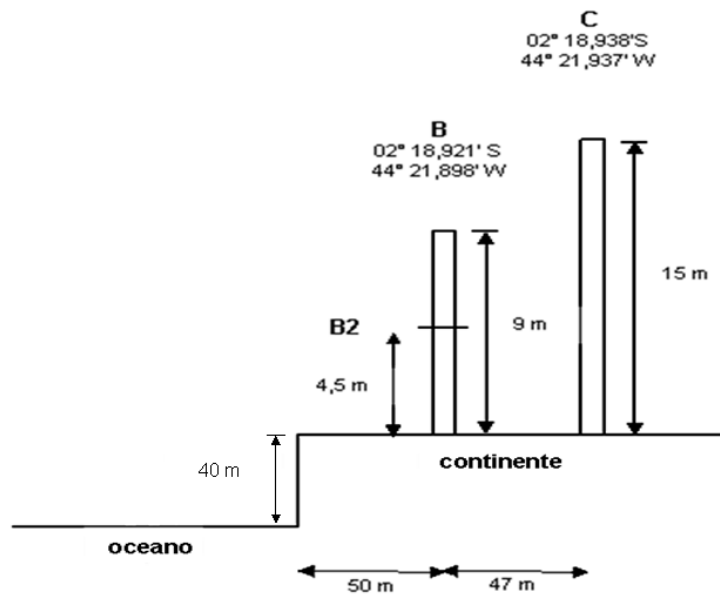


Figura 3.6 – Representação esquemática do posicionamento dos anemômetros durante as campanhas ECLICLA; na ECLICLA 2 acrescentou-se o B2.

O estudo das rajadas de vento, definidas como o aumento/diminuição repentino da velocidade do vento em ciclos muito curtos e contínuos, constitui uma das formas de se analisar a estrutura dos ventos e turbulência de um determinado local. Em estudos meteorológicos aplicados a problemas de engenharia (PLATE, 1982; BERGSTROM, 1987; KRISTENSEN et al., 1991; e YOUNG e KRISTENSEN, 1992, entre outros), definem-se (FISCH, 1999):

a) Fator de rajadas (G)

O fator ou pico de rajadas (G) é um parâmetro de engenharia normalmente utilizado para estabelecer quanto as velocidades máximas ($V_{máxima}$) são maiores aos valores médios ($V_{média}$), em um intervalo de tempo (10 minutos), ou seja:

$$G = \frac{V_{máximo}}{V_{medio}} \quad (3.1)$$

b) Amplitude de rajadas (A)

A amplitude de rajadas é a diferença entre a velocidade máxima e a velocidade média do vento, contida em cada intervalo de tempo de 10 minutos:

$$A = (V_{\text{máximo}} - V_{\text{médio}}) \text{ (m s}^{-1}\text{)} \quad (3.2)$$

c) Amplitude máxima de rajadas (B)

A amplitude máxima é calculada com o objetivo de estudar como ocorrem as variações sucessivas da velocidade do vento (rajadas) em intervalos de tempo curto, ou seja:

$$B = \text{máximo}\{V(t+1) - V(t)\} \text{ (m s}^{-1}\text{)} \quad (3.3)$$

onde $V(t)$ é a velocidade do vento no instante de tempo t e $V(t+1)$ a representa no instante sucessivo.

A diferença entre os parâmetros A e B , é que o primeiro mostra as variações típicas entre as velocidades máxima e média, enquanto o segundo mostra o valor máximo de variações sucessivas da velocidade. Em cálculos de esforços estruturais, cada um deles pode ter influências bem diferentes e distintas.

d) Intensidade turbulenta do vento (I)

A intensidade turbulenta do vento (Plate, 1982) é o quociente entre o desvio-padrão, σ , da velocidade e o valor médio dela, em cada intervalo de 10 minutos:

$$I = \frac{\sigma_{\text{velocidade}}}{V_{\text{média}}} \quad (3.4)$$

3.3 Metodologia Experimental

Antigamente, a maioria dos túneis de vento eram construídos para fins aeronáuticos e apresentavam uma câmara de ensaio de poucos metros. O estudo da ação do vento em modelos era realizado em correntes de ar

uniforme levando em conta apenas a ação e efeitos estáticos do vento. O primeiro túnel de camada limite foi construído em 1965, pelo Prof. Davenport, na Universidade de Western Ontário, Canadá, no qual o ar fluía ao longo de um piso rugoso de grande extensão, formando a Camada Limite Atmosférica (PBL). A desvantagem é que este processo exige um comprimento de cerca de 25 m para formar no túnel uma camada limite de 60 a 120 cm de altura (BLESSMANN, 1973).

Os experimentos do presente trabalho foram realizados em um dos túneis de vento aeronáuticos instalado no Laboratório Prof. Kwein Lien Feng no Instituto Tecnológico de Aeronáutica, ITA/CTA, construído pela *Plint & Partners LDD Whokingham Bershire England* (Serial nº TE 44/5065), que é um modelo convencional de circuito aberto, subsônico (Fig. 3.7) (LOREDO-SOUZA et al. 2004). A seção de testes desse túnel é quadrada (465 mm x 465 mm) com comprimento de 1200 mm. Para esse experimento foi utilizado um canal para prolongar a seção de testes para a formação da PBL. O escoamento atmosférico é simulado por ventiladores elétricos com a potência de 30 hp (22 kW). A velocidade máxima atingida pelo vento gerado no túnel é de até 33 m s^{-1} , equivalente a aproximadamente 120 km h^{-1} . Este túnel de vento aerodinâmico (TV), com uma seção de teste curta, foi modificado para tornar-se túnel para emulação da PBL com a utilização de dispositivos como agulhas (do inglês “spires”), telas e tapetes. O tipo de camada limite gerado é verificado comparando o expoente α da lei de potência que ajusta o perfil de vento resultante de um dado experimento no TV, com o expoente determinado por Cermak (1990) e mostrado na Fig. 3.8.



Figura 3.7 – Túnel de vento do laboratório Prof. Kwein Lien Feng (ITA) utilizado nos experimentos da tese.

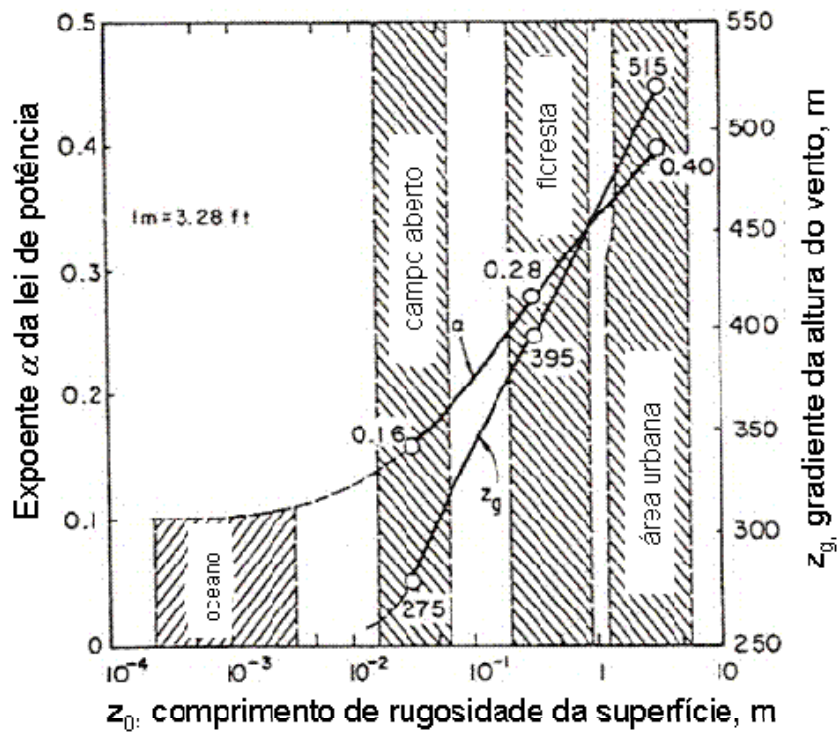


Figura 3.8 – Expoente α da lei de potência para a velocidade do vento e altura z_g da Camada Limite Atmosférica (PBL) para diversas superfícies. Fonte: Cermak (1990)

3.3.1 Formação da Camada Limite Atmosférica (PBL) em túnel de vento aerodinâmico

Para auxiliar na formação da PBL, utilizou-se um prolongamento da câmara de ensaios, chamado de canal, de 1200 mm de comprimento e largura interna de 410 mm, constituído de uma estrutura de madeira, sem tampa, livre nas extremidades, com paredes laterais paralelas entre si e perpendiculares ao piso do túnel. As paredes do túnel e do “canal” (Fig. 3.9) não coincidem, para minimizar a camada limite lateral do túnel. Utilizou-se um posicionador automático, dispositivo que apresenta um braço capaz de se movimentar em três direções perpendiculares entre si, com precisão de décimos de milímetro, acoplado a um microcomputador, onde os pontos de coleta de dados são inseridos para a movimentação automática do equipamento, o que também pode ser feito manualmente (Fig. 3.10). O posicionador é composto dos seguintes elementos: (i) posicionador (“transversing”) tipo DANTEC LDA code serial 9057 h 0123 Denmark; (ii) comando do posicionador Dantec type 57 b 100 e (iii) Comando manual do posicionador code serial 9055 X 530. Esta mesma configuração foi utilizada por Roballo (2007).



Figura 3.9 – Aparato canal acoplado ao túnel de vento do laboratório Prof. Kwein Lien Feng (ITA)



Figura 3.10 – Posicionador automático, acoplado ao computador

Segundo Santa Catarina (1999), com a utilização de agulhas*, a PBL estaria bem formada a uma distância de 1840 mm delas. Entretanto, ela deveria ser formada a uma distância menor, para que se tenha mais espaço na seção de testes para mudança de ângulos no modelo. Assim, optou-se pela utilização de uma tela juntamente com as agulhas e para o ajuste fino acrescentou-se um tapete rugoso (Fig. 3.11).



Figura 3.11 – Dispositivos acoplados – agulhas, tela e tapete.

* *agulhas* são dispositivos usados na formação da CLA em túneis de vento. São constituídas por duas chanas de aço recortadas e dobradas

Visando a formação da PBL, utilizaram-se três tipos de telas com malhas diferentes: fina ($2 \times 2 \text{ mm}^2$ – diâmetro 0,4 mm - plástico); média ($5,5 \times 5,5 \text{ mm}^2$ – diâmetro 1,0 mm - ferro); e a grossa ($19,0 \times 17,0 \text{ mm}^2$ - – diâmetro 0,5 mm - ferro), conforme mostra a Fig. 3.12. Note-se que os diâmetros dos fios das telas foram respectivamente de 0,4, 1,0 e 0,5 mm.

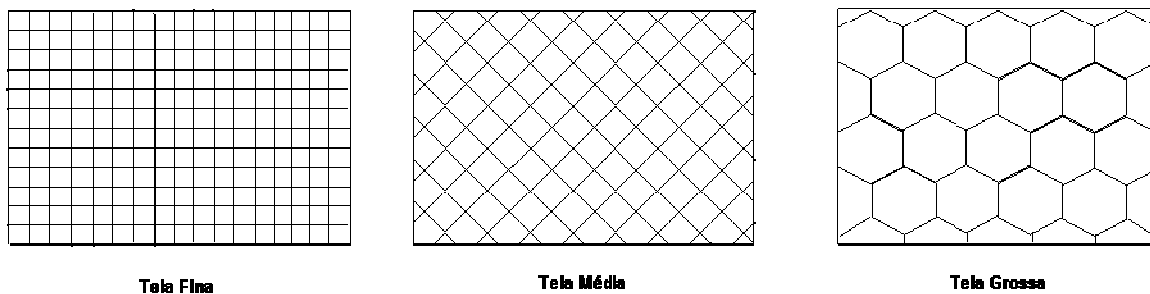


Figura 3.12 – Telas utilizadas para a formação da Camada Limite Atmosférica (PBL) no túnel de vento aerodinâmico do laboratório Prof. Kwein Lien Feng (ITA), com malhas respectivamente: fina ($2 \times 2 \text{ mm}^2$ – diâmetro 0,4 mm – plástico); média ($5,5 \times 5,5 \text{ mm}^2$ – diâmetro 1,0 mm - ferro); e a grossa ($19,0 \times 17,0 \text{ mm}^2$ - – diâmetro 0,5 mm - ferro)

As agulhas consistem de placas triangulares, dispostas na entrada da câmara de ensaios as quais, combinadas com a rugosidade da superfície, geram o perfil da camada limite, constituindo um método de fácil montagem e aplicação. Esta configuração promove um perfil de velocidades que apresenta boa concordância com a lei de potência, além de turbulência com intensidades que se aproximam bem daquelas observadas em camadas limites atmosféricas.

As dimensões das agulhas dependem do tipo de camada limite que se quer e das dimensões do túnel. As possíveis alturas das agulhas (h_a) são definidas pelas Eqs. 3.5 e seguintes, considerando a largura do túnel (E) fixa e a recomendação de que a distância entre uma agulha e outra (d_s) seja igual à metade da altura do túnel (H_{TV}), com h menor que H_{TV} (SANTA CATARINA, 1999). Assim, como $d_s = h/2$ e $n \cdot d_s = E$, em que n é o número de agulhas, tem-se:

$$h_a = \frac{2E}{n} \quad (3.5)$$

$$n = \frac{2E}{H_{TV}} \quad (3.6)$$

A razão b_a/h_a , em que b_a é a largura da base das agulhas, α é o expoente da lei da potência para a velocidade na PBL e a relação entre h_a e a espessura da camada limite δ_{CL} são dadas pelas seguintes relações empíricas (BLESSMANN, 1973):

$$h_a = 1,39 \left(\frac{\delta_{CL}}{1 + \frac{\alpha}{2}} \right) \quad (3.7)$$

$$\frac{b_a}{h_a} = 0,5 \left(\frac{\varphi \frac{H_{TV}}{\delta_{CL}}}{1 + \varphi} \right) \left(1 + \frac{\varphi}{2} \right) \quad (3.8)$$

em que:

$$\varphi = \frac{\beta}{(1-\beta)^2} \left\{ \frac{2}{(1+2\alpha)} + \beta - \left[1,13 \frac{\alpha}{(1+\alpha) \left(1 + \frac{\alpha}{2} \right)} \right] \right\} \quad (3.9)$$

sendo β dado por:

$$\beta = \frac{\alpha \left(\frac{\delta_{CL}}{H_{TV}} \right)}{1 + \alpha} \quad (3.10)$$

Adota-se, segundo Blessmann (1973), que a camada limite real δ seja em torno de 280 m. A câmara de ensaios do túnel utilizado possui uma altura de 460

mm, sendo que a redução de escala com relação ao tamanho real foi de 1:1000. Portanto dever-se-á produzir uma PBL o mais próximo possível de 280 mm, o que também foi checado nas simulações numéricas.

A câmara de ensaios utilizada neste trabalho apresenta formato de paralelepípedo com largura (E) de 460 mm; altura (H_{TV}) de 460 mm e comprimento de 1200 mm; assim, pela eq. (3.6), o número de agulhas (n) deve ser maior que 2. Dessa forma, considerando $\alpha = 0,15$, que é o valor para a Camada Limite Oceânica (CLO) (Blessmann, 1973), e utilizando as eqs. (3.5) e (3.9) obtém-se, variando o número de agulhas no túnel de vento, os resultados apresentados na Tabela 3.1.

Tabela 3.1 – Valores de h_a e δ_{CL} em função do número de agulhas (n)

n	h_a (mm)	δ_{CL} (mm)
3	307,7	237
4	230,0	178

Portanto, como o valor de δ_{CL} que mais se aproxima de 280 mm é para $n = 3$, este foi o número de agulhas escolhido, cada uma com $h_a = 307,7$ mm e $b_a = 32,6$ mm, determinados com a eq. (3.8).

Para confeccionar as agulhas optou-se usar chapas de aço, sendo cada uma delas constituída de duas chapas recortadas e dobradas, unidas por solda ponto (IRWIN, 1981).

Para medir a velocidade do escoamento utilizou-se o anemômetro de fio quente de temperatura constante, que consiste basicamente de um fio de tungstênio com diâmetro da ordem de 4 μm e comprimento da ordem de milímetros. Este sistema constitui uma das resistências de uma ponte de Wheatstone, permitindo medidas com altas resoluções espacial e temporal. Maiores detalhes sobre essa técnica podem ser vistos em Roballo (2007). Para

a aquisição dos dados utilizou-se um programa computacional denominado Labview.

A Figura 3.13 representa o esquema do aparato experimental utilizado durante os ensaios, no qual se definiu um sistema de coordenadas x (longitudinal), y (lateral) e z (vertical), para descrever as posições em que foram medidos os perfis de velocidades locais, os respectivos desvios médios quadráticos do vento, a intensidade turbulenta e conseqüentemente a formação da PBL dentro da seção de testes.

Na coordenada z foram escolhidos os pontos: 1, 3, 6, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 80, 100, 130, 160, 190, 220 e 260 mm, não chegando a 280 mm (altura da PBL) devido à altura da seção de testes, o que daria valores irreais devido à interferência do escoamento externo ao túnel.

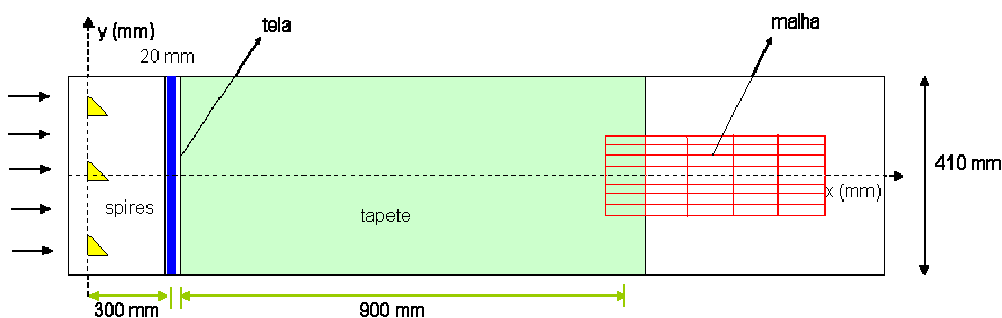


Figura 3.13 – Vista superior do esquema de montagem do aparato experimental com o sistema de coordenadas x (longitudinal) e y (lateral).

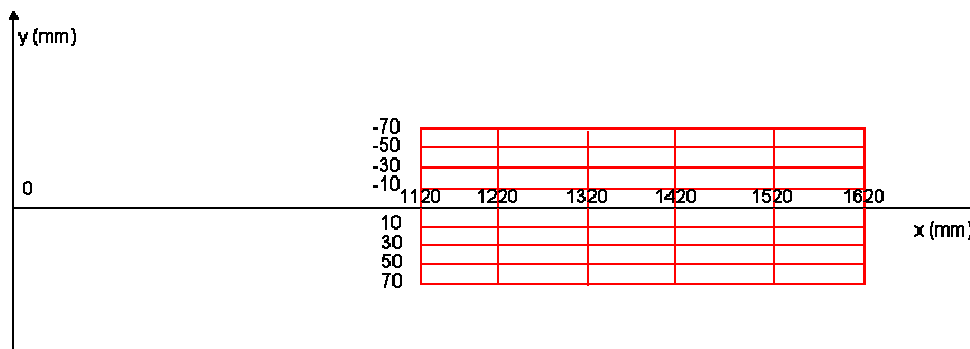


Figura 3.14 – Vista superior da malha em que foram realizadas as medidas.

Para verificar a emulação da PBL no TV, os dispositivos agulhas e telas grossa, média e fina, foram testados isoladamente e em combinação, inclusive com diferentes proximidades entre eles e o uso do tapete para o ajuste fino da rugosidade. A Tabela 3.2 resume os testes realizados.

Tabela 3.2 – Experimentos para emular a Camada Limite Atmosférica no TV.

Experimentos	Combinação dos dispositivos
1	agulhas
2	tela fina
3	tela média
4	tela grossa
5	agulhas + tela fina a 300 mm
6	agulhas + tela média a 300 mm
7	agulhas + tela grossa a 300 mm
8	agulhas + tela fina a 150 mm
9	agulhas + tela média a 150 mm
10	agulhas + tela grossa a 150 mm
11	agulhas + tela média a 300 mm + tapete
12	agulhas + tela média a 150 mm + tapete

3.3.2 Simulação das Falésias e do Centro de Lançamento de Alcântara (CLA)

Os dispositivos escolhidos para a formação no TV, na escala 1:1000, de uma camada limite (CL) que emule a Camada Limite Atmosférica (PBL) foram: inserção de agulhas, da tela (malha de 5 x 5 mm² – diâmetro 1,0 mm - ferro) e o tapete de feltro para ajuste fino. A configuração desejada estabeleceu-se a partir da distância de 1420 mm da tela, formando uma CL com altura aproximada de 200 mm. A Figura 3.15 mostra o esquema do aparato experimental usado para as emulações do CLA; nos demais casos, a torre móvel de integração (TMI*) foi retirada, montando-se o modelo com as alturas e ângulos respectivos.

* TMI – Torre móvel de integração que auxilia na montagem e integração dos foguetes, sendo retirada antes do lançamento

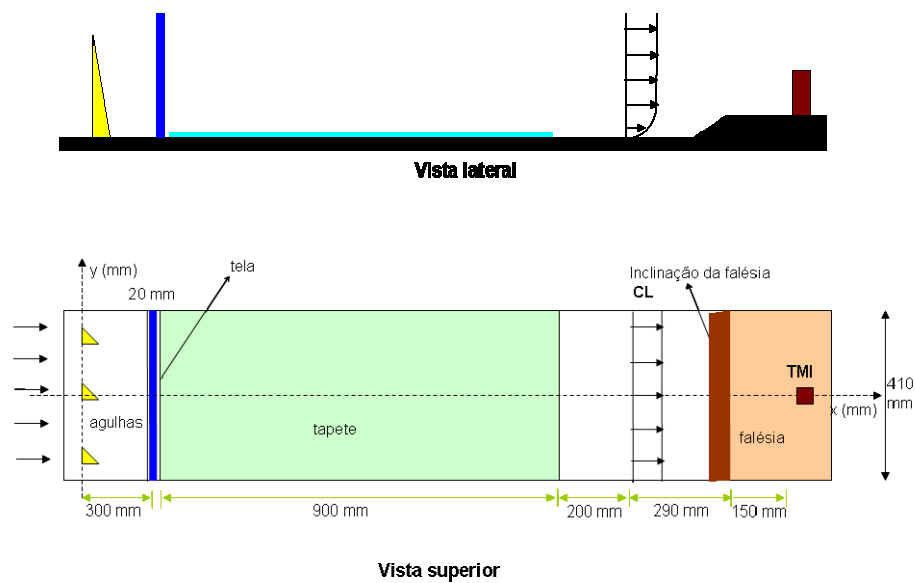


Figura 3.15 - Esquema do aparato experimental usado para o ensaio da região do Centro de Lançamento de Alcântara (CLA).

A Figura 3.16 apresenta esquemas dos modelos usados para estudar no túnel de vento (TV) tanto falésias em geral, quanto o caso do CLA com a TMI, representada por um bloco de madeira com dimensões de $10 \times 10 \times 50 \text{ mm}^3$. Para testar diferentes estruturas verticais de falésias, realizaram-se experimentos com inclinações de 45° , 70° , 90° , 110° e 135° .

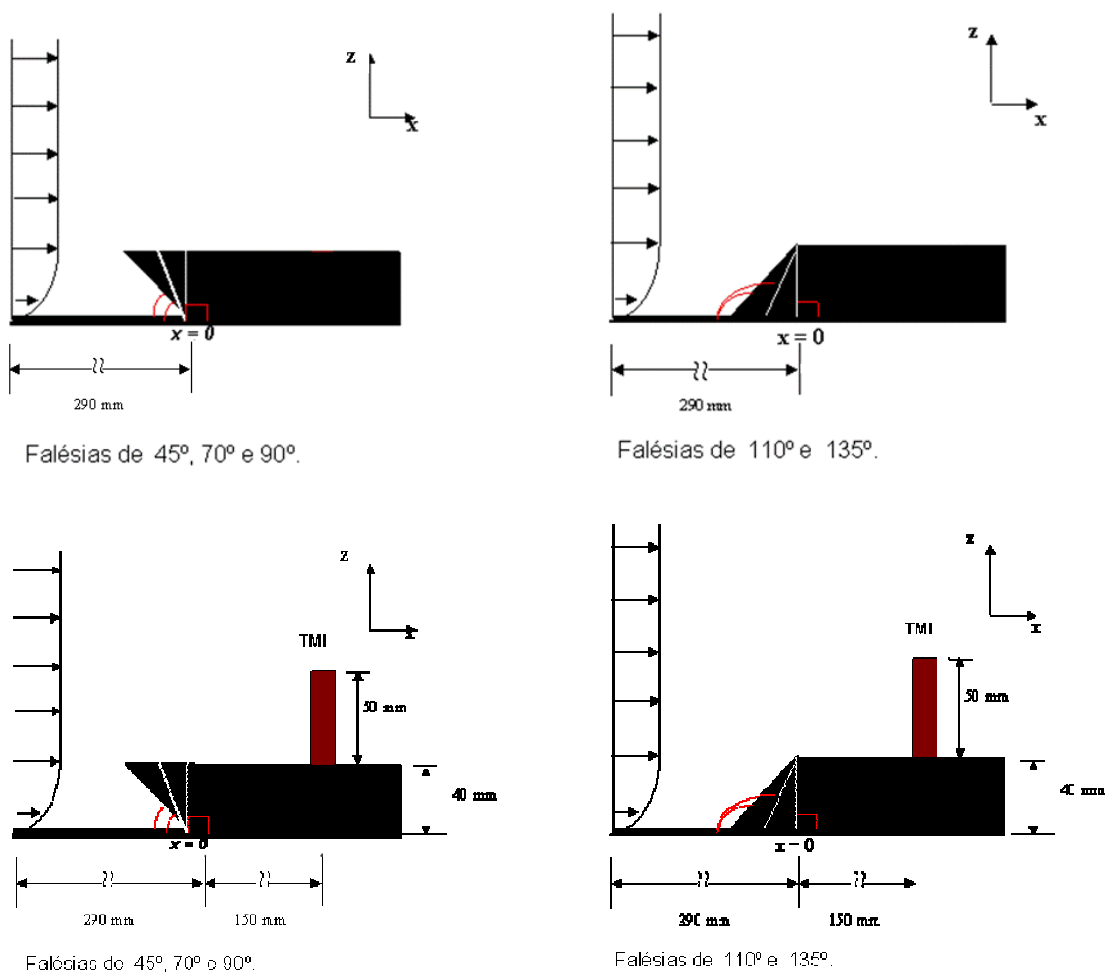


Figura 3.16. Dimensões e representação esquemática dos modelos ensaiados no túnel de vento.

Fez-se também um estudo piloto para analisar a influência, no desenvolvimento da CLI, de direções do vento diferentes de 90°, como sejam, 45° e 55°; para tanto, girou-se o modelo nos ângulos de 45° e 35°, conforme mostra a Figura 3.17. Estas direções foram escolhidas por corresponderem às predominantes no CLA, conforme observado na Torre Anemométrica (TA) nele existente (ROBALLO e FISCH, 2008). O estudo foi piloto, pois ao contrário das simulações numéricas 2D do presente trabalho, sua simulação experimental é tridimensional, como também é o caso com a inclusão da TMI.

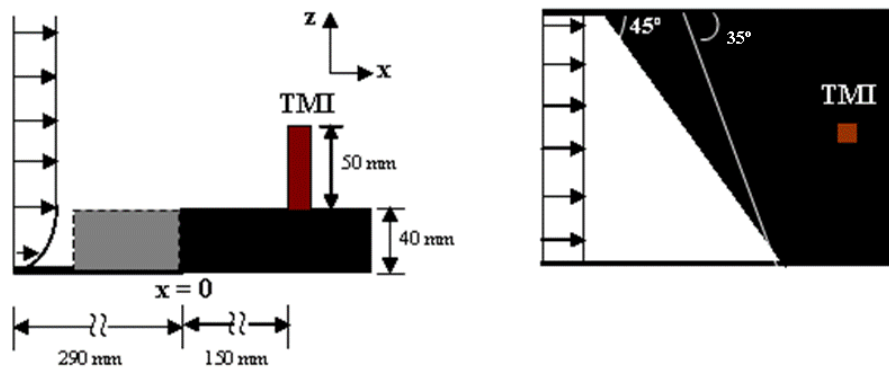


Figura 3.17. Vistas lateral e superior dos modelos ensaiados para representar a direção do vento.

A velocidade máxima, obtida nesse túnel de vento e utilizada nesse trabalho, ficou entre 27 e 30 m s^{-1} , correspondendo a um Re baseado na altura da falésia de 40 m , variando entre $7,2$ e $8,0 \times 10^4$. Na atmosfera o Re é basicamente da ordem de 10^7 (DEGRAZIA e GOULART, 2004), sendo que no CLA ele varia de $1,6$ a $2,6 \times 10^7$, baseado na altura da falésia (H) e na velocidade (V) do topo da camada limite, estimada entre 200 e 300 m (PIRES et al. 2006).

3.3.3 Velocimetria por Imagem de Partícula (PIV do inglês “Particle Image Velocimetry”)

Os campos de velocidade média local e da vorticidade do escoamento foram obtidos utilizando-se um sistema PIV (Particle Image Velocimetry) (AZEVEDO e ALMEIDA, 2002) bidimensional, o qual consiste de subsistemas de iluminação e de aquisição de imagens, este último muito rápido, permitindo a análise da turbulência. A Fig. 3.18 mostra um esquema de funcionamento do PIV, onde um plano de luz, gerado por um tipo de laser, incide sobre uma região do escoamento, na qual partículas traçadoras são iluminadas por duas vezes em um curto intervalo de tempo (t e $t+\Delta t$). A luz espalhada pelas partículas iluminadas é armazenada, via lentes de alta qualidade, em um negativo fotográfico simples (quadro simples) ou em dois quadros (“frames”) separados através de sensor eletrônico de imagem (sensor CCD - “Charged Coupled Device”). O negativo fotográfico é então

digitalizado a partir de um “scanner” e a saída do sensor eletrônico CCD é armazenado em tempo real diretamente no computador (RAFFEL et al., 1998).

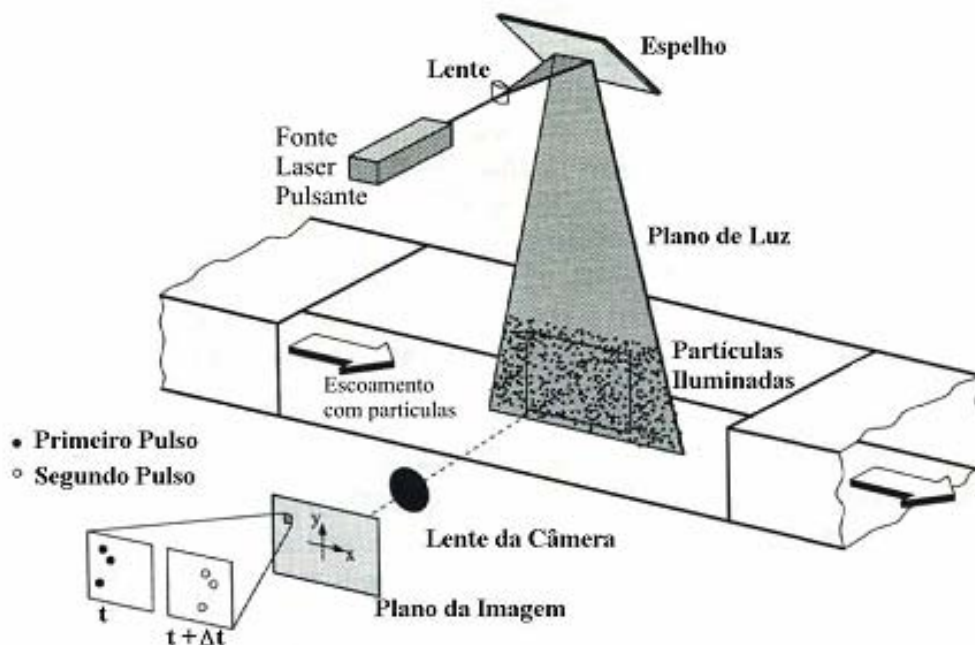


Figura 3.18 - Arranjo experimental para PIV em um canal.
Fonte: Raffel et al. (1998)

O sistema de iluminação usado é composto por um laser pulsado New Wave Nd-YAG 200 mJ com duas cavidades e frequência de emissão de 15 Hz cada, e um sistema óptico. Pequenas partículas de fumaça de aproximadamente 5 μm de diâmetro foram espalhadas na seção de testes, usando o gerador de fumaça Rosco. Um laser Nd-YAG, 200 mJ/pulso de comprimento de onda de 532 nm foi usado para iluminar o campo do escoamento. Um plano laser vertical foi criado utilizando-se um braço articulado (Fig. 3.19) e um conjunto de lentes com ajuste de espessura do plano laser. As imagens foram obtidas com uma câmera digital HiSense 4M (fabricada por Hamamatsu Photonics, Inc) com lentes Nikkor f# 2.8 e distância focal de 60 mm com 2048 pixels \times 2048 pixels e 7,4 μm pixel para a imagem do campo do escoamento. A parede do TV, na seção de teste próxima à câmera é de plexiglas incolor com a espessura de 4 mm. As imagens instantâneas, obtidas em intervalos de 4 fotos por segundo,

foram processadas usando a opção “adaptive-correlation” do software comercial desenvolvido pela Dantec Dynamics (Flow Manager 4.50.17). A câmera e a fonte do laser foram fixadas num sistema de posicionamento de três eixos.

Para a realização das medidas com PIV, os modelos foram pintados de preto fosco para minimizar as reflexões do laser, que interferem nas medidas. Para evitar acidentes causados por reflexões do laser e para minimizar a influência da luz ambiente nas medidas, a região do aparato experimental foi isolada em tenda de plástico preto (Figura 3.19).

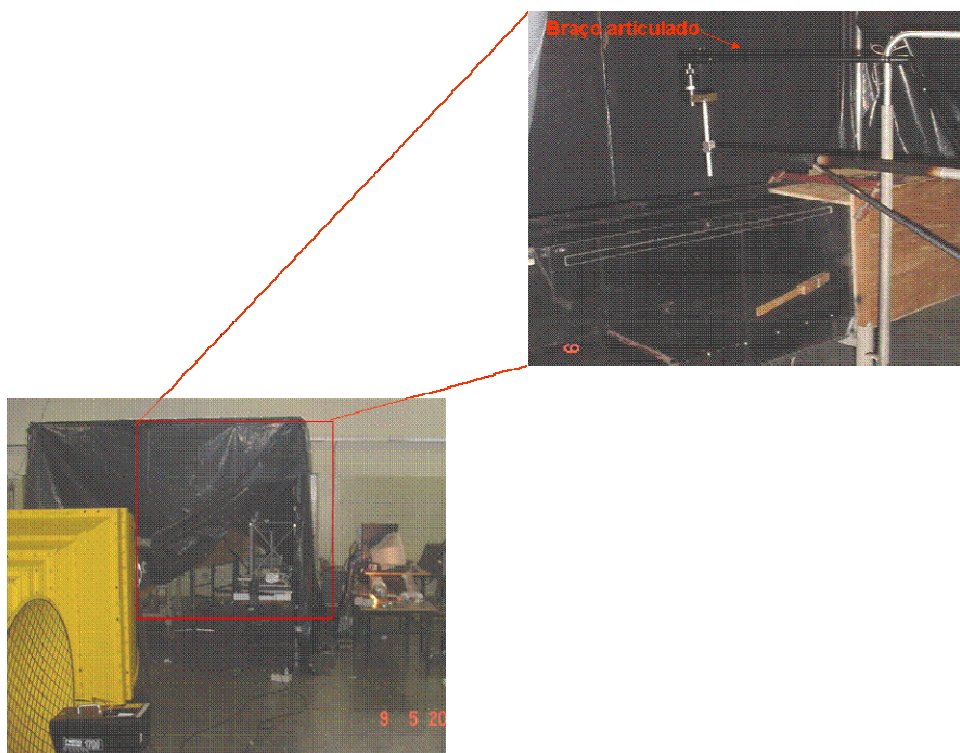


Figura 3.19. Aparato experimental usado nas medidas com o PIV.

3.4 Metodologia Numérica

O relevo de uma falésia litorânea, como a que ocorre em torno do CLA será representado através de um degrau, o que, no caso de vento soprando do mar para o interior do continente, leva ao conhecido problema numérico de

escoamento bidimensional denominado de “forward-facing step” (FOX e McDONALD, 1998).

O perfil do vento é obtido considerando o escoamento bi-dimensional (longitudinal e vertical) incompressível, com massa específica e viscosidade do ar constantes, que é uma aproximação válida, pois o número de Mach é menor que 0,3 e a dimensão na vertical é pequena.

3.4.1 Modelo Matemático

No presente trabalho é utilizado o código denominado de Fronteiras Imersas 2D, um esquema DNS (Direct Numerical Simulation) elaborado pelo Departamento de Ciência de Computação e Estatística (Instituto de Ciências Matemáticas e de Computação - ICMC), da Universidade de São Paulo em São Carlos, adaptado para a geometria de uma falésia litorânea (SOUZA, 2005; DORÍCIO et al. 2006; TOLEDO et al. 2006; GÓIS e SOUZA, 2006 e 2007). As simulações foram realizadas em computadores AMD 64X2 4400+ com 3 Gb RAM. A grade numérica foi de 305 x 801 pontos e o tempo total de simulação ficou entre 72 e 120 horas, aumentando com o Re , que é o parâmetro que caracteriza os escoamentos estudados.

3.4.2 Configuração do domínio de cálculo

O domínio de cálculo, de tamanho (L_x , L_z), empregado para estudar uma falésia litorânea é mostrado na Fig. 3.20, em que a direção x é a do escoamento (longitudinal) e z é a direção vertical. Com a inclusão da fronteira imersa o escoamento é deslocado para cima; portanto, procurou-se minimizar o efeito da condição de contorno na parte superior do domínio utilizando-se para isto uma quantidade maior de pontos na direção z . Foram realizados estudos para esta altura, e verificou-se que acima do valor de 2,54 vezes a altura da CLO na entrada do domínio, não havia influência nos resultados da simulação, deste modo adotando-se este valor.

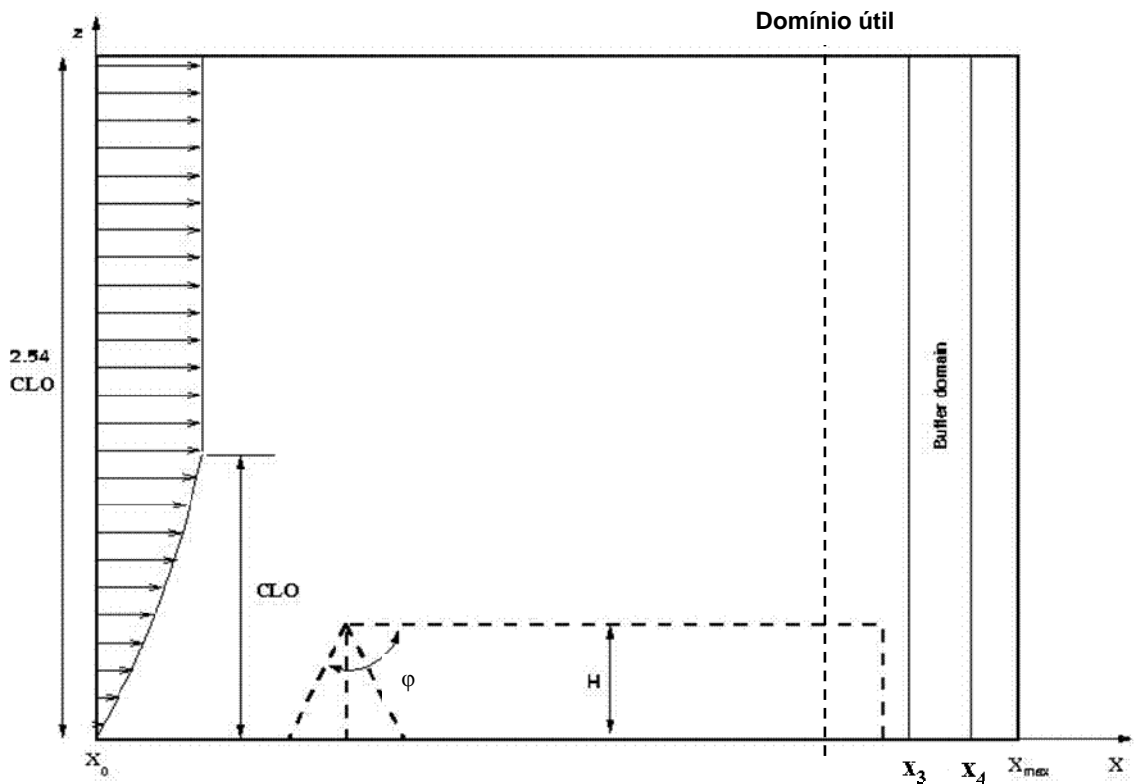


Figura 3.20 – Representação do domínio de cálculo, onde CLO é a camada Limite oceânica; H, a altura da falésia; ϕ , o ângulo de inclinação da falésia e x_0 , x_3 , x_4 e x_{max} , posições na direção do escoamento.

3.4.3 Equações do movimento

As equações de Navier-Stokes 2D, para escoamento newtoniano incompressíveis, com massa específica e viscosidade constantes, com componentes de velocidade u e w , respectivamente na direção do escoamento (x) e direção vertical (z), incorporando a condição de fronteira imersa a qual é representada pelas forçantes F_x e F_z (GÓIS e SOUZA, 2007), expressas em coordenadas cartesianas ortogonais e sendo P a pressão, tornam-se:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{\partial P}{\partial x} + \frac{1}{\text{Re}} \nabla^2 u + F_x \quad (3.11)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{\partial P}{\partial z} + \frac{1}{\text{Re}} \nabla^2 w + F_z \quad (3.12)$$

onde:

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \quad (3.13)$$

com a equação da continuidade:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3.14)$$

As variáveis usadas nas equações acima são adimensionais, relacionando-se às dimensionais através de:

$$x = \frac{\bar{x}}{\bar{L}}, \quad z = \frac{\bar{z}}{\bar{L}}, \quad u = \frac{\bar{u}}{\bar{U}_\infty}, \quad w = \frac{\bar{w}}{\bar{U}_\infty}, \quad t = \frac{\bar{t}\bar{U}_\infty}{\bar{L}}, \quad \text{Re} = \frac{\bar{U}_\infty \bar{L}}{\bar{\nu}}$$

em que Re é o número de Reynolds, t é tempo e os termos com uma sobrebarra são dimensionais: \bar{L} é a altura do degrau, \bar{U}_∞ é a velocidade acima da CLI e $\bar{\nu}$ é a viscosidade cinemática.

A equação do transporte da vorticidade, ω , é obtida aplicando o operador rotacional nas equações de quantidade de movimento, Eqs. (3.11) e (3.12), resultando com $\omega = \frac{\bar{L}}{\bar{U}_\infty} \bar{\omega}$ em:

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} = -u \frac{\partial \omega}{\partial x} - w \frac{\partial \omega}{\partial y} + \frac{1}{\text{Re}} \nabla^2 \omega + \frac{\partial F_x}{\partial z} - \frac{\partial F_z}{\partial x} \quad (3.15)$$

Utilizando a definição de vorticidade (Eq. 3.15) e a equação da continuidade (Eq. 3.14), obtém-se uma equação de Poisson para o componente da velocidade w , como seja:

$$\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} = -\frac{\partial \omega}{\partial x} \quad (3.16)$$

Inicialmente acha-se a solução de Blasius (FOX e McDONALD, 1998 e SCHLICHTING e GERSTEN, 2000) (sem degrau) e, subseqüentemente, introduz-se nela a condição de fronteira imersa (degrau) e resolve-se o problema completo.

3.4.4 Condições de Contorno

As condições de contorno (Figura 3.20) são:

- na entrada do domínio de integração ($x = x_0 = -100$ m), as componentes da velocidade e a vorticidade são especificadas;
- Na saída ($x = x_{\max}$) adotou-se:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 \omega}{\partial x^2} = 0$$

- No limite superior ($z = z_{\max}$) as derivadas de w na direção vertical z são nulas, e $\frac{\partial w}{\partial z} = 0$
- no inferior ($z = 0$, nível do mar, sendo a superfície sólida tratada pela condição de imersão), u e v são nulas (condição de aderência), e a vorticidade dada por:

$$\frac{\partial \omega}{\partial x} = -\frac{\partial^2 w}{\partial z^2}$$

A zona de amortecimento, que se inicia após o domínio útil de simulação, foi usada para forçar as oscilações do escoamento a decair gradativamente para zero no fim da malha horizontal. Para tanto, multiplica-se o componente vorticidade por uma função rampa depois de cada passo do esquema de integração. Esta técnica foi desenvolvida por Kloker (1998) e é muito eficiente para evitar reflexões que poderiam vir das fronteiras quando simulando escoamentos com distúrbios na propagação. Usando essa técnica, os componentes da vorticidade são dados como:

$$\omega(x, z, t) = f_2(x) \omega^*(x, z, t) \quad (3.17)$$

$\omega^*(x, z, t)$ é a componente da vorticidade que resulta do esquema de integração temporal, e $\omega(x, z, t)$ é a componente da vorticidade após aplicada a técnica de amortecimento das oscilações e $f_2(x)$ é uma função rampa que varia suavemente de 1 a 0. A função implementada na direção x é:

$$f_2(x) = f(\epsilon) = 1 - 6\epsilon^5 + 15\epsilon^4 - 10\epsilon^3 \quad (3.18)$$

com $\epsilon = \frac{(i - i_3)}{i_4 - i_3}$ para $i_3 \leq i \leq i_4$ correspondendo respectivamente às posições x_3 e x_4 na direção do escoamento (Fig. 3.20). Um mínimo número de pontos de 36 entre x_3 e x_4 e 18 entre x_4 e o fim do domínio de integração x_{max} foi especificado para assegurar um bom resultado numérico.

3.4.5 Método Numérico

A escolha da metodologia numérica para a resolução das equações governantes é um fator determinante para a qualidade dos resultados.

O DNS soluciona diretamente as equações de Navier-Stokes, geralmente empregando esquemas de diferenças finitas de ordem elevada e resolvendo todas as escalas do escoamento, sem a necessidade de adicionar equações de fechamento (MARTINEZ, 2006). Numa DNS todas as escalas do escoamento são simuladas. A principal restrição desta técnica está relacionada com o custo computacional. Como o número de graus de liberdade ($N = L/\eta$) é função do Re ($N = Re^{3/4}$), Re elevados geram muitos graus de liberdade, exigindo uma malha computacional mais refinada e, conseqüentemente, um maior esforço computacional.

No presente trabalho utiliza-se a técnica DNS, empregando um esquema numérico de alta precisão. Para resolver as equações numericamente optou-se pela utilização (i) de um integrador temporal do tipo Runge-Kutta de 4ª ordem de precisão de baixo armazenamento e (ii) de um método de diferenças finitas compactas de 6ª ordem de precisão nas direções x e z, sendo este um fator fundamental e determinante na qualidade dos resultados. Finalmente, a malha será especificada através do método de fronteiras imersas, o que permite o uso de coordenadas cartesianas ortogonais, sem necessidade de adaptações na malha junto ao contorno em degrau, conforme se descreve a seguir.

3.4.6 Fronteiras Imersas

Os estudos numéricos de escoamentos sobre corpos com geometrias complexas, com ou sem movimento dos contornos, requer uma malha e um código numérico capazes de reproduzir a física do escoamento. Normalmente, esse tipo de malha coincide com o contorno do corpo. Entretanto, uma alternativa é o uso de aproximações em que os contornos dos corpos não precisam coincidir com a malha computacional, permitindo o uso de uma grade cartesiana, mas assegurando precisão e eficiência numéricas (SOUZA, 2005). Uma técnica deste tipo é o método das fronteiras imersas, introduzido por Peskin (1972), que estudou um escoamento incompressível numa região com corpos imersos que se moviam e exerciam força nele. A principal vantagem deste método é que as equações de Navier Stokes são resolvidas num domínio retangular, modelando-se os efeitos de interface fluido-sólido por uma força adicional determinada pela configuração do sólido.

Lai e Peskin (2000) mostram um método de fronteiras imersas com 2ª ordem de precisão, aplicado a um escoamento sobre um cilindro de seção circular. A influência da viscosidade numérica nos resultados é analisada através da comparação dos resultados com o código de 1ª ordem (PESKIN, 1972 e 1977). Uma questão que pode surgir refere-se ao uso e desempenho desse método para diferentes Re . Em outras palavras, é importante verificar se há

interferência numérica com a física, especialmente para Re elevados. Os resultados obtidos por Lai e Paskin (2000) mostram que com o método de 2ª ordem a física é mais precisamente resolvida e é possível conseguir soluções mais estáveis.

Os valores das forçantes no contorno são calculados usando as seguintes equações:

$$F_x(x, z) = \delta(x, z)r_t u(x, z) \quad (3.19)$$

$$F_z(x, z) = \delta(x, z)r_t v(x, z) \quad (3.20)$$

onde δ é uma função que tem o valor de zero fora do contorno imerso e 1 dentro da fronteira imersa, e a região de transição entre as duas regiões é realizada através de uma gaussiana; e r_t é um termo de relaxação. Em Góis (2007) foram testados vários valores para a constante r_t e observou-se que, com o valor de $r_t = -Re$, bons resultados foram obtidos; portanto este valor foi adotado no presente estudo.

3.4.7 Esquema de Discretização Temporal

Para discretização temporal usou-se o esquema Runge-Kutta de 4ª ordem de baixo armazenamento. O tempo de evolução da equação pode ser escrito como:

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} = F(\omega) \quad (3.21)$$

em que $F(\omega)$ representa o lado direito da Eq. (3.17). Um esquema explícito do tipo Runge-Kutta de 4ª ordem de precisão e de baixo armazenamento avança a solução do tempo de t_n para $t_n + \Delta t$ na forma:

$$\omega^0 = \omega^n$$

$$\omega^l = \omega^n + \varphi_l \Delta t F(\omega^{l-1}) \quad \text{para } l=1, \dots, 4,$$

$$\omega^{n+1} = \omega^4$$

$$\text{onde } \varphi_1 = \frac{1}{4}, \varphi_2 = \frac{1}{3}, \varphi_3 = \frac{1}{2}, \varphi_4 = 1$$

Para cada iteração do esquema Runge-Kutta os seguintes passos são necessários:

1. Computar as derivadas espaciais da equação de transporte de vorticidade;
2. Calcular as forçantes F_x e F_z das fronteiras imersas;
 - 1) 3. Calcular o rotacional das forçantes;
 - 2) 4. Integrar a equação de transporte de vorticidade sobre um passo (ou sub-passo) do esquema, usando os valores obtidos nos passos 1 e 3;
 - 3) 5. Aplicar a técnica do amortecimento ("buffer") fora do domínio útil do escoamento;
 - 4) 6. Calcular w através da equação de Poisson;
 - 5) 7. Calcular u através da equação da continuidade;
 - 6) 8. Verificar os valores das componentes da velocidade na fronteira imersa; caso estejam abaixo de um valor pré-definido, continuar; em caso contrário voltar para o passo 2.

Este esquema é repetido até que se encontre uma solução estável ou periódica.

3.4.8 Esquema de Discretização Espacial

Para o cálculo das derivadas espaciais nas direções x e z, conforme mencionado anteriormente utilizam-se diferenças finitas compactas ou diferenças compactas, também conhecidas como diferenças Hermitianas, que datam de 1878. Utilizando essas diferenças a precisão obtida é superior à obtida através da formulação lagrangiana (KOPAL, 1961).

O esquema adotado neste estudo é o de 6ª ordem para os pontos próximos ao contorno, com a vantagem de ser tridiagonal a matriz a ser resolvida. Sobre o contorno utilizam-se aproximações de 5ª ordem.

No item 3.4.9 e 3.4.10 mostram-se as matrizes adotadas para o cálculo das derivadas primeiras e segundas nas direções x e z. Portanto, nestas matrizes, o valor de N pode ser i_{max} ou j_{max} , e deve-se substituir o incremento h por Δx ou Δz , conforme a direção considerada.

3.4.9 Cálculo da Derivada Primeira

Para o ponto no contorno, $i=1$, adota-se a aproximação descentralizada de 5ª ordem:

$$f'_1 + 4f'_2 = \frac{1}{24h} (-74f_1 + 16f_2 + 72f_3 - 16f_4 + 2f_5) + O(h^5)$$

Para o ponto próximo à superfície, $i=2$, adota-se a aproximação descentrada de 6ª ordem:

$$f'_1 + 6f'_2 + 2f'_3 = \frac{1}{120h} (-406f_1 - 300f_2 + 760f_3 - 80f_4 + 30f_5 - 4f_6) + O(h^6)$$

Para os pontos centrais adota-se a seguinte aproximação:

$$f'_{i-1} + 3f'_i + f'_{i+1} = \frac{1}{12h} (-f_{i-2} - 28f_{i-1} + 28f_{i+1} + f_{i+2}) + O(h^6)$$

Para $i = N$ e $i = N - 1$ as aproximações são análogas às utilizadas para os pontos $i = 1$ e $i = 2$, com inversão do sinal. Para o cálculo de todas as derivadas, há a necessidade de inversão de uma matriz tridiagonal utilizando o algoritmo de Thomas (PRESS et al., 1997).

A equação a ser resolvida é: $Ef' = Gf$, que resulta em:

$$\begin{bmatrix} 1 & 4 & & & & & & \\ 1 & 6 & 2 & & & & & \\ & \cdot & \cdot & \cdot & & & & \\ & & & 1 & 3 & 1 & & \\ & & & & \cdot & \cdot & \cdot & \\ & & & & & 2 & 6 & 1 \\ & & & & & & 4 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} f'_1 \\ f'_2 \\ \cdot \\ f'_i \\ \cdot \\ f'_{N-1} \\ f'_N \end{bmatrix} = \frac{1}{h} \begin{bmatrix} \frac{1}{24}(-74f_1 + 16f_2 + 72f_3 - 16f_4 + 2f_5) \\ \frac{1}{120}(-460f_1 - 300f_2 + 760f_3 - 80f_4 + 30f_5 - 4f_6) \\ \cdot \\ \frac{1}{12}(-f_{i-2} - 28f_{i-1} + 28f_{i+1} + f_{i+2}) \\ \cdot \\ \frac{1}{120}(406f_N + 300f_{N-1} - 760f_{N-2} + 80f_{N-3} - 30f_{N-4} + 4f_{N-5}) \\ \frac{1}{24}(74f_N - 16f_{N-1} - 72f_{N-2} + 16f_{N-3} - 2f_{N-4}) \end{bmatrix}$$

3.4.10 Cálculo da Derivada Segunda

Para o ponto no contorno, $i=1$, adota-se a aproximação descentrada de 5ª ordem:

$$13f_1'' + 137f_2'' = \frac{1}{120h^2} (9775f_1 - 20285f_2 + 11170f_3 - 550f_4 - 145f_5 + 36f_6) + O(h^5)$$

3.4.11 Equação de Poisson

Souza (2003) verificou que a subrotina que resolve a equação de Poisson era a mais demorada durante a execução do programa, quando se usava uma subrotina baseada no método de sobre-relaxação sucessiva (SOR – Successive Over Relaxation). Um método multigrade foi então implementado para a redução deste tempo computacional. Os métodos multigrade resolvem em N operações equações diferenciais parciais elípticas discretizadas com N pontos, enquanto o método SOR as resolve com $N \log N$ operações.

O algoritmo usado neste trabalho é o de aproximação total FAS (do inglês “Full Approximation Scheme”) proposto por Stüben e Trottenberg (1981); optou-se pela utilização de um ciclo de integração V, com 5 malhas. A equação de Poisson pode ser escrita na seguinte forma:

$$\nabla^2 w = g$$

em que w é a velocidade e g são os termos fonte da equação. Esta equação é resolvida em cada malha, utilizando-se um método de sobre relaxação sucessiva por linha (LSOR – do inglês “Line Successive Over Relaxation”). O valor do fator de relaxação usado no método LSOR, quando se está indo da malha mais grossa para a mais fina deve ser igual a 1; caso contrário, não ocorre a suavização das altas frequências, que é crucial para o funcionamento do método. O método LSOR adotado trabalha com as seguintes aproximações:

Na direção x:

$$\left. \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} \right|_2 = \frac{10w_1 - 15w_2 - 4w_3 + 14w_4 - 6w_5 + w_6}{12\Delta x^2} + O(\Delta x^4),$$

$$\left. \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} \right|_{3 \leq i \leq \max-2} = \frac{-w_{i-2} + 16w_{i-1} - 30w_i + 16w_{i+1} - w_{i+2}}{12\Delta x^2} + O(\Delta x^4),$$

$$\left. \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} \right|_{i_{\max}-1} = \frac{10w_{i_{\max}} - 15w_{i_{\max}-1} - 4w_{i_{\max}-2} + 14w_{i_{\max}-3} - 6w_{i_{\max}-4} + w_{i_{\max}-5}}{12\Delta x^2} + O(\Delta x^4).$$

Na direção z:

Para $j=2$:

$$\left. \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right|_2 + 4 \left. \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right|_3 = \frac{254w_1 - 432w_2 + 162w_3 + 16w_4}{36\Delta z^2} + O(\Delta z^5)$$

Para $3 \leq j \leq j_{\max}-2$:

$$2 \left. \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right|_{j-1} + 11 \left. \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right|_j + 2 \left. \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right|_{j+1} = \frac{3w_{j-2} + 48w_{j-1} - 102w_j + 48w_{j+1} + 3w_{j+2}}{4\Delta z^2} + O(\Delta z^6)$$

Para $j=j_{\max}-1$:

$$\left. \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right|_{j_{\max}-1} = \frac{-w_{j_{\max}-2} + 2w_{j_{\max}-1} - w_{j_{\max}}}{\Delta z^2} + O(\Delta z^2)$$

Para $j=j_{\max}$:

$$\left. \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right|_{j_{\max}} = \frac{-7w_{j_{\max}} + 8w_{j_{\max}-1} - w_{j_{\max}-2}}{2\Delta z^2} + \frac{3}{\Delta y} \left. \frac{\partial w}{\partial z} \right|_{j_{\max}} + O(\Delta z^2)$$

em que i_{\max} e j_{\max} correspondem aos pontos localizados nos contornos nas direções longitudinal e normal à superfície, respectivamente. Estes valores variam de malha para malha. Com estas aproximações chega-se a uma matriz pentadiagonal, que é resolvida para cada coluna x do domínio. A solução desta matriz para todas as colunas do domínio é chamada de iteração.

No esquema multigrade, tomando h como a distância entre dois pontos da malha mais fina, inicialmente realizam-se duas iterações utilizando a malha mais fina (h):

$$\nabla^2 w_h = g_h$$

Após, calcula-se o resíduo (d_h):

$$d_h = g_h - \nabla^2 w_h$$

Para passar os valores das variáveis de uma malha mais fina (h) para uma mais grossa ($2h$), faz-se uma operação chamada de restrição. Os seguintes termos sofrem esta operação:

$$w_h^i \Rightarrow w_{2h}^0 \quad (\text{SI}),$$

$$d_h^i \Rightarrow d_{2h}^0 \quad (\text{FW}),$$

em que SI (Straight Injection) significa que os valores da variável na malha mais fina são passados para a malha mais grossa sem se calcular uma média e FW (Full Weight) significa que há uma ponderação dos valores da variável da malha mais fina para a malha mais grossa.

Em seguida é realizado o cálculo do termo fonte para a segunda malha ($2h$) através de:

$$g_{2h} = d_{2h}^0 + \nabla^2 w_{2h}^0.$$

Novamente efetuam-se duas iterações na segunda malha ($2h$):

$$\nabla^2 w_{2h} = g_{2h}.$$

Calcula-se do resíduo (d_{2h}) nesta malha:

$$d_{2h} = g_{2h} - \nabla^2 w_{2h},$$

e assim, sucessivamente, até a malha mais grossa ($16h$), na qual são realizadas 80 iterações:

$$\nabla^2 w_{16h} = g_{16h}.$$

Para retornar à malha mais fina, primeiro calcula-se a correção da malha mais grossa:

$$corr_{16h} = w_{16h}^i - w_{16h}^0.$$

Para se passar os valores da variável $corr_{16h}$ da malha mais grossa para a malha mais fina subsequente faz-se uma interpolação bi-linear destes valores:

$$corr_{16h} \Rightarrow corr_{8h}.$$

Em seguida, calculam-se os novos valores do termo v_{8h} :

$$w_{8h} = w_{8h}^i + corr_{8h}.$$

Realiza-se uma iteração na terceira malha (8h):

$$Ov_{8h} = f_{8h},$$

e assim, sucessivamente, até a iteração na malha mais fina (h):

$$Ow_h = g_h.$$

O número de ciclos V utilizados para a solução da equação depende do valor do resíduo na malha mais fina. Se este valor for menor que um valor de referência estipulado, o procedimento é interrompido e a aproximação obtida é tomada como a resposta. O valor de referência adotado neste trabalho será de 10^{-6} , pois é considerado pequeno o suficiente para não introduzir erros no programa. Uma ilustração do método multigrade é mostrado na Figura 3.21:

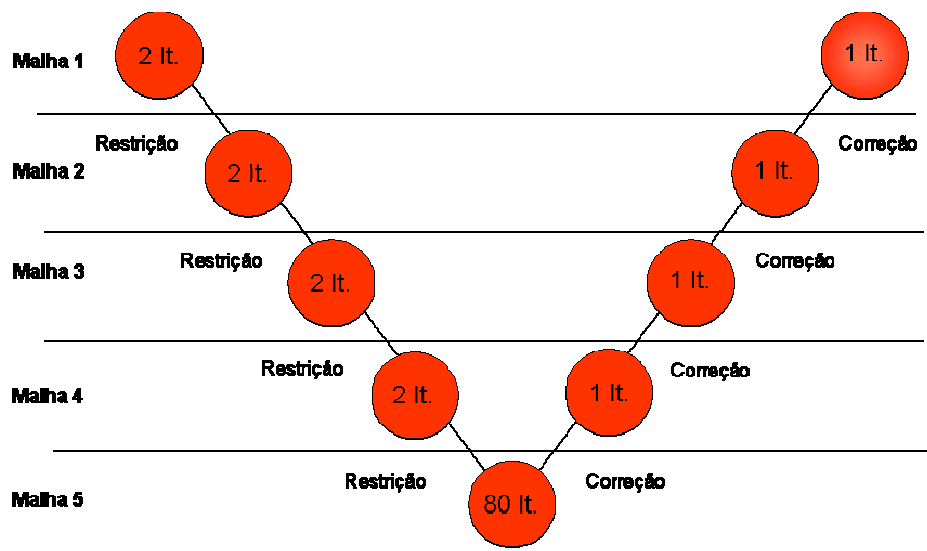


Figura 3.21 Ilustração do ciclo V utilizado

4 RESULTADOS

Esse capítulo apresenta dois estudos preliminares, sendo dos quais visou encontrar a altura da Camada Limite Oceânica (CLO) que mais se aproximasse da real, comparando simulações numéricas com dados obtidos na literatura até encontrar a altura mais adequada, a qual passou a ser utilizada como dado de entrada nas simulações numéricas dos escoamentos sobre as diversas falésias consideradas neste estudo. O segundo estudo mostra os resultados da modificação do túnel de vento aerodinâmico do ITA para um túnel de vento atmosférico. Em seguida, para verificar a eficácia do código computacional comparam-se resultados obtidos numericamente utilizando o código com os correspondentes observados em torre anemométrica (TA), assim como os medidos em túnel de vento. Finalmente, apresentam-se os resultados concernentes tanto a falésias diversas, quanto à do CLA.

4.1 Determinação da altura da Camada Limite Oceânica (CLO)

Realizaram-se simulações para a altura da CLO de 200 a 300 m, pois, segundo Blesmann, (1973), Cermak (1990), Kallstrand e Smedman (1997), Ohba et al. (1998) e Reuter et al. (2004), ela estaria compreendida nesse intervalo.

O Re atmosférico é muito alto. Considerando um valor de velocidade média do vento V em torno de 10 m s^{-1} no topo da CLO, o Re para um comprimento característico H de 50 m (altura da falésia) é da ordem de $3,0 \times 10^7$. Entretanto, para comparação da CLO, utilizou-se um $\text{Re} = 3 \times 10^6$, $V = 1 \text{ m s}^{-1}$, em razão do tempo computacional e representatividade física, uma vez que para os casos acima de $2,6 \times 10^7$, os resultados numéricos tornaram-se não estacionários, com desprendimento sucessivo de vórtices.

A Figura 4.1 mostra os campos de vorticidade formados sobre falésia reta de 50 m por CLOs incidentes de alturas H_{CLO} iguais a 200, 250, 280 e 300 m. Para a CLO de 200 m, há a formação de uma bolha de recirculação logo acima da falésia, com uma vorticidade máxima horária (no sentido horário) de 200 s^{-1} .

Esta bolha, com o aumento de H_{CLO} , tende a ser mais extensa verticalmente, e com a formação de uma CLI mais alta; ela alcança sua extensão longitudinal máxima em torno de $x = 100$ m, que no caso do CLA está aquém da posição da TMI, localizada 150 m a sotavento da falésia.

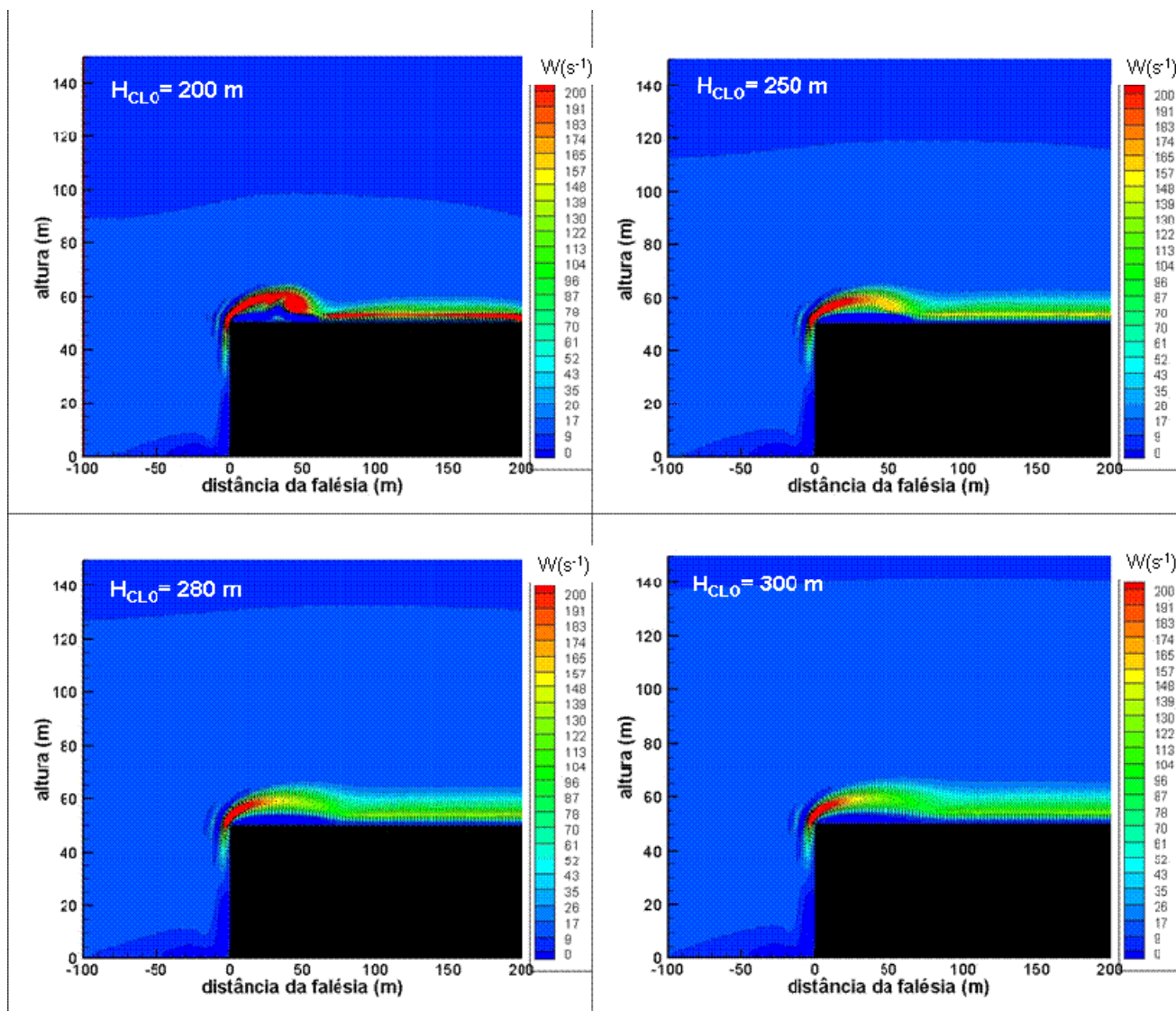


Figura 4.1 – Campo de vorticidade para CLOs de 200 a 300 m.

A Figura 4.2 mostra os perfis simulados das componentes u (longitudinal) e w (vertical) da velocidade do vento para os casos mostrados na Figura 4.1. Cabe salientar que, em relação a componente u , em 50 m, a CLO de 200 m, tem um perfil distinto das demais, sendo negativa a altura de 55 m, o que representa

uma maior intensidade da bolha de recirculação. Os outros perfis têm uma tendência positiva, permanecendo acima de zero. Em 100 m, a bolha parece ter se dissipado, por outro lado, o perfil da CLO de 200 m, tem um maior valor de U até a altura de 55 m, com o menor valor de u apresentado pela CLO de 300 m. Os perfis a 150 m são similares, o que sugere que a corrente já está em equilíbrio com a nova superfície. Nota-se que, em todos os casos, os perfis de u demonstrados, diminuem com o aumento da altura da CLO.

Em relação a componente w , em $x = 50$ m, nota-se o fluxo contrário próximo a superfície até os 60 m de altura, sendo mais intenso para a CLO de 200 m. Estes valores negativos para v ocorrem porque nesta posição já temos o final da bolha de recirculação. Nota-se também que, com o crescimento da altura da camada limite, esta bolha tende a diminuir em tamanho. Para as CLO's de 280 e 300 m quase não há diferença entre os perfis de w . Em $x = 100$ m, temos uma diminuição na distribuição dessa componente para a CLO de 200 m, que agora apresenta um pico positivo próximo a 60 m de altura. Nota-se que a região se dissipa quando se distancia da falésia, o que confirma a dissipação da bolha de recirculação.

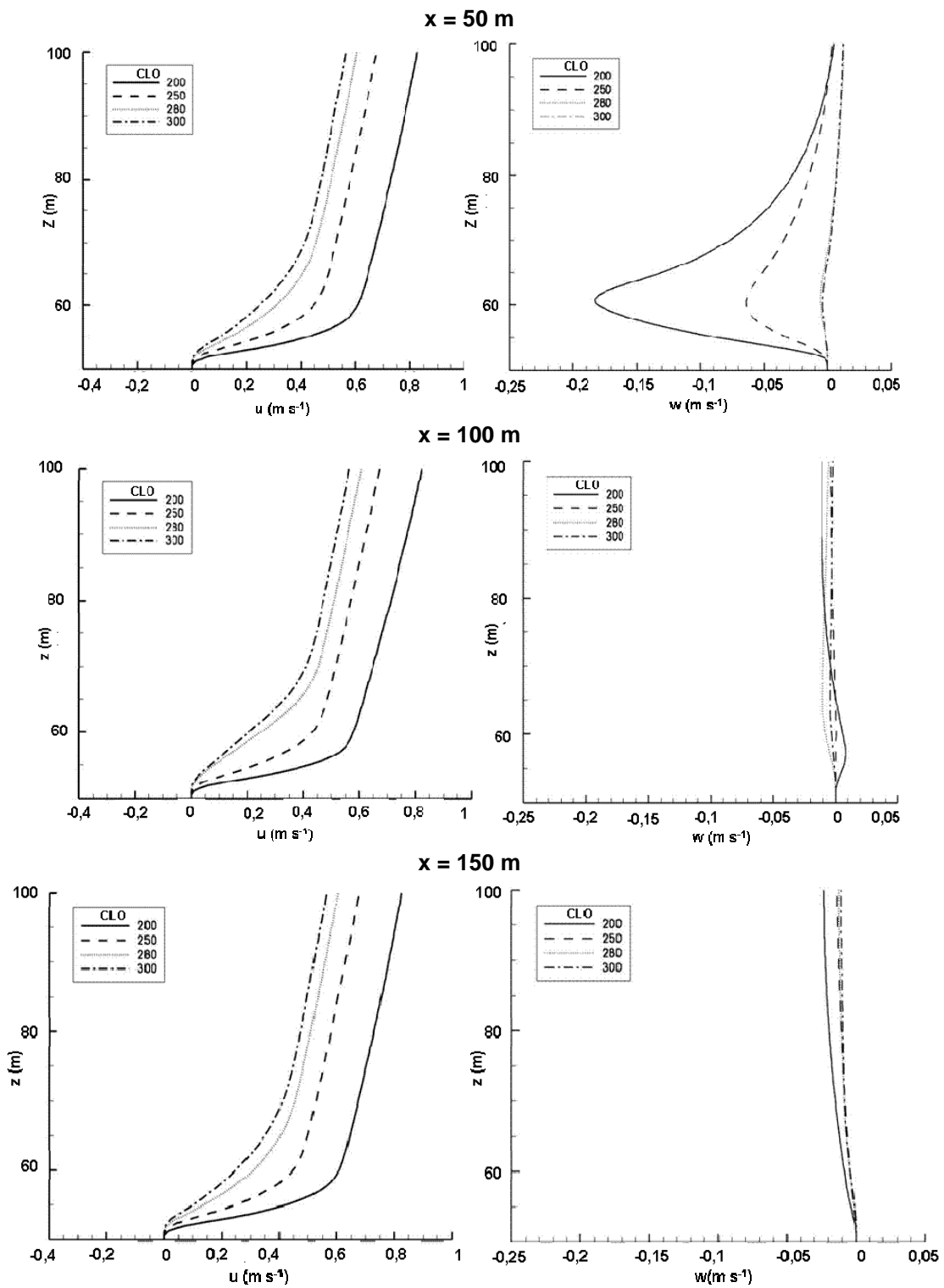


Figura 4.2 – Perfis de u e w numéricos para alturas da CLO de 200 a 300 m até 100 m de altura, a sotavento de falésia reta de 50 m .

A Figura 4.3 apresenta a CLI gerada para cada CLO. Observando a altura da CLI, acima da falésia de 50 m, têm-se os seguintes valores: (i) em $x = 50$ m, a altura da CLI é 17 m para a CLO de 200 m; 18 m para a CLO de 250 m; 19 m para a CLO de 280 m e 20 m para a CLO de 300 m. (ii) em $x = 100$ m, a região de recirculação para a CLO de 200 m parece ter diminuído e as alturas das CLIs são 12, 16, 19 e 21 m, respectivamente, para as CLOs de 200, 250, 280 e 300 m. (iii) em $x = 150$ m, as alturas da CLI para as CLOs de 200, 250, 280 e 300 m são, respectivamente, 13, 17, 19 e 21 m. (iv) em $x = 200$ m, os resultados são semelhantes aos da distância de 150 m.

Finalmente, as diferenças entre as configurações das alturas das CLIs diminuem com o aumento das alturas das CLOs, o que indica um comportamento numérico assintótico.

Assim, verifica-se numericamente que a altura da CLO influencia a altura e características da CLI formada devido à falésia: a bolha de recirculação é maior, porém com dimensão vertical menor para a CLO mais baixa, aumentando seu comprimento vertical com o aumento da altura da CLO, mas com perda de intensidade, apesar da constância de H , V e da vorticidade máxima.

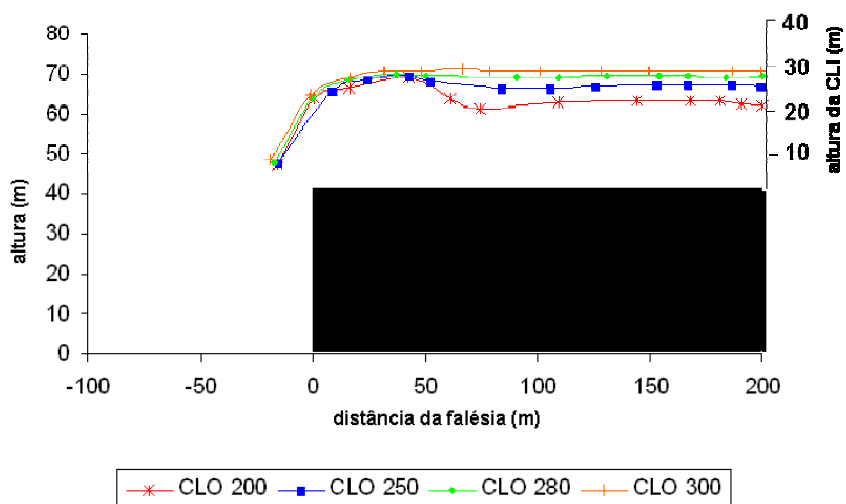


Figura 4.3 - Evolução da CLI conforme a altura da CLO.

Sendo assim, adotou-se como padrão neste trabalho a altura de 280 m para o topo da CLO, em conformidade com a literatura e a análise acima.

4.2 Formação da Camada Limite Atmosférica (PBL) no túnel de vento (TV)

A Figura 4.4 mostra o desempenho dos quatro dispositivos separadamente, visualizando os perfis verticais de velocidade e intensidade turbulenta do vento nos pontos x iguais a 1120 mm e 1620 mm. Observa-se que, para as agulhas, o perfil de velocidade emulando a PBL já está sendo formado, enquanto para as telas, há uma PBL bem baixa; a perda de carga longitudinal é menor com a agulha e a tela fina, sendo que a diferença entre as telas média e grossa deve-se a diferentes diâmetros dos fios da tela.

No que concerne à intensidade turbulenta, as agulhas apresentam os maiores valores (da ordem de 0,10) próximo à superfície, diminuindo gradativamente até 0,02 na altura de 200 mm; no caso das telas, como elas possuem uma característica de uniformizar o escoamento rapidamente quebrando os vórtices, a intensidade turbulenta cai rapidamente até em torno da altura de 50 mm, com a tela grossa apresentando a menor intensidade turbulenta, chegando a valores próximos a 0,01 em $x = 1620$ mm. O decaimento longitudinal é bem menor com as telas do que com as agulhas. A Tabela 4.1 apresenta os valores locais de α (parâmetro da lei da potência) e do Re para os 4 dispositivos, sendo que este último foi determinado para uma altura da PBL no TV de 260 mm, que foi a máxima altura conseguida no TV. Como o tubo de Pitot para a medição da pressão dinâmica encontrava-se antes da montagem dos dispositivos dentro do túnel de vento, a velocidade utilizada foi u_∞ , considerada a mais correta para este cálculo. Nota-se que a maior perda de carga ocorreu com a tela fina, com a pressão dinâmica de 28,8 mm H₂O, resultando em um menor Re ($Re = 3,81 \times 10^5$) As menores perdas de carga foram para a tela grossa, enquanto as agulhas apresentam a segunda menor, resultando $Re = 4,16 \times 10^5$, o que não é crítico, pois elas serão acopladas a uma tela para a emulação final. O ideal é a

formação de um conjunto que gere menor perda de carga possível e forme a PBL no menor espaço da seção de teste. Quanto ao valor de α , observa-se que há uma variação, não havendo uma tendência, com todos os valores inferiores a 0,1.

A Figura 4.5 apresenta a combinação das agulhas com a tela fina. Embora a inserção de telas dentro dos TVs ajuste o escoamento para torná-lo laminar, neste caso a inserção da tela foi com o objetivo de adiantar a formação da PBL na seção de medição, para o uso do PIV. Nota-se também uma pequena variação no posicionamento das agulhas, sendo que essas foram colocadas mais próximas da tela (150 mm), a fim de verificar a influência do posicionamento do dispositivo na geração da PBL. Nota-se que a PBL já apresenta o seu perfil característico em $x = 1120$ mm, não apresentando grandes diferenças em função da distância existente entre as agulhas. Nota-se um maior DMQ para o caso das agulhas a 300 mm da tela com valores de 2,5 enquanto que, para as agulhas a 150 mm, o DMQ máximo é de 1,8.

A Figura 4.6 apresenta os perfis de velocidade locais para y variando em $x = 1120$ mm. Pode-se notar que para o caso das telas a 300 mm das agulhas, quanto mais próximo a parede ($y = 50$ mm) maior é a interferência no perfil. Nota-se que esse mesmo ponto foi perdido na simulação para o caso da tela a 150 mm das agulhas. Entretanto, até $y = 30$ mm essa interferência parece não existir e o perfil parece estar bem formado nesse domínio de y independente da distância entre as agulhas e a tela fina. A intensidade turbulenta é maior no primeiro caso, chegando a 0,11. Já para $z = 250$ mm, a intensidade turbulenta torna-se menor, aproximadamente 0,02.

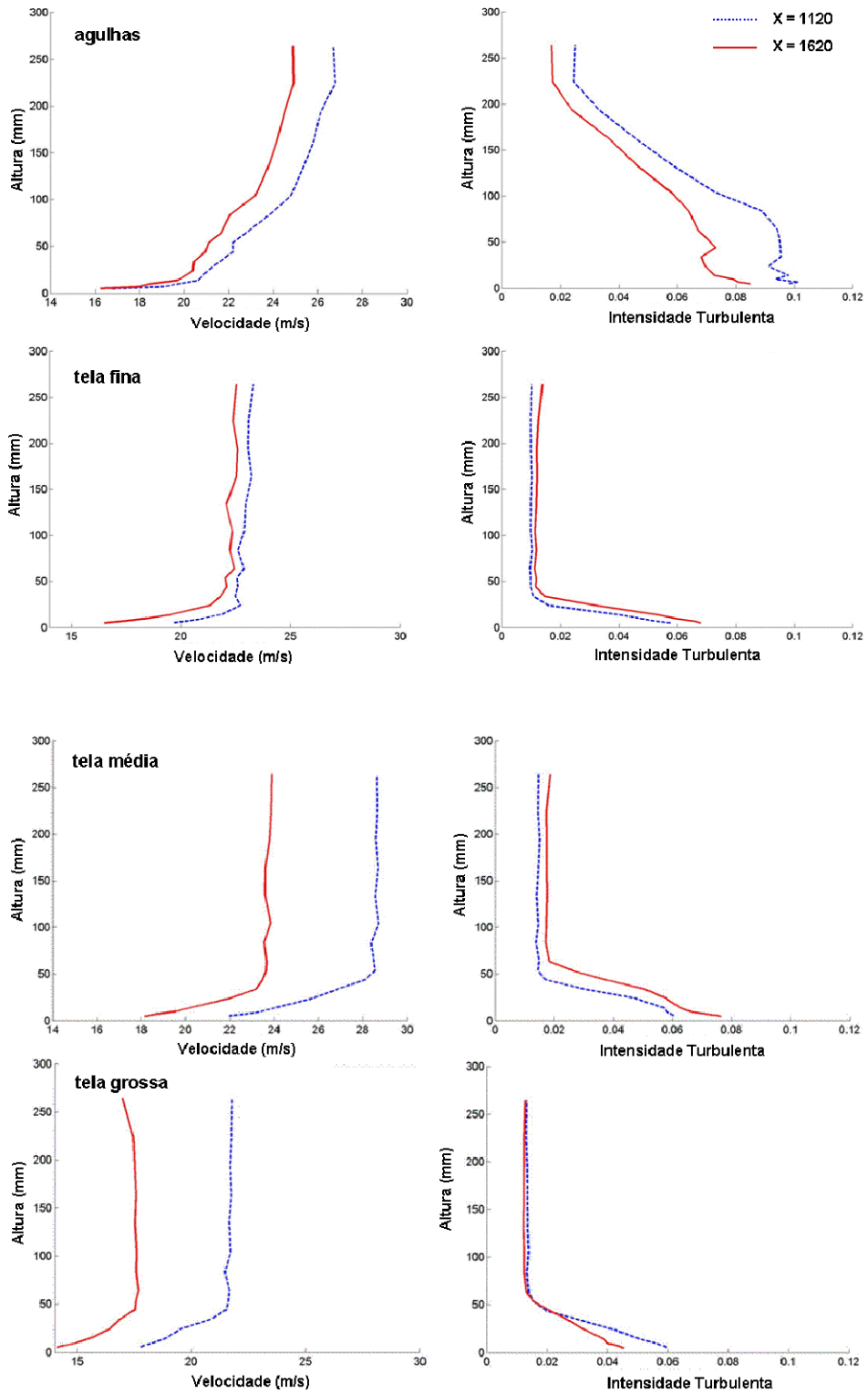


Figura 4.4 – Velocidades médias e intensidades turbulentas obtidas com os dispositivos no TV.

Tabela 4.1 – Valores locais de α e do Re para os dispositivos isoladamente.

Experimentos no TV	Posições	Velocidade Característica (m/s)	Pressão dinâmica (mmH2O)	α	Re
1 (agulhas)	x = 1220	24	32,8	0,06	$4,16 \times 10^5$
	x = 1620	24	32,8	0,09	$4,16 \times 10^5$
2 (tela fina)	x = 1220	22	28,8	0,02	$3,81 \times 10^5$
	x = 1620	22	28,8	0,07	$3,81 \times 10^5$
3 (tela média)	x = 1220	27	41	0,07	$4,68 \times 10^5$
	x = 1620	27	41	0,04	$4,68 \times 10^5$
4 (tela grossa)	x = 1220	27,6	44	0,06	$4,78 \times 10^5$
	x = 1620	27,6	44	0,05	$4,78 \times 10^5$

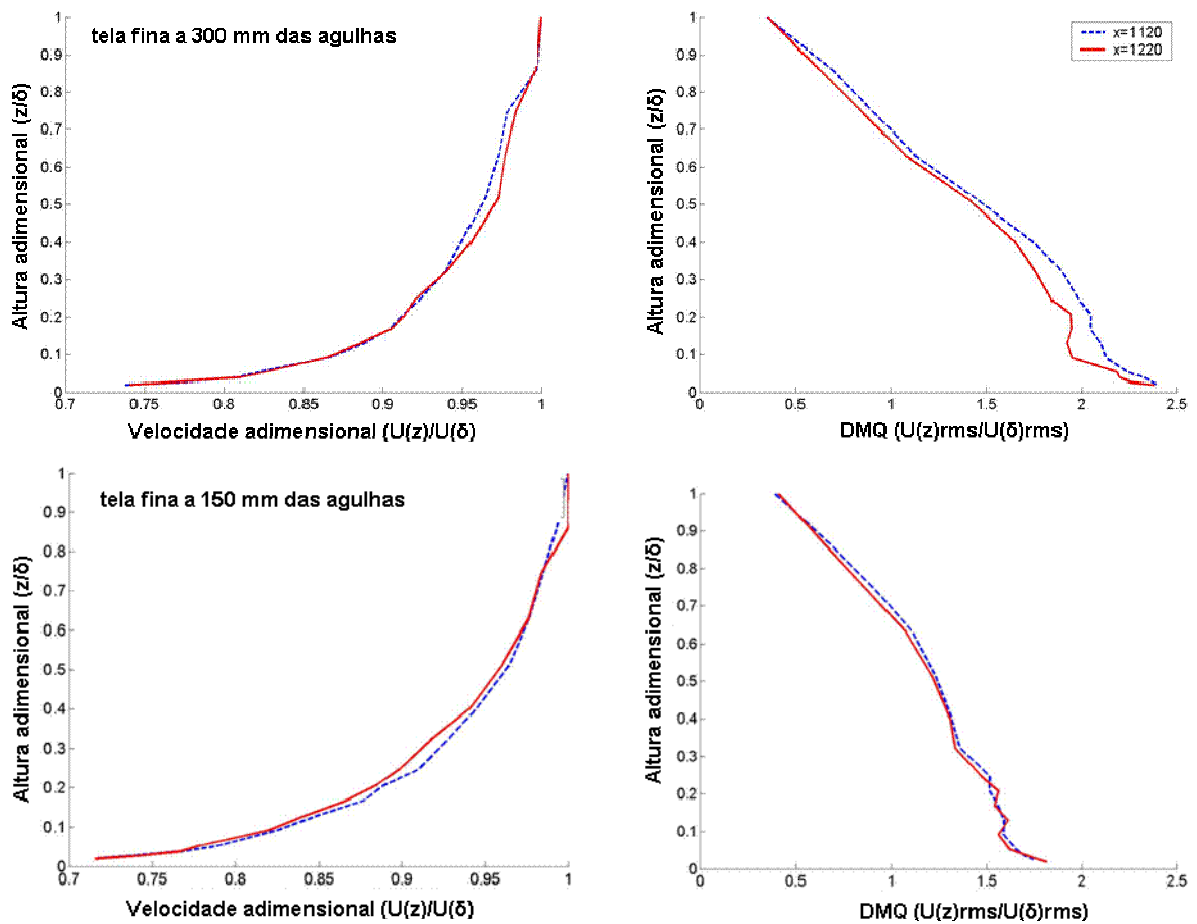


Figura 4.5 – Velocidade e DMQ da tela fina com diferentes posições de agulhas no TV

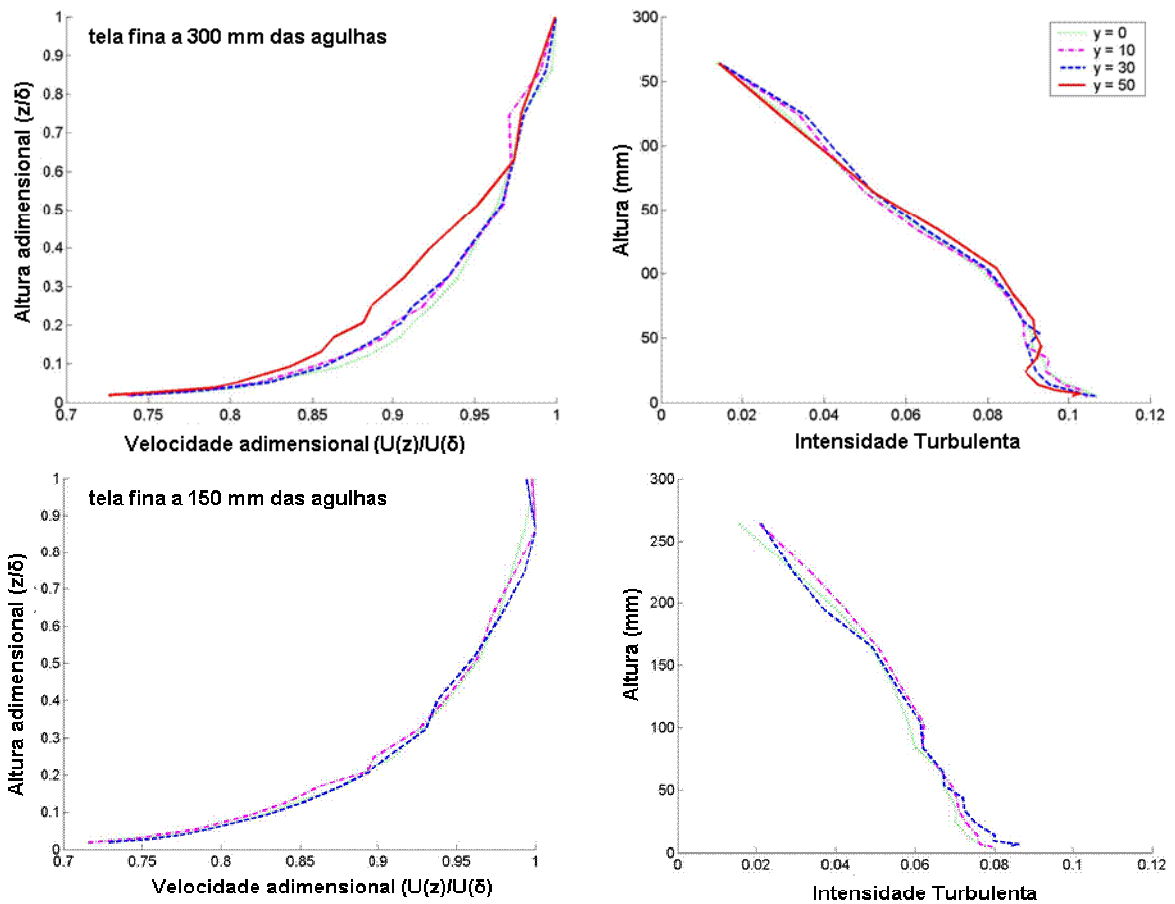


Figura 4.6 - Perfil de velocidade e intensidade turbulenta variando em y para $x = 1120\text{mm}$ com diferentes posições de agulhas no TV.

A Figura 4.7 apresenta a combinação das agulhas com a tela média. Nesse caso nota-se que a PBL encontra-se bem desenvolvida em $x = 1420\text{ mm}$. O DMQ apresenta-se bem maior para o caso das agulhas distantes (a 300 mm) chegando a 3,0 nas baixas alturas (próximo a superfície) e 0,5 nas altas alturas (em 260 mm). Com a tela média mais próxima (a 150 mm) o DMQ máximo apresentado foi de 1,2 a baixas alturas e de 0,2 nas altas alturas.

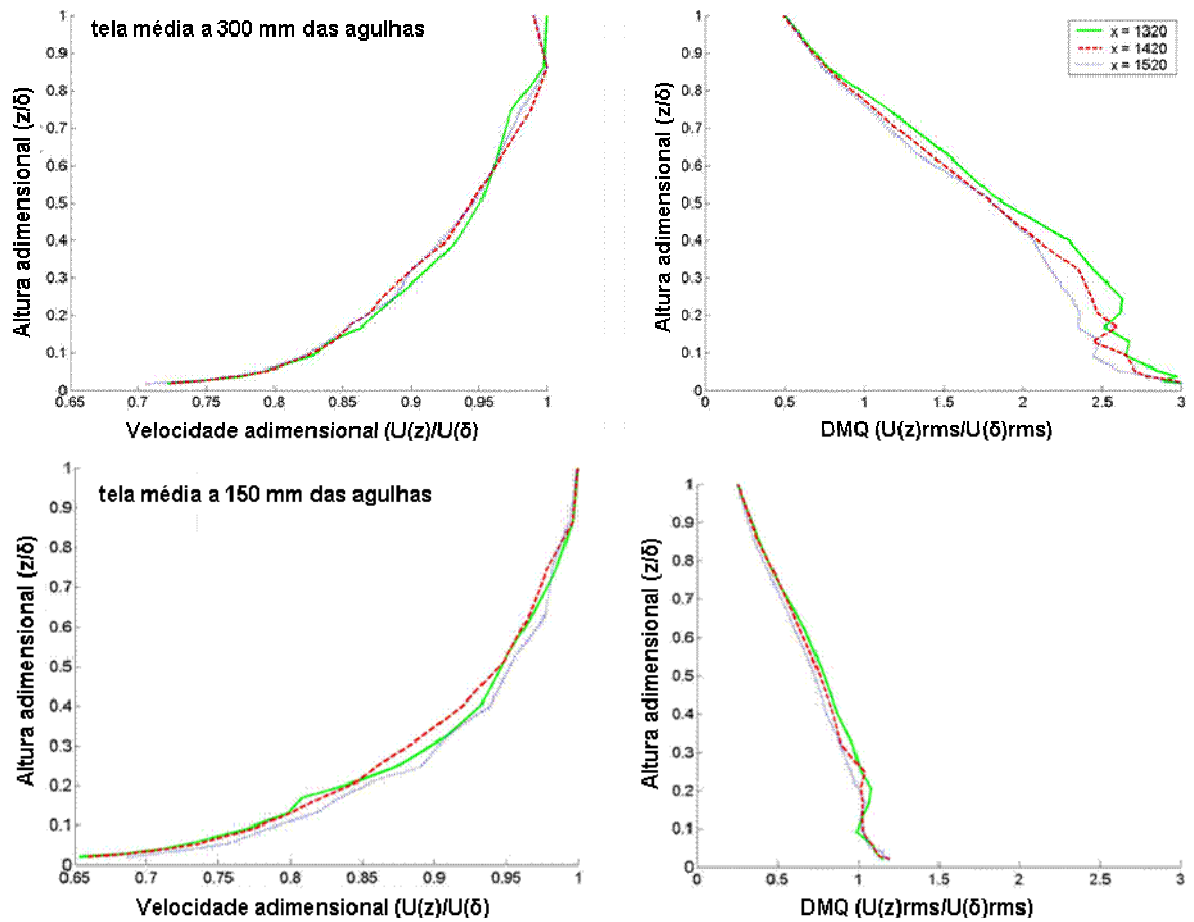


Figura 4.7 - Velocidade e DMQ da tela média com diferentes posições de agulhas no TV.

A Figura 4.8 apresenta os perfis de velocidade locais para y variando em $x = 1420$ mm. Podemos notar que quanto mais próximas a parede ($y = 50$ e 70 mm) maior é a interferência. Entretanto, a discrepância não parece ser grande e a camada parece estar bem formada nessa posição x . A intensidade turbulenta tende a oscilar mais até os 100 mm de altitude para o caso da tela a 300 mm das agulhas e é bem maior nesse caso, aproximadamente 0,11 nas baixas altitudes contra 0,05 da tela média a 150 mm das agulhas.

Comparando a intensidade turbulenta da tela fina obtida na Fig. 4.6 para $x = 1120$ mm e a intensidade turbulenta da tela média para $x = 1420$ mm, nota-se

que em ambos os casos ela é maior quando a tela está a 300 mm das agulhas, ficando em torno de 0,11.

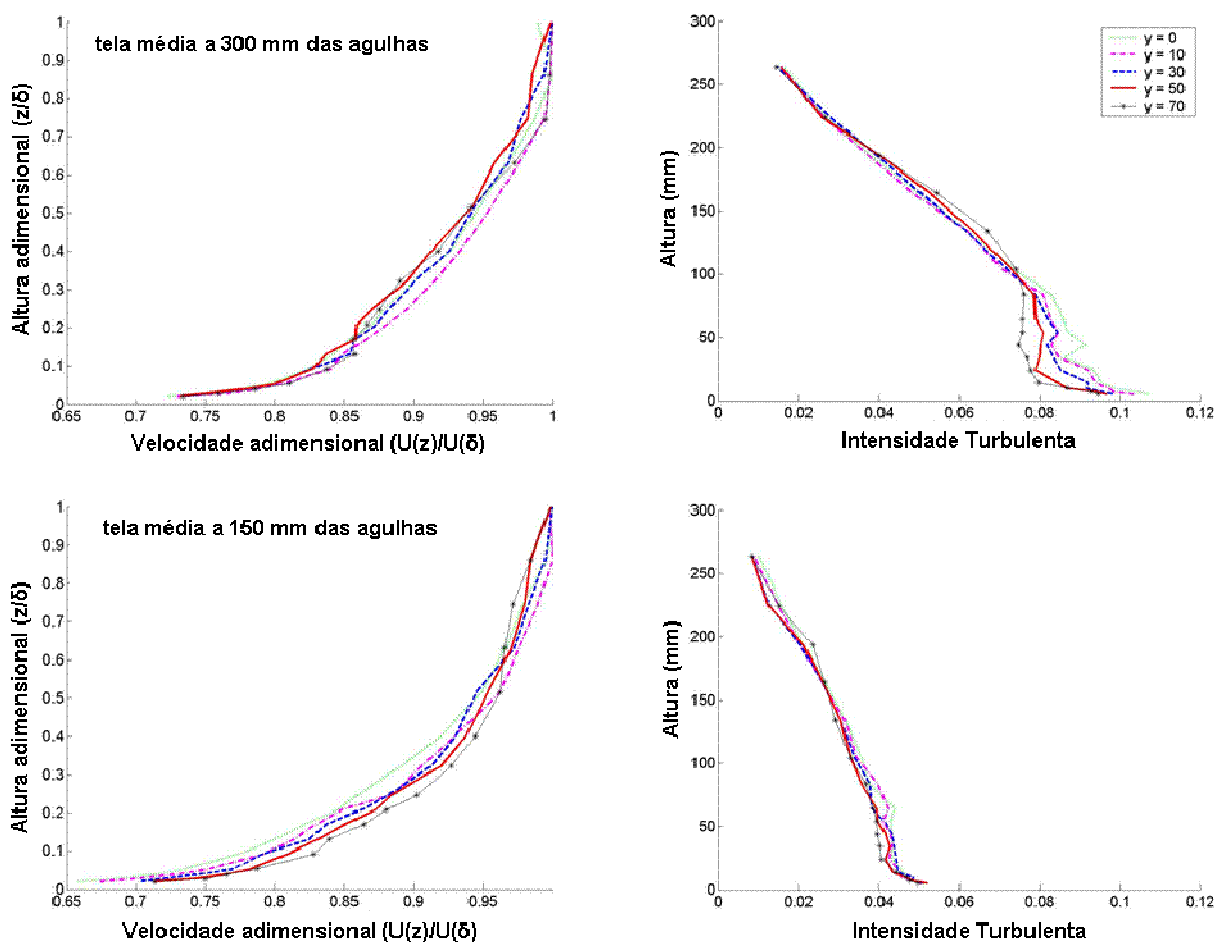


Figura 4.8 - Perfil de velocidade e intensidade turbulenta variando em y para $x = 1420$ mm com diferentes posições de agulhas no TV.

A Figura 4.9 apresenta o perfil de velocidade para a combinação das agulhas com tela grossa. Nesse caso nota-se em $x = 1620$ mm que a PBL ainda não apresenta seu perfil característico, sendo necessária uma seção de testes mais comprida. O DMQ apresenta uma variação bem grande entre os pontos. Nesse caso, ao contrário do que acontece com a tela fina e a tela média, o desvio maior é para o caso das agulhas a 150 mm da tela, apresentando um valor de 3,5 para baixas alturas.

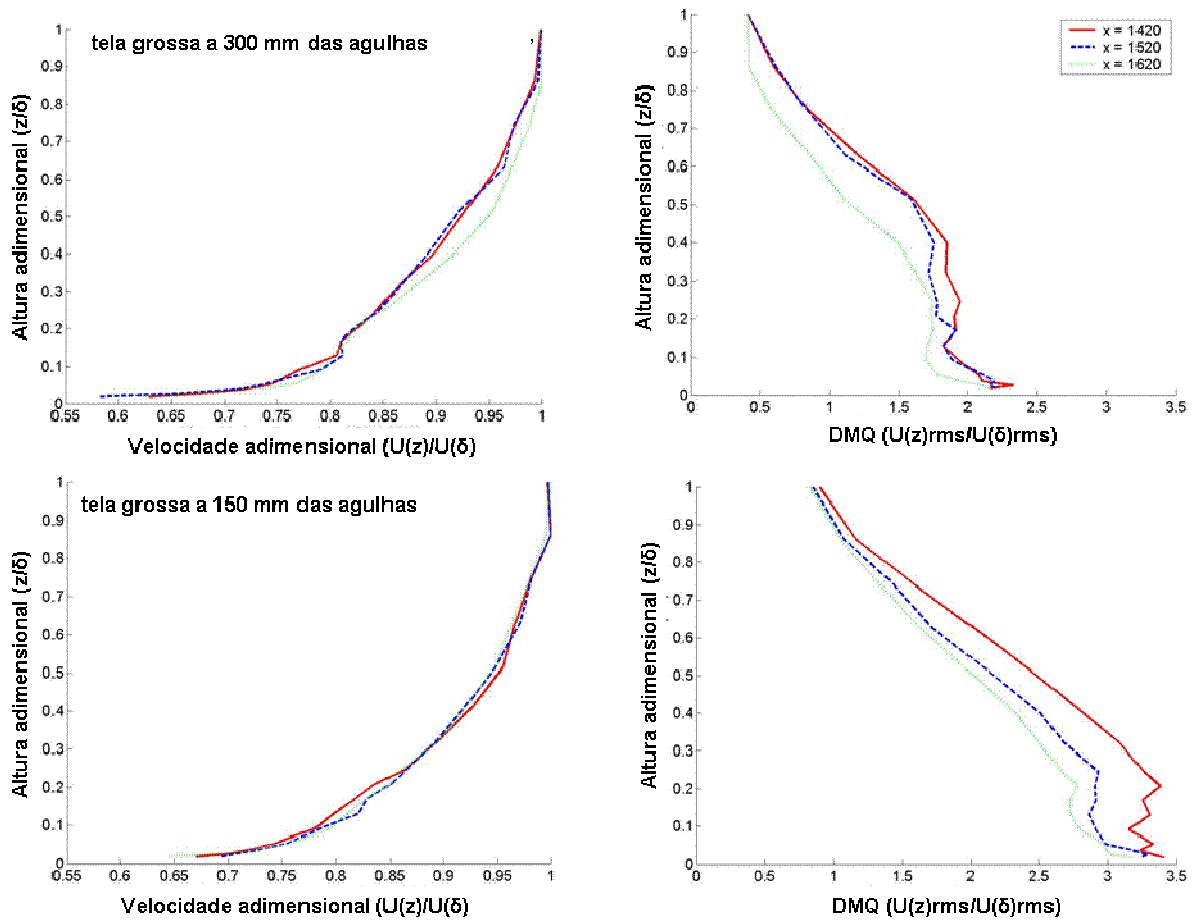


Figura 4.9 - Velocidade e DMQ da tela grossa com diferentes posições de agulhas no TV.

A Tabela 4.2 apresenta os valores de α e do número de Reynolds para os dispositivos agulhas combinados com a tela fina e média. Os maiores Re obtidos foram para o caso da tela média a 300 mm das agulhas no valor de $4,8 \times 10^5$. As agulhas com a tela fina apresentam menores Re para ambos os casos, 150 e 300 mm, das agulhas com valores de $3,9 \times 10^5$. Os maiores α são apresentados para o caso das agulhas a 150 mm as telas, com valores iguais ou superiores a 0,10, o que também continua dentro da classificação de área oceânica ou sem obstáculos, conforme Fig. 3.9, onde podemos notar que a área oceânica vai de 0 a 0,13.

Tabela 4.2 – Comparação dos valores de α e do Re para as agulhas combinadas com as telas fina e média no TV.

Experimentos no TV	Posições	Velocidade Característica (m/s)	α	Reynolds
5 (agulhas a 300 mm da tela fina)	x=1120	22,5	0,03	$3,9 \times 10^5$
	x=1220	22,5	0,03	$3,9 \times 10^5$
6 (agulhas a 300 mm da tela média)	x=1320	28	0,06	$4,8 \times 10^5$
	x=1420	28	0,05	$4,8 \times 10^5$
	x=1520	28	0,04	$4,8 \times 10^5$
8 (agulhas a 150 mm da tela fina)	x=1120	23	0,08	$3,9 \times 10^5$
	x=1220	23	0,07	$3,9 \times 10^5$
9 (agulhas a 150 mm da tela média)	x=1320	24	0,11	$4,2 \times 10^5$
	x=1420	24	0,11	$4,2 \times 10^5$
	x=1520	24	0,10	$4,2 \times 10^5$

As Figuras 4.10 e 4.11 mostram os gráficos das simulações 11 e 12 da Tabela 3.2, onde temos as agulhas com a tela média e o tapete para o ajuste fino. Nos perfis de velocidade da Fig. 4.10 podemos notar que a PBL fica melhor formada com o tapete, entretanto nota-se que o arrasto é bem maior, uma vez que a velocidade cai com o uso do tapete. Nota-se também que com as agulhas a 300 mm da tela as velocidades são maiores, respectivamente para baixas alturas, 15 e 25 m/s.

A Fig. 4.11 apresenta os perfis de velocidade para as diferentes posições das agulhas em relação a tela e com o tapete. Nota-se que o perfil torna-se mais inclinado quando colocado a 150 mm da tela, o que é um indício que a altura da PBL seja modificada alterando tal procedimento. Na intensidade turbulenta pode-se notar que não há diferenças significativas nesses dois casos, havendo somente uma queda da turbulência próxima a 80 mm de altura para o caso das agulhas a 150 mm da tela.

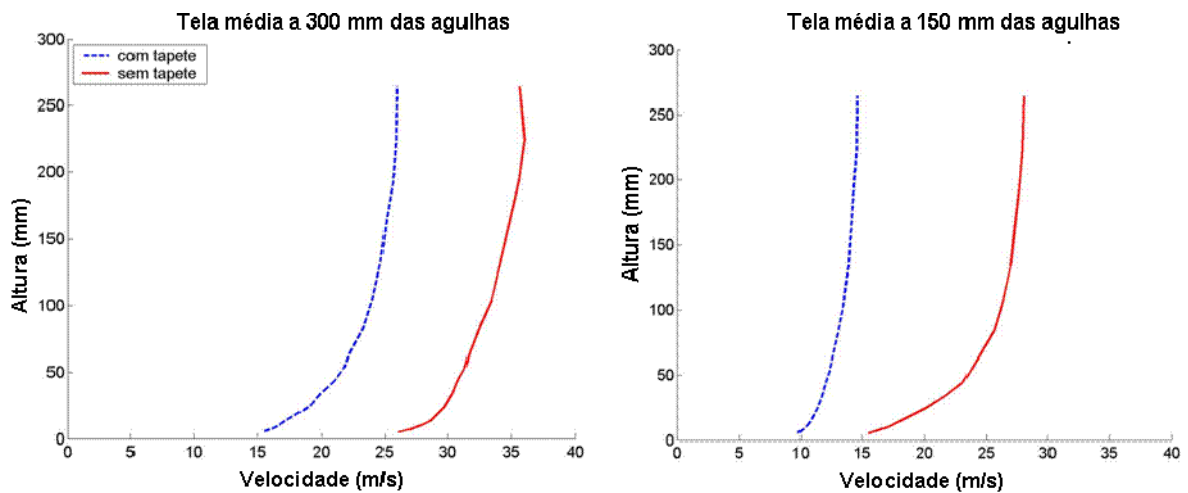


Figura 4.10 – Perfil de velocidade em $x = 1420$ mm com a tela média em diferentes posições das agulhas no TV.

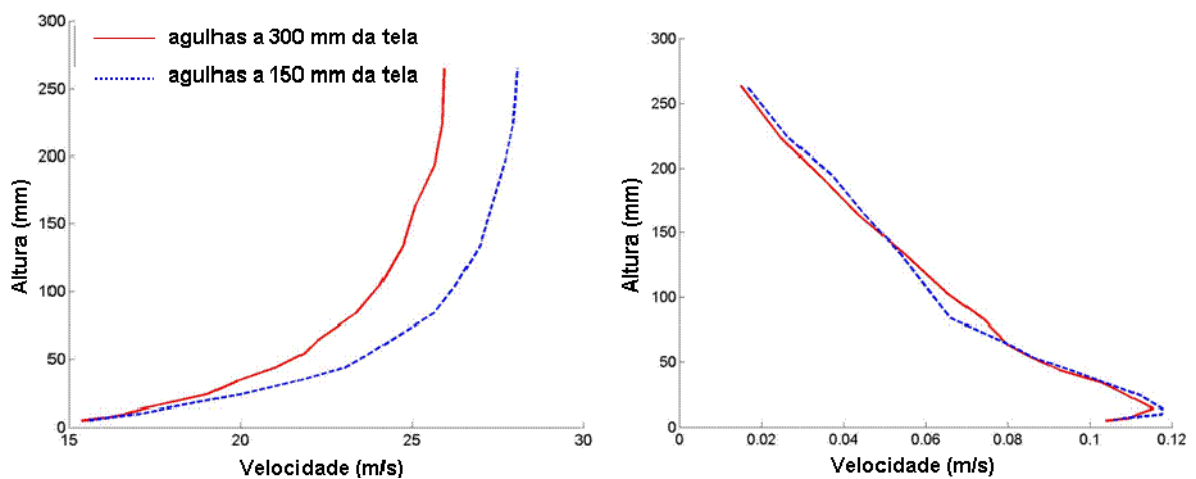


Figura 4.11 – Perfil de velocidade e Intensidade turbulenta no ponto $x = 1420$ mm com a tela média e o tapete no TV.

Comparando o perfil teórico da velocidade com os obtidos no TV (Fig. 4.12) vê-se que com as agulhas afastadas 300 mm da tela a PBL obtida é mais alta, em torno de 200 mm, para o qual o perfil teórico foi ajustado. Com as agulhas próximas à tela (150 mm) o perfil teórico foi ajustado com uma PBL de 180 mm.

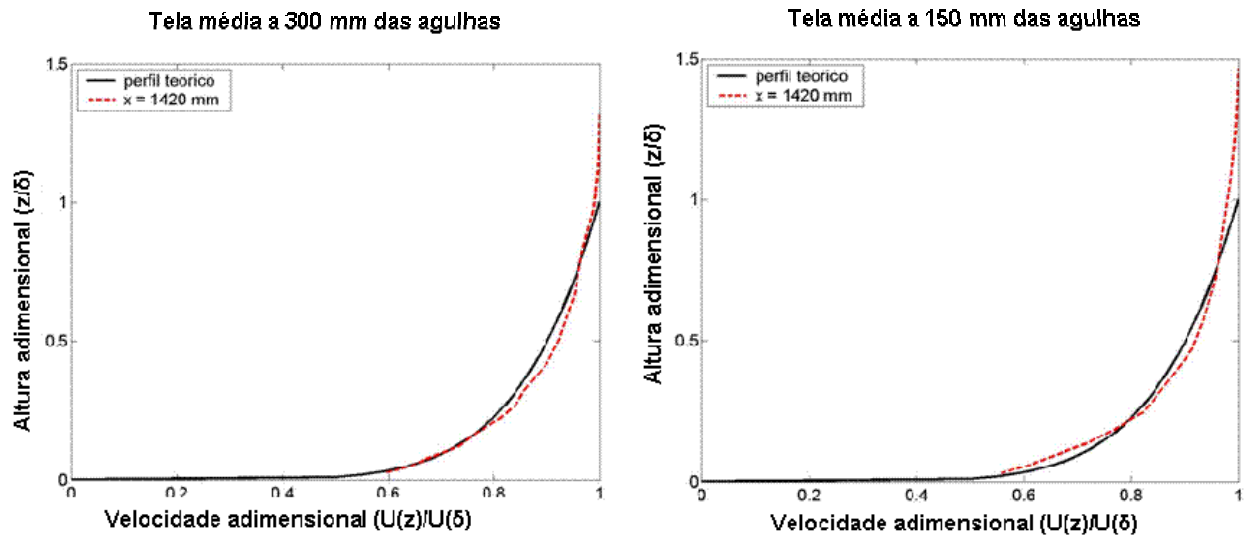


Figura 4.12 – Perfis de velocidade obtidos no TV com a tela média a 300 ou 150 mm das agulhas mais o tapete.

Na Tabela 4.3 vê-se que os Re não apresentam muita diferença para os casos com e sem tapete, ficando entre $4,2$ e $4,9 \times 10^5$. Os α com o dispositivo tapete, entretanto, estão mais próximos aos valores reais ($0,14$ e $0,12$) para o caso de camadas limites oceânicas, ou locais sem rugosidades, cujo valor é $0,15$. Assim, finalmente selecionou-se, para uso neste estudo, o conjunto tela média a 300 m das agulhas mais tapete, com α igual a $0,14$, porque gerou uma CLO com 200 mm de altura, a maior conseguida.

Tabela 4.3 – Comparação dos valores de α e Re para os experimentos com tapete.

Experimento no TV	Posição	Velocidade Característica (m/s)	α	Reynolds	Altura da CLO (mm)
6 (sem tapete com agulhas a 300 mm da tela média)	$x=1420$	28	$0,05$	$4,9 \times 10^5$	-
9 (sem tapete com agulhas a 150 mm da tela média)	$x=1420$	24	$0,11$	$4,2 \times 10^5$	-
12 (com tapete com agulhas a 300 mm da tela média)	$x=1420$	$25,5$	$0,14$	$4,4 \times 10^5$	200
9 (com tapete com agulhas a 150 mm da tela média)	$x=1420$	$25,5$	$0,12$	$4,4 \times 10^5$	180

4.3 Comparação entre as simulações numéricas 2D com medidas *in situ* e ensaios em TV

A validação do código numérico foi feita comparando-se os perfis numéricos resultantes em $x = 200$ m na simulação SN 22 (Apêndice B, Tabela B.1, $H = 40$ m, $V = 7,6$ m s⁻¹, $Re = 2 \times 10^7$) com os dados observacionais obtidos na torre anemométrica (TA) localizada a 200 m da falésia. Assim, resultaram viés (simulado – observado) entre -0,006 e 0,13 m s⁻¹ e DMQ entre 0,6 e 1,2 m s⁻¹. A Figura 4.13 mostra os perfis de vento observados e simulados para quatro dias típicos dentre os considerados. O viés negativo mais próximo à superfície possivelmente é causado pela inicialização de Blasius, que torna menos turbulento o perfil de velocidade, além de o código ser 2D e DNS, cuja malha é dissipativa.

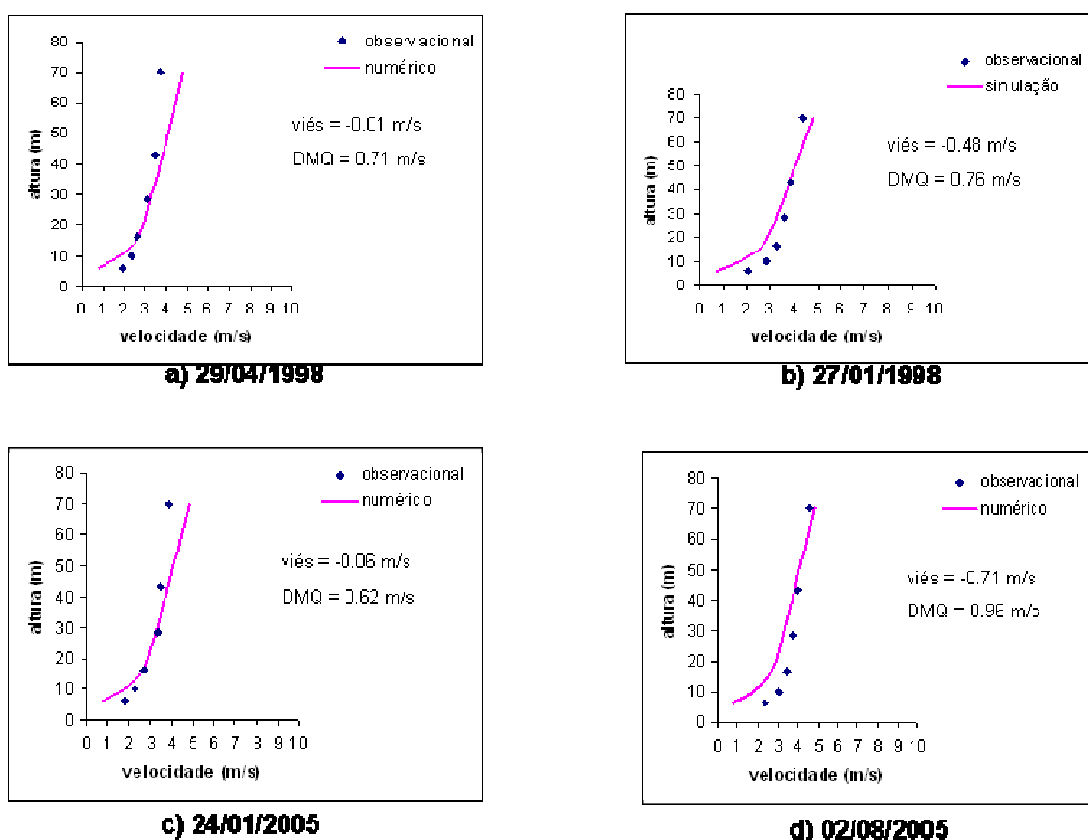
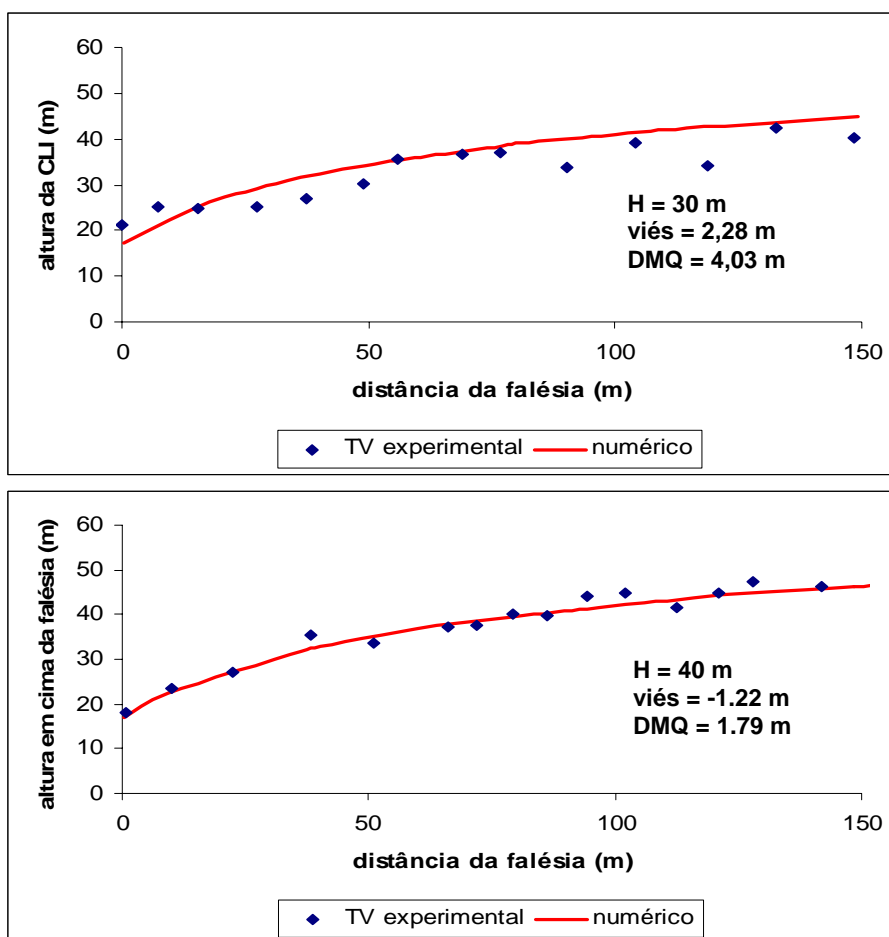


Figura 4.13 - Comparação entre os perfis de vento observados na TA e os simulados numericamente ($Re = 2 \times 10^7$).

A validação também foi realizada através da comparação com experimentos realizados no túnel de vento (TV) na escala de 1:1000. Como a máxima velocidade gerada no túnel é de 33 m s^{-1} , as simulações numéricas (SNs 3 a 7) e os experimentos (E1, E2, E3, E6 e E19 – Apêndice B, Tabela B.2) foram realizados com $Re = 7,5 \times 10^4$. As simulações numéricas e os experimentos são denotados daqui em diante, no texto, como SN e E, respectivamente, estando detalhados nas Tabelas B.1 e B.2 do Apêndice B. A Figura 4.14 apresenta as alturas da CLI medidas no TV e as simuladas numericamente, mostrando um bom acordo dos resultados, demonstrando a validade da simulação numérica para determinar a altura da CLI emulada no TV.



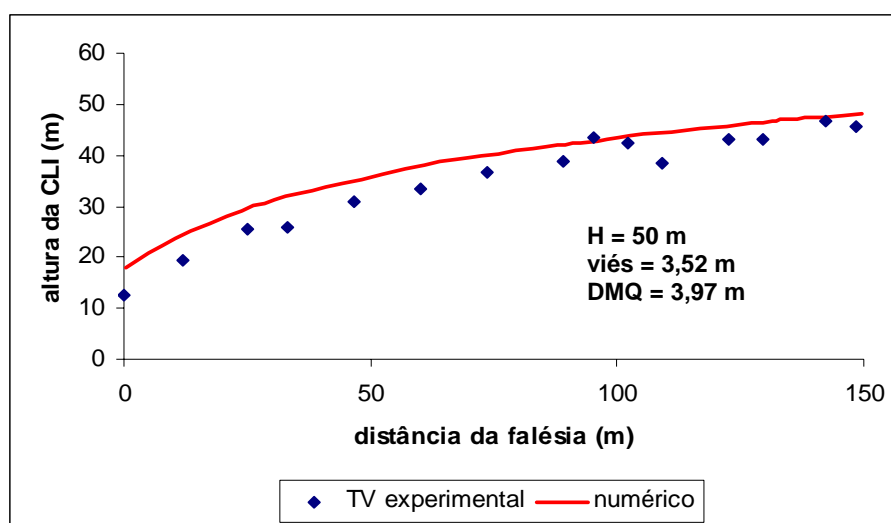


Figura 4.14 – Comparação entre as alturas da CLI obtidas nos experimentos em túnel de vento e com as simulações numéricas ($Re = 7,5 \times 10^4$).

4.4 Falésias

4.4.1 Evolução da altura da CLI nas falésias retas.

As expressões semiempíricas para a representação da altura da CLI a sotavento de falésias em condições de atmosfera neutra são usualmente (ver item 2.3) do tipo ax^b , onde x é a distância a sotavento da borda delas (em metros), e a e b são constantes, as quais dependem das características da superfície, em especial a rugosidade e, no caso de falésias, também da altura delas em relação ao oceano. Neste último caso, as expressões são válidas para x maior que zero, a partir de 1 m.

A Figura 4.15, apresenta as constantes a e b , para V igual a $0,010 \text{ m s}^{-1}$, $0,10 \text{ m s}^{-1}$ e 1 m s^{-1} , respectivamente, incidente numa falésia de 50 m (SNs 8 a 10). Nestas baixas velocidades, note-se que os valores de a são bastante altos, da ordem de 21,4 a 12,7 e bem maiores daqueles encontrados na literatura (entre 0,35 e 0,75, referentes a casos sem desnível topográfico); além disso, eles tendem a diminuir com o aumento de V . Os valores de b são respectivamente: 0,19, 0,21 e 0,11, e correspondem aos 0,1 a 0,4 da literatura. Além disso, a altura da CLI diminui com o aumento de V e, ao contrário dos casos sem desnível, é maior que zero em $x = 0$, devido ao desnível topográfico na borda

da falésia. Há, também, a formação de uma zona de recirculação iniciando a barlavento do desnível.

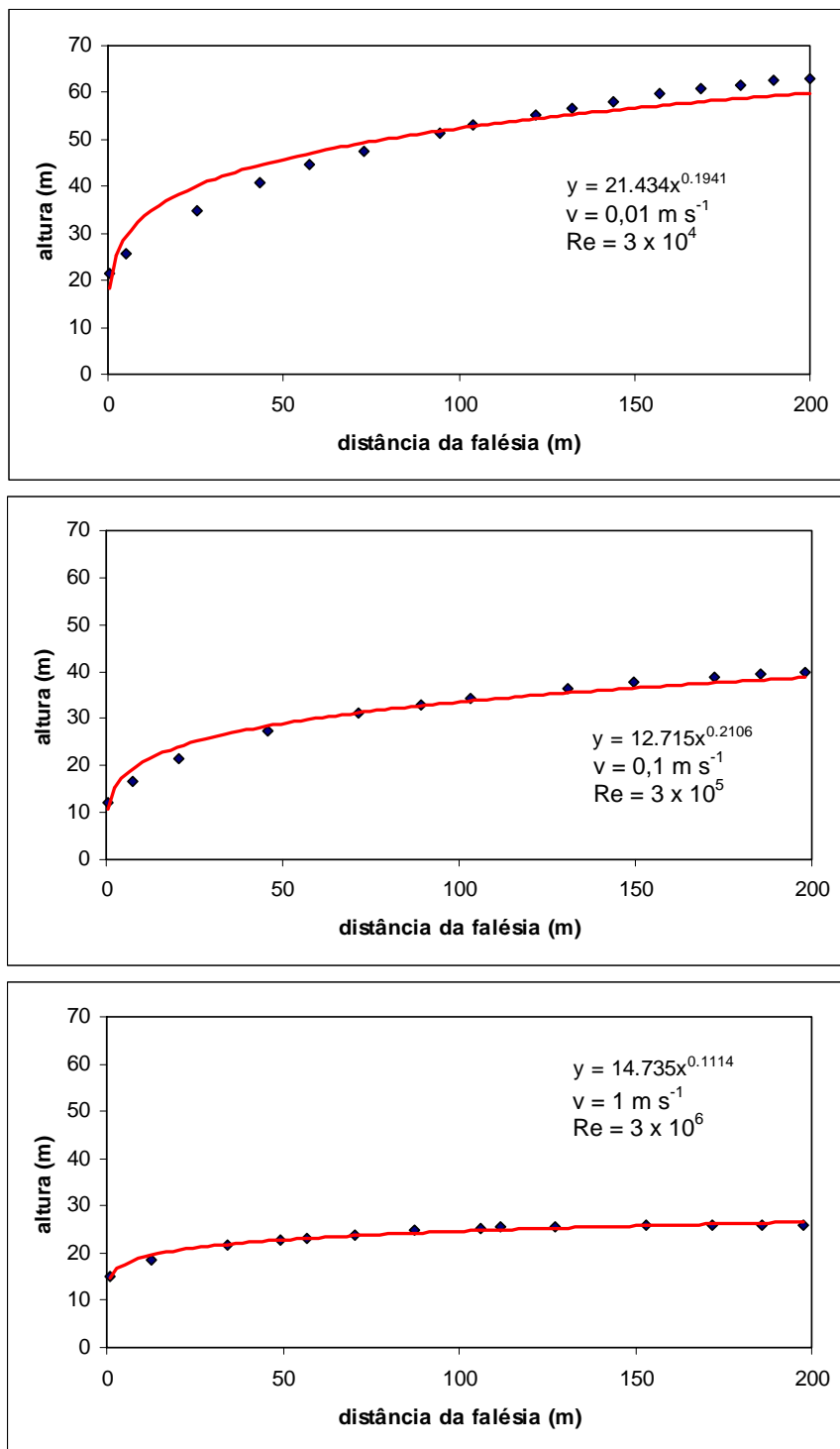


Figura 4.15 – Constantes a e b para a altura numérica da CLI para uma falésia reta de 50 m (SN 8, 9 e 10).

A Tabela 4.4 apresenta os valores de a , b e do coeficiente de correlação (R^2) para Re entre $6,7 \times 10^5$ e $2,0 \times 10^7$, com diversos H e V , mostrando que a varia de 12,7 a 8,0, enquanto b é quase constante em torno de 0,2; em $x = 100$ m, a altura da CLI decresce de 30 m a 21 m (apêndice B). O R^2 permanece entre 0,90 e 0,97 para todos os casos.

Tabela 4. 4 – Altura da CLI numérica: valores de a , b e R^2 .

Re	H (m)	V (m s ⁻¹)	SN	a	b	R ²
6.7×10^5	10	1	11	12,694	0,186	0,957
1.3×10^6	20	1	12	11,174	0,216	0,955
2.0×10^6	30	1	13	11,645	0,157	0,961
3.3×10^6	10	5	16	9,930	0,179	0,959
6.7×10^6	20	5	17	8,628	0,209	0,943
1.0×10^7	30	5	18	11,752	0,137	0,904
6.7×10^6	10	10	22	9,132	0,195	0,958
1.3×10^7	20	10	23	8,032	0,173	0,944
2.0×10^7	30	10	24	8,238	0,169	0,969

4.4.2 Campos de vorticidade e altura da CLI numérica nas falésias retas

A Figura 4.16 mostra os campos de vorticidade numéricos para uma falésia reta de 50 m (SN 1, 2, 8, 9, 10, 26), com Re entre 3×10^2 e 3×10^7 , ou seja, V variando de 10^{-4} m s⁻¹ a 10 m s⁻¹. Entre Re igual a 3×10^2 e 3×10^6 a vorticidade máxima (*altura da CLI em $x = 100$ m*) cresce (*decresce*) de $0,002$ s⁻¹ (*83 m*) a 200 s⁻¹ (*25 m*). Para Re igual a 3×10^7 a solução numérica não é estacionária, mostrando-se, para conhecimento, apenas um instantâneo, com desprendimento de vórtices; os resultados não estacionários ocorrem com Re igual ou maior que $2,6 \times 10^7$.

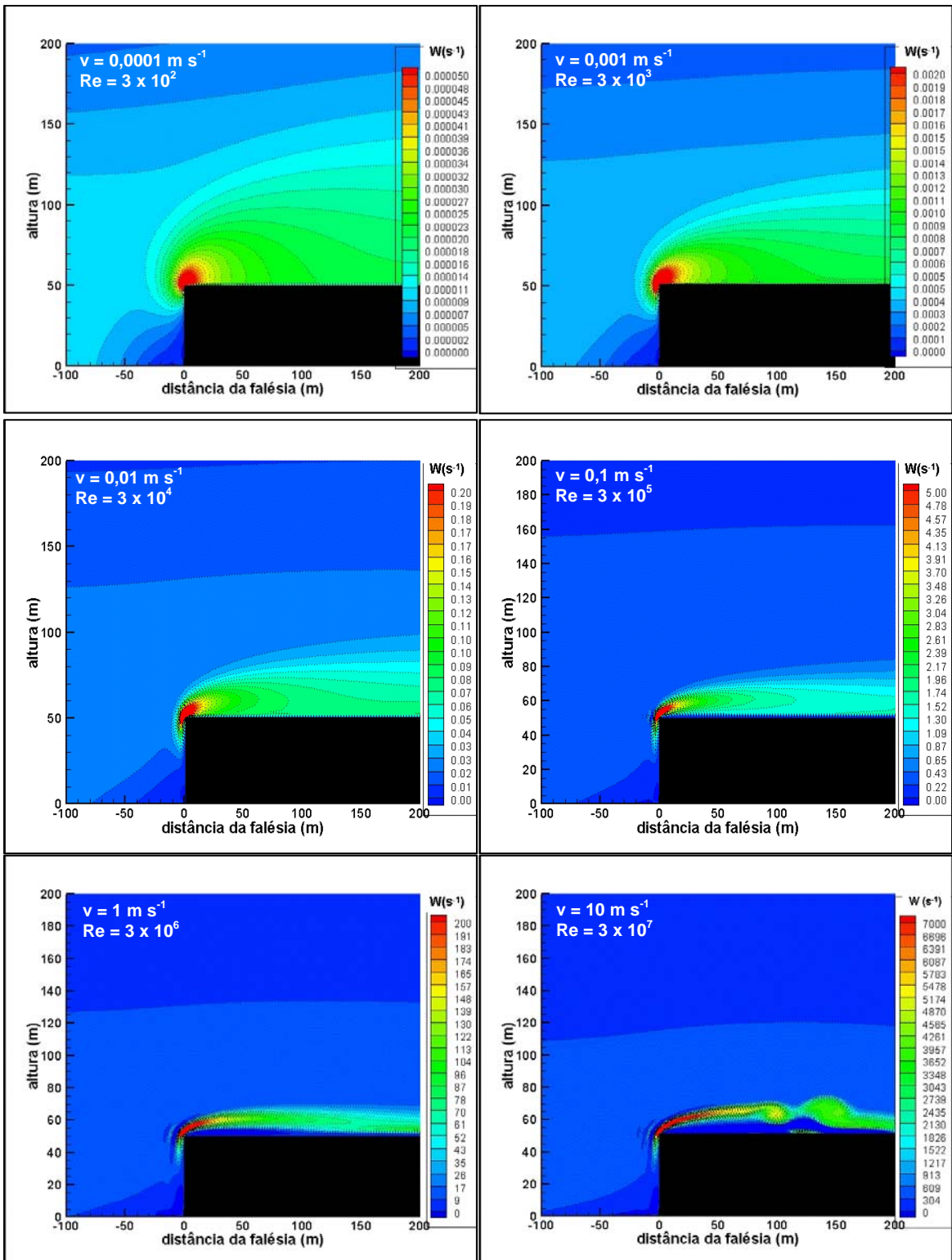


Figura 4.16 – Campos de vorticidade numéricos para V até 10 m s^{-1} incidindo em falésia de 50 m com Re entre 3×10^2 e 3×10^7 (SN 1, 2, 8, 9, 10, 26).

A Figura 4.17 apresenta os campos de vorticidade para um mesmo Re ($6,67 \times 10^6$), com H igual a 10, 20 e 25 m, e V igual a 10, 5 e 4 $m\ s^{-1}$ (SN 15, 17 e 22). A vorticidade máxima varia de 800 a 3000 s^{-1} , aumentando com o aumento da velocidade e, conseqüentemente, com a diminuição da altura, demonstrando que a evolução dela, bem como a altura (Figura 4.18) e a estrutura da CLI dependem de H e V separadamente, e não apenas de Re . Assim, como Re é o parâmetro das equações de Navier-Stokes (Equações 3.13 e 3.14), os efeitos de H no escoamento são tratados numericamente através da condição de fronteira imersa (Eqs. 3.21 e 3.22 para as forçantes F_x e F_z das Eqs. 3.13 e 3.14); já o valor de V é incorporado como a velocidade máxima (no topo da PBL) do perfil de Blasius para inicializar a integração numérica.

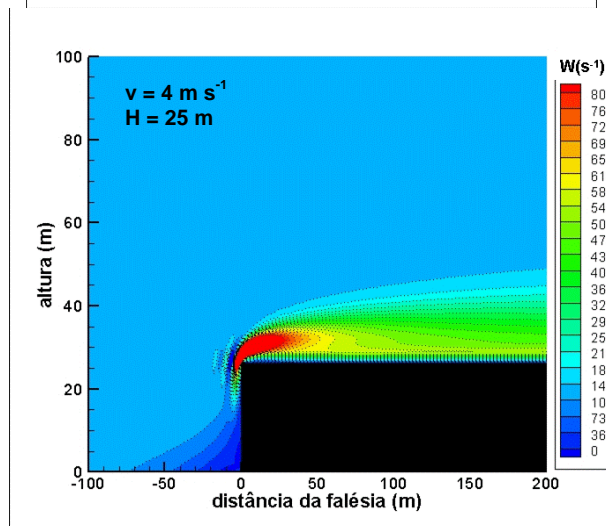
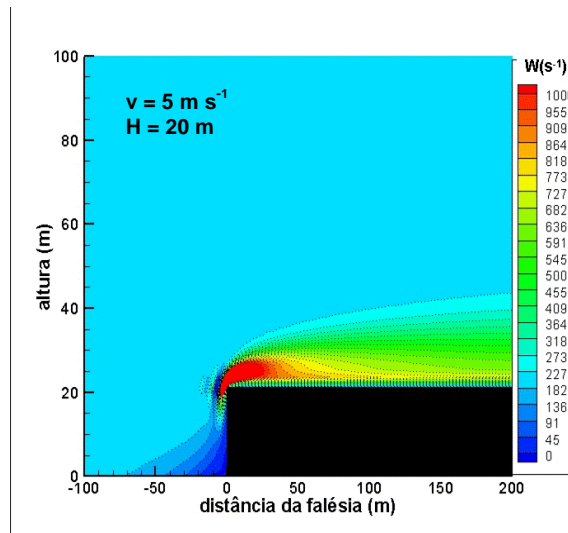
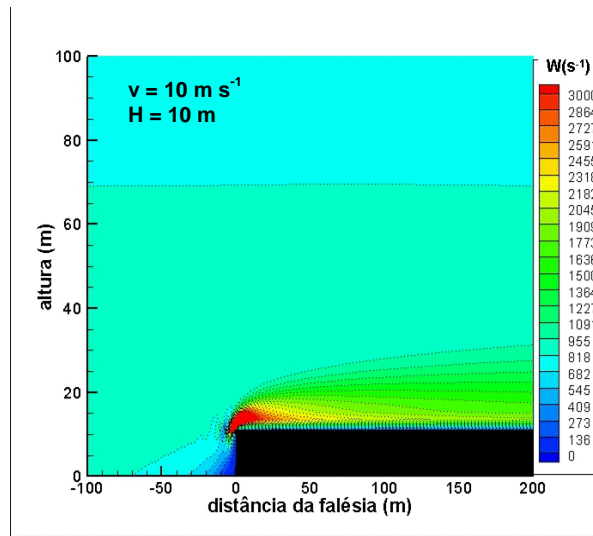


Figura 4.17 – Campos de vorticidade numérica para o mesmo Re ($6,67 \times 10^6$) e diversas H e V (SN 22, 17 e 15).

A Figura 4.18 apresenta as alturas da CLI geradas a sotavento de falésias de 10, 20 e 25 m, com Re igual a $6,67 \times 10^6$, demonstrando mais uma vez, através de a e b , que elas dependem de H e V independentemente, e não apenas de Re .

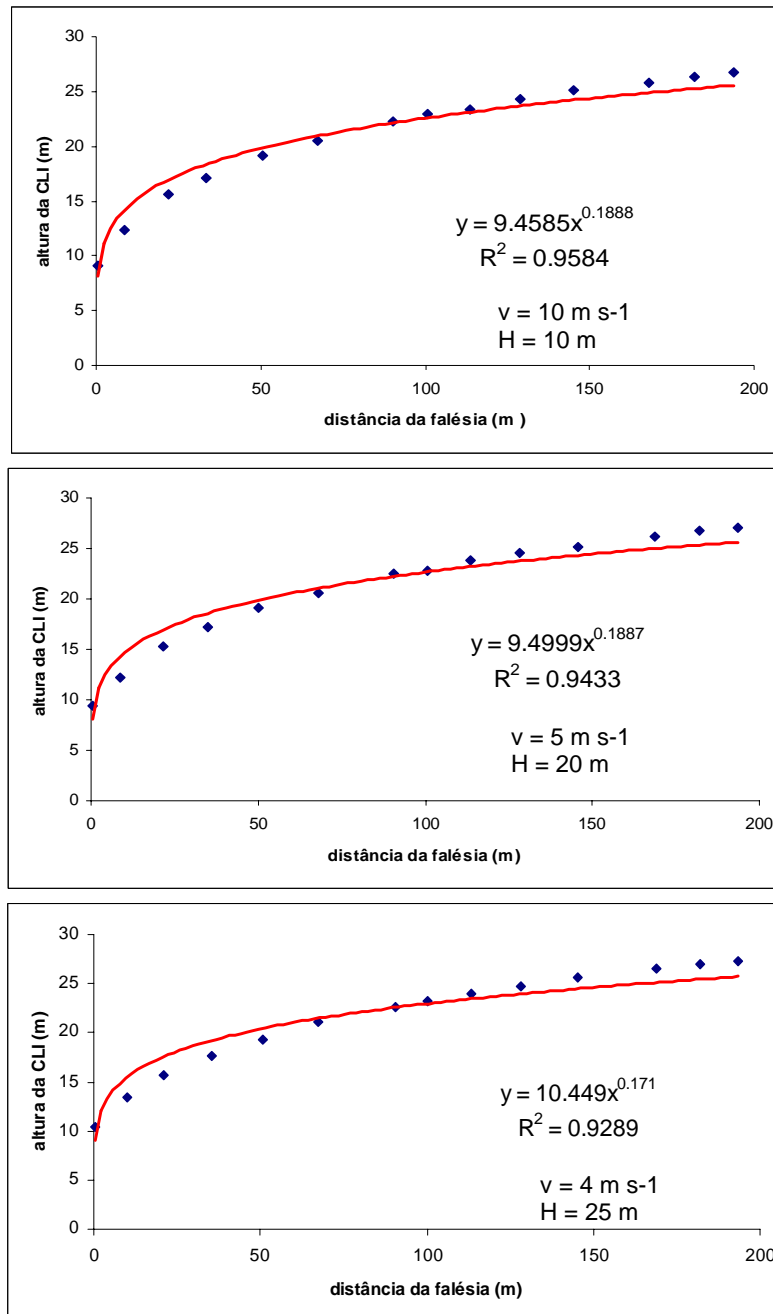
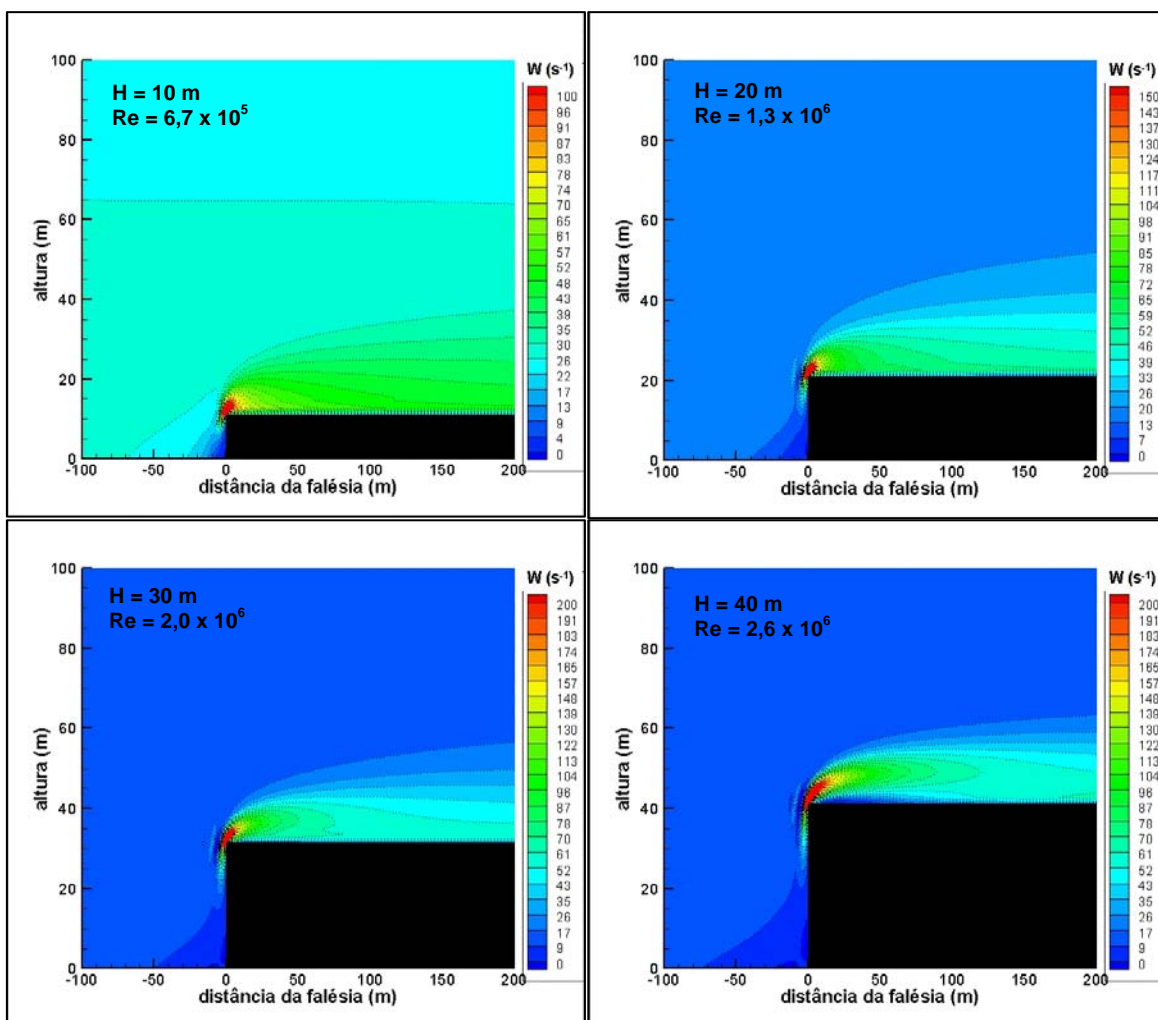


Figura 4.18 – Altura da CLI numérica sobre falésias de 10 a 25 m com Re igual a $6,67 \times 10^6$ (SN 22, 17 e 15)

A Figura 4.19 mostra os campos de vorticidade com a incidência do vento V de 1 m s^{-1} no topo da PBL, sobre falésias de 10 a 50 m (SN 11 a 14). A vorticidade máxima aumenta com H , mas se estabiliza em torno de 200 s^{-1} a partir de H igual a 30 m. As bolhas de recirculação formadas sobre a falésia, e que iniciam um pouco a barlavento do desnível, tornam-se mais extensas com o aumento de H , estendendo-se até 150 m a sotavento do desnível para a falésia de 50 m.



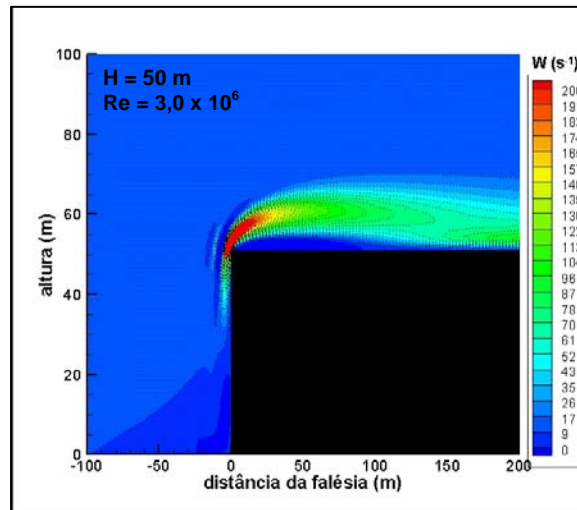


Figura 4.19 – Campos de vorticidade numérica sobre falésias retas com H de 10 a 50 m e V igual a 1 m s^{-1} (SN 11 a 14).

A Figura 4.20 mostra os campos de vorticidade de modo semelhante à Figura 4.19, mas com V igual a 5 m s^{-1} (SN 16 a 20), confirmando as tendências verificadas com V igual a 1 m s^{-1} .

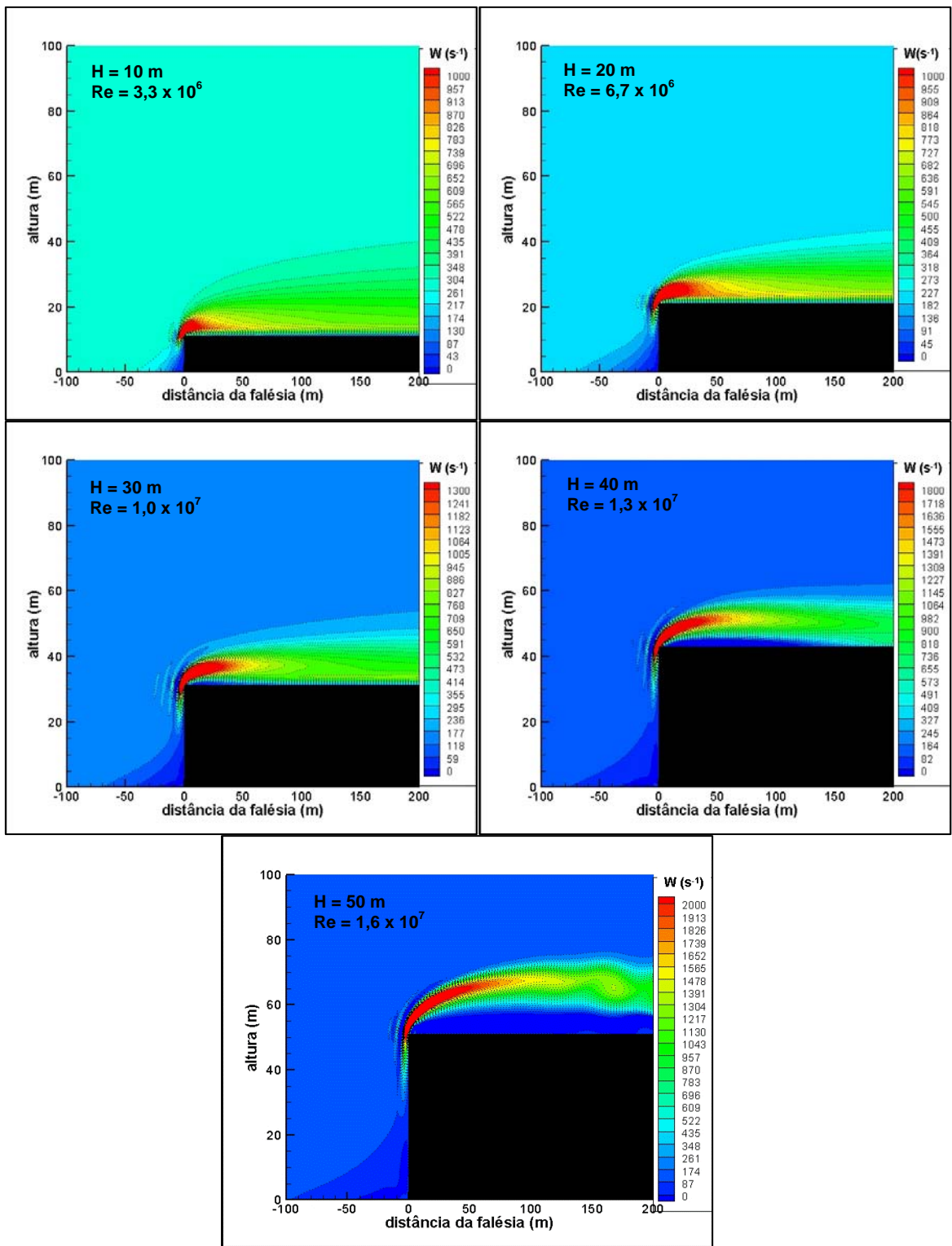
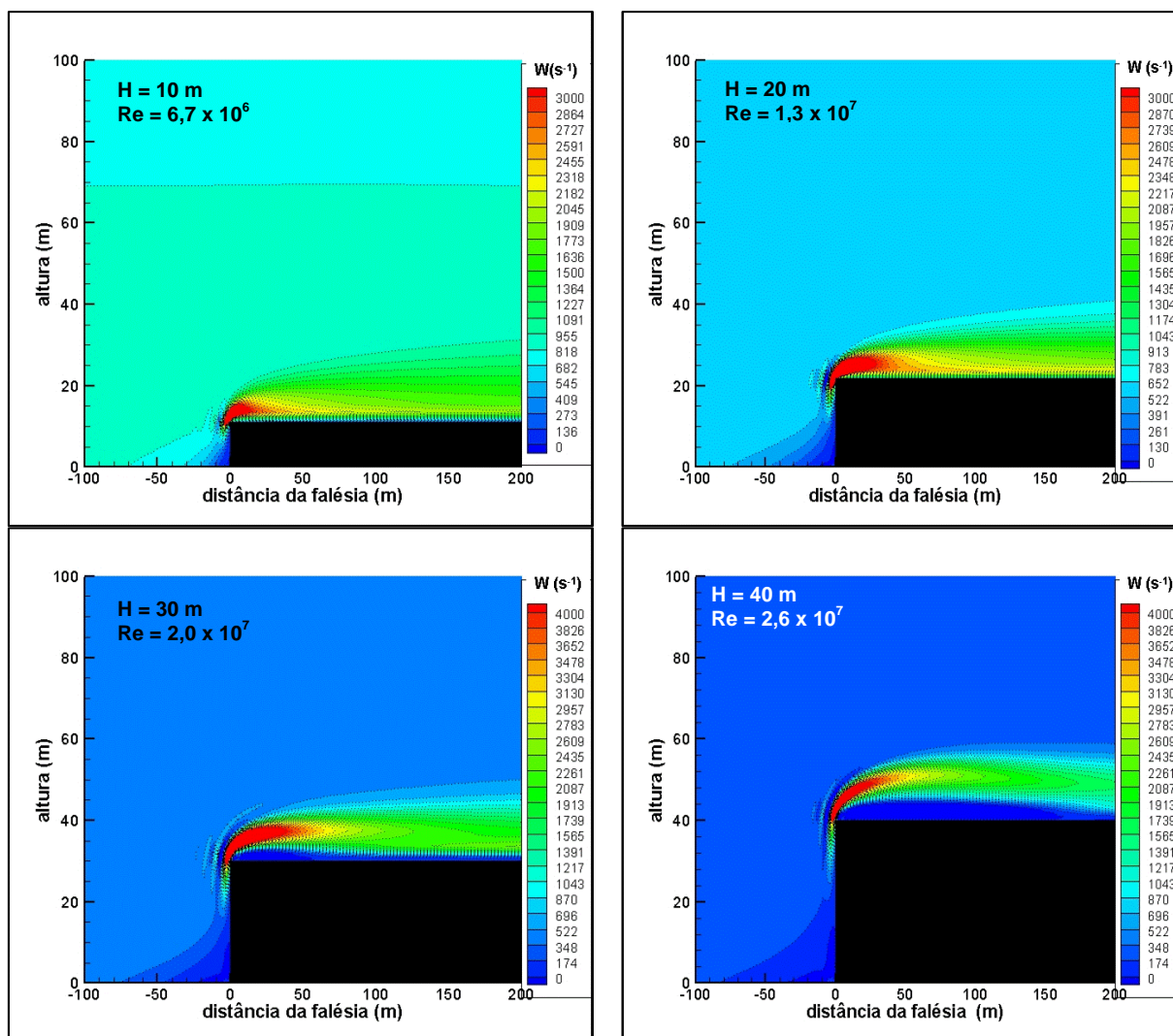


Figura 4.20 – Campos de vorticidade numérica sobre falésias de 10 a 50 m e V igual a 5 m s^{-1} (SN 16 a 20).

A Figura 4.21 mostra os campos de vorticidade de modo semelhante à Figura 4.19, mas com V igual a 10 m s^{-1} (SNs 22 a 26) confirmando que a vorticidade máxima aumenta com V e H , atingindo 4000 s^{-1} para $H = 40 \text{ m}$, enquanto a altura da CLI diminui com V . Para $H = 50 \text{ m}$ e $V = 10 \text{ m s}^{-1}$, $Re = 3 \times 10^7$ (SN 26), as iterações da integração numérica não chegam à estacionaridade, como foi o caso para $Re = 2,6 \times 10^7$ (SN 25).



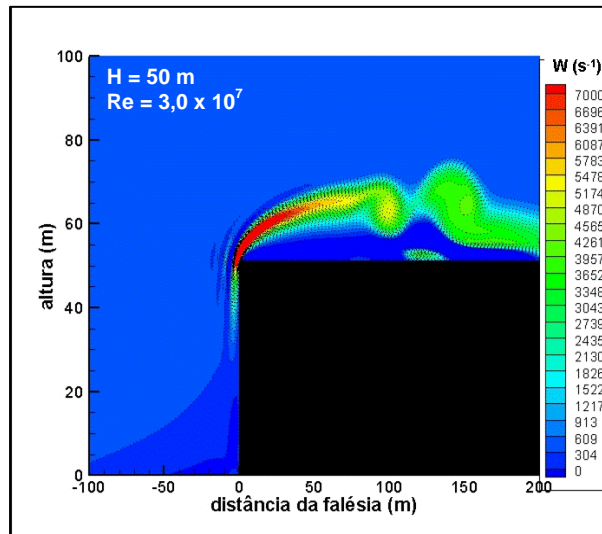


Figura 4.21 – Campos de vorticidade numérica sobre falésias de 10 a 50 m e V igual a 10 m s^{-1} (SN 22 a 26).

A Figura 4.22 sumariza, através de regressões lineares, o comportamento da vorticidade máxima para os casos acima, com Re variando de $6,7 \times 10^5$ a $2,6 \times 10^7$, H de 10 a 50 m e V de 1 a 10 m s^{-1} .

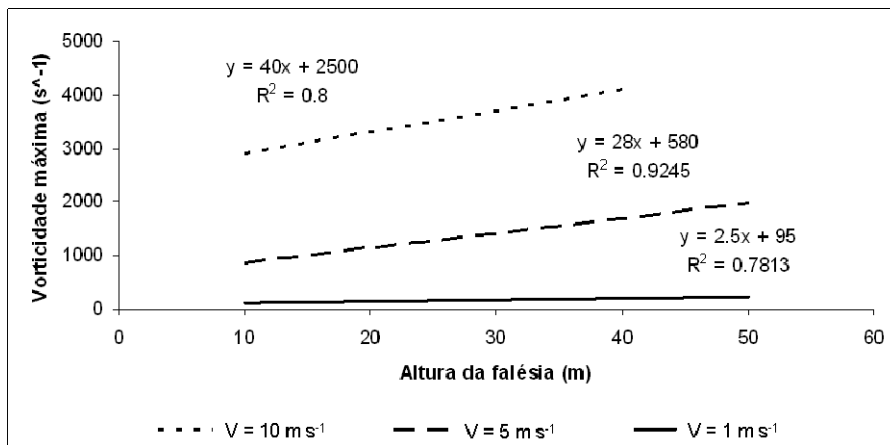
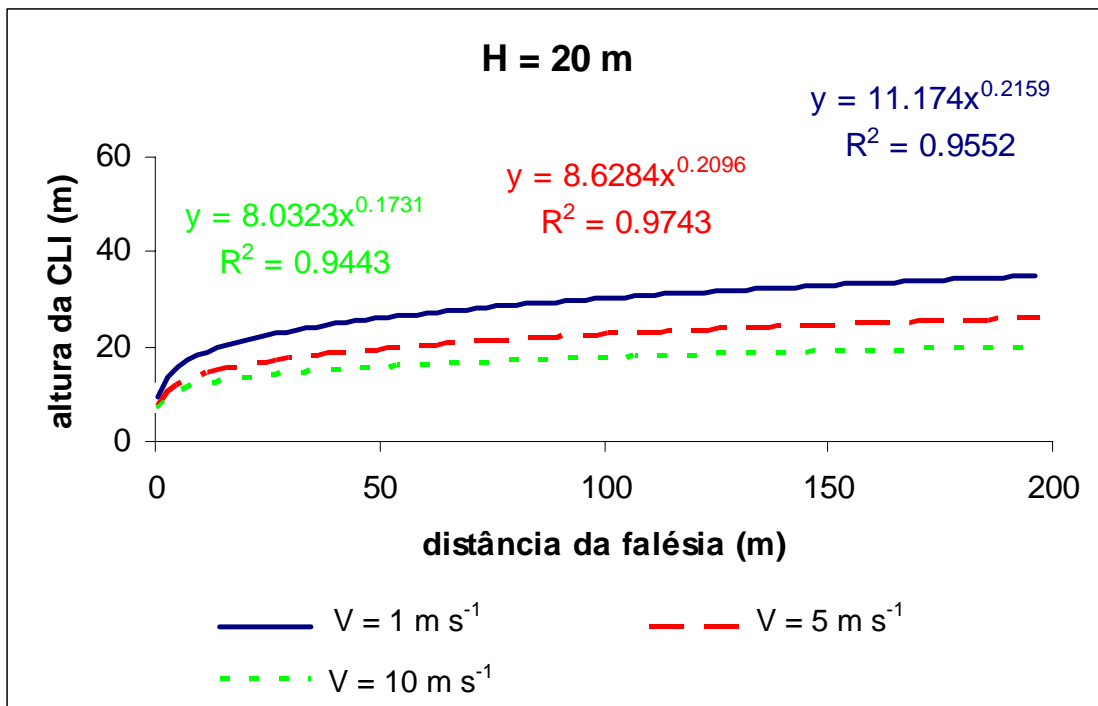
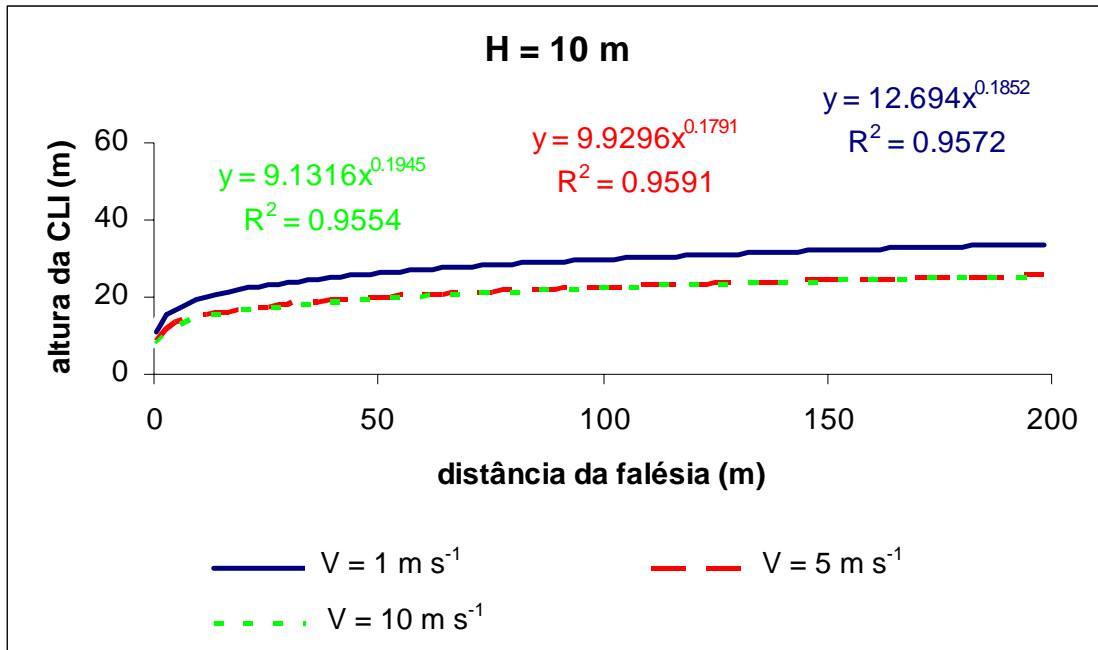


Figura 4.22 – Vorticidade máxima numérica como função de H e V em falésia reta.

Na Figura 4.23 mostram-se, utilizando funções potência (ax^b), as alturas da CLI como função de H variando de 10 a 30 m, e de V entre 1 e 10 m s^{-1} ; H igual a 40 e 50 m foram excluídos, porque em alguns casos a integração numérica não atingiu a estacionariedade.



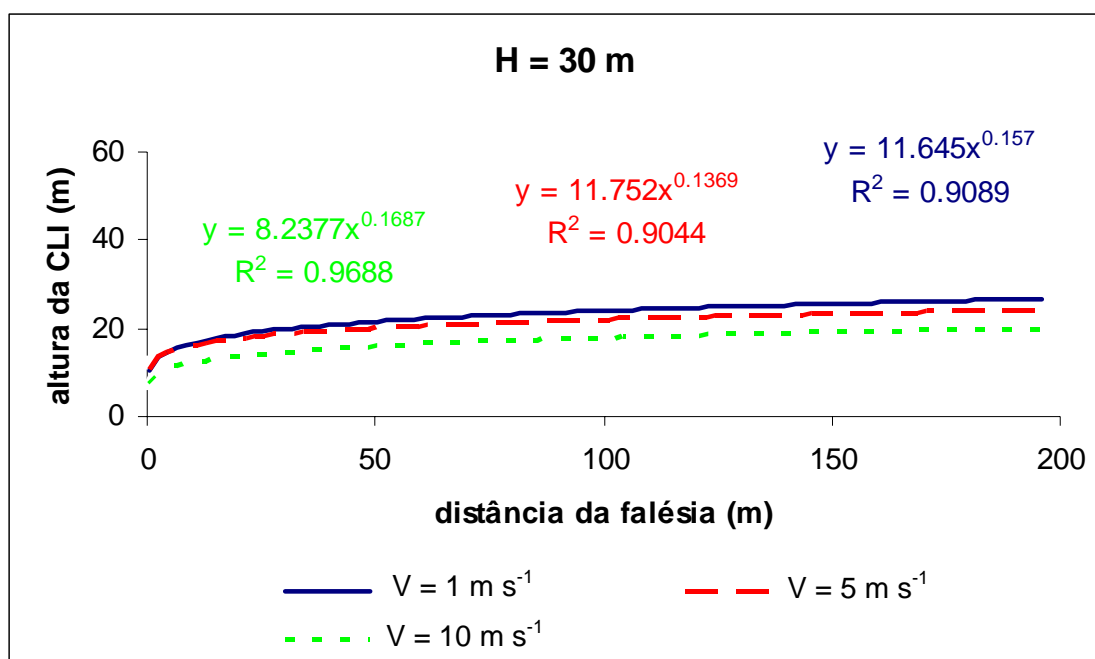
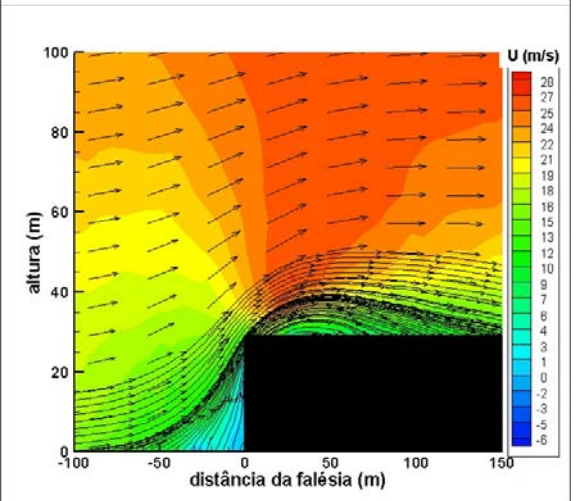
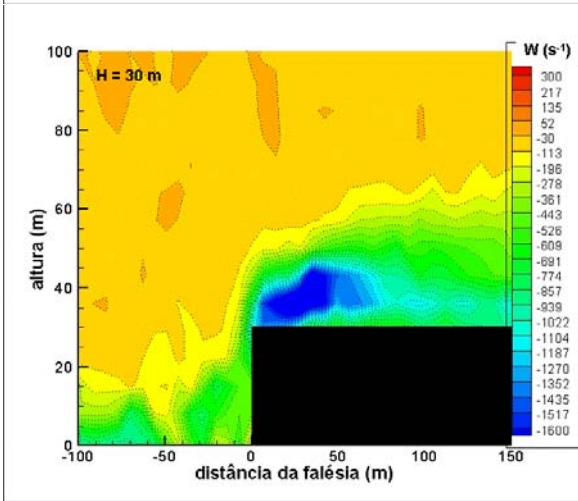
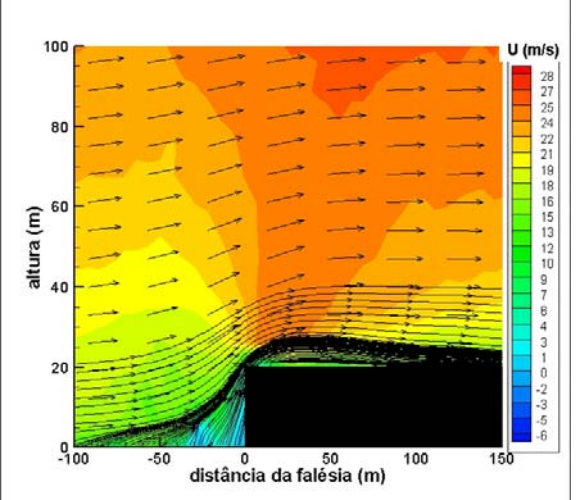
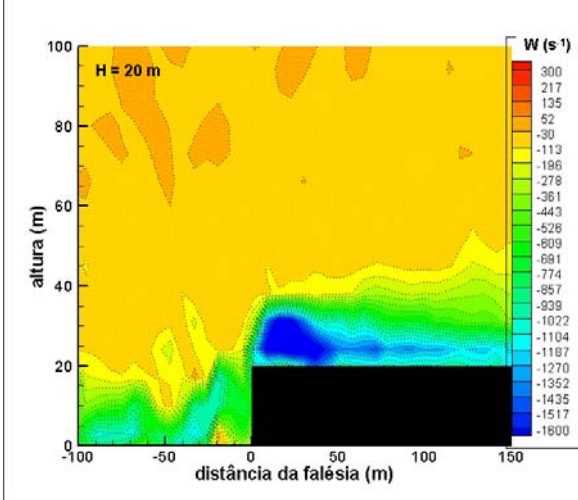
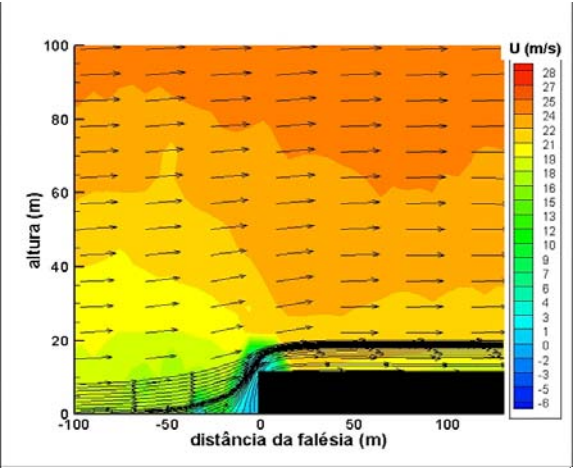
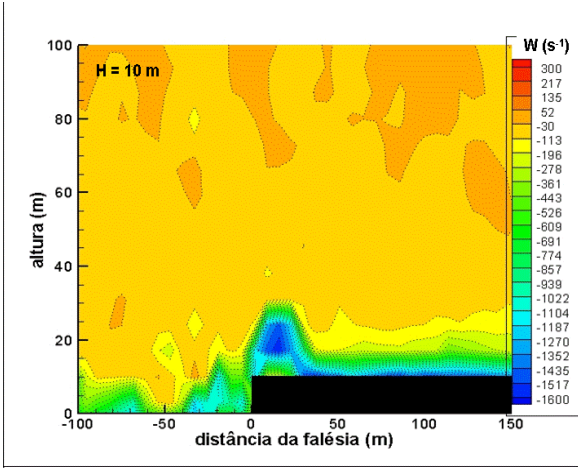


Figura 4.23 – Altura da CLI numérica como função de H e V.

4.4.3 Campos de vorticidade e altura da CLI em túnel de vento – Falésias retas.

A emulação de escoamentos acima simulados numericamente foi realizada através de experimentos em túnel de vento (TV), realizados na escala de 1:1000 em relação à atmosfera (E1, E2, E3, E6 e E19). A Figura 4.24 mostra os campos de vento e de vorticidade para falésias de 10, 20, 30, 40 e 50 mm de altura e com a incidência de vento com a maior velocidade gerada no TV, que é de 28 m s^{-1} , correspondendo a $0,028 \text{ m s}^{-1}$ na atmosfera. A vorticidade máxima horária, que é registrada como negativa pelo sistema PIV, e ocorre na bolha de recirculação (como no caso numérico), varia de 1600 s^{-1} com $H = 10 \text{ mm}$ a 2000 s^{-1} , em 50 mm , com comportamento espacial similar ao simulado numericamente, mas com vorticidade máxima cerca de 1000 a 4000 vezes maior. Nesse caso é possível notar também o efeito de confinamento da parede superior



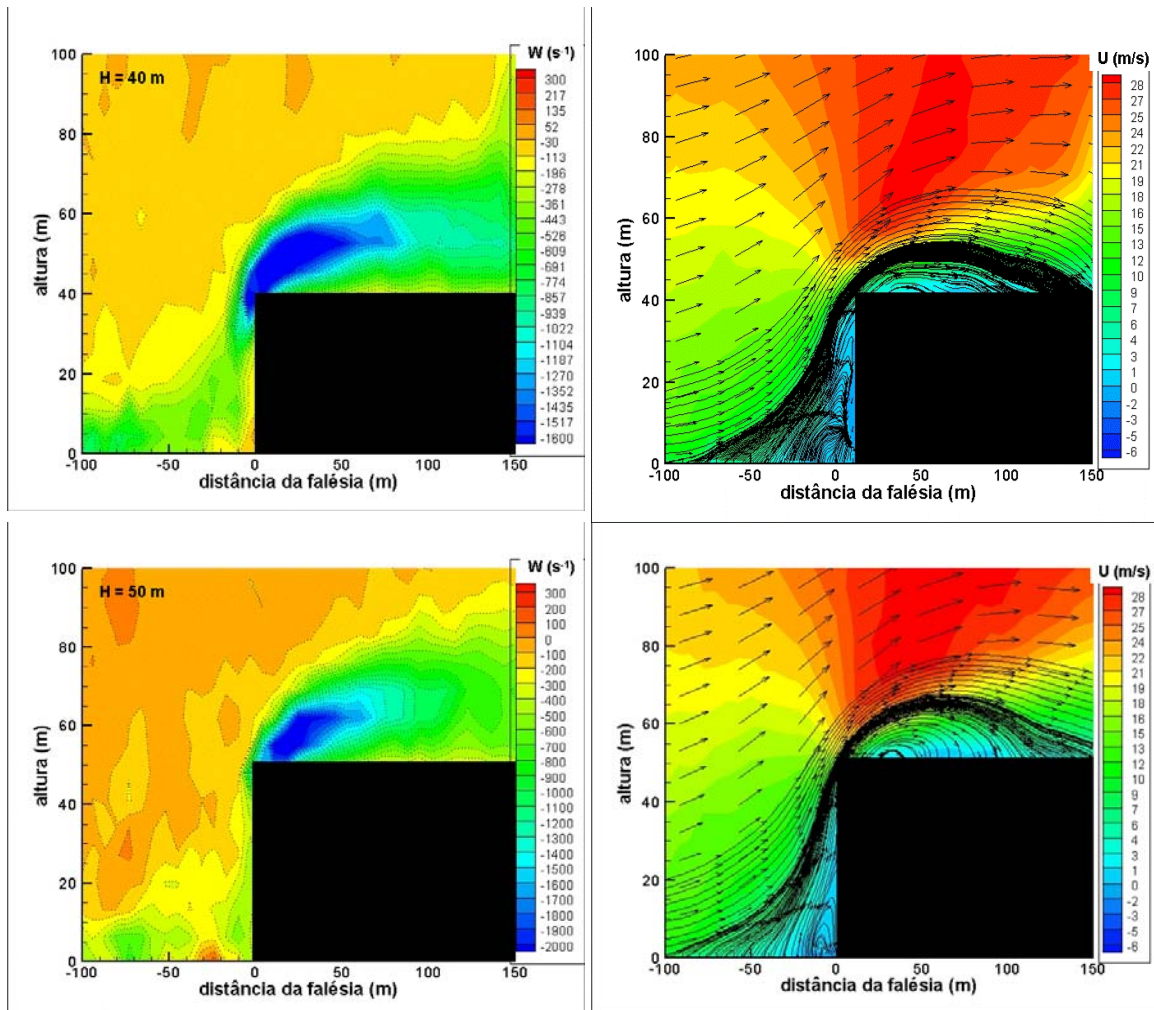


Figura 4.24 – Campos de vorticidade e de velocidade em TV para falésias de 10, 20, 30, 40 e 50 m, $V = 28 \text{ m s}^{-1}$ e $Re = 7,5 \times 10^4$ (E1, E2, E3, E6 e E19)

4.4.4 Campos de vorticidade e alturas da CLI numéricas para falésias com inclinações entre 45° e 135° .

As Figuras 4.25 a 4.29 apresentam os campos de vorticidade simulados numericamente para falésias com alturas de 10, 20, 30 e 50 m, com ângulos de inclinação das falésias de 45° , 70° , 110° e 135° , e velocidades no topo da PBL entre 1 e 10 m s^{-1} . Note-se que os itens anteriores abordaram exclusivamente o caso geométrico intermediário de 90° da falésia reta.

A altura da CLI, para H e V fixos, não varia com o ângulo de inclinação da falésia, mas a extensão da bolha de recirculação, cuja vorticidade máxima não se altera, decresce com o aumento deste ângulo. Fixando H e aumentando V,

a altura da CLI em 100 m decresce; entretanto, fixando V , com H aumentando, ela não varia, mas a vorticidade máxima aumenta, mas não depende do ângulo de inclinação da falésia.

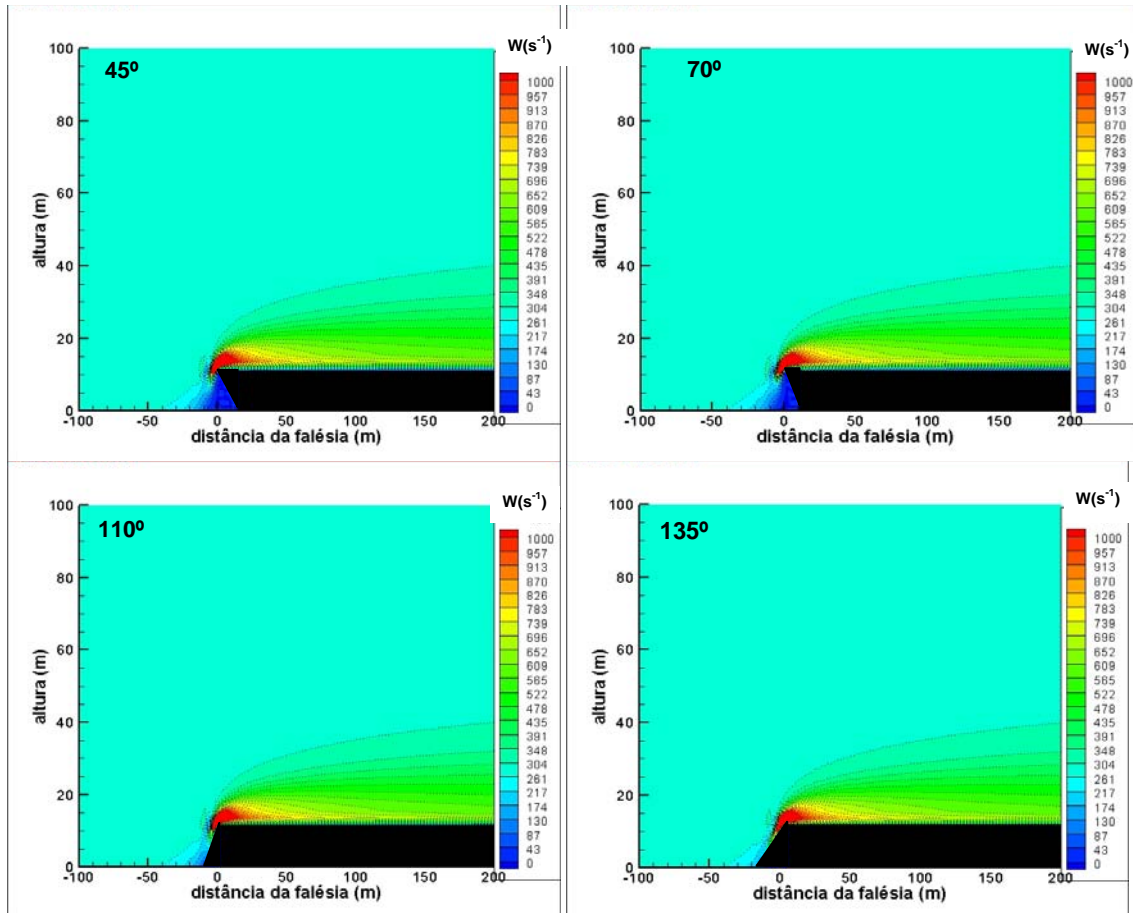
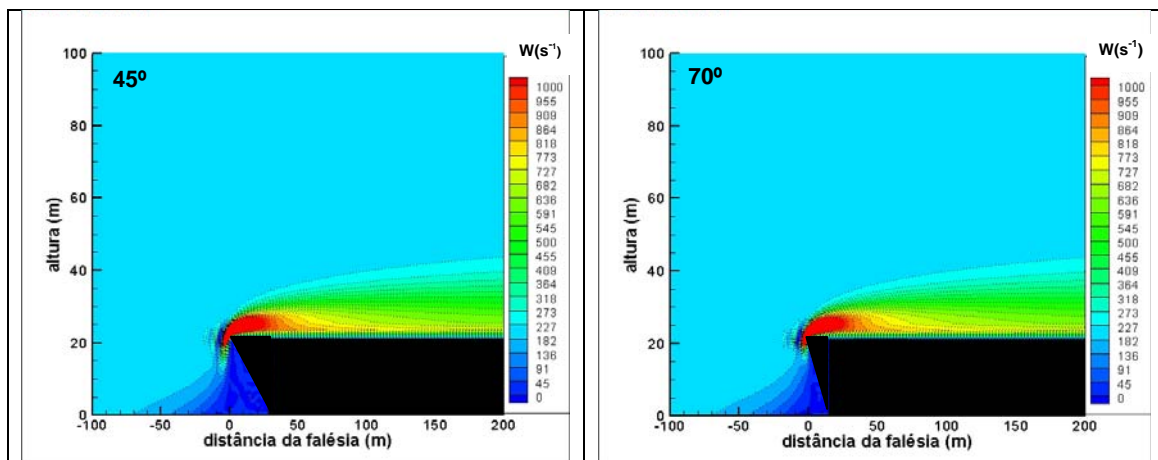


Figura 4.25 – Campos de vorticidade numéricos para falésias com H igual a 10 m e inclinações entre 45° e 135° , com V igual a 5 m s^{-1} (SN 31 a 34).



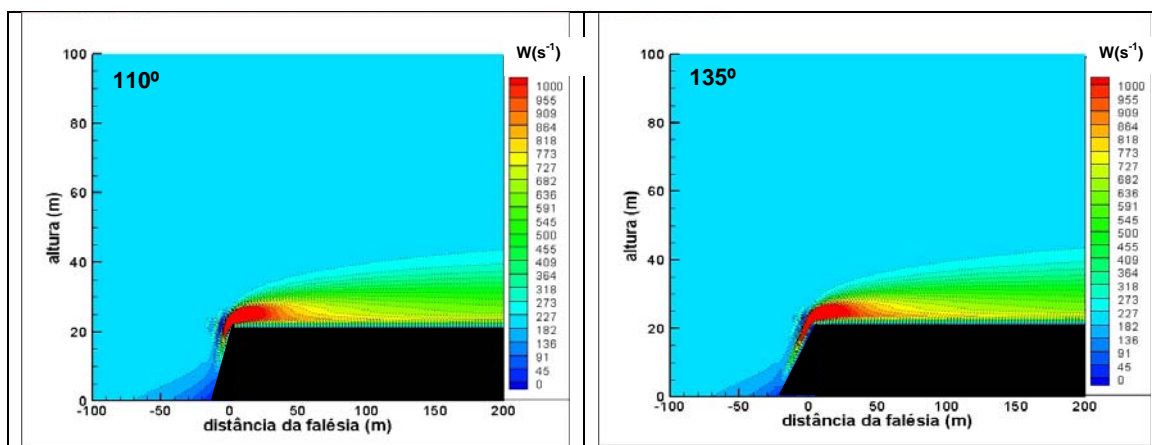


Figura 4.26 – Campos de vorticidade numéricos para falésias com H igual a 20 m e inclinações entre 45° e 135°, com V igual a 5 m s⁻¹ (SN 35 a 38).

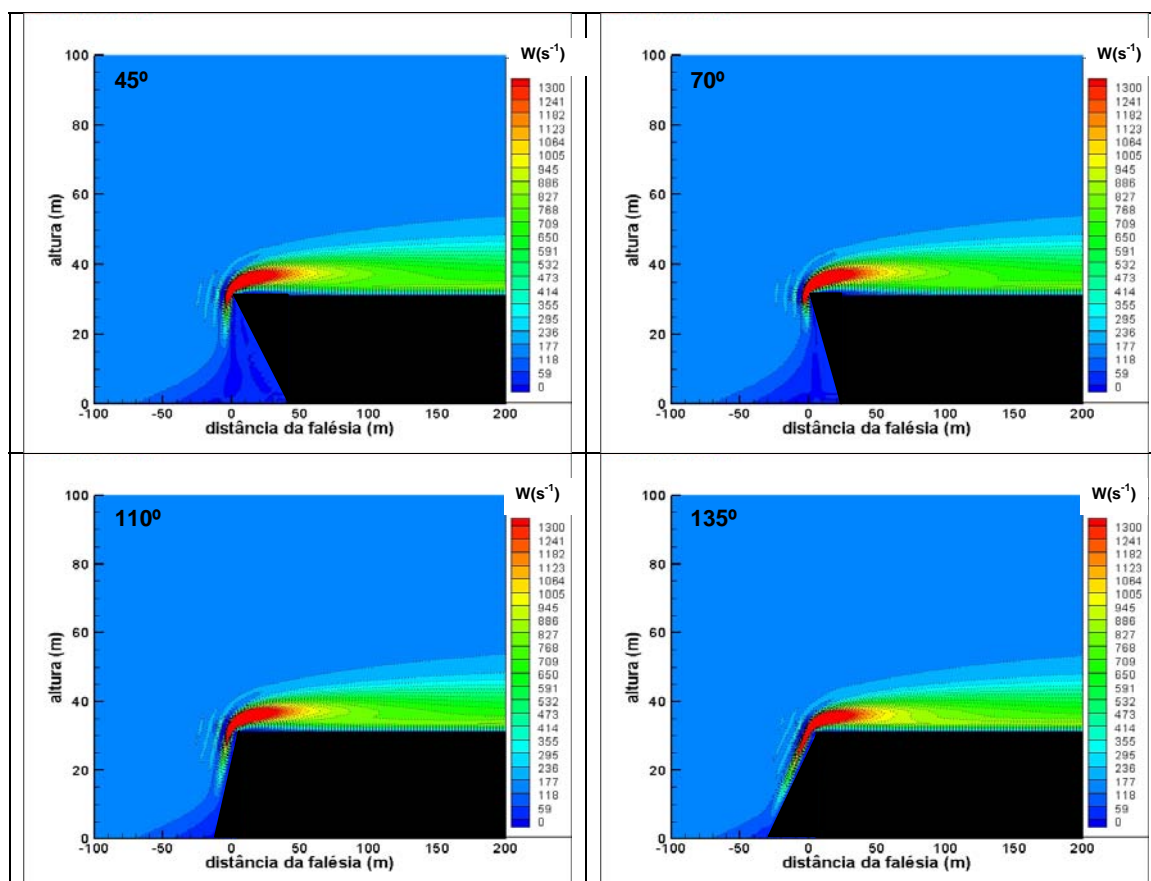


Figura 4.27 – Campos de vorticidade numéricos para falésias com H igual a 30 m e inclinações entre 45° e 135°, com V igual a 5 m s⁻¹ (SN 39 a 42).

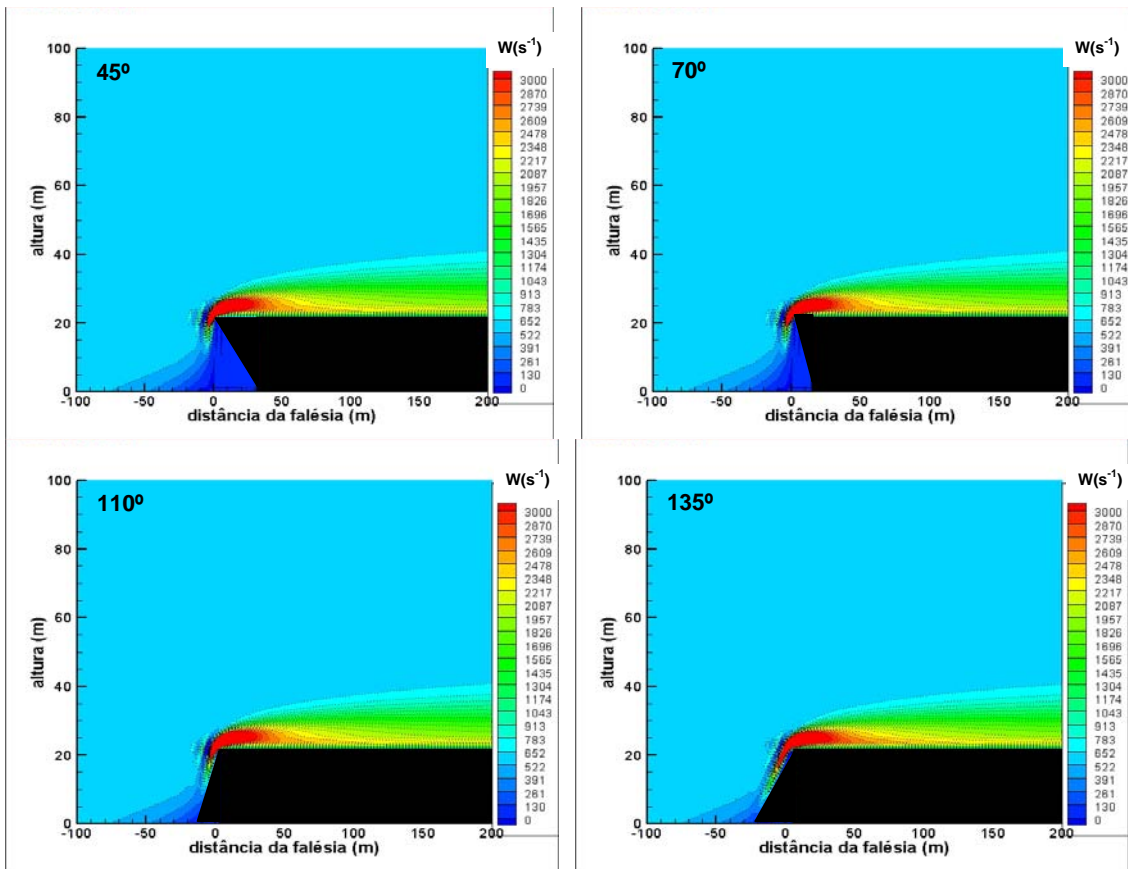
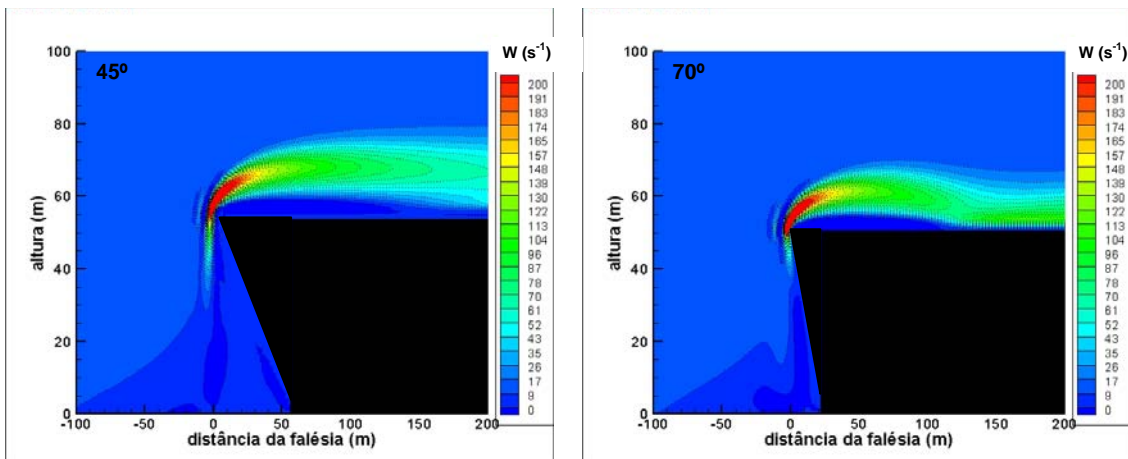


Figura 4.28 – Campos de vorticidade numérico para falésias com H igual a 20 m e inclinações entre 45° e 135° , com V igual a 10 m s^{-1} (SN 47 a 50).



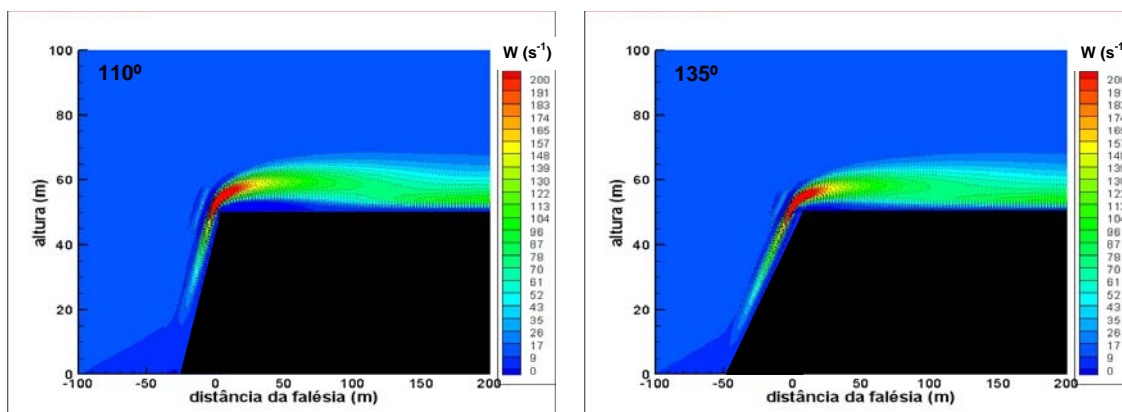


Figure 4.29 – Campos de vorticidade numéricos para falésias com H igual a 50 m e inclinações entre 45° e 135°, com V igual a 1 m s⁻¹ (SN 27 a 30).

4.5 Estudo de caso – Centro de Lançamento de Alcântara (CLA)

Neste item abordam-se observações micrometeorológicas, experimentos em túnel de vento e simulações numéricas relativas à falésia de 40 m existente no CLA, particularizando e completando os estudos mostrados nas seções anteriores.

4.5.1 Ventos e altura da CLI observada (Campanhas ECLICLA 1 e 2)

Com referência ao vento no CLA, as Tabelas 4.5 e 4.6 apresentam os principais resultados obtidos durante as campanhas ECLICLA 1 e 2, descritas no item 4.2.1 e com esquema mostrado na Figura 4.4: velocidade (V) e seu desvio padrão (DP), velocidade máxima ($V_{máx}$), fator de rajadas (G), amplitude de rajadas (A), intensidade turbulenta ($I = DP/V$) e amplitude máxima de rajadas (B).

Tabela 4.5 – Resultados da ECLICLA 1 – período chuvoso – 14 a 24 de abril de 1998.

Horário (Número de dados)	Anemômetros	Variáveis		G	A (m s ⁻¹)	I	B (m s ⁻¹)
		V (DP) (m s ⁻¹)	V _{máx} (m s ⁻¹)				
Diário 1-24 HL (N=432)	B (9,00 m)	8,0 (1.0)	9,1	1,1	1,1	0,06	2,5
	C (15,0 m)	7,2 (1.0)	8,5	1,2	1,3	0,09	3,5
Diurno 6-18 HL (N=216)	B (9,00 m)	8,1 (0.9)	9,3	1,1	1,2	0,06	2,5
	C (15,0 m)	7,4 (0.8)	8,7	1,2	1,3	0,09	3,4
Noturno 18-6 HL (N=216)	B (9,00 m)	7,8 (1.2)	9,0	1,1	1,1	0,06	2,5
	C (15,0 m)	7,0 (1.2)	8,4	1,2	1,4	0,10	3,5

ECLICLA 1: O ponto B, distante 50 m a sotavento da borda da falésia, apresenta os maiores valores de velocidade, em torno de 8 m s⁻¹; nele, o fator de rajadas (G) e a amplitude de rajadas (A), em torno de 1,1 m s⁻¹, assim como a intensidade turbulenta (I), igual a 0,06, são menores que no ponto C. Outrossim, a velocidade máxima é maior no ponto C, com valores acima de 8,4 m s⁻¹ no ponto C, distante 97 m da borda citada, sendo que as velocidades do vento são entre 0,3 e 0,4 m s⁻¹ maiores durante os períodos diurnos, se comparadas às noturnas.

Tabela 4.6 – Resultados da ECLICLA 2 – período seco – 6 a 16 de outubro de 1998

Horário (Número de dados)	Anemômetros	Variáveis		G	A (m s ⁻¹)	I	B (m s ⁻¹)
		V (DP) (m s ⁻¹)	V _{máx} (m s ⁻¹)				
Diário 1-24 HL (N=928)	B (9,00 m)	8,7 (1,9)	10,2	1,2	1,5	0,08	5,2
	B2 (4,50 m)	7,2 (1,8)	9,1	1,3	1,9	0,13	5,2
	C (15,0 m)	7,2 (1,8)	9,1	1,3	1,9	0,13	4,9
Diurno 6-18 HL (N=460)	B (9,00 m)	8,9 (1,6)	10,2	1,2	1,3	0,07	3,7
	B2 (4,50 m)	7,5 (1,5)	9,2	1,2	1,8	0,11	4,7
	C (15,0 m)	7,5 (1,5)	9,2	1,2	1,8	0,11	4,8
Noturno 18-6 HL (N=468)	B (9,00 m)	8,6 (2,2)	10,2	1,2	1,6	0,09	5,2
	B2 (4,50 m)	7,0 (2,0)	9,1	1,3	2,1	0,14	5,2
	C (15,0 m)	7,0 (2,0)	9,1	1,3	2,1	0,14	4,3

ECLICLA 2: As medidas dos anemômetros B2 e C são semelhantes, podendo ser um indício de que B2 e C estão dentro de uma mesma configuração, ou seja, dentro da CLI. Além disso, B apresenta as maiores velocidades,

superiores a $8,6 \text{ m s}^{-1}$, mas com intensidade turbulenta menor, apresentando pequenas variações em torno de 0,02 entre os períodos diurno e noturno. O fator de rajadas é o 1,2 no ponto B, sendo maior em B2 e C no período noturno ($1,3 \text{ m s}^{-1}$). O mesmo ocorre para a amplitude de rajadas no período noturno, que varia em torno de $2,1 \text{ m s}^{-1}$ em B2 e C.

Na Figura 4.30 comparam-se os resultados das campanhas ECLICLA 1 e 2, mostrando que os maiores valores da velocidade, velocidade máxima e amplitude máxima de rajadas de vento ocorreram na campanha ECLICLA 2. Concluindo, em ambos os períodos considerados, os ventos são constantemente neutros no CLA, e a altura da CLI em 50 m (97 m) a sotavento da borda da falésia, encontra-se entre 4,5 e 9,0 m (acima de 15 m); estes resultados são comparados com os simulados numericamente na Figura 4.34.

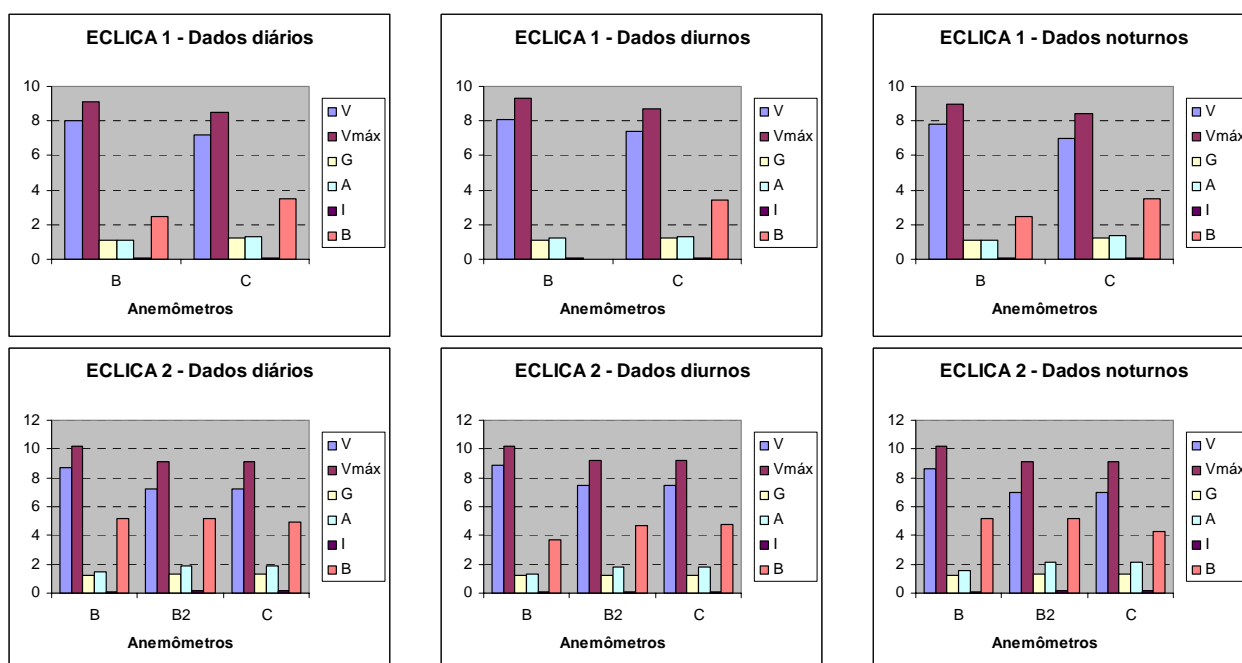


Figura 4.30 – Dados diários, diurnos e noturnos das campanhas ECLICLA 1 e 2

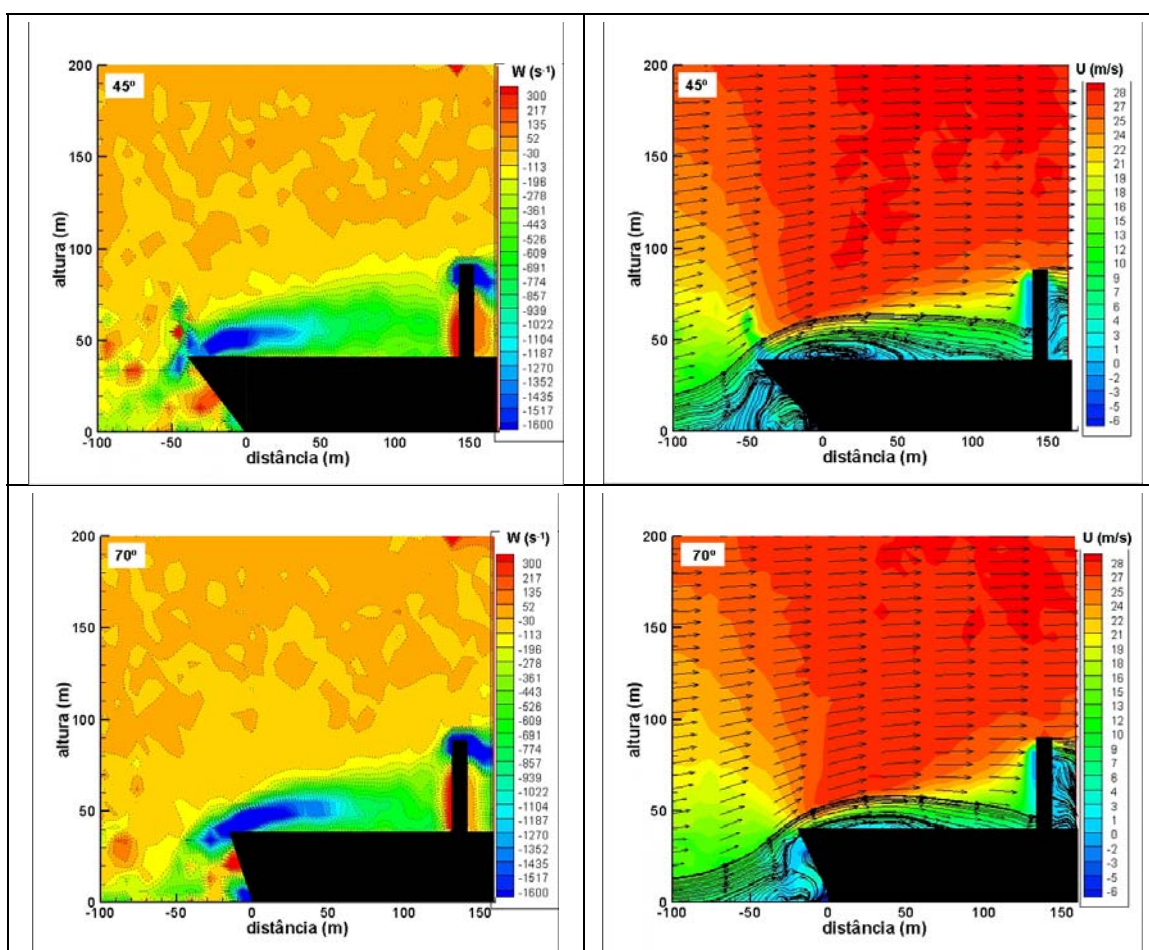
4.5.2 Experimentos piloto em túnel de vento.

Realizaram-se experimentos piloto no TV (escala 1:1000) com modelos de falésias de 40 m (que é a altura da do CLA), incluindo a TMI, utilizando a máxima potência possível no TV, resultando um vento de 28 m s⁻¹, certamente neutro, que corresponde a 0,028 m s⁻¹ no topo da PBL real, incidindo a 90° na falésia, soprando do oceano. Os ângulos de inclinação da borda da falésia modelados foram 45°, 70°, 90°, 110° e 135° (E4 a E8). O propósito destes experimentos foi ter uma idéia preliminar do comportamento do escoamento em TVs de maior potência, necessários para viabilizar emulações dos escoamentos com V da ordem de 5 a 10 m s⁻¹ que ocorrem no CLA.

A Figura 4.31 mostra os campos de velocidade e de vorticidade resultantes, determinados com o PIV entre $x = -100$ mm e $x = 150$ mm, extensão máxima focável com este equipamento. Note-se a bolha de recirculação gerada pela borda da falésia, com vorticidade máxima horária de 1600 s⁻¹ para todos os ângulos, mas cuja extensão diminui com o aumento destes. A TMI, que se situa em $x = 150$ mm, gera em seu topo uma bolha de mesma intensidade horária, mas cujas dimensões não se alteram com o ângulo da falésia; entretanto, até em torno de $x = 100$ mm, o escoamento não é afetado pela presença da TMI. As alturas da CLI em TV são mostradas na Tabela B.2 do Apêndice B, crescendo verticalmente com o aumento da inclinação da borda da falésia. Apresentam-se as constantes dos ajustes ax^b da altura da CLI na Tabela 4.7, mostrando um aumento tanto de a quanto b com o aumento do ângulo da falésia.

Tabela 4.7 - Ajuste ax^b da altura da CLI no túnel de vento (E4 a E8).

H = 40 mm	V = 28 m s ⁻¹		
Inclinação	a	b	R ²
45°	17,287	0,1376	0,7059
70°	19,377	0,1403	0,8933
90°	19,768	0,1692	0,9176
110°	21,56	0,1606	0,915
135°	47,91	0,0265	0,3514



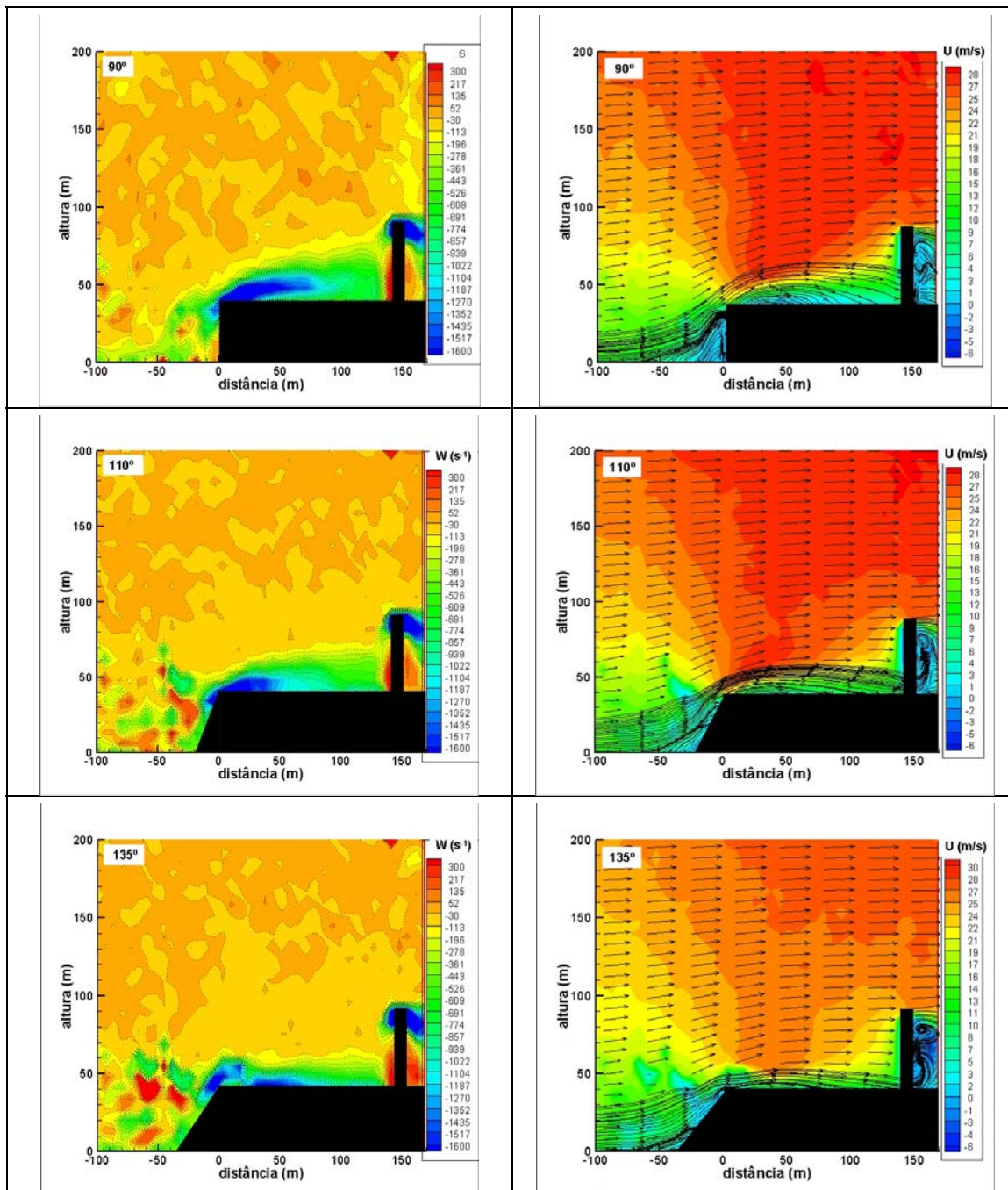


Figura 4.31. Campos de vorticidade e de velocidade no TV para falésia de 40 m (com TMI) e inclinações de 45° a 135° (E4 a E8)

4.5.3 Simulações numéricas

A Figura 4.32 apresenta o campo de vorticidade e destaca perfis de vento, obtidos nas simulações numéricas 2D para uma falésia reta (inclinação de 90°) com $H = 40$ m, $V = 7,6$ m s⁻¹ e $Re = 2,0 \times 10^7$ (SN 21), como é o caso no CLA.

A vorticidade máxima é 4000 s^{-1} sobre a borda da falésia, dentro da bolha de recirculação, caindo para 2000 s^{-1} na distância de 150 m a sotavento, correspondente à localização da TMI. A altura da CLI é 9 m em $x = 0 \text{ m}$, 17 m em $x = 50 \text{ m}$, 21 m em $x = 100 \text{ m}$ e 22 m em $x = 150 \text{ m}$ (Tab. C.1). No detalhe ampliado vê-se um perfil de velocidade inverso, que denota a recirculação no interior da CLI; este perfil se estende até 7 m acima da superfície da falésia ($z = 47 \text{ m}$) na distância $x = 94,5 \text{ m}$ da borda da falésia.

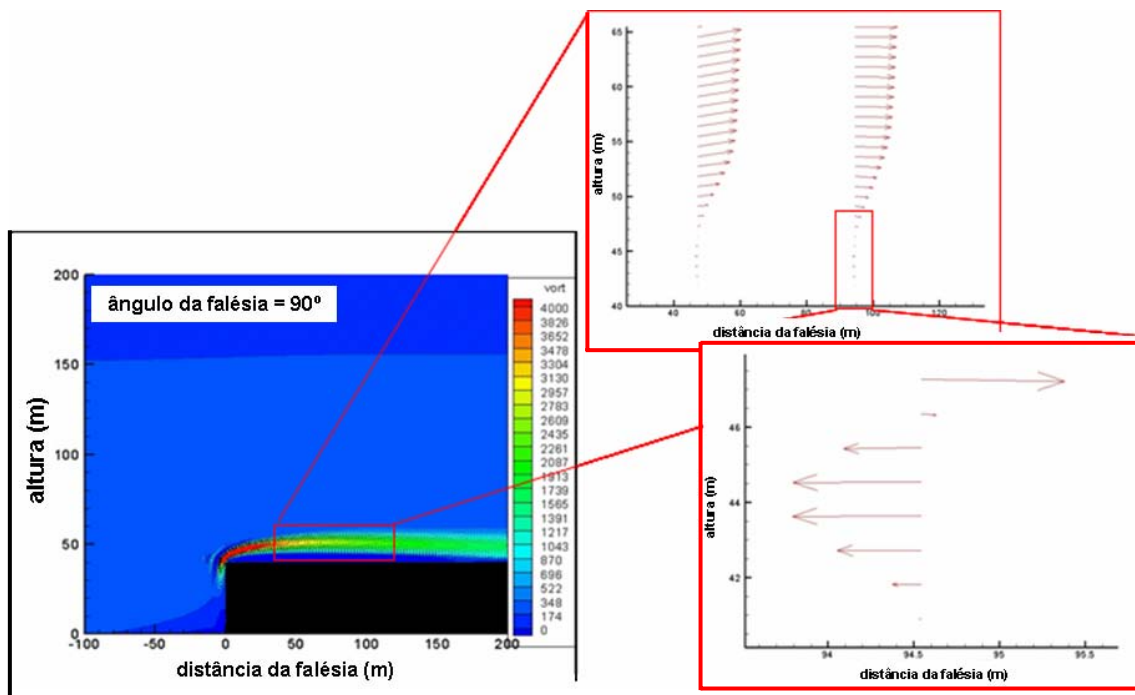


Figura 4.32. Campo de vorticidade e perfis de vento numéricos em falésia reta de 40 m, com V igual a $7,6 \text{ m s}^{-1}$ (SN 21).

A Figura 4.33 apresenta os resultados das simulações dos campos de vorticidade para os diferentes ângulos de inclinação da falésia de 45° , 70° , 110° and 135° (SN 43 a 46).

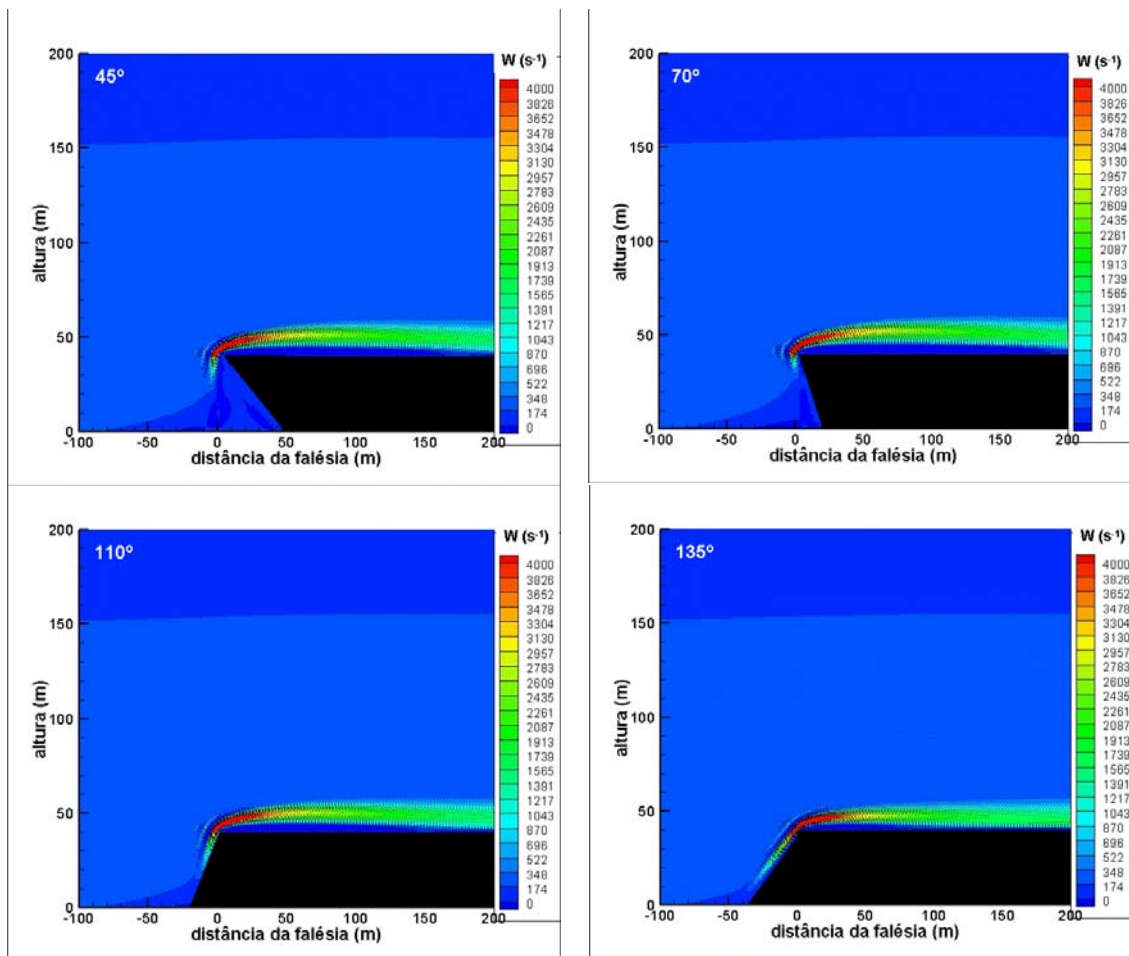


Figura 4.33. Campos de vorticidade numéricos para inclinações entre 45° e 135° em falésia de 40 m (SN 43 a 46).

As constantes dos ajustes da altura da CLI são mostradas na Tabela 4.8, mostrando um aumento tanto de a quanto b com o aumento do ângulo da falésia.

Tabela 4.8 - Ajuste ax^b da altura da CLI simulada (SN 21 e 43 a 46).

H = 40 m	V = 7,6 m s ⁻¹		
Inclinação	a	b	R ²
45°	9,8747	0,1587	0,978
70°	10,735	0,149	0,9756
90°	9,8535	0,1544	0,9709
110°	10,056	0,144	0,9855
135°	7,8252	0,1744	0,9917

4.5.4 Comparação de resultados para a altura da CLI.

Na Figura 4.34 comparam-se as alturas da CLI, para falésias retas de 40 m com vento incidente de 90° obtidas no TV (E6) com as simuladas numericamente (SN 6) para $Re = 7,5 \times 10^4$, assim como as simuladas numericamente (SN 21) para $Re = 2,0 \times 10^7$ e $V = 7,6 \text{ m s}^{-1}$ com as observadas nas campanhas ECLICLAS (situada entre 4,5 e 9 m em $x = 50 \text{ m}$, e maior que 15 m em $x = 100 \text{ m}$, conforme o Item 4.5.1). Mostram-se também as respectivas expressões ax^b numéricas, com R^2 iguais a 0,9551 e 0,9709, respectivamente para o menor e o maior Re . Outrossim, o ajuste das alturas da CLI experimentais do TV com a mesma expressão ($16,95 x^{0,1948}$) para Re igual a $7,5 \times 10^4$ resultou em $R^2 = 0,9259$ (vs 0,9551 numérico); já para $Re = 2,0 \times 10^7$, como há apenas dois valores da altura obtidos observacionalmente, tal comparação não pode ser feita, mas se constata uma boa aproximação das alturas observados durante as ECLICLAS com as simuladas numericamente. Estes resultados, em conjunto com a Figura 7.4, que compara perfis de vento observados na TA com as simulações numéricas correspondentes, demonstram a boa qualidade das simulações numéricas para ambos os casos considerados.

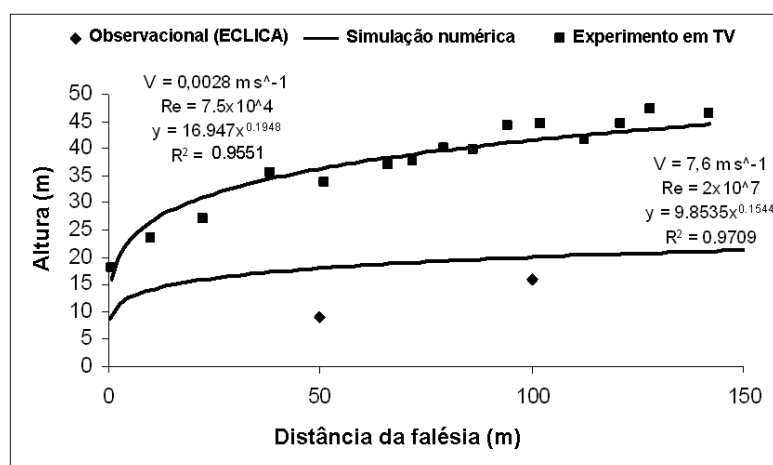


Figura 4.34. Comparação entre os dados observacionais, numéricos e experimentais para a altura da CLI em falésia reta de 40 m. (SN 6 e 21 e E6).
Obs.: Os R^2 referem-se aos ajustes ax^b das CLIs numéricas.

4.5.5 Perfis de velocidade e intensidade turbulenta em TV para falésia reta de 50 mm.

Em trabalho em TV que emulou o escoamento atmosférico sobre a falésia reta de 50 m, um pouco mais alta que a do CLA (ROBALLO et al., 2008), obtiveram-se com anemômetros de fio quente os perfis de vento e respectivos desvios médios quadrático (DMQs) ao longo da linha central do escoamento (Figura 4.35). Assim, determinou-se que a barlavento do degrau no piso do TV, o qual modela a falésia, os perfis apresentam características de escoamento uniforme, com baixos DMQs, os quais denotam baixa intensidade da turbulência. Na região do degrau ($x = 0$ mm), até 20% da altura máxima, houve distúrbios nas velocidades médias locais, com a formação de fortes intensidades turbulentas, que se estendem, pelo menos, até 200 mm a sotavento, o que evidencia a existência de uma bolha de recirculação no escoamento, causada pelo degrau no piso do TV.

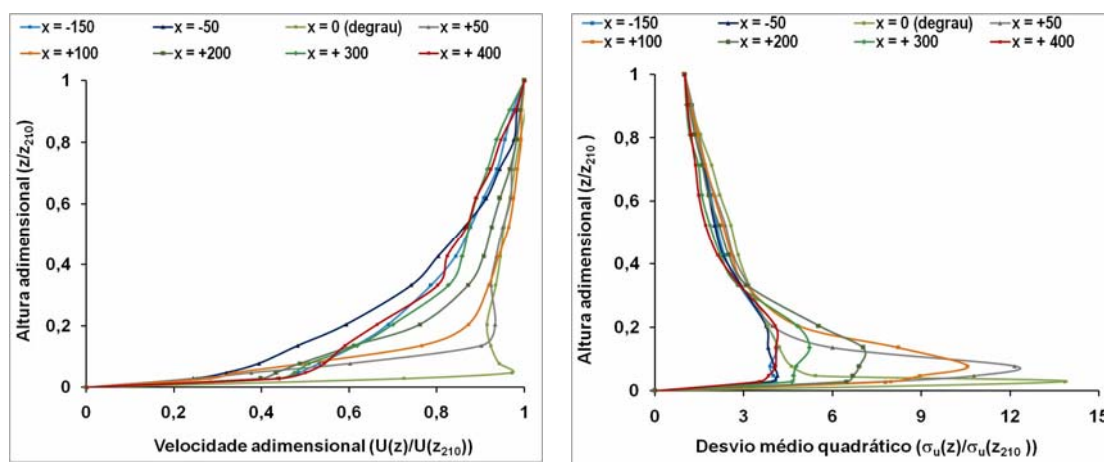


Figura 4.35 - Perfil médio de velocidade (a) e desvio médio quadrático (b) ao longo da linha central obtido com anemometria a fio quente.
Fonte: Roballo et al., 2008

Na Figura 4.36 apresentam-se, visualizados pelo PIV, os campos de vorticidade e de velocidade emulados no TV para este caso ($E19 - Re = 7,5 \times 10^4$ e $V = 28 \text{ m s}^{-1}$), com o modelo da TMI (bloco de madeira com $10 \times 10 \times 50 \text{ mm}^3$) em $x = 150 \text{ mm}$, mostrando que ela não interfere com a bolha de

recirculação formada pelo degrau, a qual se estende até cerca de $x = 100$ mm. No topo da TMI forma-se uma segunda bolha de recirculação, com vorticidade horária máxima igual a 2000 s^{-1} , valor idêntico à da primeira bolha; além dessa, há uma estreita recirculação anti-horária a barlavento da TMI, com máximo em torno de 250 s^{-1} , que certamente se compõe com os vórtices de von Kármán existentes a sotavento da TMI; finalmente, a barlavento junto à parede do degrau há também uma recirculação anti-horária. A altura da CLI é 12 mm em $x = 0$ mm, 31 mm em $x = 50$ mm, 42 mm em $x = 100$ mm, a qual se compara muito bem (escala 1:1000) com os correspondentes 18, 36 e 43 m da simulação numérica SN 7 mostrados na Tabela C.1 (Fig. 4.14). Entretanto, a vorticidade máxima na bolha de recirculação sobre a borda da falésia, apesar da semelhança na forma, é de apenas $0,4 \text{ s}^{-1}$, um valor 5000 vezes menor que no TV. Note-se que, como até cerca de $x = 100$ mm praticamente não há interferência da TMI nos escoamentos, podem-se, portanto, fazer comparações dos resultados do TV, que são 3D (mostrando-se nas figuras a seção dos campos no plano central do TV, obtida via PIV), com os das simulações numéricas 2D.

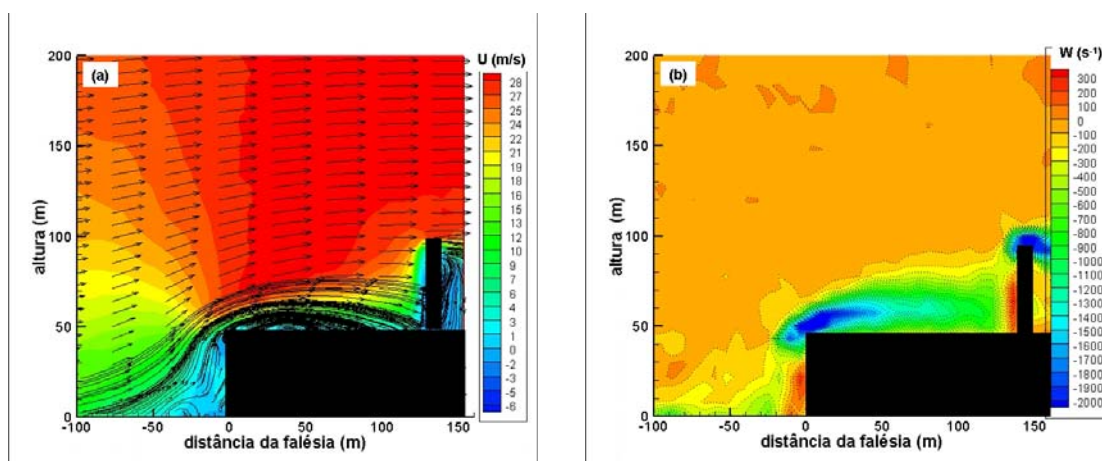


Figura 4.36 - Campos de velocidade e de vorticidade em TV para falésia reta de 50 mm, correspondendo a 50 m na atmosfera (E19).

4.5.6 Experimentos no TV com falésia reta e ângulos de incidência do vento de 90°, 55° e 45°

A Figura 4.37 mostra os campos de vento e de vorticidade sobre degrau de 40 mm, obtidos em TV, emulando na escala 1:1000 uma falésia reta (90°) de 40 m, incluindo modelo de madeira da TMI (10 x 10 x 50 mm³). Testaram-se nestes experimentos os ângulos de incidência do vento de 90°, 55° e 45°, respectivamente os experimentos E6, E11 e E16 (Tab. C1).

Para o *vento incidente de 90°* no TV (E6), resulta, conforme mostra a Tabela C.2, que a altura da CLI, para $x = 0$ mm, é 19 mm (contra 17 m da SN 6); para $x = 50$ mm é 35 mm (contra 35 m); e para $x = 100$ mm é 43 mm (contra 42 m), denotando uma ótima concordância entre os resultados do TV e os simulados numericamente, em que a velocidade V no topo da CL é de 28 m s^{-1} no TV, correspondente a $0,028 \text{ m s}^{-1}$ na atmosfera.

Para os *ventos incidentes de 55° e 45°*, os campos de vento são semelhantes entre si, mas mostram diferenças com os de 90°. Quanto ao campo de vorticidade, o máximo horário, característico da bolha de recirculação gerada pela borda da falésia, é 1600 s^{-1} para os três ângulos de incidência do vento; entretanto, a extensão da bolha decresce sensivelmente com a incidência com ângulos agudos, quando comparada com a de 90°, onde é máxima. Isto provavelmente se deve à tridimensionalidade intrínseca do escoamento quando o vento incide em ângulos não retos, causando a existência de uma componente lateral não nula da velocidade. Por sinal, nas simulações numéricas para falésias retas com ângulos obtusos de inclinação (110° e 135°) e vento de 90° (SN 45 e 46) também ocorre uma diminuição da área da bolha com aumento do ângulo da falésia.

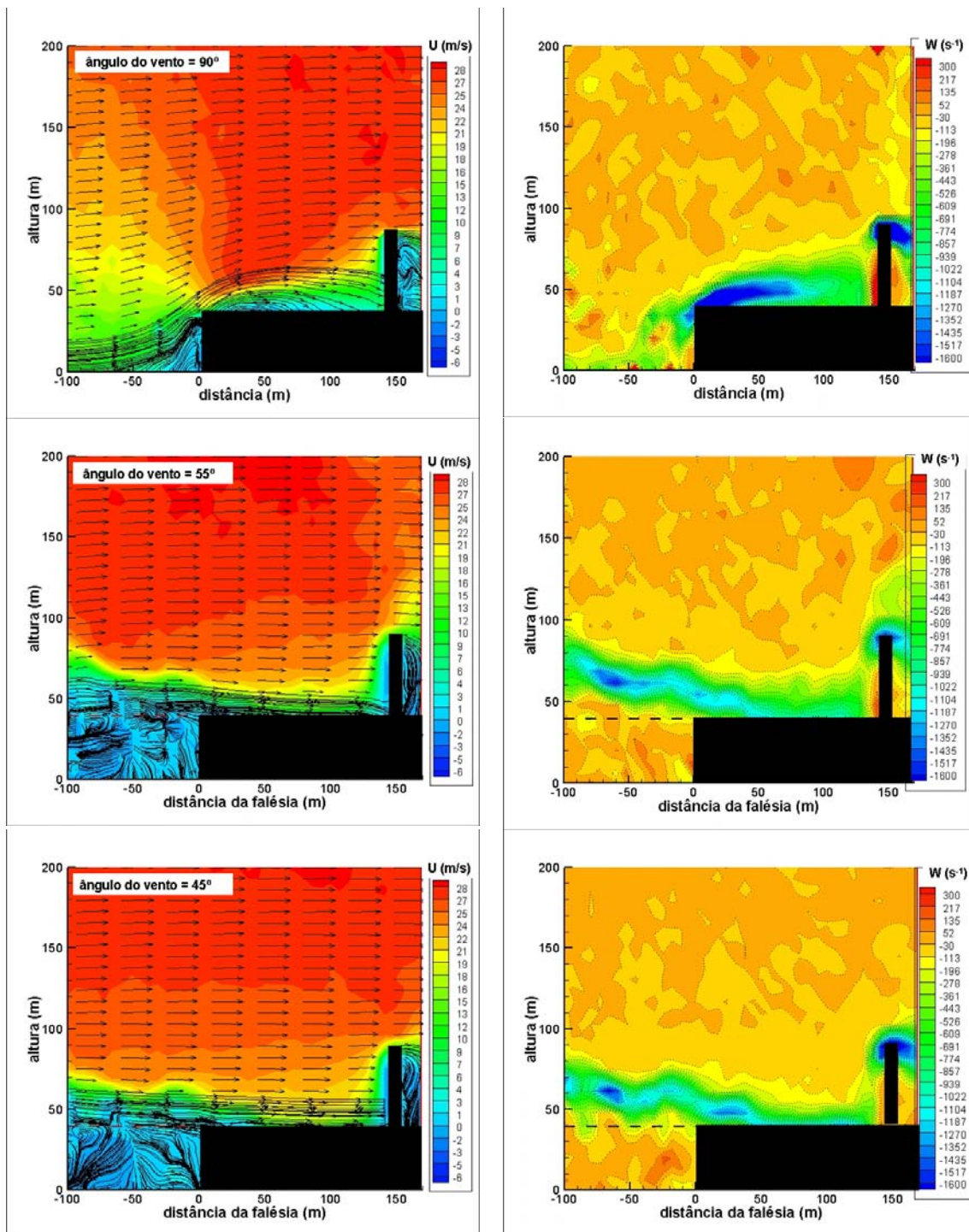


Figura 4.37 – Campos de velocidade e de vorticidade em TV para falésia reta de 40 mm, com ventos incidentes de 90°, 55° e 45°.

Estes resultados mostram que para vento incidindo a 90° em falésia reta, tem-se extensão máxima da bolha de recirculação formada pela borda da falésia, extensão esta que decresce sensivelmente com os ângulos de incidência de

55° e 45°, que são os dominantes no CLA. Outrossim, como os ângulos diferentes de 90° caracterizam um escoamento 3D, a simulação numérica destas situações deve ser 3D, o que não é o caso do presente trabalho. Não obstante, em vista das constatações no TV, que é 3D, demonstrando ser a incidência de 90° a que causa maior extensão da bolha de recirculação, vê-se que as simulações numéricas 2D apresentadas neste trabalho são as de efeitos máximos, ou seja de 90°, em termos de turbulência, no escoamento sobre falésias. Portanto, são de grande utilidade para determinar cenários extremos quanto aos ventos a sotavento das falésias.

Apesar de as emulações com a velocidade máxima no TV corresponderem a baixíssimas velocidades atmosféricas, mas neutras, elas são bem simuladas pelo código numérico utilizado; além disto, para ventos de alta velocidade, o código numérico foi validado com dados observados na torre anemométrica TA do CLA. Assim, pode-se afirmar que as simulações 2D deste trabalho são fisicamente válidas.

5 CONCLUSÕES

Estudou-se o desenvolvimento e o crescimento da Camada-Limite Interna gerada no interior da Camada-Limite Atmosférica (PBL) através de dados observacionais, simulação numérica e experimentos em túnel de vento.

As análises do ECLICLA 1 mostraram que, para todos os horários, os maiores valores de velocidade do vento concentraram-se no ponto B, mais próximo da falésia. Com a campanha ECLICLA 2 demonstrou-se que a velocidade do vento é mais intensa na época seca, e que o topo da camada limite interna a 50 m a sotavento da falésia encontra-se entre 4,5 e 9 m, enquanto a 97 m a sotavento da falésia está acima de 15 m.

Com relação ao aspecto numérico, foram realizadas simulações numéricas (DNS) bidimensionais com a metodologia de fronteiras imersas para falésias de diversas alturas e formas geométricas. Para a validação do código utilizaram-se perfis de vento observados na Torre Anemométrica (TA) de 70 m e velocidades pontuais medidas em mastros até 15 m (Campanhas intensivas do ECLICLA). Validado o código, efetuaram-se 50 simulações numéricas para falésias com diferentes alturas (H entre 10 e 50 m) e velocidade do vento (V entre 10^{-4} e 10 m s^{-1}) no topo da Camada-Limite Atmosférica (PBL), parte das quais correspondentes à realidade física da falésia de 40 m do CLA, vista como um estudo de caso. As simulações usaram números de Reynolds (Re) entre $3,0 \times 10^2$ e $3,0 \times 10^7$, sendo que os relevantes para situações da atmosfera são maiores que 10^6 . Constatou-se que quanto mais alta é a falésia maior é a vorticidade, a altura da CLI e a extensão da bolha de recirculação, constituindo assim um fator importante na geração de turbulência a sotavento das mesmas.

Em paralelo realizaram-se 19 experimentos em um túnel de vento (TV), o qual foi adaptado para emular a PBL sobre falésias, na escala 1:1000, e as conseqüentes CLIs. Estas emulações, limitadas a Re igual a $7,5 \times 10^4$ e diversas configurações de alturas e velocidades, foram bem simuladas pelo

código numérico, no que concerne à altura da CLI e características delas, como a ocorrência de bolhas de recirculação a sotavento da borda da falésia, visualizadas numericamente pela técnica PIV. No caso de altura e velocidade do vento típica do CLA, estas bolhas alcançam a extensão horizontal o equivalente a cerca de 100 m da borda da falésia, deste modo não afetando a Torre Móvel de Integração (TMI) localizada a 150 m, cujo modelo também foi inserido e ensaiado no TV. Este modelo também mostrou o escoamento em torno da TMI, que é 3D (do qual o sistema PIV mostra uma secção 2D), com a formação de outra bolha horária no topo desta, além de uma menos intensa a barlavento, a qual interfere no escoamento atmosférico a partir de 125 m. Os diferentes ângulos de inclinação da falésia não afetaram a intensidade da vorticidade, que ficou entre -1600 e 300 s^{-1} em todos os casos; entretanto, eles causam alterações na altura da CLI, influenciando a região de recirculação.

Deste modo, mostra-se que até a distância de 100 m podem-se comparar as simulações 2D numéricas com os resultados dos experimentos no TV, cujas comparações foram muito boas. Assim, constatou-se a equivalência simulações numéricas – emulação em TV para Re inferiores aos fisicamente reais. Em adição aos testes de sensibilidade para diferentes alturas e velocidade do vento, realizaram-se no TV experimentos com incidência do vento com os ângulos de 55° e 45° , com os quais se pôde verificar a tridimensionalidade do escoamento, com resultados semelhantes, mas menos severos que os causados pela incidência do vento a 90° . A análise da influência da direção predominante mostrou que a vorticidade na TMI é um pouco maior (vorticidade igual a 300 s^{-1}) para a direção de 55° do que para a direção de 45° (vorticidade igual a 50 s^{-1}), o que se deve a uma incidência maior dos ventos sobre a TMI para esse ângulo. Analisando os valores obtidos pela expressão do tipo ax^b , nota-se que os valores de a são superiores aos encontrados na literatura, provavelmente devido ao desnível e à turbulência

gerada pela falésia, enquanto os valores b são similares aos valores encontrados na literatura.

Assim, as simulações 2D realizadas com o código numérico, na realidade constituem a situação mais extrema no que concerne à incidência do vento em falésias e suas conseqüências a sotavento. Os resultados obtidos neste estudo são, portanto, de grande utilidade para determinar cenários extremos causados pelos ventos a sotavento das falésias, de interesse prático para as atividades nas regiões abrangidas, sejam elas urbanas, industriais, de recreio, ou tecnológicas, como o lançamento de foguetes. Outrossim, até onde se pôde verificar, este é o primeiro estudo numérico de CLI gerada por desnível topográfico, combinando com experimentos em TV e observações micrometeorológicas.

Finalmente, como continuidade deste estudo, sugerem-se:

Com relação ao código computacional:

- Estender o código para 3D, o que permitirá a simulação com o relevo real das falésias, o qual usualmente tem irregularidades.
- Substituir a inicialização do vento com o perfil de Blasius por outro mais realístico, inclusive com dados correlacionados empiricamente.
- Inserir explicitamente a rugosidade da superfície, para casos como solo nu, solo com vegetação (vários tipos), áreas urbanas e instalações diversas
- Pesquisar a natureza da não-estacionaridade das soluções para Re maior que $2,6 \times 10^7$.

Com relação aos experimentos em túnel de vento:

- Realização dos experimentos em túnel de vento que possuam a capacidade de atingir uma velocidade do escoamento maior, para atingir Re maiores.
- Com a utilização de sistema PIV e fio quente de maior resolução temporal, determinar características turbulentas (espectros de potência e escala de turbulência) do escoamento;
- Representar a topografia local das falésias com modelos mais realistas, em especial no caso do CLA.

Com relação às observações no campo:

- Realizar campanhas micrometeorológicas, como as do ECLICLA, com um maior número de sensores (anemômetros) em mastros melhor distribuídos espacialmente, visando determinar com maior precisão o desenvolvimento da CLI.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARYA, S. P. **Introduction to micrometeorology**. San Diego. Elsevier, Academic Press, 2001. p. 307.
- AZEVEDO, L. F. A., ALMEIDA, J. A. Velocimetria por Imagem de Partículas In: III ESCOLA DE PRIMAVERA EM TRANSIÇÃO & TURBULÊNCIA, 2002, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis-SC. **Anais...** 2002. p. 191-214.
- BATCHVAROVA, E., GRYNING, S. E. Wind climatology, atmospheric turbulence and internal boundary-layer development in Athens during the Medcaphot-Trace Experiment. **Atmospheric Environment**, v.32, n. 12, p. 2055-2069, 1998.
- BERGSTROM, H: A statistical analysis of gust characteristics. **Boundary Layer Meteorology**, v. 39, n. 1, p. 153-73, 1987.
- BIRD, L. B., STEWART, W. E., LIGHFOOT, E. N. **Transport phenomena**. New York: Wiley, 1960. p. 780.
- BLESSMANN, J. **Simulação da estrutura do vento natural em um túnel de vento aerodinâmico**. 1973. Tese (Doutorado em Ciências) - Instituto de Aeronáutica e Espaço (ITA), São José dos Campos, 1973.
- CERMAK, J. E. Atmospheric boundary layer modeling in wind tunnels. In: PROCEEDINGS OF INTERNATIONAL SYMPOSIUM EXPERIMENTAL DETERMINATION OF WIND LOADS ON CIVIL ENGINEERING STRUCTURES, 1990, University of Roorkee, New Delhi. **Proceedings...**New Delhi:Oxford and IBH Publishers,1990.
- DAVENPORT, A. G. The dependence of wind loads on meteorological parameters. In: PROCEEDINGS OF INTERNATIONAL SEMINAR ON WIND EFFECTS ON BUILDINGS AND STRUCTURES, 1967, Toronto:Ottawa. **Proceedings...**1967. v. 1. p. 19-82.
- DEGRAZIA, G. A., GOULART, A. G. O. Turbulência e dispersão de contaminantes na Camada Limite Planetária In: ESCOLA DE PRIMAVERA TRANSIÇÃO E TURBULÊNCIA, 4., Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: ETT, 2004. p. 73-108
- DORICIO, J. L., MARQUES, A. C. H., BUENO, A. P. F., GRECO JÚNIOR, P. C., SOUZA, L. F. Numerical simulation of bidimensional flows over a circular cylinder: Immersed Boundary and Virtual Boundary Methods. In: IBERIAN LATIN AMERICAN CONGRESS ON COMPUTATIONAL METHODS - CILAMCE, 27., 2006, Belém. **Anais...** [S.l: s.n], 2006. v. 1. p. 1-17.

ELLIOTT, W. P, The growth of the atmospheric internal boundary layer, **Transactions, American Geophysical Union**, v.39, n.6, p. 1048-1054, 1958.

FICHTL, G. H., REYNOLDS N. D., JOHNSTON A. E., ADELFRANG S I, BATTS W., LOTT, L., MEYER P. J., SMITH O. E., SWINT M. S., VAUGHAN, O. H. Jr. Analysis of in-flight winds for shuttle mission STS 51-L. **Journal Applied Meteorology**, v. 27, p. 1232-1241, 1988.

FISCH G. Características do perfil vertical do vento no Centro de Lançamento de Foguetes de Alcântara (CLA). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 14, p.11-21, 1999.

FISCH, G. Análise da turbulência atmosférica no Centro de Lançamento de Foguetes de Alcântara. **Revista Ciência e Natura**. p. 211-215, 2003.

FISCH, G. Análise do perfil de vento no Centro de Lançamento de Alcântara. **Revista Ciência e Natura**, p. 171-175, 2005.

FOX, R. W., MCDONALD, A. T. **Introdução à mecânica dos fluidos**. 4 ed. Rio de Janeiro: Livros Técnicos e Científicos Editora S. A., 1998. p. 661.

GARRATT, J. R. The internal boundary layer – A Review. **Boundary Layer Meteorology**, v. 50, p. 171-203, 1989.

GARRATT, J. R. **The atmospheric boundary layer**. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. p. 316.

GISLER, C. **Estudo estatístico do vento na camada limite superficial no Centro de Lançamento de Alcântara**. 2009. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2009.

GÓIS, E. R. C., SOUZA L. F. Estudo numérico do escoamento em torno de um cilindro oscilante utilizando a técnica das fronteiras imersas. In: CONGRESSO NACIONAL DE MATEMÁTICA APLICADA E COMPUTACIONAL- CNMAC, 2006, Campinas. **Anais...** Campinas: SBMAC, 2006. p. 1-1.

GÓIS, E. R. C. **Simulação numérica do escoamento em torno de um cilindro utilizando o método das fronteiras imersas**. 2007. Dissertação (Mestrado em Ciência da Computação e Matemática Computacional), Universidade de São Paulo, São Carlos, 2007.

GÓIS, E. R. C., SOUZA L. F. Numerical study of lock-in phenomena in 2D flow over a cylinder. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON DYNAMIC PROBLEMS

OF MECHANICS – DINAME 2007, 12., 2007, Ilha Bela, Brasil. **Proceedings...** Ilha Bela, ABCM, 2007.

HARA, T., OHYA, Y., UCHIDA, T., OHBA R. Wind-tunnel and numerical simulations of the coastal thermal internal boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v.130, p. 365-381, 2009

HINZE, J. O. **Turbulence**. New York: McGraw Hill, 1960. p. 586.

IRWIN, H. P. A. H. The design of spires for wind simulation. **Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics**, v.7, p. 361-366, 1981.

JEGEDE, O. O., FOKEN, T. A study of the internal boundary layer due to a roughness change in neutral conditions observed during the LINEX field campaigns. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 62, p. 31-41, 1998.

JOHNSON, D. L. **Terrestrial environment (climatic) criteria guidelines for use in aerospace vehicle development**, Huntsville, NASA TM 4511, revision, 1993.

KÄLLSTRAND, B., SMEDMAN, A. S. A case study of the near-neutral coastal internal boundary-layer growth: aircraft measurements compared with different model estimates. **Boundary Layer Meteorology**, v. 85, p. 1-33, 1997.

KINGWELL, J., SHIMIZU, J., NARITA, K., KAWABATA, H., SHIMIZU, I. Weather factors affecting rocket operations: a review and case history. **Bulletin American Meteorological Society**, v. 72, p. 778–793, 1991.

KLOKER, M. A robust high-resolution split-type compact fd scheme for spatial direct numerical simulation of boundary-layer transition. **Applied Scientific Research**, v. 59, p. 353–377, 1998.

KOPAL, Z. **Numerical analysis**. (2 Ed.). London:Chapman and Hall,1961.

KRISTENSEN, L., CASANOVA, M., COURTNEY, M. S., TROEN RISE, I. In search of a gust definition. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 55, n. 1, p. 91-107, 1991.

KWON, K.J., LEE J. Y., SUNG B. PIV Measurements on the boundary Layer Flow around Naro Space Center. In: 5th International Symposium on Particle Image Velocimetry, 2003, Busan:Korea. **Proceedings...**Busan, Korea, 2003.

LAI, M., PESKIN, C. S. An Immersed Boundary Method with Formal Second-Order Accuracy and Reduced Numerical Viscosity. **Journal of Computational Physics**, v.160, p. 705–719, 2000.

- LAMB, H. **Hydrodynamics**. (6 Ed.). Cambridge: Cambridge University Press, 1932. (Reprinted by Dover, New York, 1945).
- LESIEUR, M. **Turbulence in fluids**. 3 ed. Dordrecht, The Netherlands: Kluwer academic Publishers, 1997. p. 515.
- LIU, H. **Wind engineering – a handbook for structural engineers**. Prentice Hall, 1990.
- LIU, H., CHAN, J. C.L., CHENG, A. Y. S. Internal boundary layer structure under sea-breeze conditions in Hong Kong. **Atmospheric Environment**, v. 35, p. 683-692, 2000.
- LOREDO-SOUZA, A. M., SCHETTINI, E. B. C., PALUCH, M. J. Simulação da camada limite atmosférica em túnel de vento In: Möler, S.M, Silvestrini, J. (orgs). **Turbulência**. Rio de Janeiro: Associação Brasileira de Engenharia e Ciências Mecânicas - ABCM, 2004. v.4, p.137-163.1 CD-ROM
- LUGT, H. J. **Vortex flow in nature and technology**. Maryland, United States: Krieger, 1996. p. 627
- MARTINEZ, D. M. V. **Transição à turbulência na camada de mistura estavelmente estratificada utilizando simulação numérica direta e simulação de grandes escalas**. 2006. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.
- MONIN, A. S., YAGLOM, A. M. **Statistical Fluid Dynamics: Mechanics of Turbulence**. Cambridge, MA: MIT Press, 1971. p. 769
- OHBA, R., SHAO, Y., KOUCHI, A. A wind tunnel and numerical investigation of turbulent dispersion in coastal atmospheric boundary layers. **Boundary Layer Meteorology**, v.87, n.3, p. 255-273, 1998.
- PENDERGRASS, W., ARYA, S. P. Dispersion in neutral boundary layer over a step change in surface roughness – I. Mean flow and turbulence structure. **Atmospheric Environment**, v.18, p. 1267-1279, 1984.
- PLATE, E. Studies in Wind engineering and industrial aerodynamics. **Engineering Meteorology**, p. 740, 1982.
- PESKIN, C. S. Flow patterns around heart valves: A numerical method. **Journal Computational Physics**, v. 10, p. 252–271, 1972.
- PESKIN, C. S. Numerical analysis of blood flow in the heart. **Journal Computational Physics**, v. 25, p. 220–252, 1977.

PIRES, L. B. M., FISCH, G., GIELOW, R. Vento na transição entre as superfícies oceânica e litorânea no Centro de Lançamento de Alcântara (CLA). In ESCOLA DE TRANSIÇÃO E TURBULÊNCIA. **Proceedings...** Rio de Janeiro, Brasil, 2006.

PRANDTL, L., TIETJENS, O. G. **Fundamentals of hydro- and aeromechanics**. vol. 1 e 2. New York: McGraw Hill, 1934. (Reprinted by Dover, New York, 1957).

PRESS, W. H., TEUKOLSKY, S. A., VETTERLING, W. T., FLANNERY, B. P. **Numerical recipes in Fortran 77**. Cambridge University Press, 1997.

RAFFEL, M., WILLERT C., KOMPENHANS J. **Particle image velocimetry a practical a guide**. (3 Ed.). Berlin, Germany: Springer.1998. p. 253.

REUTER, E. D. J., FISCH, G., MOTA, G. V., COHEN, J. C. P. Estudo observacional da Camada Limite Planetária Marinha na região do Centro de Lançamento de Foguetes de Alcântara – MA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.19, n.3, p 251-264, 2004.

ROBALLO, S. T. **Estudo do escoamento atmosférico na CLA, através de medidas em torre Anemométrica e em túnel de vento**. 2007. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2007.

ROBALLO, S. T., FISCH, G. Escoamento atmosférico no Centro de Lançamento de Alcântara (CLA): Parte I – Aspectos Observacionais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, 2008.

SANTA CATARINA, M. F., 1999. **Avaliação do escoamento no Centro de Lançamento de Foguetes de Alcântara: estudo em túnel de vento**. 1999, p. 72. Relatório Final de Atividades de Iniciação Científica, Instituto Tecnológico de Aeronáutica (ITA), São José dos Campos, 1999.

SAVELYEV, S. A., TAYLOR, P. A. Internal boundary layers: I. height formulae for neutral and diabatic flows. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 115. p.1-25, 2005.

SCHLICHTING, H, GERSTEN, K, **Boundary layer theory**. New York: McGraw Hill, 2000.

SEMPREVIVA, A. M., LARSEN, S. E., MORTENSEN, N. G., TROEN, I. Response of neutral boundary layers to change of roughness. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 50. p. 205-225, 1990

SILVA M C. **Estudo do escoamento a montante de um cilindro fixado perpendicularmente a um fundo plano.** 2006. p. 148. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.

SLATTERY, J. C. **Momentum, energy, and mass transfer in continua.** Tokyo: McGraw Hill Kogakusha, 1972. p. 679.

SOUZA, L. F. **Instabilidade centrífuga e transição para turbulência em escoamentos laminares sobre superfícies côncavas.** 2003. p. 182. Tese (Doutorado em Engenharia Aeronáutica e Mecânica), Instituto Tecnológico de Aeronáutica (ITA), São José dos Campos, 2003.

SOUZA, L. F. Numerical simulation of a flow over a circular cylinder using immersed boundary method in vorticity-velocity formulation In: INTERNATIONAL CONGRESS OF MECHANICAL ENGINEERING, 18., 2005, Ouro Preto, Brasil. **Proceedings...** Ouro Preto, ABCM, 2005.

STÜBEN, K., TROTTEBERG, U. Nonlinear multigrid methods: the full approximation scheme. **Lecture Notes in Mathematics**, p. 58-71, 1981.

SUGITA, M., BRUTSAERT, W. Wind velocity measurements in the neutral boundary layer above Hilly Prairie. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, n. D6, p. 7617-7624, 1990.

TOLEDO, V. P., CUMINATO, J. A., SOUZA, L. F. Simulação numérica de escoamento bi-dimensional sobre aerofólios utilizando a técnica de fronteiras imersas In: BRASILIAN CONGRESS OF THERMAL SCIENCES AND ENGINEERING, 21., 2006, Curitiba, Brasil. **Proceedings...** Curitiba, Brasil: s.n., 2006.

UCCELLINI, L. W., BRILL, K. F., PETERSEN, R. A., KEYSER, D., AUNE, R., KOCIN P J, DES JARDINS, M. A report on the upper-level wind conditions preceding and during the shuttle Challenger (STS 51 L) explosion. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 67, p. 1248-1265, 1986.

YOUNG, G. S., KRISTENSEN, L. Surface Layer gusts for aircraft operation. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 59, n. 2, p. 231-242, 1992.

APÊNDICE A – VELOCIDADE, DIREÇÃO DO VENTO E RE OBTIDOS NA TORRE ANEMOMÉTRICA (TA)

A tabela A.1 mostra os valores médios da velocidade para os meses durante o período de 1995 a 2005 nos 6 níveis da TA (alturas de respectivamente: 6,0 m, 10,0 m, 16,3 m, 28,5 m, 43,0 m e 70,0 m) e a variação da direção nesse período, sendo considerada a direção de 0° a 90° em todos os níveis (Gisler, 2009).

Tabela A.1 – Dados médios mensais de direção e velocidade do vento na TA no período de 1995 a 2005

		JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
Nível 1 6,0 m	Velocidade (m s ⁻¹)	3,5	3,5	2,9	3,0	2,9	3,5	3,4	3,9	4,4	4,4	4,3	4,0
	Direção (°)	44-64	42-58	39-53	43-62	48-65	58-76	51-77	44-76	42-73	41-71	40-70	42-68
Nível 2 10,0 m	Velocidade (m s ⁻¹)	4,0	4,2	3,6	3,7	3,6	4,2	4,3	4,9	5,3	5,2	5,3	4,8
	Direção (°)	44-64	42-59	38-54	43-64	48-68	60-77	56-80	45-78	42-74	41-71	41-72	43-70
Nível 3 16,3 m	Velocidade (m s ⁻¹)	4,6	4,7	4,0	4,1	4,0	4,8	4,6	5,4	6,0	5,2	5,9	5,4
	Direção (°)	45-65	42-60	36-53	43-63	47-66	58-77	49-77	43-77	41-76	41-74	41-74	44-72
Nível 4 28,5 m	Velocidade (m s ⁻¹)	5,2	5,2	4,5	4,6	4,5	5,4	5,5	6,0	6,7	6,6	6,6	6,0
	Direção (°)	42-65	40-58	40-53	42-63	47-67	59-78	51-78	44-78	38-72	38-72	38-72	38-68
Nível 5 43,0 m	Velocidade (m s ⁻¹)	5,5	5,7	4,9	4,8	4,8	5,7	5,7	6,5	7,3	7,1	7,1	6,6
	Direção (°)	43-63	38-58	34-52	40-61	43-62	56-76	49-74	42-73	35-71	37-69	38-70	39-66
Nível 6 70,0 m	Velocidade (m s ⁻¹)	6,4	6,5	5,5	5,5	5,5	6,6	6,5	7,3	8,2	8,3	8,2	7,4
	Direção (°)	43-60	41-58	37-54	43-60	49-67	59-77	50-76	43-72	40-70	41-70	40-69	40-61

Os perfis de velocidade e direção do vento para os meses de janeiro (verão), agosto (inverno) e outubro de 2005 (primavera) e o mês de abril de 1998 (outono) foram escolhidos para serem detalhados para fins de comparação.

A Figura A.1 apresentam as velocidades e direções do vento em janeiro de 2005, para os 6 níveis da TA, mostrando que a velocidade no nível 1, manteve-se em torno de 3 a 6 m s⁻¹ até o dia 15 de janeiro, com a direção do vento em aproximadamente 45°; a partir daí as velocidades tenderam a

diminuir, variando de 1 a 6 m s⁻¹ até o dia 20, quando houve um aumento para 7 m s⁻¹ e, a partir do dia 23, ela voltou a cair, chegando a 6 m s⁻¹ no dia 30. A direção do vento nesse período apresentou grande variação também, mas de uma forma geral o vento parece ser persistente a 45° no mês de janeiro. Com o aumento dos níveis, ou seja, das alturas medidas do vento, verifica-se um aumento na velocidade; a direção, entretanto, continua a mesma até o nível 4 (28,5 m). No nível 5 (43,0 m), as velocidades máximas chegam até cerca de 10 m s⁻¹ e as direções do vento são variáveis. No nível 6 (70,0 m) essas velocidades chegaram até 12 m s⁻¹ e a direção do vento volta a se estabilizar, mantendo-se em torno de 45°.

A Figura A.2 apresenta as velocidades e direções do vento em agosto de 2005. As velocidades até o dia 4 são bem baixas no nível 1 (6,0 m), em torno de 2 a 4 em torno de 2 a 4 m s⁻¹, e no restante do mês elas variam entre 3 e 7 m s⁻¹, permanecendo a direção do vento em torno de 45° a 55°. No nível 2 (10,0 m), as velocidades tendem a aumentar, chegando numa velocidade máxima de 9 m s⁻¹ no dia 22. No nível 6 (70 m) a velocidade máxima nesse dia atingiu 14 m s⁻¹. Como ocorreu em janeiro, a direção do vento se manteve constante em torno de 45° para todos os níveis, menos o nível 5 (43,0 m), onde ela apresenta variação na direção, prevalecendo os 315°, provavelmente um erro de registro.

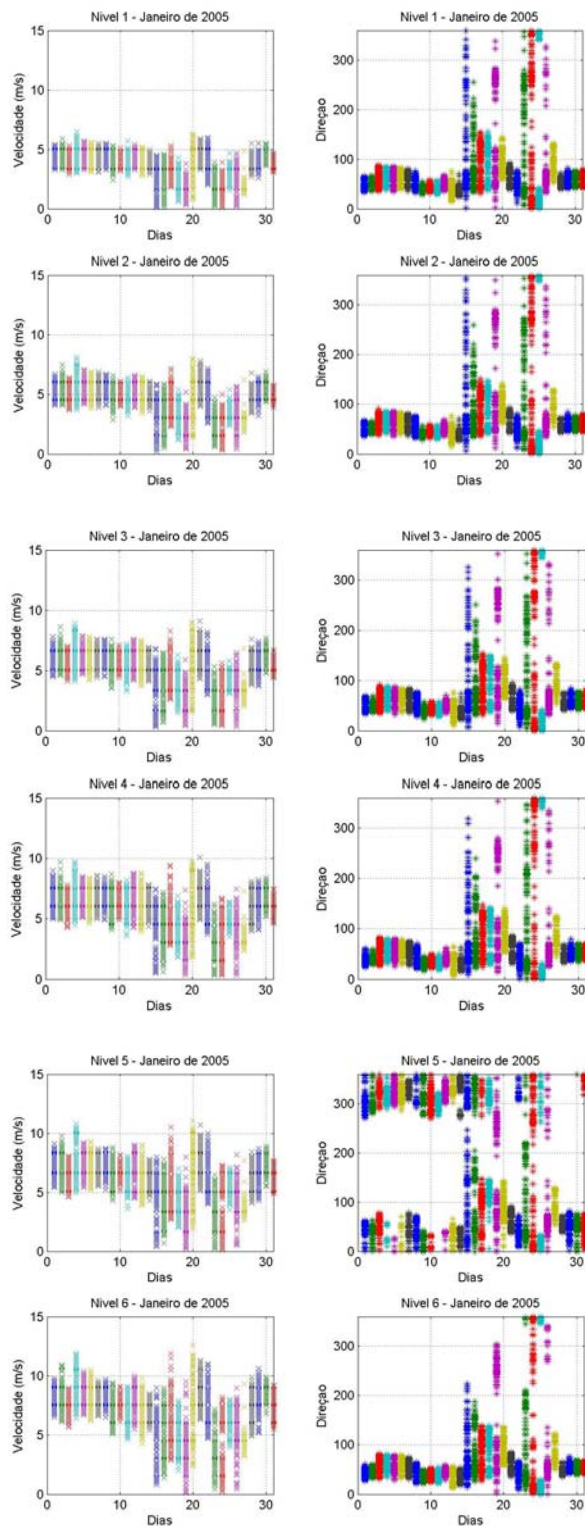
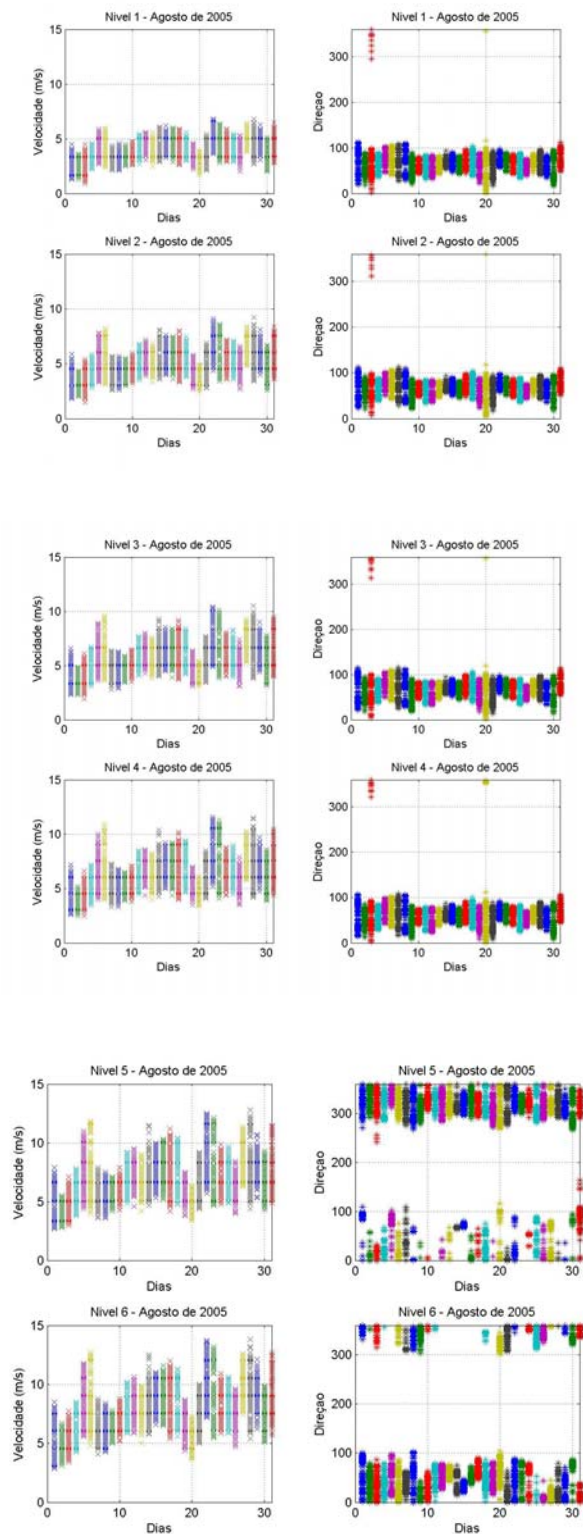


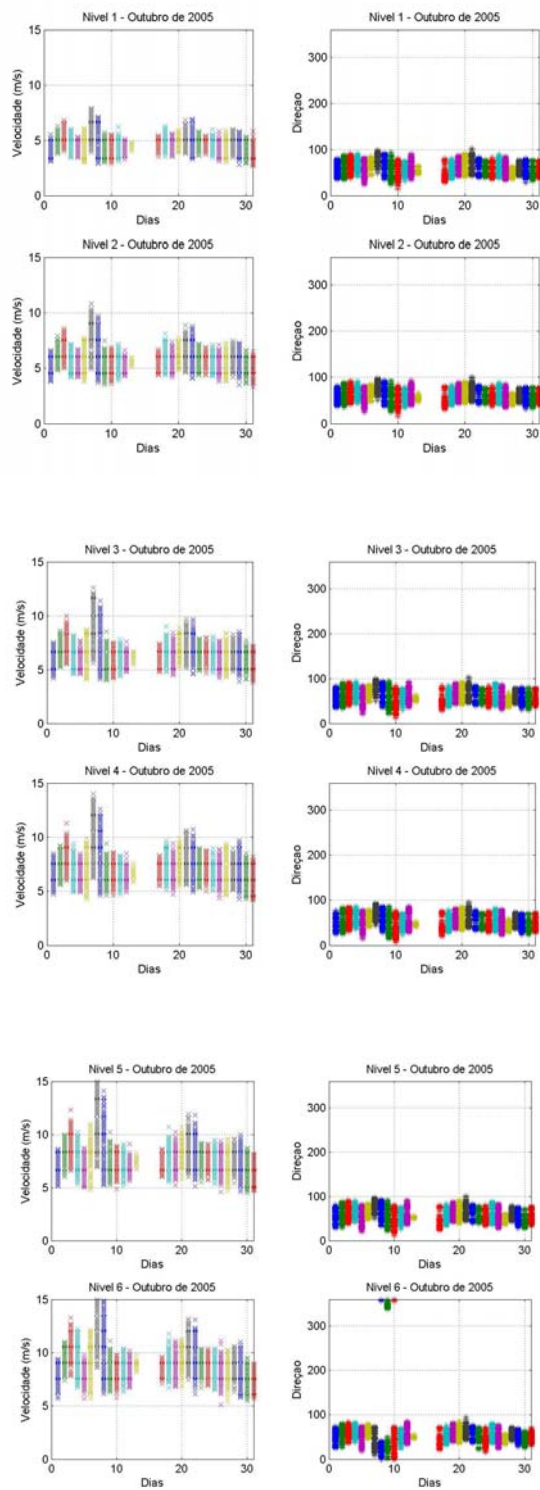
Figura A.1 – Velocidades e direções do vento para os 6 níveis da TA em janeiro de 2005 (verão)



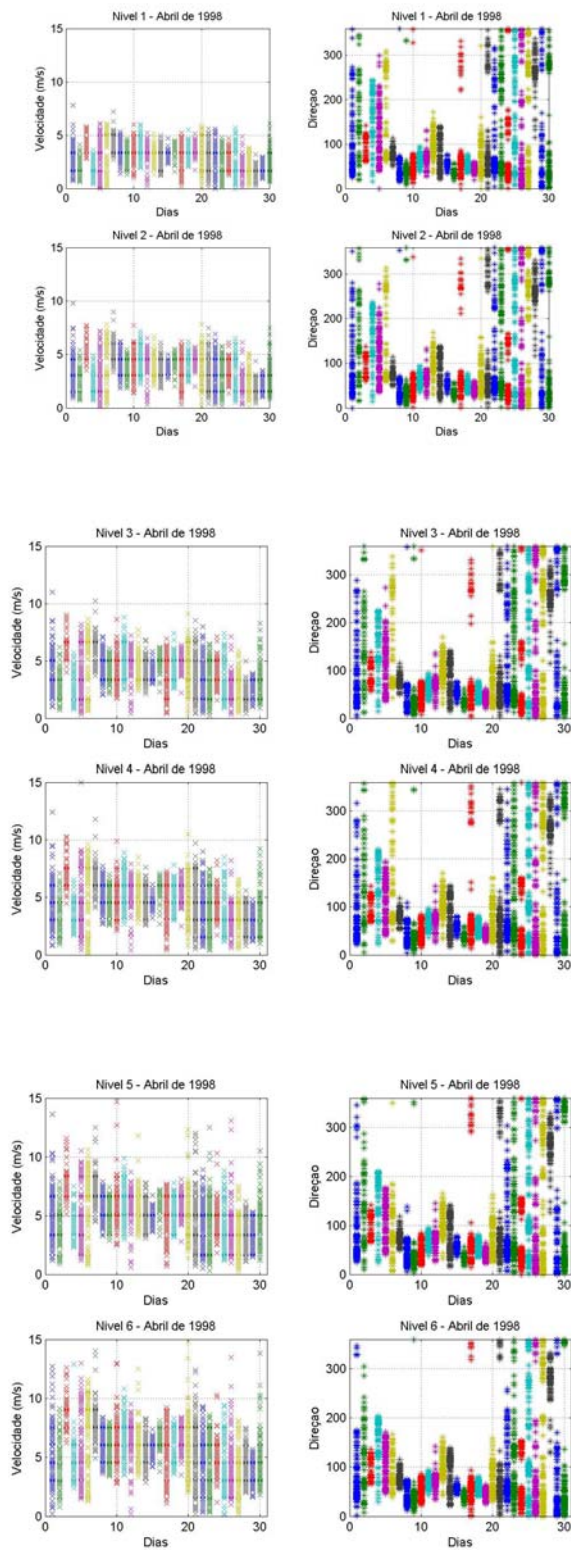
Figuras A.2 – Velocidades e direções do vento para os 6 níveis da TA em agosto de 2005 (inverno).

A Figura A.3 apresenta as velocidades e direções do vento em outubro de 2005. Entre os dias 13 e 17 não houve registros, mas nos demais dias, verifica-se que no nível 1 (6,0 m) a velocidade média permaneceu em torno de 4 e 5 m s⁻¹, no nível 2 (10,0 m) essa média sobe para 6 m s⁻¹, sendo que no dia 7 ela atinge uma velocidade máxima de 11 m s⁻¹; já nos níveis 5 (43,0 m) e 6 (70,0 m) essa máxima chega a 15 m s⁻¹, mas permanecendo em torno de 8 a 9 m s⁻¹ nos demais dias do mês. As velocidades mínimas apresentam valores a partir de 3 m s⁻¹ no nível 1 (6,00 m) e, a partir de 6 m s⁻¹ no nível 6 (70,0 m). A direção do vento predominante durante todo o mês foi de 45° a 55°.

Para fim de comparação com a campanha ECLICLA (Estudo da Camada Limite Interna no Centro de Lançamento de Alcântara), foram analisados também os dados da TA de abril de 1998. A Figura A.4 apresenta as velocidades e direções do vento em abril de 1998 (outono), mostrando que as variações de velocidade e direção nessa época do ano são bem maiores que as acima analisadas (verão e inverno). No nível 1 (6,0 m), a velocidade é predominante abaixo dos 5 m s⁻¹, havendo algumas rajadas de vento que podem atingir até 8 m s⁻¹ conforme aconteceu no dia primeiro de abril. As menores velocidades se encontraram nos dias 28 e 29, variando entre 2 e 3 m s⁻¹. As velocidades aumentam gradativamente com os níveis, sendo que no nível 6 (70,0 m) ocorrem rajadas de até 15 m s⁻¹ como o ocorrido no dia 20; a velocidade média predominante fica em torno de 8 m s⁻¹, e a direção predominante, em torno de 45°, mas nos primeiros e últimos dias do mês há uma grande dispersão dos resultados, havendo ventos em todas as direções.



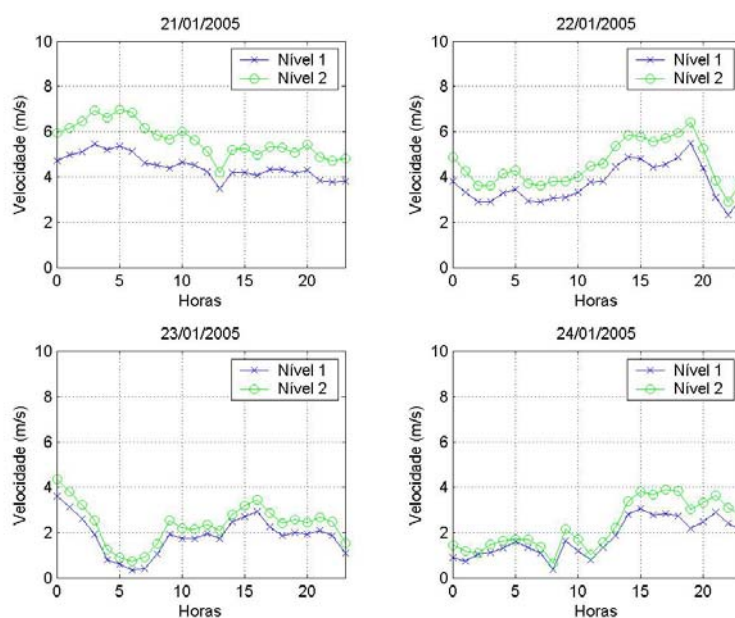
Figuras A.3 – Velocidades e direções do vento para os 6 níveis da TA em outubro de 2005 (primavera).



Figuras A.4 – Velocidades e direções do vento para os 6 níveis da TA em abril de 1998 (outono).

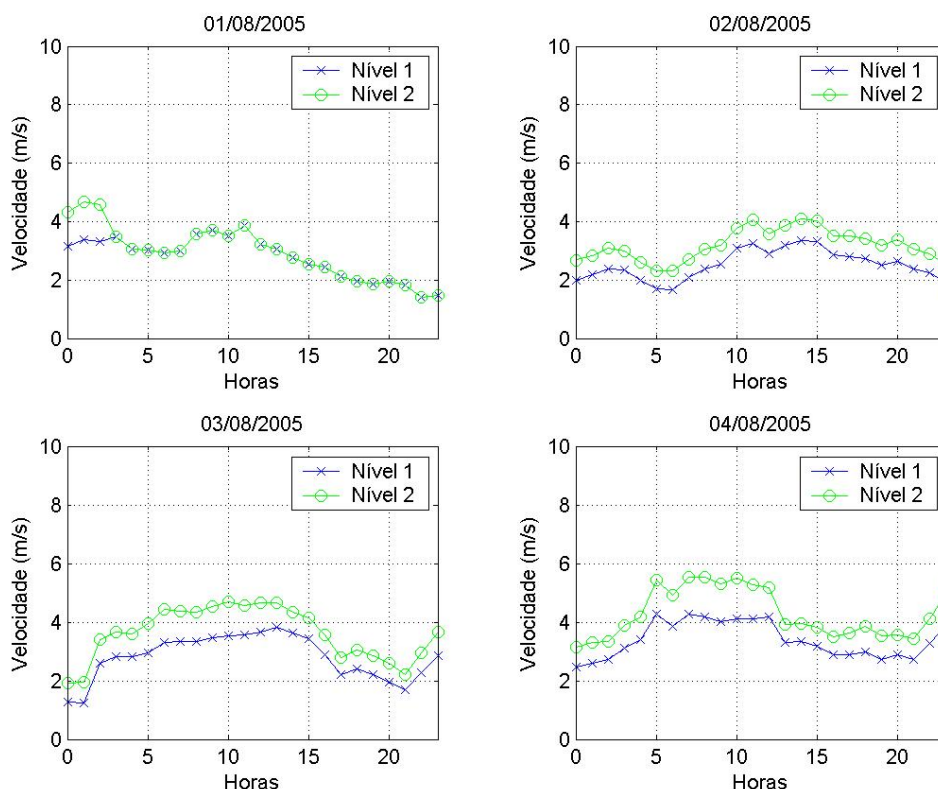
Para fins de comparação com os dados numéricos e as Campanhas observacionais ECLICLA 1 e 2, os níveis mais baixos da torre (1 e 2) foram escolhidos para serem mais detalhados em determinados dias.

A Figura A.5 mostra os valores diários de velocidade para os níveis 1 (6,0 m) e 2 (10,0 m), dos dias 21, 22, 23 e 24 de janeiro, nos quais houve a maior variação de velocidade no mês. As maiores velocidades do mês foram seguidas pelas menores, como segue. No dia 21 a velocidade nas primeiras horas do dia no nível 1 ficou em torno de 5 m s^{-1} até as 10 h e, a partir daí, houve uma queda para 4 m s^{-1} . No nível 2 a velocidade permaneceu em torno de 6 m s^{-1} caindo para 5 m s^{-1} após as 12 h. No dia 22, a variação ficou entre 3 e 6 m s^{-1} . Já no dia 23, a velocidade diminuiu bastante, chegando no nível 1 a 1 m s^{-1} , próximo às 5 h, mantendo-se em torno de 3 m s^{-1} no restante do dia. No dia 24 há uma nova queda nas primeiras horas do dia, ficando em torno de 1 a 2 m s^{-1} para ambos os níveis, seguida por um pequeno aumento para 3 a 4 m s^{-1} após as 12 h.



Figuras A.5 – Valores diários da velocidade nos níveis 1 e 2 da TA entre 21 e 24 de janeiro de 2005

As velocidades mais baixas do mês de agosto de 2005 ocorreram no início do mês, conforme mostra a Figura A.6 nos dias 1 a 4 para os níveis 1 e 2. No dia primeiro a velocidade permanece entre 2 e 4 m s⁻¹ para os dois níveis, o que também ocorre no dia 2. No dia 3 há um pequeno acréscimo para a faixa de 3 a 4 m s⁻¹ no nível 1, e para 5 m s⁻¹ no nível 2, o mesmo ocorrendo no dia 4.



Figuras A.6 – Valores diários da velocidade nos níveis 1 e 2 da TA entre os dias 01 e 04 de agosto de 2005.

A Figura A.7 apresenta os perfis sucessivos na TA, a cada 10 minutos, da velocidade e direção do vento entre 6 e 70 m (níveis 1 a 6) para o dia 2 de agosto, cujas características são relativamente regulares ao longo do dia, com velocidade mantendo-se em torno de 2 m s⁻¹ no nível 1 e 4 m s⁻¹ no nível 6, mantendo a direção predominante de 45° nos níveis mais baixos.

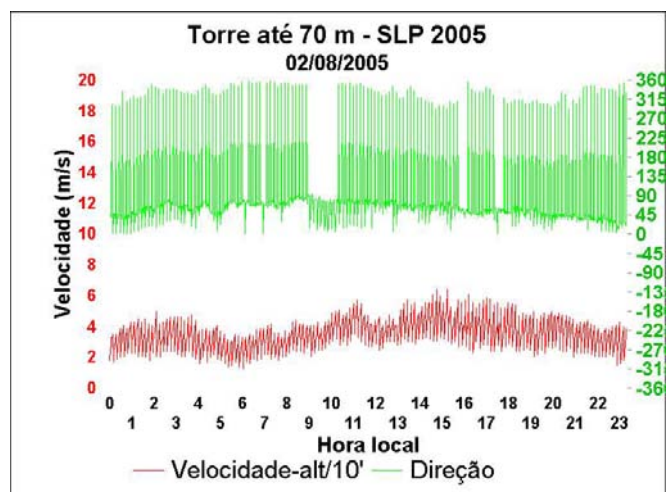
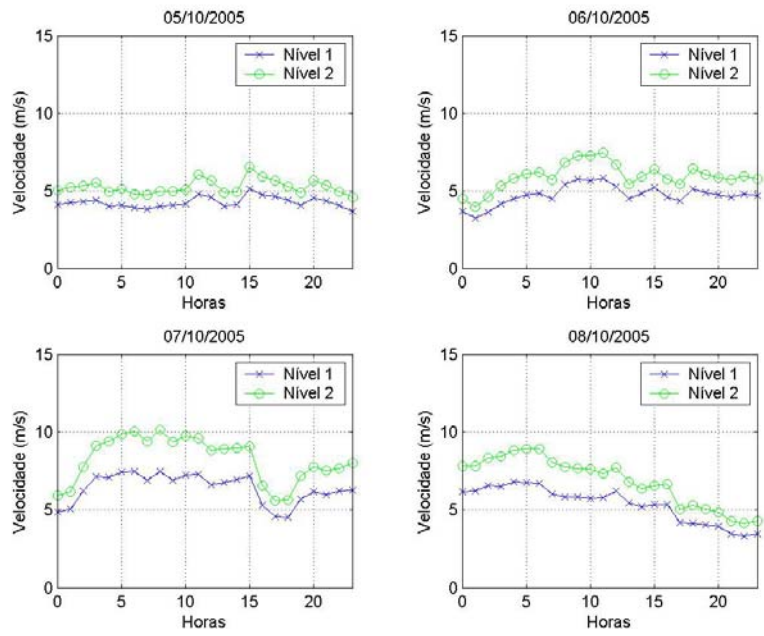


Figura A.7 – Perfis sucessivos da velocidade e direção do vento na TA, a cada 10 minutos, entre os níveis 1 e 6, para o dia 02 de agosto de 2005.

Já em outubro as velocidades se mantiveram constantes com um pequeno pico no dia 7. A Figura A.8 mostra exemplos diários de perfis de velocidade nos níveis 1 e 2, para os dias 5, 6, 7 e 8. Podemos notar que no dia 5 a velocidade se manteve em torno de 4 m/s no nível 1 e entre 5 e 6 m s⁻¹ no nível 2, no dia 6 houve um aumento da velocidade as 10 h chegando a 8 m s⁻¹ no nível 2. No dia 7, a velocidade subiu chegando a 10 m s⁻¹ no nível 2, no final do dia 8 notamos uma queda da velocidade para aproximadamente 4 m s⁻¹ no mesmo nível.

A Figura A.9, mostra dados dos níveis 1 e 2 para os dias 21 a 24 de abril de 1998, onde tivemos uma grande variação da velocidade (Figura B.5). No dia 21 de abril, os níveis 1 e 2 apresentaram velocidades bem baixas, aproximadamente 1 a 2 m s⁻¹, nas primeiras horas do dia chegando a 4 m s⁻¹ no final do dia. No dia 22 essa velocidade se manteve até quase constante até as 14 h havendo uma queda para 1 m s⁻¹ após as 17 h em ambos os níveis. No dia 23 as velocidades começaram baixas aumentando após as 12 h, chegando em 4 m s⁻¹ para o nível 1 e em 5 m s⁻¹ no nível 2 as 21 h. No dia 24, a velocidade se manteve constante em aproximadamente 3 e 4 m s⁻¹ em ambos os níveis.



Figuras A.8 – Valores diários de velocidade dos dias 05 a 08 de outubro de 2005 na TA (níveis 1 e 2).

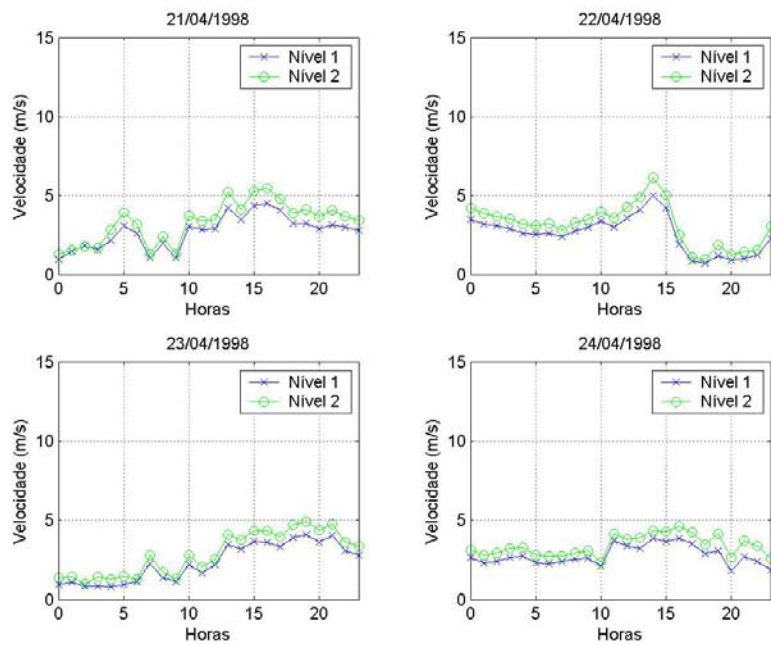


Figura A.9 – Valores diários de velocidade dos dias 21 a 24 de outubro de 1998 na TA (níveis 1 e 2).

Analisando as velocidades do vento no decorrer do ano, estimaram-se os valores de Re em função da velocidade em 6,0 m e em 10 m e da altura da falésia (40 m). A Tabela A.2 mostra os valores máximos e mínimos encontrados nos meses de abril de 1998 e em janeiro, agosto e outubro de 2005, nos níveis 1 e 2.

Tabela A.2 – Valores de velocidade e Re nos níveis 1 e 2.

Mês	Dia	Nível 1 (6,0 m)		Nível 2 (10,0 m)	
		Velocidade (m/s)	Re	Velocidade (m/s)	Re
Abril de 1998	28	1,0	$2,6 \times 10^6$	1,0	$2,6 \times 10^6$
	6	6,0	$1,6 \times 10^7$	8,0	$2,1 \times 10^7$
Janeiro de 2005	15	1,0	$2,6 \times 10^6$	1,0	$2,6 \times 10^6$
	20	7,0	$1,9 \times 10^7$	8,0	$2,1 \times 10^7$
Agosto de 2005	3	2,0	$5,3 \times 10^6$	3,0	$8,0 \times 10^6$
	22	7,0	$1,9 \times 10^7$	9,0	$2,4 \times 10^7$
Outubro de 2005	1 e 31	3,0	$8,0 \times 10^6$	3,5	$9,3 \times 10^6$
	7	7,5	$2,0 \times 10^7$	11,0	$2,9 \times 10^7$

OBS: Abril apresentou as menores velocidades com uma maior permanência em baixas velocidades.

Em estudo sobre a direção predominante do vento no CLA, usando dados da TA, Roballo (2007) obteve a direção correspondente ao intervalo entre $22,6^\circ$ - $67,5^\circ$ (NE), conforme mostra a Figura A.10, que relaciona os intervalos dos ângulos da direção do vento com os números de perfis utilizados, para os meses característicos de março (chuvoso) e setembro (seco) entre os anos de 1995 a 2005. Este comportamento era esperado, em vista da direção preferencial do vento ser muito persistente no CLA (Fisch, 1999).

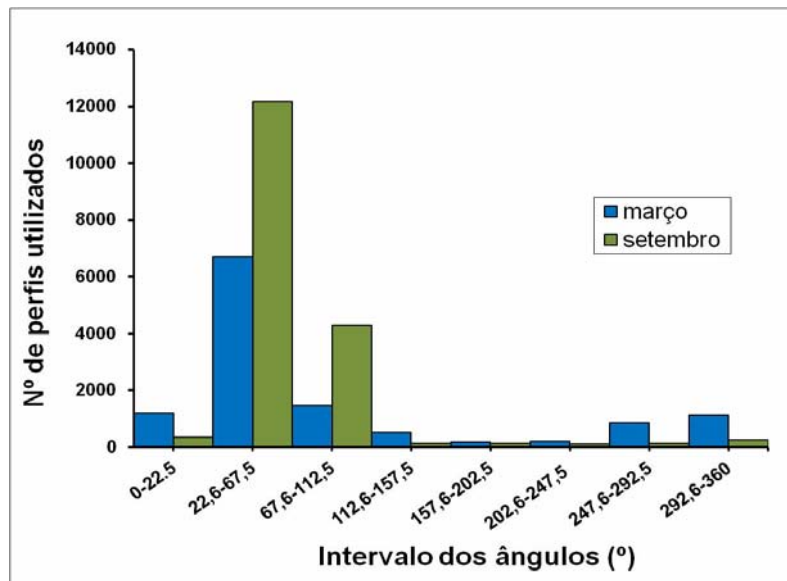


Figura A.10 - Distribuição na TA da direção do vento dos perfis utilizados.

Fonte: Roballo (2007)

APÊNDICE B – SIMULAÇÕES NUMÉRICAS E EXPERIMENTOS EM TÚNEL DE VENTO REALIZADOS

Para os casos deste trabalho, as Tabelas B.1 e B.2 apresentam os dados de entrada das simulações numéricas e dos experimentos em TV realizados, assim como as vorticidades máximas no interior da bolha de recirculação junto à borda da falésia e as alturas da CLI nas distâncias a sotavento da falésia (x) iguais a 0, 50, 100, 150 e 200 m. Para as simulações numéricas, as alturas H das falésias simuladas numericamente foram 10, 20, 25, 30, 40 e 50 m, com ângulos de inclinação de 45° , 70° , 90° , 110° e 135° , com velocidades incidentes do vento V na altura do topo da camada-limite atmosférica mecânica (280 m) desde 10^{-4} até 10 m s^{-1} , com ângulo de incidência constante igual a 90° . No TV, a escala linear foi de 1:1000, com os mesmos ângulos de inclinação, e velocidade V entre 28 e 29 m s^{-1} ; os ângulos de incidência do vento foram 90° , 55° e 45° . Os Re foram determinados por H e V .

Tabela B.1 – Simulações numéricas.

Simulações SN	ALTURA DA FALÉSIA (m)	ÂNGULO DE INCLINAÇÃO DA FALÉSIA ($^\circ$)	VELOCIDADE (m s^{-1})	Re	VORTICIDADE MÁXIMA (s^{-1})	Altura da CLI				
						x = 0 m	x = 50 m	x = 100 m	x = 150 m	x = 200 m
1	50	90	0,0001	$3,0 \times 10^2$	0,00005	53	73	83	88	91
2	50	90	0,001	$3,0 \times 10^3$	0,002	32	51	58	59	53
3	10	90	0.1	$7,5 \times 10^4$	2	17	29	31	30	25
4	20	90	0.06	$7,5 \times 10^4$	0.9	18	33	39	41	43
5	30	90	0.04	$7,5 \times 10^4$	0.7	18	34	41	44	47
6	40	90	0.03	$7,5 \times 10^4$	0.5	17	35	42	46	49
7	50	90	0.02	$7,5 \times 10^4$	0.4	18	36	43	48	51
8	50	90	0,01	$3,0 \times 10^4$	0,2	20	42	52	58	62
9	50	90	0,1	$3,0 \times 10^5$	5	12	28	34	38	40
10	50	90	1	$3,0 \times 10^6$	200	15	22	25	26	26
11	10	90	1	$6,7 \times 10^5$	100	12	25	30	33	35
12	20	90	1	$1,3 \times 10^6$	150	11	24	30	34	37
13	30	90	1	$2,0 \times 10^6$	200	9	20	24	26	29
14	40	90	1	$2,6 \times 10^6$	200	9	20	24	26	28
15	25	90	4	$6,7 \times 10^5$	800	17	24	28	30	33
16	10	90	5	$3,3 \times 10^6$	1000	9	19	23	25	26
17	20	90	5	$6,7 \times 10^6$	1000	9	19	23	26	27

18	30	90	5	$1,0 \times 10^7$	1300	12	18	22	24	26
19	40	90	5	$1,3 \times 10^7$	1800	14	24	25	26	27
20	50	90	5	$1,6 \times 10^7$	2000	15	26	30	31	31
21	40	90	7,6	$2,0 \times 10^7$	4000	9	17	21	22	22
22	10	90	10	$6,7 \times 10^6$	3000	9	19	22	25	26
23	20	90	10	$1,3 \times 10^7$	3000	8	15	18	19	21
24	30	90	10	$2,0 \times 10^7$	4000	8	18	21	22	21
25	40	90	10	$2,6 \times 10^7$	~4000	-	-	-	-	-
26	50	90	10	$3,0 \times 10^7$	~7000	-	-	-	-	-
27	50	45	1	$3,0 \times 10^6$	200	19	30	34	36	37
28	50	70	1	$3,0 \times 10^6$	200	16	24	26	25	25
29	50	110	1	$3,0 \times 10^6$	200	13	22	24	25	26
30	50	135	1	$3,0 \times 10^6$	200	11	21	24	26	26
31	10	45	5	$3,3 \times 10^6$	1000	9	19	23	25	26
32	10	70	5	$3,3 \times 10^6$	1000	9	19	23	25	26
33	10	110	5	$3,3 \times 10^6$	1000	8	20	22	25	26
34	10	135	5	$3,3 \times 10^6$	1000	8	19	22	24	25
35	20	45	5	$6,7 \times 10^6$	1000	9	18	23	25	27
36	20	70	5	$6,7 \times 10^6$	1000	8	19	23	25	27
37	20	110	5	$6,7 \times 10^6$	1000	9	19	22	25	27
38	20	135	5	$6,7 \times 10^6$	1000	7	18	22	25	26
39	30	45	5	$1,0 \times 10^7$	1300	12	18	22	24	26
40	30	70	5	$1,0 \times 10^7$	1300	12	19	22	24	26
41	30	110	5	$1,0 \times 10^7$	1300	12	18	22	24	25
42	30	135	5	$1,0 \times 10^7$	1300	10	17	21	23	25
43	40	45	7,6	$2,0 \times 10^7$	4000	9	17	21	22	22
44	40	70	7,6	$2,0 \times 10^7$	4000	10	18	22	23	23
45	40	110	7,6	$2,0 \times 10^7$	4000	9	17	20	21	21
46	40	135	7,6	$2,0 \times 10^7$	4000	7	15	18	19	20
47	20	45	10	$1,3 \times 10^7$	3000	7	15	18	20	21
48	20	70	10	$1,3 \times 10^7$	3000	7	15	18	19	20
49	20	110	10	$1,3 \times 10^7$	3000	7	14	17	19	20
50	20	135	10	$1,3 \times 10^7$	3000	7	14	17	19	20

Tabela B.2 – Experimentos no túnel de vento

Experimento	Altura da falésia	Ângulo de inclinação da falésia (°)	Ângulo de inclinação do vento (°)	Velocidade (m s ⁻¹)	Vorticidade máxima (s ⁻¹)	Re	Altura da CLI			
							x = 0	x = 50	x = 100	x = 150
E1	10	90	90	28	-1600	7,5 x 10 ⁴	13	17	14	19
E2	20	90	90	28	-1600	7,5 x 10 ⁴	15	21	23	30
E3	30	90	90	28	-1600	7,5 x 10 ⁴	20	31	37	40
E4	40	45	90	28	-1600	7,5 x 10 ⁴	25	21	23	25
E5	40	70	90	28	-1600	7,5 x 10 ⁴	25	27	32	33
E6	40	90	90	28	-1600	7,5 x 10 ⁴	19	35	43	48
E7	40	110	90	28	-1600	7,5 x 10 ⁴	22	32	43	43
E8	40	135	90	28	-1600	7,5 x 10 ⁴	35	45	54	56
E9	40	45	55	29	-1600	7,2 x 10 ⁴	-	-	-	-
E10	40	70	55	29	-1600	7,7 x 10 ⁴	-	-	-	-
E11	40	90	55	28	-1600	7,5 x 10 ⁴	-	-	-	-
E12	40	110	55	28	-1600	7,5 x 10 ⁴	-	-	-	-
E13	40	135	55	29	-1600	7,7 x 10 ⁴	-	-	-	-
E14	40	45	45	28	-1600	7,5 x 10 ⁴	-	-	-	-
E15	40	70	45	28	-1600	7,5 x 10 ⁴	-	-	-	-
E16	40	90	45	28	-1600	7,5 x 10 ⁴	-	-	-	-
E17	40	110	45	29	-1600	7,7 x 10 ⁴	-	-	-	-
E18	40	135	45	28	-1600	7,5 x 10 ⁴	-	-	-	-
E19	50	90	90	28	-2000	7,5 x 10 ⁴	-	-	-	-